

УДК: 551.583

ЛЕДНИК ИГАН НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ: ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ (^{18}O , ^2H) ЛЬДА

© 2026 г. Ю. Н. Чижова^{1,*}, Г. А. Носенко¹, В. М. Михаленко¹,
И. И. Лаврентьев¹, Н. С. Мергелов¹, А. В. Долгих¹, А. Г. Хайрединова¹,
М. А. Воробьев¹, М. М. Виноградова¹, А. Н. Шеин²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Научный центр изучения Арктики, Салехард, Россия

*e-mail: eacentr@yandex.ru

Поступила в редакцию 16.09.2025 г.

После доработки 14.10.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

Впервые выполненное на леднике ИГАН керновое бурение позволило изучить ледниковый керн длиной 91 м. В пробах льда анализировались содержание, морфология и состав твёрдых частиц, а также изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$). Исследование твёрдой фракции на поверхности фильтров при помощи сканирующей электронной микроскопии выявило наличие пористых алюмосиликатных сферул диаметром в пределах 1–12 микрон и высокоуглеродистого вещества в виде хлопьев, чешуек и мелких пористых обломков. В целом морфология и состав сферул, а также углеродистых частиц соответствовали золошлаковым отходам ТЭЦ (летучая зола, fly ash), т.о. маркируя разработку Воркутинского месторождения каменного угля и связанное с этим развитие инфраструктуры. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ ледникового льда варьируют от -12.9 до -22.8‰ и от -90.8 до -167‰ , соответственно. Таким образом, общий диапазон вариаций составил 9.9‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 157‰ для $\delta^2\text{H}$. Наибольшие вариации $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ и небольшая плотность (от 0.27 до 0.38 г/см³) характерны для верхних 5 м керна, что указывает на снежно-фирновую толщу одного года накопления. На глубине 4.8 м плотность возрастает и до основания керна варьирует в пределах 0.83 – 0.93 г/см³. Вместе с увеличившейся плотностью значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ повышаются до средних величин с небольшим отклонением и по глубине распределены очень гомогенно. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ ледникового льда аппроксимируются уравнением, несколько отличным от глобальной линии метеорных вод. Это отличие связано с особенностями формирования изотопного состава осадков в арктическом секторе Восточно-Европейской равнины. Изотопные параметры льда свидетельствуют о преимущественном образовании годового слоя аккумуляции за счёт образования натёчного конжеляционного льда в конце периода абляции из талых вод (с участием дождей), поступающих с тыловых частей кара, где остаётся нестаявший снежно-фирновый остаток.

Ключевые слова: ледниковый лед, Полярный Урал, изотопный состав кислорода и водорода, алюмосиликатные сферулы

DOI: 10.7868/S2412376526010041

ВВЕДЕНИЕ

Уникальная особенность ледников Полярного Урала — их положение ниже снеговой линии, поскольку существование ледников здесь связано с накоплением массы снега в карах подветренных склонов гор, обусловленным лавинным и метелевым переносом.

Наблюдения за ледниками Полярного Урала начались около ста лет назад, наиболее масштабные исследования проводились в период работы гляциологических экспедиций Института географии АН СССР в 1957–1981 гг. Поскольку в Арктике климатические изменения происходят быстрее и интенсивнее, чем в мире в целом (Overland, 2019), изучение ледников Полярного

Урала и их динамики — важный аспект в исследовании современных региональных изменений климата в полярных широтах. Исследования ледников Полярного Урала показали, что общая тенденция сокращения их размеров, установленная во второй половине XX в., сохраняется и в настоящее время. Более того, по сравнению с 1953–2000 гг. среднегодовая скорость сокращения площади ледников увеличилась вдвое (Носенко и др., 2020). Сокращение ледников связано с ростом летних температур воздуха, влияющих на интенсивность процессов абляции (Лаврентьев и др., 2023). Дендрохронологические данные, полученные для севера Европейской части России (Архангельская область), свидетельствуют о том, что на протяжении XV–XVIII вв. и первой половины XIX в. летние температуры в исследуемом регионе в среднем были ниже, чем в XX в. (Мацковский, 2022). Наибольший рост летних температур воздуха фиксируется, начиная со второй половины XX века. В 1958–1981 гг. в период работы ГМС “Большая Хадата” установлена тесная связь температуры воздуха в ледниковой зоне Полярного Урала с температурой воздуха на ГМС “Салехард” (Троицкий и др., 1966). Данные, полученные автоматической метеостанцией Campbell, работавшей над ледником ИГАН на вершине горы Харнаурды-Кеу (1240 м) в 2008–2009 гг., показали, что такая связь сохраняется и в настоящее время (Shahgedanova et al., 2012). Повышение летних температур воздуха на 2 °C за последние 20 лет (по данным ГМС Салехард) — самый неблагоприятный фактор, влияющий на баланс массы ледников Полярного Урала.

Ледник ИГАН имеет один из самых длинных рядов инструментальных наблюдений за балансом массы на Полярном Урале, который начат в 1958 г. в рамках программы Международного геофизического года (Троицкий и др., 1966). Этот ледник — крупнейший на Полярном Урале, располагается в высотном диапазоне от 830 м на языке до 1100 м у тыловой стенки кара) и относится к карово-долинному типу. Метелевый перенос и крутые высокие борта кара создают повышенную концентрацию снега на поверхности ледника, в 1.5–2.0 раза превышающую количество выпадающих осадков (Троицкий и др., 1966).

Ранее (Бажев и др., 1976) для ледников Полярного Урала установлено, что из-за большого количества талой воды, поступающей в сезон абляции, фирновые горизонты на ледниках про-

мачиваются водой. Термометрические измерения в снежных скважинах на леднике ИГАН в мае 2022 г. показали, что с началом сезона абляции вся снежная толща промачивается водой на всех высотных уровнях ледника (Шейн и др., 2022). В конце периода абляции оставшийся на поверхности слой содержит в себе, как правило, режеляционный фирн, а также инфильтрационный и инфильтрационно-конжеляционный лёд (Васильчук и др., 2018).

Первые изотопные исследования ледников Полярного Урала проведены в 1970-х гг. на леднике Обручева (Бажев и др., 1976). Показано, что влияние талых и дождевых вод и процессы метаморфизма приводят к изменению исходного изотопного состава кислорода ледникового льда. В 2018 г. исследованы изотопные характеристики льда небольшого ледника на хребте Малый Пайпудынский и ледника Романтиков (Васильчук и др., 2018). Установлено, что изотопный сигнал снежников и ледников Полярного Урала отражает изменения изотопных характеристик осадков в процессе льдообразования, а размер ледников может оказывать определённое влияние на формирование изотопной записи льда. Предположено, что крупные ледники, для которых характерно несколько зон льдообразования, лучше сохраняют исходный изотопный сигнал.

Цель работы — установление изотопных характеристик ледника ИГАН, определение степени сохранности начального изотопного сигнала атмосферных осадков, слагающих лёд, и механизма льдообразования.

МЕТОДЫ

В конце апреля 2023 г. в ходе совместной гляциологической экспедиции на Полярный Урал Института географии РАН и Научного центра изучения Арктики (Салехард) на леднике ИГАН (66.004355 с. ш., 67.580597 в. д.) получен ледяной керн длиной 91 м (рис. 1). Бурение проводилось в незалитой (сухой) скважине с помощью электромеханической буровой установки компании GeoTech (Япония). Совершено 209 рейсов и поднято 153 куска ледяного керна общей длиной 90.8 м. Бурение закончилось на этой глубине в связи с резким увеличением количества обломочного материала, что позволило предположить близость ложа (донной морены).

Керн упакован в термос-ящики и транспортировался в замороженном состоянии. В ус-

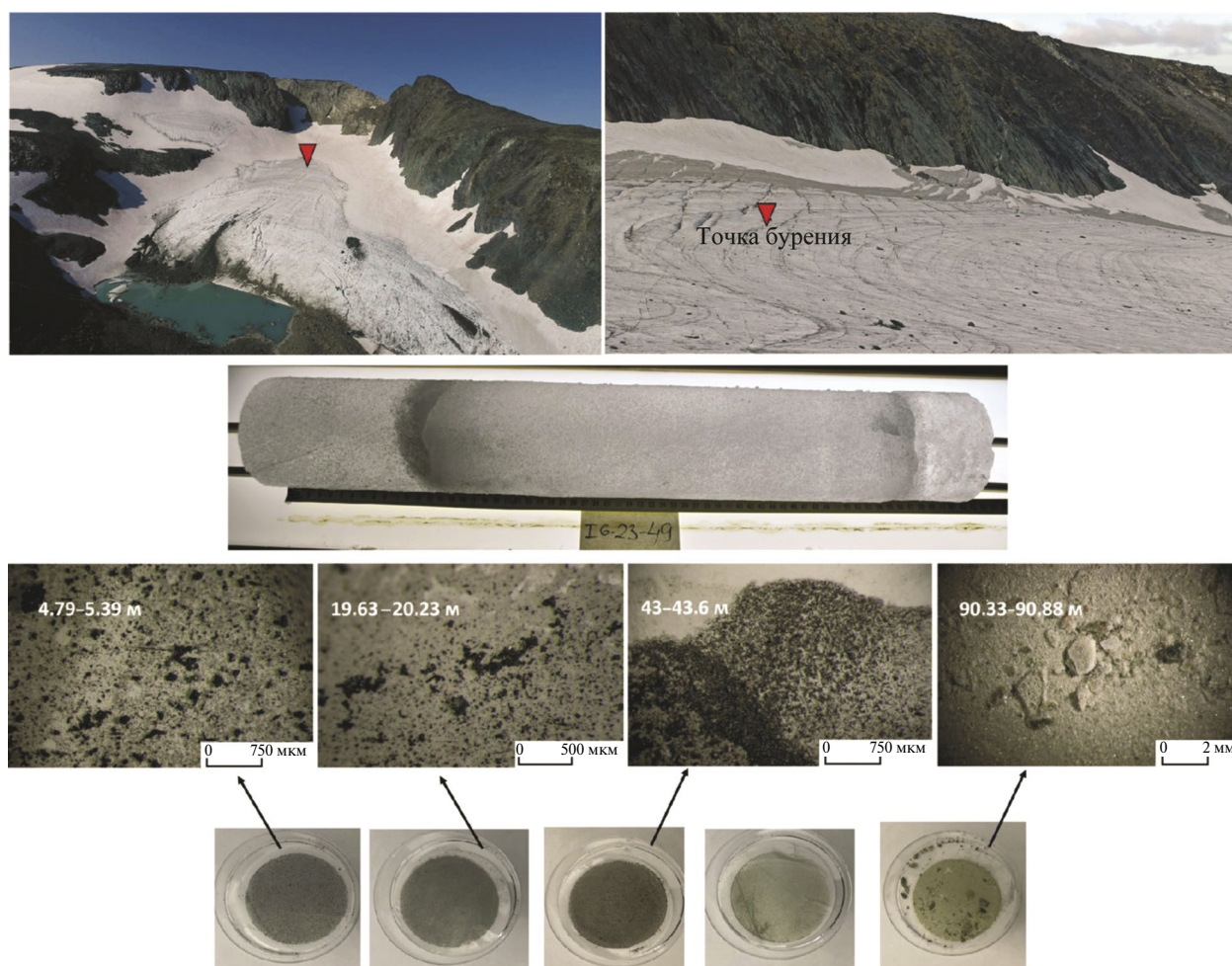


Рис. 1. Точка бурения на леднике ИГАН, общий вид фрагмента ледяного керна и минеральное вещество на поликарбонатных фильтрах, характеризующих ледниковый лёд на разных глубинах

Fig. 1. Drilling point on the IGAN glacier, general view of a fragment of an ice core and mineral dust on polycarbonate filters characterizing glacial ice at different depths

ловиях холодной лаборатории Института географии РАН при температуре воздуха -20°C выполнено описание кернов, отбор образцов с разрешением 10 см. Из шести секций керна (4.79–6.54 м; 19.63–21.38 м; 42.4–43.5 м; 49.72–51.42 м; 79.56–81.31 м; 89.74–91.0 м) образцы отбирались с разрешением 5 см для проверки степени сохранения изотопного сигнала в зависимости от шага отбора. Образцы льда растапливались при комнатной температуре, переливались в полипропиленовые пробирки и герметизировались лентой парафильм. Перед плавлением каждый образец обрабатывали ультразвуковой водой в три этапа, чтобы убрать возможные привнесённые в процессе транспортировки и нарезки внешние загрязнения. Образцы плавились в чистых закрытых контейнерах в ламинарном шкафу.

Изотопный анализ выполнен в лаборатории палеоэкологических реконструкций на изотопном анализаторе Picarro L2130-i. Для нормализации измеренных значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{2}\text{H}$ применялась линейная регрессия по измеренным одновременно с образцами внутренним лабораторным и международным изотопным стандартам. Погрешность измерений составила 0.1‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 0.9‰ для $\delta^{2}\text{H}$.

Дополнительно образцы льда фильтровались с применением поликарбонатных фильтров 0.2 мкм для изучения минерального вещества (см. рис. 1). Исследования минерального состава твёрдых нерастворимых частиц выполнены на кафедре инженерной геологии геологического факультета МГУ при помощи рентгеновского дифрактометра Rigaku Ultime-IV (Япония).

Исследования морфологии и состава твёрдофазных микровключений выполнены в Центре коллективного пользования “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6610LV (Япония) с приставкой для энергодисперсионного рентгеновского микроанализа Oxford INCA Energy (Великобритания). Рамановские спектры углеродистых частиц получены на микроспектрометре Renishaw inVia Reflex (Великобритания) с применением зелёного лазера с длиной волны возбуждения $\lambda = 532$ нм при мощности 0.5 мВт и времени экспозиции 90 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Содержание и состав твёрдых частиц. Для фильтров, полученных для диапазона глубин от 0 до 50 м, отмечен выраженный чёрный цвет, что, вероятнее всего, связано с присутствием угольной пыли и продуктов сжигания углей, которые содержат значительное количество углерода. Предположительно, поступление этих частиц связано с работой Воркутинского месторождения углей, где добыча ведётся с 1940-х гг. В 1937 г. на левом берегу р. Воркуты началось строительство первой шахты (№ 1 “Капитальная”), к началу 1990-х гг. в окрестностях Воркуты работало 13 крупных шахт. По состоянию на конец 2019 г. продолжают работу четыре шахты — “Воргашорская”, “Комсомольская”, “Воркутинская” (бывшая шахта № 1 “Капитальная”) и “Заполярная”. Кроме действующих шахт с 2000 г. уголь добывают также в разрезе “Юньягинский” (первое и единственное в мире предприятие, добывающее коксующийся уголь открытым способом за Полярным кругом).

Вскрытие угольного горизонта выполняется с помощью взрывных работ. Минеральные частицы с глубины 43 м загрязнены углеродистым тёмноцветным веществом, предположительно связанным с добычей и сжиганием углей. Минеральное вещество, полученное на фильтрах для образцов с глубины 90 м, имеет другой цвет и состав (см. рис. 1) и говорит о том, что лёд не испытывал влияния угольной пыли и относится ко времени до начала разработки углей Воркутинского месторождения.

Рентгенодифракционный анализ содержимого фильтров выявил два основных вида преобладающего материала в керне ледника ИГАН. Первый тип представлен терригенным матери-

алом с доминированием слюдистых минералов (до 81% в пробе на глубине 80.16 м), хлорита и плагиоклазов, что указывает на локальные источники сноса из метаморфических комплексов Полярного Урала. Второй тип отложений характеризуется преобладанием аморфного кремнезёма (50.9–53.1%) — это индикатор биогенной деятельности диатомовых водорослей в талой воде на поверхности ледника. Присутствие такого биогенного материала отмечено в поверхностной пробе, а также на глубине 50.82 м, что однозначно свидетельствует об активном внутриледниковом переносе материала вниз по профилю. В образцах керна с глубины 20, 43 и 50 м наблюдаются значительные содержания минералов группы смектита, которые могут свидетельствовать о дальнем переносе в период осаждения данных отложений. На фильтре, относящемся к глубине 90 м, присутствуют включения кварца, сланцев и плагиоклазов, что характеризует выветривание горных пород и включение минеральных частиц в лёд, в том числе, вероятно, и за счёт взаимодействия на ложе ледника.

Сферулы и углеродистые частицы. Исследование твёрдой фракции на поверхности фильтров при помощи сканирующей электронной микроскопии выявило наличие двух часто встречающихся фаз: (1) пористых алюмосиликатных сферул диаметром 1–12 микрон и (2) высокоуглеродистого вещества в виде хлопьев, чешуек и мелких пористых обломков. Сферулы встречались как по отдельности, так и в виде устойчивых ассоциаций с углеродистыми частицами, образуя при этом микроагрегаты. По данным энергодисперсионного рентгеновского микроанализа, в элементном составе сферул преобладали O, Si и Al, а также содержались K, Na, Ca, Mg, Fe, S. Максимальная концентрация C в хлопьях и чешуйках достигала 75%. Рамановские спектры углеродистых частиц (рис. 2) содержали две широкие полосы D и G, характерные для продуктов неполного окисления органического вещества, в том числе остаточных продуктов сжигания угля.

В целом морфология и состав сферул, а также углеродистых частиц, соответствовали золошлаковым отходам ТЭЦ, точнее, золе-уносу (летучая зола, fly ash). Известно, что микроскопические алюмосиликатные сферулы образуются при сжигании углей в результате расплавления минеральных компонентов и миграции расплава в газовом потоке в виде отдельных мельчайших капель. Состав и свойства сферул определяют-

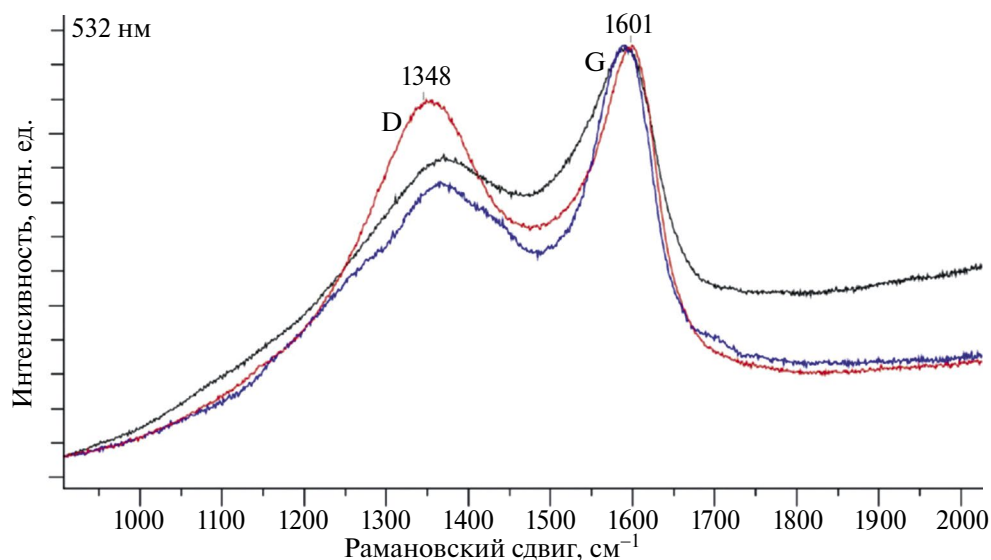


Рис. 2. Рамановские спектры углеродистых частиц на фильтрах. Полоса D — дефекты ароматической структуры, полоса G — колебания связей C=C в ароматическом кольце

Fig. 2. Raman spectra of carbon particles on filters. Band D — defects of the aromatic structure, band G — vibrations of C=C bonds in the aromatic ring

ся условиями сжигания и ассоциацией минералов в угле (Дрожжин и др., 2008). Таким образом, присутствие сферул и углеродистых частиц в ледниковом льду — антропогенный маркер, свидетельство привноса продуктов сжигания ископаемого угля. Учитывая микронный размер частиц, они могли поступать на поверхность ледника с ветровым переносом. Алюмосиликатные сферулы и углеродистые частицы обнаружены во всех секциях ядра на глубинах от 0 до 80 м (рис. 3).

Принципиально картина меняется на глубине 81 м: отмечается обилие минеральных частиц фракции средней и крупной пыли, представленных пластинками алюмосиликатов. Это характеризует эоловый материал, который когда-то поступал на ледник до появления антропогенных примесей. Сферул практически нет (обнаружено всего две микросферы диаметром около 2 микрон, что, вероятно, связано с контаминацией на любой из стадий подготовки образцов).

Таким образом, по содержанию алюмосиликатных сферул и углеродистых частиц заключено, что на глубине 81 м проходит временная граница 1940 г., и предположительно, 81 м ледяного ядра соответствуют 83 годам аккумуляции. Однако в минеральном веществе на глубинах с 90.3 до 91.18 м вновь отмечено присутствие сферул, а также углеродистых ча-

стиц, аналогичных найденным выше по ядру. Глубины ниже 90 м — это самая нижняя часть ядра, придонный базальный ледниковый лёд, который сформирован при намерзании жидкой воды на ложе ледника. Поступление этой воды связано не только с таянием льда на ложе, но и с проникновением жидкой воды из каверн и канав в теле ледника. В этом случае твёрдофазные антропогенные маркеры (мелкие алюмосиликатные сферулы) могли поступать на ложе с жидкой водой из вышележащих слоёв льда или боковых частей ледника. Этот же эффект проникновения жидкой воды на разные глубины в теле ледника отмечается и по содержанию аморфного кремнезёма.

Изотопные характеристики. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ ледникового льда варьируют от -12.9 до -22.8‰ и от -90.8 до -167‰ соответственно. Таким образом, общий диапазон вариаций составил 9.9‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 76.2‰ для $\delta^2\text{H}$. Наибольшие вариации $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ характерны для верхних 5 м ядра (рис. 4), плотность здесь составила от 0.27 до 0.38 г/см³, что указывает на снежно-фирновую пачку одного года накопления. На глубине 4.8 м плотность возрастает до 0.61 г/см³, на глубине 5.4 м — до 0.87 г/см³ и до основания ядра варьирует в пределах 0.83 – 0.93 г/см³.

Вместе с увеличившейся плотностью значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ повышаются до средних величин

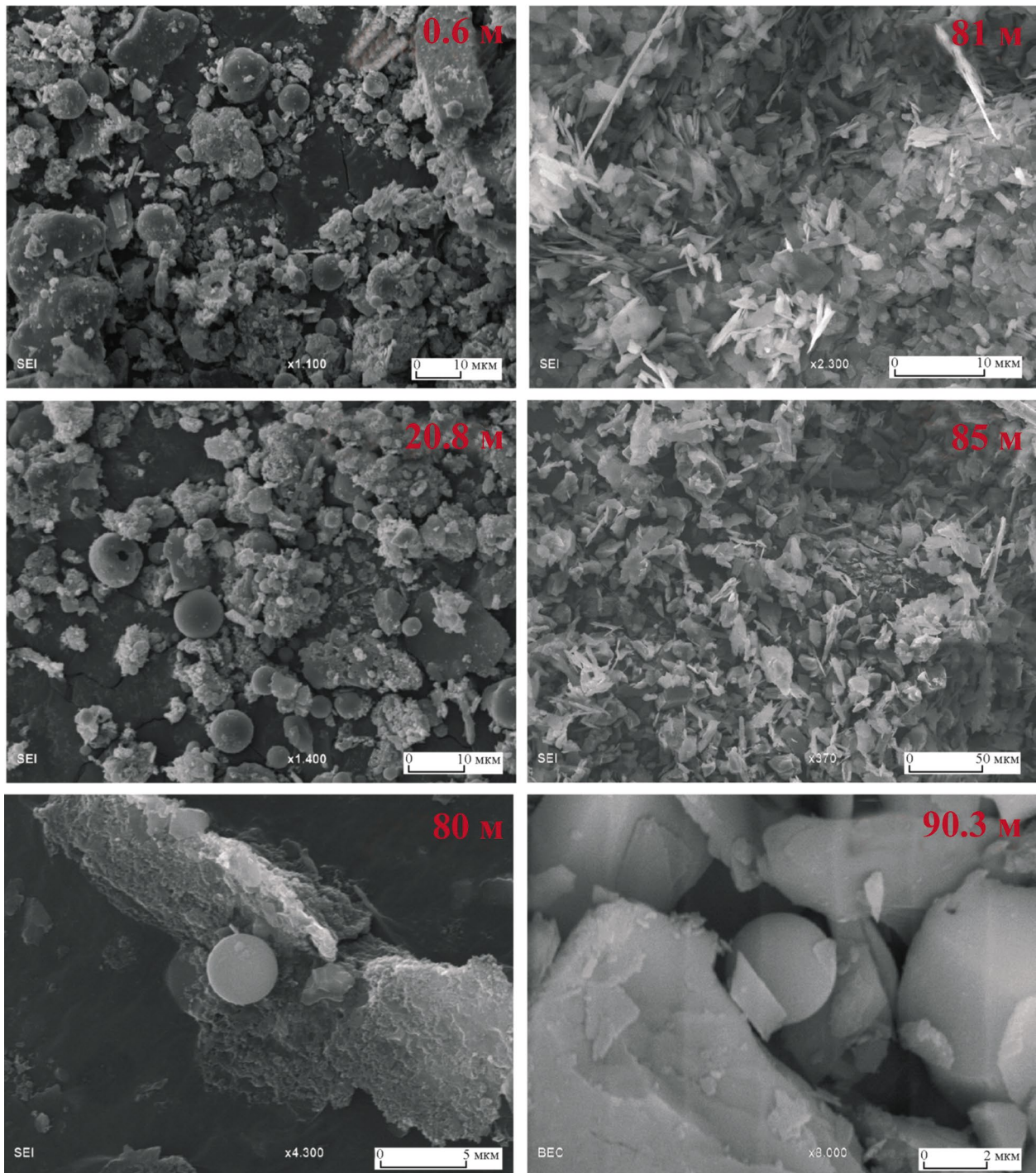


Рис. 3. Минеральное вещество фильтров с разных глубин с алюмосиликатными сферулами (изображения получены на сканирующем электронном микроскопе в режиме вторичных и обратно-рассеянных электронов)

Fig. 3. Mineral dust on filters from different depths with aluminosilicate spherules (images obtained with a scanning electron microscope in secondary and backscattered electron mode)

с небольшим отклонением (табл. 1) и по глубине распределены очень гомогенно. Исключение составляют только горизонты на глубине 36 м (понижение значения $\delta^{18}\text{O}$ до -18.27‰) и на глубине 46 м, где выражен пик в значениях $\delta^{18}\text{O}$

до -20.8‰ . Таким образом, сезонные вариации изотопного состава кислорода и водорода атмосферных осадков, зафиксированные в верхней 5-метровой пачке, практически не сохраняются в ледниковом льду.

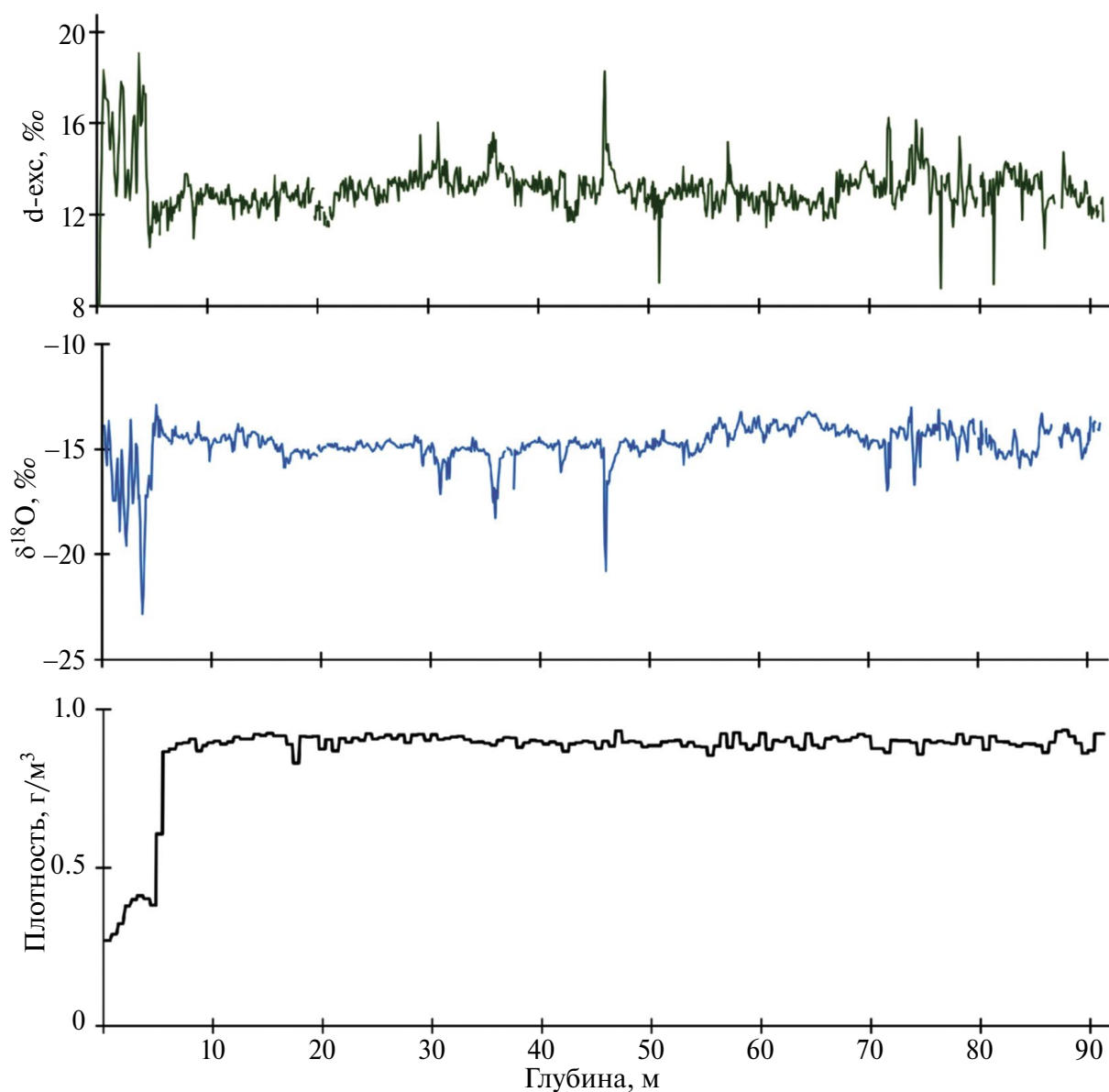


Рис. 4. Распределение плотности, величин $\delta^{18}\text{O}$ и дейтериевого эксцесса по глубине

Fig. 4. Distribution of density, $\delta^{18}\text{O}$ values and deuterium excess by depth

Таблица 1. Изотопные параметры льда ледника ИГАН

Table 1. Isotopic parameters of ice from the IGAN glacier

Секции керна	$\delta^{18}\text{O}$, ‰		$\delta^2\text{H}$, ‰		d-exc, ‰	
	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.
Глубина 0–5 м	-12.88	-22.83	-90.85	-167.05	19.06	7.43
Глубина 0–5 м среднее	-16.63 ± 1.89		-118.37 ± 14		14.66 ± 2.19	
Глубина 5–91 м	-13.01	-20.79	-90.77	-148.06	18.29	8.77
Глубина 5–91 м среднее	-14.67 ± 0.46		-104.36 ± 3.5		12.99 ± 0.57	
Весь керн среднее	-14.74 ± 0.88		-104.87 ± 6.53		13.06 ± 0.98	

Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ ледникового льда аппроксимируются уравнением $\delta^2\text{H} = 7.32 \delta^{18}\text{O} + 2.97$, $R^2 = 0.98$ (рис. 5), несколько отличным от глобальной линии метеорных вод. Это отличие может быть связано с особенностями формирования изотопного состава осадков в арктическом секторе Восточно-Европейской равнины.

Поступление атмосферных осадков зимнего периода происходит зачастую с дальним заносом влаги из внутриконтинентальных районов, в то время как в летний сезон определённую роль играет поступление влаги с акватории арктических морей. В первом случае атмосферные осадки будут характеризоваться более высокими значениями дейтериевого эксцесса, что обусловлено процессами рэлеевского истощения при продвижении воздушных масс вглубь континента. Во втором случае d-excess будет ниже ввиду близости источника водяного пара и условий испарения.

Участие этих двух источников влаги формирует локальную линию метеорных вод, отличную от глобальной. Так, например, для атмосферных осадков, опробованных на метеостанции в городе Амдерме в рамках программы GNIP, локальная линия метеорных вод имеет вид $\delta^2\text{H} = 7.06 \times \delta^{18}\text{O} + 3.2$ ($n = 24$, с 1980 по 1985 г.). Для атмосферных осадков в г. Салехарде значения аппроксимируются уравнением $\delta^2\text{H} = 7.86 \times \delta^{18}\text{O} + 1.2$ ($n = 58$, с 1996 по 2000 г.; iaea.org..., 2025). Среднее арифметическое годовое значение $\delta^{18}\text{O}$ осадков в Амдерме составляет -15.9‰ , в Салехарде -17.5‰ . Диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ атмосферных осадков составил 22.6‰ и 171‰ соответственно для Салехарда, и 11‰ и 97‰ соответственно для Амдермы (уменьшение диапазона по сравнению с Салехардом связано с положением города на морском побережье).

Если использовать данные GNIP как среднюю изотопную метку осадков региона, то сред-

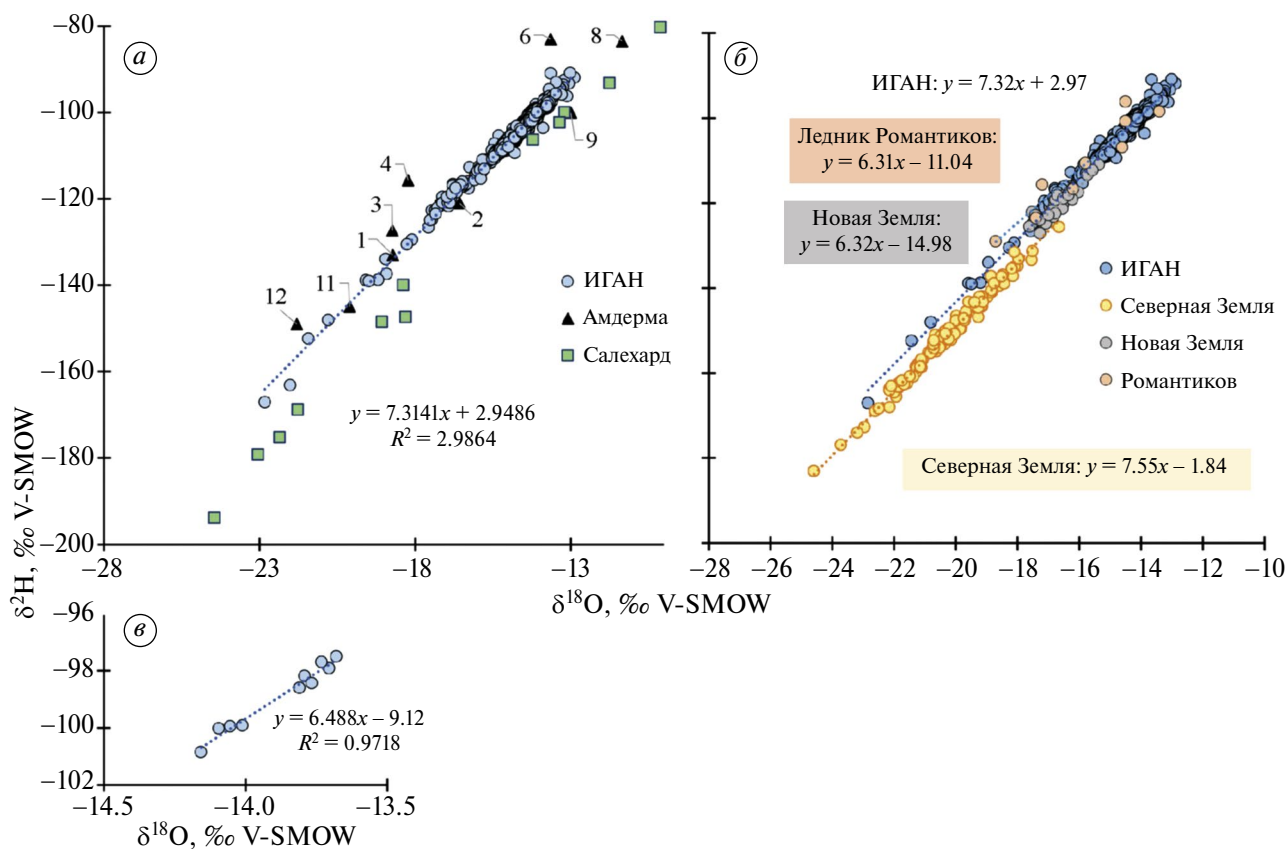


Рис. 5. Соотношение $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ для ледникового льда ИГАН и атмосферных осадков в Амдерме — цифрами показаны месяцы года (а) и для ближайших ледников арктических архипелагов (б), а также для нижней секции керна ледника ИГАН на глубинах 90.3–91.18 м (в)

Fig. 5. The $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ ratio for IGAN glacial ice and precipitation in Amderma — the numbers indicate the months of the year (a) and for the nearest glaciers of the Arctic archipelagos (b), as well as for the lower section of the IGAN glacier core at depths of 90.3–91.18 m (c)

нее арифметическое (по Амдерме и Салехарду) годовое значение $\delta^{18}\text{O}$ осадков района должно составлять порядка -16.7‰ . Средняя величина $\delta^{18}\text{O}$ ледникового льда составляет -14.7‰ , что указывает на увеличенную долю осадков тёплого периода в формировании ледникового льда. Характер распределения изотопных характеристик на разных глубинных уровнях говорит о том, что условия и тип льдообразования на леднике ИГАН принципиально не менялись за всё время накопления 91 м льда.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В верхних 5 м ледника ИГАН, представляющих годовой слой снега, среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -16.6\text{‰}$, для всего керна в целом $\delta^{18}\text{O} = -14.7\text{‰}$. Эти отличия вкупе с высокой гомогенностью изотопного профиля говорят о том, что в лёд переходит не весь изотопный сигнал сезонной снежной пачки.

Точка бурения расположена вблизи границы питания. К концу периода абляции поверхность ледника здесь как правило лишена снега, т.е. вся сезонная толща полностью стаивает, снег остаётся чуть выше, вблизи стенки кара. По данным радарных снегомерных съёмок 2019 и 2021 гг. толщина снежного покрова на леднике неравномерна и составляет от 4.0 м на языке до 9.5 м в тыловой части кара (Лаврентьев и др., 2023). Близкие величины аккумуляции снега на леднике фиксировались и ранее в 1958–1981 гг. (Троицкий и др., 1966). Особенность ледников Полярного Урала, помимо расположения ниже снеговой линии, заключается в большом количестве талых вод, которые промачивают сезонную снежную толщу и принимают участие в льдообразовании. Формирование ледников Полярного Урала происходит за счёт инфильтрационно-конжеляционного и наложенного льда. По нашему мнению, в точке бурения толща ледника сложена большей частью наложенным льдом, который формируется в конце периода абляции из талых вод, поступающих от стенок кара и представляющих собой остатки сезонной пачки снега, промоченной летними дождями. Подобное формирование наложенного льда было описано для ледника Григорьева на Тянь-Шане, когда в конце периода абляции приток талых вод со склонов приводил к неоднократно наблюдавшемуся формированию за 1–2 дня наложенного льда мощностью около 0.4–0.5 м (Михаленко, Шулунгуриев, 1989; Архипов и др., 2004). Такой механизм образования льда приводит к выровненному изотопному профилю, где значения $\delta^{18}\text{O}$

льда соответствуют среднегодовым изотопным параметрам атмосферных осадков с несколько большим участием дождей августа и сентября. Два изотопных экскурса на глубинах 36 и 46 м связаны, по нашему мнению, с эпизодами максимального снегонакопления на леднике, когда к концу периода абляции в точке бурения оставался довольно мощный снежный покров, в основании которого сохранился инфильтрационный лёд с “зимним” изотопным сигналом (низкие значения $\delta^{18}\text{O}$, которому соответствуют высокие величины $d\text{-exs}$), образовавшийся в начале летнего сезона. Увеличенное снегонакопление привело к тому, что нестаявший снежно-фирновый остаток “ушёл” под новый сезон аккумуляции, благодаря чему инфильтрационный лёд сохранился. Ситуация повышенного снегонакопления была, например, описана для летнего сезона 2019 г., когда увеличение зимних осадков в регионе привело к тому, что к концу периода абляции от снега освободилось только 30% площади ледника (Носенко и др., 2024). В последующие сезоны абляции была интенсивной, баланс ледника отрицательным (за период с 2020–2023 гг. кумулятивный баланс массы составил -4046 ± 289 мм в.э.), поэтому в керне не сохранилось изотопного свидетельства этого эпизода. Аналогичная ситуация наблюдалась в 1968 г., когда из-за обильных зимних осадков и холодного лета снег не успел растаять на всей поверхности ледника ИГАН и годовой баланс был положительным (Волошина, 1988). Возможно, один из упомянутых выше изотопных экскурсов соответствует этому году.

Таким образом, даже установленные для конкретного года корреляционные связи между снегонакоплением, метеоусловиями и балансом массы ледника, не могут быть пролонгированы на всю историю ледника из-за мало предсказуемого таяния. Повышение температур воздуха в тёплый период года может приводить к полному стаиванию не только фирнового остатка, но и предыдущего годового слоя на поверхности ледника за летний сезон. При этом вероятность полного стаивания или прироста годового слоя льда зависит от многих факторов: количества зимних атмосферных осадков, выпадающих в регионе, интенсивности метелевого и лавинного переноса, температуры воздуха летнего сезона и количества прямой солнечной радиации. Существующий тренд к увеличению сумм осадков холодного периода никак не отражается на изотопной записи, в то время как наблюдаемое повышение летних температур воздуха, вероятно, приводит к физической потере части льда и, соответственно, изотопного сигнала.

В целом, гомогенизированный изотопный профиль — маркер процессов конгеляционного образования натёчного льда, которое характерно для ледника за всё время формирования его толщи к настоящему моменту.

Ранее изотопные исследования ледников Полярного Урала проводились на ледниках Обручева и Романтиков (Бажев и др., 1976, Васильчук и др., 2018). На леднике Обручева получен изотопный профиль по верхним 7.5 м ледникового керна, отобранного в области абляции ледника в августе 1974 г. Значения $\delta^{18}\text{O}$ льда варьируют от -15 до -27‰ при среднем по разрезу $\delta^{18}\text{O} = -20\text{‰}$ (Бажев и др., 1976), и только в одном случае значение $\delta^{18}\text{O}$ достигло -12‰ на глубине 7 м (рис. 6). Пики минимальных значений $\delta^{18}\text{O}$ авторы связали с преимущественно зимним сигналом атмосферных осадков, т.е. с зимней аккумуляцией, а максимальных — с летне-осенней. При этом они отмечают, что полученный изотопный профиль не отражает первичный изотопный состав атмосферных осадков и его сезонные вариации, что связано с частыми фазовыми переходами, процессами инфильтрации и замерзания талых и дождевых вод (Бажев и др., 1976).

По нашему мнению, изотопные вариации в толще ледника Обручева и их отличия с установленными нами для ледника ИГАН связаны с типом льдообразования. Если на леднике ИГАН сохраняется преимущественно лёд, образовавшийся из талых вод в конце периода абляции, то в толще ледника Обручева высока доля инфильтрационного льда, формирующегося весной, когда снежная пачка промачивается тальми водами, они поступают на поверхность льда и формируют лёд с сохранением (возможно, частичным) изотопных параметров зимнего снега.

Согласно приблизительному датированию керна с ледника ИГАН, время накопления опробованного льда на леднике Обручева соответствует глубинам керна от 45 до 54 м (см. рис. 6). Даже если принять во внимание возможные различия в мощностях слоя годовой аккумуляции между ледниками и между 1970-ми годами XX в. и современностью, то очевидно, что отсутствие сезонных вариаций на леднике ИГАН на фоне выраженных пиков во льду ледника Обручева связано не с климатическими факторами, а с процессами накопления льда и разной фиксацией изотопного сигнала осадков в ледниковом льду.

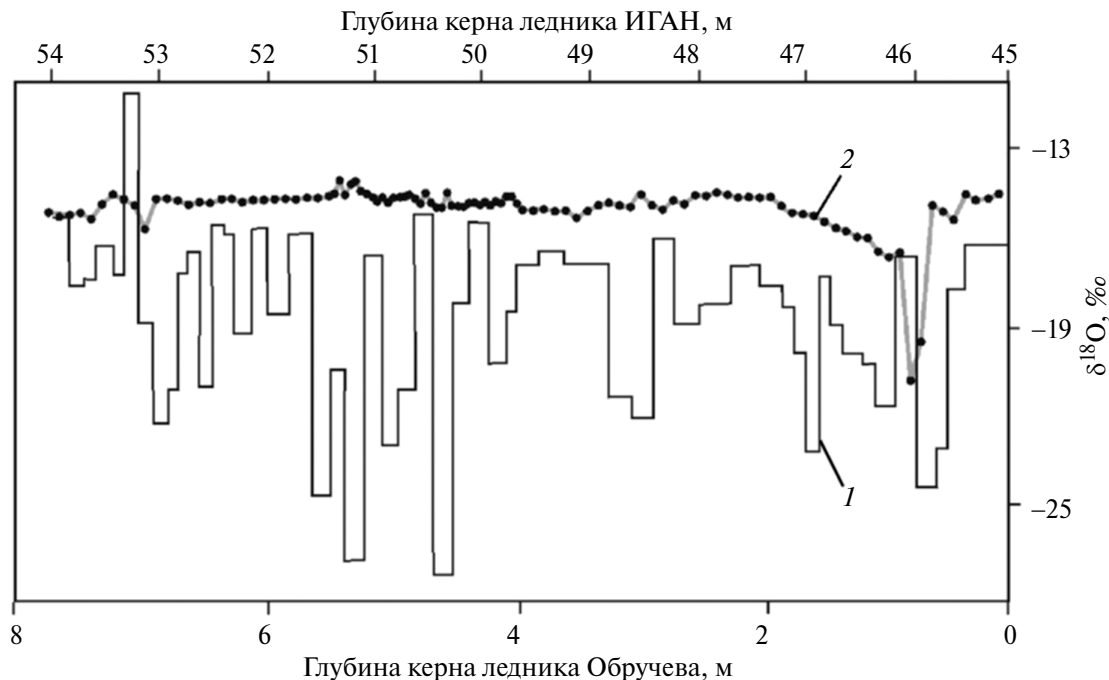


Рис. 6. Распределение величин $\delta^{18}\text{O}$ ледникового льда в керне, полученном в области абляции ледника Обручева (1) в августе 1974 г. (из Бажев и др., 1976) и значения $\delta^{18}\text{O}$ льда в керне ледника ИГАН (2) соответствующие приблизительно этому же периоду

Fig. 6. Distribution of $\delta^{18}\text{O}$ values of glacial ice in a core obtained in the ablation area of the Obruchev Glacier (1) in August 1974 (from Bazhev et al., 1976) and $\delta^{18}\text{O}$ values of ice in a core of the IGAN Glacier (2) corresponding to approximately the same period

Изотопные исследования льда ледника Романтиков показали, что значения $\delta^{18}\text{O}$ льда варьируют от -13.4 до -18.7‰ , δD — от -96.0 до -129.0‰ (Васильчук и др., 2018). Таким образом, средняя величина $\delta^{18}\text{O}$ составила -16‰ — значение, близкое к средним величинам $\delta^{18}\text{O}$ льда ледника ИГАН. Однако для ледника Романтиков сделаны выводы об участии замерзания жидкой воды в порах нестаявшего снежно-фирнового остатка (Васильчук и др., 2018) — об этом говорит наклон линии тренда для образцов льда на $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ диаграмме, равный 6.3 (см. рис. 5). Подобные же эффекты замерзания большого количества жидкой воды в порах фирна в условиях закрытой системы при охлаждении сверху (ледниковый лёд — водоупор) отмечены на ледниках Новой Земли (Дубинина и др., 2019). Для ледникового льда Новой Земли наклон в координатах $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ составил 6.3, что указывает на условия закрытой системы. Для ледника ИГАН наклон линии тренда $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ составляет 7.4, что характерно для условий открытой системы. Образование инфильтрационного и наложенного льда не противоречит условиям открытой системы. Исключение составляет только нижний метр опробованного ледяного керна, для которого соотношение описывается наклоном 6.47 (см. рис. 5) — это характеризует условия закрытой системы, т.е. намерзание ограниченного объёма жидкой воды, находящейся на ложе ледника. Это характерная картина для базальных слоёв льда была многократно описана для полярных ледников (Jouzel, Souchez, 1982; Souchez, Grootte, 1985).

Основная проблема датирования керна — это отсутствие сезонных изотопных пиков во льду. Датирование керна по наличию угольной пыли и алюмосиликатных сферул условно, поскольку невозможно установить мощность одного годового слоя льда из-за неравномерной скорости накопления льда и полного стаивания годовых слоёв в периоды отрицательного баланса массы.

Кроме того, наличие продуктов сжигания угля и алюмосиликатных сферул на глубоких горизонтах связано с их переносом талыми водами по трещинам, расположенным выше по леднику в области аккумуляции. В апреле эти трещины закрыты пятиметровым слоем снега, но хорошо видны на фотоснимках, полученных во время балансовых наблюдений в конце периода абляции в августе этого же года. Из-за интенсивного таяния сезонный снег сохранился только в виде узкой полосы у подножия тыловой стенки кара,

поэтому выше точки бурения открылась зона глубоких трещин, свидетельствующая о возможности проникновения талых вод внутрь ледника.

В августе 2023 г. на освободившейся от сезонного снега поверхности в области аккумуляции открылись годовые слои льда и фирна. По количеству годовых слоёв можно определить, к какому годовому слою относится положение точки бурения. Судить о количестве годовых слоёв можно лишь приблизительно, поскольку в пределах годового слоя также существует слоистость, обусловленная особенностями процессов снегонакопления и льдообразования конкретного года. Тем не менее, благодаря хорошо выраженным различиям в концентрации пылевых частиц между зимними и летними сезонами удалось визуально выделить 13 годовых слоёв выше точки бурения. Это означает, что положение буровой скважины соответствует 2010 г., с которого можно начинать отсчёт прошедших лет с помощью керна.

Во время исследований 1960-х гг. время оборота массы ледника оценивалось примерно в 400 лет (Троицкий, 1966). В 1961 г. Б.А. Боровинский методами электроразведки и магниторазведки в области границы питания получил толщину льда 135–140 м. По данным радиолокационной съёмки в 2021 г., толщина ледника на этом участке составляла 114 м (Лаврентьев, 2023). Таким образом, за период 1961–2023 гг. поверхность в точке бурения понизилась на 25–30 м. Аналогичная величина понижения поверхности получилась при оценке баланса массы ледника геодезическим методом с помощью DGPS-съёмки (Носенко, 2024). В результате за этот период на измеренной части площади (75% от всей площади каровой части) ледник потерял больше половины прежнего объёма — порядка 20 млн m^3 (осталось 14.5 млн m^3). Соответственно, должно сократиться и время оборота массы. Если ориентироваться на ранее сделанные оценки, можно предположить, что в настоящее время оно составляет порядка 150–200 лет. При этом вопрос о максимально возможном возрасте льда в точке бурения остаётся открытым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученный глубокий керн (91 м) на границе питания ледника ИГАН (Полярный Урал) демонстрирует высокую степень гомогенности изотопного состава кислорода и водорода льда. В верхних 5 м значения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и $d\text{-exs}$ лед-

никового льда варьируют от -12.9 до $-22.8‰$, от -90.8 до $-167‰$ и от 7.43 до $19.05‰$ соответственно и представляют толщу снега одного сезона накопления. Ниже 5 м лёд характеризуется средними значениями $\delta^{18}\text{O} = -14.67 \pm 0.46‰$, $\delta^2\text{H} = -104.36 \pm 3.5‰$, $d\text{-exc} = 12.99 \pm 0.57‰$.

Во льду присутствуют видимые горизонты загрязнения твёрдыми частицами, исследования которых показали присутствие алюмосиликатных сферул на глубинах от 0 до 80 м. Содержание сферул в толще ледника, вероятно, связано с поступлением на ледник продуктов горения природного угля, добыча которого началась в Воркуте в начале 1940-х гг. Таким образом, возраст верхних 80 м льда приблизительно составляет 83 года.

Изотопные параметры льда говорят о преимущественном образовании годового слоя аккумуляции за счёт образования натёчного конжеляционного льда в конце периода абляции из талых вод (с участием дождей), поступающих с тыловых частей кара, где остаётся нестаявший снежно-фирновый остаток. Горизонтов инфильтрационного льда, образовавшегося при поступлении талых вод сквозь толщу снега на поверхность ледника и там замерзающих в начале весны, отмечено только два по всей глубине керна. Эти два эпизода характеризуются низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$ и высокими $d\text{-exc}$, что характерно для зимних атмосферных осадков. Вероятно, отсутствие горизонтов инфильтрационного льда с зимними изотопными характеристиками связано с интенсивным летним таянием и преимущественным стаиванием этих слоёв в течение летнего сезона.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственного задания Института географии РАН (FMWS-2024-0004). Авторы благодарят Ю.В. Конопляникову за проведённые работы на микроскопе Leica MZ 6.

Acknowledgements. The work was carried out within the framework of the State assignment of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences (FMWS-2024-0004). The authors thank Yu.V. Konoplyanikova for the work carried out on the Leica MZ 6 microscope.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архипов С.М., Михаленко В.Н., Кунахович М.Г., Диких А.Н., Нагорнов О.В. Термический режим, условия льдообразования и аккумуляция на леднике

Григорьева (Тянь-Шань) в 1962–2001 гг. // Материалы гляциологического симпозиума “Будущее гляциосферы в условиях меняющегося климата”, Пушкино, 17–21 мая 2002 г. Пушкино: Ин-т географии РАН, 2002. С. 46–53.

Бажев А.Б., Гордиенко Ф.Г., Загороднов В.С. Предварительные результаты изотопных исследований керна с ледника Обручева (Полярный Урал) // Материалы гляциол. исследований. 1976. Вып. 27. С. 136–138.

Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Облогов Г.Е. Изотопный состав снежников и ледников Полярного Урала // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2018. № 1. С. 81–89.

Волошина А.П. Некоторые итоги исследований баланса массы ледников Полярного Урала // Материалы гляциол. исследований. 1988. Вып. 61. С. 44–51.

Дрожжин В.С., Шпирт М.Я., Данилин Л.Д., Куваев М.Д., Пикулин И.В., Потемкин Г.А., Редюшев С.А. Процессы образования и основные свойства полых алюмосиликатных микросфер в золах-уноса тепловых электростанций // Химия твёрдого топлива. 2008. № 2. С. 53–66.

Дубинина Е.О., Чижова Ю.Н., Коссова С.А., Авдеенко А.С., Мирошников А.Ю. Формирование изотопных (δD , $\delta^{18}\text{O}$, d) параметров ледников и водного стока с Северного острова архипелага Новая Земля // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 200–215. <https://doi.org/10.31857/S0030157420010098>

Лаврентьев И.И., Носенко Г.А., Глазовский А.Ф., Шейн А.Н., Иванов М.Н., Леопольд Я.К. Толщина льда и снежного покрова ледника ИГАН (Полярный Урал) по данным наземного радиозондирования в 2019 и 2021 гг. // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 1. С. 5–16. <https://doi.org/10.31857/S2076673423010106>

Мацковский В.В., Кузнецова В.В., Семяк Н.С., Турчинская С.М., Зазовская Э.П., Энгватова А.В., Лазарев А.С., Жданова Е.Ю., Долгова Е.А., Соломина О.Н. Дендроклиматический потенциал стабильных изотопов углерода в целлюлозе годичных колец *Pinus sylvestris* L. в Ярославской и Костромской областях // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 3. С. 74–82. <https://doi.org/10.31857/S0435428122030084>

Михаленко В.Н., Шулуңгуриев С.Н. Роль наложенного льда в массообмене ледников континентальных районов // МГИ. 1989. Вып. 65. С. 61–66.

Носенко Г.А., Муравьёв А.Я., Шейн А.Н., Иванов М.Н., Лаврентьев И.И., Леопольд Я.К., Сеницкий А.И., Токмаков В.В. Баланс массы ледника ИГАН (Полярный Урал) в 2018–2023 гг. // Лёд и Снег. 2024. Т. 64. № 4. С. 567–579. <https://doi.org/10.31857/S2076673424040074>

Носенко Г.А., Муравьёв А.Я., Иванов М.Н., Сеницкий А.И., Кобелев В.О., Никитин С.А. Реакция

- ледников Полярного Урала на современные изменения климата // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 1. С. 27–37.
<https://doi.org/10.31857/S2076673420010022>
- Троицкий Л.С., Ходаков В.Г., Михалев В.И., Гуськов А.С., Лебедева И.М., Адаменко В.Н., Живкович Л.А. Оледенение Урала. М.: Наука, 1966. 355 с.
- Шейн А.Н., Лаврентьев И.И., Носенко Г.А., Иванов М.Н., Камнев Я.К. Геофизические исследования на леднике ИГАН в 2021 г. // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2022. Т. 2. № 1. С. 334–339.
<https://doi.org/10.33764/2618-981X-2022-2-1-334-339>
- iaea.org // Электронный ресурс. URL:
<https://www.iaea.org/> (Дата обращения: 10.05.2025).
- Jouzel J., Souchez R.A. Melting-Refreezing at the Glacier Sole and the Isotopic Composition of the Ice // Journal of Glaciology. 1982. V. 28. No. 98. P. 35–42.
<https://doi.org/10.3189/S0022143000011851>
- Overland J., Dunlea E., Box J.E., Corell R., Forsius M., Kattsov V., Olsen M.S., Pawlak J., Reiersen L.-O., Wang M. The Urgency of Arctic Change // Polar Science. 2019. V. 21. P. 6–13.
<https://doi.org/10.1016/j.polar.2018.11.008>
- Shahgedanova M., Nosenko G., Bushueva I., Ivanov M. Changes in Area and Geodetic Mass Balance of Small Glaciers, Polar Urals, Russia, 1950–2008 // Journal of Glaciology. 2012. V. 58. No. 212. P. 953–964.
<https://doi.org/10.3189/2012JoG11J233>
- Souchez R.A., Grootte J.M. Relationships in Ice Formed by Subglacial Freezing: Paleoclimatic Implications // Journal of Glaciology. 1985. V. 31. No. 109. P. 229–232.
<https://doi.org/10.3189/S0022143000006583>

Citation: Chizhova Ju.N., Nosenko G.A., Mikhailenko V.M., Lavrentiev I.I., Mergelov N.S., Dolgikh A.V., Khairedinova A.G., Vorobiev M.A., Vinogradova M.M., Shein A.N. IGAN Glacier in the Polar Urals: Isotopic Signature (^{18}O , ^2H) of Ice. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (1): 45–58. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526010041

The IGAN Glacier in the Polar Urals: Isotopic Characteristics (^{18}O , ^2H) of Ice

© 2026 Ju.N. Chizhova^{a, #}, G. A. Nosenko^a, V. M. Mikhailenko^a, I. I. Lavrentiev^a, N. S. Mergelov^a, A. V. Dolgikh^a, A. G. Khairedinova^a, M. A. Vorobiev^a, M. M. Vinogradova^a, A. N. Shein^b

^a*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Scientific Center for Arctic Studies, Salekhard, Russia*

[#]*e-mail: eacentr@yandex.ru*

Received September 16, 2025; revised October 14, 2025; accepted December 29, 2025

Core drilling on the IGAN Glacier, one of the most studied glaciers of the Polar Urals, resulted in a 91-m-long ice core. This work has been done for the first time. The concentration, morphology, and composition of solid particles obtained by filtration, as well as the isotopic composition of the ice ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) were analyzed. Examination of the solid fraction on the filter surfaces made by means of scanning electron microscopy revealed the presence of porous aluminosilicate spherules with a diameter of 1–12 μm and a high-carbon substance in the form of flakes, scales and small porous fragments. On the whole, the morphology and composition of the spherules and carbonaceous particles corresponded to the ash and slag waste from thermal power plants, specifically fly ash, thus marking the development of the Vorkuta coal deposit and the associated infrastructure. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of the glacier ice change from -12.9 to -22.8‰ and from -90.8 to -167‰ , respectively. Thus, the total variation range amounted 9.9‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and 157‰ for $\delta^2\text{H}$. The greatest variability of the isotopic composition was found within the upper 5 m of the core, where the density varies from 0.27 to 0.38 g/cm^3 , representing a snow–firn layer corresponding to one year of accumulation. At a depth of 4.8 m the density increases to 0.61 g/cm^3 , at 5.4 m — to 0.87 g/cm^3 , and below this depth varies between 0.83 and 0.93 g/cm^3 . With increasing density, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values increase toward average level with very small deviations, showing a very homogeneous distribution in depth. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ isotopic relationship is approximated by the equation $\delta^2\text{H} = 7.32 \delta^{18}\text{O} + 2.97$, $R^2 = 0.98$, which is slightly different from the global meteoric water line. This difference may be related to specific features of the precipitation isotope formation in the Arctic sector of the East European Plain. The isotopic parameters of the ice suggest that the annual accumulation layer is primarily formed with the congelation ice from meltwater (including rainfall) at the end of the ablation season, with contributions of material from backwall areas of the cirque where snow and firn still remain.

Keywords: aluminosilicate spherules, ice core, glacial ice, oxygen and hydrogen isotopes, Polar Urals

REFERENCES

- Arkhipov S.M., Mikhailenko V.N., Kunakhovich M.G., Dikikh A.N., Nagornov O.V. *Termicheskij rezhim, usloviya l'doobrazovaniya i akumulyaciya na lednike Grigor'eva (Tyan'-Shan') v 1962–2001 gg.* Thermal Regime, Ice Formation Conditions and Accumulation on the Grigoriev Glacier (Tian Shan) in 1962–2001. Pushchino: Institute of Geography RAS; 2002: 46–53. [In Russian].
- Bazhev A.B., Gordienko F.G., Zagorodnov V.S. Preliminary Results of Isotope Studies of the Obruchevo Glacier Core (Polar Urals). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1976, 27: 136–138. [In Russian].
- Vasilchuk Yu.K., Chizhova Ju.N., Budantseva N.A., Vasilchuk A.K., Oblogov G.E. Isotopic Composition of Snowfields and Glaciers of the Polar Urals. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya.* Moscow University Bull. Series 5: Geography. 2018, 1: 81–89. [In Russian].
- Voloshina A.P. Some Results of Mass Balance Studies of Glaciers in the Polar Urals. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1988, 61: 44–51. [In Russian].
- Drozhin V.S., Shpirt M.Ya., Danilin L.D., Kuvaev M.D., Pikulin I.V., Potemkin G.A., Redyushev S.A. Formation Processes and Main Properties of Hollow Aluminosilicate Microspheres in Fly Ash from Thermal Power Plants. *Himiya tvyordogo topliva.* Chemistry of solid fuel. 2008, 2: 53–66. [In Russian].
- Dubinina E.O., Chizhova Yu.N., Kossova S.A., Avdeenko A.S., Miroshnikov A.Yu. Formation of Isotopic (δD , $\delta^{18}O$, d) Parameters of Glaciers and Water Runoff from the Northern Island of the Novaya Zemlya Archipelago. *Okeanologiya.* Oceanology. 2020, 60 (2): 200–215. <https://doi.org/10.31857/S0030157420010098> [In Russian].
- Lavrentiev I.I., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Shein A.N., Ivanov M.N., Leopold Y.K. Ice and Snow Thickness of the IGAN Glacier in the Polar Urals from Ground-Based Radio-Echo Sounding 2019 and 2021. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2023, 63 (1): 5–16. <https://doi.org/10.31857/S2076673423010106> [In Russian].
- Matskovsky V.V., Kuznetsova V.V., Semenyak N.S., Turchinskaya S.M., Zazovskaya E.P., Engovatova A.V., Lazarev A.S., Zhdanova E.Yu., Dolgova E.A., Solomina O.N. Dendroclimatic Potential of Stable Carbon Isotopes in Cellulose of Pinus Sylvestris L. Tree Rings in Yaroslavl and Kostroma Regions. *Geomorfologiya.* Geomorphology. 2022, 53 (3): 74–82. [In Russian].
- Mikhailenko V.N., Shulunguriev S.N. The Role of Superimposed Ice in the Mass Exchange of Glaciers in Continental Regions. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1989, 65: 61–66. [In Russian].
- Nosenko G.A., Muraviev A.Y., Shein A.N., Ivanov M.N., Lavrentiev I.I., Leopold Y.K., Sinitsky A.I., Tokmakov V.V. Mass Balance of the IGAN Glacier (Polar Urals) in 2018–2023. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2024, 64 (4): 567–579. <https://doi.org/10.31857/S2076673424040074> [In Russian].
- Nosenko G.A., Muraviev A.Y., Ivanov M.N., Sinitsky A.I., Kobelev V.O., Nikitin S.A. Response of the Polar Urals Glaciers to the Modern Climate Changes. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2020, 60 (1): 27–37. <https://doi.org/10.31857/S2076673420010022> [In Russian].
- Troitsky L.S., Khodakov V.G., Mikhalev V.I., Guskov A.S., Lebedeva I.M., Adamenko V.N., Zhivkovich L.A. Glaciation of the Urals. Moscow: Nauka, 1966: 355 p. [In Russian].
- Shein A.N., Lavrentiev I.I., Nosenko G.A., Ivanov M.N., Kamnev Ya.K. Geophysical Studies on the IGAN Glacier in 2021. *Interexpo Geo-Sibir'.* Interexpo Geo-Siberia. 2022, 2 (1): 334–339. <https://doi.org/10.33764/2618-981X-2022-2-1-334-339> [In Russian].
- iaea.org: official site. Retrieved from: URL: <https://www.iaea.org/> (Last access: May 10, 2025).
- Jouzel J., Souchez R.A. Melting-Refreezing at the Glacier Sole and the Isotopic Composition of the Ice. *Journal of Glaciology.* 1982, 28 (98): 35–42. <https://doi.org/10.3189/S0022143000011851>
- Overland J., Dunlea E., Box J.E., Corell R., Forsius M., Kattsov V., Olsen M.S., Pawlak J., Reiersen L.-O., Wang M. The Urgency of Arctic Change. *Polar Science.* 2019, 21: 6–13. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2018.11.008>
- Shahgedanova M., Nosenko G., Bushueva I., Ivanov M. Changes in Area and Geodetic Mass Balance of Small Glaciers, Polar Urals, Russia, 1950–2008. *Journ. of Glaciology.* 2012, 58 (212): 953–964. <https://doi.org/10.3189/2012JoG11J233>
- Souchez R.A., Groote J.M. Relationships in Ice Formed by Subglacial Freezing: Paleoclimatic Implications. *Journ. of Glaciology.* 1985, 31 (109): 229–232. <https://doi.org/10.3189/S0022143000006583>