

Р.Ф. Абдрахманов, В.Г. Попов<sup>1</sup>

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЮЖНОГО УРАЛА

Уральская гидрогеологическая складчатая область (ГСО) в пределах исследуемой территории в геотектоническом отношении представлена Центрально-Уральским поднятием и Тагило-Магнитогорским прогибом (Магнитогорским мегасинклином). Они сложены сильно литифицированными, в различной степени метаморфизованными и дислоцированными породами позднего протерозоя и раннего палеозоя: кварцитами, кварцитовидными и аркозовыми песчаниками, сланцами, порфиритами, диабазами, туфами, туфобрекчиями, известняками, доломитами и др.

Водоносность некарбонатных метаморфизованных осадочных и магматических пород определяется исключительно характером и степенью их трещиноватости, которая обычно не подчиняется возрастным границам, часто их пересекает. В этих условиях стратиграфический принцип расчленения гидрогеологического разреза неприемлем. По отношению к названным коллекторам трещинного типа используется термин водоносная (обводненная) зона, и в зависимости от генезиса трещин выделяют регионально-трещинные воды зоны выветривания и локально-трещинные воды зон тектонических нарушений (разломов). Первые развиты на глубине до 60–100 м, а вторые — до 200–300 м и более. В качестве водоупоров выступают плотные и массивные разновидности этих же пород [Гидрогеология..., 1972; Абдрахманов, Попов, 1999].

В соответствии с этим в пределах Уральской ГСО выделяются регионально-трещинные воды в различных по литологии и возрасту породах: метаморфических толщах позднего протерозоя Башкирского мегантиклинория, раннего и среднего палеозоя Зилаирского мегасинклинория, позднего протерозоя – раннего палеозоя Уралтауского мегантиклинория, силура – девона Магнитогорского мегасинклинория, а также в кислых, ультраосновных интрузивных образованиях и др. (рис. 1).

К карбонатным и терригенно-карбонатным отложениям позднего протерозоя, силура, девона и карбона приурочены водоносные горизонты и комплексы трещинно-карстово-пластового типа.

По общности экзогенных ландшафтно-климатических и эндогенных геолого-структурных факторов формирования подземных вод в пределах Уральской ГСО выделяются две гидрогеологические системы трещинно-жильных вод: Центрально-

Уральского поднятия и Магнитогорского мегасинклинория.

В пределах верхней зоны региональной трещиноватости Уральской ГСО (до глубины 100–200 м), где выпадает наибольшее количество осадков, которое превышает испарение, путь перемещения инфильтрационных вод невелик, уровень их в целом повторяет рельеф, разгрузка происходит в речных долинах и на склонах хребтов. В результате в трещиноватых метаморфических и вулканогенно-осадочных породах формируются ультрапресные воды с минерализацией до 0,1 г/л пестрого химического состава за счет выщелачивания пород и привноса растворенных веществ с атмосферными осадками [Абдрахманов и др., 2007]. Почти полностью метеорное происхождение в пресных подземных водах имеют микроэлементы (йод, бром и др.). В южной части Магнитогорского мегасинклинория недостаточность увлажнения способствует протеканию начальной стадии засоления подземных вод.

Гидрогеохимия глубоких частей горных сооружений — одна из слабоизученных проблем современной гидрогеологии. Региональными исследованиями последних десятилетий (В.В. Колодий, А.В. Кудельский, В.А. Кирюхин, И.К. Зайцев, С.А. Вересов и др.) установлено, что складчатые области независимо от их возраста и местоположения (Уральская, Донецкая, Енисейская, Казахская, Кавказская, Копетдагская и др.) не являются гидрогеохимически однозональными структурами. Инфильтрационным водообменом в них охвачена только верхняя часть разреза (до 1–2 км), воды которой разгружаются в виде источников. Ниже располагается многокилометровая толща слабо промытых пород, насыщенных хлоридными рассолами талассогенного (морского) облика. Гидрогеохимия складчатых областей определяется сложным сочетанием разнообразных гидрогеологических структур, интенсивным проявлением на разных этапах развития тектонической и магматической деятельности, исключительной ролью в жизни подземных вод ландшафтно-климатических и других условий.

В.А. Кирюхин и его соавторы [1989], обобщившие материал по гидрогеохимии складчатых областей, в том числе древних (Казахской, Уральской, Донбасской и др.), полагают, что возможно на Южном Урале под зоной пресных вод расположена зона соленых вод и рассолов. Подтверждением

<sup>1</sup> Южно-Российский государственный технический университет (Новочеркасский политехнический институт, г. Новочеркасск)

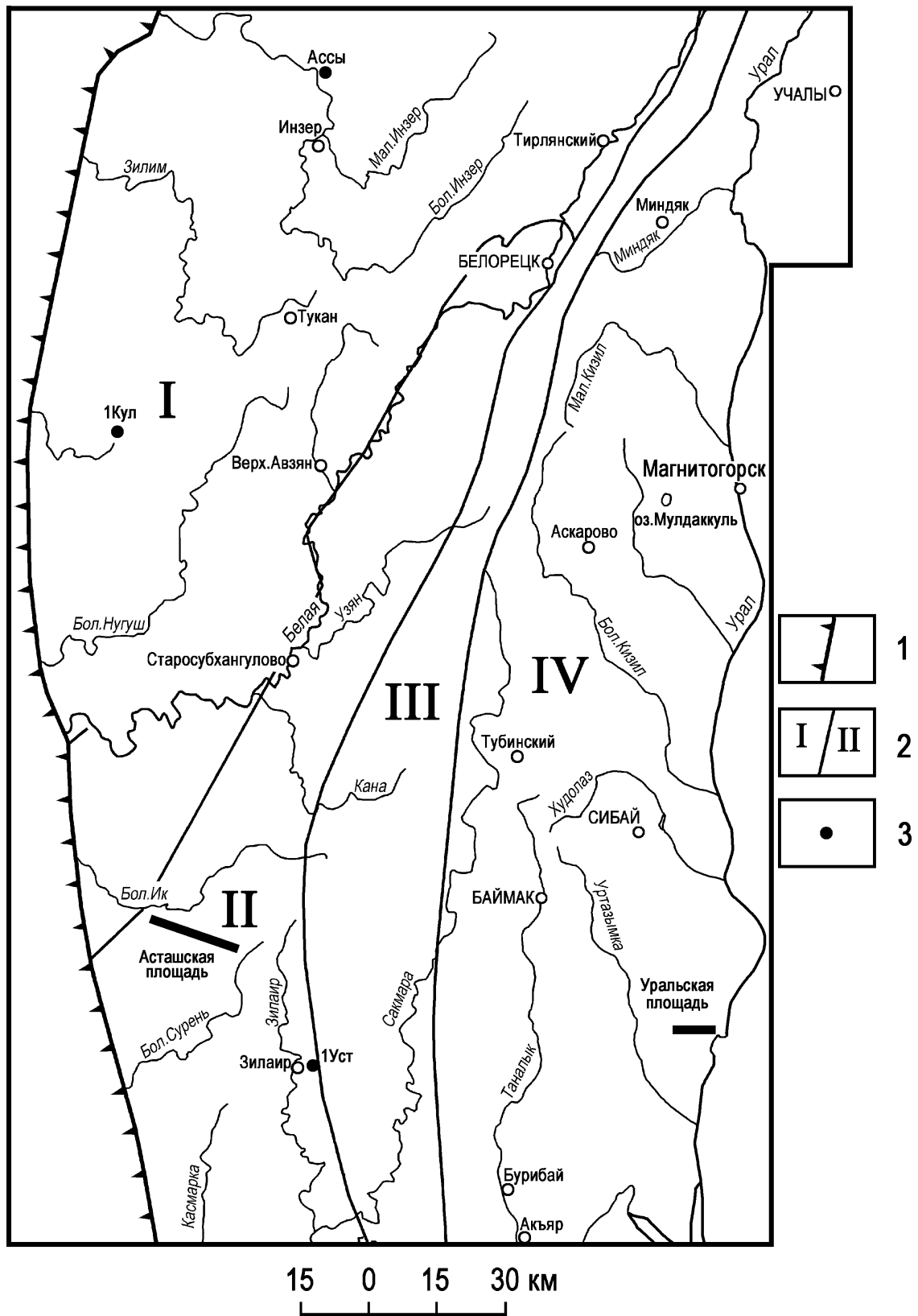


Рис. 1. Схема тектонических районов Южного Урала, по В.Н. Пучкову [2000]

1 — граница между платформенной и складчатой областями; 2 — границы между мегазонами: I — Башкирская, II — Зилаирская, III — Уралтауская, IV — Магнитогорская; 3 — проявления вод повышенной минерализации

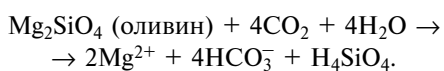
этого служат йодобромные рассолы, вскрытые на глубине свыше 2 км в каменноугольных отложениях Магнитогорского мегасинклинория (Уральская площадь). Восходящая разгрузка глубинных хлоридных вод известна и в Башкирском мегантиклинории (Ассинские минеральные источники); характеристика их приведена ниже.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

В пределах Центрально-Уральского поднятия основным типом гидрогеологических структур являются метаморфические гидрогеологические массивы (ГМм), сложенные метаморфизованными осадочными толщами протерозоя, раннего и отчасти среднего палеозоя, сформированные в миогеосинклинальных условиях. В зоне экзогенной трещиноватости этих структур, находящейся под влиянием атмосферных факторов, в результате процессов выщелачивания формируются пресные воды (с минерализацией обычно 0,2–0,4 г/л) гидрокарбонатного кальциевого и магниевое-кальциевого состава. Воды такого геохимического облика наиболее свойственны карбонатным породам девона, силура, миньярской, катавской и саткинской свит протерозоя. При этом наименее минерализованные воды (до 0,05–0,1 г/л) гидрокарбонатно-сульфатного, гидрокарбонатно-хлоридного кальциево-натриевого состава характерны для геохимически малоактивных пород — кварцитов, кварцевых, кварцитовидных и аркозовых песчаников.

Алюмосиликатным породам наиболее свойственны гидролитические реакции, связанные с замещением водородом ионов металла в кристаллической решетке слабо растворимых алюмосиликатов и силикатов магматических и осадочных пород. В зависимости от состава силикатного вещества в пресные воды поступают натрий (из альбита), кальций (из анортита), калий (из микроклина) или магний (из оливина). Эти процессы играют исключительно важную роль в формировании состава маломинерализованных трещинно-жильных вод Центрально-Уральского поднятия.

Так, в ультраосновных породах (перидотитах, дунитах и др.), богатых магнием, образуются гидрокарбонатные магниевые воды с минерализацией 0,2–0,4 г/л:

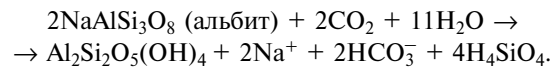


Один из источников, связанный с крупной ультраосновной интрузией в Зилаирском син-

клинории южнее г. Белорецка, имеет следующий состав:

$$\text{M } 0,26 \frac{\text{HCO}_3 \text{ } 100}{\text{Mg } 94 \text{ Ca } 6}.$$

С кварцево-полевошпатовыми аркозовыми песчаниками, содержащими в своем составе натриевые алюмосиликаты, связаны ультрапресные (0,03–0,08 г/л) гидрокарбонатные (сульфатно-гидрокарбонатные) натриевые и кальциево-натриевые воды:

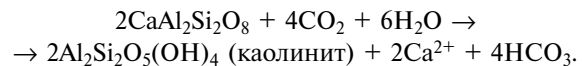


Ниже приводится химический состав источника, вытекающего из песчаников ашинской свиты венда, слагающей восточную часть Башкирского антиклинория:

$$\text{M } 0,07 \frac{\text{HCO}_3 \text{ } 50 \text{ SO}_4 \text{ } 31 \text{ Cl } 19}{\text{Na } 62 \text{ Ca } 25 \text{ Mg } 13}.$$

Содовые воды подобного состава встречаются как в терригенных образованиях Центрально-Уральского поднятия, так и в вулканогенно-осадочных толщах Магнитогорского мегасинклинория. Низкая минерализация вод объясняется высокими скоростями их движения в трещиноватых породах, при которых не успевают завершиться гидролитические процессы.

В результате уголекислотного выщелачивания кальциевых алюмосиликатов (анортит и др.) появляются пресные гидрокарбонатные кальциевые воды:



Формула состава источника, приуроченного к палеозойским песчаникам Зилаирского синклинория, следующая:

$$\text{M } 0,3 \frac{\text{HCO}_3 \text{ } 82 \text{ SO}_4 \text{ } 8}{\text{Ca } 53 \text{ Na } 24 \text{ Mg } 23}.$$

Из приведенных реакций видно, что катионы подземных вод заимствуются из пород, а бикарбонатный ион образуется из воды и двуокиси углерода атмосферного и/или биохимического происхождения.

Глубокие части Центрально-Уральского поднятия практически не изучены. Несколько скважин глубиной до 5 км, пробуренных в Башкирском антиклинории (Кулгунино 1 — 1 Кул) и восточном борту Зилаирского синклинория (Уральская 1 — 1 Уст и др.) вскрыли пресные и слабосоленоватые воды. Исключением служат Ассинские минеральные источники глубинного геохимического облика, связанные с древнейшими позднепротерозойскими образованиями, выполняющими Инзерский

синклиорий, и слабые рассолы на Асташской площади Зилаирского синклиория (см. рис. 1 и таблицу).

Ассинские источники расположены в западной бортовой части Инзерского синклиория, являющегося одной из структур Центрально-Уральского поднятия. Синклиорий сложен породами каратауской серии позднего протерозоя (рифей), состоящей снизу вверх из зильмердакской, катавской и инзерской свит, согласно залегающих друг на друге (рис. 2). Зильмердакская свита мощностью 750–2800 м делится на бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерышинскую подсвиты, сложенные кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями конгломератов и сланцев. Катавская свита (150–650 м) представлена известняками и мергелями, а инзерская (100–1000 м) — алевролитами, песчаниками и сланцами.

Ширина синклиория по контуру выхода на поверхность подошвы нугушской подсвиты дости-

гает 20–25 км. Углы падения нугушских пород на крыльях структуры, обеспечивающие их погружение до 800–1000 м в центральной части синклиория, изменяются от 10 до 35°.

Ассинское месторождение минеральных вод представлено восходящими источниками естественного происхождения (количество их достигает 20, суммарный дебит около 30 л/с) в основании левого склона долины р. Юрмаш (правый приток р. Инзер) и несколькими неглубокими скважинами (10–50 м). Минеральные источники приурочены к контакту катавских известняков с бедерышинскими песчано-глинистыми сланцами, слагающими крылья и ядро небольшой брахиантиклинали, осложняющей западный борт Инзерского синклиория.

Ассинские источники изучаются на протяжении вот уже свыше 100 лет. Первое описание их было сделано в 1889 г. академиком Ф.Н. Чернышевым. Детальные исследования источников в 40-х — 50-х гг. XX века проводили сотрудники Центрального НИИКиФ и многие другие специалисты.

Таблица

Химический состав подземных вод глубоких горизонтов Южного Урала

Название проявлений и месторождений по рис. 1	Глубина отбора пробы, м	Литология и индекс возраста водовмещающих пород	Т°С	Минерализация, г/л	Ингредиенты, мг/л, %						rNa/rCl	rCl-rNa/rMg	rSO <sub>4</sub> ×100/rCl
					HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Месторождение Ассы	источник	Сланцы, известняки, PR <sub>2</sub>	15,2	20,5	146,4 2,4 0,7	2 690 56,0 16,2	10 180 287,1 83,1	1 002,0 50,0 14,5	377,0 31,0 9,0	6 077,0 264,2 76,5	0,92	0,74	19,5
скв. Ассы, (самоизлив)	55-70	Сланцы, песчаники, PR <sub>2</sub>	—	2,5	201 3,3 8,3	404 8,4 21,1	999 28,2 70,6	166,9 8,3 20,1	75,0 6,2 14,9	624,5 25,4 65,0	0,90	0,45	29,8
скв. 1 Кулгунино	3215	Песчаники, R <sub>1</sub>	—	11,3	3241,6 53,1 33,3	2736,5 57,0 35,8	1743,5 49,2 30,9	406,3 20,3 12,8	35,8 2,9 1,8	3127,8 136,1 85,4	2,77	-30	115,9
скв. 6 Асташская площадь	2194-2222	Доломиты, известняки, C <sub>1</sub> <sup>3</sup> h	—	13,8	556,3 9,12 3,82	53,5 1,11 0,46	8118,4 228,9 95,72	2811,6 140,3 58,76	233,5 19,2 4,88	1996,6 79,63 36,36	0,35	7,77	0,48
скв. 6 Асташская площадь	2600-2700	Известняки, C <sub>1</sub> <sup>2</sup> b	—	42,9	213,57 3,5 0,5	628,71 13,09 1,8	25569 721,0 97,7	3078,5 153,62 20,8	42,68 3,51 0,5	13377,9 580,5 78,7	0,81	40,0	1,81
скв. 2 Уральская	3856-3932	Известняки, C <sub>1</sub> v <sub>2</sub> -п	—	65,9	236,76 3,88 0,3	1003,3 20,89 1,8	40945 1154,7 97,9	10835,6 540,7 45,8	1992,9 163,89 13,9	10917,3 474,87 40,3	0,41	4,14	1,81
скв. 10 Уральская	2020-2120	Известняки, туфоалеволиты, C <sub>1</sub> t-v	—	18,7	335,0 5,49 1,7	527,85 10,99 3,4	10985,5 309,8 94,9	2344,7 117,0 35,9	335,07 27,6 8,9	4140,0 181,68 55,2	0,59	4,64	3,55
Скв. 10 Мулдаккульское	100-500	Песчаники, конгломераты, C <sub>2</sub>	—	6,3	158,6 2,6 2,4	1 180 24,6 22,9	2 851 80,4 74,7	1 044 52,1 48,5	272,4 22,4 20,8	758,0 33,1 30,7	0,41	2,11	30,6
Скв. 18 Мулдаккульское	176	Песчаники, конгломераты, C <sub>2</sub>	7,0	1,4	519 8,5 40,9	327 6,8 32,5	199 5,6 26,8	75,2 3,8 17,6	53,5 4,4 20,6	301,7 12,7 61,8	2,26	-1,6	121,4
Оз. Мулдаккуль			—	12,6	464,0 7,6 3,5	2 295 47,8 22,3	5 633 158,9 74,2	163,3 8,1 3,7	964,3 79,3 35,8	3 056 126,9 60,5	0,80	0,40	30,2

Примечание: «—» — определение не проводилось.

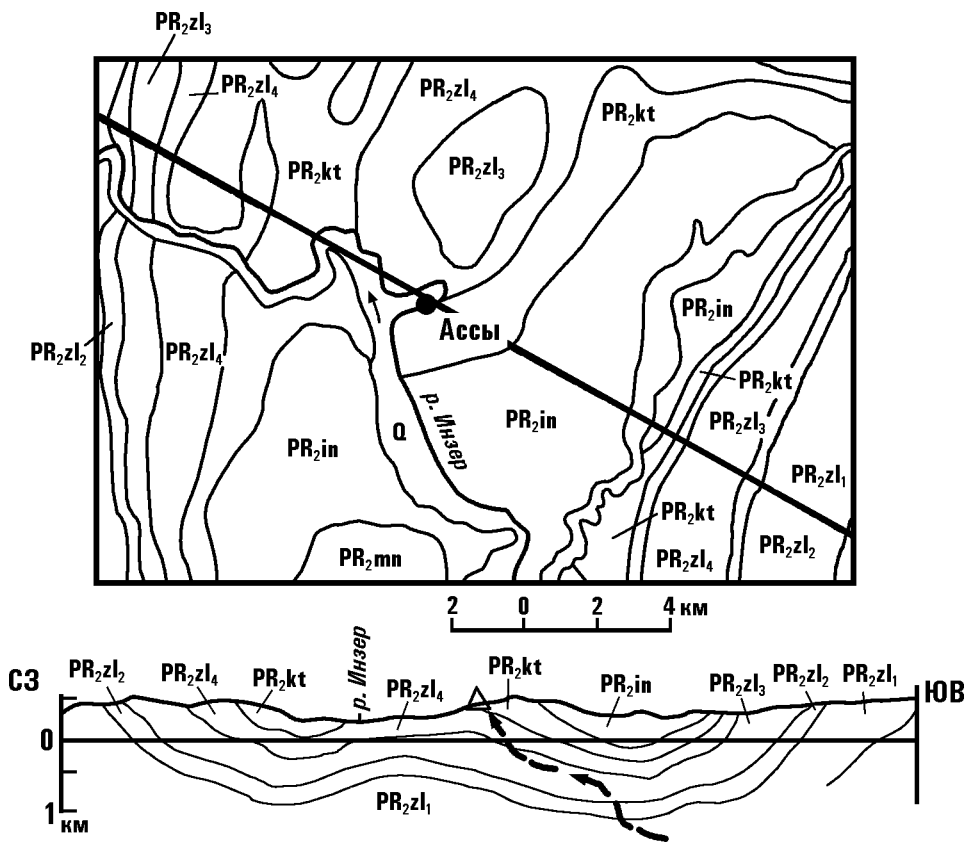
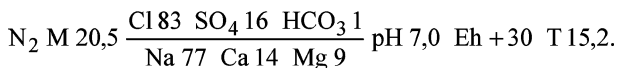


Рис. 2. Геологическая карта и профиль Инзерского синклиория [Попов, Абдрахманов, 1999; Государственная ..., 2002]

Q — четвертичный аллювий: гравийно-галечниковые отложения. Верхний протерозой: PR<sub>2</sub>in — инзерская свита: алевролиты, песчаники, сланцы; PR<sub>2</sub>kt — катавская свита: известняки, мергели; PR<sub>2</sub>zl<sub>4</sub> — бедерьшинская подсвита: песчаники, алевролиты, аргиллиты; PR<sub>2</sub>zl<sub>3</sub> — лемезинская подсвита: песчаники кварцитовидные, прослои сланцев; PR<sub>2</sub>zl<sub>2</sub> — нугушская подсвита: алевролиты, аргиллиты, песчаники; PR<sub>2</sub>zl<sub>1</sub> — бирьянская подсвита: песчаники, прослои конгломератов. На профиле жирными пунктирными стрелками показано направление движения подземных вод

Несмотря на длительную историю изучения Ассинских минеральных вод, целый ряд вопросов, касающихся их химического состава и условий формирования, выяснен недостаточно.

Установлено [Абдрахманов, Попов, 1999; Попов, Абдрахманов, 1999], что по термогидрогеохимическим показателям минеральные источники отчетливо подразделяются на две группы. К первой из них относятся источники с водой хлоридного натриевого состава (табл.). Они имеют наиболее высокую минерализацию (16,8–20,5 г/л) и температуру (15,0–15,3°C) и характеризуются составом:

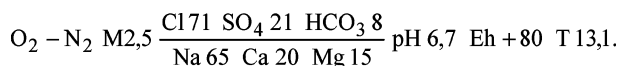


В солевом составе вод, помимо доминирующего среди солей NaCl (74,6–76,5%), присутствуют CaSO<sub>4</sub> (14,1–14,9%), MgCl<sub>2</sub> (6,5–8,0%), MgSO<sub>4</sub> (1,7–3,1%) и Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> (0,4–0,9%). Воды источников имеют хлормагниевого геохимического типа (rCl–rNa/rMg < 1), свойственный морской воде,

и близкую к ней величину коэффициента rNa/rCl (0,89–0,92). Газовый состав вод азотный, содержание CO<sub>2</sub> < 20 мг/л. В некоторых выходах в невысоких концентрациях (0,5–1,7 мг/л) обнаруживается H<sub>2</sub>S. Величина окислительно-восстановительного потенциала Eh относительно низкая (+20...+40 мВ), pH 7,0–7,4. Из биологически активных микрокомпонентов установлены (мг/л): бром (7,6–8,5), бор (H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> 4,4–10,1), кремний (H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> 14,6–22,9), фтор (0,3), мышьяк (0,004–0,008).

Вторая группа включает источники с кислородно-азотными маломинерализованными водами (1,1–3,4 г/л) сульфатно-хлоридного и гидрокарбонатно-хлоридного кальциево-натриевого, иногда более сложного катионного состава, слабо выраженного хлоркальциевого Шб и хлормагниевого Ша типов (см. табл.). Среди водорастворенных солей присутствуют NaCl (28,1–68,1%), Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> (7,3–33,5%), CaSO<sub>4</sub> (10,8–16,3%), MgCl<sub>2</sub> (1,5–24,0%) и CaCl<sub>2</sub> (2,7–6,0%). Термогеохимическая среда характеризуется следующими параметрами:

Eh до +200...+220 мВ, рН 6,8–7,7, Т 7,0–8,5°С. Концентрации биологически активных микроэлементов несколько ниже, чем в воде источников первой группы: брома — 4,5, бора (H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub>) — 0,8 фтора — 0,2 мг/л. Формула химического состава вод одного из источников этой группы следующая:



Особенность распределения главных ионов в водах с различной минерализацией заключается в том, что ее прирост практически всецело обеспечивается за счет концентраций хлора и натрия, увеличивающихся соответственно от 0,3 до 10,8 г/л (55,7–84,6%) и от 0,2 до 6,1 г/л (28,1–76,5%). С увеличением минерализации возрастают также концентрации сульфатного (от 0,08 до 2,7 г/л), кальциевого (от 0,16 до 1,0 г/л) и магниевого (от 0,05 до 0,38 г/л) ионов. Исключение составляет гидрокарбонат-ион, концентрация которого имеет тенденцию к некоторому снижению (от 0,34 до 0,13 г/л). Коэффициент сульфатности —  $r\text{SO}_4 \times 100 / r\text{Cl}$  — высокий (> 20).

Участие процессов смешения природных растворов с различной степенью минерализации в формировании геохимической гаммы Ассинских минеральных вод вполне очевидно. Судя по всему, исходными для них служат маломинерализованные метеогенные воды катавских и инзерских отложений и талассогенные (морские) соленые воды (возможно, слабые рассолы), выдавливаемые под влиянием гидростатического давления из наиболее погруженных частей Инзерского синклиория.

Особенности процесса смешения показаны на рис. 3. Для его построения в качестве исходных (№ 1 и № 7) приняты пресная (0,2 г/л) вода катавских карбонатных пород и морская вода с нормальной соленостью (36 г/л).

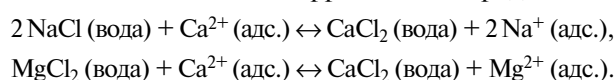
Как уже указывалось и следует из приведенного графика, с ростом минерализации наблюдается увеличение содержания ионов Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Na<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup> и Ca<sup>2+</sup>. Однако детальный анализ гидрогеохимических данных показал, что характер распределения компонентов в промежуточных водах более сложен, чем это следует из линейного закона смешения А.Н. Огильви [1925]  $Y = ax + b$ , где  $x$  — минерализация воды,  $y$  — концентрация отдельного иона, а и  $b$  — параметры, общие для исходных и смешанных вод.

Рис. 3. График смешения Ассинских минеральных вод [Абдрахманов, Попов, 1999]

2–6 — минеральные источники; 1 и 7 — исходные воды

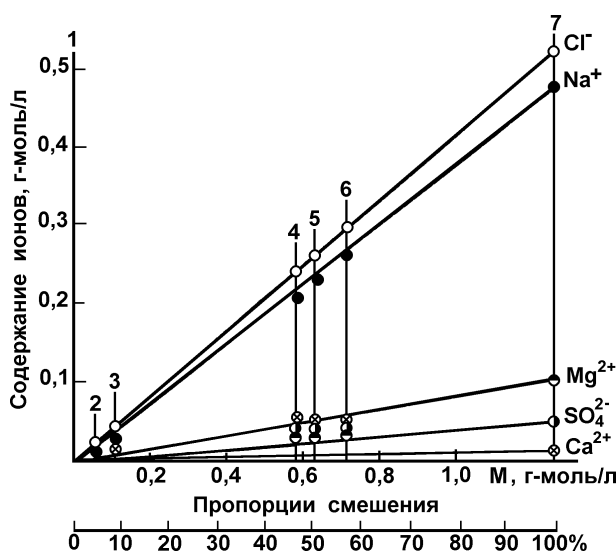
Как видно, линейному закону полностью отвечает распределение только хлоридного иона, который обладает наиболее высокими миграционными возможностями в подземной гидросфере, поскольку не сорбируется коллоидными системами и не накапливается биогенным путем. Фигуративные точки хлора в промежуточных водах находятся на прямой, соединяющей соответствующие точки исходных вод с минимальной и максимальной минерализацией.

Отклонение от корреляционных прямых точек натрия и магния (в сторону уменьшения концентрации) и кальция (увеличение содержания), по всей вероятности, связано с обменно-адсорбционными процессами между разгружающимися с глубины хлоридными магниевыми-натриевыми водами и адсорбированным кальцием поглощенного комплекса глинистых терригенных пород:

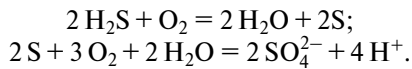


В соответствии с принципом электронейтральности системы «твердая фаза — раствор» эти реакции подчиняются закону действующих масс. Если они реализуются одновременно или в близких временных рамках, то сумма молярных концентраций натрия и магния, адсорбированных породой из воды, должна быть равной молярной концентрации десорбированного и поступившего в раствор кальция. Это условие, как видно из графика смешения (см. рис. 3, № 2–6), соблюдается:  $r\text{Ca} \cong r\text{Na} + r\text{Mg}$ .

Не вполне отвечает линейному закону смешения и поведение сульфат-иона в промежуточных водных смесях (№ 4–6). Концентрация SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> в них при линейном распределении должна быть на уровне 20–25 ммоль/л, фактически же она



составляет 45–50 ммоль/л (2,2–2,7 г/л). Причина такого несоответствия заключается, скорее всего, в различном состоянии серы в глубинных и приповерхностных условиях. В первом случае она представлена в виде  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ . По мере восходящей разгрузки сульфидного газодонного флюида происходит последовательное окисление сероводорода и его продукта — серы по схеме:



В результате в растворе увеличивается концентрация сульфат-иона и снижается содержание сероводорода, что соответствует геохимической среде Ассинских минеральных вод.

С помощью графика легко устанавливаются пропорции смешения. Так, в водах источников первой группы содержатся примерно равные доли метеогенной и талассогенной составляющей, тогда как в водах источников второй группы количество глубинного рассола не превышает 10%.

Присутствие глубинной составляющей в минеральных водах подтверждается также и результатами изучения их гелиеносности.

Гелий, как известно, является инертным газом, образующимся за счет альфа-распада урана, тория, радия и некоторых других элементов. Масштабы генерации гелия горными породами определяются как количеством содержащихся в них радиоактивных элементов, так и длительностью распада последних (т. е. возрастом водовмещающих пород). Перенос и накопление гелия в подземных водах как платформенных, так и орогенных структур, обуславливающих формирование гелиевых полей на различных уровнях, связаны с восходящей конвективно-фильтрационной миграцией.

Доказано, что основным флюидом-носителем гелия служат подземные воды. При этом в естественных условиях однонаправленный восходящий перенос водорастворенного гелия из глубоких частей геологических структур в приповерхностную зону и формирование в ней дифференцированного поля гелия ( $n - n \times 10^{-5}$  мл He/л) вызваны гидрогеодинамическим, геотектоническим и литолого-фациальными факторами [Попов, Егоров, 1990].

Первый из них обуславливает энергетику разгрузки гелиеносных вод, а второй и третий — контролируют размещение проницаемых зон, по которым и осуществляется восходящая миграция глубинных гелиеносных растворов.

Имея в виду использование гелия для выяснения особенностей формирования месторождений минеральных вод, следует подчеркнуть, что гелий, обладающий высокими градиентами в подземной гидросфере, дает наиболее интенсивные

аномалии в верхних горизонтах земной коры и поэтому является наиболее четким индикатором глубинных процессов. По пути восходящей миграции гелий, являясь самым инертным элементом, к тому же обладающим низкими адсорбционными свойствами, не вступает во взаимодействие с породами, газами и ОВ, т. е. дает «истинные» поля, не искаженные вторичными явлениями.

С учетом указанных особенностей гидрогеохимии гелия выполнена гелиевая съемка района Ассинского месторождения минеральных вод. На содержание гелия было опробовано около 40 водопунктов, в том числе 10 минеральных источников. Определение концентрации гелия выполнено с помощью магниторазрядного индикатора (ИНГЕМ-1).

Установлено, что приповерхностное поле гелия Инзерского синклиория в районе Ассинских минеральных источников отличается сильной изменчивостью: амплитуда содержаний элемента в подземных водах достигает трех порядков:  $n \times (10^{-5} - 10^{-3})$  мл/л. Минимальная (фоновая) концентрация гелия  $(4-8) \times 10^{-5}$  мл/л, равновесная с атмосферной  $(5,2 \times 10^{-5})$  мл/л, свойственна водам зоны экзогенной трещиноватости катавских и зильмердакских отложений, не связанным с глубинным источником привноса вещества. Это пресные гидрокарбонатные кальциевые и натриево-кальциевые воды, формирование химического состава которых всецело осуществляется за счет процессов выщелачивания и гидролиза карбонатно-терригенных пород верхнего протерозоя.

В противоположность им Ассинские минеральные воды характеризуются аномальными концентрациями гелия:  $(4,9-11) \times 10^{-2}$  мл/л — для источников первой группы,  $(1,7-15) \times 10^{-3}$  мл/л — для источников второй. Связь гелия с хлором (минерализацией), температурой и величиной Eh — прямая (рис. 4). Это, с одной стороны, свидетельствует о разбавлении субтермальных глубинных соленых вод, формирующихся в восстановительной геохимической обстановке, холодными пресными кислородсодержащими водами, а с другой — о совместных путях миграции с глубины гелия и подземных вод в виде единого хлоридного газодонного флюида (азот, сероводород, гелий).

В ходе восходящей разгрузки минерализованных вод, помимо простого разубоживания их, судя по всему, происходит слабая метаморфизация за счет обменно-адсорбционных процессов в глинистых породах, в результате чего в наименее минерализованных смесях появляется в небольших количествах хлористый кальций.

Величина геотермического градиента ( $\Gamma$ ) для Башкирского антиклиория составляет  $1,1^\circ\text{C}/100\text{ м}$

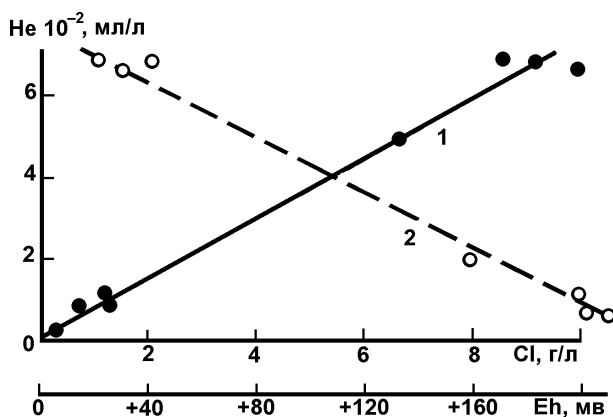


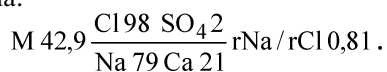
Рис. 4. Связь гелия с хлором (1) и Eh (2)

[Сальников, Попов, 1982; Голованова, 2005], глубина залегания нейтрального слоя ( $H_n$ ) и его температура ( $T_n$ ) соответственно — 25 м и 4°C. Исходя из этих данных, а также принимая во внимание температуру минеральных источников ( $T_{и} = 15,0–15,5^{\circ}\text{C}$ ), можно рассчитать глубину формирования питающих источники струй ( $H_{и}$ ):

$$H_{и} = \frac{(T_{и} - T_n) \times 100}{\Gamma} + H_n, \text{ м.}$$

Она составляет 950–1000 м и соответствует максимальному погружению зильмердакской свиты в Инзерском синклиории.

В Зилаирском синклиории (Асташская площадь) скв. 6 на глубинах 2194–2222 и 2600–2700 м в нижнем карбоне установлены высокометаморфизованные ( $r\text{Na}/r\text{Cl}$  0,41–0,81), хлоркальциевые соленые воды и слабые рассолы ( $r\text{Cl}-r\text{Mg}/r\text{Na}$  7,8–40) с минерализацией 13,8–42,9 г/л, обладающие низкой сульфатностью ( $r\text{SO}_4 \times 100/r\text{Cl}$  0,48–1,8). Они так же, как и рассолы Уральской площади Магнитогорского мегасинклиория, по всей вероятности, разбавлены буровым раствором. Иллюстрацией служит рассол, отобранный из нижнего интервала:



#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИОРИЯ

Условия для формирования подземных вод в Магнитогорском мегасинклиории более благоприятны и характеризуются преимущественным развитием их в эвгеосинклинальных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных, в том числе карбонатных образованиях палеозоя.

В соответствии с Уральской стратиграфической схемой [Стратиграфические ..., 1993] разрез палеозоя представлен ордовиком, силуром, девонем

и карбоном. По составу разрезы этих комплексов западного и восточного склонов Южного Урала отличаются. На западном склоне развиты преимущественно осадочные терригенно-карбонатные породы, на восточном — главным образом вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, которые расчленяются на свиты и толщи.

Сложные гидрогеологические условия Магнитогорского мегасинклиория обусловлены разнообразием вещественного состава магматических, метаморфических и осадочных пород, различной степенью их тектонической дислоцированности и трещиноватости, своеобразием условий питания, движения и разгрузки подземных вод. В отличие от Волго-Уральского артезианского бассейна со скоплениями вод пластового типа здесь преимущественным развитием пользуются трещинно-жильные скопления вод: регионально-трещинные зон выветривания и локально-трещинные зон тектонических нарушений.

Помимо типичных интрузивных и метаморфических гидрогеологических массивов (ГМи и ГМм), соответствующих выходам на поверхность кислых (граниты, гранито-гнейсы), средних (диориты, андезиты, порфириты), основных (базальты, диабазы) и ультраосновных (перидотиты, пироксениты, серпентиниты) пород, в Магнитогорском мегасинклиории широкое развитие получили гидрогеологические интермассивы (ГИМ) и адмассивы (ГАМ), связанные с вулканогенно-осадочными толщами силура, девона и карбона. Сильная дислоцированность пород с жесткими связями обуславливает формирование единой системы трещинных вод. С карбонатными породами нижнего карбона (визейский и намюрский ярусы), слагающими синклиорий в Присакмарской и Кизильско-Уртазымской зонах, связаны внутрискрустные адартезианские карстовые бассейны (ААБ) с пластовыми трещинно-карстовыми водами.

В силурийских и девонских образованиях водовмещающими служат вулканогенные породы (эффузивы и пирокласты) поляковской, баймакбурибаевской, ирендыкской, карамалыташской, улутауской, колтубанской свит и залегающие среди вулканитов толщи известняков. Они развиты в пределах хр. Ирендык — Крыкты и их восточных предгорий. Трещины выветривания прослеживаются в различных по составу породах на глубину 30–100 м и более. Концентрация подземного стока происходит в межхребтовых понижениях, зонах тектонических нарушений, контактов, жил и даек,



обладающих повышенной трещиноватостью и водообильностью. Дебит источников здесь достигают 3–5 л/с и более, а удельные дебиты неглубоких (до 50–80 м) скважин — 1–2 л/с·м. С глубиной удельные дебиты скважин уменьшаются. Ниже зоны региональной трещиноватости локально-трещинные воды могут быть вскрыты только в зонах тектонического дробления и расщеливания пород. На Сибайском полиметаллическом месторождении сосредоточенные водоприитоки в квершлаг на глубине 238 м из трещин в риолитах составили 1,5–9 л/с.

В Магнитогорском мегасинклинии состав подземных вод более разнообразен, чем в пределах Центрально-Уральского поднятия. В северной его части воды еще сохраняют преимущественно гидрокарбонатный магниевый-кальциевый состав с минерализацией 0,2–0,5 г/л. Но к югу от г. Баймака с усилением засушливости климата (снижением количества атмосферных осадков и ростом испарения) воды приобретают пестрый состав и повышенную минерализацию. Здесь региональной зоне выветривания не свойственны подземные воды «простого» (чистого) геохимического облика, такие как, например, гидрокарбонатные кальциевые, магниевые и др.

В большинстве случаев подземные воды вулканогенно-осадочных толщ палеозоя (силур, девон, карбон) — 5- и 6-компонентные: гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные кальциево-магниевый-натриевые, сульфатно-хлоридные магниевый-кальциево-натриевые и др. В подобной гидрогеохимической ситуации сложен и солевой состав вод, представленный практически всеми солевыми ассоциациями. Но главную роль среди них играют NaCl, Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> и MgSO<sub>4</sub>, а второстепенную — Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, Mg(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>, иногда CaCl<sub>2</sub>.

Минерализация изменяется от 0,5–0,7 до 2–3, иногда до 5 г/л. Газовый состав вод — кислородный-азотный атмосферного происхождения; величина рН колеблется от 7,2 до 8,8, т. е. воды слабощелочные и щелочные.

Результаты математического анализа гидрогеохимических данных [Абдрахманов, Попов, 1999] показали зависимость величины минерализации, концентраций сульфатного, хлоридного и натриевого ионов (главных составляющих минерализации) от параметра географической широты  $L$ , характеризующего меридиональную вытянутость Магнитогорского мегасинклиния. Между ними существуют значимые отрицательные коэффициенты корреляции ( $r$  от  $-0,4$  до  $-0,55$ ). Это обстоятельство позволяет достаточно уверенно утверждать о влиянии процессов континентального засоления на формирование геохимического облика подземных вод Зауралья.

На Учалинском, Сибайском, Баймакском и Бурибаевском сульфидных месторождениях формируются очень кислые (рН 2–5) сульфатные воды с минерализацией до 20 г/л, высокими концентрациями железа, меди, марганца и других металлов.

В Кизильско-Уртазымском синклинии и мелких синклиналях Присакмарской структурной зоны трещинно-карстовые подземные воды приурочены к известнякам с прослоями доломитов каменноугольного возраста. Наиболее изучена верхняя часть комплекса (до глубины 200 м), с которой связаны основные эксплуатационные запасы пресных вод. Водообильные зоны тяготеют к речным долинам и логам (верховья Урала, Худолаза, Янгельки и др.), в которых дебит скважин достигает десятков — первых сотен литров в секунду, а коэффициенты фильтрации пород 65 м/сут и более. Высокая водообильность неглубоко залегающих трещинно-карстовых коллекторов в значительной степени обусловлена особенностями питания, которое обеспечивается как инфильтрацией атмосферных осадков и поглощением поверхностных вод, так и перетоком подземных вод из окружающих эффузивов во внутрискрустные карстовые бассейны.

Минерализация вод изменяется от 0,5 до 5 г/л. По мере роста минерализации гидрокарбонатный ион уступает место сульфатному и хлоридному, одновременно в катионном составе доминирующую роль приобретает натрий.

Все изложенное касается неглубоко залегающих (до 100 м) подземных вод. С глубиной минерализация подземных вод, независимо от генезиса и состава пород, растет. Гидрогеологическим опробованием параметрической скважины № 4 Уральского профиля, разбуренного вквост простирания Кизильской структурно-формационной зоны (рис. 5), установлено, что в интервале 1947–2120 м породы имеют низкие коллекторские свойства. Минерализация воды (возможно претерпевшей разбавление буровым раствором) в нем составляет 18 г/л. Состав ее хлоридный кальциево-натриевый, тип III б (см. табл.). Заслуживает внимания повышенная концентрация брома (51,8 мг/л). Судя по величинам отношений  $r_{Na/rCl}$  (0,64) и  $Cl/Br$  (196), это разбавленный рассол седиментогенного происхождения. По геохимическим параметрам он обнаруживает большое сходство с водами нефтяных месторождений Предуралья.<sup>1</sup> Наличие его в вулканах, судя по всему, объясняется миграцией рас-

<sup>1</sup> Хлоркальциевые рассолы не являются прямым показателем нефтегазоносности. Для прогнозных оценок региона на наличие залежей углеводородов необходим комплексный анализ геолого-гидрогеологических данных, что не входит в задачи настоящей статьи.

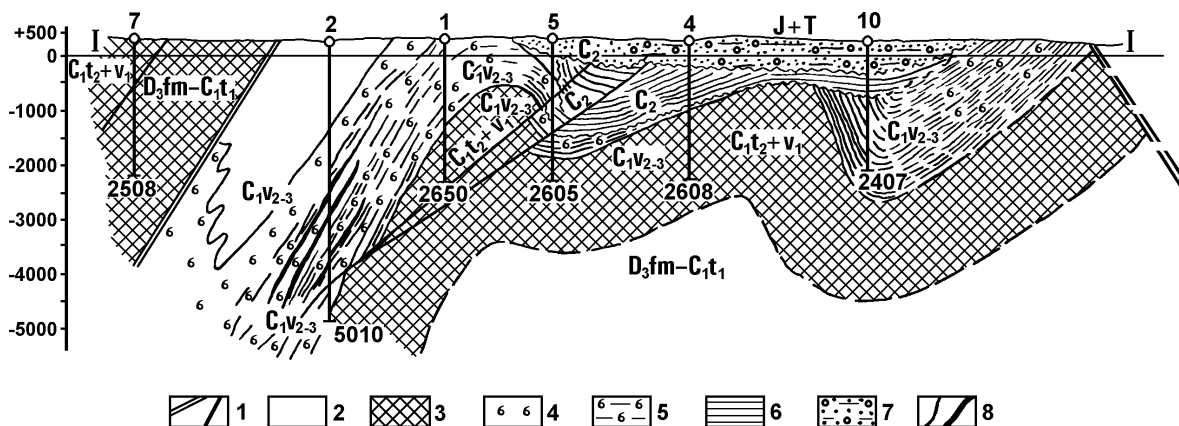
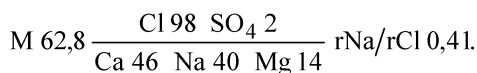


Рис. 5. Геологический разрез Уральской площади Магнитогорского синклиория, по И.А. Тагирову [1978]

$D_3fm-C_1t_1$  — фаменский ярус верхнего девона—нижнетурнейский подъярус нижнего карбона, зилайская свита;  $C_1t_2+v_1$  — верхнетурнейский — нижневизейский подъярусы нижнего карбона, березовская свита;  $C_1v_{2-3}$  — средне-верхневизейский подъярусы — намюрский ярус нижнего карбона, кизильская свита;  $C_2$  — московский ярус среднего карбона, уртазымская свита; J+T — юрские и триасовые отложения. 1 — тектонические нарушения; 2 — рифогенные тела; 3 — осадочно-магматические породы; 4 — карбонатные органогенные и органогенно-детритовые породы турбулентного режима; 5 — органогенные и органогенно-детритовые породы турбулентного режима, глинистые; 6 — глинисто-карбонатные и терригенные породы депрессионной фации; 7 — терригенные породы; 8 — межпластовые интрузии

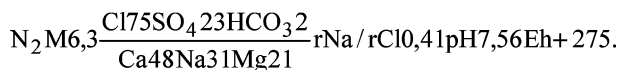
солов по зонам тектонической трещиноватости из окружающих осадочных пород.

Глубокие части нижнекаменноугольного водоносного комплекса вскрыты также скважинами 1, 2 и 5 Уральского профиля (см. рис. 5). При бурении рифогенных известняков на разных глубинах в них отмечались поглощения промывочной жидкости. В скв. 2 они произошли на глубине 1248 м, в интервале 2910–2940 м и на глубинах 3085 и 4195 м. Из интервала 3856–3932 м получена высоко метаморфизованная вода следующего состава:



В северной части озера Мулдаккуль (единственного озера на Южном Урале с минерализацией воды до 12,6 г/л сульфатно-хлоридного магниевонариевого состава) скважинами №№ 10, 14, 15, 18, пробуренными в 1974 г. Челябинской ГРЭ, из песчаников и конгломератов верхнего карбона, залегающих на глубине 100–500 м, получена вода с минерализацией от 5,3 до 26,1 г/л (рис. 6, 7; табл.). Производительность скважины № 10 при понижении уровня воды на 35,2 м составила 3,7 л/с. По основному ионному составу вода относится к сульфатно-хлоридным магниевонариево-кальциевым. Химический состав воды скважины № 10, ранее использовавшейся для розлива как минераль-

ная вода «Абзелиловская», описывается следующей формулой:



Среди водорастворимых солей, наряду с  $CaSO_4$  (23%),  $NaCl$  (31%) и  $MgCl_2$  (21%), в значительном

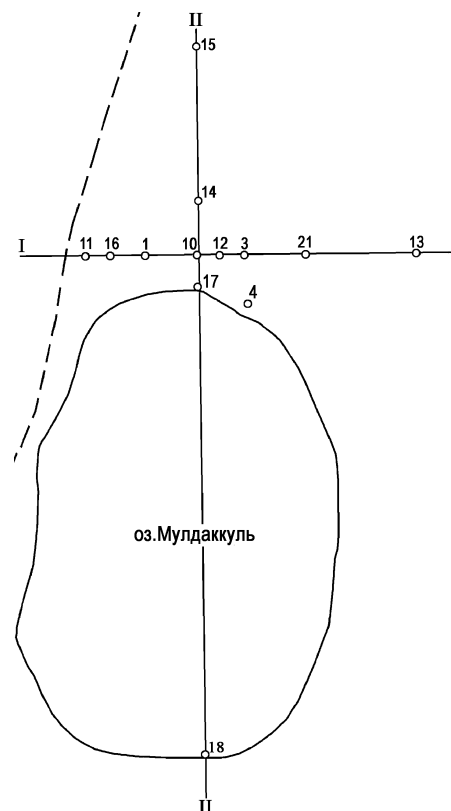


Рис. 6. Схема расположения скважин в районе озера Мулдаккуль, по данным Челябинской ГРЭ (1974 г.)

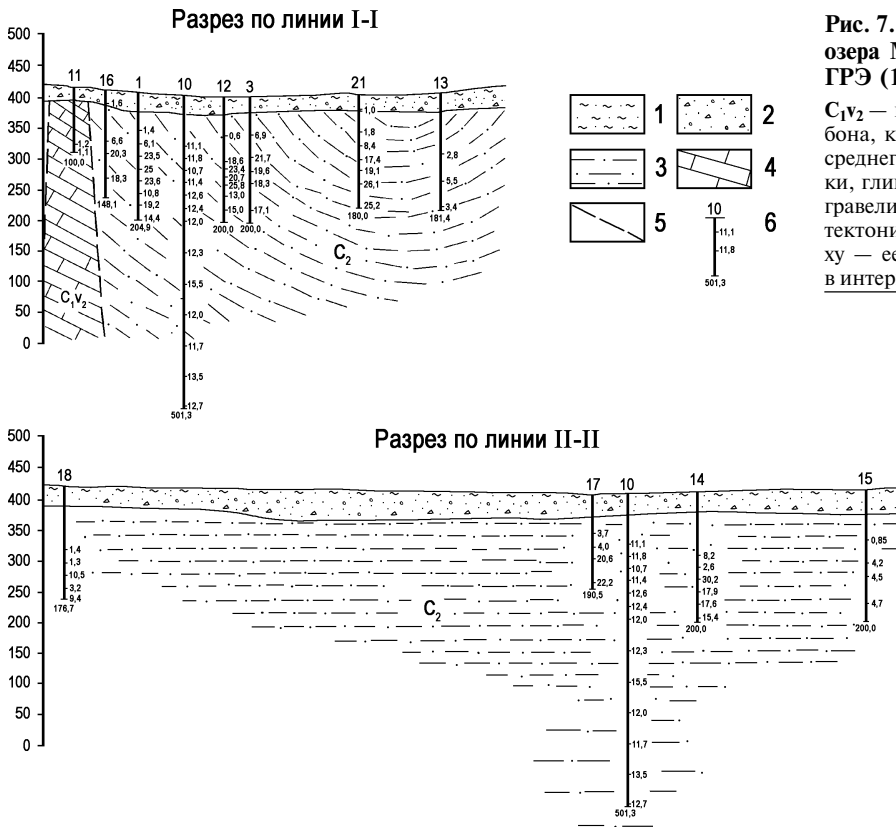


Рис. 7. Гидрогеологические разрезы в районе озера Мулдаккуль, по данным Челябинской ГРЭ (1974 г.)

$C_{1v2}$  — верхневизейский подъярус нижнего карбона, кизильская свита;  $C_2$  — московский ярус среднего карбона, ягельская свита. 1 — суглинки, глины; 2 — гравий, щебень; 3 — песчаники, гравелиты, конгломераты; 4 — известняки; 5 — тектонические нарушения; 6 — скважина: вверху — ее номер; справа — минерализация воды в интервале глубин (г/л)

количестве присутствует  $CaCl_2$  (23%). Геохимический тип воды III б, а генетический облик ее — разбавленная метаморфизованная морская вода.

Из биологически активных компонентов в воде скважины 10 содержатся (мг/л): бром — 3,7–13,5, йод — 0,3–0,85, железо — 0,1–2,1, фтор — 0,1–0,3, мышьяк — 0,003–0,001, ортоборная кислота — 9,2–10,3, метакремниевая кислота — 24,9–28,8, органические вещества ( $C_{орг}$ ) — от 8,9 до 28,5. Из указанных компонентов в биологически значимых концентрациях в воде находятся органические вещества (ОВ). Геохимические исследования подземных вод показывают, что присутствующие в них ОВ находятся в неустойчивом физико-химическом состоянии. Содержание и состав ОВ в подземных водах зависит от множества физико-географических и геолого-гидрогеологических факторов.

Содержание органических веществ ( $C_{орг}$ ) в воде скважины 10 составляет 28,5 мг/л. Анализ ОВ по фракциям показал, что в их составе преобладают спирторастворимые соединения (гумусовые вещества, спиртовые смолы) — от 4,3 до 8,8 мг/л; меньшую долю составляют нейтральные и кислые битумы, содержание которых соответственно изменяется от 1,0 до 4,9 мг/л и от 2,2 до 5,4 мг/л.

Микробиологические исследования показали, что в воде скважины 10 активно протекают процессы круговорота азота и углерода, на что

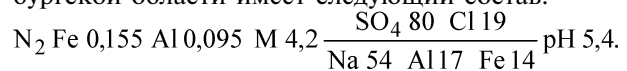
указывает большое количество (до 25000 бактерий в 1 мл воды) аммонифицирующих, нитрифицирующих, денитрифицирующих и маслянокислых бактерий. В небольшом количестве (от 2,5 до 25,0 бактерий в 1 мл воды) присутствуют бактерии, разрушающие серосодержащие ОВ.

Формирование химического состава воды озера Мулдаккуль вызвано, по нашему мнению, разгрузкой соленоватых вод из каменноугольных отложений и последующей испарительной концентрацией их до минерализации 12 г/л.

В крайних юго-восточных районах Башкортостана, в междуречье Сакмара — Таналык и по правобережью последнего, получили распространение спорадически обводненные нижне-среднеюрские отложения (более 200 м). Эти отложения выполняют эрозионно-тектонические впадины. Водоносными являются линзы и прослои песков и галечников, залегающие среди преобладающих по мощности засоленных глин. Дебит скважин в песках 0,2–1,5 л/с при понижении 8–4 м.

Пресные гидрокарбонатные воды на небольшой глубине (10–25 м) сменяются сульфатно-хлоридными и хлоридными натриевыми с минерализацией до 3,5–15 г/л.

В зонах окисления сульфидных месторождений Южного Урала развиты железистые, «полиметалльные» воды [Абдрахманов, Попов, 1999]. Это преимущественно сульфатные (купоросные) кислые воды, которые кроме железа (закисного  $Fe^{2+}$  и окисного  $Fe^{3+}$ ), обычно содержат и другие металлы (медь, цинк, алюминий, свинец, марганец). Известное Гайское месторождение полиметалльных вод в Оренбургской области имеет следующий состав:



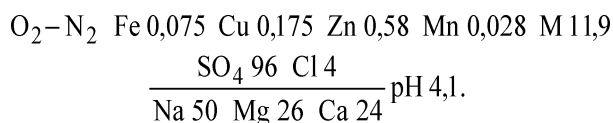
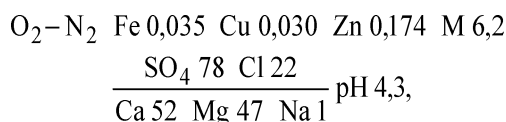
**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД  
В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ ТЕХНОГЕНЕЗА**

Медноколчеданные месторождения Магнитогорского синклинория связаны с диабазово-риолитовой формацией девона, развитой в его западной части. Рудные тела, представленные пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, борнитом и др., залегают на глубине от нескольких десятков до 500–700 м.

В естественных условиях в районах месторождений формируются преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и натриевые подземные воды с минерализацией менее 1 г/л, величиной рН 6,5–8,1 [Черняев и др., 1968]. Разработка месторождений вызвала коренные преобразования геохимического облика вод [Абдрахманов, 2005; Пучков и др., 2007].

На Учалинском медноколчеданном месторождении вблизи рудных тел, залегающих среди туфогенных пород кислого состава, под влиянием окисляющихся сульфидов формируются кислые (рН 3,6–4,3) почти чистые сульфатные воды (до 96%  $\text{SO}_4^{2-}$ ) пестрого катионного состава с минерализацией до 8–12 г/л. В них установлены:  $\text{Fe}^{2+}$  0,2–200,  $\text{Fe}^{3+}$  0,2–19,5,  $\text{Cu}$  8,4–175,  $\text{Zn}$  174–576 мг/л. Анализ гидрогеохимических данных за последние 30 лет свидетельствует о росте минерализации рудничных вод и концентрации металлов. При поступлении вод в общий водосборник, после смешения в дренажной системе, минерализация их снижается до 2–3 г/л [Абдрахманов, Попов, 1999].

Примеры рудничных «полиметалльных» вод Учалинского месторождения:

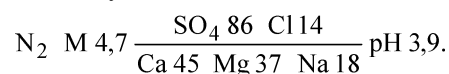


Отличительной особенностью медноколчеданных месторождений Верхнеуральского рудного района служит то, что рудовмещающие породы (туфы и туфобрекчи кварцевых риолитов) залегают в виде прослоев среди известняков. Сульфатные воды и высокие концентрации рудных микрокомпонентов ему не свойственны. Это объясняется нейтрализующим влиянием химически активных карбонатных пород, повышающих значения рН фильтрующихся через них вод и тем самым ограничивающих миграционные возможности металлов. Поэтому концентрации их в рудничных водах

месторождения относительно невысокие (мг/л):  $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$  до 23,  $\text{Cu}$  0,015–32,  $\text{Zn}$  0,05–3,0.

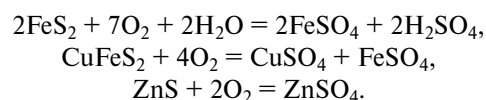
В районе Сибайского медно-цинкового колчеданного месторождения на фоне природных гидрокарбонатных пресных вод в рудовмещающей толще риолитов и порфиритов развиты сульфатные воды с минерализацией до 3 г/л и более и рН 6,7–7,6. В начальный этап разработки месторождения концентрация железа в них составила 1,5–160, меди 0,007–1,75, цинка 0,04–62,5, молибдена до 0,003 мг/л.

Маканское и Бурибайское медноколчеданные месторождения имеют близкие геолого-тектонические условия формирования. Рудовмещающими являются породы основного состава. В районе месторождений (вне зоны окисления) формируются хлоридные натриевые воды с минерализацией 0,4–3 г/л, рН 6,4–8,1, низкими концентрациями металлов. С приближением к зонам окисления рудных тел они преобразуются в типичные сульфатные кислые растворы (рН 3,0–5,2) с минерализацией до 4,7 г/л. Содержание железа в них обычно не превышает 0,4–0,6 г/л (на Маканском месторождении до 72 г/л), меди 140, цинка 66, молибдена 1,1 мг/л [Черняев и др., 1968]. Формула химического состава рудничных вод Бурибайского месторождения следующая:



Техногенные минеральные образования (отвалы, хвостохранилища и прочие) находятся выше уровня подземных вод, отличаются от горных пород высокой диспергированностью слагающего их материала. Они подвергаются активному воздействию агентов внешней среды (физическому и химическому выветриванию), при этом происходит мобилизация мигрантов.

Одной из форм миграции токсикантов являются, как было отмечено выше, гидрогенные потоки (карьерные и шахтные воды, подотвальные воды, жидкая фаза материала хвостохранилищ). Гипергенные изменения рудных минералов месторождений колчеданной формации приводят к переводу труднорастворимых сульфидов (пирит, халькопирит, сфалерит и др.) в хорошо растворимые сульфаты [Крайнов и др., 2004]:



Такие гипергенные трансформации рудной массы выступают гидрогеохимическим следствием увеличения концентраций сульфат-иона, трехвалентного железа, которые являются рН–Еh-

задающими системами, а также многих рудных элементов. Все эти окислительные трансформации сопровождаются переходом в дренажные воды горных выработок и в фильтраты твердых отходов. Происходит концентрация водород-иона, что определяет снижение pH этих вод и соответственно резкое увеличение их окислительно-восстановительного потенциала (Eh до +800 мВ). При этом формируется четвертый тип вод, по О.А. Алекину [1970], в которых  $[HCO_3] = 0$ . При непрерывном образовании  $H_2SO_4$ ,  $H_2S$ ,  $S_2O_3^{2-}$ ,  $S^0$ ,  $SO_3^{2-}$ , насыщении  $CO_2$  и понижении pH возникают условия, благоприятные для сернокислотного выщелачивания.  $H_2S$  наряду с иными формами серы — источник энергии для ряда специфических бактерий (Thiobacillus), которые еще больше понижают значение водородного потенциала и влияют на подвижность гидролизатов [Табаксблат, 2000]. В результате в зоне влияния горных выработок и техногенных образований формируются обширные гидрогеохимические поля аномально кислых сульфатных вод [Гаев, 1989], характеризующихся увеличением концентраций тяжелых металлов и других элементов, среди которых можно выделить две группы: первую составляют халькофильные элементы самих окисляющихся сульфидов, к ним относятся Fe, Cu, Zn, Pb, Cd, Co, Ni, As, Mo, Se, Te; вторую — элементы, переходящие в агрессивные кислые воды из пород: Al, Be, Si, Sc, Ga, Nb, Li, Cs и др. Степень гидрохимической мобилизации элементов, фиксированных в породах и материале отвалов, определяет коэффициент водной миграции ( $K_v$ ). Ряд элементов в порядке убывания  $K_v$ , по А.И. Перельману [1961], выглядит следующим образом: Cd — Zn — Cu — Co — Fe — As. Общий ряд в направлении понижения коэффициента концентрации элементов в подотвальных водах ( $KK_{пв}$ ), в сравнении с фоновыми континентальными водами, имеет следующий вид (в скобках  $\ln KK_{пв}$ ): Zn (7) — Cu, Cd (6) — Fe, Al, Co (4) — S, Mg, Ni, As, Se (3) — Sb, Pb (2) — Si, Na (1) — Ca, K (-2) [Емлин, 1997]. На рис. 8 представлены зависимости содержаний металлов в подотвальных водах от содержаний в руде и от минерализации вод.

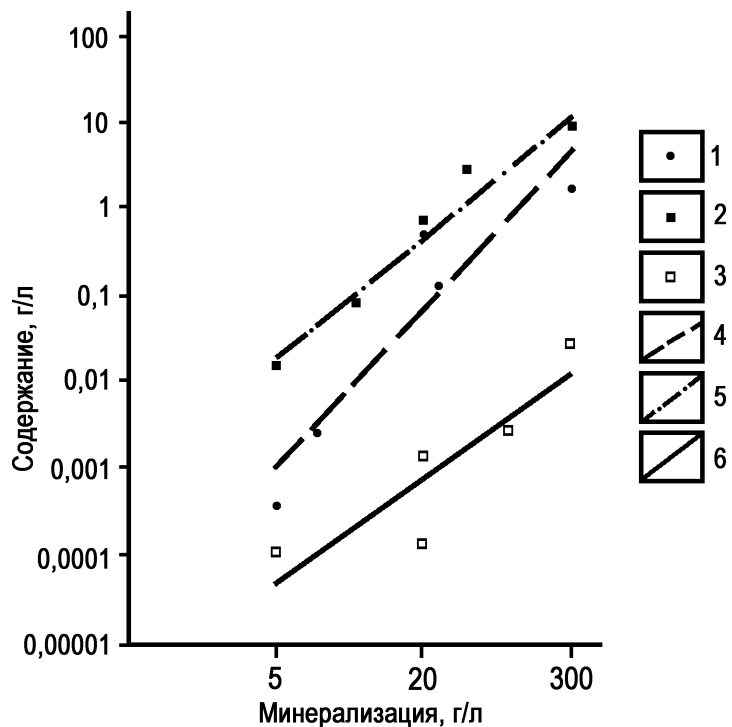
Рис. 8. Зависимость содержаний металлов в подотвальных водах Сибайского месторождения от величины минерализации [Абдрахманов, 2005]

1 — медь, 2 — цинк, 3 — кадмий, 4 — тренд распределения меди, 5 — тренд распределения цинка, 6 — тренд распределения кадмия

Среди элементов, присутствующих в сточных водах горных предприятий, экологически наиболее опасны не сами типоморфные элементы месторождений — медь, цинк, свинец, а микроэлементы-спутники, такие как кадмий, ртуть, мышьяк, сурьма, имеющие минимальные ПДК в питьевой воде. Эти элементы опасны еще в связи с тем, что большая их часть подвержена процессам метилирования с образованием различных форм  $Cd(CH_3)^+$ ,  $Hg(CH_3)^+$ ,  $As(CH_3)_3^0$ , токсичность которых на порядок и более выше, чем у простых катионных форм. В связи с распространением этих элементов в подземных водах известны массовые случаи отравления населения мышьяком и ртутью (на Урале и в некоторых рудных районах западных штатов США) [Крайнов и др., 2004].

Современная гидрогеодинамическая и гидрогеохимическая структура подземной гидросферы Южного Урала сформировалась в результате длительной эволюции под воздействием комплекса естественно-исторических процессов. В последние годы происходит глубокое проникновение техногенных процессов в геологическую среду (до 2000 м). Наиболее интенсивно техногенез формируется на территориях, где одновременно производится промышленное освоение целой группы близко расположенных друг к другу месторождений полезных ископаемых (Баймакский, Учалинский и другие рудные районы).

Техногенная деградация подземной гидросферы горнорудных районов республики носит ло-



кальный (карьеры глубиной до 470 м и с отвалами высотой до 80 м) в пространстве, но длительный во временном отношении характер и обусловлена накоплением огромных объемов твердых и сбросом жидких отходов. Трещинный и трещинно-жильный характер подземных вод, слабое развитие перекрывающих пород способствуют беспрепятственному проникновению концентрированных растворов, содержащих тяжелые металлы, в водоносные горизонты. Все это приводит к формированию на территории горнорудных узлов техногенных гидрогеохимических полей трансформированных вод.

Геохимия подземных вод складчатых областей — это новое направление гидрогеохимических исследований в гидрогеологии. Задачей исследований в этой области на Южном Урале является выяснение основных закономерностей распространения и формирования подземных вод, их динамики, геохимии и геотермии.

Техногенез становится решающим фактором преобразования подземной гидросферы Южного Урала. За последние три — четыре десятилетия он здесь превратился из локального в региональный процесс. Выявленные факты и тенденции свидетельствуют о широкомасштабной деградации природных гидрогеоэкосистем.

В условиях все возрастающей техногенной нагрузки, сочетающейся с высоким потенциалом изменчивости воспринимающей ее геологической среды, важно выявить оптимальные варианты для комплексного территориального размещения производственных структур, установить приоритетность мероприятий по защите территорий, разработать комплекс мер по рациональному использованию и стратегии охраны геологической среды.

#### ***Литература:***

- Абдрахманов Р.Ф.** Гидрогеоэкология Башкортостана. Уфа: Информреклама, 2005. 344 с.
- Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г.** Минеральные лечебные воды Башкортостана. Уфа: Гилем, 1999. 298 с.
- Абдрахманов Р.Ф., Чалов Ю.Н., Абдрахманова Е.Р.** Пресные подземные воды Башкортостана. Уфа: Информреклама, 2007. 184 с.
- Алекин О.А.** Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 442 с.
- Гидрогеология СССР / *Под ред. Б.А. Зубровой.* М.: Недра, 1972. Т. 15. 344 с.
- Гаев А.Я.** Гидрогеохимия Урала и вопросы охраны подземных вод. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1989. 368 с.
- Голованова И.В.** Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука, 2005. 189 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Лист N-40, (41) — Уфа. *Под ред. В.И. Козлова.* СПб, 2002.
- Емлин Э.Ф.** Кадмий в геотехносфере Урала. Екатеринбург: УГГГА, 1997. 283 с.
- Кирюхин В.А., Никитина Н.Б., Судариков С.М.** Гидрогеохимия складчатых областей. Л.: Недра, 1989. 253 с.
- Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М.** Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: Наука, 2004. 677 с.
- Огильви А.Н.** К вопросу о методике изучения минеральных источников // Труды / Бальнеол. ин-т Кавк. минер. вод, 1925. Т. 2. С. 3—7.
- Перельман А.И.** Геохимия ландшафта. М.: Географгиз, 1961. 496 с.
- Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф.** Ассинские минеральные воды на Южном Урале // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 63—66.
- Попов В.Г., Егоров Н.Н.** Гелиевые исследования в гидрогеологии. М.: Наука, 1990. 168 с.
- Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н., Салихов Д.Н., Абдрахманов Р.Ф. и др.** Сульфидсодержащие отвалы и хвостохранилища — опасные техногенные загрязнители окружающей среды горнорудных районов Башкортостана // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2007. № 2. С. 238—247.
- Сальников В.Е., Попов В.Г.** Геотермический режим и гидродинамические условия Южного Урала и Приуралья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 128—135.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1993.
- Табаксблат Л.С.** Гидрогеохимическая трансформация гидросферы Урала — следствие специфического техногенеза минеральных месторождений // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия: Матер. / Междунар. научн. конф. Томск: Изд-во НТЛ, 2000. С. 60—63.
- Тагиров И.А.** Новые данные о геологическом строении Магнитогорского синклиория // Тектоника и нефтеносность Урала и Приуралья / БФАН СССР. Уфа. 1978. С. 7—11.
- Черняев А.М., Ковалев В.Ф., Черняева Л.Е., Козлов А.В.** Сравнительная оценка гидрогеохимических условий поисков сульфидных месторождений в засушливых районах Урала, Зауралья и Северного Казахстана // Формирование химического состава и запасов подземных вод Урала. Свердловск: УрФАН СССР, 1968. С. 17—86.