

УДК 551.345; 551.343.72; 551.438.223

Ю.К. Васильчук¹, Ю.Н. Чижова², Н.А. Буданцева³, А.К. Васильчук⁴, Г.Е. Облогов⁵**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СНЕЖНИКОВ И ЛЕДНИКОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА**

Современные ледники Полярного Урала невелики. Они, как правило, расположены на 1000 м ниже климатической снеговой линии и редко спускаются до отметок ниже 400–500 м над ур. моря. Питаются ледники за счет сдувания снега с окружающих склонов и накопленного ими холода, реализуемого на формирование наложенного льда. Исследован изотопный состав снежников и ледников Полярного Урала (на примере небольшого ледника на хр. Малый Пайпудынский и ледника Романчиков), прослежены изменения первоначальных изотопных характеристик при льдообразовании.

Ключевые слова: снег, ледниковый лед, изотопы кислорода, изотопы водорода, дейтериевый эксцесс.

Введение. Полярный Урал относится к Атлантико-Североевразийской гляциологической провинции. Современные нивально-гляциальные объекты Полярного Урала в основном представлены снежниками и малыми ледниками. Снежный покров появляется в среднем в конце сентября, средние даты разрушения устойчивого снежного покрова приходятся на конец мая, а окончательного схода снега – на первую неделю июня. Длительность периода залегания снежного покрова составляет в среднем 237 дней.

По данным метеостанции Большая Хадата, годовое количество осадков в районе водораздела составляет от 530 до 860 мм, в том числе твердых – от 320 до 540 мм. К западу от водораздела на уровне гребней хребтов осадков выпадает до 1200–1500 мм/год, но даже этого их количества недостаточно для существования ледников – это намного меньше, чем может статься. Существование уральских ледников возможно лишь благодаря концентрации огромных масс метелевого и лавинного снега в глубоких карах восточных подветренных склонов.

Средняя годовая температура воздуха в районе метеостанции Большая Хадата колеблется от –4,6 до –8,2 °С. Средняя температура самого холодного месяца от –10,9 до –26,7 °С, самого теплого – от +10,9 до +14 °С. Продолжительность морозного периода от года к году варьирует около 250 дней, сумма осадков за весь период аккумуляции – от 300 до 600 мм [Чижов, 1976]. Современная метеорологическая станция, по которой доступны наблюдения за период с 1960-х годов до сегодняшнего дня и наиболее близко расположенная к Полярному Уралу – это метеостанция в пос. Елецкий (индекс ВМО 23 220). Среднегодовая температура воздуха за пе-

риод с 1960 по 2015 г. составила –5,2 °С, $t_{\max} = -2,4$ °С, $t_{\min} = -8,3$ °С [meteo.ru]. За 55 лет отмечен очень незначительный тренд увеличения среднегодовой температуры – от –6 до –5 °С (линейная аппроксимация по среднемесячным значениям t), обусловленный слабым увеличением среднеянварских температур воздуха от –21 до –20 °С. Средние температуры июля с 1960 г. остаются неизменными. Количество осадков за этот период также менялось незначительно. Это дает основание полагать, что в целом климатические характеристики за последние 50 лет довольно стабильны. Увеличение на 1 °С среднеянварских температур может отразиться в изотопном составе снега в виде незначительного утяжеления изотопных значений ($\delta^{18}\text{O}$ на 0,7‰ по уравнению В. Дансгора [Dansgaard, 1964]), однако, несмотря на линейность связи значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ с температурой приземного слоя воздуха в глобальном масштабе, на локальном уровне повышение температуры на 1 градус не является решающим фактором в формировании изотопного состава снежного покрова и ледникового льда. К тому же, повышение температуры и, как следствие, утяжеление изотопных значений не меняет соотношение $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках.

Исследования по программе Международного геофизического года (МГГ) показали, что площадь всех описанных на Северном, Приполярном и Полярном Урале 143 ледников оказалась равной 28,7 км², причем наиболее значительные очаги современного оледенения находятся на Полярном Урале, где к концу 1970-х гг. насчитывался 91 ледник общей площадью более 20 км². По морфологии ледники на Полярном Урале – каровые и присклоновые, типичный пример карового ледника – ледник Обручева, и всего 2 ледника карово-долинных –

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, проф., докт. геол.-минер. н.; *e-mail*: vasilch_geo@mail.ru

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, ст. науч. с., канд. геогр. н.; *e-mail*: eacentr@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, ст. науч. с., канд. геогр. н.; *e-mail*: nadin.budanceva@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т, лаб. геоэкологии Севера, вед. науч. с., докт. геогр. н.; *e-mail*: alla-vasilch@yandex.ru

⁵ Институт криосферы Земли, СО РАН, науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail*: oblogov@mail.ru

это ИГАН и МГУ [Чижов, 1976]. Более поздними исследованиями показано, что современное оледенение Полярного Урала включает 76 малых ледников карового и присклонового типа, открыты 5 новых ледников, а 20 из ранее описанных – исчезли [Иванов, 2012]. Все современные ледники очень малы (площадь ни одного из них не превышает 1 км²) и, как правило, ориентированы на восток [Solomina et al., 2010]. Большинство ледников располагается в диапазоне высот от 400 до 900 м, два крупных ледника – МГУ и ИГАН – в диапазоне высот от 700 до 1180 м над ур. м., при этом все они находятся ниже климатической снеговой линии (1350 м) и их существование обусловлено концентрацией снега на подветренных склонах. Для присклоновых ледников особенно велика роль метелевого переноса, накопление снега на каровых ледниках происходит в значительной степени благодаря сходу лавин.

Граница питания на ледниках в среднем находится на высоте 800 м над ур. м., на двух рядом лежащих ледниках (Обручева и ИГАН) она составляет 530 и 930 м соответственно. Такая существенная разница указывает на то, что высота границы питания определяется только местными условиями и не связана с общими условиями климата [Чижов, 1976].

Оледенение Урала по терминологии М.В. Трнова принадлежит к типу оледенения «малых форм». Этот термин характеризует определенный тип оледенения, состоящий из начальных по своему генезису снежно-ледяных образований. Их можно расположить в следующий генетический ряд: весенний снежник – летний снежник – снежник-перелеток (перелетывающий в некоторые годы) – многолетний снежник – малый ледник. Для такого малого оледенения характерно наличие устойчиво существующих снежно-ледяных образований, переходных от снежников к ледникам. Их число и площадь, как и перелетывающих снежников, увеличивается в многоснежные годы и (или) в годы с прохладным летом. Последние 200 лет ледники Полярного Урала отступают и сокращаются по толщине. К признакам деградации относится высокое положение современных конечных и боковых морен, образование озера на ледниковых языках и превращение их в участки мертвого льда, отрыв ледников от конечно-моренных валов и др.

Постановка проблемы. Применение изотопного метода в изучении криосферных объектов, в том числе горных ледников, показало высокую информативность изотопного состава льда [Васильчук, Котляков, 2000]. Первые исследования изотопного состава ледников Полярного Урала были выполнены в 1976 г. на леднике Обручева. Они показали, что процессы метаморфизма, фазовые переходы и влияние талых и дождевых вод приводят к изменениям первоначального изотопного состава [Бажев с соавт., 1973]. Тем не менее, среднегодовые значения $\delta^{18}\text{O} = -20,0\%$, полученные по керну, даже в зоне абляции довольно хорошо согласуются [Бажев с соавт., 1973] с расчетными значениями, полученными по эмпирической формуле В. Дансгора

[Dansgaard, 1964], связывающей изотопный состав осадков с температурой воздуха. На ледниках умеренных широт значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ снежных осадков, сохраняющиеся до конца периода аккумуляции, сглаживаются в последующий период абляции, в некоторых случаях происходит полная изотопная гомогенизация. На тех ледниках, где велика роль инфильтрационно-конжеляционного льдообразования, изотопный сигнал льда отражает не столько изотопный состав выпавших атмосферных осадков, сколько условия и характер образования льда.

Целью работы являлось проследить характер изотопных вариаций $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в разных ледниковых образованиях Полярного Урала – малых ледниковых формах – присклоновых малых ледниках и типичном карово-присклоновом леднике Романтиков, установить связь изотопного состава снежного покрова с составом ледникового льда и показать, как изотопный состав льда может свидетельствовать об условиях льдообразования.

Материалы и методы. В 1999 г. были изучены 3 снежника: вблизи поселка Полярный, на удалении 2,5 и 5 км от поселка. В декабре 2003 г. исследован снежный покров вблизи пос. Полярный на том же месте, где был опробован снежник № 1 в 1999 г. Образцы растапливались и переливались в стерильные контейнеры и до анализа хранились в холодильных камерах.

В июне 1999 г. у пос. Полярный заложен шурф № 1 в 300–400 м от железной дороги на пологом склоне восточной экспозиции (абс. выс. 240 м), у края обширного снежника (размер около 200×50 м). Высота снега здесь составила 60 см, поверхность снега загрязнена сероугольной пылью, в том числе угольной, и мелкими растительными остатками; в нижней части снежной толщи снег промочен талой водой. В строении снежной толщи отмечены горизонты разрыхления и глубинной изморози, указывающие на процессы снежного метаморфизма.

Шурф № 2 выполнен в снежнике в 2,5 км восточнее пос. Полярный, располагавшемся на подветренном склоне у скал крутизной до 40°. В результате навевания снега мощность снежника составила 120 см. Снежная толща сложена мелкозернистым и среднезернистым снегом, значительно увлажненным.

Шурф № 3 заложен в снежнике на возвышенной субгоризонтальной поверхности в 5 км от пос. Полярный и в 400 м от железной дороги. Высота слоя снега составила 75 см, в строении снежной толщи сверху вниз отмечены горизонты мелкозернистого снега, среднезернистого и крупнозернистого снега, в нижнем горизонте разрыхленного и сильно промоченного водой.

Зимой 2003 г. (в конце декабря) у пос. Полярный исследовано строение снежной толщи в том же месте, в котором в 1999 г. был заложен шурф № 1. Снежная толща имела мощность 150 см и была сложена горизонтами мелкозернистого снега, перемежающимися горизонтами ветрового уплотнения, в нижних 25 см среднезернистый, рассыпчатый, метаморфизованный снег.

В 2000 г. изучен присклоновый малый ледник (№ 1), располагающийся на юго-восточном склоне хр. Малый Пайпудынский. Размеры ледника – около 50 м в длину и 20 м в ширину, мощность около 1 м. В 700 м восточнее ледника № 1 исследован малый ледник № 2. Его длина около 30 м, ширина – 10 м, он расположен на склоне северной экспозиции, на 50 м ниже ледника № 1.

Образцы льда отбирались из шурфов, вырубленных во льду, стенки которых зачищались. Образцы отбирались в тройные полиэтиленовые пакеты, растапливались и переливались в стерильные контейнеры. Также были отобраны образцы воды ручьев, вытекающих из ледника.

В 2012 г. исследован изотопный состав ледника Романтиков, который расположен в 6 км к западу-югу-западу от горы Рай-Из. Это небольшой карово-присклоновый ледник, залегающий на юго-восточном склоне кара в диапазоне высот от 700 м над ур. м. (приледниковое озеро) до 1000 м над ур. м. (гребень кара). В плане имеет округлую форму с диаметром, близким к 450 м, площадь 0,16 км². В последние годы летом из-за интенсивного таяния у основания ледника образуется небольшое озеро.

В образцах снега, льда и воды выполнены определения микроэлементного состава методом атомно-абсорбционной спектроскопии в Почвенном институте им. В.В. Докучаева, изотопного состава кислорода и водорода в изотопных лабораториях Хельсинкского университета и научно-исследовательского центра Арсенал в г. Вена. Изотопные определения в образцах льда ледника Романтиков выполнены в Изотопной лаборатории географического ф-та МГУ на масс-спектрометре «Delta V» методом изотопного уравнивания с использованием комплекса газ-бенч и автосамплера. Точность измерений составила ±0,1‰ по δ¹⁸O и ±1,5‰ по δ²H. При измерении δ¹⁸O анализируемые образцы воды уравнивались с CO₂ в течение 24 ч, при измерении δ²H образцы воды уравнивались с H₂ в присутствии платинового катализатора в течение 40 мин.

Для калибровки измерений использовались международные стандарты: V-SMOW, GISP, SLAP.

Результаты и обсуждение

Снежники. Изотопный состав снега в июне 1999 г. характеризовался значениями δ¹⁸O от –20,7‰ до –17,4‰ (рис. 1, А). Наиболее высокое значение характерно для горизонта глубинной изморози, что в целом ожидаемо для горизонта, где активно протекают процессы снежного метаморфизма [Friedman et al., 1991]. Зимний снег 2003 г. в этой же точке характеризовался значениями δ¹⁸O от –27,2‰ до –19,6‰ (рис. 1, Б), δ²H – от –198‰ до –139,7‰, при этом также отмечено утяжеление изотопного состава с глубиной. В этом случае, скорее всего, в снежной пачке представлено сезонное накопление снега от начала к середине зимы. Получены довольно высокие значения дейтериевого эксцесса (*d-excess*) – от 14,3 до 19‰. При этом по глубине значения дейтериевого эксцесса распределяются в противофазе со значениями δ¹⁸O (рис. 1, В).

Соотношение δ¹⁸O–δ²H, полученное для зимнего свежеснежного Полярного Урала, имеет наклон меньше 8 (рис. 2, А) и описывается уравнением δ²H = 7,56 δ¹⁸O + 7,16. Это соотношение можно условно принять за Локальную линию метеорных вод для зимних осадков.

Зачастую концентрации макро- и микроэлементов в снежном покрове используются как дополнительные маркеры процессов перемещения водяного пара внутри снежного покрова при метаморфизме и воды при частичном таянии снега [Taylor et al., 2001].

Абсолютные величины содержания микроэлементов в снеге Полярного Урала малы, часто их значения находятся на уровне точности метода атомной абсорбции или на пределе обнаружения [Чижова, 2006].

Кобальт и стронций характеризуются более заметной концентрацией в снежной толще Полярного Урала весной 1999 г. (рис. 3).

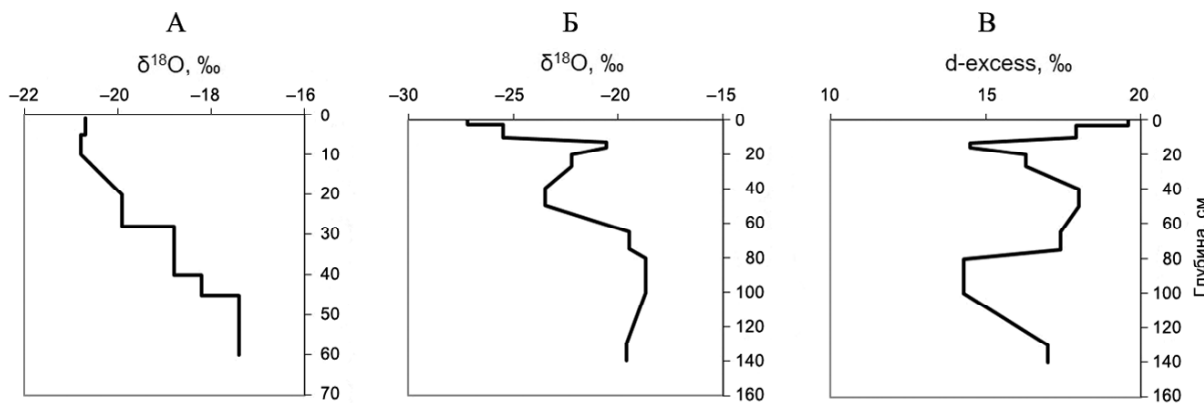


Рис. 1. Изотопный состав снежника Полярного Урала, изученного в 1999 г., (А); снежного покрова 2003 г. (Б) вблизи пос. Полярный и распределение дейтериевого эксцесса по глубине в снежном покрове 2003 г. (В)

Fig. 1. Isotopic composition of a snow-patch investigated in the Polar Urals in 1999 (A) and the 2003 snow cover (B) in the vicinity of the Polyarny settlement; the vertical profile of the d-excess in the 2003 snow cover (B)

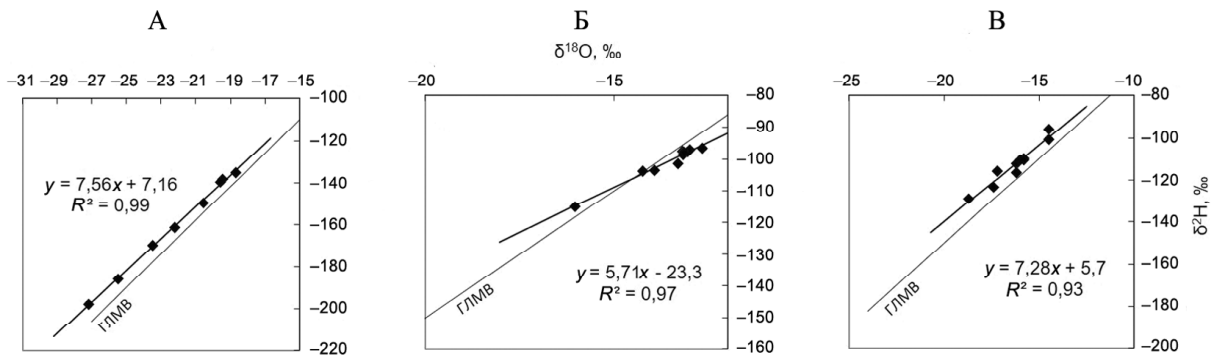


Рис. 2. Соотношение $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ для снежного покрова 2003 г. (А), ледника № 1 (Б) и ледника Романтиков (В)

Fig. 2. $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ ratios for the 2003 snow cover (A), small glacier № 1 (B), and the Romantics glacier (B)

Средние значения рН в талом снеге 1999 г. варьируют от 4,9 до 6,6. Эти значения являются фоновыми для атмосферных вод в целом. Для первого снежника характерны однородные значения рН, во втором – диапазон значений рН достаточно велик – от 4,8 до 6,4, так же, как и в снежнике № 3 – от 4,7 до 6,6.

Содержание почти всех микроэлементов в зимнем снежном покрове, исследованном в 2003 г., ниже предела обнаружения. При этом значительные концентрации стронция, достигающие 0,2 мг/л (рис. 3, Г), отмечены в двух верхних горизонтах рыхлого мелкозернистого снега и в нижнем горизонте среднезернистого метаморфизованного снега. Подобные концентрации стронция, превышающие 0,1 мг/л, весьма необычны для снега.

Ледники. Значения $\delta^{18}\text{O}$ во льду присклонового малого ледника № 1 варьируют от $-12,6$ до $-16,03\text{‰}$, $\delta^2\text{H}$ – от $-96,7$ до $-115,1\text{‰}$. Примечательно, что значения дейтериевого эксцесса достаточно низки, в среднем они составляют 6–7‰, самое высокое значение *d-excess* – 13,1‰ – отмечено в горизонте темного льда у ручья, самое низкое – $-4,7\text{‰}$ – во льду на глубине 25–30 см. Здесь также отмечено изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ и *d-excess* в противофазе (рис. 4). В этом случае значения *d-excess*, являясь исключительно расчетными величинами, связаны с изменившимся соотношением $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ во льду, а не диагностируют процесс образования влаги в источнике пара или фракционирования при конденсации [Jouzel, Merlivat, 1984]. Относительно низкие значения дейтериевого эксцесса (по сравнению, например, со снежным покровом) отражают уменьшение наклона линии $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ для льда ледника 1 (см. рис. 2, Б). Наклон меньше 8 характерен для процессов замерзания свободной жидкой воды [Lacelle, 2011].

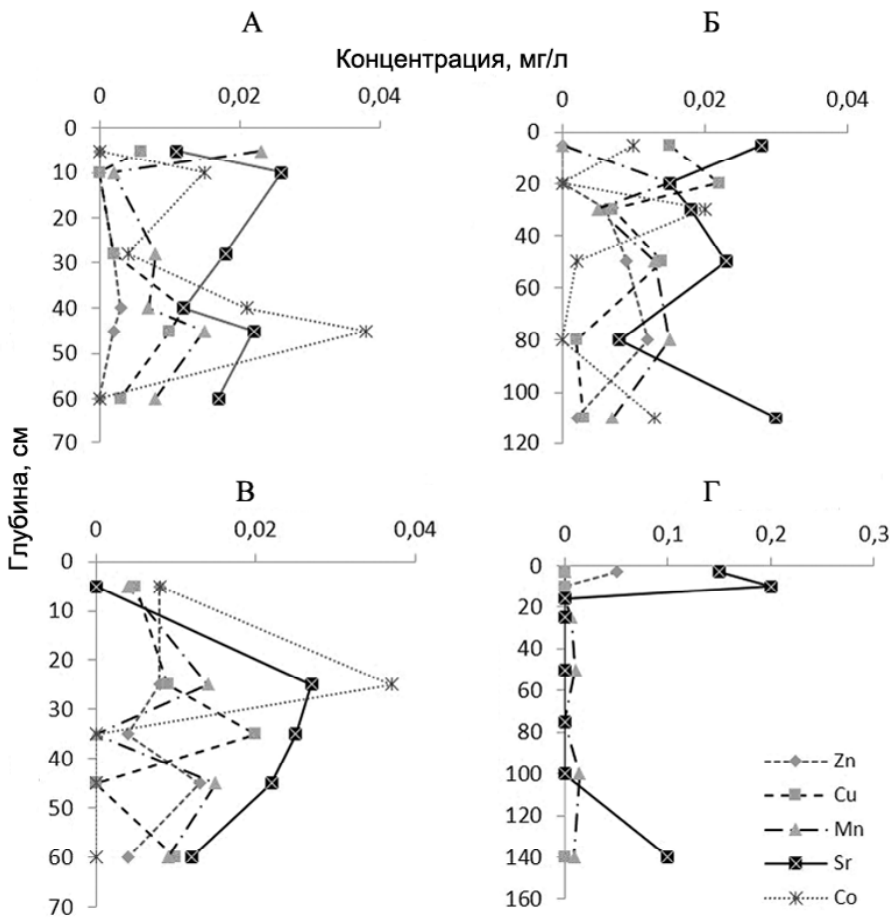


Рис. 3. Концентрации микроэлементов в снежниках и снежном покрове Полярного Урала: А – в снежнике 1999 г. у пос. Полярный, Б – на удалении 2,5 км от пос. Полярный, В – на удалении 5 км от пос. Полярный, Г – в снежном покрове 2003 г. у пос. Полярный

Fig. 3. Concentrations of trace elements in snow-patches and snow cover of the Polar Urals: А – in 1999 snow-patch near the Polyarny settlement, Б – at the distance of 2,5 km from the Polyarny settlement, В – at the distance of 5 km from the Polyarny settlement, Г – in 2003 snow cover – at the distance of 2,5 km from the Polyarny settlement

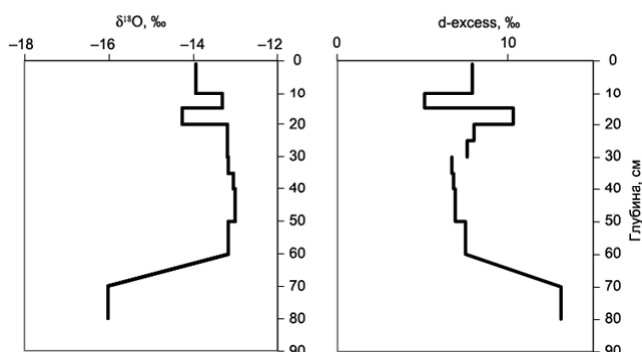


Рис. 4. Распределение по глубине значений $\delta^{18}\text{O}$ и дейтериевого эксцесса в ледниковом льду малого ледника № 1

Fig. 4. Vertical profile of $\delta^{18}\text{O}$ values and d-excess in the glacier ice of small glacier № 1

Такие присклоновые ледники представляют собой малые формы. На них невозможно выделить зоны льдообразования, так как все ледниковое тело сформировано путем заполнения пор режеляционного фирна талой водой с последующим ее замерзанием. В общем, малый ледник представляет собой фирново-ледяную зону с фрагментами наложенного льда. Замерзание этой воды формирует конжеляционный лед (то есть лед, возникший при замерзании жидкой воды), так как изотопные эффекты, связанные с процессами диффузии и миграции водяного пара, подавляются изотопными эффектами, возникающими при таянии и перемещении талой воды.

Концентрации микроэлементов малы, не превышают значений, полученных для снежного покрова: Zn – до 0,024 мг/л, Cu – до 0,006 мг/л, Mn – до 0,026 мг/л (рис. 4).

Изотопный состав присклоновых ледничков и ледника Романтиков на Полярном Урале

Полевой номер образца	Глубина отбора, см	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	d-excess, ‰
Малый ледник № 1				
381-YuV/1	1–10	-13,95	-103,7	7,9
381-YuV/2	10–15	-13,32	-101,5	5,1
381-YuV/3	15–20	-14,26	-103,8	10,3
381-YuV/4	20–25	-13,20	-97,6	8,0
381-YuV/5	25–30	-13,19	-97,9	7,6
381-YuV/6	25–30, ниже по склону	-12,67	-96,7	4,7
381-YuV/7	30–35	-13,18	-98,7	6,7
381-YuV/8	35–40	-13,06	-97,7	6,8
381-YuV/9	40–50	-13,00	-97,1	6,9
381-YuV/10	50–60	-13,17	-97,9	7,5
381-YuV/11	70–80	-16,03	-115,1	13,1
381-YuV/12	Вода на поверхности ледника 1	-12,12	-83,9	13,1
Малый ледник № 2				
381-YuV/13	0–10	-11,69	-88,2	5,3
381-YuV/14	10–15	-12,77	-91,3	10,9
381-YuV/15	Вода на поверхности ледника 2	-13,02	-92,4	11,8
Ледник Романтиков				
MB01	Снежник на склоне г. Черная	-15,8	-109,9	16,5
MB02	Вода из оз. у подножия г. Черная	-16,2	-112,3	17,3
LR01	Вода из приледникового озера	-16	-110,6	17,4
LR02	Лед из самой древней части ледника, с поверхности	-16,2	-116,7	12,9
LR03	Лед в 20 м от LR02, с поверхности	-15,8	-110,6	15,8
LR04	Лед в 40 м от LR03, с поверхности	-17,4	-123,5	15,7
LR05	Фирн прошлогодний	-13,4	-98,3	8,9
LR06	Снег 2012 г.	-14,5	-100,7	15,3
LR07	Лед из боковой стенки трещины (летний загрязненный слой)	-14,6	-106,9	9,9
LR08	Лед из боковой стенки трещины ледника (из чистого слоя)	-14,5	-96,0	20
LR09	Лед из боковой стенки трещины ледника (загрязненный слой)	-17,2	-115,7	21,9
LR10	Лед из боковой стенки трещины ледника (из чистого слоя)	-18,7	-129,0	20,6

Значения $\delta^{18}\text{O}$ во льду ледника Романтиков варьируют от $-13,4$ до $-18,7\text{‰}$, $\delta^2\text{H}$ – от $-96,0$ до $-129,0\text{‰}$. Обращают на себя внимание образцы RL05 и RL07 (табл.), в которых были отмечены относительно низкие значения дейтериевого эксцесса.

Соотношение $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ для образцов ледника Романтиков описывается уравнением $y=6,29x-11,09$, угол наклона находится между значениями для снежного покрова и конжеляционного льда (фирна) ледника № 1. Если рассчитать линию регрессии по леднику Романтиков без учета образцов RL05 и RL07, то она будет выражаться уравнением $y=7,28x+5,70$, что очень близко к соотношению по снежному покрову. Образцы RL05 и RL07 представляют собой прошлогодний фирн и поверхность таяния прошлого (относительно отбора) года с явными изотопными следами замерзания талой воды в порах фирна или на поверхности ледника при образовании наложенного льда. Также привлекает внимание отсутствие зимних, изотопно более отрицательных (легких) значений во льду. На леднике Обручева получен изотопный профиль по верхним 8 метрам ледникового керна, демонстрирующий вариации $\delta^{18}\text{O}$ от -15 до -27‰ при среднем значении по разрезу $\delta^{18}\text{O} = -20\text{‰}$, и только в одном случае значение $\delta^{18}\text{O}$ достигло -12‰ на глубине 7 м [Бажев с соавт., 1973]. Полученный нами диапазон величин $\delta^{18}\text{O}$ в сезонном снеге также составляет почти 10‰ (от $-17,4$ до $-27,2\text{‰}$); меньший диапазон и более высокие изотопные значения получены по леднику Романтиков, и значительно более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ – по льду ледника № 1 (до $-12,6\text{‰}$). Это указывает, по нашему мнению, на то, что на леднике Романтиков конжеляционное льдообразование, то есть замерзание жидкой воды, как на поверхности (наложенный лед), так в порах фирна играет заметную роль. Известно, что замерзание талой воды в порах нерастаявшего фирна приводит к изотопному утяжелению формирующегося льда [Котляков, Гордиенко, 1982]. Дополнительным параметром, позволяющим оценить условия льдообразования, служит соотношение $\delta^2\text{H}-d\text{-excess}$ [Lacelle, 2011]. Эта связь основана на отличиях коэффициентов фракционирования для молекул $^1\text{H}^2\text{H O}$ и H_2^{18}O и показывает, образо-

вался ли лед из атмосферных осадков или при замерзании жидкой воды. Известно, что коэффициенты фракционирования при переходе пар–лед и вода–лед заметно отличаются, поэтому линия атмосферных вод и линия конжеляции также различаются наклоном в осях координат $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$. В глобальном масштабе изотопные значения атмосферных осадков соответствуют линии Х. Крейга, которая выражается уравнением $\delta^2\text{H}=8 \delta^{18}\text{O}+10$. Преобразовав это соотношение $d\text{-excess}=\delta^2\text{H}-8 \delta^{18}\text{O}$ В. Дансгор [Dansgaard, 1964] предложил использовать свободный член в качестве дополнительного показателя неравновесности процессов испарения в источнике пара.

При конжеляционном льдообразовании коэффициент $\delta^2\text{H}$ к $\delta^{18}\text{O}$ составляет 7,29 по данным [Lehmann, Siegenthaler, 1991], и от 5 до 7 по данным [Lacelle, 2011]. Если изотопные значения распределены вдоль линии конжеляционного льдообразования, расчет дейтериевого эксцесса проводится относительно линии Крейга и, следовательно, заметные изменения значений $d\text{-excess}$ будут отмечены при несколько меньших изменениях значений $\delta^2\text{H}$.

Д. Ласеллем эти соотношения использованы для установления образования подземного льда в условиях закрытой системы [Lacelle, 2011] и показано, что положительный наклон или отсутствие связи говорит об атмосферной природе льда, а отрицательный наклон (то есть обратная пропорциональность) $\delta^2\text{H}-d\text{-excess}$ – о процессах формирования льда из свободной воды.

Ледник Романтиков по этому критерию также занимает промежуточное положение между атмосферными осадками (снежный покров) и льдом ледника № 1 (рис. 5). Для льда ледника № 1 с учетом изотопных вариаций мы полагаем преимущественное конжеляционное льдообразование, что выражается соотношением $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ и отрицательным наклоном $\delta^2\text{H}-d\text{-excess}$. Таким образом, можно заключить, что чем больший вклад вносит конжеляционное льдообразование, тем, с одной стороны, тяжелее будет изотопный состав ледникового льда, а с другой стороны, тем больше будет выражена про-

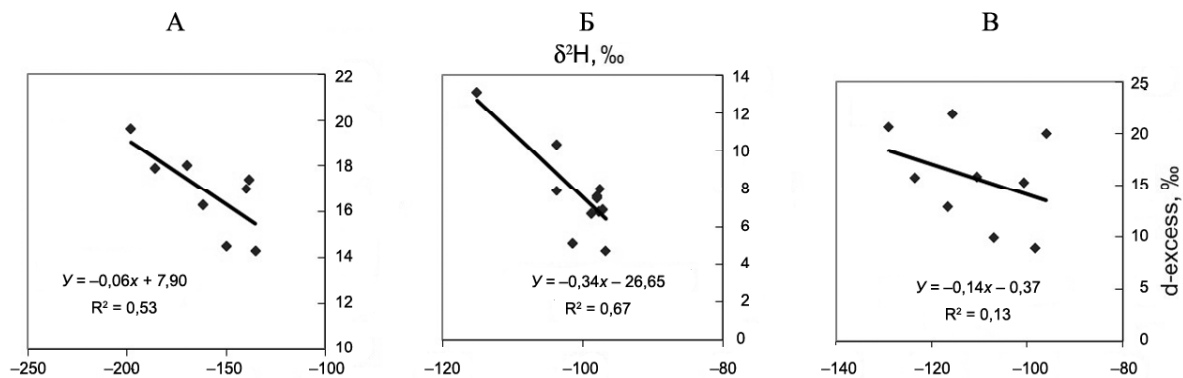


Рис. 5. Соотношение $\delta^2\text{H}-d\text{-excess}$ для снежного покрова 2003 г. (А), малого ледника № 1 (Б) и ледника Романтиков (В)

Fig. 5. $\delta^2\text{H}-d\text{-excess}$ ratios for the 2003 snow cover (A), small glacier № 1 (Б), and the Romantics glacier (B)

тивофазная динамика изменения значений дейтериевого эксцесса относительно значений $\delta^2\text{H}$.

На относительно крупных каровых ледниках Полярного Урала, четко дифференцированных на области аккумуляции и абляции, обычно существуют 3 зоны льдообразования: теплая фирновая, фирново-ледяная и ледяная. К концу периода абляции остаток от периода аккумуляции состоит из трех основных компонентов: режеляционного фирна, инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного льда. Эти типы льда по мере их движения вглубь и вниз по леднику подвергаются воздействию различных факторов термо- и динамометаморфизма. Исследования макроструктурных особенностей льда в трех точках области абляции ледника ИГАН [Куинджи, 1970] показали, что верхняя часть области абляции сложена инфильтрационным льдом, образовавшимся в нижней части области питания (фирново-ледяная зона) путем заполнения пор режеляционного фирна талой водой с последующим ее замерзанием. Лед, отобранный в центральной части области абляции, образуется из режеляционного фирна в центральной части области аккумуляции (теплая фирновая зона) путем инфильтрационного уплотнения и паратектонической перекристаллизации. А формирование льда, выходящего на дневную поверхность в концевой части ледника, протекает в глубинных частях ледника, возможно, вблизи его ложа, с участием процессов режеляционного метаморфизма трения по зонам надвигов, путем плавления льда и последующего его быстрого замерзания, изменяющих первоначальную текстуру и структуру льда. На многих ледниках Полярного Урала четкого разделения на зоны льдообразования не наблюдается. На присклоновых ледниках бывают представлены лишь фирново-ледяная и ледяная зоны или на весь ледник распространяется область абляции. Таким образом, для ледников Полярного Урала относительно большее значение имеют размеры ледника, а не высотное расположение, то есть чем крупнее ледник, тем вероятнее наличие нескольких зон льдообразования и большего сохранения начального изотопного сигнала.

Также пока нет оснований предполагать существование высотного изотопного эффекта для ледников Полярного Урала во многом из-за того, что почти все ледники существуют за счет метелевого отложения и перевеивания снега. Несмотря на то, что довольно небольшой ледник Романтиков находится на больших абсолютных высотах по сравнению с областью абляции крупного ледника Обручева (ниже 530 м), в его льду меньше сохранились сезонные вариации и зафиксирован меньший диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$. Как правило, для арктических

ледников, расположенных на высотах менее 1000 м, не характерно наличие высотной изотопной зональности. Так, например, для ледниковых плато Ломоносова и Фритьоф (Зап. Шпицберген) были получены одинаковые диапазоны вариаций значений $\delta^{18}\text{O}$ в ледяных кернах (от -8 до -16%), при этом высота положения ледяных плато различается более чем на 500 м, а в керне ледника Академии Наук (Северная Земля), самая верхняя точка которого расположена на 200 м ниже абсолютных высот плато Ломоносова, получены заметно отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ (до -23%) [Котляков, Гордиенко, 1982; Kotlyakov et al., 2003]. Поэтому мы полагаем, что полученные изотопные вариации ледников Полярного Урала отражают степень сохранения первичных значений и связаны в большей степени с таянием в период абляции, чем с различиями в накоплении снега в период аккумуляции.

Выводы:

– для снежной толщи Полярного Урала характерны активные процессы метаморфизма снега, о чем можно судить по наличию горизонтов разрыхления и глубинной изморози в разрезе. В июне таяние наиболее активно и нижние горизонты снежной толщи промочены талой водой или полностью состоят из воды. Сезонный снежный покров характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O}$ от $-17,4$ (в июне) до $-27,2\%$ (в декабре);

– полученные изотопные данные показали, что ледники Полярного Урала в зависимости от размеров и типа льдообразования имеют разную степень изменения первоначального изотопного состава твердых осадков. Изотопный состав льда на малых присклоновых ледниках имеет высокие значения (он наиболее тяжелый), а диапазон вариаций наименьший ($\delta^{18}\text{O} =$ от $-12,6$ до $-16,03\%$). На более крупном леднике Романтиков диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ увеличивается, а средний изотопный состав льда становится легче ($\delta^{18}\text{O} =$ от $-13,4$ до $-18,7\%$). Это связано с долей льда, формировавшегося при замерзании жидкой воды – чем большее значение имеет замерзание воды в порах фирна, тем более тяжелым будет состав льда. Это также фиксируется соотношением $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ во льду: уменьшение угла наклона линии регрессии $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ указывает на увеличение доли конжеляционного льдообразования;

– абсолютная высота расположения ледников на Полярном Урале, видимо, играет не такую заметную роль в формировании изотопного состава, как размеры ледников. Для ледников Полярного Урала чем крупнее ледник, тем вероятнее наличие нескольких зон льдообразования и большего сохранения начального изотопного сигнала.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 14-27-00083-П).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бажев А.Б., Гордиенко Ф.Г., Загороднов В.С. Предварительные результаты изотопных исследований с ледника Обручева (Полярный Урал) // Мат-лы гляциологических исследований. 1973. Вып. 21. С. 198–202.

Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 616 с.

Иванов М.Н. Эволюция оледенения Полярного Урала за последнее тысячелетие. Автореф. дис. ... канд. геогр. н, М., 2012. 24 с.

Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г. Изотопная и геохимическая гляциология. М.: Гидрометеиздат, 1982. 287 с.

Куинджи В.Б. Некоторые особенности структуры льда каровых ледников Полярного Урала // Мат-лы гляциологических исследований. 1970. Вып. 16. С. 272–278.

Чижов О.П. Оледенение Северной полярной области. М.: Наука, 1976. 240 с.

Чижова Ю.Н. Изотопно-геохимические особенности снежного покрова и ледникового льда в разных гляциологических условиях Приэльбрусья, Полярного Урала и Хибин. Дис. ... канд. геогр. н. М.: МГУ, 2006. 178 с.

Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. № 4. P. 436–468.

Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism // Stable isotope Geochemistry: a tribute to

Samuel Epstein. The Geochemical Society, Special Publication. 1991. № 3. P. 211–221.

Jouzel J., Merlivat L. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: modeling of the isotopic effects during snow formation // J. Geophysical Res. 1984. V. 89. № 7. P. 11 749–11 757.

Lacelle D. On the $\delta^{18}\text{O}$, δD and d-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: Theoretical approach and field examples // Permafrost and Periglacial Processes. 2011. V. 22. № 1. P. 13–25.

Lehmann M., Siegenthaler U. Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water // J. Glaciology. 1991. V. 37. № 125. P. 23–26.

Kotlyakov V.M., Arkhipov S.M., Henderson K.A., Nagornov O.V. Deep drilling of glaciers in Eurasian Arctic as a source of paleoclimatic records // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. № 11–13. P. 1371–1390.

Solomina O.N., Ivanov M., Bradwell T. Lichenometric studies on moraines in the Polar Urals // Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography. 2010. V. 92. № 1. P. 81–99.

Taylor S., Feng X., Kirchner J.W., Osterhuber R., Klau B., Renshaw C.E. Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt // Water Resource Research. 2001. V. 37. № 3. P. 759–776.

Поступила в редакцию 23.06.2016
Принята к публикации 13.09.2017

Yu.K. Vasil'chuk¹, Ju.N. Chizhova², N.A. Budantseva³,
A.C. Vasil'chuk⁴, G.E. Oblogov⁵

STABLE ISOTOPE COMPOSITION OF SNOW-PATCHES
AND GLACIERS IN THE POLAR URALS

Modern glaciers of the Polar Urals are small and usually located 1000 m below the climatic snow line, rarely descending below 400–500 m above sea level. Glaciers are formed by blowing the snow from surrounding slopes and their internal accumulated cold, which contributes to the formation of superimposed ice. The isotope composition of snowfields and glaciers of the Polar Urals was studied (a small glacier on the Paipudynsky ridge and the Romantics glacier); changes in the initial isotopic characteristics during ice formation are discussed.

Key words: snow, glacier ice, stable isotopes of oxygen and hydrogen, *d-excess*.

Acknowledgements. The research was financially supported by the Russian Science Foundation (project № 14-27-00083-II).

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, Professor, D.Sc. in Geology and Mineralogy; *e-mail:* vasilch_geo@mail.ru

² Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Senior Scientific Researcher, PhD. in Geography; *e-mail:* eacentr@yandex.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, Senior Scientific Researcher, PhD. in Geography; *e-mail:* nadin.budanceva@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Research Laboratory of the Ecology of the North, Leading Scientific Researcher, D.Sc. in Geography; *e-mail:* alla-vasilch@yandex.ru

⁵ Institute of the Earth Cryosphere, Siberian Branch of the RAS, Scientific Researcher, PhD. in Geology and Mineralogy; *e-mail:* oblogov@mail.ru

REFERENCES

- Bazhev A.B., Gordienko F.G., Zagorodnov V.S.* Predvaritel'nye rezul'taty izotopnyh issledovanij s lednika Obrucheve (Polyarnyj Ural) [Preliminary results of isotopic investigations of the Obrucheve Glacier (the Polar Urals)] // *Ma-ly glyaciologicheskikh issledovanij*. 1973. Vyp. 21. S. 198–202 (in Russian).
- Chizhov O.P.* Oledenie Severnoj polyarnoj oblasti [Glaciation of the Arctic region]. M.: Nauka, 1976. 240 s. (in Russian).
- Chizhova Ju.N.* Izotopno-geohimicheskie osobennosti snezhnogo pokrova i lednikovogo l'da v raznyh glyaciologicheskikh usloviyah Priehl'brus'ya, Polyarnogo Urala i Hibin. [Isotopic-geochemical features of snow cover and glacier ice under different glaciological conditions of the Elbrus mountain region, the Polar Urals and the Khibiny mountains]. Dis. ... kand. geogr. n. M.: MGU, 2006. 178 s. (in Russian).
- Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. 16. № 4. P. 436–468.
- Friedman I., Benson C., Gleason J.* Isotopic changes during snow metamorphism. Stable isotope Geochemistry: a tribute to Samuel Epstein // *The Geochemical Society, Special Publication*. 1991. P. 211–221.
- Ivanov M.N.* Evolyuciya oledeniya Polyarnogo Urala za poslednee tysyacheletie [Evolution of glaciation of the Polar Urals during the recent millennia]. Avtoref. ... kand. geogr. n. M., 2012. 24 s. (in Russian).
- Jouzel J., Merlivat L.* Deuterium and oxygen 18 in precipitation: modeling of the isotopic effects during snow formation // *J. Geophysical Res.* 1984. V. 89, № 7. P. 11 749–11 757.
- Kotlyakov V.M., Arkhipov S.M., Henderson K.A., Nagornov O.V.* Deep drilling of glaciers in Eurasian Arctic as a source of paleoclimatic records // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. № 11–13. P. 1371–1390.
- Kotlyakov V.M., Gordienko F.G.* Izotopnaya i geohimicheskaya glyaciologiya [Isotope and geochemical glaciology]. M.: Gidrometeoizdat, 1982. 287 p. (in Russian).
- Kuindzhi V.B.* Nekotorye osobennosti struktury l'da karovyh lednikov Polyarnogo Urala. [Specific features of ice structure in cirque glaciers of the Polar Urals] // *Mat-ly glyaciologicheskikh issledovanij*. 1970. № 16. P. 272–278 (in Russian).
- Lacelle D.* On the $\delta^{18}\text{O}$, δD and d-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: Theoretical approach and field examples // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011. V. 2. № 1. P. 13–25.
- Lehmann M., Siegenthaler U.* Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water // *J. Glaciology*. 1991. V. 37. № 125. P. 23–26.
- Solomina O.N., Ivanov M., Bradwell T.* Lichenometric studies on moraines in the Polar Urals // *Geografiska Annaler. Ser. A, Physical Geography*. 2010. V. 92. № 1. P. 81–99.
- Taylor S., Feng X., Kirchner J.W., Osterhuber R., Klaue B., Renshaw C.E.* Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt // *Water Resource Research*. 2001. V. 37. № 3. P. 759–776.
- Vasil'chuk Yu.K., Kotlyakov V.M.* Osnovy izotopnoj geokriologii i glyaciologii [Principles of Isotope Geocryology and Glaciology]. Moscow University Press. 2000. 616 p.

Received 23.06.2016

Accepted 13.09.2017