

Изотопно-геохимические исследования подземных вод в Заполярном районе Ненецкого автономного округа*

А.И. Малов

Изучен водоносный горизонт песчаных отложений в таликовой зоне долины реки Печоры. Использование информации о распределении изотопов трития позволило прояснить условия питания подземных вод и генетическую структуру их на различных участках водоносного горизонта. Тритиевый возраст подземных вод в береговых скважинах составил 20–25 лет, на основании чего был сделан вывод о практически полном замещении подземных вод, поступивших в водоносный горизонт до 1995–2000 гг. В скважинах, удаленных от берега реки, возраст воды находится в интервале от 20 до 50 лет. Однако в отличие от береговых скважин, в этих подземных водах присутствует «бомбовая» вода и старая вода, поступавшая в водоносный горизонт до 1952 г. Возраст старой воды достигает 12.9 ± 2.5 тысяч лет. Установлено, что с уменьшением возраста изменяется соотношение между стабильными ^{13}C и радиоактивными ^{14}C изотопами углерода, свидетельствующее о процессе повышения углеродного обмена между растворенным неорганическим углеродом и почвенным углекислым газом, вызванном оттаиванием многолетней мерзлоты.

Ключевые слова: подземные воды, датирование, тритий, изотопы углерода, изотопы урана, Арктика.

**Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №20-05-00045).*

Введение

Для арктических регионов характерно широкое развитие многолетней мерзлоты. На основной площади подземные воды имеют крайне ограниченное распространение и приурочены к речным и озерным таликам небольшой мощности. Водовмещающие породы в таликах представлены в основном мелкозернистыми песками кварц-полевошпатового состава. С поверхности развит слой сезонно-талых пород, зачастую не протаивающий полностью. В этих условиях водообмен в талом слое затруднен, что и определяет специфику состава подземных вод. Высокие содержания органики в условиях относительно застойного режима способствуют созданию повышенных концентраций аммония, фосфатов, железа и марганца, а также росту показателей цветности, мутности, окисляемости. Вместе с тем при крайне

сложной обстановке с водоснабжением на основной площади, когда жители поселков и нефтедобывающих предприятий вынуждены зачастую топить лед и снег в зимний период, использование этих таликов для устройства скважинных водозаборов с последующей очисткой воды на установках водоподготовки существенно улучшает условия жизни местного населения [1].

В арктических районах потепление приводит к изменениям погодных и экологических условий, связанных, в частности, с интенсификацией деградации многолетней мерзлоты, замедлением формирования и более ранним разрушением ледового покрова, повышением эрозионной активности рек и нагонных явлений, переформированием берегов [2]. Эти факторы изменяют питание подземных вод дождевыми и талыми водами, взаимодействие их с водами водотоков и водоемов, геологические условия и водно-физические свойства грунтов [3, 4]. В результате изменяются такие параметры подземных вод, как уровенная поверхность, химический состав, температура и расход [5]. По некоторым оценкам такие климатические изменения могут негативно отражаться на здоровье людей, связанном с погодой, снижением водной безопасности и распространением болезней [6, 7].



МАЛОВ

Александр Иванович

Директор Института геодинамики и геологии имени Ф.Н. Юдахина
Федеральный исследовательский
центр комплексного изучения Арктики
им. академика Н.П. Лаверова УрО РАН

Наличие ядерного полигона на арктических островах Новая Земля, захоронения на Карской стороне Новоземельского архипелага и в различных районах Баренцева моря значительных объемов твердых и жидких радиоактивных отходов [8, 9], последствия Чернобыльской аварии [10, 11], проведение подземного ядерного взрыва с целью ликвидации газового фонтана на территории газоконденсатного месторождения “Пирит” [12] диктуют необходимость учета и оценки влияния радиационной обстановки на качество подземных вод в регионе.

Таким образом, основными проблемами при оценке доступных ресурсов питьевых подземных вод в арктических регионах можно считать следующие:

- 1) влияние условий питания подземных вод на их качество;
- 2) влияние времени нахождения воды в водоносном горизонте на ее качество;
- 3) влияние радиационной обстановки на качество подземных вод.

Эти проблемы эффективно решаются с помощью использования комплекса радиоактивных изотопов, таких, например, как тритий ^3H , радиоуглерод ^{14}C , уран ^{234}U , ^{238}U [13–15].

Тритий – радиоактивный изотоп водорода – это β -излучатель с периодом полураспада 12.32 года. Его природная концентрация в пресной воде составляет порядка 5–10 тритиевых единиц (ТЕ), то есть он практически полностью распадается в течение 60–70 лет. Однако в 1952–1962 гг. произошло интенсивное накопление трития от термоядерных взрывов в атмосфере, вследствие чего его концентрация в отдельных пунктах Земли в 1962 г. достигала $(3–10) \cdot 10^3$ ТЕ [16, 17]. В таком случае его концентрация в подземных водах теоретически могла достигать в 2020 г. 115–384 ТЕ. Например, концентрация трития была измерена в снеге, выпавшем на востоке Антарктиды (пробы отбирали из снежных ям глубиной до 364 см, что соответствовало периоду последних 60 лет), и оказалась в пределах 8.2–432.1 ТЕ [18, 19]. В подземных водах, используемых для водоснабжения Екатеринбурга в 1998 г., были установлены содержания трития 78–107 ТЕ [20]. Рассчитанная по этим значениям доза облучения населения находилась на уровне 50% от установленного дозового предела [21].

В данной работе поставлены следующие задачи:

- 1) оценить концентрации трития в подземных водах исследуемого региона и возможность наличия следов «бомбового пика»;
- 2) использовать информацию о распределении трития для выяснения условий питания подземных вод на основе их датирования и анализа химического состава;

- 3) использовать изотопы углерода и урана для идентификации старых подземных вод с возрастом более 60–70 лет, которые могут подтягиваться из нижних частей водоносного горизонта или перетекать из нижележащих водоносных горизонтов;
- 4) оценить влияние старых подземных вод на качество питьевых вод.

Материалы и методы

Места отбора проб расположены в западной части российской Арктики вблизи города Нарьян-Мар. Здесь, в таликовой зоне реки Печоры, расположены три основных водозабора питьевых подземных вод: Озерный, Курья и Факел. Первые два эксплуатируют скважины, подающие воду из аллювиального горизонта песков современного возраста (aIV), в последнем откачивают воду из морских песков бызовского горизонта (mIIIbz).

Водоносный горизонт современных аллювиальных отложений (aIV) залегает первым от поверхности, его мощность 28–33 м. Водовмещающие породы представлены однородной толщей мелко-среднезернистых песков. Водоупором являются ледниково-морские глины и суглинки вычегодского горизонта (gmIIvč). Их мощность составляет до 30 м, в среднем 10 м. Водоупор отделяет водоносный горизонт от подземных вод нижнемелового водоносного комплекса (K_1). Водозаборы Озерный и Курья содержат 17 и 2 эксплуатационных скважины, соответственно, глубиной 28–33 м. Водоносный горизонт верхнечетвертичных морских песков бызовского горизонта (mIIIbz) причленен с юго-востока к водоносному горизонту современных аллювиальных отложений, слагая надпойменную террасу. Граница между речным таликом и зоной развития многолетнемерзлых пород располагается

в 750 м юго-восточнее водозабора Факел, в 1.5 км юго-восточнее водозабора Курья и в 4 км юго-восточнее водозабора Озерный. Водоносный комплекс нижнемеловых алевролитов и песчаников мощностью 100–300 м развит повсеместно и отделен от продуктивных горизонтов ледниково-морскими отложениями вычегодского возраста. Воды пресные до глубины примерно 50 м; глубже они повышают минерализацию от 1.2 до 15.8 г·л⁻¹ и содержание хлорид-иона от 0.2 до 7.8 г·л⁻¹. По химическому составу эти воды хлоридно-натриевые.

В июле 2020 г. нами был выполнен отбор 50 проб подземных вод из эксплуатационных скважин. Пробоподготовка осуществлялась непосредственно в поле. Для определения концентрации изотопов углерода $\delta^{13}\text{C}$ и ^{14}C в пробах подземных вод объемом по 100 литров выполнялось осаждение карбонатов. Для определения содержания изотопов урана ^{234}U , ^{238}U в пробах подземных вод объемом 20 литров осаждался уран. Для определения концентрации катионов (10 мл) и анионов (50 мл) пробы фильтровали через 0.45 мкм ацетатцеллюлозный фильтр. Отфильтрованные пробы для определения катионов подкисляли 2–3 каплями HNO_3 ; пробы для определения анионов не подкисляли. Для определения изотопов трития (500 мл) пробы отбирали в пластиковые бутылки с крышками, без пузырьков воздуха. Пробы не консервировали. Пробы для определения трития изолировали скотчем и изолентой. Две пробы были отобраны из реки Печоры в марте (зимняя межень) и в мае (паводок).

Температуру воды, pH и Eh измеряли в полевых условиях с помощью портативных приборов HANNA. Концентрации катионов определяли с помощью атомно-абсорбционного спектрометра (ААС) (Perkin-Elmer 5100 PC). Щелочность измеряли потенциометрическим

титрованием HCl на автоматическом титраторе (Metrohm 716 DMS Titrino). Концентрации основных анионов (Cl^- , SO_4^{2-}) измеряли методом ионной хроматографии (HPLC, Dionex ICS 2000). Измерения объемной активности трития выполнялись с использованием метода жидкостной сцинтилляции. Подготовка воды заключалась в химической очистке и дистилляции первичной пробы, а также в ее обогащении на установке электролитического обогащения трития, изготовитель НПО «Тайфун». При выполнении измерений объемной активности трития использовался низкофоновый жидкостноцинтилляционный счетчик «Quantulus-1220» (PerkinElmer, Finland). Изотопы урана в подземных водах определяли по методическим указаниям ВИМС. Спектрометрическое детектирование альфа-частиц проводили на альфа-спектрометре «Прогресс-альфа».

Для определения радиоуглерода из полученных образцов CaCO_3 получали бензол. Активность ^{14}C бензола измерялась на сцинтилляционном спектрометре Quantulus 1220. Измерения отношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}$) выполнены на масс-спектрометре Thermo Finnigan Delta V Advantage IRMS, подключенном к модулю Thermo Scientific GasBenc.

Для оценки возраста подземных вод по тритию использовалась модель, описанная в [17]:

$$t = \frac{\ln(^3H_0/^3H_t)}{\lambda_3} = \frac{12.32}{\ln 2} \ln \frac{^3H_0}{^3H_t}, \quad (1)$$

где t – возраст подземных вод, годы; λ_3 – постоянная распада для ^3H , с^{-1} ; 3H_0 – активность трития в области питания подземных вод, с^{-1} ; 3H_t – активность трития в отобранной пробе воды, с^{-1} . В качестве 3H_0 принималась активность трития в атмосферных осадках и речной воде в реке Печоре в г. Нарьян-Мар в 2000–2019 гг. по [22] и активность трития в атмосферных осадках в 1964–1999 гг. по [16, 17].

Для оценки возраста подземных вод по радиоуглероду использовалась модель [23, 24]:

$$t = -\frac{1}{\lambda_{14}} \ln \frac{^{14}C_{DIC}}{^{14}C_0} = -\frac{5730}{\ln 2} \ln \frac{^{14}C_{DIC}}{^{14}C_0}, \quad (2)$$

где $^{14}C_{DIC}$ – активность ^{14}C в растворенном неорганическом углероде (Dissolved Inorganic Carbon – DIC), рмс (percent of modern carbon – процентов современного углерода); $^{14}C_0$ – исходная активность ^{14}C в области питания подземных вод после поправки на геохимические и физические процессы в водоносном горизонте (без радиоактивного распада), рмс; λ_{14} – постоянная распада ^{14}C , лет^{-1} . Для определения $^{14}C_0$ использовалась модель Ingerson и Pearson [25]:

$$^{14}C_0 = \frac{\delta^{13}C - \delta^{13}C_s}{\delta^{13}C_g - \delta^{13}C_s} (^{14}C_g - ^{14}C_s) + ^{14}C_s, \quad (3)$$

где $^{14}C_s \approx 0$, $\delta^{13}C_s \approx 2\text{‰}$ – изотопный состав твердых карбонатных минералов; $^{14}C_g \approx 100$ рмс, $\delta^{13}C_g \approx 26\text{‰}$ – изотопный состав углерода газообразного почвенного CO_2 [25].

Возрасты подземных вод были откалиброваны с использованием программы Calib Rev 8.1.0, в которой используются наборы данных международной калибровки 2020 г. по отношению к IntCal20 [26].

Результаты

Химический состав

поверхностных и подземных вод

Общая минерализация поверхностных вод реки Печоры подвержена существенным колебаниям в течение года, изменяясь от $40 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$ в период весеннего паводка до $\sim 200 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$ в зимнюю межень, но Ca-Mg- HCO_3 состав воды остается постоянным. Общая минерализация пресных подземных вод в районе исследования составляет от 75 до $302 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$. Минимальные значения общей минерализации $89\text{--}93 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$ и Ca-Na- $\text{HCO}_3\text{--SO}_4$ состав с относительно повышенным содержанием сульфат-иона ($22\text{--}35 \text{ мг-экв.}\%$) характерны для подземных вод водозабора Факел. Повышенные содержания сульфат-иона $18\text{--}19 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$ наблюдаются и в одной из скважин на рядом расположенном водозаборе Курья, но в эквивалент-процентном отношении они существенно ниже, ввиду повышенных до $192\text{--}302 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$ значений общей минерализации. В воде этой скважины установлено максимальное содержание ионов хлора и натрия, 61.2 и $66.7 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$, соответственно; вследствие этого вода приобрела Na- $\text{HCO}_3\text{--Cl}$ состав. На водозаборе Озерный подземные воды контрастно различаются в береговых скважинах и в скважинах, расположенных на удалении от реки. В удаленных от реки скважинах общая минерализация находится в интервале $75\text{--}147 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$, характерен Ca- HCO_3 состав. В береговых скважинах общая минерализация повышается до $151\text{--}231 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$, концентрации хлорид-иона достигают $16\text{--}44 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$ ($22\text{--}40 \text{ мг-экв.}\%$), состав становится Ca-Na- HCO_3 и Ca-Na- $\text{HCO}_3\text{--Cl}$.

На водозаборе Курья установлено максимальное значение pH – 8.71 и минимальное значение Eh – -90.1 мВ. Для воды остальных скважин также характерны относительно низкие значения Eh , от -40.5 до -21.3 мВ. Значения pH колеблются в интервале $6.61\text{--}7.84$.

Изотопный состав

поверхностных и подземных вод и датирование подземных вод

Тритий

Максимальные концентрации трития установлены в воде береговых скважин водозабора Озерный (5.93 ± 1.52 и 7.62 ± 2.03 ТЕ, соответственно) и в воде одной из скважин водозабора Курья (8.3 ± 2.12 ТЕ). Для мест расположения этих скважин характерны минимальные абсолютные отметки земной поверхности, а для подземных вод – максимальные значения общей минерализации ($160.9\text{--}213.01 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$).

На рисунке 1а показана схема определения среднего значения возраста воды в этих трех скважинах. В качестве исходных активностей в области питания $^3\text{H}_0$ принимались среднегодовые значения активностей ^3H в речных водах в $1964\text{--}2020$ гг., находящиеся в интервале от 22.6 до 10.6 ТЕ, а в качестве $^3\text{H}_t$ было принято среднее из трех значений, определенных для проб из этих скважин (7.28 ТЕ). На рисунке 1а выделяется отрезок, приуроченный к периоду $1995\text{--}2000$ гг., где значения $t_{\text{фактическое}}$ (от 25 до 20 лет) и $t_{\text{расчетное}}$ (от 24.77 до 20.15 лет) практически совпадают. То есть средний возраст воды, отобранной из трех береговых скважин, может составлять 22.46 ± 2.31 лет. В остальные периоды такие совпадения отсутствуют, а значения $t_{\text{расчетное}}$ превышают значения $t_{\text{фактическое}}$, что говорит о процессах практически полного замещения подземных вод, поступивших в водоносный горизонт до $1995\text{--}2000$ гг., или о смешении этих вод с водами, поступавшими в водоносные горизонты до 1952 г. Этот аспект обсуждается ниже на основе содержаний хлора в этих водах и анализа возможностей подтягивания речных вод к водозабору (см. «Обсуждение»).

Минимальные активности трития установлены в воде скважин водозабора Озерный, расположенных на удалении от реки (от

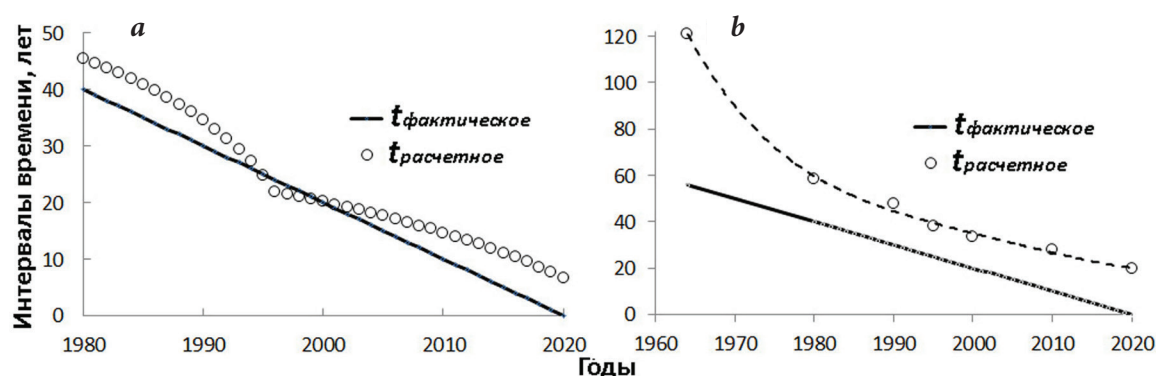


Рис. 1. Схема определения возраста подземных вод по изотопу ^3H . $t_{\text{фактическое}}$ – интервал времени от момента поступления трития с концентрацией $^3\text{H}_0$ в водоносный горизонт до момента отбора пробы подземных вод в июле 2020 г.; $t_{\text{расчетное}}$ – интервал времени, необходимый для распада трития с концентрацией $^3\text{H}_0$ до средних концентраций, полученных в июле 2020 г.: а – в пробах из трех береговых скважин – 7.28 ТЕ; б – в пробах из остальных скважин, находящихся на удалении от берега реки, – 3.47 ТЕ.

2.54±1.27 до 4.23±1.52 ТЕ), в воде одной из скважин водозабора Курья (3.73±1.44 ТЕ) и в воде скважин водозабора Факел (3.64±1.35 и 2.62±1.27 ТЕ). Для мест расположения этих скважин характерны максимальные отметки земной поверхности (5–10 абс. м), а для подземных вод – минимальные значения общей минерализации (88.89–146.82 мг·л⁻¹). Исключением служит вода из скважины водозабора Курья (4 абс. м и 302.39 мг·л⁻¹), этот аспект обсуждается ниже на основе анализа содержания ^{14}C в этой воде и возможностей перетока соленоватых вод из нижележащих водоносных горизонтов (см. «Обсуждение»). На рисунке 1b показана схема определения среднего значения возраста воды в скважинах с минимальными активностями трития. В качестве исходных активностей в области питания $^3\text{H}_0$ принимались среднегодовые значения активностей ^3H в атмосферных осадках в 1964–2020 гг., находящиеся в интервале от 3200 до 10.6 ТЕ, а в качестве $^3\text{H}_t$ было принято среднее из семи значений, определенных для проб, отобранных из этих скважин (3.47 ТЕ). Для этих водных проб сходимость $t_{\text{фактическое}}$ и $t_{\text{расчетное}}$ не наблюдается, значения $t_{\text{расчетное}}$ повсеместно превышают значения $t_{\text{фактическое}}$. Это может свидетельствовать только о смешении этих вод с водами, поступавшими в водоносные горизонты до 1952 г.

Изотопы углерода

Минимальные активности радиоуглерода установлены в воде одной из скважин водозабора Курья (24.64±0.33 рмс). По ней определен радиоуглеродный ^{14}C возраст подземных вод 8190±210 лет. В воде остальных скважин активность ^{14}C варьирует от 53.4±0.74 до 70.33±0.86 рмс. Значения $\delta^{13}\text{C}$ находятся в интервале от -13.88±0.02 до -16.03±0.01‰, что свидетельствует о преобладании процессов изотопного обмена между растворенным неорганическим углеродом (РНУ) и почвенным углекислым газом [25]. Это связано с преобладанием алюмосиликатных пород в водоносных горизонтах песчаных отложений в долине реки Печоры и высоким содержанием органического вещества в заболоченных почвах. По одной из проб водозабора Озерный также удалось определить ^{14}C возраст подземных вод: 700±200 лет до ядерной эпохи. По остальным пробам радиоуглеродные датировки проблематичны, однако в целом прослеживается тенденция снижения значений $\delta^{13}\text{C}$ и повышения значений $^{14}\text{C}_0$ с уменьшением возраста подземных вод (коэффициент корреляции равен 0.4). Это может свидетельствовать о процессе повышения углеродного обмена между РНУ и почвенным углекислым газом, вызванном оттаиванием многолетней мерзлоты. Этот процесс обычно происходит в области питания подземных вод в условиях открытой системы. Когда многолетняя мерзлота оттаивает, закрытая система подземных вод открывается для почвенного CO_2 , способствуя углеродному обмену между РНУ и почвенным CO_2 [27, 28].

Обсуждение

Эволюция химического состава подземных вод

Содержание Ca^{2+} в воде увеличивается с увеличением общей минерализации до 150 мг·л⁻¹; вода имеет Ca-HCO_3 состав, что объясняется значительной

ролью растворения карбоната кальция в ее образовании. Корреляция ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) с HCO_3^- достигает 100%. Однако с повышением общей минерализации более $150 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$ существенную роль в составе воды начинает играть Na^+ . Соответственно отношение $\text{Na}^+ : \text{Ca}^{2+}$ увеличивается до 4.2. Состав подземных вод становится Ca-Na-HCO_3 и $\text{Ca-Na-HCO}_3\text{-Cl}$, что можно объяснить насыщением подземных вод кальцитом и доломитом и частичным осаждением карбонатов кальция. При этом возрастает относительная роль гидролиза алюмосиликатов натрия. По отношению к теоретическим линиям растворения галита и разбавления морской водой содержание натрия в воде скважины водозабора Курья увеличивается до двух раз. Это свидетельствует о значительной роли других процессов перехода Na^+ в раствор. Можно предположить, что имеет место катионный обмен щелочноземельных элементов со щелочными элементами.

Воды береговых скважин водозабора Озерный имеют более низкое содержание сульфатов и более низкие значения Eh по сравнению с речными водами, что, вероятно, связано с протеканием процессов сульфатредукции в подземных водах. В воде одной из скважин водозабора Курья содержание NaCl в пять раз выше, чем в речной воде, то есть возможно поступление более соленых вод из нижележащего водоносного комплекса нижнемеловых алевролитов и песчаников.

В подземных водах скважин водозаборов Озерный и Факел, расположенных на удалении от реки, содержание всех компонентов ионного состава значительно ниже, чем в речных водах, что может свидетельствовать об их питании за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Датирование подземных вод по тритию

Оценка возможного разбавления воды береговых скважин при условии их атмосферного питания

Расчеты показывают, что вода этих скважин может иметь средний возраст:

- 1) 41 год, если она к 1979 г. была разбавлена водой, поступавшей в водоносный горизонт до 1952 г. в соотношении 3:1 (то есть если произошло смешение 3 частей молодой воды с $^3\text{H}_0 = 98 \text{ ТЕ}$ и одной части старой воды с $^3\text{H}_0 = 0 \text{ ТЕ}$);
- 2) 51 год, если к 1969 г. она была разбавлена в соотношении 1:1;
- 3) 56 лет, если к 1964 г. она была разбавлена в соотношении 5:95.

Но оценочные расчеты показывают, что при величине инфильтрации в области исследований $125 \text{ мм} \cdot \text{г}^{-1}$ и эффективной пористости 0.2 соот-

ношения выглядят иначе, а именно: 1) 1:1.8, 2) 1:2.8 и 3) 1:4.

Оценка возможного разбавления воды береговых скважин при условии их речного питания с перетоком соленых вод из нижележащих горизонтов

Предположим, что: 1) вода этих скважин имела речное питание и содержание хлоридов, соответствующее содержанию хлоридов в реке в период зимнего половодья, $13.3 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$; 2) содержание хлоридов, соответствующее определенному в береговых скважинах (в среднем $20 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$), получено в результате перетока солоноватых и соленых вод из нижележащих горизонтов с содержанием хлоридов от 100 до $7800 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$.

Доля концевых элементов в подземных водах оценивалась по балансу масс в двухкомпонентной системе с использованием наиболее консервативного показателя – хлорида. Расчеты показывают, что смешение должно осуществляться в соотношении 999:1 и 12:1. То есть в этом случае разбавление подземных вод оказывается недостаточным для снижения концентраций трития до $\sim 7.28 \text{ ТЕ}$ к июлю 2020 г. (см. «Результаты»). Разбавление должно было бы быть 2.5:1.

Оценка времени подтягивания к водозаборной скважине речных вод

Время подтягивания к водозаборной скважине первых порций речных вод можно определить по формуле [29]:

$$T_0 = \frac{\theta \cdot a \cdot m}{q} \left[\frac{\frac{Q}{\pi \cdot a \cdot q}}{\sqrt{\frac{Q}{\pi \cdot a \cdot q} - 1}} \times \arctg \frac{1}{\sqrt{\frac{Q}{\pi \cdot a \cdot q} - 1}} - 1 \right], \quad (5)$$

где T_0 – время подтягивания к водозаборной скважине первых порций

речных вод, дней; a – расстояние от скважины до реки, 100 м; m – мощность водоносного горизонта, 30 м; $q=k \cdot m \cdot i$ – единичный расход естественного потока, $\text{м}^3 \cdot \text{сутки}^{-1}$ (i – уклон естественного потока, 0.0022 м/м; k – коэффициент фильтрации, 18 $\cdot \text{сутки}^{-1}$); θ – активная пористость, 0.2; Q – расход водозаборной скважины, $\text{м}^3 \cdot \text{сутки}^{-1}$.

В 2020 г. на водозаборе Озерный у реки эксплуатировались две скважины с общим расходом Q , равным 800 $\text{м}^3 \cdot \text{сутки}^{-1}$. Принимая, что другие водозаборные скважины не оказывают на них влияния в контексте подтягивания речных вод, получим по формуле (5) $T_0=254$ суток.

Оценку возможного влияния ближайшей эксплуатируемой скважины водозабора, расположенной выше по потоку и находящейся на расстоянии 400 м от этих скважин, можно выполнить по формуле из [29]:

$$x = -\frac{Q}{2\pi q}, \quad (6)$$

где x – расстояние от скважины в сторону реки до нейтральной линии тока, м (то есть расстояние до линии, ограничивающей область, из которой вода может подтягиваться к скважине). При расходе скважины 400 $\text{м}^3 \cdot \text{сутки}^{-1}$ это расстояние составит 64 м. То есть работа этой скважины действительно не окажет практического влияния на процессы подтягивания речных вод к береговым скважинам. Однако эти процессы будут происходить быстрее за счет уменьшения интенсивности расхода естественного потока. По данным режимных наблюдений в зимнюю межень 2004 г. работа водозаборных скважин, расположенных выше по потоку подземных вод, привела к снижению его в два раза (при $i=0.001$). В этом случае расчетное время подтягивания речных вод к береговым скважинам уменьшится до 193 суток. Соответственно, влияние скважины ниже по потоку увеличится в два раза и составит 128 м. Если

же мы учтем влияние всех водозаборных скважин, эксплуатировавшихся с дебитом 2 400 $\text{м}^3 \cdot \text{сутки}^{-1}$ и расположенных в среднем на расстоянии 1 300 м от реки, то есть в 1 200 м от береговых скважин, то получим расстояние в сторону реки до нейтральной линии тока, равное 760 м.

Таким образом, очевидно, что воды с повышенной минерализацией, обнаруженные в береговых скважинах, появились в них ввиду подтягивания речных вод с повышенной минерализацией в периоды зимней межени. В то же время ^3H -возраст подземных вод в береговых скважинах составляет, по нашим оценкам, 20–25 лет. Увеличение времени движения речных вод к береговым скважинам по сравнению с расчетными данными может быть связано с островной многолетней мерзлотой и кольматацией русла реки, вследствие чего подтягивание речных вод к водозабору происходит более сложными путями, чем это предусматривает расчетная формула. В целом, вариант подтягивания речных вод к береговым скважинам и полное замещение ими подземных вод, поступивших в водоносный горизонт до 1995–2000 гг., выглядит наиболее предпочтительным. Из этого можно сделать вывод, что подземные воды, отобранные из береговых скважин в июле 2020 г., имеют среднее время пребывания в водоносном горизонте примерно 22.46 ± 2.31 года.

Оценка возможного разбавления воды скважин, удаленных от берега реки, при условии их атмосферного питания

Расчеты показывают, что вода этих скважин может иметь средний возраст:

- 1) 20 лет, если она к 1999 г. была разбавлена водой, поступавшей в водоносный горизонт до 1952 г. в соотношении 1:1;
- 2) 41 год, если она к 1979 г. была разбавлена в соотношении 1:1.8;
- 3) 51 год, если к 1969 г. была разбавлена в соотношении 1:3.3;
- 4) 56 лет, если к 1964 г. была разбавлена в соотношении 1:39.

Оценочные расчеты показывают, что при величине инфильтрационного питания 125 мм/год и эффективной пористости 0.2 соотношения выглядят следующим образом: 1) 1:1, 2) 1:1.8, 3) 1:2.8 и 4) 1:4. Эти оценки уже более приемлемы по сравнению с результатами аналогичных расчетов для береговых скважин.

То есть возраст подземных вод, отобранных из скважин, удаленных от берега реки, может находиться в интервале от 20 до 50 лет.

Датирование подземных вод по радиоуглероду

Определенный по ^{14}C возраст подземных вод в скважине водозабора Курья – 8190 ± 210 лет – на наш взгляд, является наиболее достоверным. В то же время в воде этой скважины установлена активность трития 3.73 ± 1.44 ТЕ. В этом случае можно проработать модель возможного смешения молодых вод с концентрацией трития, соответствующей среднегодовой объемной активности ^3H в атмосферных осадках в городе Нарьян-Маре в 2019 г. (11 ТЕ), с более древними водами с отсутствием трития, поступавшими из глубоких горизонтов, не затронутых воздействием ядерных взрывов в атмосфере в период 1952–1962 гг:

$$\begin{aligned} {}^3\text{H}_t &= 3.73 \pm 1.44 = 11x + 0(1-x), \\ {}^{14}\text{C}_{\text{Age}} &= 0x + n \cdot (1-x), \\ \text{TDS} &= 40x + m \cdot (1-x), \\ \text{Cl} &= 2.5x + p \cdot (1-x), \end{aligned} \quad (7)$$

где x – доля молодых вод; $(1-x)$ – доля старых вод; ${}^{14}\text{C}_{\text{Age}} = 8190 \pm 210$ лет; 0 – возраст молодых вод, лет; n – возраст старых вод, лет; TDS – общая минерализация молодых вод, $302.39 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$; m – общая минерализация старых вод, концентрация хлоридов в молодых водах $\text{Cl} = 61 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$; p – концентрация хлоридов в старых водах, $\text{мг} / \text{л}$. TDS и Cl молодых вод приняты по пробе речной воды в паводок.

По (7) получаем возраст старых подземных вод в пробе из скважины водозабора Курья 12.9 ± 0.24 тысяч лет. Доля старых вод составляет от 79 до 53%, то есть ее исходная общая минерализация составляла $440 \pm 75 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$, а содержание хлоридов $91 \pm 17 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$. Такие воды могли перетекать из верхних частей нижележащего водоносного комплекса нижнемеловых алевролитов и песчанников.

По результатам анализа пробы одной из скважин водозабора Озерный возраст подземных вод составил 600 ± 70 лет, а активность трития 2.54 ± 1.27 ТЕ. Аналогичным образом по формуле (7) получаем по этой пробе возраст старых подземных вод 800 ± 90 лет. Доля старых вод составляет от 88 до 66%, то есть ее исходная общая минерализация составляла $125 \pm 20 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$, а содержание хлоридов $3.24 \pm 0.11 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$. Такие воды могли перетекать только из нижних частей водоносного горизонта современных аллювиальных отложений.

Для возрастов подземных вод, опробованных в остальных скважинах, более представительны датировки по изотопам трития 20–50 лет.

Изотопы урана в подземных водах

Концентрации урана в подземных водах скважин, расположенных на удалении от реки, крайне низки: $0.014\text{--}0.101 \text{ мкг} \cdot \text{л}^{-1}$, в воде береговых скважин они значительно выше ($0.276\text{--}0.479 \text{ мкг} \cdot \text{л}^{-1}$). Отношение активностей изотопов урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ несколько повышено по сравнению с равновесным значением в воде всех скважин: $1.04\text{--}2.18$.

Для сравнения можно привести данные о концентрации урана в поверхностных водах реки Печоры ($0.2\text{--}0.5 \text{ мкг} \cdot \text{л}^{-1}$) и в атмосферных осадках на морском побережье ($0.02 \text{ мкг} \cdot \text{л}^{-1}$) [30, 31]. Отношение активностей изотопов урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ также несколько увеличивается в речной воде и атмосферных осадках: $1.14\text{--}1.75$.

Эти данные подтверждают сказанное выше о преимущественном составе подземных вод в прибрежной зоне за счет подтягивания речных вод и питания подземных вод вдали от берега за счет атмосферных осадков.

Заключение

Для арктических регионов характерно широкое развитие многолетней мерзлоты. На основной площади подземные воды имеют крайне ограниченное распространение и приурочены к речным и озерным таликам небольшой мощности. Мы изучили используемый для водоснабжения водоносный горизонт песчаных отложений в долине реки Печоры в западной части российской Арктики.

Установлено, что подземные воды горизонта отличаются по условиям питания вблизи реки и на удалении от нее. Вода, извлекаемая береговыми скважинами, имеет состав, сходный с составом речных вод в зимнюю межень. Возраст подземных вод в береговых скважинах составил по содержанию изотопа трития и гидродинамическим расчетам до 20–25 лет, на основании чего был сделан

вывод о практически полном замещении подземных вод, поступивших в водоносный горизонт до 1995–2000 гг.

В подземных водах скважин, удаленных от берега реки, содержания всех компонентов ионного состава существенно ниже, чем в речных водах. Расчеты по изотопам трития и балансовые расчеты показали, что возраст воды в пробах, отобранных из скважин, удаленных от берега реки, находится в интервале от 20 до 50 лет. Однако в отличие от вод береговых скважин, в этих подземных водах присутствует «бомбовая» вода и старая вода, поступавшая в водоносный горизонт до 1952 г., что, впрочем, на ее качестве не отражается.

Радиоуглеродное датирование позволило оценить возраст наиболее старых подземных вод в скважинах области исследования: 8190 ± 210 лет. Расчеты по моделям смешения с использованием изотопов трития и гидрохимических данных показали, что в составе этих вод присутствует от 79 до 53% еще более старых вод с возрастом 12.9 ± 0.24 тысяч лет. Их исходная минерализация составляла 440 ± 75 мг·л⁻¹, а содержание хлоридов 91 ± 17 мг·л⁻¹. Такие воды могли перетекать из верхних частей нижележащего водоносного комплекса нижнемеловых алевролитов и песчаников.

Установлено, что с уменьшением возраста подземных вод величина $\delta^{13}\text{C}$ уменьшается, а $^{14}\text{C}^0$ увеличивается. Это может свидетельствовать о процессе повышения углеродного обмена между РНУ и почвенным CO_2 , вызванном оттаиванием многолетней мерзлоты.

Концентрации урана в подземных водах скважин, расположенных на удалении от реки, крайне низки: $0.014\text{--}0.101$ мкг·л⁻¹, а в воде береговых скважин они значительно выше ($0.276\text{--}0.479$ мкг·л⁻¹). Эти данные подтверждают формирование состава подземных вод в прибрежной зоне в основном за счет подтягивания речных вод и питание подземных вод вдали от берега за счет атмосферных осадков.

Таким образом, использование информации о распределении изотопов трития в подземных водах таежного водоносного горизонта в Арктике позволило уточнить условия питания подземных вод и соотношения концевых элементов молодых вод, «бомбовых вод» и старых вод в разных частях водоносного горизонта. В связи с интенсивной добычей углеводородов в бассейне реки Печора необходимо контролировать состав речных вод, так как речные воды играют ведущую роль в составе подземных вод, используемых для питьевого водоснабжения населенных пунктов в исследуемом арктическом регионе.

Литература

1. L. Eichelberger
World. Develop., 2019, **16**, 100148.
DOI: 10.1016/j.wdp.2019.100148.
2. J. Okkonen, B. Klove
J. Hydrol., 2011, **411**(1–2), 91. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2011.09.038.
3. M.I. Jyrkama, J.F. Sykes
J. Hydrol., 2007, **338**(3–4), 237.
DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.02.036.
4. J. Scibek, D.M. Allen, A.J. Cannon, P.H. Whitfield
J. Hydrol., 2007, **333**(2–4), 165.
DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.08.005.
5. M. Nygren, M. Giese, B. Klove, E. Haaf, P.M. Rossi, R. Barthel
J. Hydrol. X, 2020, **8**, 100062. DOI: 10.1016/j.hydroa.2020.100062.
6. M. Brubaker, J. Berner, R. Chavan, J. Warren
Glob. Health. Action., 2011, **4**(1), 8445.
DOI: 10.3402/gha.v4i0.8445.
7. B. Klove, P. Ala-Aho, G. Bertrand, J.J. Gurdak, H. Kupfersberger, J. Kværner, T. Muotka, H. Mykrä, E. Preda, P. Rossi, C.B. Uvo, E. Velasco, M. Pulido-Velazquez
J. Hydrol., 2014, **518**(PB), 250. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.06.037.
8. Н.А. Айбулатов
Экологическое эхо холодной войны в морях Российской Арктики, РФ, Москва, ГЕОС, 2000, 306 с.
9. А.П. Васильев, Б.К. Водолага, Н.П. Волошин
Бюллетень по атомной энергии, 2005, №4, 20.
(http://elib.biblioatom.ru/text/byulleten-atomnoy-energii_2005_v4/go,18/).
10. A.Yu. Miroshnikov, N.P. Laverov, R.A. Chernov, A.V. Kudikov, A.A. Yasacheva, I.N. Semenov, R.A. Aliev, E.E. Asadulin, M.V. Gavrilov
Oceanology, 2017, **57**, 204.
DOI: 10.1134/S000143701701009X.
11. G.G. Matishov, N.E. Kasatkina, I.S. Usyagina
Dokl. Earth. Sc., 2019, **485**, 288.
DOI: 10.1134/S1028334X19030073.
12. Современная радиоэкологическая обстановка в местах проведения мирных ядерных взрывов на территории Российской Федерации, под ред. В.А. Логачева, РФ, Москва, ИздАТ, 2005, 256 с.
13. J.A. Corcho Alvarado, R. Purtschert, F. Barbécot, C. Chabault, J. Rueedi, V. Schneider, W. Aeschbach-Hertig, R. Kipfer, H.H. Loosli
Water Resour. Res., 2007, **43**, W03427.
DOI: 10.1029/2006WR005096.
14. M. Kralik
Procedia Earth and Planetary Science, 2015, **13**, 301.
DOI: 10.1016/j.proeps.2015.07.070.
15. A.I. Malov
Sci. Total. Environ., 2018, **616–617**, 1208.
DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.10.197.

16. **В.В. Романов, В.И. Ферронский, С.М. Вакуловский, И.Ю. Катрич, Е.И. Рослый**
Водные ресурсы, 1983, №3, 109.
17. **В.И. Ферронский, В.А. Поляков**
Изотопия гидросферы Земли, РФ, Москва, Научный мир, 2009, 632 с.
18. **E. Fourré, F. Jean-Baptiste, A. Dapoigny, D. Baumier, J-R Petit, J. Jouzel**
Earth Planet Sci. Lett., 2006, **245**(1–2), 56.
DOI: 10.1016/j.epsl.2006.03.003.
19. **E. Fourré, A. Landais, A. Cauquoin, F. Jean-Baptiste, V. Lipenkov, J.-R. Petit**
J. Geophys. Res., 2018, **123**, 3009. DOI: 10.1002/2018JD028304.
20. **М.Я. Чеботина, О.А. Николин**
Радиоэкологические исследования трития в Уральском регионе, РФ, Екатеринбург, УрО РАН, 2005, 89 с.
21. *Нормы радиационной безопасности (НРБ-99)*, РФ, Москва, Минздрав России, 1999, 115 с.
22. **В.М. Шершаков, В.Г. Булаков, И.И. Крышев, С.М. Вакуловский, М.Н. Каткова, А.И. Крышев**
Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств в 2019 году, РФ, Обнинск, ФГБУ «НПО «Тайфун», 2020, 340 с. (https://www.rpatyphoon.ru/upload/medialibrary/187/ezhegodnik_ro_2019.pdf).
23. **K.O. Münnich**
Naturwissenschaften, 1957, **44**, 32.
24. **K.O. Münnich**
Naturwissenschaften, 1968, **55**, 11.
25. **L-F. Han, L.N. Plummer**
Earth-Sci. Rev., 2016, **152**, 119.
DOI: 10.1016/j.earscirev.2015.11.004.
26. **M. Stuiver, P.J. Reimer, R. Reimer**
CALIB Radiocarbon Calibration Ex. Ver. 8.2.
(<http://calib.org/calib/>).
27. **L-F. Han, L.N. Plummer, P. Aggarwal**
Chem. Geol., 2014, **387**, 111. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2014.08.026.
28. **A.I. Malov**
Isotopes Environ. Health Stud., 2018, **54**(1), 78.
DOI: 10.1080/10256016.2017.1342641.
29. **Е.Л. Минкин**
Гидрогеологические расчеты для определения зон санитарной охраны водозаборов подземных вод, СССР, Москва, Недра, 1967, 124 с.
30. **А.И. Малов, г.П. Киселев**
Уран в подземных водах Мезенской синеклизы, РФ, Екатеринбург, УрО РАН, 2008, 237 с.
31. **Н.Г. Рачкова, И.И. Шуктомова**
АНРИ, 2010, №2, 44.

English |||

Isotope-Geochemical Studies of Groundwater in the Zapolyarny Region of the Nenets Autonomous Okrug*

Alexander I. Malov

Director of the F. Yudakhin Institute of
Geodynamics and Geology
N. Laverov Federal Center for Integrated
Arctic Research, UrB RAS
23 Northern Dvina Emb.,
Arkhangelsk, 163000, Russia
malovai@yandex.ru

Abstract

The aquifer of sandy deposits in the talik zone of the Pechora River valley was studied. The use of information on the distribution of tritium isotopes made it possible to clarify the recharge conditions of groundwater and their genetic structure in different parts of the aquifer. The tritium age of groundwater in coastal wells was 20–25 years, on the basis of which it was concluded that the groundwater that entered the aquifer before 1995–2000 was almost completely replaced. In wells, remote from the river bank, the age of the water is in the range from 20 to 50 years. However, unlike onshore wells, these groundwaters contain “bomb” water and old water that entered the aquifer before 1952. The age of the old water reaches 12.9 ± 2.5 thousand years. It has been established that the ratio between stable ^{13}C and radioactive ^{14}C isotopes of carbon changes with age, indicating an increase in the carbon exchange between dissolved inorganic carbon and soil carbon dioxide caused by permafrost thawing.

Keywords: groundwater, dating, tritium, carbon isotopes, uranium isotopes, Arctic.

**The work was financially supported by RFBR (project 20-05-00045).*

Images & Tables

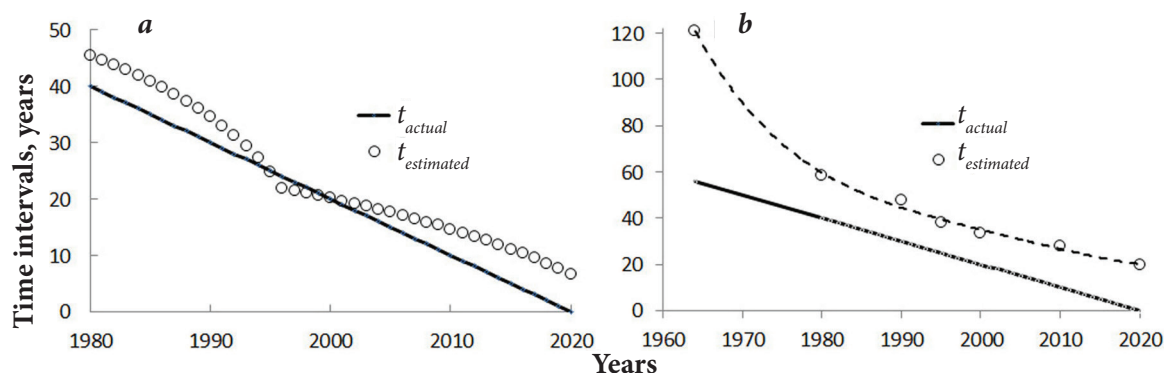


Fig. 1. Scheme for determining the age of groundwater by the ^3H isotope. t_{actual} – The time interval from the moment tritium enters the aquifer with a concentration until the moment of groundwater sampling in July 2020; $t_{\text{estimated}}$ is the time interval required for the decay of tritium with a concentration up to the average concentrations obtained in July 2020: a – in samples from three coastal wells – 7.28 TU; b – in samples from other wells located at a distance from the river bank – 3.47 TU.

References

1. L. Eichelberger
World. Develop., 2019, **16**, 100148.
DOI: 10.1016/j.wdp.2019.100148.
2. J. Okkonen, B. Kløve
J. Hydrol., 2011, **411**(1–2), 91. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2011.09.038.
3. M.I. Jyrkama, J.F. Sykes
J. Hydrol., 2007, **338**(3–4), 237.
DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.02.036.
4. J. Scibek, D.M. Allen, A.J. Cannon, P.H. Whitfield
J. Hydrol., 2007, **333**(2–4), 165.
DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.08.005.
5. M. Nygren, M. Giese, B. Kløve, E. Haaf, P.M. Rossi, R. Barthel
J. Hydrol. X, 2020, **8**, 100062.
DOI: 10.1016/j.hydroa.2020.100062.
6. M. Brubaker, J. Berner, R. Chavan, J. Warren
Glob. Health. Action., 2011, **4**(1), 8445.
DOI: 10.3402/gha.v4i0.8445.
7. B. Kløve, P. Ala-Aho, G. Bertrand, J.J. Gurdak, H. Kupfersberger, J. Kværner, T. Muotka, H. Mykrä, E. Preda, P. Rossi, C. B. Uvo, E. Velasco, M. Pulido-Velazquez
J. Hydrol., 2014, **518**(PB), 250. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.06.037.
8. N.A. Aibulatov
Ecological Echoes of the Cold War in the Seas of the Russian Arctic [Ekologicheskoe ekho kholodnoy voyny v moryakh Rossiyskoy Arktiki], RF, Moscow, GEOS, 2000, 306 pp. (in Russian).
9. A.P. Vasilev, B.K. Vodolaga, N.P. Voloshin
Byulleten po atomnoy energii [Atomic Energy Bulletin], 2005, №4, 20 (in Russian).
(http://elib.biblioatom.ru/text/byulleten-atomnoy-energii_2005_v4/go,18/).
10. A.Yu. Miroshnikov, N.P. Laverov, R.A. Chernov, A.V. Kudikov, A.A. Yasacheva, I.N. Semenov, R.A. Aliev, E.E. Asadulin, M.V. Gavrilov
Oceanology, 2017, **57**, 204. DOI: 10.1134/S000143701701009X.
11. G.G. Matishov, N.E. Kasatkina, I.S. Usyagina
Dokl. Earth. Sc., 2019, **485**, 288.
DOI: 10.1134/S1028334X19030073.
12. Modern Radioecological Situation at the Sites of Peaceful Nuclear Explosions on the Territory of the Russian Federation [Sovremennaya radioekologicheskaya obstanovka v mestakh provedeniya mirnykh yadernykh vzryvov na territorii Rossiyskoy Federatsii], Ed. V.A. Logachev, RF, Moscow, Izdat Publ., 2005, 256 pp. (in Russian).
13. J.A. Corcho Alvarado, R. Purtschert, F. Barbecot, C. Chabault, J. Ruiedi, V. Schneider, W. Aeschbach-Hertig, R. Kipfer, H.H. Loosli
Water Resour. Res., 2007, **43**, W03427.
DOI: 10.1029/2006WR005096.
14. M. Kralik
Procedia Earth and Planetary Science, 2015, **13**, 301.
DOI: 10.1016/j.proeps.2015.07.070.
15. A.I. Malov
Sci. Total. Environ., 2018, **616–617**, 1208.
DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.10.197.
16. V.V. Romanov, V.I. Ferronsky, S.M. Vakulovsky, I.Yu. Katrich, E.I. Rosly
Vodnye resursy [Water Resources], 1983, №3, 109 (in Russian).
17. V.I. Ferronsky, V.A. Polyakov
Isotopes of the Earth's Hydrosphere, FRG, Dordrecht-Heidelberg, Springer, 2012, 628 pp.
DOI: 10.1007/978-94-007-2856-1.
18. E. Fourré, F. Jean-Baptiste, A. Dapoigny, D. Baumier, J-R Petit, J. Jouzel
Earth Planet Sci. Lett., 2006, **245**(1–2), 56.
DOI: 10.1016/j.epsl.2006.03.003.
19. E. Fourré, A. Landais, A. Cauquoin, F. Jean-Baptiste, V. Lipenkov, J.-R. Petit
J. Geophys. Res., 2018, **123**, 3009.
DOI: 10.1002/2018JD028304.
20. M.Ya. Chebotina, O.A. Nikolin
Radioecological Studies of Tritium in the Ural Region [Radioekologicheskie issledovaniya tritiya v Uralskom regione], RF, Ekaterinburg, UrB RAS Publ., 2005, 89 pp. (in Russian).
21. Radiation Safety Standards (NRB-99) [Normy radiatsionnoy bezopasnosti (NRB-99)], RF, Moscow, Ministry of Health of Russia, 1999, 115 pp. (in Russian).
22. V.M. Shershakov, V.G. Bulgakov, I.I. Kryshev, S.M. Vakulovsky, M.N. Katkova, A.I. Kryshev
Radiation Situation in Russia and Neighboring States in 2019 [Radiatsionnaya obstanovka na territorii Rossii i sosednykh gosudarstv v 2019 godu], RF, Obninsk, FGBU "NPO" Typhoon" Publ., 2020, 340 pp. (in Russian). https://www.rpatyphoon.ru/upload/medialibrary/187/ezhegodnik_ro_2019.pdf
23. K.O. Münnich
Naturwissenschaften, 1957, **44**, 32.
24. K.O. Münnich
Naturwissenschaften, 1968, **55**, 11.
25. L-F. Han, L.N. Plummer
Earth-Sci. Rev., 2016, **152**, 119.
DOI: 10.1016/j.earscirev.2015.11.004.
26. M. Stuiver, P.J. Reimer, R. Reimer
CALIB Radiocarbon Calibration Ex. Ver. 8.2.
(<http://calib.org/calib/>).
27. L-F. Han, L.N. Plummer, P. Aggarwal
Chem. Geol., 2014, **387**, 111. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2014.08.026.

28. **A.I. Malov**
Isotopes Environ. Health Stud., 2018, 54(1), 78.
DOI: 10.1080/10256016.2017.1342641.
29. **E.L. Minkin**
Hydrogeological Calculations for Determining the Zones of Sanitary Protection of Groundwater Intakes [Gidrogeologicheskie raschety dlya opredelenia zon sanitarnoy okhrany vodozaborov podzemnykh vod], USSR, Moscow, Nedra, 1967, 124 pp. (in Russian).
30. **A.I. Malov, G.P. Kiselev**
Uranium in the Underground Waters of the Mezen Syncline [Uran v podzemnykh vodakh Mezenskoy sineklizy], RF, Ekaterinburg, UrB RAS, 2008, 237 pp. (in Russian).
31. **N.G. Rachkova, I.I. Shuktomova**
ANRI [Apparatura i novosti radiatsionnykh izmereniy], 2010, №2, 44 (in Russian).