

---



---

**ГРУНТОВЕДЕНИЕ  
И МЕХАНИКА ГРУНТОВ**


---



---

УДК 631.432.21:550.42:546.027

## ВЛИЯНИЕ КРУПНОСТИ ПЕСКА И ТЕМПЕРАТУРЫ СУШКИ НА ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ИСПАРЯЮЩЕЙСЯ ВОДЫ

© 2018 г. Ю. К. Васильчук<sup>1,2,\*</sup>, Л. Б. Блудушкина<sup>2,\*\*</sup>, Н. А. Буданцева<sup>1,\*\*\*</sup><sup>1</sup> Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, ул. Ленинские горы, 1, Москва, 119234 Россия<sup>2</sup> Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, ул. Ленинские горы, 1, Москва, 119234 Россия

\* E-mail: vasilch\_geo@mail.ru

\*\* E-mail: bludushkina19@mail.ru

\*\*\* E-mail: nadin.budanceva@mail.ru

Поступила в редакцию 07.06.2018 г.

При исследовании испарения воды из песков при высоких температурах сушки (180, 200, 220°C) выявлена зависимость изотопного состава испарившейся воды от крупности песка и температуры испарения. При испарении воды из песков сначала испаряются молекулы, содержащие более легкие изотопы, затем молекулы, содержащие более тяжелые изотопы воды. Изотопный состав категорий влаги в грунтах становится более тяжелым по  $\delta^{18}\text{O}$  в ряду: свободная вода < переходная вода < связанная вода. Обогащение испарившейся воды тяжелыми изотопами  $\delta^{18}\text{O}$  во времени происходит с постоянной скоростью, зависящей от температуры испарения, но не зависящей от крупности песка. Скорость утяжеления изотопного состава линейно возрастает с повышением температуры от 180 до 220°C. Установлено, что вода, испарившаяся из более дисперсного грунта (песка пылеватого) обладает более тяжелым изотопным составом по сравнению с водой, испарившейся из менее дисперсного грунта (песка средней крупности). При этом для песка средней крупности порции конденсата, испарившиеся при более высокой температуре, имеют более тяжелый изотопный состав, а для песка пылеватого зависимости утяжеления испарившейся влаги от температуры не наблюдается.

**Ключевые слова:** *пески, испарение воды, температура испарения, изотопный состав, фракционирование стабильных изотопов*

DOI: 10.1134/S0869780318060066

### ВВЕДЕНИЕ

Стабильные изотопы воды, такие как  $^{18}\text{O}$  и  $^2\text{H}$ , являются трассерами движения воды в системе грунт–атмосфера. В соотношении стабильных изотопов отражается взаимодействие поверхностных и подземных вод, процессы смешивания и миграции воды, время нахождения воды в почвенном профиле, процессы испарения и передвижения водяного пара в грунтах.

Наблюдая за изотопным фракционированием и перераспределением изотопов в почвенном профиле, можно понять особенности механизма испарения и движения потоков влаги в грунтах. Природное изотопное фракционирование – это естественное изменение соотношения содержания легких и тяжелых изотопов (точнее молекул с разным изотопным составом) вследствие изменения фазового состояния вещества, которое происходит главным образом при испарении пара с водной поверхности (морской, озерной, речной и т.п.), а также с поверхности влажных грунтов, его конденсации, изотопном обмене с окружающим паром и испарении при выпадении. Фракциони-

рование в значительной степени определяется температурой [10].

Измерение изотопного состава воды – один из методов, который был успешно использован для количественной оценки испарения из озер и рек [11, 12, 14]. В процессе испарения молекулы, содержащие более легкие изотопы ( $\delta^{16}\text{O}$  и  $\delta^1\text{H}$ ), покидают поверхность жидкости быстрее, чем молекулы, содержащие тяжелые изотопы ( $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$ ). В результате происходит изотопное фракционирование, и оставшаяся жидкость обогащается тяжелыми изотопами [16, 18]. Таким образом, при испарении наблюдается обогащение приповерхностной поровой воды изотопами  $^{18}\text{O}$  и  $^2\text{H}$  [9, 13, 17].

Авторы работы [15] подтвердили, что и фактическое испарение с поверхности грунта может быть установлено с помощью аналитических изотопных методов, описанных в [12, 14] и используемых ранее только для изучения испарения из озер и речных систем. Определяемая этими методами скорость испарения была сопоставлена с

данными параллельных наблюдений за испарением с использованием испарителя, в результате чего было получено соотношение между изотопным обогащением воды и потерями воды из испарителя [15].

Процесс испарения влаги в грунтах сопровождается ее передвижением к поверхности, поэтому интересно выяснить каким изотопным составом обладают разные категории влаги, содержащейся в грунтах: связанная, переходная (капиллярно-конденсированная, капиллярно-стыковая, осмотическая (в глинистых грунтах), капиллярная, “механически-захваченная”) и свободная.

Результаты 1-й и 3-й серий экспериментов В.В. Рогова и В.Н. Конищева [4] показали, что при взаимодействии воды с дисперсным грунтом происходит фракционирование изотопов кислорода и водорода. В 1-й серии экспериментов воздушно-сухие образцы бентонита, каолина и суглинка сначала смачивались дистиллированной водой с известным изотопным составом, затем эта вода отжималась для исследования на содержание изотопов кислорода и дейтерия. С целью определения изотопного состава связанной воды, оставшейся в грунтах после механического отжатия влаги из образцов, была поставлена 3-я серия экспериментов: воду из образцов выпаривали и отбирали конденсирующиеся пары воды для исследования изотопного состава связанной воды.

Установлено, что связанная и капиллярная вода по своему изотопному составу легче, чем свободная вода. Для всех исследованных грунтов отжатая вода, состоящая, главным образом, из поровой (иммобилизованной) воды, т.е. воды, которая в минимальной степени испытывает влияние поверхностных сил минеральных частиц, имела более тяжелый состав как по кислороду, так и по водороду по сравнению с оставшейся в грунте связанной водой, обладающей преимущественно более легким изотопным составом. У разных грунтов при этом степень фракционирования имела некоторые отличия: у бентонита несколько больше, чем у каолина и суглинка, возможно, в силу его большей адсорбционной способности [4].

Ю.А. Федоровым [8] установлено, что прочно-связанная вода глинистых минералов, по крайней мере локализованная в монослое, изотопно легче по водороду и тяжелее по кислороду по сравнению с водами, находящимися в изотопном равновесии с глинистыми минералами. При этом разница по  $\delta^2\text{H}$  может достигать до  $-160\text{‰}$  (для серицита) и  $+28\text{‰}$  по  $\delta^{18}\text{O}$  (для гиббсита) по сравнению со стандартом SMOW [8].

Однако, несмотря на отдельные работы исследователей [4, 8], такие вопросы, как изотопный состав разных категорий влаги в грунтах, изотопный состав испаряющейся влаги и влияние тем-

пературы на изотопный состав воды в грунтах, остаются недостаточно исследованными.

Цель данной статьи – экспериментально выявить влияние крупности песка и температуры сушки на скорость испарения и изотопный состав испарившейся воды, а также определить изотопный состав разных категорий влаги в грунтах.

Для достижения поставленной цели решались задачи:

1. Сравнение скорости испарения воды из песков разной дисперсности при высоких температурах сушки.

2. Выявление зависимости изотопного состава испаряющейся воды от дисперсности песка и температуры сушки.

3. Определение изотопного состава разных категорий воды в песках: свободной, переходной и связанной.

Высокие температуры сушки в термостате ( $180, 200, 220^\circ\text{C}$ ) задавались с целью создания большого контраста температур нагревателя и холодильника, так как разница температур для успешного прохождения опыта должна составлять заметно больше  $100^\circ\text{C}$ .

В будущем авторы планируют создание такой установки, где конденсация будет производиться при низких температурах (ниже  $-25^\circ\text{C}$ ), что позволит проводить наблюдения за испарением при температурах, близких к природным.

## ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве объектов исследования выбраны пески разной крупности: пылеватый и средней крупности (табл. 1).

Основной породообразующий минерал в этих песках – кварц. В песке пылеватом помимо кварца содержится около 15% полевых шпатов, в виде примесей присутствуют кальцит (1%) и доломит (3%). В связи с низким содержанием карбонатов (<4%) изотопный обмен кислородом между карбонатами и водой не учитывался.

Физические и физико-химические свойства грунтов исследовались по стандартным методикам [6]. Плотность частиц исследуемых грунтов составляет  $2.67 \text{ г/см}^3$ . Плотность скелета песка пылеватого в плотном сложении –  $1.56 \text{ г/см}^3$ , песка средней крупности –  $1.72 \text{ г/см}^3$ ; коэффициент пористости соответственно 0.71 и 0.55 долей единиц (д.е). Песок пылеватый обладает более высокими значениями показателей влажности, чем песок средней крупности (табл. 2).

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Методика исследования изотопного состава воды при испарении заключалась в сушке дис-

**Таблица 1.** Гранулометрический состав исследуемых грунтов

№ образца	Наименование грунта по ГОСТ 25100-11	Гранулометрический состав в % по массе фракций в мм					
		песок					пыль
		2–1	1–0.5	0.5–0.25	0.25–0.1	0.1–0.05	0.05–0.001
1.	*Песок пылеватый	–	1	2	47	27	23
2.	**Песок средней крупности	–	8	66	23	3	–

Примечание: Места отбора песков: \* Московская обл., пос. Островцы, скв. № 2, гл.19.0–19.5; \*\* Белоруссия, Гомельская обл., д. Круговец, месторождение “Ленино”.

**Таблица 2.** Показатели физических и физико-химических свойств исследуемых грунтов

№ образца	Наименование грунта по ГОСТ 25100-11	Плотность частиц, $\rho_s$ (г/см <sup>3</sup> )	Плотность скелета в плотном сложении $\rho_{d\max}$ (г/см <sup>3</sup> )	Плотность скелета в рыхлом сложении $\rho_{d\min}$ (г/см <sup>3</sup> )	Коэффициент пористости с нарушенной структурой, $e_{\max}$ , д.е.	Коэффициент пористости с нарушенной структурой, $e_{\min}$ , д.е.	Максимальная гигроскопическая влажность, $W_{mg}$ , %	Влажность максимальной молекулярной влагоемкости, $W_{mnc}$ , %	Влажность капиллярной влагоемкости, $W_c$ , %	Полная влагоемкость $W_{sat}$ , %
1.	Песок пылеватый	2.67	1.56	1.21	0.71	1.2	3.3	8.5	20.0	23.3
2.	Песок средней крупности	2.67	1.72	1.54	0.55	0.73	0.2	1.4	14.5	20.0

персных грунтов в термостате при разных температурах (180, 200, 220°C) с последующей конденсацией испарившейся воды и ее отбором для изучения изотопного состава. Методика исследования состоит из трех этапов: подготовки образцов к исследованию, проведения эксперимента и обработки экспериментальных данных.

**Подготовка образцов к исследованию.** Исследуемый грунт предварительно отмывался дистиллированной водой от солей и высушивался до абсолютно-сухого состояния в термостате при температуре  $T = 105^\circ\text{C}$ .

Объем воды, используемый для водонасыщения исследуемых грунтов, был фиксированным – 80 мл. Исходя из этого объема воды, была рассчитана навеска песка, требуемая для достижения его полного водонасыщения (достижения влажности полной влагоемкости). Чтобы исключить защемление воздуха и расширение газа при температурах 180–220°C (что должно приводить к вытеснению воды из образца и искажению результатов исследования) в стеклянную колбу объемом 0.45 дм<sup>3</sup> и площадью 57.0 см<sup>2</sup> сначала наливали небольшую порцию воды. Затем в воду помещали часть от рассчитанной навески песка, грунт перемешивали с водой, утрамбовывали для создания максимально плотного сложения и затем добавляли следующие порции воды и песка. Действия повторялись, пока в колбе не оказывалась вся навеска песка (~400 г) и 80 мл воды.

**При проведении эксперимента** образец водонасыщенного песка в стеклянном сосуде закрывали перфорированной крышкой и помещали в термостат. К емкости с грунтом к отверстию в крышке подсоединяли силиконовую трубку, которая через отверстие в верхней стенке термостата выходила в пробирку-приемник для сбора конденсата, закрепленную на кронштейне вне термостата. Конденсат собирали при постоянной в течение всего эксперимента температуре 22°C. Сушку грунта проводили в термостате при заданной постоянной температуре в трех режимах: 180, 200 или 220°C.

Испарение и конденсацию фиксировали порциями. Когда объем сконденсированной воды в пробирке достигал ~10 мл, пробирку с конденсатом отсоединяли, взвешивали для контроля массы испарившейся воды и меняли на новую.

При исходном объеме воды в грунте ~80 мл получалось отобрать 6–8 проб воды для изотопного анализа. На проведение полного цикла испарения при одной температуре требовалось от 4-х до 8 часов в зависимости от типа песка и температуры сушки.

Опыт прекращали после испарения всей содержащейся в грунте воды. Для контроля влажности образец взвешивали на весах в начале (исходно водонасыщенный грунт) и конце опыта (абсолютно сухой грунт). Допустимое различие в весе

**Таблица 3.** Сравнение экспериментального и расчетного значений  $\delta^{18}\text{O}$  исходной и испарившейся воды

Дата проведения эксперимента	$T, ^\circ\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{эксп}}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{расч}}, \text{‰}$	Разница между $\delta^{18}\text{O}_{\text{эксп}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{расч}}, \Delta\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$
Песок пылеватый				
06.05.2016	180	-12.17	-12.19	0.02
05.05.2016	200	-12.57	-12.05	0.52
30.04.2016	220	-13.09	-12.08	1.01
Песок средней крупности				
30.10.2015	180	-13.27	-13.29	0.02
26.10.2015	200	-13.11	-12.80	0.31
03.11.2015	220	-12.95	-12.47	0.48

сухого образца до и после испарения составляло 0.1 г.

**Методика определения испарения воды из песков.** Методика определения испарения воды из песков заключалась в наблюдении за изменением массы воды в образце ( $M$ ) во времени. Исходная масса воды в образце в начальный момент времени ( $t = 0$ ) составляла  $M = 80$  г. Так как в процессе испарения контролировалась масса испарившейся воды ( $m$  – масса конденсата, который отбирался для изотопного анализа), массу воды, оставшейся в образце, в разные моменты времени  $t_i$  определяли расчетным способом.

Таким образом, по результатам опытов были получены значения массы воды в образце ( $M$ ) от времени ( $t$ )  $M = f(t)$  при испарении. Скорость испарения воды  $v$  (г/час) – количество воды, испарившейся из образца в единицу времени. Интенсивность испарения ( $E$ ) – величина, характеризующая количество влаги, испарившейся из грунта с единицы его поверхности в единицу времени. Интенсивность испарения рассчитывали делением скорости испарения на площадь испаряющей поверхности образца ( $57.0 \text{ см}^2$ ).

**Методика определения изотопного состава.** Изотопные определения образцов испарившейся воды выполняли в изотопной лаборатории географического факультета МГУ на масс-спектрометре Delta-V со стандартной опцией газ-бенч. Для измерений использовали международные стандарты V-SMOW, GISP, SLAP и собственные лабораторные стандарты. Погрешность определений составила  $\pm 0.1 \text{‰}$  для  $\delta^{18}\text{O}$ .

**Методика определения изотопного состава поровой воды методом обратного расчета.** Изотопный состав испарившейся воды определяли экспериментально, непосредственно прямым изме-

рением  $\delta^{18}\text{O}$  в порции конденсата, а изотопный состав оставшейся воды в песках – обратным расчетом.

Изотопный состав исходной воды был непосредственно измерен. Для оценки изотопного баланса и проверки возможных потерь пара в ходе опыта также рассчитывали изотопный состав испарившейся воды (средневзвешенная сумма по порциям испарившейся воды) по формуле:

$$\Delta^{18}\text{O}_{\text{расч}} = \frac{\sum_{i=1}^n m_i \delta^{18}\text{O}_i}{m_{\text{сум}}}, \quad (1)$$

где  $\delta^{18}\text{O}_{\text{расч}}$  – расчетная величина изотопного состава испарившейся воды (‰); числитель дроби – сумма произведений массы воды в грунте на значения  $\delta^{18}\text{O}$  этой воды, в знаменателе  $m_{\text{сум}}$  – суммарная масса воды в образце (г), равная сумме всех порций воды  $m_i$ :

$$m_{\text{сум}} = \sum_{i=1}^n m_i, \quad (2)$$

$m_i$  – масса  $i$ -й порции воды (г),  $\delta^{18}\text{O}_i$  – изотопный состав  $i$ -й порции воды (‰).

При температуре  $180^\circ\text{C}$  экспериментальное (измеренное) значение  $\delta^{18}\text{O}_{\text{эксп}}$  исходной воды и расчетное значение  $\delta^{18}\text{O}_{\text{расч}}$  испарившейся воды отличалось незначительно (на  $0.02 \text{‰}$ ) и находилось в пределах погрешности определений ( $\delta^{18}\text{O} \pm \pm 0.1 \text{‰}$ ). Однако с повышением температуры разница между значениями  $\delta^{18}\text{O}$  исходной и испарившейся воды возрастала. Так, при  $220^\circ\text{C}$   $\delta^{18}\text{O}_{\text{расч}}$  стала тяжелее  $\delta^{18}\text{O}_{\text{эксп}}$  на  $0.48$ – $1.01 \text{‰}$  (табл. 3), что явно превысило погрешность определений изотопного состава и свидетельствовало о неконтролируемых потерях пара, возросших с повышением температуры.

Как видно из измерений (см. табл. 3), изотопный состав исходной воды немного отличается, он становится более тяжелым: 30.10.2015 г. исходная вода имеет значение  $\delta^{18}\text{O}_{\text{эксп}} = -13.27 \text{‰}$ , а 06.05.2016 г. –  $\delta^{18}\text{O}_{\text{эксп}} = -12.17 \text{‰}$ . Возможно, это связано с испарением и конденсацией воды на стенках сосуда (образованием испарины) во время ее хранения в закрытом резервуаре. В связи с этим, в дальнейшем рекомендуется перед опытом встряхнуть емкость, так чтобы испарина (конденсат на стенках) перемешалась с остальной водой.

Изотопный состав поровой воды в песках рассчитывался по формуле:

$$\delta^{18}\text{O}_{n-i} = \frac{\sum_{n=i+1}^N m_n \delta^{18}\text{O}_n}{m_{\text{сум}} - \sum_{j=1}^i m_j}, \quad (3)$$

где  $\delta^{18}\text{O}_{n-i}$  – изотопный состав поровой воды после испарения  $i$ -й порции воды (‰); числитель дроби – сумма произведений массы воды (которая присутствует в грунте) на значения  $\delta^{18}\text{O}$  этой воды, в знаменателе – масса воды в грунте.  $N$  – общее количество порций испарившейся воды,  $n$  – номер порции испарившейся воды,  $m_n$  – масса  $n$ -й порции испарившейся воды (г),  $\delta^{18}\text{O}_n$  – изотопный состав  $n$ -й порции испарившейся воды (‰),  $m_{\text{сум}}$  – суммарная масса воды в образце (г),  $m_j$  – сумма всех порций испарившейся воды.

**Формулы для частного варианта расчета изотопного состава поровой воды в песках** в случае, если общее количество порций испарившейся воды  $N = 6$ .

Изотопный состав поровой воды в песках при испарении:

1-й порции воды:

$$\delta^{18}\text{O}_{n-1} = \frac{(m_2 \delta^{18}\text{O}_2 + m_3 \delta^{18}\text{O}_3 + \dots + m_6 \delta^{18}\text{O}_6)}{m_{\text{сум}} - m_1}, \quad (4)$$

2-х порций воды:

$$\delta^{18}\text{O}_{n-2} = \frac{(m_3 \delta^{18}\text{O}_3 + m_4 \delta^{18}\text{O}_4 + \dots + m_6 \delta^{18}\text{O}_6)}{m_{\text{сум}} - (m_1 + m_2)}, \quad (5)$$

3-х порций воды:

$$\delta^{18}\text{O}_{n-3} = \frac{(m_4 \delta^{18}\text{O}_4 + m_5 \delta^{18}\text{O}_5 + m_6 \delta^{18}\text{O}_6)}{m_{\text{сум}} - (m_1 + m_2 + m_3)}, \quad (6)$$

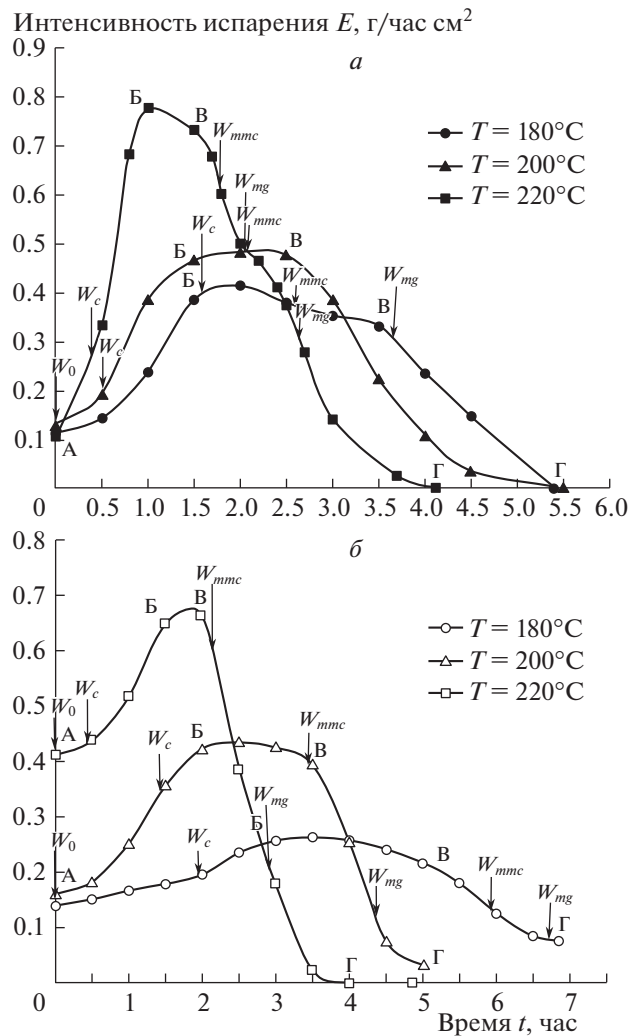
4-х порций воды:

$$\delta^{18}\text{O}_{n-4} = \frac{m_5 \delta^{18}\text{O}_5 + m_6 \delta^{18}\text{O}_6}{m_{\text{сум}} - (m_1 + m_2 + m_3 + m_4)}, \quad (7)$$

5 порций воды:

$$\delta^{18}\text{O}_{n-5} = \frac{m_6 \delta^{18}\text{O}_6}{m_{\text{сум}} - (m_1 + m_2 + m_3 + m_4 + m_5)}. \quad (8)$$

Для расчетов по уравнениям 1–8 были использованы значения  $\delta^{18}\text{O}$ , которые являются величиной относительной ( $\delta^{18}\text{O} = [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{обр}} - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{станд}})/{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{станд}}] \times 1000\text{‰}$ ), а не абсолютные величины концентраций  $R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ , что не совсем точно. Известно, что в подобных расчетах лучше использовать абсолютные концентрации изотопов (д.г.н. С.Д. Николаев, устное сообщение) для корректного выполнения математических вычислений, что в методическом отношении совершенно верно. Но авторы проверили оба типа расчетов, и установили, что погрешность расчетов при использовании значений  $\delta^{18}\text{O}$  можно назвать незначительной (менее 1%) и допустимой.



**Рис. 1.** Интенсивность испарения воды из песка пылеватого (а) и песка средней крупности (б) во времени при разных температурах. Здесь и на рис. 2 – буквами А–Г обозначены стадии испарения; влажность:  $W_{mg}$  – максимальная гигроскопическая,  $W_{nmc}$  – максимальной молекулярной влагоемкости,  $W_c$  – капиллярной влагоемкости,  $W_0$  – полной влагоемкости.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Закономерности испарения воды из песков

Рассмотрим процесс испарения воды из песков, а также определим, как меняется интенсивность испарения воды ( $E$ ) в зависимости от времени (рис. 1) и от влажности песка (рис. 2). При помещении водонасыщенного образца в сушильную камеру с заданной температурой (180, 200 или 220°C) на первой стадии – стадии прогрева (см. рис. 1, 2, участок А–Б) – образец прогревается до температуры фазового перехода [7]. В это время интенсивность испарения, как показали исследования, возрастает и достигает максимального значения (см. рис. 1). Температура фазового

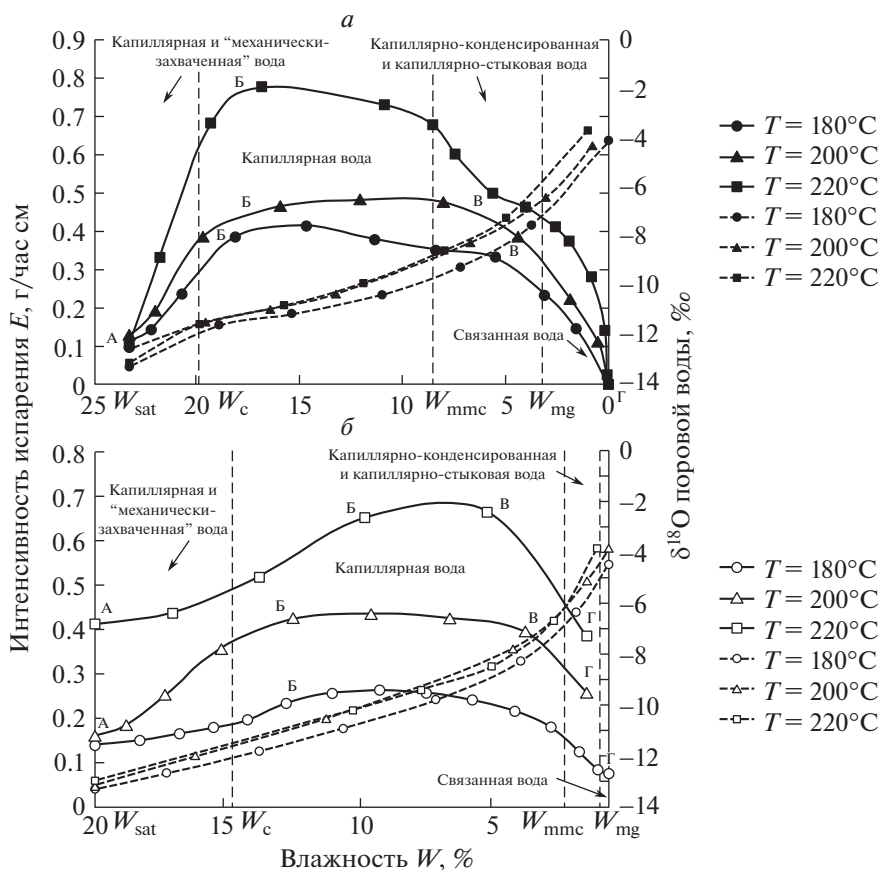


Рис. 2. Зависимость интенсивности испарения воды из песка пылеватого (а) и песка средней крупности (б) от влажности при разных температурах.

перехода близка к  $100^{\circ}\text{C}$ , так как давление в эксперименте равно нормальному атмосферному давлению.

На второй стадии – стадии постоянной скорости и температуры (см. рис. 1, 2, участок Б–В) – температура образца остается приблизительно постоянной и равной температуре фазового перехода [7]. Интенсивность испарения также остается приблизительно постоянной и максимальной.

При достижении некоторого критического влагосодержания  $W_k$  скорость испарения начинает падать, начинается третья стадия – период убывающей скорости сушки и возрастающей температуры (см. рис. 1, 2, участок В–Г).

В процессе испарения сначала испаряется свободная, затем переходная и связанная вода [5], что также видно на приведенных графиках зависимости интенсивности испарения от влажности  $E(W)$  (см. рис. 2). На первой стадии испаряется преимущественно свободная, капиллярная и “механически-захваченная вода”, на второй стадии – преимущественно капиллярная. Третья стадия испарения убывающей скорости сушки для исследуемых песков наступает при влажности

менее  $W \sim 5\text{--}8\%$  (см. рис. 2). Для песка пылеватого критическая влажность  $W_k < W_{mmc}$ , при этой влажности в песке пылеватом содержится часть капиллярно-стыковой воды, капиллярно-конденсированная и связанная вода.

При высоких температурах коэффициенты характеристической влажности ( $W_{mg}$ ,  $W_{mmc}$ ,  $W_c$ ,  $W_0$ ) могут несколько отличаться в связи с изменением вязкости воды, но принципиального значения это для нашего эксперимента не имеет.

В песке средней крупности переход к стадии убывающей скорости испарения происходит раньше, при критической влажности  $W_k > W_{mmc}$ , т.е. скорость испарения начинает падать, когда в песке средней крупности помимо воды связанной, капиллярно-конденсированной и капиллярно-стыковой, еще содержится часть капиллярной влаги.

Когда интенсивность испарения становится равной нулю, температура образца достигает температуры в камере, и процесс теплообмена между фазами прекращается. Полученные экспериментальные зависимости изменения интенсивности испарения от времени и от влажности согласуются

ся с данными А.В. Лыкова [7], изучавшего процесс испарения воды из влажных материалов (в том числе из капиллярно-пористых тел) при сушке влажного тела нагретым воздухом с постоянными параметрами.

Интенсивность испарения из песков разной дисперсности отличается: для песка пылеватого интенсивность испарения выше, чем из песка средней крупности. Максимальная интенсивность испарения  $E_{max}$  при  $T = 220^\circ\text{C}$  для песка пылеватого —  $0.78 \text{ г}/(\text{час см}^2)$ , а для песка средней крупности —  $0.67 \text{ г}/(\text{час см}^2)$ ; при  $T = 200^\circ\text{C}$  —  $0.48$  и  $0.42 \text{ г}/(\text{час см}^2)$ , а при  $180^\circ\text{C}$  —  $0.42$  и  $0.26 \text{ г}/(\text{час см}^2)$ , соответственно. Описываемая закономерность уменьшения скорости испарения с уменьшением дисперсности песков наблюдается и при более низких комнатных температурах испарения [1]. С увеличением размера зерен при одинаковой неоднородности гранулометрического состава интенсивность испарения из песчаных грунтов преимущественно снижается на первом этапе при переходе от тонко- > мелко- > средне- к крупным пескам [1], что объясняется уменьшением интенсивности пленочного потока [3].

Вместе с тем изменяется изотопный состав поровой воды, который зависит от температуры испарения и дисперсности песка (см. рис. 2 а, б — пунктирные линии).

#### Влияние крупности песка и температуры испарения на изотопный состав испарившейся воды

По результатам экспериментов были получены зависимости значений  $\delta^{18}\text{O}$  порций конденсата испарившейся воды от времени  $\delta^{18}\text{O}(t)$  для разных по дисперсности песков при температуре испарения  $180$ ,  $200$  и  $220^\circ\text{C}$  (рис. 3). Первая точка (см. рис. 3) в момент времени  $t = 0$  имеет значение  $\delta^{18}\text{O} = -13.04\text{‰}$  и соответствует исходной воде в образце при комнатной температуре до помещения образца с водой в сушильный шкаф. После помещения водонасыщенного образца в сушильный шкаф, температура образца начинает возрастать, и параллельно происходит испарение воды. Состав 1-й отобранной порции испарившейся воды соответствует второй точке. Каждая последующая точка на графике отражает изотопный состав остальных порций испарившейся воды (конденсата), отобранных во времени.

Первая порция испарившейся воды (2-я точка на графике) изотопно более легкая, чем исходная вода, что естественно, потому что испарившаяся влага всегда легче, чем исходная, и степень ее облегчения зависит от температуры испарения. Чем выше температура, тем степень облегчения меньше. Поскольку испарение выполняли при высоких температурах, то 1-я порция конденсата всего на  $3\text{--}5\text{‰}$  легче, чем исходная вода, тогда как в

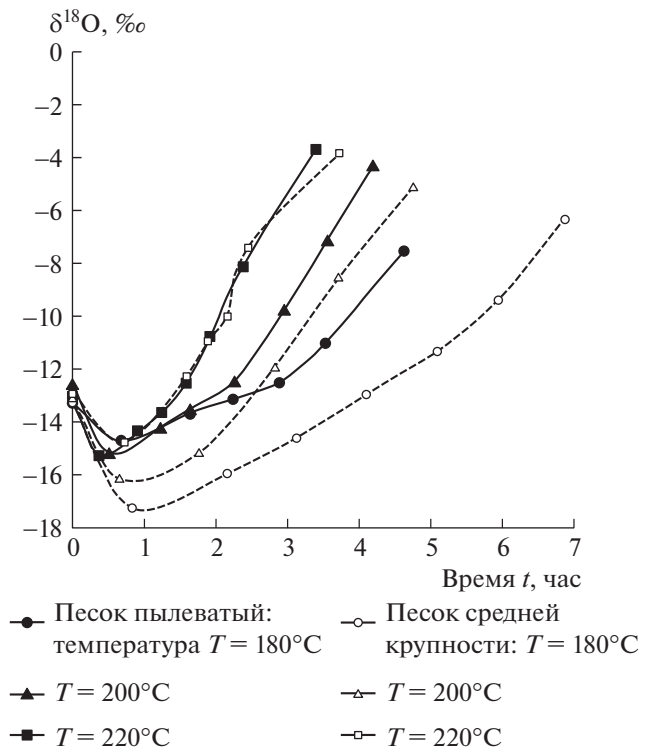


Рис. 3. Зависимости изменения значений  $\delta^{18}\text{O}$  в порциях конденсата испарившейся воды из песка пылеватого и средней крупности во времени.

природных условиях часто наблюдается изотопное облегчение испарившейся влаги над водоемом или грунтом на  $8\text{--}10\text{‰}$  [2, 10].

Естественно, после удаления более легкой 1-й порции воды влага в грунте становится более тяжелой, поэтому следующие порции конденсата также становятся более тяжелыми, и уже 3-я порция тяжелее, чем исходная вода (см. рис. 3). Первые порции конденсата имеют гораздо более легкий изотопный состав по сравнению с последними: при  $T = 220^\circ\text{C}$  для песка пылеватого 1-я порция конденсата имеет значение  $\delta^{18}\text{O} \sim -15\text{‰}$ , а последняя  $\sim -4\text{‰}$ .

С увеличением температуры испарения ( $T$ ) в ряду  $180 < 200 < 220^\circ\text{C}$  кривые  $\delta^{18}\text{O}(t)$  веерообразно расходятся, при этом чем выше температура сушки, тем выше располагаются кривые  $\delta^{18}\text{O}(t)$ , и, следовательно, более тяжелый состав имеет испарившаяся вода. В песке средней крупности веерообразное расхождение (фуркация кривых) больше и отмечается уже в 1-й фазе испарения, тогда как в песке пылеватом — начиная с 3-й фазы.

Исходные зависимости  $\delta^{18}\text{O}(t)$  (см. рис. 3) полезны тем, что по ним можно рассчитать скорость изменения (утяжеления) изотопного состава испарившейся воды во времени. Начиная со 2-й точки на графике (рис. 4), соответствующей 1-й порции



Рис. 4. Линейная зависимость значений  $\delta^{18}\text{O}$  в порции конденсата испарившейся воды из песков от времени ( $t$ ) при температуре  $T = 180^\circ\text{C}$ .

испарившейся воды, зависимости  $\delta^{18}\text{O}(t)$  линейны и могут быть описаны уравнением с коэффициентами  $b$  и  $k$ , с коэффициентом корреляции  $R^2 = 0.91-0.96$ :

$$\delta^{18}\text{O} = kt + b, \quad (9)$$

где  $t$  – время [час]. Коэффициент  $b$  [‰] соответствует изотопному составу воды при заданной температуре в начальный момент времени  $t = 0$ , коэффициент  $k$  имеет размерность [‰/час], показывает наклон прямой  $\delta^{18}\text{O}(t)$  и характеризует скорость изменения изотопного состава испарившейся воды во времени.

Т.е. во время испарения при высоких температурах сушки, изотопный состав испарившейся воды становится более тяжелым с постоянной скоростью  $k$ . При этом чем выше температура, тем выше скорость утяжеления изотопного состава во времени: для песка пылеватого при температуре  $180^\circ\text{C}$   $k = 1.7\text{‰/час}$ , при  $200^\circ\text{C}$  –  $k = 2.9\text{‰/час}$ , при  $220^\circ\text{C}$  –  $k = 4.0\text{‰/час}$ . Те же значения  $k$  наблюдаются и для песка средней крупности (табл. 4), т.е. при рассматриваемых температурах сушки крупность песка практически не оказывает влияние на скорость утяжеления изотопного состава.

Таблица 4. Значения коэффициента  $k$ , характеризующего наклон прямой  $\delta^{18}\text{O}(t)$  и отражающего скорость изменения изотопного состава испарившейся воды во времени в зависимости от температуры сушки и крупности песка

Наименование песка	Скорость утяжеления изотопного состава испарившейся воды по $\delta^{18}\text{O}$ , $k$ , (‰/час)		
	180	200	220
Температура сушки, °C	180	200	220
Песок пылеватый	1.7	2.9	4.0
Песок средней крупности	1.8	2.8	4.2

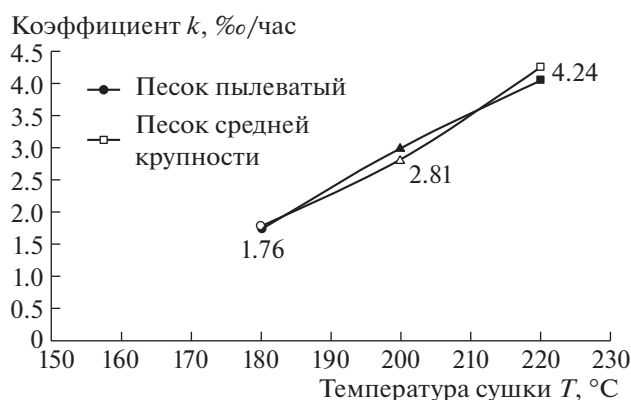
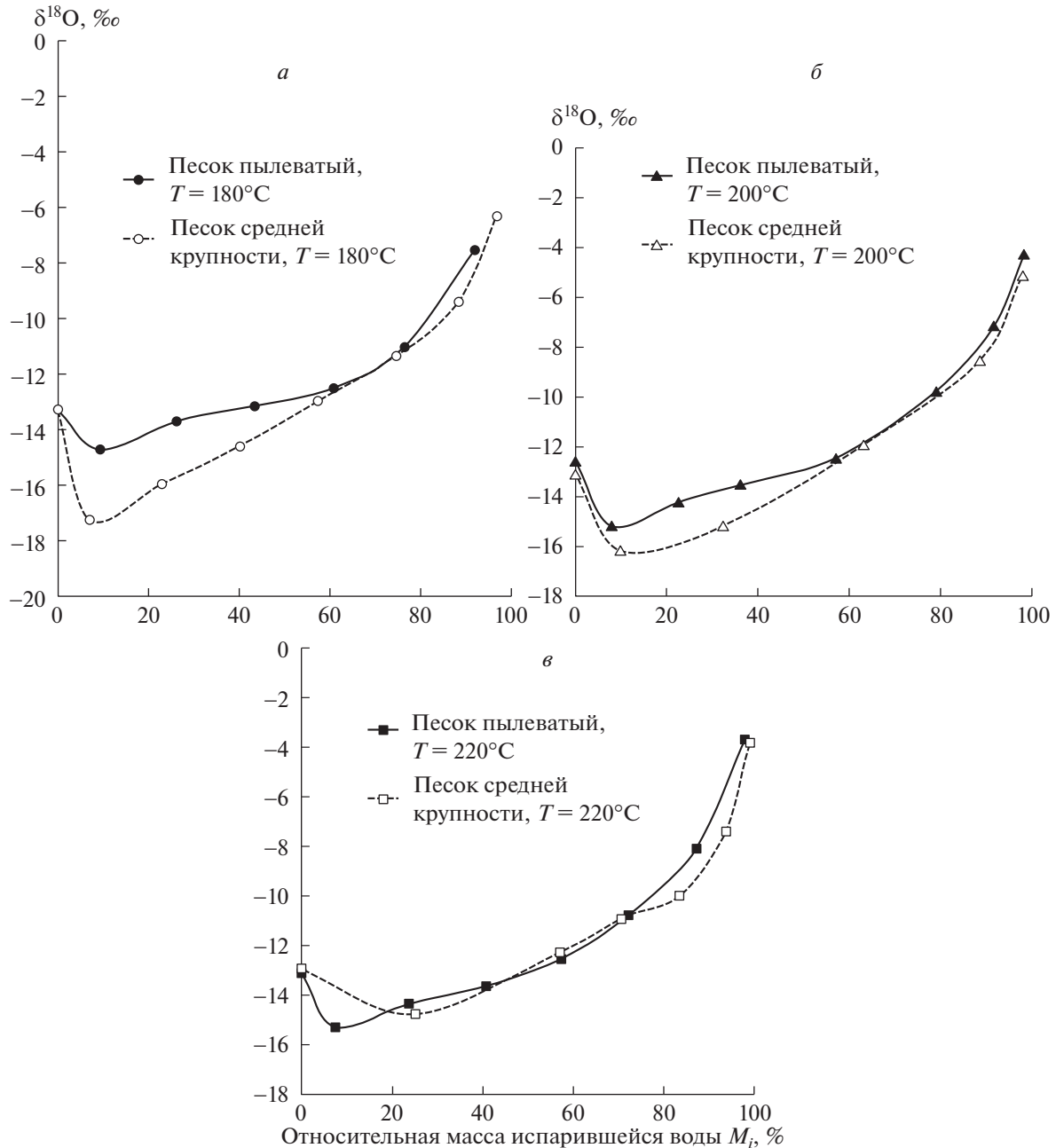


Рис. 5. Зависимость коэффициента  $k$  во времени от температуры для разных по дисперсности песков.

Кривые  $k(T)$  для песка пылеватого и средней крупности практически совпадают (рис. 5). Значения коэффициента  $k$  для песка пылеватого и песка средней крупности за большие промежутки времени приблизительно одинаковые, однако если рассматривать отдельные фрагменты графика, то можно видеть некоторые различия изменения значений  $\delta^{18}\text{O}$ . Так, в песках пылеватых за 4 час произошло изменение значений  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-15$  до  $-8\text{‰}$  (на  $-7\text{‰}$ ), а на те же  $-7\text{‰}$  в песке средней крупности (от  $-18$  до  $-11\text{‰}$ ) только через 5.5 час.

**Влияние крупности песка на изотопный состав испарившейся влаги** заметно проявляется при более низких температурах (см. рис. 3): вода, испарившаяся при температуре испарения  $180^\circ\text{C}$  из песка пылеватого, и вода, испарившаяся из песка средней крупности, изотопно более контрастна, чем при температуре  $200^\circ\text{C}$ , а тем более  $220^\circ\text{C}$ . При этом вода, испаряющаяся из песка пылеватого, при одинаковой температуре изотопически тяжелее, чем вода, испаряющаяся из песка средней крупности. С целью определения влияния крупности песка на изотопный состав испарившейся воды были сопоставлены зависимости значений  $\delta^{18}\text{O}$  в порции конденсата от относительной массы испарившейся воды  $M_i$  для разных песков при одинаковой температуре испарения  $180^\circ\text{C}$  (рис. 6а),  $200^\circ\text{C}$  (рис. 6б) и  $220^\circ\text{C}$  (рис. 6в).

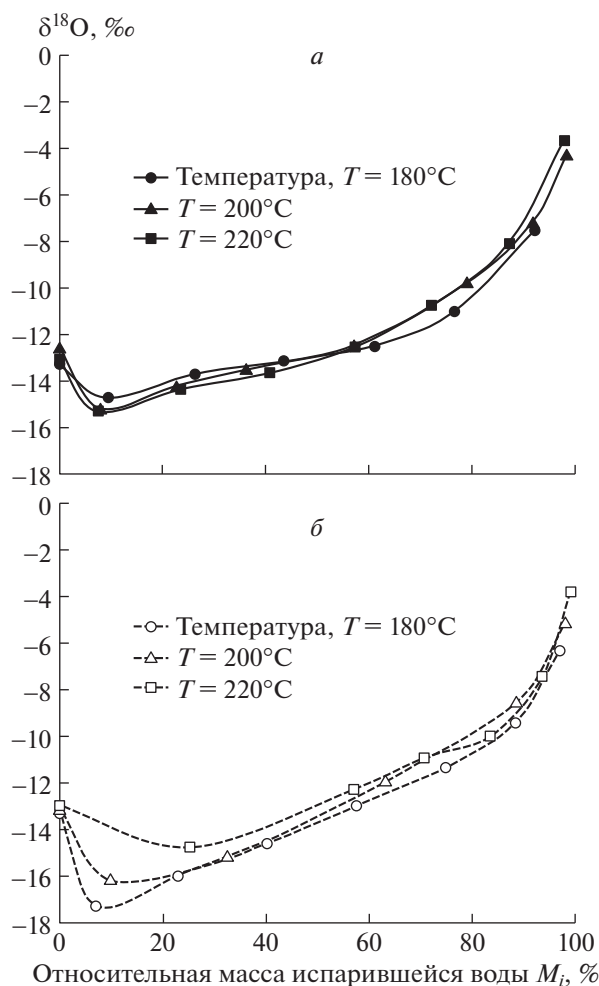




**Рис. 6.** Зависимость значений  $\delta^{18}\text{O}$  в порции конденсата от относительной массы испарившейся воды  $M_i$  из песка пылеватого и песка средней крупности при температуре сушки 180°C (а), 200°C (б) и 220°C (в) в процентах от массы первоначальной влаги.

Начальные порции конденсата (при  $M_i$ , изменяющейся от 0 до ~60%) для песка пылеватого при температурах 180 и 200°C имеют более тяжелый изотопный состав, чем для песка средней крупности при тех же температурах: кривые  $\delta^{18}\text{O}(M_i)$  лежат для пылеватого песка выше, чем  $\delta^{18}\text{O}(M_i)$  для песка средней крупности. При  $M_i > 60\%$ , кривые  $\delta^{18}\text{O}(M_i)$  сближаются и различия в

изотопном составе воды, испарившейся из обоих образцов, не наблюдается (см. рис. 6). С повышением температуры различия в изотопном составе порций конденсата становятся незначительными, и при 220°C кривые  $\delta^{18}\text{O}(t)$  практически сливаются, что также подтверждает вывод о том, что влияние крупности песка на изотопный состав испарившейся влаги проявляется заметно при



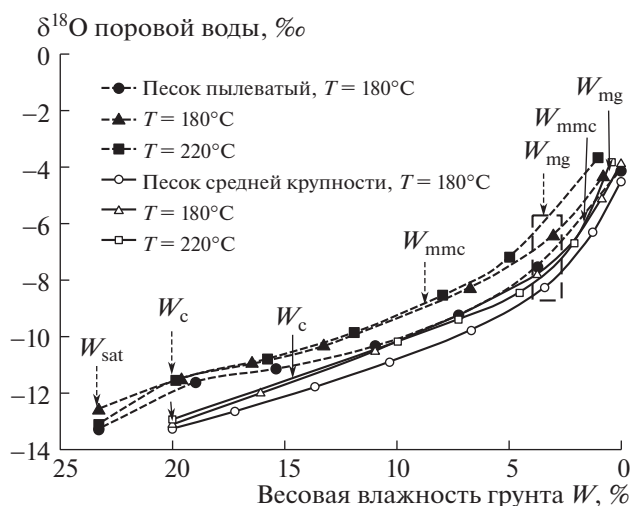
**Рис. 7.** Зависимость значений  $\delta^{18}\text{O}$  в порции конденсата от относительной массы испарившейся воды  $M_i$  из песка пылеватого (а) и средней крупности (б) в процентах от массы первоначальной влаги при разных температурах.

более низких температурах, а при  $220^\circ\text{C}$  крупность песка не влияет на изотопный состав испаряющейся влаги.

Для установления влияния температуры на изотопный состав испарившейся воды авторы рассмотрели зависимости значений  $\delta^{18}\text{O}$  в порции конденсата от доли испарившейся воды из песка пылеватого и песка средней крупности при разных температурах (рис. 7).

В первых двух порциях конденсата вода, испарившаяся из песка средней крупности при более высокой температуре, изотопно тяжелее. В последующих порциях это различие исчезает (см. рис. 7б).

Для песка пылеватого закономерного утяжеления испарившейся влаги от температуры не наблюдается, а графики пересекаются (см. рис. 7а).



**Рис. 8.** Зависимость значений  $\delta^{18}\text{O}$  поровой воды в грунтах от весовой влажности  $W$ , уменьшающейся в процессе испарения воды от 20 до  $\sim 0\%$ . Влажность:  $W_{mg}$  – максимальная гигроскопическая,  $W_{mmc}$  – максимальной молекулярной влагоемкости,  $W_c$  – капиллярной влагоемкости,  $W_{sat}$  – полной влагоемкости. Пунктиром выделена область изменения линейной зависимости  $\delta^{18}\text{O}(W)$  на нелинейную.

#### Изменение изотопного состава поровой воды в песках в процессе испарения из них воды

Изотопный состав поровой воды в песках был получен обратным расчетом и сопоставлен с влажностью грунта для определения, какие значения  $\delta^{18}\text{O}$  имеет каждая категория влаги (рис. 8).

При одинаковой влажности, но при разной температуре испарения, изотопный состав поровой воды в одном и том же песке отличается. Чем выше температура сушки, тем более тяжелый изотопный состав имеет поровая вода при одной и той же влажности. Кривые зависимости изотопного состава от влажности  $\delta^{18}\text{O}(W)$  для песка пылеватого располагаются выше кривых  $\delta^{18}\text{O}(W)$  для песка средней крупности, т.е. поровая вода при одинаковой влажности для песка пылеватого имеет более тяжелый изотопный состав, чем для песка средней крупности.

Зависимость  $\delta^{18}\text{O}(W)$  линейна до влажности  $W = 4-5\%$ , при  $W < 4\%$  она становится нелинейной. На рис. 2 видно, что при этой влажности испарение воды переходит к убывающей стадии. Таким образом, по зависимости  $\delta^{18}\text{O}(W)$  можно косвенно судить о влажности, при которой испарение переходит к 3-й стадии убывающей скорости сушки (см. рис. 2, участок В–Г).

С уменьшением влажности образца при испарении происходит утяжеление изотопного состава поровой воды. Свободная вода ( $W > W_0$ ) имеет

самый легкий изотопный состав  $\delta^{18}\text{O}$  ниже  $-12.17\%$ . Капиллярная и “механически захваченная” влага (при  $W > W_c$ ) также имеет достаточно легкий изотопный состав от  $\delta^{18}\text{O} = -11.5 \div -12\%$  и ниже. Капиллярная вода (находится в диапазоне между  $W_c$  и  $W_{mnc}$ ) имеет значения  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-11.5 \div -12\%$  до  $-9.0 \div -6.0\%$ . Более тяжелый изотопный состав имеют вода капиллярно-стыковая и капиллярно-конденсированная при влажности  $W_{mg} < W < W_{mnc}$ . Изотопный состав этих категорий влаги по  $\delta^{18}\text{O}$  выше  $-9.0 \div -6.0\%$ . Самым тяжелым изотопным составом обладает вода связанная при  $W < W_{mg}$ :  $-5.0\%$  и выше (см. рис. 2а, б).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интенсивность испарения из песков разной дисперсности отличается: для песка пылеватого она выше, чем из песка средней крупности. Максимальная интенсивность испарения  $E_{\max}$  при температуре  $220^\circ\text{C}$  составляет для песка пылеватого  $0.78 \text{ г}/(\text{час см}^2)$ , а для песка средней крупности  $-0.67 \text{ г}/(\text{час см}^2)$ . При  $200^\circ\text{C}$  для песка пылеватого и песка средней крупности она составляет  $0.48$  и  $0.42 \text{ г}/(\text{час см}^2)$ , соответственно, а при  $180^\circ\text{C}$   $-0.42$  и  $0.26 \text{ г}/(\text{час см}^2)$ .

Каждая категория воды в песках: свободная, переходная и связанная, — обладает определенным изотопным составом. Изотопный состав категорий влаги становится более тяжелым по  $\delta^{18}\text{O}$  в ряду: свободная вода < переходная вода < связанная вода: значения  $\delta^{18}\text{O}$  свободной воды ниже  $-12.17\%$ , капиллярной и “механически захваченной” влаги — от  $\delta^{18}\text{O} = -11.5 \div -12\%$  и ниже, капиллярная вода имеет значения  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-11.5 \div -12\%$  до  $-9.0 \div -6.0\%$ , капиллярно-стыковая и капиллярно-конденсированная имеет значения  $\delta^{18}\text{O}$   $-9.0 \div -6.0\%$  и выше. Самым тяжелым изотопным составом обладает вода связанная:  $-5.0\%$  и выше.

Сначала испаряются молекулы воды с наиболее легкими изотопами, после чего с более тяжелыми, что согласуется с данными ряда исследователей [9, 13]. Авторами установлено, что утяжеление изотопного состава испарившейся воды по  $\delta^{18}\text{O}$  во времени при температурах сушки  $T > 180^\circ\text{C}$  происходит с постоянной скоростью, зависящей от температуры испарения, но мало зависящей от крупности песка. При этом скорость обогащения испарившейся воды тяжелыми изотопами линейно возрастает с повышением температуры от  $180$  до  $220^\circ\text{C}$ .

В результате изучения влияния крупности песка на изотопный состав испаряющейся воды установлено, что при температурах  $180$  и  $200^\circ\text{C}$  для начальных порций конденсата (при  $M_i$ , изменяющейся от  $0$  до  $\sim 60\%$ ) испаряющаяся вода из

более дисперсного грунта (из песка пылеватого) обладает более тяжелым изотопным составом по сравнению с водой, испаряющейся из менее дисперсного грунта (из песка средней крупности). При температуре  $220^\circ\text{C}$  влияние крупности песка на изотопный состав испарившейся воды не наблюдается.

Исследование влияния температуры испарения на изотопный состав испаряющейся воды показало, что для песка средней крупности порции конденсата, испарившиеся при более высокой температуре, имеют более тяжелый изотопный состав, что близко к испарению с поверхности воды [10]. Для песка пылеватого закономерного утяжеления испарившейся влаги от температуры не наблюдается.

Зависимость значений  $\delta^{18}\text{O}$  поровой воды от влажности ( $W$ ) песков сохраняется линейной до влажности, ниже которой испарение воды переходит к убывающей стадии. Таким образом, имея зависимость  $\delta^{18}\text{O}(W)$ , можно косвенно судить о влажности, при которой испарение переходит к третьей стадии.

Дж. ван ден Аккером [15] установлено, что изменение изотопного состава поровой воды (утяжеление состава) по  $\delta^{18}\text{O}$  от процента испарившейся воды подчиняется линейной зависимости с коэффициентом корреляции ( $r^2 = 0.92-0.99$ ). Было определено, что каждый  $1\%$  испарившейся воды приводит к обогащению  $\delta^{18}\text{O}$  на  $0.18-0.38\%$  (рис. 9а), тогда как по данным авторов настоящей статьи при высоких температурах сушки испарение  $1\%$  воды приводит к обогащению на  $0.04-0.07\%$  (рис. 9б).

Данные по взаимосвязи  $\delta^{18}\text{O}$  с процентом испарившейся воды получены Дж. ван ден Аккером [15] в полевых условиях только для небольшого диапазона ( $M_i = 0 \div 15\%$ ) (см. рис. 9а). В лабораторных условиях авторам удалось выявить эту взаимосвязь во всем диапазоне испарившейся воды от  $0$  до  $\sim 100\%$ . Действительно зависимость  $\delta^{18}\text{O}(M_i)$  — линейна, как ранее установили Дж. ван ден Аккер с соавторами [15], однако не на всем диапазоне: при  $M_i > 80\%$  зависимость начинает отклоняться от линейной, что связано с переходом ко второй стадии испарения и, следовательно, происходит испарение более тяжелой по изотопному составу воды (см. рис. 9б).

Исследования проводились при высоких температурах испарения с целью ускорения процесса. В дальнейшем планируется проведение экспериментов при температурах близких к природным.

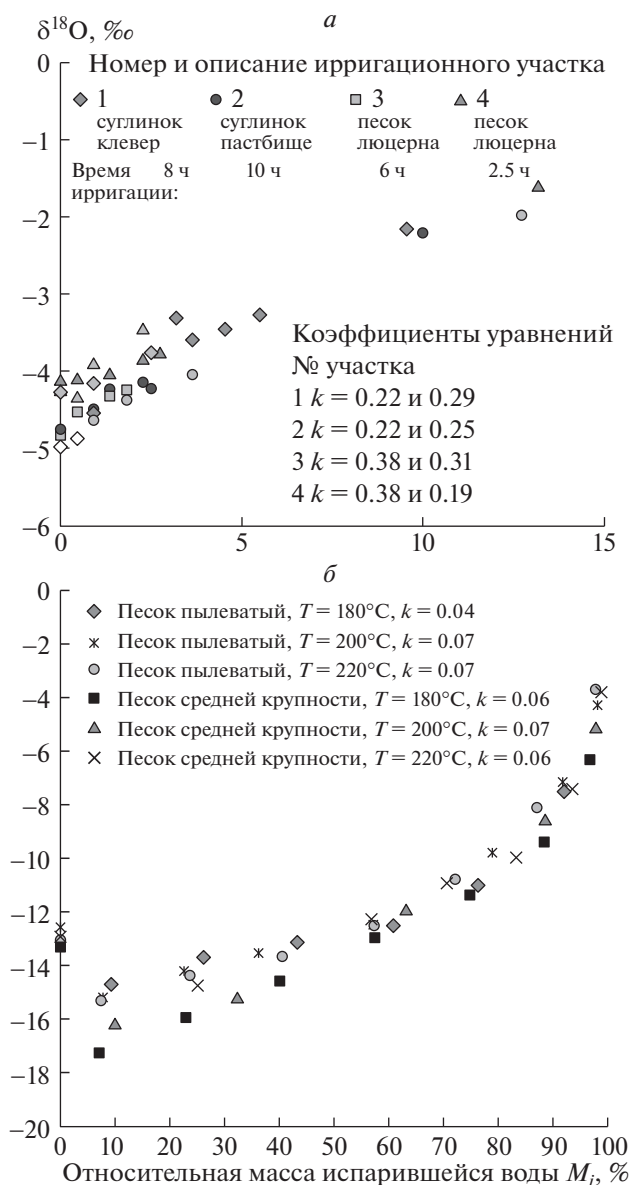


Рис. 9. Зависимость значений  $\delta^{18}\text{O}$  поровой воды по от процента испарившейся воды  $M_i$ : а – по данным Дж. ван ден Аккера [15], б – по данным авторов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изотопный состав категорий влаги в песках становится более тяжелым по  $\delta^{18}\text{O}$  в ряду: свободная вода – переходная вода – связанная вода. Свободная вода имеет изотопный состав  $\delta^{18}\text{O}$  ниже  $-12.17\text{‰}$ , капиллярная и “механически захваченная” влага – от  $-11.5\text{‰}$ – $-12\text{‰}$  и ниже, капиллярная вода – от  $-11.5\text{‰}$ – $-12\text{‰}$  до  $-9.0\text{‰}$ – $-6.0\text{‰}$ , капиллярно-стыковая и капиллярно-конденсированная –  $-9.0\text{‰}$ – $-6.0\text{‰}$  и выше. Самым тяжелым изотопным составом обладает вода связанная при  $W < W_{mg}$ :  $-5.0\text{‰}$  и выше. Зависимость

значений  $\delta^{18}\text{O}$  поровой воды от влажности ( $W$ ) песков линейная до влажности  $W \sim 4\text{--}5\%$ . При влажности  $W < 4\%$  зависимость  $\delta^{18}\text{O}(W)$  начинает отклоняться от линейной, что связано с испарением более тяжелой по изотопному составу воды и переходу к убывающей стадии испарения.

2. Влияние крупности песка на изотопный состав испаряющейся влаги проявляется заметно при более низких температурах: при температуре испарения  $180^{\circ}\text{C}$  разница в изотопном составе песка пылеватого и песка средней крупности более выражена, чем при температуре  $200^{\circ}\text{C}$ , а тем более  $220^{\circ}\text{C}$ . При этом вода, испаряющаяся из песка пылеватого при одинаковой температуре изотопически тяжелее, чем вода, испаряющаяся из песка средней крупности, чем для песка средней крупности.

3. В зависимости от температуры испарения изотопный состав испаряющейся воды меняется. Для песка средней крупности порции конденсата, испарившиеся при более высокой температуре, имеют более тяжелый изотопный состав. Однако для песка пылеватого закономерного утяжеления испарившейся влаги от температуры не наблюдается.

4. Обогащение испарившейся воды тяжелыми изотопами  $\delta^{18}\text{O}$  во времени при температурах сушки  $T > 180^{\circ}\text{C}$  происходит с постоянной скоростью, зависящей от температуры испарения, но не зависящей от крупности песка. При  $T = 180^{\circ}\text{C}$  изотопный состав изменяется со скоростью  $k = 1.7\text{‰}/\text{час}$ , при  $T = 200^{\circ}\text{C}$  –  $k = 2.9\text{‰}/\text{час}$ , при  $T = 220^{\circ}\text{C}$  –  $4.0\text{‰}/\text{час}$ . Скорость изменения изотопного состава линейно возрастает с повышением температуры от  $180$  до  $220^{\circ}\text{C}$ .

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны профессору В.В. Рогову за предоставление оборудования, на котором проводились эксперименты по исследованию испарения воды из грунтов, ценные советы и рекомендации, к.г.н. Ю.Н. Чижовой за помощь в изотопных определениях, И.П. Пушину за консультации по математическим расчетам. Л.Б. Блудушкина благодарит профессора В.А. Королева за помощь в изучении испаряющей способности песков при обучении в очной аспирантуре МГУ.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках проекта №17-05-00793 (экспериментальные работы и изотопные измерения) и проекта №18-05-60272 Арктика (математические изотопные расчеты и обобщение).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Блудушкина Л.Б., Королев В.А.* Влияние гранулометрического состава грунтов на испарении из них влаги // Инженерные изыскания в строительстве. Матер. шестой научно-практ. конф. молодых специалистов, 2010. С. 12–16.
2. *Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Чиждова Ю.Н.* Изотопные методы в географии. Ч. 3: Геохимия стабильных изотопов атмосферы и гидросферы. Уч. пос. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2013. 216 с.
3. *Дерягин Б.В., Чураев Н.В.* Смачивающие пленки. М.: Наука, 1984. 159 с.
4. *Конищев В.Н., Голубев В.Н., Рогов В.В., Сократов С.А., Токарев И.В.* Экспериментальное исследование изотопного фракционирования воды в процессе сегрегационного льдообразования // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 3. С. 3–10.
5. *Королев В.А., Блудушкина Л.Б.* Взаимосвязь потенциала влаги в грунтах с параметрами испарения из них воды // Инженерная геология. № 3. 2015. С. 22–32.
6. Лабораторные работы по грунтоведению / Под ред. В.Т. Трофимова, В.А. Королева. М.: КДУ, Университетская книга, 2017. 654 с.
7. *Лыков А.В.* Теплообмен. М.: Энергия, 1978. 478 с.
8. *Федоров Ю.А.* Стабильные изотопы и эволюция гидросферы. М.: Истина, 1999. 369 с.
9. *Aravena R., Warner B.G.* Oxygen-18 composition of Sphagnum, and microenvironmental water relations // Bryologist. 1992. V. 95. P. 445–448.
10. *Dansgaard W.* 1964. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. No. 4. P. 436–468. doi 10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x
11. *Gat J.R.* Stable isotope hydrology: Deuterium and oxygen-18 in the water cycle // IAEA technical report series No. 210. Eds. J. R. Gat and R. Gonfiantini. International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria. 1981. P. 203–221.
12. *Gonfiantini R.* Environmental isotopes in lake studies // Handbook of environmental isotope geochemistry. Eds. P. Fritz and J. C. Fontes, Elsevier. New York, 1986. V. 3. P. 113–168.
13. *Price J.S., Edwards T.W.D., Yi Y., Whittington P.N.* Physical and isotopic characterization of evaporation from Sphagnum moss // J. of Hydrology, 2009. V. 369 (1–2). P. 175–182.
14. *Simpson H.J., Herczeg, A.L., and Meyer, W.S.* Stable isotope ratios in irrigation water can estimate rice crop evaporation // Geophys. Res. Lett., 1992. V. 19(4). P. 377–380.
15. *van den Akker J., Simmons C.T., Hutson J.L.* Use of Stable Isotopes Deuterium and Oxygen-18 to Derive Evaporation from Flood Irrigation on the Basis of Pan Evaporation Techniques // J. of Irrigation and Drainage Engineering, 2011. V. 137(12). P. 765–778.
16. *White J.W.C., Gedzelman S.D.* The isotopic composition of atmospheric water vapour and concurrent meteorological conditions // Geophys. Res., 1984. V. 89. P. 4937–4939.
17. *Yang Y., Fu B.* Soil water migration in the unsaturated zone of semi-arid region in China from isotope evidence // Hydrol. Earth Syst. Sci., 2017. V. 21. P. 1757–1767.
18. *Zimmermann U., Ehhalt D., Miinnich K.O.* Soil water movement and evapotranspiration: Changes in the isotopic composition of the water // Proc. Symp. on Isotopes in Hydrology. International Atomic Energy Agency. Vienna, Austria, 1967. V. 38(27). P. 567–584.

## INFLUENCE OF SAND GRAIN SIZE AND DRYING TEMPERATURE ON OXYGEN ISOTOPIC COMPOSITION OF WATER EVAPORATED FROM SOILS

**Yu.K. Vasil'chuk<sup>a,b,#</sup>, L.B. Bludushkina<sup>b,##</sup>, and N.A. Budantseva<sup>a,###</sup>**

<sup>a</sup>Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory 1, Moscow, 119234 Russia

<sup>b</sup>Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory 1, Moscow, 119234 Russia

<sup>#</sup> E-mail: vasilch\_geo@mail.ru

<sup>##</sup> E-mail: bludushkina19@mail.ru

<sup>###</sup> E-mail: nadin.budanceva@mail.ru

Isotopic composition of pore water is a sensitive monitor of water dynamics in soils during evaporation. The purpose of this study is to reveal the influence of sand grain size and drying temperature on the rate of water evaporation and oxygen isotopic composition of water evaporated from soils, as well as to determine the isotopic composition of different moisture categories in soils. Silty and medium-grained sands were chosen as objects of research. The method of research consisted in drying disperse soils in a thermostat at different temperatures (180, 200, 220°C), followed by the condensation of evaporated water and its sampling for the subsequent study of the isotopic composition. Isotopic analyses of water samples were performed in the isotope laboratory of the Faculty of Geography, Moscow State University, using the Delta-V mass spectrometer with a standard Gas-Bench option. For measurements, international standards V-SMOW, GISP, SLAP, own laboratory standards were used. Each category of water in sand, i.e., free, transitional and bound water, has a certain isotopic composition. The isotopic composition of moisture categories in soils becomes heavier in  $\delta^{18}\text{O}$  values in the series: free water < transitional water < bound water. It was found that water evaporated from a

more disperse soil (from silty sand) has a heavier isotopic composition compared to the same amount of water evaporated from a less disperse soil (from medium-grained sand). At a temperature of 220°C, the effect of the sand grain size on the isotopic composition of evaporated water is not observed. Isotopic composition of the evaporated water varies depending on the evaporation temperature. For medium-grained sand portions of water evaporated at a higher temperature have a heavier isotopic composition. However, for silty sand this trend is not observed. The enrichment of evaporated water with heavy isotopes in time occurs at a constant rate, which depends on the evaporation temperature (and increases linearly with increasing temperature from 180 to 220°C), but it does not depend on sand grain size.

**Key words:** sands, water evaporation, temperature of evaporation, isotopic composition, stable isotopes fractionation

## REFERENCES

1. Bludushkina, L.B., Korolev, V.A. *Vliyaniye granulometricheskogo sostava gruntov na isparenie iz nikh vlagy* [Influence of particle-size distribution of soils on water evaporation]. *Inzhenernyye izyskaniya v stroitel'stve. Mater. 6-I nauchno-praktich.konferentsii molodykh spetsialistov*. [Engineering survey in construction. Proc. 6th Scientific and Practical Conference of Young Professionals], 2010, pp. 12–16. (in Russian).
2. Vasilchuk, Yu.K., Budantseva, N.A., Vasil'chuk, A.C., Chizhova, Ju.N. *Isotopnye metody v geografii. Ch.3. Geokhimiya stabil'nykh izotopov atmosfery i gidrosfery*. [Isotope Ratios in the Environment. Part 3. Stable isotope geochemistry of the atmosphere and hydrosphere]. Yu.K. Vasil'chuk, Ed., Moscow, Mosk. univ. Publ., 2013, 216 p. (in Russian).
3. Deryagin, B.V., Churaev, N.V. *Smachivaushchie plenki* [Wetting films]. Moscow, Nauka, 1984, 159 p. (in Russian).
4. Konishchev, V.N., Golubev, V.N., Rogov, V.V., Sokratov, S.A., Tokarev, I.V. *Eksperimental'noe issledovanie izotopnogo fraksionirovaniya vody v protsesse segregatsionnogo l'doobrazovaniya* [Experimental study of isotope fractionation of water in the process of segregated ice formation]. *Kriosfera Zemli*, 2014, vol. 18, no. 3, pp. 3–10. (in Russian).
5. Korolev, V.A., Bludushkina, L.B. *Vzaimosvyaz' davleniya vlagi v gruntakh s parametrami ispareniya iz nikh vody*. [The influence of soil suction on the parameters of water evaporation from disperse soils]. *Inzhenernaya geologiya*, no.3, 2015, pp. 22–32. (in Russian).
6. *Laboratornyye raboty po gruntovedeniyu* [Laboratory works in soil and rock engineering]. Trofimov V.T., Korolev V.A. (Eds.), Moscow, KDU, Universitetskaya kniga, 2017. 654 pp. (in Russian).
7. Lykov, A.V. *Teplomassoobmen* [Heat and mass exchange]. Moscow, Energiya, 1978, 478 p. (in Russian).
8. Fedorov, Yu.A. *Stabil'nye izotopy i evolutsiya gidrosfery* [Stable isotopes and evolution of the hydrosphere]. Moscow, Istina, 1999, 369 p. (in Russian).
9. Aravena, R., Warner, B.G. Oxygen-18 composition of sphagnum, and microenvironmental water relations. *Bryologist*, 1992, vol. 95, pp. 445–448.
10. Dansgaard, W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, vol. 16, pp. 436–468.
11. Gat, J. R. Stable isotope hydrology: Deuterium and oxygen-18 in the water cycle. *IAEA technical report series No. 210*. Eds. J. R. Gat and R. Gonfiantini. International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria, 1981, pp. 203–221.
12. Gonfiantini, R. Environmental isotopes in lake studies. *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Eds. P. Fritz and J. C. Fontes, Elsevier. New York, 1986, vol. 3, pp. 113–168.
13. Price, J.S., Edwards, T.W.D., Yi, Y., Whittington, P.N. Physical and isotopic characterization of evaporation from Sphagnum moss. *Journal of Hydrology*, 2009, vol. 369 (1–2), pp. 175–182.
14. Simpson, H.J., Herczeg, A.L., and Meyer, W.S. Stable isotope ratios in irrigation water can estimate rice crop evaporation. *Geophys. Res. Lett.*, 1992, vol. 19(4), pp. 377–380.
15. van den Akker, J., Simmons, C. T., Hutson, J.L. Use of stable isotopes deuterium and oxygen-18 to derive evaporation from flood irrigation on the basis of pan evaporation techniques. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 2011, vol. 137(12), pp. 765–778.
16. White, J. W.C., Gedzelman, S.D. The isotopic composition of atmospheric water vapor and concurrent meteorological conditions. *Geophys. Res.*, 1984, vol. 89, pp. 4937–4939.
17. Yang, Y., Fu, B. Soil water migration in the unsaturated zone of semi-arid region in China from isotope evidence. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2017, vol. 21, pp. 1757–1767.
18. Zimmermann, U., Ehhalt, D., Miinnich, K.O. Soil water movement and evapotranspiration: Changes in the isotopic composition of the water. *Proc. Symp. on Isotopes in Hydrology*, International Atomic Energy Agency. Vienna, Austria, 1967, vol. 38(27), pp. 567–584.