

МЕТОДЫ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.345

В.Н. Голубев, В.Н. Конищев, С.А. Сократов, П.Б. Гребенников

СУБЛИМАЦИЯ СЕЗОННОГО СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ¹

Введение

Сопоставление температуры воздуха с изотопным составом повторно-жильных льдов (ПЖЛ) базируется на предположении, что формирование льдов этого типа происходит в основном за счет твердых атмосферных осадков [15]. В настоящее время установлены глобальные соотношения между современными значениями температуры воздуха и содержанием ^{18}O и/или дейтерия в осадках, в снежном покрове и в ПЖЛ [3, 10, 11, 19, 20]. Эти соотношения широко используются в цитированных и других публикациях для реконструкции палеоклимата, в частности термических условий. При реконструкции палеотемпературы принимается, исходя из принципа актуализма, что региональные различия изотопного состава осадков, определяемые современными климатическими условиями [22], могут служить прототипом изменений изотопного состава захороненных осадков вследствие колебаний климата в данном регионе.

Разумеется, данное предположение не подразумевает идеального соответствия современного и прошлого распределений зависимости изотопного состава выпадающих осадков от температуры. С этим связана разработка уточненных способов реконструкций палеотемпературы по изотопным данным, например, на основе использования климатических моделей глобальной циркуляции атмосферы [30]. В последнее время предлагаемые аппроксимации представляют не в виде линейных зависимостей, а как "линейные зоны", оконтуривающие наиболее плотную часть поля значений, с разбросом, например, для ПЖЛ в 6‰ или $\pm 3^\circ\text{C}$ [3].

Столь значительный разброс может быть отчасти обусловлен изменением содержания ^{18}O в талых водах по сравнению с его средним содержанием в снежном покрове, что определяется коэффициентами фракционирования изотопов при фазовом переходе лед—жидкость. При этом величина изменения сильно зависит от интенсивности таяния и меняется по мере развития процесса снеготаяния [29]. Кроме того, изотопный состав снежного покрова к концу зимы, а значит и изотопный состав талых вод, формирующих ПЖЛ, существенно трансформируется, в частности в связи с сублимацией снега [21, 23,

25, 27]. По мнению Л. Купера и др. [18], во многих регионах Арктики испарение—сублимация являются главными факторами, определяющими изотопный состав талых вод.

Региональные вариации интенсивности сублимации определяются такими климатическими характеристиками, как ветровой и термический режимы, влажность воздуха и режим накопления снега. Обычно сублимация снега не превышает 10% от величины аккумуляции, однако в условиях континентального климата ее вклад в баланс снежного покрова может достигать 25% [6]. При определенном сочетании метеорологических показателей возможна и конденсация водяного пара, но в целом в зимний период наблюдается сублимация снега, интенсивность которой в зависимости от климатических условий изменяется более чем в 4 раза, составляя в среднем $3 \times 10^{-1} \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сутки}^{-1}$ [1, 2, 6, 7, 13].

Распределение точек внутри и отклонения отдельных точек за пределы выделенных "зон" для современных ростков ПЖЛ могут подчиняться определенным закономерностям и с учетом других климатических показателей формировать иные соотношения между температурой и содержанием ^{18}O по сравнению с предложенными в работе [3]. В данной работе авторы предлагают объяснение части таких отклонений региональными различиями в интенсивности сублимации снежного покрова.

Сублимация снега

При рассмотрении процесса сублимации (испарения) обычно используют адиабатическое приближение, согласно которому у границы раздела фаз температура влажного воздуха и льда (воды) должна быть одинаковой. Основные изменения температуры среды и концентрации водяного пара происходят в узких зонах вблизи поверхности раздела фаз. За пределами этих зон, толщина которых определяется теплофизическими свойствами среды и коэффициентом диффузии водяного пара, параметры состояния можно считать практически постоянными, равными их средним значениям в объеме среды [4].

Интенсивность испарения воды или сублимации снега в спокойной воздушной среде обычно характеризуется уравнением Фика

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 00—05—64706, 00—05—64687, 00—15—98505).

$$i = D \operatorname{grad} C, \text{ при } \operatorname{grad} C = \Delta C / h = (C_s - C_a) / h^*, \quad (1)$$

где i — интенсивность сублимации; D — коэффициент диффузии водяного пара в воздухе; $\Delta C = C_s - C_a$ — разность концентраций водяного пара у поверхности раздела C_s и в свободном воздушном пространстве C_a ; h^* — толщина пограничного слоя воздуха, в пределах которого происходят основные изменения содержания водяного пара. Концентрация водяного пара в воздухе C_a определяется температурой и относительной влажностью воздуха; концентрацию водяного пара у поверхности раздела C_s обычно принимают соответствующей насыщению для температуры поверхности (T_s).

Условия теплового взаимодействия на границе раздела фаз можно записать в следующем виде

$$T_q = T_a; \lambda_q (\partial T_q / \partial Z) = r i - \lambda_a (\partial T_a / \partial Z), \quad (2)$$

где T_q и T_a , λ_q и λ_a — соответственно температура и теплопроводность воды (льда) и влажность воздуха; $\partial T_q / \partial Z$ и $\partial T_a / \partial Z$ — градиенты температуры у границы раздела фаз; Z — координата, перпендикулярная поверхности раздела; r — теплота сублимации.

Изменение температуры поверхности (T_s) в результате испарения (сублимации) определяется уравнением

$$T_a - T_s = r (\beta / \alpha) (e_s - e_a) \text{ при } \beta / \alpha = (\rho_a c_a R_a T_a)^{-1}, \quad (3)$$

где e_s и e_a — давление насыщенного водяного пара у поверхности сублимации и в воздухе; β — коэффициент массоотдачи; α — коэффициент теплоотдачи; c_a — теплоемкость влажного воздуха; R_a — газовая постоянная влажного воздуха; ρ_a — плотность влажного воздуха, определяемая уравнением

$$\rho_a = \rho_0 T_0 P_0 / T (P - 0,378 e_a), \quad (4)$$

здесь ρ_0 — плотность воздуха при температуре $T_0 = 273,2$ К и нормальном давлении P_0 ; T и P — температура воздуха в интересующей точке пространства и барометрическое давление. При перепаде относительной влажности воздуха в пограничном слое воздуха на 20–60% температура поверхности воды или льда может понижаться на 0,2–4°C, что ведет к возрастанию плотности воздуха на 2–3% и к понижению содержания водяного пара у поверхности на 2–15%, вследствие чего градиент влажности в пограничном слое уменьшается. При этом воздух большей плотности занимает нижнюю часть пограничного слоя, т.е. такие изменения влажности не вызывают нарушения устойчивой стратификации воздуха над поверхностью сублимации и использование уравнения Фика (1) для оценки интенсивнос-

ти сублимации снега в спокойной воздушной среде представляется вполне корректным.

Для оценки интенсивности сублимации снежного покрова в природных условиях Дюнин [6] предложил модифицированное уравнение Фика

$$i = D \xi \Delta C / h^*, \quad (5)$$

где ξ — безразмерный коэффициент, учитывающий затраты тепла на сублимацию; f — безразмерный ветровой коэффициент, зависящий от чисел Рейнольдса и Шмидта; остальные обозначения аналогичны (1).

При использовании уравнений (1–5) для оценки T_s , C_s и h^* и расчета интенсивности сублимации (испарения) возникают затруднения, связанные со сложным характером изменения содержания водяного пара в пограничном слое воздуха и множественностью факторов, оказывающих влияние на теплообмен между основным объемом первичной фазы, поверхностью сублимации и воздухом. Поэтому при балансовых расчетах часто используют эмпирические зависимости, связывающие интенсивность испарения воды и сублимации снега и льда (субскрипты l , sn и i соответственно) со скоростью ветра и влажностью воздуха [12] соответственно

$$\begin{aligned} E_l &= (0,0093 + 0,0033 U_{100})(e_0 - e_{200}), \\ E_{sn} &= (0,0096 + 0,0036 U_{100})(e_0 - e_{200}), \\ E_i &= (0,0075 + 0,0041 U_{100})(e_0 - e_{200}), \end{aligned} \quad (6)$$

где E — испарение или сублимация, мм·ч⁻¹; U_{100} — скорость ветра на высоте 1 м, м·с⁻¹; $e_0 - e_{200}$ — изменение упругости водяного пара в интервале от поверхности испарения до высоты 2 м, мб. При отсутствии ветра значения интенсивности испарения, определяемые уравнениями (6), практически совпадают с результатами (1–5).

Исследования сублимации снега и льда в контролируемых условиях показали, что интенсивность сублимации быстро уменьшается в первые 50–70 часов, асимптотически приближаясь к величинам, несколько отличающимся от определяемых термодинамическими условиями испарения. При повышении температуры воздуха интенсивность испарения возрастает в соответствии с экспоненциальной зависимостью концентрации насыщенного водяного пара от температуры. На начальном этапе может происходить конденсация водяного пара на холодной поверхности снега, однако затем этот эффект перекрывается возрастанием интенсивности сублимации [4].

Постепенное понижение интенсивности сублимации в первые десятки-сотни часов возможно объяснить накоплением на поверхности сублимации молекул, содержащихся в снеге и льду химических и механических примесей. Однако эффект постепенного снижения интенсивности сублимации зафиксиро-

рован и при сублимации льда, приготовленного из дистиллированной воды, что позволяет рассматривать это явление и в связи с накоплением на поверхности сублимации тяжелых изотопов кислорода и водорода.

Изотопный состав снежного покрова и ПЖЛ

Банк данных изотопного состава осадков (GNIP) к настоящему моменту включает в себя результаты более 250 000 наблюдений, являющихся основой для построения карт глобального распределения изотопного состава выпадающих осадков и для оценки влияния локальных климатических факторов [17]. В целом данные измерений, постоянно обновляемые с 1953 г., подтверждают эмпирические соотношения, обнаруженные В. Дансгором [19], одно из которых, связывающее изотопный состав осадков ($\delta^{18}O_p$) Северной Атлантики со средней годовой температурой (T_y) в районах их отбора, имеет вид

$$\delta^{18}O_p = 0,69 T_y - 13,6. \quad (7)$$

Аналогичные, хотя и несколько отличающиеся соотношения предложены для Земли в целом, для Северного и Южного полушарий и для крупных провинций.

Анализируя причины значительного отклонения отдельных данных от аппроксимирующего выражения, Дансгор [19] отмечал существенное влияние процесса испарения на изотопный состав выпадающих осадков и вследствие этого зависимость последнего от количества осадков. В тропической зоне увеличение суммы осадков на 100 мм, согласно Дансгору, ведет к снижению $\delta^{18}O$ на 1,6–2,2‰, однако в районах умеренного и холодного климата эта зависимость, по его мнению, может практически не проявляться вследствие малой интенсивности испарения.

Поэтому при анализе изменений изотопного состава воды в гидрологическом цикле твердые осадки принято рассматривать как особый случай, подразумевающий отсутствие каких бы то ни было дальнейших изменений с момента их отложения [20, 22]. Несоответствие такого предположения фактически наблюдаемой эволюции изотопного состава естественного снежного покрова [21, 23, 25, 27] и результатам лабораторных экспериментов [23, 25, 28] требует более детального анализа изменений изотопного состава сезонного снежного покрова в результате сублимации и массопереноса. Отчасти в виде описаний процесса гомогенизации снежной толщи в процессе массопереноса [24] это принято во внимание в современных моделях реконструирования палеотемпературы по изотопным профилям ледниковых кернов. Однако сублимация снега как самостоятельный фактор, влияние которого на изотопный состав снежного покрова может существенно различаться в регионах морского и континентального климата, в

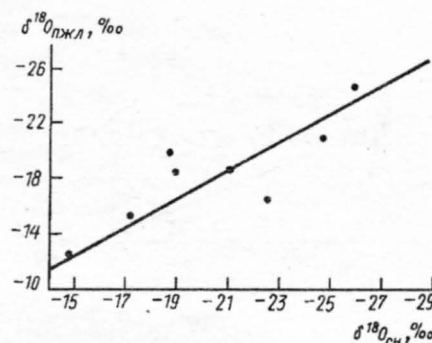


Рис. 1. Соотношение между $\delta^{18}O_{wi}$ и $\delta^{18}O_{sn}$ согласно [10]

настоящее время в моделях реконструирования палеотемпературы по изотопному составу ПЖЛ не рассматривается. При этом авторы таких моделей подразумевают, что все возможные “сторонние” эффекты свое влияние на изотопный состав современного снега, используемый как “реперная точка”, уже оказали и молчаливо полагают, что влияние это если и неодинаково во всех регионах, то учитывается шириной “линейных зон” при использовании их в качестве инструмента реконструкции.

Для снежного покрова северной Евразии М.А. Коняхин и др. [10] предложил следующую зависимость изотопного состава снега ($\delta^{18}O_{sn}$) от средней зимней температуры (T_w)

$$\delta^{18}O_{sn} = 0,71 T_w - 10,48. \quad (8)$$

Соотношения между изотопным составом ПЖЛ ($\delta^{18}O_{wi}$) и значениями средней зимней и средней январской (T_j) температуры для севера Евразии были предложены Ю.К. Васильчуком [3]

$$\delta^{18}O_{wi} = 0,667 T_j \pm 2 \text{ и } \delta^{18}O_{wi} = T_w \pm 2. \quad (9)$$

Согласно соотношениям (8) и (9), содержание ^{18}O в ПЖЛ возрастает по сравнению с содержанием в снеге на 5–10‰, что можно объяснить трансформацией (утяжелением) изотопного состава осадков в результате фазовых переходов, сопутствующих формированию ПЖЛ. Приведенные Коняхиным и др. [10] сведения о содержании ^{18}O в снежном покрове и элементарных жилках ПЖЛ в пределах одних и тех же локализаций представлены на рис. 1. Существует достаточно тесная связь между $\delta^{18}O_{wi}$ и $\delta^{18}O_{sn}$

$$\delta^{18}O_{wi} = 1,025 \delta^{18}O_{sn} + 3 \quad (10)$$

с утяжелением изотопного состава ПЖЛ на 3‰ по сравнению со средним изотопным составом снежного покрова, которое можно рассматривать как результат фракционирования в процессе таяния и последующего замерзания талой воды. Среднее квадратичное отклонение данных от зависимости (10) составляет 2,3‰, а амплитуда отклонений достигает 7‰, что может включать в себя влияние

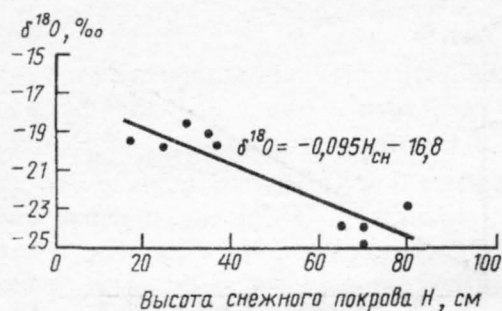


Рис. 2. Зависимость содержания $\delta^{18}O_{сн}$ от толщины снежного покрова

местных условий на процессы фазовых преобразований.

Изотопное фракционирование

В изотопно нормальной воде присутствует около 2×10^{-3} молекул, содержащих ^{18}O , и 3×10^{-4} молекул, содержащих 2H [16]. Изотопно тяжелые разновидности воды имеют более высокую температуру плавления и испарения и характеризуются пониженным давлением насыщенного пара по сравнению с $H_2^{16}O$, что обусловлено увеличением энергии разрыва водородных связей на величину порядка $0,5 \text{ кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$ при замещении водорода дейтерием и в меньшей степени при замещении ^{16}O на ^{18}O . Изменения температуры фазового перехода и упругости насыщенного пара предполагают активное присоединение изотопно тяжелых молекул к более структурированной фазе при конденсации и менее интенсивное их испарение, т.е. фракционирование молекул воды по массе в процессе испарения. При этом должно происходить обогащение испаряющегося вещества изотопно тяжелыми молекулами. В уравнениях Релея "равновесный" коэффициент фракционирования, определяемый через отношение упругости пара обычной воды к упругости пара изотопных разновидностей воды, возрастает при понижении температуры и при 230 К достигает 1,019 для тяжелоокислородной воды и 1,24 для дейтериевой воды и соответственно 1,023 для тяжелоокислородного льда и 1,26 для дейтериевого льда [14].

Накопление молекул, содержащих тяжелые изотопы, на поверхности льда определяется соотношением между интенсивностью его сублимации и интенсивностью самодиффузии этих молекул в объем льда. Процессы такого рода описываются дифференциальными уравнениями второго порядка, включающими в себя коэффициент самодиффузии молекул во льду. Значения коэффициента самодиффузии имеют порядок $10^{-11} \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ при температуре от -5°C до -30°C [26], а интенсивность сублимации при таких температурах и для скорости ветра $0-10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, согласно уравнениям (1-6), должна составлять $10^{-8}-10^{-6} \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$.

Проведенные нами исследования сублимации снега в лабораторных условиях не подтвердили широко распространенной теории "послойной" сублимации льда при неизменности его изотопного состава. Напротив, экспериментальные результаты показали, что содержание ^{18}O и 2H в миллиметровом поверхностном слое увеличивается соответственно, в 2 и 3 раза при интенсивности сублимации порядка $3 \times 10^{-7} \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, а при интенсивности сублимации, в два раза меньшей, — лишь в 1,5 и 2 раза. Накопление тяжелоизотопных молекул в поверхностном слое толщиной в несколько молекулярных слоев должно быть на порядок выше, что предполагает уменьшение интенсивности сублимации снега/льда до определяемого термодинамическими условиями равновесного значения для тяжелоизотопного льда. При этом основная масса снега/льда обогащается тяжелоизотопными молекулами вследствие интенсивной диффузии их из наиболее обогащенного поверхностного слоя, обусловленной возникновением в этом слое высокой концентрации тяжелых молекул.

Изменение изотопного состава сезонного снежного покрова и ПЖЛ в результате сублимации снега

Репрезентативные сведения об изотопном составе снежного покрова в регионах Евразии, его толщине и средней температуре формирования весьма ограничены. Тем не менее на основе данных, приведенных М.А. Коняхиным и др. [10], представляется возможным охарактеризовать зависимость среднего содержания ^{18}O в снежном покрове от его толщины $H_{сн}$ (см) как

$$\delta^{18}O_{сн} = -0,095H_{сн} - 16,8, \text{ при } T_w = -19^\circ\text{C}. \quad (11)$$

Согласно рис. 2 и соотношению (11), возрастание толщины снежного покрова, т.е. большее количество выпадающего (или переотложенного) снега и более короткий период его нахождения на поверхности, предполагает меньшее утяжеление его среднего изотопного состава в результате сублимации. При увеличении суммы зимних осадков на 100 мм и при средней плотности снега $250 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ изотопный состав снежной толщ должен быть легче на $3,3\text{‰}$, что в 1,5–2 раза превышает значения в интервале между $-1,6$ и $-2,2\text{‰}$, полученные для тропических районов [19]. Более сильную зависимость изотопного состава снега от количества твердых осадков можно объяснить существенным увеличением продолжительности процесса сублимации снежного покрова по сравнению со временем испарения жидких осадков, в связи с чем итоговое утяжеление изотопного состава снега в результате сублимации оказывается более высоким, несмотря на понижение температуры и соответствующее уменьшение интенсивности сублимации.

**Климатические условия и сублимация снега на побережьях Северного
и Тихого океанов и в континентальной части Евразии**

Пункт	$T_w, ^\circ\text{C}$	$T_f, ^\circ\text{C}$	Твердые осадки, мм	Устойчивый зимний покров, дни	Выпадение твердых осадков, час	Относ. влаж. воздуха зимой, %	Средняя скорость ветра, м·с ⁻¹	Суммарная сублимация, мм/относ. доля
Амдерма	-10	-15	300	220	1250	80	7	54/0,18
Усть-Порт	-19	-28	200	250	1600	85	6	23,5/0,13
Тикси	-21	-33	150	250	1200	80	5,7	21,5/0,145
Анадырь	-15	-21	400	220	1225	80	7	38/0,10
Вилуйск	-23	-37	70	220	1400	70	3	21/0,30

Разнообразие климатических условий на территории Евразийской криолитозоны, в том числе по количеству и режиму выпадения твердых осадков, по ветровому режиму, по средней влажности и температуре воздуха, предполагает значительные вариации интенсивности сублимации и доли испарившегося снега (таблица). Так, в континентальных районах центральной Якутии (пос. Вилуйск) доля испарившегося снега может достигать 0,30 от средней многолетней величины снегонакопления, а на побережье Северного Ледовитого океана в районе пос. Амдерма, пос. Усть-Порт и пос. Тикси лишь 0,18, 0,14 и 0,15. Еще меньшая доля (0,10) приходится на испарившийся снег в районе пос. Анадырь. В целом вклад сублимации в утяжеление изотопного состава ПЖЛ на побережье может быть в 2–3 раза меньшим, чем в континентальных районах. Разной соответственно будет и роль процесса сублимации в изменении изотопного состава снежной толщи и ПЖЛ. Поэтому опубликованные в последнее время данные [5, 10], часть из которых была использована в работе [3] для установления соотношений между изотопным составом ПЖЛ и температурой, мы анализировали с учетом зависимости среднего изотопного состава снежного покрова от его толщины (9). На рис. 3, где показана зависимость $\delta^{18}\text{O}_{wi}$ от средней зимней температуры воздуха и толщины снежного покрова, все данные подразделены на две основные группы: со средней многолетней толщиной снежного покрова в период максимума снегонакопления больше или меньше 50 см.

На рис. 3 также приведены соотношения между температурой приземного слоя воздуха и содержанием ^{18}O в осадках Северной Атлантики, в снежном покрове севера Евразии, а также в зимних осадках на метеостанции Черский. Последнее соотношение между средней месячной температурой (T_m) и средним изотопным составом месячных осадков, построенное по данным из работы [10], может быть охарактеризовано следующим выражением

$$\delta^{18}\text{O}_{sn} = 1,25 T_m + 9,0. \quad (12)$$

Соотношения между изотопным составом ПЖЛ и средней зимней температурой в каждой группе

достаточно близки, хотя и несколько отличаются по величине как коэффициента пропорциональности, так и дополнительного члена

$$\delta^{18}\text{O}_{wi} = 1,15 T_w + 0,7, \text{ при } H_{sn} > 50 \text{ см}, \quad (13)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{wi} = 1,23 T_w + 6,0, \text{ при } H_{sn} < 50 \text{ см}. \quad (14)$$

Согласно (13), (14) и рис. 3, содержание ^{18}O в ПЖЛ, образовавшихся из снежного покрова толщиной менее 50 см, на 3–4‰ выше, чем из снежного покрова толщиной 60–90 см. Различие значений $\delta^{18}\text{O}$ возрастает от 2,9‰ до 4,5‰ при повышении T_w в интервале от -10°C до -30°C , свойственном для территории севера Евразии. Содержание ^{18}O в выделенных группах ПЖЛ в среднем на 3,5‰ и на 7,5‰ выше, чем в выпадающих осадках.

Граница между основными группами данных может быть использована как характеристика зависимости $\delta^{18}\text{O}$ от температуры в ростках ПЖЛ, формирующихся при толщине снежного покрова $H_{sn} \approx 50$ см ($\delta^{18}\text{O}_{wi50}$)

$$\delta^{18}\text{O}_{wi50} = 1,25 T_w + 4,0. \quad (15)$$

Исходя из уравнений (11) и (15), можно предложить обобщенную зависимость $\delta^{18}\text{O}_{wi}$ от T_w и H_{sn} в период максимума снегонакопления:

$$\delta^{18}\text{O}_{wi} = -0,1 H_{sn} + 1,25 T_w + 9. \quad (16)$$

Согласно уравнению (16), содержание ^{18}O в ПЖЛ должно уменьшаться на 1,25‰ при понижении T_w на 1°C и на 1‰ при увеличении толщины снежного покрова на 10 см. Используя корреляцию между средней зимней и средней январской температурой $T_j = 1,5 T_w$, уравнение (16) можно переписать для средней январской температуры как

$$\delta^{18}\text{O}_{wi} = -0,1 H_{sn} + 0,83 T_j + 6. \quad (17)$$

Влияние сублимации на изотопный состав повторно-жильных льдов выявляется и при палеогеографическом анализе отложений ледового комплекса. На севере Азии последние представлены синкриогенными мерзлыми толщами с мощными повторно-

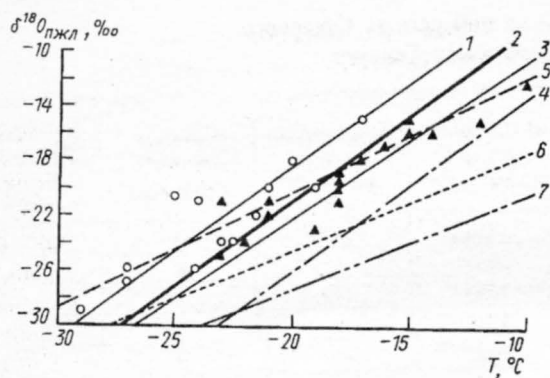


Рис. 3. Зависимость $\delta^{18}\text{O}_{wi}$ от среднезимней температуры T_w при толщине снежного покрова меньше (1), равно (2) и больше 50 см (3) и без учета толщины снежного покрова (5). Соотношения между $\delta^{18}\text{O}$ и температурой в зимних осадках на метеостанции Черский (4), в снежном покрове севера Евразии (6), в осадках Северной Атлантики (7)

жильными льдами преимущественно каргинско-сартанского возраста. Многочисленные определения изотопно-кислородного состава, выполненные разными авторами, позволили реконструировать средние зимние температуры воздуха во время их накопления. В сартанскую эпоху T_w должны были быть в интервале от -27°C до -32°C [3; 10], а рассчитанные на этой основе среднегодовые температуры мерзлых грунтов T_{ys} составляли от -9°C до -21°C .

Метод определения среднегодовых температур криолитогенных отложений T_{ys} на основе распределения по гранулометрическому спектру пределов криогенной устойчивости основных породообразующих минералов [8, 9] позволяет охарактеризовать условия формирования отложений, вмещающих мощные ледяные жилы. Были определены палеотемпературы T_{ys} по ряду разделов ледового комплекса сартанского возраста: обнажение Мус-Хая (глубина 14 м) на р. Яна, $T_{ys} = -22^\circ\text{C}$; обнажение Воронцовский яр (глубина 12 м) на р. Индигирка, $T_{ys} = -26^\circ\text{C}$; обнажение Ойягосский яр (глубина 510 м) на побережье Восточно-Сибирского моря, T_{ys} в интервале -22°C -27°C ; обнажение Мыс Чукокий (глубина 310 м) на побережье Восточно-Сибирского моря, $T_{ys} = -21^\circ\text{C}$. Все эти данные на $5-6^\circ\text{C}$ ниже значений палеотемпературы, реконструируемой по изотопно-кислородному методу с использованием соотношений типа (9).

Заключение

Расхождения в реконструируемых разными методами значениях палеотемпературы объясняются тем, что при интерпретации данных по изотопно-кислородному составу жильного льда до сих пор не учитывалось связанное с сублимацией утяжеление изотопного состава снежного покрова — основного источника роста жильных льдов. Обогащение снега в процессе сублимации тяжелыми изотопами кислорода и водорода ведет к утяжелению и изотопного

состава жильных льдов, разному в разных климатических условиях, и в силу этого делается вывод о более высокой (по сравнению с реальной) температуре воздуха. Поэтому при интерпретации изотопно-кислородных данных по жильному льду необходимо учитывать толщину снежного покрова, а также другие климатические показатели, отвечающие за потери снега на сублимацию, за соответствующее утяжеление изотопного состава остающегося снега. К другим характеристикам, согласно (1–6), относятся температура, относительная влажность воздуха, средняя скорость ветра, а также режим выпадения осадков, т.е. циклональная активность, когда средние значения климатических показателей существенно изменяются. Разумеется, использование современных взаимосвязей, отвечающих периоду инструментальных измерений, не подразумевает отсутствие нестыковок между палеоклиматическими условиями, оцениваемыми по различным моделям и разными методами палеоклиматических реконструкций.

Используя приведенные в таблице значения климатических показателей по метеостанциям, расположенным на европейском, западносибирском и восточносибирском участках побережья Северного Ледовитого океана, а также на побережье Берингова моря и в континентальной части Якутии и уравнения (1–6), возможно рассчитать величины сублимации снежного покрова в районе этих метеостанций и охарактеризовать возможный вклад сублимации в изменение изотопного состава снежного покрова и ростков ПЖЛ, уточняя тем самым интерпретацию данных изотопного анализа. Доля испарившегося снега в континентальных районах центральной Якутии существенно превышает соответствующие значения для побережья Северного Ледовитого океана и Берингова моря. Соответственно и утяжеление изотопного состава ПЖЛ в континентальных районах может быть в несколько раз большим, чем на побережье.

Определение соотношений между $\delta^{18}\text{O}_{wi}$ и дейтерия δD_{wi} в ПЖЛ позволяет более уверенно судить о генезисе воды (таяя снеговая, дождевая, речная и т.д.), участвующей в их формировании. Генетическая интерпретация основана на вычислении отклонения конкретного соотношения $\delta D_{wi} - \delta^{18}\text{O}_{wi}$ от глобальной линии метеорных вод (GMWL). Величиной такого отклонения служит избыток дейтерия: $d = \delta D_{wi} - 8\delta^{18}\text{O}_{wi}$.

Судя по накопленным к настоящему времени данным по изотопному составу ПЖЛ [3, 5, 10], в их формировании участвует вода разного генезиса. Эти же данные позволяют выделить ПЖЛ, в формировании которых талые снеговые воды играют преобладающую роль. Для таких ПЖЛ характерны максимальные величины d , существенно превышающие равновесное значение $d = 10\text{‰}$, что свидетельствует о существенном испарительном фракционировании, которое естественно относить ко времени формирования и сублимационного метаморфизма снежного покрова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арэ А.Л. Испарение и эволюция снежного покрова в окрестностях Якутска // Экспериментальные исследования процессов теплообмена в мёрзлых горных породах. М., 1972.
2. Бадахов Х.И. К вопросу об интенсивности испарения льда и снега // Тр. ВГИ. 1977. Вып. 37.
3. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геоэкологии и гляциологии. М., 2000.
4. Голубев В.Н., Сократов С.А. Испарение снега в изотермических условиях // Мат-лы гляциол. исслед. 1991. Вып. 71.
5. Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Брезгунов В.С., и др. Изотопный состав повторно-жильных льдов мыса Саблера (оз. Таймыр) // Криосфера Земли. 1999. Т. III, № 3.
6. Дюнин А.К. Испарение снега. Новосибирск. 1961.
7. Закржевский П.И. Испарение с поверхности снега // Водное хозяйство и гидротехническое строительство. 1979. Вып. 9.
8. Конищев В.Н. Криолитологический метод оценки палеотемпературных условий формирования ледового комплекса и субэкранных перигляциальных отложений // Криосфера Земли. 1997. Т. I. № 2.
9. Конищев В.Н. Эволюция температуры пород арктической зоны России в верхнем кайнозое // Криосфера Земли. 1999. Т. III. № 4.
10. Коняхин М.А., Михалев Д.В., Соломатин В.И. Изотопно-кислородный состав подземных льдов. М., 1996.
11. Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г. Изотопная и геохимическая гляциология. Л., 1982.
12. Лебедева И.М. Интенсивность испарения с ледников Средней и Центральной Азии. Мат-лы гляциол. исслед. 1979. Вып. 26.
13. Материалы наблюдений над испарением с поверхности снежного покрова 1963—1975 гг. Л., 1976.
14. Рабинович И.Б. Влияние изотопии на физико-химические свойства жидкостей. М., 1968.
15. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск, 1977.
16. Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы. М., 1983.
17. Araguás-Araguás L., Froehlich K., Rozanski K. Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture // Hydrol. Proc. 2000. Vol. 14, N. 8.
18. Cooper L.W., Solis C., Kane D.L., Hinzman L.D. Application of oxygen-18 tracer techniques to Arctic hydrological processes // Arctic Alpine Res. 1993. Vol. 25, N. 3.
19. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. // Tellus. 1964. Vol. XVI. N. 4.
20. Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Gundestrup N. Stable isotope glaciology // Medd. Grønland, Vol. 197, N. 2. København. 1973.
21. Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism // Stable isotope geochemistry: tribute to Samuel Epstein (Geochem. Soc. Spec. Publ. 3), San Antonio, 1991.
22. Gat J.R. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1996. Vol. 24.
23. Hachikubo A., Hashimoto S., Nakawo M., Nishimura K. Isotopic mass fractionation of snow due to depth hoar formation // Polar Meteorol. Glaciol. 2000. Vol. 14.
24. Johnsen S.J., Clausen H.B., Cuffey K.M., et al. Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: The isotope effect in firn diffusion // Physics of ice core records. Hokkaido Univ. Press, 2000.
25. Moser H., Stichler W. Environmental isotopes in ice and snow // Handbook of environmental isotope geochemistry. Vol. 1 (The terrestrial environment, A), Amsterdam; New York, 1980.
26. Petrenko V.F., Whitworth R.W. Structure of ordinary ice I_h; Part II: Defects in ice; Volume 1: Point defects (CRREL Spec. Rep. 9—4). Hanover, 1994.
27. Satake H., Kawada K. The quantitative evaluation of sublimation and the estimation of original hydrogen and oxygen isotope ratios of a firn core at East Queen Maud Land, Antarctica. Bull. Glacier Res. 1997. Vol. 15.
28. Sommerfeld R.A., Judy C., Friedman I. Isotopic changes during the formation of depth hoar in experimental snowpacks // Stable isotope geochemistry: A tribute to Samuel Epstein (Geochem. Soc. Spec. Publ. 3). San Antonio, 1991.
29. Taylor S., Feng X., Kirchner J.W., et al. Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt // Water Res. 2001. Vol. 37, N. 3.
30. Werner M., Mikolajewicz U., Heimann M., Hoffmann G. Borehole versus isotope temperatures on Greenland: Seasonality does matter // Geophys. Res. Lett. 2000. Vol. 27, N. 5.

НИЛ снежных лавин и селей,
кафедра криолитологии и гляциологии

Поступила в редакцию
20.03.01

V.N. Golubev, V.N. Konishchev, S.A. Sokratov, P.B. Grebennikov

THE SUBLIMATION IN THE SEASONAL SNOW COVER AND THE SOTOPE COMPOSITION OF WEDGE ICE

Isotope composition of ground ice keeps information on the variations of the isotope concentrations in precipitation and during their stay in the upper part of the snow cover. Under severe climatic conditions these changes generally occur because of the evaporation from and mass transfer in snow cover. The intensity of these processes is mainly governed by thermal, wind and precipitation regimes. Experimentally observed features of snow and ice sublimation suggest the noticeable increase of the heavy isotope concentrations at the sublimating surface.

Isotope concentrations in the snow cover decrease according to its depth, the gradient being 3.3 ‰ per 100 mm of precipitation. As a result of phase transitions wedge ice has by 5‰ heavier isotopes than the snow cover, while the difference between the wedge ice and precipitation is 8 to 10‰ for the heavy isotopes. The available data on the isotope composition of the present-day wedge ice and the temperature regime and the depth of snow cover suggest the correlation between the temperature and the isotope composition of snow cover and wedge ice with regard to the regional climatic conditions and possible intensity of sublimation processes in the snow cover.