

УДК 55:504 (550.424)

И. В. Токарев¹, Г. С. Бородулина², Е. П. Каюкова³, В. А. Поляков⁴,
Ю. В. Варнакова³, С. В. Жданов³, Т. В. Маркова³

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНАХ КАРЕЛИИ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Введение. Эффективность использования изотопных методов для решения гидрогеологических задач продемонстрирована большим количеством исследований [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11]. Удобство применения изотопных методов состоит в том, что широкий спектр качественных и количественных параметров может быть оценен на основе достаточно малых объемов единовременного опробования.

Доля подземных вод в общем балансе водопотребления Карелии никогда не превышала 5 %, что является наименьшим показателем для регионов России. Несмотря на низкую степень разведанности запасов подземных вод, потенциал их использования в республике имеется [12]. Гидрогеологические исследования по оценке ресурсов подземных вод в сложных гидрогеологических условиях, которыми характеризуется регион, являются весьма затратными, поэтому в данной работе предпринята попытка решения задачи с использованием комплексного подхода, который бы был относительно недорогим и не требовал проведения длительных циклов наблюдений.

Для изучения темпов водообмена и условий формирования подземных вод Карелии использованы данные о химическом и изотопном составе воды ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$), концентрациях трития (^3H) и гелия (He), изотопном составе растворенного урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$), полученные в результате опробования подземных вод Южной Карелии в 2005 г. и 1979–80 гг.

Рассмотрим кратко основные теоретические закономерности получения гидрогеологической информации в рамках названных изотопных систем.

Концентрации *дейтерия и кислорода-18* в природных водах испытывают наиболее значительные, по сравнению с другими веществами, изменения изотопного состава, обусловленные фракционированием в ходе испарения, конденсации и замерзания. При этом строго соблюдается закономерность — тяжелый изотоп накапливается в более конденсированной фазе. Следует особо подчеркнуть, что в ходе таяния воды фракционирования обычно не происходит из-за слишком малых скоростей диффузии молекул воды во льду.

Изотопный состав воды выражают в относительных единицах, используя в качестве эталона венский стандарт средней океанической воды:

$$\delta X = (R_{\text{пр}}/R_{\text{ст}} - 1) \times 1000, \text{‰}$$

где $R = ^2\text{H}/^1\text{H}$ или $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ — атомное отношение изотопов водорода и кислорода в пробе и стандарте (индексы ПР и СТ, соответственно).

¹ Санкт-Петербургское отделение Института геоэкологии РАН

² Карельский научный центр РАН

³ Санкт-Петербургский университет

⁴ Всероссийский НИИ гидроэкологии и инженерной геологии

© И. В. Токарев, Г. С. Бородулина, Е. П. Каюкова, В. А. Поляков, Ю. В. Варнакова, С. В. Жданов, Т. В. Маркова, 2008

Экспериментальными наблюдениями обнаружено несколько фундаментальных закономерностей, важнейшей из которых является строгая связь между концентрациями дейтерия и кислорода-18 в атмосферных осадках. Соотношение между $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ определяется среднегодовой температурой воздуха в данной местности, и для Земли в целом хорошо аппроксимируется прямой линией [1, 2], называемой глобальной линией метеорных вод — ГЛМВ, которая на диаграмме $\delta^{18}\text{O} \div \delta^2\text{H}$ имеет вид:

$$\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10.$$

Изотопный состав грунтовых вод в гумидных областях, как правило, отвечает изотопному составу атмосферных осадков, поэтому тесная корреляция между изотопным составом осадков и температурой может быть использована для реконструкции климата, при котором происходило формирование подземных вод в прошлом. Ключевым количественным параметром здесь является абсолютное значение изотопного состава водорода и кислорода.

Обнаружение легких по составу подземных вод $\delta^2\text{H} < -110..-120$ и $\delta^{18}\text{O} < -13..-14$ ‰ [13, 10] (см. также данные МАГАТЭ на сайте <http://isohis.iaea.org/>), позволяет вполне определенно утверждать, что данные подземные воды сформировались в холодных климатических условиях, со среднегодовой температурой ниже 0°C . Имеется также возможность ориентировочно рассчитать среднегодовую температуру периода восполнения подземных вод [2]:

$$\delta^{18}\text{O} = 0,69 \times t - 13,6 \text{ ‰}, \quad (1)$$

$$\delta^2\text{H} = 5,6 \times t - 100 \text{ ‰} \quad (1a)$$

где t — среднегодовая температура воздуха в точке наблюдения, $^\circ\text{C}$.

При частичном замерзании воды происходит метаморфизация ее изотопного состава, таким образом, что в остаточной воде накапливается протий и кислород-16, а в лед переходят преимущественно дейтерий и кислород-18. В ходе становления мерзлоты этот процесс приводит к тому, что во вновь образованной мерзлой зоне лед утяжелен относительно состава исходной воды водоносного горизонта, одновременно на фронте промерзания изотопный состав воды облегчен относительно исходного состава (рис. 1).

Обнаружение в настоящее время подземных вод с изотопным составом $\delta^2\text{H} < -110..-120$ и $\delta^{18}\text{O} < -13..-14$ ‰ и, одновременно, смещенным вправо относительно ГЛМВ указывает на то, что они образовались за счет таяния мерзлоты. Теоретические расчеты по формуле релеевской дистилляции показывают, что уклон линии, по которой происходит смещение фракционированных составов вновь образованного льда и остаточной воды составляет 5,5–6,8 [14], что позволяет приблизительно реставрировать исходное положение точек на ГЛМВ.

Тритий является идеальным трассером для исследования циркуляции воды в зоне активного водообмена. Природные концентрации космогенного трития в атмосферных осадках оцениваются величиной около 1–5 ТЕ, а в период испытания термоядерных зарядов в 1952–1964 гг. максимальные его концентрации в атмосферных осадках достигали 10^4 ТЕ [15]. Учитывая период полураспада трития $T_{1/2} = 12,26$ лет, можно полагать, что тритий, поступивший в подземные воды в доядерную эпоху к настоящему моменту полностью распался, это позволяет легко диагностировать вклад современных вод в структуру ресурсов подземных вод.

В связи с радиоактивностью тритий может быть использован для датирования молодых подземных вод, в этом случае в качестве исходной точки отсчета возраста принимают

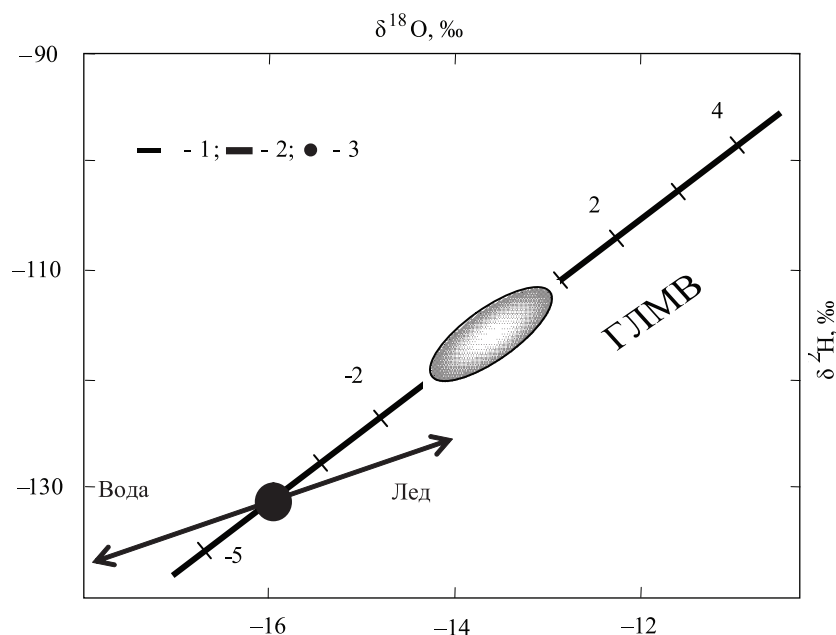


Рис. 1. Основные закономерности изменения изотопного состава воды в системе $\delta^{18}\text{O} + \delta^2\text{H}$
 1 — глобальная линия метеорных вод (ГЛМВ), более легкие составы отвечают более холодным климатам:

- метки с цифрами на ГЛМВ отвечают расчетным среднегодовым температурам воздуха, согласно соотношениям (1 и 1а);
- овалом отмечено реальное распределение изотопных составов осадков в областях Земли, где среднегодовая температура воздуха около нуля, согласно наблюдениям за последние 50 лет;
- 2 — линия изотопного фракционирования при замерзании;
- 3 — изотопный состав исходной воды, подвергшейся частичному замерзанию.

момент поступления трития в подземную гидросферу. В настоящее время в атмосферных осадках имеет место квазистационарное распределение концентраций трития на уровне 5...30 ТЕ, в зависимости от региона. Это позволяет использовать достаточно простые математические модели для расчета возраста и последующей оценки ресурсов подземных вод.

В противоположность тритию повышенные концентрации гелия указывают на значительную длительность контакта воды с вмещающими породами, то есть на большой возраст подземных вод. С учетом чувствительности применявшейся в данной работе аппаратуры, кларковых содержаний родительских элементов (урана и тория), а также пористости/трещиноватости пород (1 %), для увеличения содержания гелия в 1,5 раза над фоном (5×10^{-6} об.%) время контакта воды с породой должно составлять около 1–2 тыс. лет.

Соотношение четных изотопов урана, растворенного в подземных водах, как правило, отклоняется от радиоактивного равновесия $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$ (по активностям). В подавляющем большинстве случаев наблюдаются отношения в пределах $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \sim 0,8..4$ [16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25]. Обогащение ^{234}U обусловлено его большей мобильностью,

связанной с разрушением кристаллической решетки минералов при радиоактивном распаде ^{238}U и последующим преимущественным выщелачиванием дочернего ^{234}U .

В некоторых случаях обогащение по ^{234}U может достигать весьма значительных величин, например, в подземных водах острова Сааремаа (Эстония) обнаружены $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 54$ [26]. Причиной столь больших обогащений является нахождение пород в мерзлом состоянии в течение достаточно заметного в геологическом плане времени [27, 28]. В период существования мерзлоты геохимическая подвижность ^{234}U резко ограничена вследствие отсутствия жидкой воды (за исключением пленочной влаги). Вслед за возобновлением водообмена ^{234}U , накопленный за время существования мерзлоты, мобилизуется гравитационной водой, образующейся за счет таяния льда, что приводит к резкому кратковременному повышению $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах. На практике это означает, что эффект обогащения ^{234}U должен коррелировать с изотопным составом воды таким образом, что при обнаружении $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 5-6$ изотопный состав воды должен отвечать холодным климатам с $\delta^2\text{H} < -110..-120$ и $\delta^{18}\text{O} < -13..-14$ ‰. Кроме того, в изотопном составе воды с резким обогащением ^{234}U должны, как правило, обнаруживаться эффекты фракционирования при замерзании [28].

Закономерности формирования ресурсов и качество подземных вод юга Карелии

В ходе данной работы исследовались подземные воды двух районов Южной Карелии — Восточного Прионежья и Северного Приладожья (рис. 2). Первый представляет интерес в связи с бальнеологическим использованием железистых (Марциальных) вод. В пределах второго расположен Салминский гранитоидный массив, который в 90-х гг. предполагалось использовать для организации долговременного хранилища радиоактивных отходов.

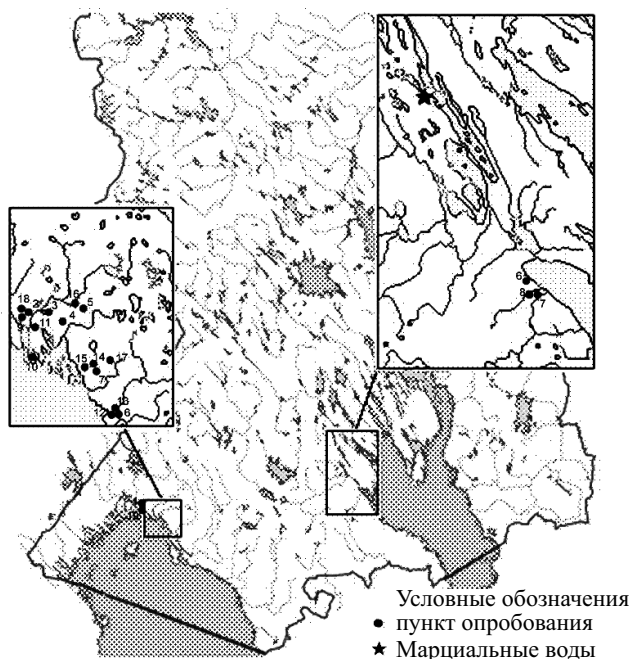


Рис. 2. Схема расположения участков работ и обследованных водоупунктов.

Участки расположены в пределах Балтийского бассейна трещинных вод, где основной водоносный горизонт приурочен к верхней трещиноватой зоне кристаллических пород и рыхлым отложениям четвертичного покрова. Подземные воды, как правило, безнапорные, лишь на отдельных участках приобретают небольшой напор. Питание подземных вод полностью осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Подземные воды Карелии характеризуются в целом невысокой минерализацией (как правило, менее 1 г/л) и отличаются разнообразным химическим составом (табл. 1). Определяющим фактором формирования различных геохимических типов воды выступает скорость водообмена, который контролирует не только масштабы выноса элементов из пород, но и характер геохимической среды [29]. В соответствие с этим выявляется региональная вертикальная и горизонтальная зональность, определяющая увеличение минерализации подземных вод с глубиной и по мере уменьшения степени расчлененности рельефа.

При увеличении длительности контакта воды с вмещающими породами (увеличении возраста подземных вод), как правило, увеличивается рН, изменяется газовый состав подземных вод, уменьшается количество растворенного кислорода, понижается окислительно-восстановительный потенциал подземных вод, что приводит к изменению миграционной способности элементов с переменной валентностью и соответственному изменению их миграционной способности.

Наиболее ярко это проявляется в поведении железа, концентрации которого в подземных водах региона достигают десятков миллиграммов на литр, максимальные концентрации отвечают уровню 85...127 мг/л, который отмечен в одной из скважин курорта «Марциальные воды» [12]. В формировании неглубоко залегающих железистых подземных вод важную роль играет повышенное количество углекислого газа биогенного происхождения. Установлено [30], что карбонатная система Марциальных вод обеднена углеродом-13 ($\delta^{13}\text{C} = -23\text{‰}$) по сравнению с другими источниками ($\delta^{13}\text{C} = -8,5\text{‰} \dots -15,5\text{‰}$).

Гидрохимические характеристики подземных вод верхней части гидрогеологического разреза достаточно подвижны, что можно проиллюстрировать на примере родника в окрестностях г. Петрозаводска, дренирующего межледниковый водоносный горизонт (рис. 3).

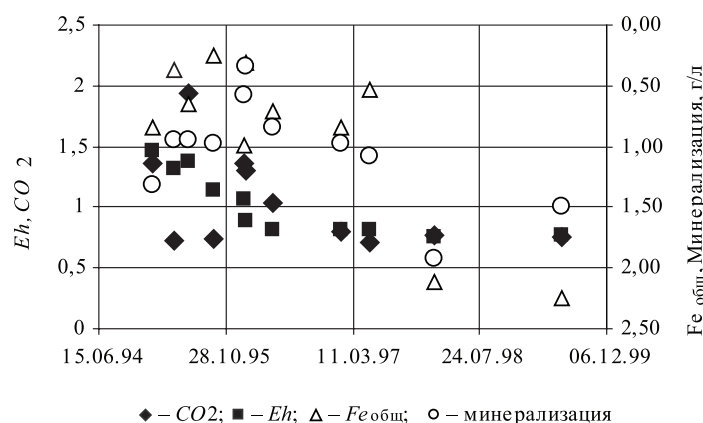


Рис. 3. Вариации некоторых компонентов химического состава подземных вод неглубокой циркуляции во времени (приведены значения, взвешенные на среднее по выборке для каждого компонента в данной точке наблюдения)

Таблица 1

Данные по изотопному и химическому составу подземных вод (2005 г.)

№ на схеме (см. рис. 2)	Местоположение водопункта	φ северн. широты	λ восточн. долготы	Вмещающие породы	$\delta^{18}O$, ‰ ¹⁾	δ^2H , ‰ ²⁾	3H , ТЕ	He, об. % ⁴⁾	$^{234}U/^{238}U$ по активностям	pH ⁵⁾ Ен, мВ	Формула Курлова ⁵⁾
1	Марциальные воды, скв. 1	62°09'	33°54'	Q, пески, PR ₁ диабазы	-14,0	-104	7±2	1,2*10 ⁻⁵	1,01±0,1	6,0 +441	M 0,3 $\frac{HCO_3 \cdot 2SO_4}{Ca \cdot 5Mg \cdot 35(Fe^{2+} \cdot 16)} Fe_{общ}$ 20,6
2	Марциальные воды, скв. 2	62°09'	33°54'	Q, пески, PR ₁ диабазы	-14,1	-104	4±2	1,2*10 ⁻⁵	1,51±0,14	6,0 +432	M 0,5 $\frac{SO_4 \cdot 69HCO_3}{Mg \cdot 33Ca \cdot 32(Fe^{2+} \cdot 30)} Fe_{общ}$ 60,3
3	Марциальные воды, скв. 3	62°09'	33°54'	Q, пески, PR ₁ диабазы	-14,0	-103	4±2	1,2*10 ⁻⁵	0,78±0,13	6,0 +410	M 0,6 $\frac{SO_4 \cdot 71HCO_3 \cdot 26}{Mg \cdot 32(Fe^{2+} \cdot 31)Ca \cdot 26} Fe_{общ}$ 65
4	Марциальные воды, скв. 4	62°09'	33°54'	PR ₁ сланцы	-13,3	-100	2±2	1,2*10 ⁻⁵	0,79±0,07	6,0 +418	M 0,9 $\frac{SO_4 \cdot 83HCO_3 \cdot 16}{(Fe^{2+} \cdot 35)Ca \cdot 28Mg \cdot 27} Fe_{общ}$ 127
5	д. Чула Кончезерская, родник	62°09'	34°01'	Q, пески	-12,4	-91	10±2	фон	1,23±0,08	7,0 +380	M 0,2 $\frac{HCO_3 \cdot 90}{Ca \cdot 47Mg \cdot 47Mg \cdot 14} Fe_{общ}$ 0,6
6	Петрозаводск, скважина	61°48'	34°22'	V ₂ Kt-t, песчаники	-13,2	-97	-	фон	1,21±0,15	8,0 +250	M 0,4 $\frac{HCO_3 \cdot 65Cl \cdot 25SO_4 \cdot 10}{Ng \cdot 40Ca \cdot 32Mg \cdot 25} Fe_{общ}$ 1
7	Петрозаводск, скважина	61°43'	34°26'	PR ₁ , кварцито-песчаники	-13,5	-100	-	фон	-	7,2 +150	M 0,3 $\frac{HCO_3 \cdot 90}{Ca \cdot 58Mg \cdot 34} Fe_{общ}$ 1,4
8	Петрозаводск, родник	61°44'	31°20'	Q, пески	-13,4	-99	-	фон	-	7,0 +120	M 0,3 $\frac{HCO_3 \cdot 90}{Ca \cdot 47Mg \cdot 43} Fe_{общ}$ 3,2
9	ст. Лепягила, скважина	61°41'	31°16'	PR ₁ , амфиболиты	-13,6	-102	4±2	0,004	1,36±0,07	7,6 +140	M 0,4 $\frac{HCO_3 \cdot 64Cl \cdot 25SO_4 \cdot 11}{Ca \cdot 50Ng \cdot 30Mg \cdot 18} Fe_{общ}$ 0,3
10	Урочище Мурсула, скважина	61°37'	31°19'	AR, гранито-гнейсы	-13,6	-101	-	фон	-	6,6 +175	M 0,1 $\frac{HCO_3 \cdot 58SO_4 \cdot 31Cl \cdot 10}{Ca \cdot 49Mg \cdot 25Ng \cdot 23} Fe_{общ}$ 0,1
11	Ур. Хауккаселька, скважина	61°39'	31°19'	AR, гранито-гнейсы	-13,9	-104	-	фон	1,34±0,02	5,8 +280	M 0,2 $\frac{HCO_3 \cdot 75SO_4 \cdot 23}{Ca \cdot 49Ng \cdot 22Mg \cdot 18} Fe_{общ}$ 1,7
12	ст. Иля-Ууксу, скважина	61°31'	31°35'	AR, гранито-гнейсы	-15,7	-124	<1 ³⁾	0,0048	6,6±0,19	8,2 +150	M 1,3 $\frac{Cl \cdot 82}{Ng \cdot 66Ca \cdot 20Mg \cdot 14} Fe_{общ}$ 0
13	п. Уукса, скважина	61°31'	31°36'	AR, гранито-гнейсы	-13,4	-100	-	фон	-	8,2 +164	-
14	г. Питкяранта, скважина	61°35'	31°30'	Q, пески	-13,8	-102	-	фон	-	6,5 +340	M 0,1 $\frac{HCO_3 \cdot 56SO_4 \cdot 30Cl \cdot 14}{Ca \cdot 56Mg \cdot 21Mg \cdot 19} Fe_{общ}$ 0,1
15	г. Питкяранта, скважина	61°35'	31°28'	AR, гранито-гнейсы	-13,6	-102	-	фон	-	8,3 +330	M 0,4 $\frac{HCO_3 \cdot 52SO_4 \cdot 33Cl \cdot 15}{Ng \cdot 56Ca \cdot 27Mg \cdot 16} Fe_{общ}$ 0,1
16	Месторождение Китела, скважина	61°41'	31°26'	γPR, граниты-рапакиви	-13,4	-99	-	фон	-	7,6 +260	M 0,1 $\frac{HCO_3 \cdot 74SO_4 \cdot 23}{Ca \cdot 58Ng \cdot 22Mg \cdot 18} Fe_{общ}$ 0,01
17	СВ г. Питкяранта, скважина	61°36'	31°33'	AR, гранито-гнейсы	-13,4	-99	-	фон	-	7,5 +179	-

1) — точность измерения изотопного состава кислорода составляет ±0,1 ‰;

2) — точность измерения изотопного состава водорода составляет ±0,5 ‰;

3) — <1 отвечает бета-активности пробы ниже порога обнаружения и концентрации трития значимо не отличается от нуля;

4) — фоновое содержание гелия в подземных водах 5×10⁻⁶ об. %;

5) — средние показатели химического состава по результатам мониторинга за 1999–2005 гг. (ИВПС КарНЦ).

Изменчивость химического состава и подверженность антропогенному загрязнению подземных вод верхней зоны были учтены при выборе объектов опробования. Для изотопного анализа пробы отбирались только из самоизливающих скважин и восходящих родников. Это несколько сужало круг наблюдаемых водопунктов, но также резко снижало возможность случайного воздействия антропогенных, сезонных и других факторов на результаты опробования.

Изотопный состав изученных водопоявлений, как и предполагалось, по большей части близок к изотопному составу атмосферных осадков данного региона. Так в Мурманске среднегодовой изотопный состав осадков составляет $\delta^2\text{H} = -92,0 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -12,56 \text{ ‰}$, в Санкт-Петербурге — $\delta^2\text{H} = -86,3 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -11,4 \text{ ‰}$ (данные МАГАТЭ, ISONIS-GNIP <http://isohis.iaea.org/>). Небольшое утяжеление относительно ГЛМВ указывает, вероятно, на несколько большую долю вод, образовавшихся за счет таяния зимних осадков (рис. 4).

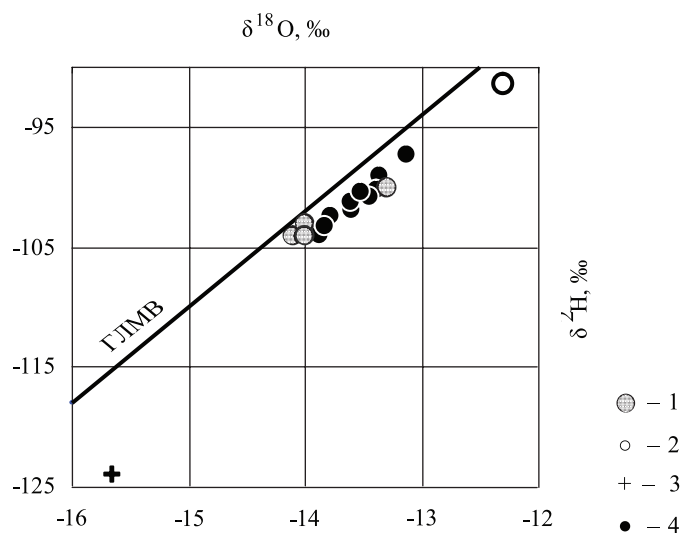


Рис. 4. Изотопный состав подземных вод Карелии по данным опробования 2005 г.

- 1 — Марциальные воды (4 скважины);
- 2 — Кончезерский родник;
- 3 — скважина, ст. Иля-Ууксу (юго-восточный фланг Салминского гранитоидного массива);
- 4 — остальные точки (см. табл. 1 — 6, 7, 8, 9, 10, 11, 13, 14, 15, 16, 17).

Для большей части опробованных водопунктов установлено (в тех случаях, когда данный параметр определялся):

- 1) присутствие трития;
- 2) отсутствие значимых превышений концентраций гелия над фоном;
- 3) близкий к равновесному изотопный состав урана.

В совокупности с данными об изотопном составе воды эти параметры указывают на преимущественно современное инфильтрационное питание подземных вод.

По изотопным и гидрохимическим критериям резко выделяются два водопункта (см. рис. 4 и табл. 1).

Первый — *Кончезерский родник* восходящего типа, в котором обнаруживается вода наиболее тяжелая по изотопному составу по сравнению с остальными точками. Здесь обнаружена максимальная концентрация трития, практически не отличающаяся от современного его содержания в атмосферных осадках данного региона (данные МАГАТЭ, ISOHIS-GNIP <http://isohis.iaea.org/>). По преобладающим компонентам вода характеризуется гидрокарбонатным кальциево-магниевым составом с минерализацией 0,24 г/л, содержанием железа 0,6 мг/л.

Исходя из полученных данных и гидрогеологических условий участка, можно утверждать, что подземная вода, дренируемая родником, формируется за счет весьма быстрой (вероятно, не более нескольких месяцев) фильтрации вод метеорного происхождения. Обратим внимание на то, что накопление железа в подземных водах происходит чрезвычайно быстро и на относительно небольших расстояниях фильтрации, измеряемых несколькими сотнями метров, максимум одним-двумя километрами. Это обстоятельство свидетельствует о том, что содержание железа в воде возрастает за счет усвоения хорошо растворимых соединений. По-видимому, эти соединения являются вторичными образованиями, заполняющими трещины и поры, о составе и происхождении которых будет сказано ниже.

Второй водоупункт, обладающей особыми характеристиками, — *скважина в районе пос. Иля-Ууксу*. Эта скважина вскрывает относительно глубокую зону массива, в которой циркулируют напорные солоноватые (1,3 г/л) воды хлоридно-натриевого состава на юго-восточном фланге Салминского гранитоидного массива. Нижняя зона массива отличается пониженной степенью трещиноватости. Картированные дистанционными методами системы наиболее крупных трещин оказались непересекающимися [31]. В связи с этим предполагалось, что в массиве замедлены процессы фильтрации.

Выполненное нами опробование полностью подтверждает полученное ранее заключение о низких темпах водообмена в пределах нижней зоны массива. Измеренный изотопный состав воды $\delta^2\text{H} = -124,0 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -15,7 \text{ ‰}$ отвечает весьма холодным по сравнению с современными климатическим условиям. Точка изотопного состава воды значительно утяжелена (смещена вправо) относительно ГЛМВ, что указывает на формирование подземных вод под влиянием реликтовых талых вод. Можно рассчитать среднегодовые палеотемпературы по соотношениям (см. формулы 1, 1а) используя измеренные данные без восстановления исходного положения атмосферных осадков на ГЛМВ. В этом случае мы получим верхний предел возможных палеотемператур, который составит около -3 °C , что соответствует современному климату, например, Ханты-Мансийска (север Западной Сибири).

Концентрация трития в воде Салминского массива оказалась ниже порога обнаружения, что указывает на отсутствие значимой примеси современных вод. В данной пробе обнаружена также существенная концентрация гелия (см. табл. 1). Без точных данных о трещиноватости, а также о содержаниях урана и тория в породах массива, время контакта воды с породой может быть приближенно оценено величиной порядка 10 тыс. лет, что согласуется с имеющимися палеорекострукциями [32]. Растворенный уран обнаруживает в данной пробе весьма обогащенный изотопный состав $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 6,6$. Как отмечалось ранее, превышение величины $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 3-5$ указывает на наличие реликтовых талых вод, образованных в результате таяния мерзлоты [28], следовательно, некоторая доля этих вод обнаруживается в настоящее время.

Установлено, что освобождение южной и юго-восточной Карелии от материкового льда произошло 13–14 тыс. лет назад. Из-за длительного сохранения массивов мертвого

льда и многолетней мерзлоты распространение растительности началось не ранее среднего дриаса — начала аллереда, то есть около 12–11,8 тыс. лет назад. С учетом запаздывания процесса деградации мерзлоты относительно момента перехода среднегодовой атмосферной температуры через ноль можно грубо предположить, что в данной геологической структуре подземные воды стали образовываться на месте тающих подземных льдов в период 5–10 тыс. лет назад. Рассмотрение данных по четырем различным изотопным системам ($\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$, ^3H , He , $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) совместно позволяют вполне определенно утверждать, что возраст подземных вод в исследованной части Салминского массива весьма велик и по происхождению некоторая доля их представляет собой талые воды, возрожденные в ходе деградации мерзлоты на изучаемой территории. Этот вывод хорошо согласуется с ранее полученной информацией о геологическом развитии территории в четвертичный период.

Особый интерес в свете рассматриваемого вопроса об изучении условий формирования ресурсов и качества подземных вод имеют данные, полученные по месторождению минеральных железистых *Марциальных вод*, расположенному в 45 км к северу от г. Петрозаводска.

Первые разведочные гидрогеологические работы проводились в 1933–34 гг., а затем продолжены в 50-х гг. Месторождение приурочено к денудационно-тектонической долине оз. Габозера в краевой части Онежской мульды, сложенной осадочно-вулканогенными породами нижнего протерозоя. Подземные воды месторождения приурочены к межморенным песчано-гравийным отложениям, трещиноватым диабазам и пиритизированным сланцам. Питание происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков. В озерной котловине воды приобретают напор, установившиеся уровни на 1–1,5 м выше поверхности земли. По результатам разведки в 1959 г. пробурены 4 эксплуатационные скважины, которые действуют в режиме самоизлива с дебитом 0,1–0,5 л/сек. Эксплуатационные запасы минеральных вод утверждены в 15,6 м³/сут. по категории В [33]. В 1964 г. возрожден курорт «Марциальные воды», освоенный Петром I в начале XVIII в. и заброшенный после его кончины.

Долговременный мониторинг указывает на достаточно стабильный гидрохимический режим месторождения. Установлена связь незначительных сезонных изменений состава вод и дебита скважин с интенсивностью питания, а именно, увеличение содержания железа происходит в меженные периоды, уменьшение — в паводковые, что особенно заметно в маловодные годы [33].

Напротив, изотопный состав воды обнаруживает значительную динамику. Исследования 1979–80 гг. [30] указывают на то, что изотопный состав минеральных вод обнаруживал сильное фракционирование относительно ГЛМВ (рис. 5). Напомним, что такое фракционирование возникает при частичном замерзании воды, которое можно отнести к тем этапам последнего ледникового периода, когда данная территория располагалась в перигляциальных условиях. При таянии мерзлоты изотопный состав льда наследуется талыми водами, что является их диагностическим признаком.

Имеется возможность ориентировочно реставрировать исходное положение на ГЛМВ изотопных составов осадков, из которых сформировались данные воды. Напомним, что при парциальном замерзании наблюдается фракционирование изотопного состава, при этом изменение изотопного состава льда происходит вдоль линий, которые можно приближенно описать релеевской дистилляцией. Расчетный уклон линий дистилляции лежит в промежутке 6–6,8 [14], исходные составы воды могут быть получены экстраполяцией измеренных значений на ГЛМВ по линиям с указанным уклоном. Разброс вычисленных

исходных изотопных составов инфильтрационных вод весьма велик, поэтому имеет смысл принять во внимание только его верхний предел $\delta^2\text{H} < -120$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} < -16$ ‰, который указывает на образование данных вод в существенно более холодный, чем современный климатический период. За последние 25 лет изотопный состав «Марциальных вод» заметно изменился и к 2005 г. стал близок к современным атмосферным осадкам (см. рис. 5).

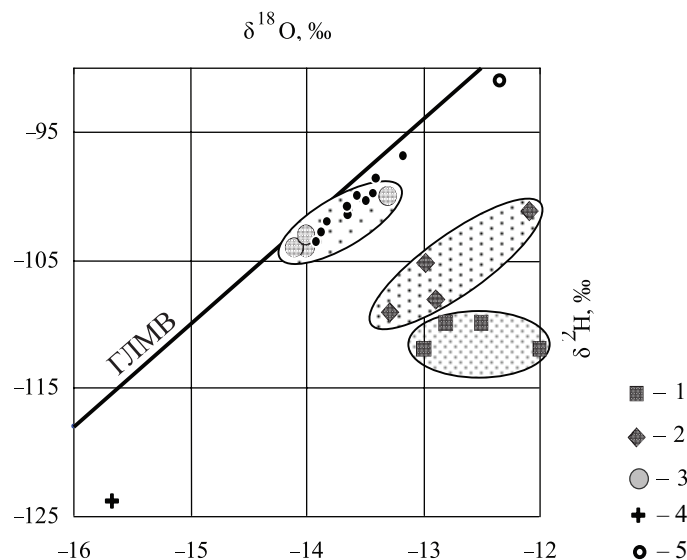


Рис. 5. Результаты режимных наблюдений за изотопным составом воды Марциальных вод (во всех случаях опробованы 4 скважины):

1 — опробование 1979, 2 — 1980 и 3 — 2005 гг.; 4 — скважина ст. Иля-Ууксу; 5 — Кончезерский родник.

Измерены содержания трития в «Марциальных водах», максимальные концентрации наблюдаются в скважине № 1, составляя около 60 % от современного уровня. Учитывая квазистационарное распределение трития в атмосферных осадках за последние 25–30 лет можно использовать простейшую экспоненциальную модель для расчета «возраста» воды [34]. Согласно этой модели расчетное время водообмена в гидрогеологической системе «Марциальных вод» составляет около 10 лет, что вполне соответствует наблюдаемым темпам изменения изотопного состава воды. Однако следует обратить внимание на существенные различия в содержаниях трития. Причем наиболее тяжелые воды одновременно и не содержат тритий, поэтому, возможно это воды глубокой циркуляции, разгружающиеся к поверхности по зонам тектонического дробления.

Рассчитать темпы циркуляции подземных вод на основе имеющихся данных по тритию для периода 70-х и 80-х гг. невозможно, так как неизвестны пропорции смешения отдельных компонентов. Однако, согласно данным об изотопном составе воды, к 2005 г. минеральные воды, по-видимому, обрели практически чисто инфильтрационный облик, что уже позволяет выполнить оценку темпов водообмена.

Хорошо известно, что инфильтрационной компонентой привносится уран с изотопным составом $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 1$ и относительно низкими его общими содержаниями [16, 17, 18, 19, 20]. Изотопный состав урана в «Марциальных водах» в настоящее время близок

равновесным или слегка обедненным составам (см. табл. 1), что поддерживает данные по стабильным изотопам и тритию.

Внимательное рассмотрение изотопных данных подтверждает полученный ранее вывод о том, что структура потока довольно сложна. Обусловлено это, по-видимому, преимущественно трещинной структурой геологического пространства, которая приводит к формированию локальных неоднородностей на пути фильтрации воды к каждой скважине.

Заключение. Выполнено исследование подземных вод отдельных районов Республики Карелия изотопными ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, ^3H , $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, He) и гидрохимическими методами. По изотопному составу воды можно сделать заключение о том, что на большинстве участков подземные воды имеют современный инфильтрационный генезис. Возраст исследуемых подземных вод, согласно приближенным оценкам по тритию, колеблется от нескольких месяцев до первых десятков лет, что свидетельствует о высокой, в целом, интенсивности водообмена. Среди изученных объектов исключение составили подземные воды глубоких частей Салминского гранитоидного массива, которые по изотопным характеристикам можно уверенно отнести к зоне замедленного водообмена, что объясняется низкой трещинной проницаемостью массива. По изотопным характеристикам ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$) в некоторых случаях зафиксированы признаки присутствия талых вод, сформировавшихся за счет деградации многолетнемерзлых толщ в период голоцена.

Таким образом, опробованный комплексный подход, включающий определение изотопных и гидрохимических характеристик подземных вод может быть признан перспективным для выяснения условий формирования подземных вод при проведении поисково-оценочных работ для хозяйственно-питьевого водоснабжения и других целей. Предполагается, что его применение позволит сократить необходимые объемы и длительность проведения работ, повысив при этом их информативность.

Summary

Tokarev I. V., Borodulina G. S., Kayukova E. P., Polyakov V. A., Varnakova Yu. V., Zhdanov S. V. and Markova T. V. Investigation of groundwater in some Karelian regions by means of isotope and geochemical methods.

Ground water of South Karelia was investigated by isotope techniques. The data concerning chemistry and isotope composition of water ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$), tritium (^3H) and helium (He) abundance, isotope composition of uranium ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) were obtained. Groundwater is recharged with meteoric water and the estimation by tritium data indicates very high mean residence time of water.

Two objects are very interesting. Confined and brackish (1,3 g/l) water of the deep part of the Salma granitoid massif has very light composition of water $\delta^2\text{H} = -124,0\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -15,7\text{‰}$, which corresponds with the climate with the average annual temperature of about -3°C . Tritium is absent in water, rich isotope uranium ratio $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 6,6$ and increased helium concentration $\text{He} = 4,8 \cdot 10^{-3}$ об % are obtained. All these data in aggregate indicate the significant age of water of about 10 kyrs.

Against the background of insignificant changes of water chemical composition and well production visible dynamics in isotope characteristics is registered for chalybeate mineral water of the "Martsialnye Wody" spa. In 1979–80 isotope composition of water was $\delta^2\text{H} = -101...-112\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -12...-13,4\text{‰}$, but by 2005 $\delta^2\text{H} = -100...-104\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O} = -13,3...-14,1\text{‰}$ had greatly changed, the amount of tritium decreased to $[^3\text{H}] = 2-7\text{ TU}$ in accordance with its general decrease in global fallout. These data in total with those of uranium ratio $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,78-1,51$ indicate to forming mineral water resources due to taking modern precipitations and their sufficiently fast meteoric water percolation in an aquifer.

Литература

1. *Craig H.* Isotopic variations in meteoric waters. Science, 1961. Vol. 133. № 3464.
2. *Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation. Tellus, 1964. Vol. 16. № 4.
3. *Горбушина Л.В., Тыминский В.Г.* Радиоактивные и стабильные изотопы в геологии и гидрогеологии. М., 1974.
4. Природные изотопы гидросферы / Под ред. В. И. Ферронского. М., 1975.
5. Изотопно-геохимические методы оценки степени взаимосвязи подземных и поверхностных вод. Киев, 1977.
6. Изотопия природных вод: Сб. научн. трудов. М., 1978.
7. *Зверев В. Л., Токарев А. Н., Тыминский В. Г., Швец В. М.* Радиоизотопная геохимия. М., 1980.
8. *Никаноров А. Ю., Федоров Ю. А.* Стабильные изотопы в гидрохимии. Л., 1988.

9. Васильчук Ю. К., Котляков В. М. Основы изотопной геохронологии и гляциологии. 2000. 10. Крицук Л. Н., Поляков В. А. Изотопный и химический состав подземных льдов и природных вод Западной Сибири. Обзор. М., 2005. 11. Поляков В. А., Соколовский Л. Г. Генезис и динамика минеральных вод Кавказа по результатам изотопно-геохимических исследований. М., 2005. 12. Водные ресурсы Республики Карелия и пути их использования для питьевого водоснабжения. Опыт карельско-финляндского сотрудничества. Петрозаводск, 2006. 13. Statistical treatment of data on environmental Isotopes in precipitation. Tech. Rep. № 331. IAEA. Vienna, 1992. 14. Marion G. M., Farren R. E., Komrowski A. J. Alternative pathways for seawater freezing. Cold Regions Science and Technology. 1999. 15. Исследование природных вод изотопными методами. Сб. научн. Трудов. М., 1981. 16. Чердынцев В. В. Изотопный состав радиоэлементов в природных объектах и их значение в геохронологии / Труды III сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, М., 1955. 17. Чердынцев В. В. Уран-234, М., 1967. 18. Чалов П. И. Исследование отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в некоторых природных объектах: Дисс. ... канд. хим. наук. Алма-Ата, 1954. 19. Чалов П. И., Тузова Т. В., Мусин Ю. А. Отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в природных водах и его использование в ядерной геохронологии. Геохимические исследования, 1964. Т. 3. 20. Чалов П. И. Изотопное фракционирование природного урана. Фрунзе, 1975. 21. Rosholt J. N. Natural radioactive disequilibrium of the Uranium series. US Geol. Surv. Bull., 1084-A. Washington, 1959. 22. Thurber D. L. Anomalous $\text{U}^{234}/\text{U}^{238}$ in nature. J. Geoph. Res., 1962, v. 67, № 11. 23. Rosholt J. N. and Ferreira C. P. Fractionation of uranium isotopes and daughter products in uranium-bearing sandstone, Gas Hills, Wyoming. Geological Surv. Res., Chap-C, 1965. 24. Ivanovich M., Harmon R. S. (eds) Uranium series disequilibrium: Applications to problems in earth sciences (1st and 2nd editions). Oxford, 1982, 1992. 25. Chenery S. R. N., Ander E. L., Perkins K. M., Smith B. Uranium anomalies identified using G-BASE data — Natural or anthropogenic? A uranium isotope pilot study. British Geo. Surv., 2002, IR/02/001. 26. Поляков В. А. Изучение изменений гидрохимии и ресурсов подземных вод прибрежных водозаборов в Эстонии по изотопным данным // Тезисы «Всесоюзной конференции по гидрогеологии. Звенигород». 1991. 27. Поляков В. А. Криогенная метаморфизация изотопного состава подземных вод в областях развития многолетнемерзлых пород // Тезисы «XIV симпозиума по геохимии изотопов 19–21 октября 1995», М., 1995. 28. Tokarev I. V., Zubkov A. A., Rumynin V. G., Polyakov V. A., Kuznetsov V. Yu., Maksimov F. E. Origin of high $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ratio in post-permafrost aquifers. In: “Uranium in the Environment (Mining Impact and Consequences)”. Merkel B. J. and Hasche-Berger A. edit., Springer, 2005. 29. Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М., 1998. 30. Ресурсы и геохимия подземных вод Карелии. А. В. Иешина, И. К. Поленов и др. Петрозаводск, 1987. 31. Турченко С. И. Применение дистанционных методов для моделирования геологической среды // Геология. 2004. № 3. 32. Субетто Д. А., Давыдова Н. Н., Сапелько Т. В., Вольфарт Б., Вастегорд С. и Кузнецов Д. Д. Климат северозапада России на рубеже плейстоцена и голоцена // Известия АН. Сер. географическая. 2003. № 5. 33. Ручьева Н. П., Голованов Ю. Б. Подземные воды и лечебные грязи / Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 2. Петрозаводск, 2006. 34. Maloszewski P., Zuber A. A general lumped parameter model for the interpretation of tracer data and transit time calculation in hydrologic systems (Journal of Hydrology 179 (1996) 1–21), comments. Journal of Hydrology. 1998. 204 (1–4).

УДК 55:504 (550.424)

*Е.А. Вивенцова***ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД МЕСТОРОЖДЕНИЙ КУРОРТНОГО РАЙОНА САНКТ-ПЕТЕРБУРГА**

Территория Курортного района Санкт-Петербурга в геолого-гидрогеологическом отношении достаточно изучена. Однако существуют некоторые гидрогеологические характеристики, требующие постоянного мониторинга, в силу своей изменчивости. К изменчивым гидрогеологическим характеристикам относится химический состав подземных вод.

Начиная с 60-тых годов XX в., проводится планомерное изучение месторождений подземных вод Курортного района. Одним из первых, в 1968 г., выходит отчет о результатах гидрогеологических работ с целью организации водоснабжения г. Зеленогорска [1].

Последние исследования подземных вод Курортного района были направлены на изучение гидрохимического и радиологического состава подземных вод месторождений, используемых для водоснабжения Санкт-Петербурга [2]. В рамках данных исследований использовался многолетний материал (данные на момент бурения, данные опробования за многие годы, режимные наблюдения), что позволило проследить изменение гидрохимического состава подземных вод и их динамических показателей.

Территория Курортного района расположена в зоне избыточного увлажнения (годовое количество осадков по многолетним данным — 673 мм), что способствует формированию благоприятных условий для питания подземных вод. Особенность орографии территории — значительная расчлененность равнин и склонов возвышенностей, что способствуют инфильтрации атмосферных осадков, а также стимулирует пополнение запасов подземных вод и формирование пресных вод зоны свободного водообмена. Питание рек, озер и болот территории осуществляется за счет талых вод (более 50 %), атмосферных осадков (20–30 %) и подземных вод (15–20 %).

В пределах изученного геологического разреза в четвертичных и дочетвертичных отложениях выделяются: горизонт грунтовых вод; межморенный водоносный комплекс; гдовский водоносный горизонт.

Грунтовые воды, залегающие на глубине 1–3 м связаны с песчаными разностями озерно-ледниковых отложений, а также спорадически распространены в прослоях и линзах песков лужской морены. Водообильность грунтовых вод, как правило, низкая. Грунтовые воды не защищены и, подвержены интенсивному антропогенному воздействию, что сказывается на их химическом составе. В целом их можно охарактеризовать как загрязненные, непригодные для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Межморенный водоносный комплекс (состоящий из верхнего и нижнего водоносных горизонтов) содержит напорные воды.

Верхний межморенный водоносный горизонт, носящий название «полуостровский», приурочен к песчаным разностям нерасчлененных отложений верхневолжского и курголовского межстадиалов. Водоупором, отделяющим верхний межморенный водоносный