

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЧЕТНЫХ ИЗОТОПОВ УРАНА В КАЧЕСТВЕ
ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИНДИКАТОРОВ¹

© 2012 г. А. И. Малов

Институт экологических проблем Севера УрО РАН

163061 Архангельск, наб. Северной Двины, 23

E-mail: malovai@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.10.2010 г.

Проведены оценки параметров процесса перехода в воду изотопов ^{234}U и ^{238}U в неравновесных соотношениях при распаде ^{238}U в породе. На примере Северо-Двинской впадины показано, что информацию о фракционировании природных изотопов U можно использовать при оценках продолжительности контакта пресных инфильтрационных вод атмосферного происхождения с горными породами, а также наличия в породах участков с повышенными концентрациями U, с которыми связаны подземные воды с повышенной радиоактивностью.

Ключевые слова: изотопы урана, возраст подземных вод, алевриты венда, Мезенская синеклиза.

В результате выполненных исследований уран-изотопного состава подземных вод Мезенской синеклизы установлено, что максимальное разделение четных изотопов U характерно для подземных вод водоносного комплекса песчаников и алевритов падуновской свиты венда [6]. Характерный район – территория Северо-Двинской впадины, где последний перекрыт с поверхности толщей глинистых отложений московской и валдайской морен, а также микулинского межледниковья. В условиях затрудненного водообмена происходит перераспределение изотопов U между минеральной и водной фазами. В настоящее время соотношение активностей $\gamma = ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ достигает в воде 20, составляя в среднем ~6 из 38 определений.

Возможное поступление поверхностных вод сверху как через толщу глин микулинского межледниковья, так и с бортов впадины [2] к такому результату привести не могло, так как для поверхностных вод региона характерны значения γ 1.2–1.3 [4].

Высокие значения γ характерны и для подземных вод в бортах впадины. Так, на Беломоро-Кулойском плато (БКП), (район месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова) по данным 42 определений среднее значение составило ~5 [6].

В данной работе рассматривается фракционирование природных изотопов U для оценки продолжительности контакта подземных вод с гор-

ными породами. Для этой цели выбраны соответствующие расчетные методы.

ОБОСНОВАНИЕ РАСЧЕТНЫХ МЕТОДОВ

Процесс естественного фракционирования ^{234}U и ^{238}U можно объяснить с позиций физики радиационных воздействий [9]. При α -распаде атома ^{238}U внутри ненарушенной минеральной части породы появляется нарушенная (разупорядоченная) область, образованная атомом отдачи ^{234}Th . Среди разупорядоченных может оказаться и сам атом отдачи, образовавший эту область. Вероятность этого события $p - 0 < p < 1$.

Избыток ^{234}U определяется путем измерений отношения активностей ^{234}U и ^{238}U (γ)

$$\gamma = \frac{\lambda_2 N_2}{\lambda_1 N_1}, \quad (1)$$

где N_1 и N_2 – количества атомов ^{238}U и ^{234}U соответственно, $\lambda_1 = 1.551 \times 10^{-10}$ и $\lambda_2 = 2.835 \times 10^{-6}$ лет⁻¹ – константы распада этих изотопов.

В ненарушенной, закрытой для изотопного обмена области минеральной части пород наблюдается радиоактивное равновесие

$$\gamma = \frac{\lambda_2 N_{2\text{пор}}}{\lambda_1 N_{1\text{пор}}} = \gamma_{\text{пор}} = 1, \quad (2)$$

где $N_{1\text{пор}}$ и $N_{2\text{пор}}$ – количества атомов ^{238}U и ^{234}U в породе соответственно, $\gamma_{\text{пор}}$ – отношение активностей ^{234}U и ^{238}U в породе; а для разупорядоченной области (р.о.) есть вероятность p того, что

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 10-05-00618а).

атом отдачи останется в ней, и отношение активностей $\gamma_{p.o.}$ будет

$$\gamma_{p.o.} = \frac{\lambda_2 (N_{\text{пород}} + p)}{\lambda_1 N_{\text{пород}}} = \gamma_{\text{пород}} + \frac{\lambda_2 p}{\lambda_1 N_{\text{пород}}}. \quad (3)$$

Таким образом, в области разупорядочения отношение активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ по сравнению с ненарушенной областью будет больше на величину $(\lambda_2 p) : (\lambda_1 N_{\text{пород}})$, которая и соответствует величине избытка α -активности ^{234}U .

При переходе атомов U, находящихся в нарушенной области, в воду в ней нарушается радиоактивное равновесие.

Если в подземные воды поступал U с начальным отношением активностей изотопов ^{234}U и ^{238}U в воде ($\gamma_{0\text{вод}}$) с постоянной скоростью в течение определенного времени t , то справедливо выражение [8]:

$$\frac{\gamma_{t\text{вод}} - 1}{\gamma_{0\text{вод}} - 1} = \frac{1 - e^{-\lambda_2 t}}{\lambda_2 t}, \quad (4)$$

где $\gamma_{t\text{вод}}$ — наблюдаемое соотношение активностей изотопов ^{234}U и ^{238}U в воде на момент времени t ; $\gamma_{0\text{вод}}$ — это и отношение активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ($\gamma_{p.o.}$) в нарушенных при распаде ^{238}U областях породы, откуда разупорядоченные атомы U с постоянной скоростью переходили в подземные воды. Следовательно,

$$\gamma_{p.o.} = \gamma_{0\text{вод}} = (\gamma_{t\text{вод}} - 1) \frac{\lambda_2 t}{1 - e^{-\lambda_2 t}} + 1. \quad (5)$$

Поэтому, задаваясь двумя—тремя произвольно выбранными значениями t , из (5) можно определить значения $\gamma_{p.o.}$. Из (3) получаем несколько соответствующих им значений $N_{\text{пород}}/p$

$$\frac{N_{\text{пород}}}{p} = \frac{\lambda_2}{\lambda_1 (\gamma_{p.o.} - \gamma_{\text{пород}})}. \quad (6)$$

Помимо радиационных воздействий, переход изотопов U в воду осуществляется путем химического растворения U, содержащегося в ненарушенных радиоактивным распадом областях породы. Для учета этого процесса составим балансовое уравнение для атомов ^{238}U , принимая, что в выражении (6) $N_{\text{пород}}$ — суммарное количество переходящих в воду и остающихся в ней на сегодняшний день атомов ^{238}U , приходящееся на один распад ^{238}U . Соответственно $\gamma_{p.o.}$ — это исходное соотношение активностей изотопов ^{234}U и ^{238}U , поступающих в воду и остающихся в ней на сегодняшний день; а p — вероятность перехода атома ^{234}U в воду при распаде ^{238}U .

Процессы осаждения U в пределах зоны пластового окисления водоносного комплекса падунской свиты венда проявлены слабо [6]. Кроме

того, здесь отсутствуют значимые сорбенты в водовмещающих породах: песчаниках и алевролитах преимущественно кварцевого состава на железисто-глинистом цементе [3].

Зная количество атомов ^{238}U , находящееся в воде, заключенной в единице объема горной породы $V_{\text{ед}}$ (принимая здесь и далее для расчетов $V_{\text{ед}} = 1 \text{ см}^3$) в настоящее время $N_{\text{ед.воды}}$, и активность ^{238}U минеральной части пород в этом же объеме $A_{\text{ед.пород}}$, можно приблизительно оценить, сколько в среднем атомов $N_{\text{пород}}$ переходит в воду при одном распаде ^{238}U

$$N_{\text{пород}} \approx \frac{N_{\text{ед.воды}}}{A_{\text{ед.пород}} t}, \quad (7)$$

$$N_{\text{ед.воды}} = \frac{n V_{\text{ед}} c_{\text{1воды}}}{m_1 \text{ атома}}, \quad (8)$$

$$A_{\text{ед.пород}} = (1 - n) V_{\text{ед}} \rho_m A_{\text{пород}}, \quad (9)$$

где n — пористость; $c_{\text{1воды}}$ — концентрация U в воде; $m_1 \text{ атома}$ — масса одного атома ^{238}U , равная 3.952×10^{-16} мкг; ρ_m — плотность минеральной части породы.

Получив значения $N_{\text{пород}}/p$ из (6) и $N_{\text{пород}}$ из (7), определяем p . Для каждого из двух—трех произвольно выбранных t получаем соответствующие значения вероятности p перехода атома ^{234}U в воду при распаде ^{238}U ; t и p связаны степенной зависимостью. Поэтому, определив p для двух—трех любых значений t , можно вывести уравнение типа $t = ap^{-1}$, где a — коэффициент, и построить соответствующую диаграмму.

ОЦЕНКИ ВОЗРАСТА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Проведем ориентировочные оценки времени t взаимодействия подземных вод с водовмещающими породами (возраст подземных вод), за которое в воде могли сформироваться наблюдаемые в настоящее время отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ($\gamma_{t\text{вод}}$) при различных значениях p , и выведем соответствующие уравнения $t = ap^{-1}$.

Исходные значения для расчетов приняты на основании данных, приведенных в [4–6]. Помимо водоносного комплекса венда, выполнены расчеты для двух водоносных комплексов плейстоцена, возраст подземных вод в которых можно оценить также исходя из геохронологии водовмещающих пород.

Плотность минеральной части породы — $\rho_m = 2.65 \text{ г/см}^3$; пористость — $n = 0.26$ (табл. 1).

По скважине в пос. Вайново исследован водоносный горизонт, расположенный в интервале глубин 12–22 м в песчаных флювиогляциальных отложениях, сформированных при таянии вал-

Таблица 1. Оценки времени контакта подземных вод с горными породами

$c_{1\text{воды}}, \text{мкг/дм}^3$	$\gamma_{\text{вод}}$	$c_{1\text{пород}}, \text{мг/кг}$	$t, \text{тыс. лет при } p=0.1\%$	$t, \text{тыс. лет при } p=1\%$
Водоносный горизонт флювиогляциальных песков валдайского ледниковья (fQIIIvd) на территории Северо-Двинской впадины				
По скважине в пос. Вайново – 1 определение: $t = 0.9938p^{-1.03}$				
0.082	4.13	1.22	10.7	1
Водоносный комплекс песков микулинского межледниковья (QIIImk) на территории Северо-Двинской впадины				
По скважине и источникам в районе урочища Куртяево – 7 определений: $t = 8.45p^{-1.03}$				
1.26	2.7	1.22	90.5	8.45
Водоносный комплекс алевролитов и песчаников падунской свиты венда (Vpd) на территории БКП				
Среднее по всем 42 определениям: $t = 6.0953p^{-1.03}$				
1.17	4.46	3	65.3	6.095
Среднее для области с максимальными значениями γ (водозабор) – 4 определения: $t = 7.0124p^{-1.03}$				
0.5	11	3	75.1	7.012
Среднее для области с минимальными значениями γ (скважины у трубки Кольцовская) – 4 определения: $t = 2.4332p^{-1.03}$				
1.9	1.8	3	26.1	2 433
Водоносный комплекс алевролитов и песчаников падунской свиты венда (Vpd) на территории Северо-Двинской впадины				
Среднее по всем 38 определениям: $t = 29.349p^{-1.03}$				
3.26	6.17	3	314.5	29.349
Среднее для области повышенных активностей $^{238}\text{U} > 0.015 \text{ Бк/дм}^3$ – 12 определений: $t = 79.743p^{-1.03}$				
9.57	5.65	3	854.5	79.743
$c_{0\text{воды}} = 3, \gamma_{0\text{вод}} = 1.25, t = 9.6562p^{-1.03}$				
6.57	7.66	20	103.5	8.912
Среднее для области пониженных активностей $^{238}\text{U} < 0.015 \text{ Бк/дм}^3$ – 26 определений $t = 2.9648p^{-1.03}$				
0.35	6.4	3	31.8	2.965

дайского ледника ($t \approx 10000$ лет) и перекрытых озерно-ледниковыми глинами и суглинками мощностью 12 м. Предположим, что в момент формирования водоносного горизонта вода в нем была ультрапресная с содержанием равновесных изотопов U на уровне $\sim 0.05 \text{ мкг/дм}^3$ [4]. В дальнейшем горизонт был практически изолирован в течение ~ 9000 лет, и вода не разбавлялась атмосферными осадками. Химический состав ее формировался в результате процессов гидролиза алюмосиликатов, катионного обмена и диффузии солей из подстилающей толщи морских глин микулинского возраста. В настоящее время подземные воды по составу гидрокарбонатно-хлоридные, натриевые с минерализацией 3.7 г/л. Расчеты, приведенные в [3], показывают, что за счет диффузионных процессов минерализация воды могла повыситься на $\sim 2.4 \text{ г/дм}^3$. Остальные 1.3 г/дм³, соответствующие содержанию гидрокарбоната натрия, появились за счет гидролиза алюмосиликатов. Авторами статьи предполагается ведущая роль химического растворения нарушенных радиоактивным распадом пород. Каль-

ция в воде очень мало – 30 мг/дм³, еще ниже концентрации сульфатов – 14 мг/дм³. Наблюдается присутствие большого количества органических веществ, о чем свидетельствует значение окисляемости (35 мг O/дм³), цветности (125°) и мутности (7 мг/дм³). Характерны высокие содержания аммония (6.5 мг/дм³), железа (0.8 мг/дм³). В настоящее время Eh составляет 170 мВ, что свидетельствует о наличии окислительной для U обстановки в водоносном горизонте. Поэтому значение $p \approx 0.1\%$ в первом приближении принято характерным для горизонтов, сложенных песчаными породами. Это значение характеризует верхний (максимальный) возрастной предел. Как будет показано далее, нижний предел может характеризоваться значениями p примерно в 5 раз больше.

По скважине и источникам в районе урочища Куртяево опробовался водоносный горизонт, залегающий в песчаных отложениях в интервале глубин 20–30 м. Условия залегания и состав подземных вод близки к таковым по скважине в пос. Вайново, за исключением содержания “вред-

ных” компонентов, в связи с чем вода используется в качестве минеральной. В настоящее время подземные воды по составу – сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные, натриевые с минерализацией 3.7 г/л [4]. Содержание NaHCO_3 – 1.2, NaCl – 1.9 г/дм³, Eh составляет 190 мВ. Полученное значение возраста подземных вод – 90.5 тыс. лет, что соответствует возрасту микулинского межледникового. Можно полагать, что подземные воды сформировались за счет инфильтрации атмосферных осадков. В этот период существовали узкие и глубокие (до 300 м) палеодолины верхнеплиоценового возраста [3], в которые происходила разгрузка подземных вод. В результате заполнения впадин палеодолин осадками микулинского моря разгрузка прекратилась, а впоследствии водоносный горизонт изолирован от поверхности отложениями валдайской морены.

Для водоносного комплекса алевролитов и песчаников падунской свиты венда на территории БКП (среднее для области с максимальными значениями γ – “водозабора”) получены близкие значения возраста подземных вод: 75.1 тыс. лет. В период существования глубоких врезов верхнеплиоценовых палеодолин водообмен происходил интенсивнее, благодаря более высокому гипсометрическому положению района. Поэтому пресные инфильтрационные подземные воды заполнили разрез толщи песчаников и алевролитов падунской свиты венда до глубины 200 м [3, 6]. При заполнении палеодолин морскими осадками разгрузка подземных вод прекратилась; надежно изолированы глубокие горизонты, которые и опробовались на водозаборе БКП в интервале 130–190 м. Минерализация воды составляет здесь ~280 мг/дм³; состав – гидрокарбонатный магниевый-кальциевый.

Для водоносного комплекса алевролитов и песчаников падунской свиты венда на территории БКП (среднее для области с минимальными значениями γ – “скважины у трубки Кольцовской”) возраст подземных вод составил 26.1 тыс. лет. По-видимому, это связано с разбавлением подземных вод поверхностными, что установлено при проведении режимных наблюдений; минерализация воды составляет сейчас 140–150 мг/дм³ [3, 6].

В связи с частичным разбавлением среднее по всем 42-м определениям возраста подземных вод водоносного комплекса алевролитов и песчаников падунской свиты венда на территории БКП составляет 65.3 тыс. лет.

Наиболее сложно интерпретируются результаты, полученные для водоносного комплекса алевролитов и песчаников падунской свиты венда на территории Северо-Двинской впадины. Подземные воды здесь сформировались при отжиме и диффузии соленых морских вод из перекрываю-

щих глин микулинского возраста, а затем они разбавились подтекающими с бортов впадины пресными инфильтрационными водами [1]. Поэтому расчетный возраст подземных вод для области пониженных активностей $^{238}\text{U} < 0.015$ Бк/дм³ составил 31.8 тыс. лет, что связано с их разбавлением [1]. Для области повышенных активностей урана $^{238}\text{U} > 0.015$ Бк/дм³ использование в расчетах средних для района концентраций U в породах 3 мг/кг при $p = 0.1\%$ дает явно нереальное значение возраста подземных вод – >0.8 млн лет. Концентрация U в породах здесь локально повышена и достигает 20 мг/кг [5]. Кроме того, нужно учитывать, что для исходной морской воды характерны значения концентрации $\text{U} - c_{\text{воды}} \approx 3$ мкг/дм³ и отношения $\gamma_{\text{вод}} \approx 1.25$. При введении в расчеты необходимых поправок, значение возраста подземных вод снижается до 103.5 тыс. лет.

Наибольшая неопределенность при расчетах заключается в оценке значения p , которую необходимо определять эмпирически для каждого типа водовмещающих пород с известным возрастом подземных вод или моделированием. Предполагается, что для водоносных горизонтов, сложенных однородными породами, $p = \text{const}$.

ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ ПРОЦЕССА ВЫХОДА ЧЕТНЫХ ИЗОТОПОВ УРАНА В ВОДУ

Выбор сравнительно низкого значения $p \approx 0.1\%$, предварительно принятого в качестве характерного для горизонтов, сложенных песчаными породами, объясняется тем, что выход U в воду при распаде возможен только из тонкого слоя минеральной составляющей, находящейся непосредственно на границе с пространством пор и трещин.

Площадь пор S в 1 см³ алевролитов оценим, исходя из следующих соображений. В объеме $V = 1$ см³ горной породы при ромбоэдрической укладке шарообразных частиц грунта [6, 10]:

$$V_0 = \frac{\pi}{6} \sqrt{2} V = 0.74, \quad (10)$$

где V_0 – объем минеральной фазы, см³.

Удельная поверхность M сферических частиц, т.е. общая поверхность частиц, приходящаяся на единицу объема V_0 скелета грунта, равна [1]:

$$M = \frac{6}{d_0}, \quad (11)$$

где d_0 – средний диаметр частиц грунта.

Полная поверхность частиц или площадь пор S –

$$S = \frac{M}{V_0}. \quad (12)$$

Таблица 2. Оценки параметров процесса выхода четных изотопов U в воду для Водоносного комплекса флювиогляциальных песков валдайского ледникового (fQIIIvd) на территории Северо-Двинской впадины по скважине в пос. Вайново

t , лет	p	$\gamma_{\text{вод}}$	$c_{1\text{воды}},$ МКГ/СМ ³	$c_{1\text{пород}},$ МГ/КГ	$V_{\text{выхода}},$ СМ ³	b , см	$N_{\text{лед.пород}},$ АТОМОВ	$N_{\text{лт.с.}},$ АТОМОВ	$(N_{\text{лед.воды}}/N_{\text{лт.с.}})$ $\times 100$, %	$V_{\text{р.о.}},$ СМ ³
10^4	10^{-3}	4.13	82×10^{-6}	1.22	0.74×10^{-3}	1.67×10^{-6}	0.61×10^{16}	0.61×10^{13}	0.88	6.92×10^{-13}
10^3	10^{-2}				0.74×10^{-2}	1.67×10^{-5}		0.61×10^{14}	0.088	

При $d_0 = 0.1$ мм и $V_0 = 0.74$ см³ $S = 444$ см².

Расчетный объем минеральной составляющей $V_{\text{выхода}}$ (в объеме горной породы $V_{\text{ед}} = 1$ см³), из которого первоначально могут выходить атомы отдачи в воду, равен

$$V_{\text{выхода}} = (1 - n)V_{\text{ед}}p. \quad (13)$$

Расчетная толщина тонкого слоя b –

$$b = \frac{V_{\text{выхода}}}{S}. \quad (14)$$

Так как общее количество атомов U в минеральной части 1 см³ горной породы

$$N_{\text{лед.пород}} = \frac{(1 - n_0)V_{\text{ед}}\rho_m c_{1\text{пород}}}{m_{1\text{атома}}}, \quad (15)$$

то в тонком слое их количество $N_{\text{лт.с.}}$

$$N_{\text{лт.с.}} = \frac{N_{\text{лед.пород}}V_{\text{выхода}}}{(1 - n_0)V_{\text{ед}}}. \quad (16)$$

Отношение $(N_{\text{лед.воды}}/N_{\text{лт.с.}}) \times 100$, %, дает долю в процентах выхода атомов U из тонкого слоя в воду. Объем разупорядоченной области при одном распаде ^{238}U $V_{\text{р.о.}}$ составляет

$$V_{\text{р.о.}} = \frac{N_{\text{пород}}(1 - n_0)V_{\text{ед}}}{pN_{\text{лед.пород}}}. \quad (17)$$

Расчетная толщина тонкого слоя b характеризует область, из которой атомы U выходят со 100%-ной вероятностью: если в табл. 2 $p = 10^{-3}$, а соответствующее значение $b = 1.67 \times 10^{-6}$ см, то это означает, что при распаде 1000 атомов ^{238}U в минеральной части 1 см³ горной породы только один атом отдачи (а именно тот, который образовался в тонком слое минеральной составляющей расчетной толщиной 1.67×10^{-6} см на границе с водой обязательно выйдет в воду вместе со всеми атомами разупорядоченной при его образовании области. Однако реальная толщина слоя минеральной составляющей, из которого разупорядоченные атомы могут выходить в воду с вероятностью <100%, больше и равна длине пробега атома отдачи $L = 4.255b$, т.е. 7×10^{-6} см в соответствии с табл. 2 при $p = 10^{-3}$ (0.1%). При $p = 10^{-2}$ (1%) длина

пробега атома отдачи должна быть уже 7×10^{-5} см, что существенно выше имеющихся в литературе оценок этого параметра для алюмосиликатов ($\sim 3 \times 10^{-6}$ см). В [9] на основе моделирования были получены значения L для кристаллов двух модификаций циркона и киновари порядка 0.25×10^{-6} – 0.4×10^{-6} см.

Полная поверхность частиц, или площадь пор S , оцененная авторами для модели шарообразных частиц пород, также может быть в ~ 12 раз выше благодаря их шероховатости и наличию значительного количества зерен с $d_0 < 0.1$ мм. При $S = 5300$ см², $L = 3 \times 10^{-6}$ см значение p из (13, 14) составит 0.5%.

ВЫВОДЫ

На примере Северо-Двинской впадины показано, что информацию о фракционировании природных изотопов U можно использовать при оценках продолжительности контакта пресных инфильтрационных вод атмосферного происхождения с горными породами, а также при оценках наличия в породах участков, обогащенных U, с которыми связаны подземные воды с повышенной радиоактивностью.

Наиболее достоверные результаты могут быть получены для водоносных горизонтов, сложенных однородными песчаными породами преимущественно кварцевого состава на железисто-глинистом цементе. В этих горизонтах необходимо наличие окислительных для U условий и отсутствие значимых сорбентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бэр Я., Заславски Д., Ирмей С. Физико-математические основы фильтрации воды. М.: Мир, 1971. 452 с.
2. Малов А.И. Анализ формирования гидрохимического режима в водоносных комплексах Северо-Двинской впадины // Вод. ресурсы. 1980. № 2. С. 66–76.
3. Малов А.И. Подземные воды Юго-Восточного Беломорья: формирование, роль в геологических процессах. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2003. 234 с.

4. Малов А.И., Киселев Г.П. Уран в подземных водах Мезенской синеклизы. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2008. 238 с.
5. Малов А.И., Киселев Г.П., Зыков С.Б. Особенности разделения изотопов урана в подземных водах венда Мезенской синеклизы // Матер. Всерос. науч. конф. с междунар. участием, посвящ. 80-летию кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Ин-та геологии и нефтегазового дела НИТГУ. Томск, 2010. С.112–116.
6. Малов А.И., Киселев Г.П., Рудик Г.П., Зыков С.Б. Изотопы урана в подземных водах венда Мезенской синеклизы // Вод. ресурсы. 2009. Т. 36. № 6. С. 711–721.
7. Полубаринова-Кочина П.Я. Теория движения грунтовых вод. М.: Наука, 1977. 664 с.
8. Чалов П.И. Датирование по неравновесному урану. Фрунзе: Илим, 1968. 110 с.
9. Чалов П.И. О механизме образования неравновесных соотношений между естественными радиоактивными изотопами в уран- и торийсодержащих природных соединениях // Атомная энергия. 1969. Т. 27. Вып. 1. С. 26– 2.
10. Чалов П.И., Кучеренко Н.Л. Моделирование радиационных нарушений, создаваемых атомами отдачи в природных кристаллах, для оценки естественного разделения четных изотопов урана // Изв. Челябинского науч. центра. 1998. Вып. 1. С. 15–19.
11. Slichter C. S. Theoretical investigations of the motion of ground waters // 19th Ann. Rept. of U.S. Geol. Survey. 1899. P. 295–384.