

УДК 556.314:551.583(98)

РЕКОНСТРУКЦИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В АРКТИКЕ

А.И. Малов

Федеральный исследовательский Центр комплексного изучения Арктики РАН
имени академика Н.П. Лаврова,
набережная Северной Двины 23, г. Архангельск, 163061,
e-mail: malovai@yandex.ru

Получены новые данные о современной активности радиоуглерода (углерода-14) и концентрации углерода-13 в подземных водах и травертинах гидротермальной системы Пымвашор, расположенной на стыке Печорской плиты Восточно-Европейской платформы и Предуральского прогиба. Выполнено датирование термальных вод по изотопам углерода и травертинов по изотопам урана-234, урана-238 и тория-230. Установлено, что возраст травертина изменяется от максимума 7,7±1,5 тысяч лет в верхней части травертиновой постройки до минимума 2,5±0,5 тысяч лет в нижней, что связано с неотектоническим поднятием в области травертиновых отложений и соответственно последовательным образованием 12 травертиновых террас. По оригинальной авторской методике произведена оценка активности радиоуглерода в древней термальной воде во время осаждения травертина от 7,7±1,5 до 2,5±0,5 тысяч лет назад и расчет исходной активности радиоуглерода в этой воде в течение периода времени от 13,9±1,5 до 6,2 тысяч лет назад с учетом влияния процессов изотопного разбавления и обмена в зоне аэрации и водоносных горизонтах. Установлено, что исходная активность радиоуглерода и концентрация углерода-13 снизилась в молодых водах по сравнению с древними. Это связывается с климатическими изменениями. Снижение концентрации углерода-13 почвенного углекислого газа и уменьшение исходной активности радиоуглерода были вызваны преимущественно более теплым и влажным климатом, разложением ископаемого органического вещества и снижением активности атмосферного радиоуглерода. Возможно также возрастание растворения карбонатов, связанное с повышением доли метеорных вод в термальной системе, и увеличение углеродного обмена между растворенным неорганическим углеродом и почвенным углекислым газом в связи с таянием вечной мерзлоты.

Ключевые слова: углерод-14, изменение климата, изотопы урана, торий-230, травертин.

Введение

Оценки возраста старых травертинов с использованием изотопов углерода обычно используются только в исключительных случаях, поскольку исходные условия, такие как изотопный состав общего растворенного неорганического углерода (РНУ) в водах источников при осаждении травертина, редко доступны [10, 13]. Однако комбинированные измерения активности ^{14}C с $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датировками и данными $\delta^{13}\text{C}$ широко используются при изучении сталактитов и сталагмитов, образовавшихся в пещерах путем осаждения минералов из воды. Изменения изотопных соотношений углерода в спелеотемах позволяют восстановить климатические и гидрологические

изменения [16, 20]. В нашей работе измеренная активность ^{14}C ($^{14}\text{C}_{\text{modern}}$) в травертиновых формациях гидротермальной системы Пымвашор была использована в сочетании с $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датированием травертина для оценки исходного содержания ^{14}C РНУ в воде древних термальных источников. Следующая Genty и Massault [5] и Rudzka et al. [16], доля кажущегося мертвого углерода или эффект разбавления (DE) была определена путем вычисления разницы между одновременной атмосферной активностью ^{14}C ($^{14}\text{C}_{\text{atm}}$) и рассчитанными значениями $^{14}\text{C}_0$ термальной воды. Затем была предпринята попытка увязать изменения активности изотопов углерода с изменениями климата и геохимическими процессами.

Материалы и методы

Субарктическая гидротермальная система Пымвашор находится в пределах хребта Чернышева, большой структуры на стыке Печорской плиты Восточно-Европейской платформы и Предуралья в северо-восточной Европе (67°09,77' с.ш., 60°51,1' в.д.). Восемь активных термальных источников приурочены к долине ручья Пымвашор и располагаются на высоте 77–85 абс. м. (рис. 1а).

Старые травертиновые отложения имеют толщину 2 м и расположены на высоте 95–88 абс. м., покрывая склон долины на протяжении более 15 м (рис. 1б). Термальный источник № 1 (рис. 1) прекратил отлагать травертин еще до первых наблюдений в 1835 году, то есть более 180 лет назад. Термальный источник № 2 (рис. 1а), также более не функционирующий, находился на расстоянии 20 м от источника № 1. Полное описание гидротермальной системы и предварительные результаты химического и изотопного состава термальных вод и осадочного травертина были опубликованы Malov et al. [12].

Впоследствии новые определения изотопов углерода, урана и тория были получены по пробам травертина (PSH-04, PSH-31, PSH-32, PSH-37, PSH-10-1 и PSH-10-2). Эти новые результаты

дают дополнительную информацию об эволюции гидротермальной системы (табл. 1, рис. 1б).

Измерения изотопов урана, тория и углерода в воде и травертине проводились как описано ранее Malov et al. [12]. Общий уран определялся без предварительной концентрации ICP-MS в GET, Тулуза. Изотопы урана и тория определяли с использованием альфа-спектрометра («Прогресс-альфа» и «ALFA-DUO»), неопределенности 5–6% (Th) и 10–20% (U) в ФИЦКИА РАН, Архангельск и СПбУ, Санкт-Петербург. $\delta^{13}\text{C}$ определяли GC-IMS в ИМК РАН, Санкт-Петербург. Образцы воды для анализа ^{14}C обрабатывали растворами CaCl_2 и NaOH для осаждения карбоната. ^{14}C измеряли с использованием LSS Quantulus 1220 в СПбУ, Санкт-Петербург. Неопределенности измерений для ^{14}C варьируются от 1 до 5%.

Все образцы травертина были отобраны с глубин 5–10 см.

В статье используются ненормализованные значения ^{14}C (5, 19, 26, 27). Радиоуглеродное датирование проб подземных вод было выполнено с использованием ненормализованных значений ^{14}C , значения полураспада Либби 5568 лет вместо 5730 лет в формуле $t = 8033 \cdot \ln(^{14}\text{C}_{0,pmc} / ^{14}\text{C}_{DIC,pmc})$ и применения калибровки ^{14}C возраста [9, с. 140].

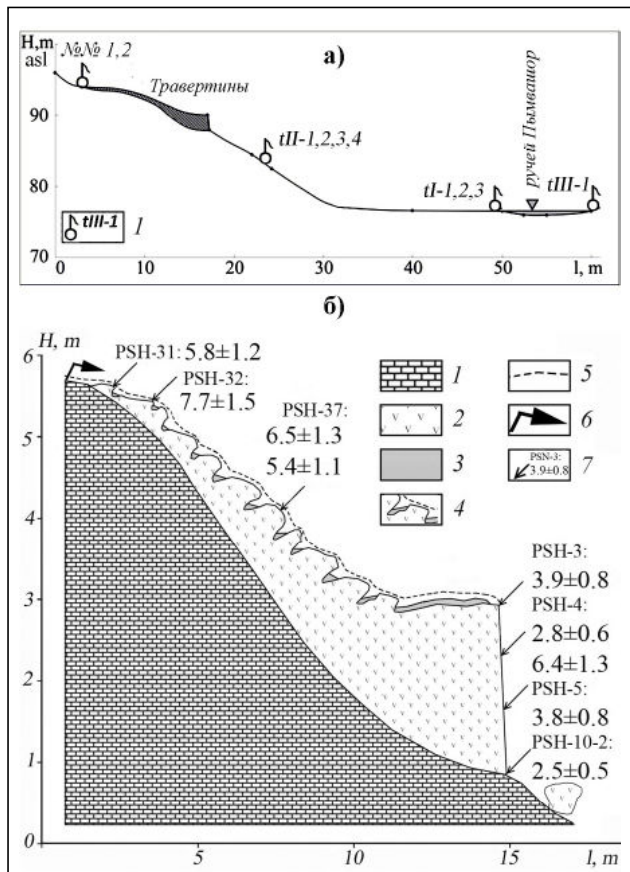


Рис. 1. Общее расположение участка исследования с указанием мест отбора проб и структуры склона речной долины с высотным расположением источников и травертина
 а: 1 – термальный источник с его номером; «№ 1, 2» – не функционирующие источники; б: 1 – нижнекаменноугольные известняки, 2 – травертин, 3 – погребенный аллювий, 4 – травертиновые террасы, 5 – почвы, 6 – разгрузка термальных вод в прошлом (термальный источник № 1, который осаждал травертин), 7 – место отбора проб травертина с их названиями и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возрастами (тыс. лет BP) (по [12] с дополнениями)
Fig. 1. General location of the study site showing the sampling locations and the structure of the river valley slope with high-altitude springs and travertine location

а: 1 – thermal spring and its number; "№ 1, 2" are non-functioning springs; б: 1 – lower carboniferous limestone; 2 – travertine; 3 – buried alluvium; 4 – travertine terraces; 5 – soils; 6 – thermal waters discharge in the past (thermal source number 1, which deposited travertine); 7 – travertine samplings location and their IDs and $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ages (ka BP) (modified from [12])

Номер пробы	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$	U/Th возраст (лет)	$^{14}\text{C}_{\text{modern}}$ (pmc)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C возраст (cal BP)
Травертины						
PSH-03	5.02±0.75	0.22±0.03	3890±780	<i>n.a.</i>	-6.1	<i>n.a.</i>
PSH-04	3.59±0.47	0.27±0.04	6380±1270	<i>n.a.</i>	-6.7	<i>n.a.</i>
PSH-04	5.11±0.41	0.20±0.03	2760±600	15.65±0.45	-6.3	<i>n.a.</i>
PSH-05	5.56±0.96	0.2±0.03	3758±750	<i>n.a.</i>	-5.8	<i>n.a.</i>
PSH-10-1	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	-5.9	<i>n.a.</i>
PSH-10-2	5.05±1.26	0.18±0.03	2460±490	<i>n.a.</i>	-6.0	<i>n.a.</i>
PSH-31	4.44±1.11	0.24±0.04	5850±1170	15.93±0.22	-5.8	<i>n.a.</i>
PSH-32	4.04±0.29	0.31±0.03	7720±1540	17.09±0.30	-4.9	<i>n.a.</i>
PSH-37	4.21±0.87	0.24±0.04	5400±1080	14.41±0.23	<i>NA</i>	<i>n.a.</i>
PSH-37	5.04±0.30	0.35±0.03	6540±1300	14.41±0.23	-5.0	<i>n.a.</i>
Термальные воды современных действующих источников						
tI-3	3.81±0.61	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	19.29±0.37	-10.7	6230±180
tII-1	3.53±0.49	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	18.97±0.90	-9.8	5440±480
tIII-1	4.02±0.65	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	16.00±1.52	-9.6	6970±900

Примечание: *n.a.* – не анализировалось

Результаты и обсуждение

Возраст травертина изменяется от максимума 7,7±1,5 тысяч лет в верхней части структуры до минимума 2,5±0,5 в нижней (табл. 1, рис. 1), что связано с неотектоническим поднятием в области травертиновых отложений и соответственно последовательным образованием 12 травертиновых террас [12].

$^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраст, полученный в 2013 году для образца PSH-4 (6,4±1,3 тыс. лет), был исключением из общей тенденции. Однако повторный анализ этой выборки в 2015 году позволил получить меньший возраст: 2,8±0,6 тыс. лет назад (см. табл. 1); этот новый возраст находится в диапазоне значений, типичных для самого молодого травертина в нижней части этой структуры (рис. 1б). Кроме того, изохронный возраст [6, 17] 50-сантиметровой травертиновой колонки (образцы PSH-10-1 и PSH-10-2), определенный Максимовым и Кузнецовым [1], показал значения от 2±0,2 до 2,4±0,2 тыс. лет, что соответствует определенно-

му нами возрасту молодого травертина в образце PSH-10-2 (рис. 1).

После измерения значения современной активности ^{14}C в травертине ($^{14}\text{C}_{\text{modern}}$) (табл. 1) рассчитанное содержание радиоуглерода РНУ во время осаждения травертина ($^{14}\text{C}_{\text{calc}}$) может быть определено с использованием следующей формулы [9]:

$$^{14}\text{C}_{\text{calc}} = ^{14}\text{C}_{\text{modern}} \cdot \exp(t/8033) \quad (1),$$

где t – $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраст травертина. Полученные значения $^{14}\text{C}_{\text{calc}}$ (табл. 2, рис. 2) соответствуют активности ^{14}C РНУ в древних термальных водах из источника № 1 во время осаждения травертина (рис. 1). Время осаждения травертина – это $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраст старого травертина (табл. 1) и период разгрузки древних термальных вод на поверхность (нижняя ось X на рис. 2, период от 7,7±1,5 до 2,5±0,5 тыс. лет).

На рис. 2 также показана линия тренда расчетной исходной активности ^{14}C РНУ ($^{14}\text{C}_0$) термальных источников (пунктирная линия).

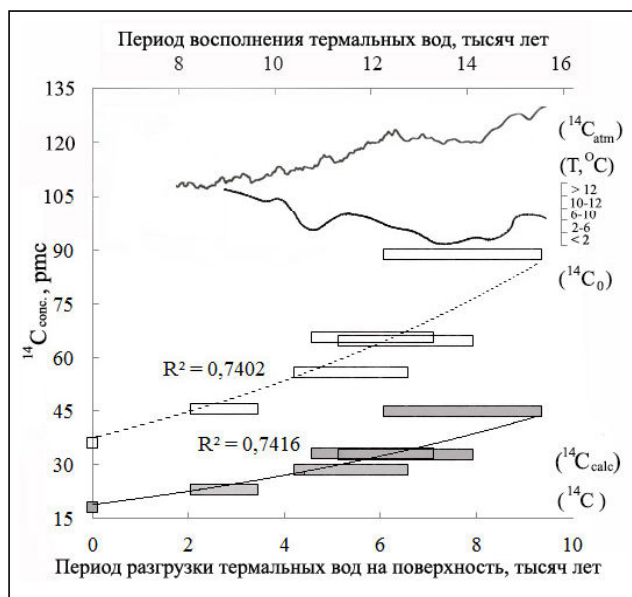


Рис. 2. Монотонное снижение активности ^{14}C (от $^{14}\text{C}_{\text{calc}}$ до $^{14}\text{C}_{\text{modern}}$) и его расчетной исходной активности ($^{14}\text{C}_0$) РНУ в воде термальных источников гидротермальной системы Пымвашиор

Подземные воды разгружались на поверхность от $7,7 \pm 1,5$ тыс. лет назад до настоящего времени (нижняя ось X) и пополнялись от $13,9 \pm 1,5$ до $6,2$ тыс. лет назад (верхняя ось X). Атмосферная активность радиоуглерода ($^{14}\text{C}_{\text{atm}}$) в период восполнения термальных вод от $13,9 \pm 1,5$ до $6,2$ тыс. лет назад (верхняя ось X) представлена в виде изогнутой линии с использованием INTCAL 09 [22]. Средняя температура в июле (T , °C) изображена в виде кривой линии по данным [23]. Линии тренда показаны в виде экспоненциальных кривых

Fig. 2. Monotonic decrease in the ^{14}C activity (from $^{14}\text{C}_{\text{calc}}$ to $^{14}\text{C}_{\text{modern}}$) and its initial TDIC ($^{14}\text{C}_0$) activity in the Pymvashor hydrothermal system's thermal spring water

Ancient groundwater flowed to the surface during the period from 7.7 ± 1.5 to 0 ka BP (lower X-axis), and recharged for the period of $13.9 \pm 1.5 - 6.2$ ka BP (upper X-axis). Atmospheric ($^{14}\text{C}_{\text{atm}}$) activity in the period of ancient thermal water replenishment from 13.9 ± 1.5 to 6.2 ka BP (upper X-axis) is marked as a curved line with the use of INTCAL 09 [22]. An average temperature in July (T , °C) is marked as a curved line according to the data [23]. The trend lines are shown in the form of exponential curves

Значения $^{14}\text{C}_0$ рассчитывались с использованием уравнения:

$$^{14}\text{C}_0 = ^{14}\text{C} \cdot \exp(t/8033) \quad (2),$$

где для современных действующих источников ^{14}C соответствует $^{14}\text{C}_{\text{modern}}$ (табл. 1), а для древних вод – $^{14}\text{C}_{\text{calc}}$ (табл. 2); t – ^{14}C возраст термальных вод (табл. 1).

Предполагается, что время пребывания воды термального источника в водоносном горизонте было почти постоянным в течение последних $13,9 \pm 1,5$ тыс. лет. Этот период определен как сумма максимального возраста травертина ($7,7 \pm 1,5$ тыс. лет BP) и среднего возраста термальных вод современных источников ($6,2$ лет BP). Для расчетов $^{14}\text{C}_0$ был принят средний радиоуглеродный возраст термальной воды $5,51$ тыс. лет [12, табл. S11]. Рассчитанные значения $^{14}\text{C}_0$ приведены в табл. 2.

Концептуальная схема, используемая при оценке $^{14}\text{C}_0$, показана на рис. 3.

Таблица 2

Рассчитанные значения $^{14}\text{C}_{\text{calc}}$ для старых термальных вод источника № 1, из которых осаждались травертины более 180 лет назад (образцы PSH-04, PSH-31, PSH-32 и PSH-37), и расчетные начальные значения $^{14}\text{C}_0$ вод действующих источников и старых термальных вод

Table 2

Calculated $^{14}\text{C}_{\text{calc}}$ values for old thermal waters from the spring number 1, from which travertines were deposited more than 180 years ago (samples PSH-04, PSH-31, PSH-32, and PSH-37), and calculated initial $^{14}\text{C}_0$ values of active spring waters and old thermal waters

Номер пробы	$^{14}\text{C}_{\text{modern}}$ (pmc)	$^{14}\text{C}_{\text{calc}}$ (pmc)	$^{14}\text{C}_0$ (pmc)
Старые термальные воды из источника № 1			
PSH-04	-	22.08 ± 1.56	43.8 ± 6.0
PSH-31	-	33.02 ± 4.48	65.6 ± 11.2
PSH-32	-	44.73 ± 7.82	88.8 ± 18.8
PSH-37	-	28.24 ± 3.55	56.1 ± 9.5
PSH-37	-	32.56 ± 4.87	64.7 ± 11.2
Термальные воды действующих источников			
tI-3	19.29 ± 0.37	-	38.4 ± 5.8
tII-1	18.97 ± 0.90	-	34.8 ± 5.2
tIII-1	16.00 ± 1.52	-	34.3 ± 5.1
Среднее для действующих источников	18.09 ± 0.93	-	35.8

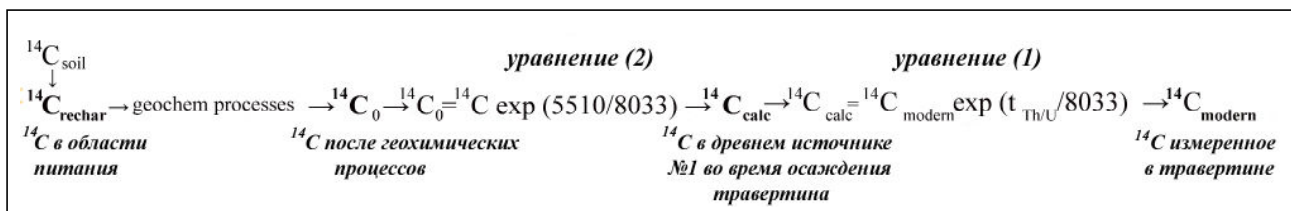


Рис. 3. Эволюция ^{14}C РНУ в термальных водах/травертинах и расчеты значений $^{14}\text{C}_{\text{calc}}$ и $^{14}\text{C}_0$

$^{14}\text{C}_{\text{soil}}$ – значение ^{14}C для почвенного CO_2 , $^{14}\text{C}_{\text{rechar}}$ – значение ^{14}C для воды в области питания, $t_{\text{Th/U}}$ – возраст травертина, определенный по Th/U методом, 5510 – возраст ^{14}C для термальной воды, определенный в [12]

Fig. 3. Evolution of ^{14}C DIC content in thermal waters/travertines, and calculations of $^{14}\text{C}_{\text{calc}}$ and $^{14}\text{C}_0$ values

$^{14}\text{C}_{\text{soil}}$ is ^{14}C – value for the soil CO_2 , $^{14}\text{C}_{\text{rechar}}$ – ^{14}C value of the area of water replenishment, $t_{\text{Th/U}}$ – travertine age defined by the Th/U method, 5510 – age ^{14}C for thermal water defined in [12]

Согласно этим расчетам, среднее значение $^{14}\text{C}_0$ для самых древних порций воды, из которых осадились самые старые травертины в верхней части травертиновой постройки (образцы PSH-31 и PSH-32 на рис. 1б), составило 88,8 пмс. Это значение почти в 2,5 раза больше, чем среднее значение $^{14}\text{C}_0$ для термальных вод действующих источников (35,8 пмс) (табл. 2).

На рис. 2 показаны расчетные значения $^{14}\text{C}_0$ по отношению к возрастам древних подземных вод, пополнявших гидротермальную систему в период от $13,9 \pm 1,5$ до 6,2 тыс. лет назад (верхняя ось X). Возраст древних термальных вод был получен путем сложения возраста травертина со средним возрастом термальных вод действующих источников (табл. 1).

Согласно INTCAL 13 [15], $^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ составлял 120–128 пмс 13,9±1,5 тыс. лет назад и ~105 пмс 6,2 тыс. лет назад (рис. 2). Таким образом, показатель эффекта разбавления DE в этот период увеличивался от 39,2 до 69,2 пмс ($DE_{13,9 \pm 1,5} = 128 - 88,8$ и $DE_{6,2} = 105 - 35,8$). Это указывает на нестабильность химических процессов, снижающих активность ^{14}C . Можно предположить, что она была связана с растворением карбонатных минералов почвы и водоносного горизонта в областях питания и транзита подземных вод гидротермальной системы в течение этого периода [9]. В начальный период работы гидротермальной системы более значительную роль в ее питании играли глубинные рассолы [12], что обусловило более высокую минерализацию древних термальных вод по сравнению с современными водами, а также их более высокую минеральную насыщенность. Поэтому процессы растворения горных пород были заторможены.

Более высокое среднее отношение активностей изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в травертине ($5,2 \pm 0,85$) по сравнению с водами современных термальных источников ($3,8 \pm 0,58$) [12] подтверждает эти предположения. Изотопный состав отражает баланс между эффектом отдачи и скоростью растворения вмещающих пород. Более высокое отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ предполагает более низкую скорость растворения горных пород, и наоборот [2, 11]. Таким образом, при формировании состава древних термальных вод, которые образовывали травертин, роль перехода ^{234}U в воду за счет эффекта отдачи была выше, чем переход U в раствор, обусловленный объемным растворением пород водоносного горизонта. Позже роль метеорной воды возросла и сейчас составляет более 99% [12]. За счет этого минеральная насыщенность раствора понизилась и процессы растворения карбонатных пород усилились.

Однако этот процесс также должен вызвать и повышение значений $\delta^{13}\text{C}$ в термальных водах. Это противоречит данным настоящего исследования, согласно которым и $^{14}\text{C}_0$, и $\delta^{13}\text{C}$ снижаются с уменьшением возраста воды. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в травертинах, осажденных на поверхности земли в период от $7,7 \pm 1,5$ до $2,5 \pm 0,5$ тыс. лет назад водой, поступившей в гидротермальную систему в период от $13,9 \pm 1,5$ до $8,7 \pm 0,5$ тыс. лет назад, показывают, что $\delta^{13}\text{C}$ снижается с -4,9 до -6,7‰ (рис. 4).

При определенных предположениях можно связать изменения в $^{14}\text{C}_0$ и $\delta^{13}\text{C}$ с изменением климата. В табл. 3 представлены возможные изменения геохимических процессов и окружающей среды, вызванные изменением климата, и возможные их воздействия на значения $^{14}\text{C}_0$ и $\delta^{13}\text{C}$ в соответствии с [7, 8]. Очевидно, что в целом возможны

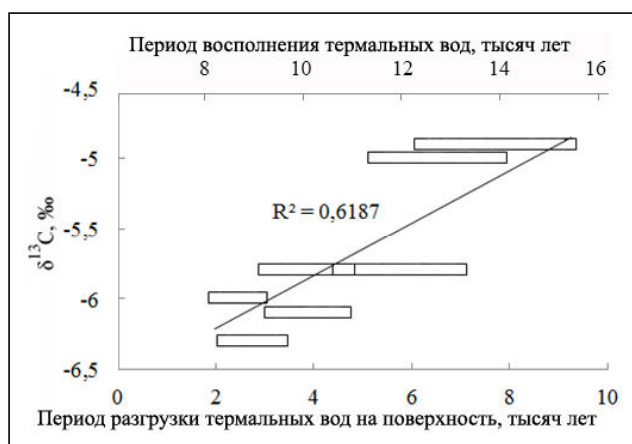


Рис. 4. Снижение значений $\delta^{13}\text{C}$ травертинов в гидротермальной системе Пымвашор

Прямая линия представляет собой линию тренда

Fig. 4. Decrease in $\delta^{13}\text{C}$ values of travertines in the Pymvashor hydrothermal system

Straight line marks the linear trend line

три предположения: (1) геохимические процессы не изменились за последние $13,9 \pm 1,5$ тыс. лет; (2) большинство геохимических процессов, перечисленных в табл. 3, не влияют на $^{14}\text{C}_0$ и $\delta^{13}\text{C}$; (3) геохимические процессы изменились в течение последних $13,9 \pm 1,5$ тыс. лет, и они оказывают влияние на $^{14}\text{C}_0$ и $\delta^{13}\text{C}$, однако окончательным резуль-

татом является снижение $^{14}\text{C}_0$ и $\delta^{13}\text{C}$.

Трудно представить, что геохимические процессы не изменились за последние $13,9 \pm 1,5$ тыс. лет. Геохимическая среда может измениться в ответ на изменение климата. Например, когда оттаивает многолетняя мерзлота, углерод, который был заблокирован в ней, может выделяться в виде CO_2 и метана. Кроме того, когда оттаивает многолетняя мерзлота, закрытая система подземных вод может стать открытой для CO_2 в почве, способствуя обмену углерода между РНУ и CO_2 в почве. Размораживание вечной мерзлоты может

Таблица 3

Возможные изменения в геохимических процессах и окружающей среде, вызванные изменением климата, и их возможное влияние на $^{14}\text{C}_0$ и $\delta^{13}\text{C}$ (по [7, 8] с дополнениями)

Table 3

Possible changes in geochemical processes and the environment caused by climate change, and their possible impact on $^{14}\text{C}_0$ and $\delta^{13}\text{C}$ (modified from [7, 8])

Процессы	$^{14}\text{C}_0$ *	$\delta^{13}\text{C}$ *	Примечания
(1) Возрастание растворения карбонатов, вызванное повышением доли метеорных вод в термальной системе.	↓	↑	Как показывают соотношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в травертинах и термальных источниках Пымвашор.
(2) Возрастание изотопного обмена между РНУ и почвенным CO_2 в связи с таянием многолетнемерзлых пород.	↑	↓	Этот процесс происходит главным образом в области питания в условиях открытой системы.
(3) Дополнительный CO_2 при метаногенезе.	↓	↑	Этот процесс происходит главным образом в области питания в условиях закрытой системы.
(4) Дополнительный CO_2 при разложении погребенного органического вещества.	↓	↓ или →	Некоторая добавка CO_2 может оставаться в воде в виде $\text{CO}_2(\text{aq})$ без дальнейшей реакции с карбонатами с образованием бикарбоната. В этом случае снижается $\delta^{13}\text{C}$. Если весь CO_2 прореагировал с карбонатами, $\delta^{13}\text{C}$ может остаться без изменения.
(5) Эффекты изменений климата и $^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ от плейстоцена к голоцену.	↓	↓	Изменения в геохимическом состоянии окружающей среды: Снижение $\delta^{13}\text{C}$ почвенного CO_2 в связи с более теплым и влажным климатом, снижение $^{14}\text{C}_{\text{atm}}$.
Наши результаты: со снижением возраста воды от $13,9 \pm 1,5$ до 6.2 тыс. лет, оба $^{14}\text{C}_0$ и $\delta^{13}\text{C}$ снижаются.	↓	↓	

Примечание: * Изменения $^{14}\text{C}_0$ и $\delta^{13}\text{C}$ (↑: возрастание; ↓: снижение; →: без изменений)

оказывать влияние на $^{14}\text{C}_0$ и $\delta^{13}\text{C}$ по-разному, как указано в табл. 3.

Результаты этого исследования заключаются в том, что (1) как $^{14}\text{C}_0$, так и $\delta^{13}\text{C}$ уменьшились с уменьшением возраста воды; (2) хотя $^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ также уменьшилось, в то же время уменьшение $^{14}\text{C}_0$ происходит быстрее, чем уменьшение $^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ (рис. 2). Поэтому можно интерпретировать результаты, приведенные в этой статье, следующим образом. Все процессы, перечисленные в табл. 3, могли иметь место при таянии многолетнемерзлых пород. Принимая во внимание, что эффекты процессов (1)–(3) могут быть сбалансированы (т.е. результирующие изменения могут быть незначительными), на $^{14}\text{C}_0$ и $\delta^{13}\text{C}$ в основном воздействуют процессы (4) и (5). В то время как процесс (5) может вызвать снижение $^{14}\text{C}_0$ параллельно изменениям $^{14}\text{C}_{\text{atm}}$, некоторый другой процесс (процессы) (например, процесс (4)), возможно, ускорил изменения в $^{14}\text{C}_0$, вызвав большую разницу между $^{14}\text{C}_0$ и $^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ для более молодой воды, чем для более древней.

Заключение

Данные о современной активности радиоуглерода ($^{14}\text{C}_{\text{modern}}$) в травертиновых формациях гидротермальной системы Пымвашор использовались в сочетании с $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датированием травертина для оценки содержания ^{14}C РНУ в термальной воде во время осаждения травертина ($^{14}\text{C}_{\text{calc}}$). С известными значениями $^{14}\text{C}_{\text{calc}}$ и средним возрастом термальной воды и в предположении, что возраст воды был постоянным в течение последних $13,9 \pm 1,5$ тыс. лет, было оценено начальное содержание ^{14}C РНУ ($^{14}\text{C}_0$) в термальной воде. Результаты этого исследования заключаются в том, что (1) как $^{14}\text{C}_0$, так и $\delta^{13}\text{C}$ уменьшились с уменьшением возраста воды; (2) хотя атмосферная активность ^{14}C ($^{14}\text{C}_{\text{atm}}$) также снизилась, в то же время уменьшение $^{14}\text{C}_0$ происходит быстрее, чем уменьшение $^{14}\text{C}_{\text{atm}}$.

При определенных допущениях можно связать изменения в $^{14}\text{C}_0$ и $\delta^{13}\text{C}$ с изменением климата: снижение $\delta^{13}\text{C}$ в почвенном CO_2 и снижение $^{14}\text{C}_0$ вызвано более теплым и влажным климатом и снижением $^{14}\text{C}_{\text{atm}}$. Кроме того, снижение $^{14}\text{C}_0$ может быть связано с повышенным растворением твердого карбоната, вызванным увеличением метеорной воды в системе, добавлением CO_2 , полученного в результате метаногенеза, и добавлением CO_2 , вызванным разложением ископаемых органических веществ. Снижение $\delta^{13}\text{C}$ может быть связано с увеличением углеродного обмена между РНУ и почвенным CO_2 , вызванным оттаиванием вечной мерзлоты, и добавлением CO_2 при разло-

жении ископаемого органического вещества.

В целом совместное изучение изотопов углерода, урана и тория в травертинах может дать дополнительную информацию о процессах эволюции гидрогеологических систем.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 18-05-60151_Арктика и 18-0501041_А), УрО РАН (проект АААА-А18-118012390242-5) и Министерства образования и науки России (проект АААА-А19-119011890018-3).

ЛИТЕРАТУРА:

1. Любас А.А. Палеореконструкция среды обитания пресноводных моллюсков в неоген-четвертичных водотоках с экстремальными природными условиями: автореф. диссертации. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2015. URL: http://dissertation.spb.ru/Preview/Vlojenia/000000248_Disser.pdf (дата обращения: 22.03.2019).
2. Малов А.И. Использование геологических реперов для оценки времени нахождения подземных вод в водоносном горизонте по уран-изотопным данным на примере Северо-Двинской впадины // Литология и полезные ископаемые. 2013. Т. 48, № 3. С. 274–285. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=18901162> (дата обращения: 22.03.2019).
3. Alm T., Vorren R.D. Climate and plants during the last ice age // Plant Life. Tromsø: University of Tromsø, Museum, 1993. P. 4–7.
4. Donahue D.J., Linick T.W., Jull A.J.T. Isotope-ratio and background corrections for accelerator mass spectrometry radiocarbon measurements // Radiocarbon. 1990. Vol. 32. P. 135–142. DOI: 10.2458/azu_js_rc.32.1261.
5. Genty D., Massault M. Carbon transfer dynamics from bomb- ^{14}C and $\delta^{13}\text{C}$ time series of a laminated stalagmite from SW France – modelling and comparison with other stalagmite records // Geochimica Cosmochimica Acta. 1999. Vol. 63. P. 1537–1548. DOI: 10.1016/S0016-037(99)00122-2.
6. Geyh M.A. Reflections on the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of dirty material // Geochronometria. 2001. Vol. 20. P. 9–14.
7. Han L-F., Plummer L.N., Aggarwal P. A graphical method to evaluate predominant geochemical processes occurring in groundwater systems for radiocarbon dating // Chemical Geology. 2012. Vol. 318–319. P. 88–112. URL: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.05.004> (дата обращения: 22.03.2019).

8. Han L-F., Plummer L.N., Aggarwal P. The curved ^{14}C vs. $\delta^{13}\text{C}$ relationship in dissolved inorganic carbon: A useful tool for groundwater age- and geochemical interpretations // *Chemical Geology*. 2014. Vol. 387. P. 111–125. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2014.08.026.
9. Han L-F., Plummer L.N. A review of single-sample-based models and other approaches for radiocarbon dating of dissolved inorganic carbon in groundwater // *Earth-Science Reviews*. 2016. Vol. 152. P. 119–142. URL: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.004> (дата обращения: 22.03.2019).
10. Kronfeld J., Vogel J.C., Rosenthal E. et al. Age and paleoclimatic implications of bet shean travertines // *Quaternary Research*. 1988. Vol. 30. P. 298–303.
11. Malov A.I. Estimation of uranium migration parameters in sandstone aquifers. *Journal of Environmental Radioactivity*. 2016; 153:61–67. DOI: 10.1016/j.jenvrad.2015.11.006.
12. Malov A.I., Bolotov I.N., Pokrovsky O.S. et al. Modeling past and present activity of a subarctic hydrothermal system using O, H, C, U and Th isotopes // *Applied Geochemistry*. 2015. Vol. 63. P. 93–104. URL: <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2015.07.003> (дата обращения: 22.03.2019).
13. Martín-Algarra A., Martín-Martín M., Andreo B. et al. Sedimentary patterns in perched spring travertines near Granada (Spain) as indicators of the paleohydrological and paleoclimatological evolution of a karst massif // *Sedimentary Geology*. 2003. Vol. 161. P. 217–228. DOI:10.1016/S0037-0738(03)00115-5.
14. Mook W.G., van der Plicht J. Reporting ^{14}C activities and concentrations // *Radiocarbon*. 1999. Vol. 41. P. 227–239.
15. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A. et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 yrs cal BP // *Radiocarbon*. 2013. Vol. 55. P. 1869–1887. URL: https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947 (дата обращения: 22.03.2019).
16. Rudzka D., McDermotta F., Baldinib L.M. et al. The coupled $\delta^{13}\text{C}$ -radiocarbon systematics of three Late Glacial/early Holocene speleothems; insights into soil and cave processes at climatic transitions // *Geochimica Cosmochimica Acta*. 2011. Vol. 75. P. 4321–4339.
17. Schwarcz H.P., Latham A.G. Uranium series dating of contaminated calcite using leachates alone // *Chemical Geology*. 1989. Vol. 80. P. 35–43.
18. Stuiver M., Polach H.A. Reporting of ^{14}C data // *Radiocarbon*. 1977. Vol. 19. P. 355–363.
19. Stuiver M. Workshop on ^{14}C data reporting // *Radiocarbon*. 1980. Vol. 22. P. 964–966.
20. Wong C.I., Breecker D.O. Advancements in the use of speleothems as climate archives // *Quaternary Science Reviews*. 2015. Vol. 127. P. 1–18. URL: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.07.019> (дата обращения: 22.03.2019).

RECONSTRUCTION OF CLIMATIC CHANGES IN THE LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE USING ISOTOPIC COMPOSITION OF HYDROTHERMAL FORMATIONS IN THE ARCTIC

A.I. Malov

New data were obtained by the author on the current activity of radiocarbon and carbon-13 concentrations in groundwater and travertines of the Pymvashor hydrothermal system located at the junction of the Pechora plate of the East European Platform and the Pre-Ural down warp. Thermal waters and travertines have been dated using isotopes carbon, uranium-234, uranium-238, and thorium-230. It is established that the age of travertine varies from a maximum of 7.7 ± 1.5 thousand years in the upper part of the travertine structure to a minimum of 2.5 ± 0.5 thousand years in the lower one, which is associated with neotectonic uplift in the travertine deposits area and, accordingly, sequential formation of 12 travertine terraces. According to the original author's method, the radiocarbon activity in ancient thermal water was estimated during the deposition of travertine in the period from 7.7 ± 1.5 to 2.5 ± 0.5 thousand years ago. The author has also calculated the initial activity of radiocarbon in this water over the period from 13.9 ± 1.5 to 6.2 thousand years ago taking into account the influence of isotopic dilution and exchange processes in the aeration zone and aquifers. He established that the initial activity of radiocarbon and concentration of carbon-13 decreased in young waters as compared to ancient ones. It is associated with the climatic change. Decreases in carbon-13 concentration of soil carbon dioxide and in the initial activity of radiocarbon took place due to warming and moistening of the climate, decomposition of fossil organic matter and a decrease in the activity of atmospheric radiocarbon. An increase in carbonate dissolution is also possible, due to an increase in the proportion of meteoric waters in thermal system, and an increase in carbon exchange between dissolved inorganic carbon and soil carbon dioxide because of permafrost melting.

Keywords: carbon-14; changing of the climate; uranium isotopes; thorium-230; travertine.