

ТОЛЩИНА ЛЬДА И СНЕЖНОГО ПОКРОВА ЛЕДНИКА ИГАН (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) ПО ДАННЫМ НАЗЕМНОГО РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ В 2019 И 2021 гг.

© 2023 г. И. И. Лаврентьев^{1,*}, Г. А. Носенко¹, А. Ф. Глазовский¹,
А. Н. Шеин², М. Н. Иванов³, Я. К. Леопольд²

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

² ГКУ ЯНАО “Научный центр изучения Арктики”, Салехард, Россия

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: lavrentiev@igras.ru

Поступила в редакцию 01.06.2022 г.

После доработки 03.08.2022 г.

Принята к публикации 06.03.2023 г.

В 2019 и 2021 гг. на леднике ИГАН проводились георадарные измерения толщины льда (ВИРЛ-7, 20 МГц) и снежного покрова (Пикор-Лёд, 1600 МГц). Показано, что ледник имеет политермическую структуру, а его толщина достигает 114 м. Выполнена оценка величины и особенностей распределения снежной толщи по площади ледника и прилегающей территории.

Ключевые слова: радиолокационное зондирование, ледник, толщина снега, толщина льда, Полярный Урал

DOI: 10.31857/S2076673423010106, **EDN:** MAEUJG

ВВЕДЕНИЕ

Происходящие изменения климата и возрастающая скорость сокращения ледников придают все большую актуальность вопросам, связанным с перспективой их возможного исчезновения на нашей планете: от катастрофических последствий до утраты рекреационной привлекательности целого ряда территорий. В плачевном состоянии находятся ледники в тропических широтах — в Андах и Африке (Rabatel et al., 2013; Prinz et al., 2018). Катастрофически сокращаются ледники умеренных широт — на Кавказе (Tielidze et al., 2022) и в Альпах (Paul et al., 2020). Исчезновение ледников зафиксировано и за Полярным кругом — ледник МГУ, занимавший второе место по площади на Полярном Урале в 50-х годах прошлого столетия, практически исчез к 2018 г. (Носенко и др., 2020).

Поскольку регулярный мониторинг выполняется в основном на средних и крупных ледниках, то понимание процессов, происходящих с малыми ледниками на грани исчезновения, остается неполным. Количество ледников в мире, обеспеченных данными инструментальных наблюдений на большом временном интервале, составляет менее 1% (Global Glacier Change Bulletin № 4, 2021). Исследования показывают, что наиболее уязвимыми в этом отношении — ледники с разме-

рами менее 0.5 км² (Oerlemans et al., 1998; Debeer, Sharp, 2009), которые составляют более 80% от общего числа ледников в горных системах средних и низких широт (Pfeffer et al., 2014; Fischer et al., 2016). В зависимости от региональных особенностей климатических условий, рельефа, размеров и морфологии самих ледников, их сокращение происходит с разной интенсивностью. Количественные оценки происходящих изменений важны для понимания роли факторов, участвующих в этом процессе, и механизмов их взаимодействия.

Исследования ледников Полярного Урала, начатые в середине XX века, содержат самый длинный ряд наблюдений среди ледников горных районов материковой части России, расположенных в полярных широтах. К Полярному Уралу относится самая северная часть Уральского хребта, современное оледенение которого представлено снежно-ледовыми образованиями площадью до 1 км². Располагаясь ниже климатической снеговой границы, ледники существуют здесь благодаря низким температурам воздуха и высокой концентрации снега в карах и на уступах подветренных склонов в результате метелевого и лавинного переноса снега. На леднике ИГАН инструментальные исследования продолжаются уже на протяжении почти 70 лет. В настоящей работе пред-

ставлены результаты исследований последнего времени, позволяющие дать оценку современному состоянию ледника и произошедших с ним изменений.

ЛЕДНИК ИГАН И ИСТОРИЯ ЕГО ИССЛЕДОВАНИЙ

Первые сведения о ледниках этого района получены А.Н. Алешковым во время Второго Международного полярного года (МПГ) (1932–1933 гг.), а наиболее интенсивные исследования проводились в периоды Международного геофизического года (МГГ) (1958–1959 гг.) и Международного гидрологического десятилетия (МГД) (1965–1974 гг.) на базе двух созданных гляциологических стационаров – на оз. Большая Хадата и у языка ледника Обручева. В 1958–1981 гг. Полярно-Уральской гляциологической экспедицией Института географии АН СССР проводились ежегодные масс-балансовые исследования и фотогеодезический мониторинг трёх ледников Полярного Урала – Обручева, ИГАН и МГУ (Волошина, 1988; Троицкий и др., 1966; Цветков, 1970). Карово-долинный ледник ИГАН, расположенный на восточном склоне горы Харнаурды-Кеу (1240 м), по данным первой каталогизации ледников Полярного Урала в 1950-х годах (Каталог..., Т. 3, Ч. 3, 1966) имел площадь 1.25 км², а по морфологии относился к карово-долинному типу (рис. 1, а).

В 1961 г. ледники ИГАН и Обручева стали объектами геофизических исследований с целью определения толщины льда и характера рельефа подледного ложа (Боровинский, 1964). Для этого использовались электрометрический и магнитометрический методы. При электрометрических работах применялся гальванический метод сопротивления, зондирование выполняли симметричной и дипольно-осевой установками. Магнитометрические работы заключались в измерении вертикальной составляющей геомагнитного поля с помощью магнитометра типа М-2. Измерения проводились в центральной части ледников на поперечных профилях, а также вдоль центральной оси. На основании полученных данных было установлено, что толщина льда на леднике ИГАН достигает 135–150 м в его средней части, постепенно уменьшаясь к языку до 40 м.

В 1968 и 1976 гг. на ледниках ИГАН и Обручева выполнены первые измерения толщины льда с помощью импульсного радиовысотометра РВ-10 (центральная частота 440 МГц). Тогда впервые в практике геофизических исследований горных ледников зондирование было произведено со специально оборудованного вертолета ГАЗ-47 (Мачерет, 1974). Разнос антенн (полуволновых вибраторов с рефлектором) составлял 7.35 м, а высота над поверхностью снега 2.2 м. Отражённые сигналы на экране осциллографа регистри-

ровали с помощью фотоаппарата с интервалом 15–30 с. Было пройдено два близко расположенных профиля вдоль центральной оси ледника ИГАН длиной около 1110 м, один из которых лег в основу интерпретации полученных данных (см. рис. 1, а). На полученных было записях выделено несколько видов отраженных сигналов с разной глубины, и автор интерпретировал их как сигналы от ложа ледника, внутреннего отражающего горизонта (раздел холодного и тёплого льда), а также отражения от придонной морены в нижней части ледника (см. рис. 1, б). В результате был сделан вывод, что ледник ИГАН имеет трёхслойное строение: общая толщина льда достигает 150 м в центральной части, толщина верхнего слоя холодного льда составляет 40–50 м, а придонного моренного слоя – порядка 30 м (Мачерет, 1974, 2006). Однако по признанию самого автора объяснение природы происхождения отражающих границ (между холодным и тёплым льдом, льдом и донной мореной – границы IV и V на рис. 1, б) имело гипотетический характер из-за отсутствия независимого подтверждения полученных результатов путём бурения.

В 2000-х годах, после значительного перерыва, исследования ледников Полярного Урала, в частности, ледника ИГАН были продолжены. В 2008 и 2018 гг. выполнены повторные геодезические измерения высоты поверхности ледника с помощью дифференциальных GPS-приёмников. На основе полученных данных оценены изменения площади, высоты поверхности и баланса массы ледника за весь период инструментальных исследований (Shahgedanova et al., 2012; Носенко и др., 2020). В 2019 и 2021 гг. на леднике проведена высокочастотная радиолокационная съёмка толщины снежного покрова, а в 2021 г. дополнительно выполнены радиолокационные измерения толщины льда. В статье приводятся и обсуждаются результаты этих исследований.

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

В апреле 2019 и 2021 гг. Научным центром изучения Арктики (г. Салехард) совместно с Институтом географии РАН и Географическим факультетом МГУ им. М.В. Ломоносова проведены две гляциологические экспедиции на ледник ИГАН с целью измерения аккумуляции снега, данные о которой необходимы для последующей оценки баланса массы ледника. Кроме того, одной из задач была повторная радиолокационная съёмка толщины ледника с применением современного радиолокационного оборудования.

Снежный покров. Для измерений аккумуляции снега на леднике применялся высокочастотный (1600 МГц) радиолокатор “Пикор-Лёд”. Совмещенный антенный блок радара был закреплён на пластиковых санях-волокушах. Их перемещал по

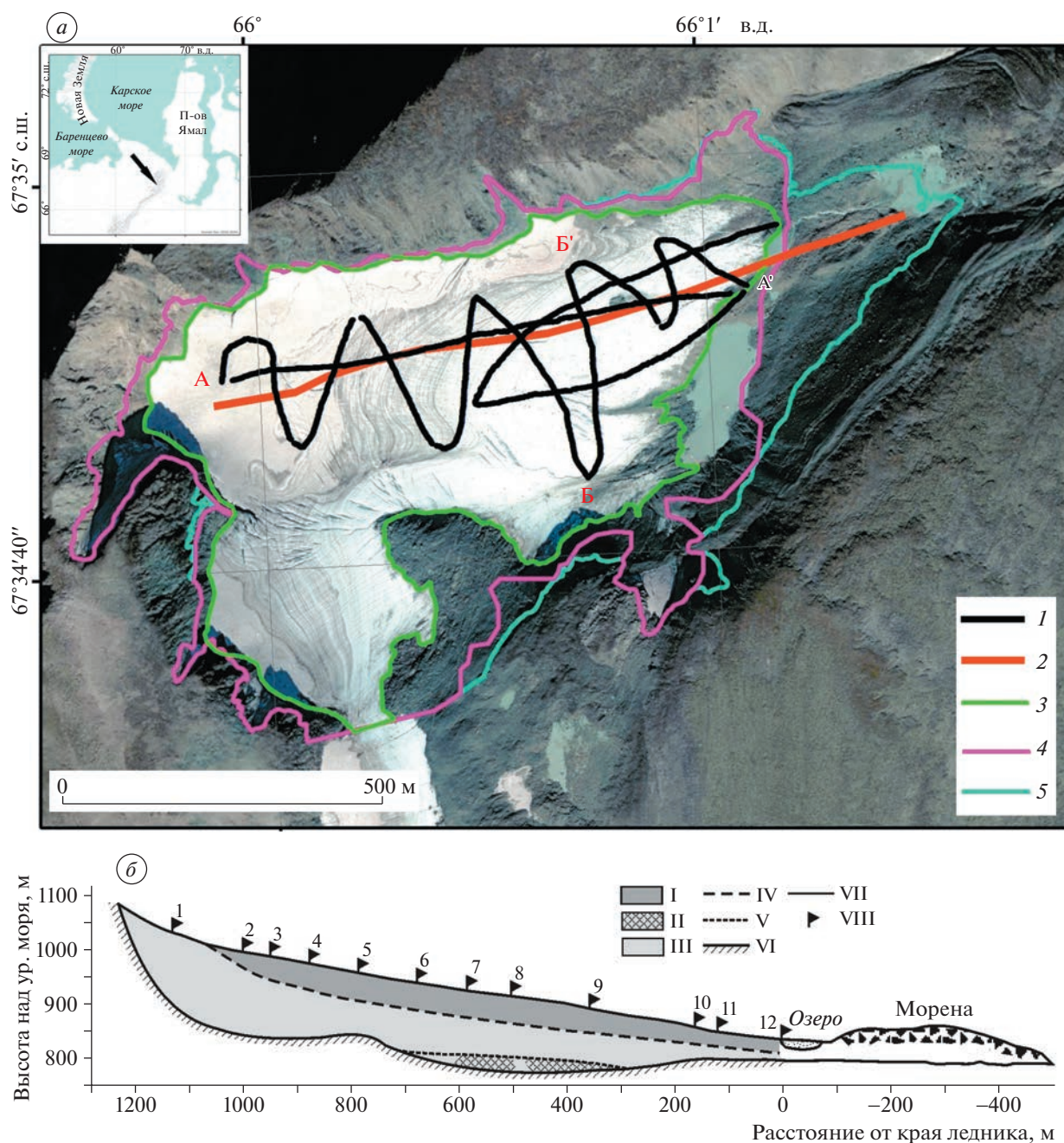


Рис. 1. Ледник ИГАН. а – профили радиозондирования (1 – 20 МГц (2021 г.), 2 – 440 МГц (1968 г.); граница ледника в разные годы (3 – 2020 г., 4 – 2008 г., 5 – 1963 г.); А–А1 и Б–Б1 профили, радарограммы вдоль которых приведены на рис. 3. Подложка – снимок WorldView-2 базы данных Google Earth, август 2021 г.

б – интерпретация радиолокационного профиля 1968 г.: I – холодный лёд; II – тёплый лёд; III – придонная морена; IV – граница между холодным и тёплым льдом; V – граница между тёплым льдом и придонной мореной; VI – ложе ледника; VII – поверхность ледника; VIII – координатные вешки профиля (Мачерет, 1974).

Fig. 1. IGAN Glacier. а – radar profiles (1 – 20 MHz (2021), 2 – 440 MHz (1968) and the glacier outlines in different years (3 – 2020, 4 – 2008, 5 – 1963); Letters А–А1 and Б–Б1 show the profiles along which radargrams are shown in Fig. 3. World-View-2 image from Google Earth database, August 2021, was used as a background.

б – interpretation of the 1968 radar profile: I – cold ice; II – temperate ice; III – basal moraine; IV – boundary between cold and temperate ice; V – boundary between temperate ice and basal moraine; VI – glacier bedrock; VII – glacier surface; VIII – profile pickets (Macheret, 1974).

поверхности ледника один оператор на лыжах. В 2019 г. было получено около 4 км, а в 2021 г. 5.6 км снегомерных профилей, покрывающих доступную область северной, основной части лед-

ника. Даты проведения съёмок – 24 апреля 2019 г. и 23 апреля 2021 г. – соответствуют срокам завершения периода аккумуляции. По данным ГМС “Салехард” максимум снегонакопления за зиму

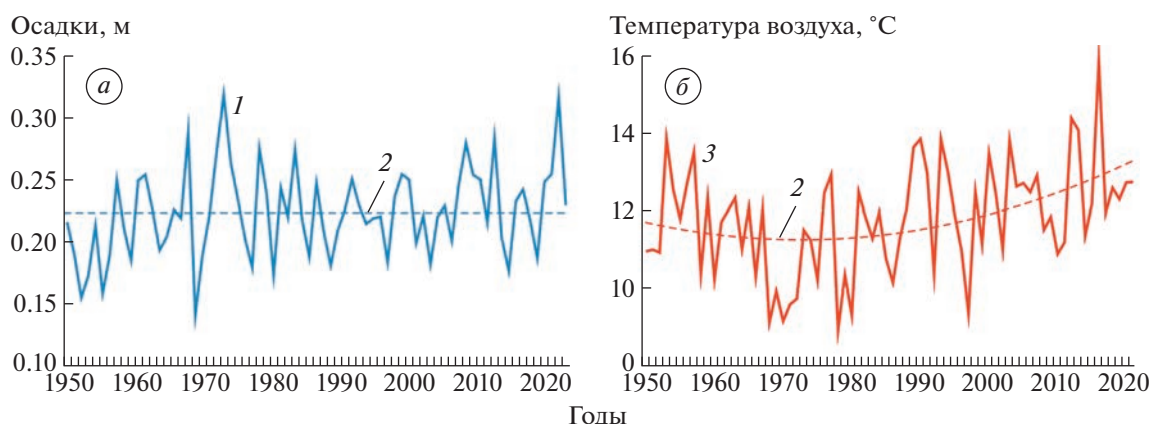


Рис. 2. Изменения основных климатических показателей исследуемой территории в период 1950–2021 гг.: *а*: 1 – зимние осадки (м), 2 – линия климатической нормы зимних осадков 1981–2020 гг.; *б*: 3 – летние температуры воздуха (°C) по данным ГМС “Салехард”, 4 – линия тренда полиномиальная 2-го порядка.

Fig. 2. Changes in the main climatic indicators of the study area in the period 1950–2021: *a*: 1 – winter precipitation (m), 2 – the climate normal line of winter precipitation in 1981–2020; *б*: 3 – summer air temperatures (°C) “Salekhard” GMS, 4 – the polynomial trend line of the 2nd order.

2020/21 г. был достигнут к концу первой декады апреля (10.04.2021 г.) и составил 224 мм. Если сравнить с данными реанализа (ECMWF ERA5, 2022), то эта величина практически совпадает с климатической нормой осадков (1991–2020 гг.) для этой территории за зимние месяцы (последняя точка на графике (рис. 2, *а*)).

Температура воздуха на высоте ледника (840–1000 м над ур. моря) в дни проведения работ оставалась отрицательной, таяние снега ещё не началось и поэтому условия для проведения радиолокационной съёмки снежной толщи были благоприятные. В центральной и нижней частях ледника выкопаны два шурфа до поверхности льда, в которых описана структура снежной толщи и измерена её плотность. Глубина шурфа в центральной части составила 515 см, плотность снега постепенно увеличивалась с глубиной от 0.27 до 0.57 г/см³. На языке ледника толщина снега в шурфе была меньше и составила 180 см, а плотность по глубине изменялась в диапазоне от 0.28 до 0.46 г/см³. Эти данные в дальнейшем применялись для определения скорости распространения радиоволн в снежной толще (229 м/нс) и конвертации времени запаздывания сигналов радара в толщину снега.

Толщина льда. Для измерений толщины льда использовали 20-МГц радиолокатор ВИРЛ-7 (Vasilenko et al., 2011), ранее успешно применявшийся для измерений толщины ледников на архипелагах Российской Арктики, на Кавказе, Алтае и в других горных системах. Компоненты локатора – приёмник, передатчик, блок управления, GPS и источники питания – крепились на двух санях-волокушах. Для навигации использовали приемник Garmin GPS Map64х, приемное и передаю-

щее устройства синхронизировались по оптоволоконному кабелю. Вся конструкция перемещалась по доступной площади ледника оператором на лыжах: всего было пройдено около 4 км профилей как вдоль центральной оси, так и поперек ледника (см. рис. 1, *а*).

Визуализация и обработка радарных данных производилась в программе RadexPro Plus 2011.1 (Кульницкий и др., 2001). Граф обработки состоял из стандартных процедур: удаление задержки, удаление звона антенны (вычитание среднего), полосовая фильтрация и амплитудная коррекция за сферическое расхождение. Кроме того, при обработке данных низкочастотного зондирования применялась также Stolt-FK миграция для коррекции радарных записей с применением Фурье-анализа, позволяющего уточнить толщину льда и геометрию ложа за счёт коррекции глубины и положения боковых отражений. Для конвертации времени запаздывания электромагнитных сигналов в толщину учитывалась их средняя скорость равная 168 м/мкс (Мачерет, 2006). На рис. 3 приведены характерные радарограммы, полученные на леднике 20 МГц локатором.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Снежный покров. По результатам обработки данных радарной снегомерной съёмки (рис. 4, *а*, *б*) с применением программного обеспечения ArcGIS построены схемы распределения толщин снежного покрова по поверхности ледника в 2019 и 2021 гг. (см. рис. 4, *в*, *г*). Интерполяция данных измерений толщины снежного покрова выполнялась методом Topo to Raster в ArcGIS 3D Analyst Tools. Область питания ледника ограничена кру-

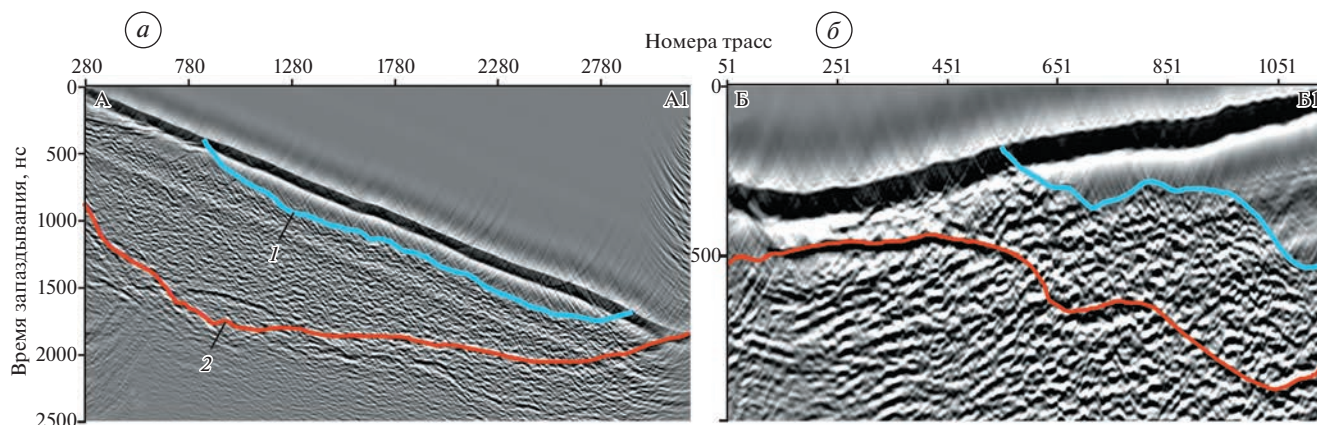


Рис. 3. Радарограммы: а–б: полученные на частоте 20 МГц на профилях А–А1 и Б–Б1 (см. рис. 1, а); 1 – отражение от ложа ледника, 2 – отражение от границы раздела между холодным и тёплым льдом.

Fig. 3. Radargrams: а–б: obtained at a frequency of 20 MHz on profiles А–А1 and Б–Б1 (see Fig. 1, а) – 1 – reflection from the glacier bed, 2 – from the interface between cold and warm ice.

тыми скальными бортами, даже зимой свободными от снега, поэтому толщина снежного покрова на линии контакта с ними принималась равной нулю. В области языка, где такое обрамление отсутствует и толщина снега невелика, использовались данные прямых измерений шупом вдоль границы ледника. Измерения в контрольных шурфах на пересечении продольного и поперечного профилей (см. рис. 4, а) подтвердили результаты радиолокационной съёмки с точностью 0.1 м. На этих картах наблюдается общая закономерность постепенного увеличения снежной толщи от языка ледника к тыловой стенке кара от 2 до 8 м и более. Такое распределение снега для данного ледника обусловлено существенным влиянием лавинного питания с крутых бортов в области аккумуляции и преобладающего северо-западного переноса осадков. На картах можно увидеть, что несмотря на подобие и сходный диапазон величин, рисунок полей аккумуляции в разные годы может различаться в зависимости от комбинации метеорологических факторов и их взаимодействия с рельефом. Например, понижение в горном обрамлении тыловой части кара создает условия для формирования мощной струи воздушных масс, обеспечивающей повышенную концентрацию осадков вдоль оси ледника и их проекцию на поверхность (см. рис. 4, г). След этой струи, сохранившийся до конца периода абляции 2021 г., виден и на фотографии, сделанной во время летней экспедиции в августе 2021 г., (см. рис. 4, д). На карте 2019 г. этот след отсутствует. Возможно, это обусловлено некоторыми отклонениями от обычных путей прохождения циклонов над территорией Полярного Урала в зимний период данного года и, соответственно, другой комбинацией факторов, влияющих на распределение осадков в пространстве и времени.

На леднике ИГАН в период с 1958 по 1981 г. проводились ежегодные наблюдения за балансом массы и фотогеодезический мониторинг границ ледника и высоты его поверхности. По данным наблюдений в эти годы весной толщина снега в области аккумуляции ледника достигала 9 м (Троицкий и др., 1966). Результаты радиозондирования 2019 и 2021 г. показали близкую величину – более 8.5 м.

После окончания работ на леднике (25.04.2019 г.) во время возвращения в г. Лабытнанги были выполнены измерения толщины и плотности снежного покрова по 70-километровому маршруту, проходившему от ледника вдоль долин рек Сядотаяха и Лонготъеган до пересечения с трассой на Бованенково. Результаты показали, что толщина и плотность снега быстро уменьшаются при удалении от главного водораздела. Если в верховьях речных долин толщина снега составляла 1.5–2 м, то в зоне предгорной тундры она уменьшилась до 0.4 м, а на равнинных участках тундры снег местами отсутствовал совсем (0–0.1 м). С одной стороны, это подтверждает устойчивость закономерности распределения толщины снежного покрова на равнинных, предгорных и горных участках восточного склона Полярного Урала, установленную ещё во время исследований 1957–1963 гг. Полярно-Уральской гляциологической экспедицией Института географии РАН (Троицкий и др., 1966). С другой – выполненные измерения показали хорошее соответствие полученных величин с результатами наблюдений тех лет. Так, толщина снежного покрова в среднюю по снежности зиму 1960/61 г. по аналогичному маршруту вдоль долины соседней р. Хадата менялась от 164 см (стационар на озере) до 16 см (на выходе из предгорий в тундру).

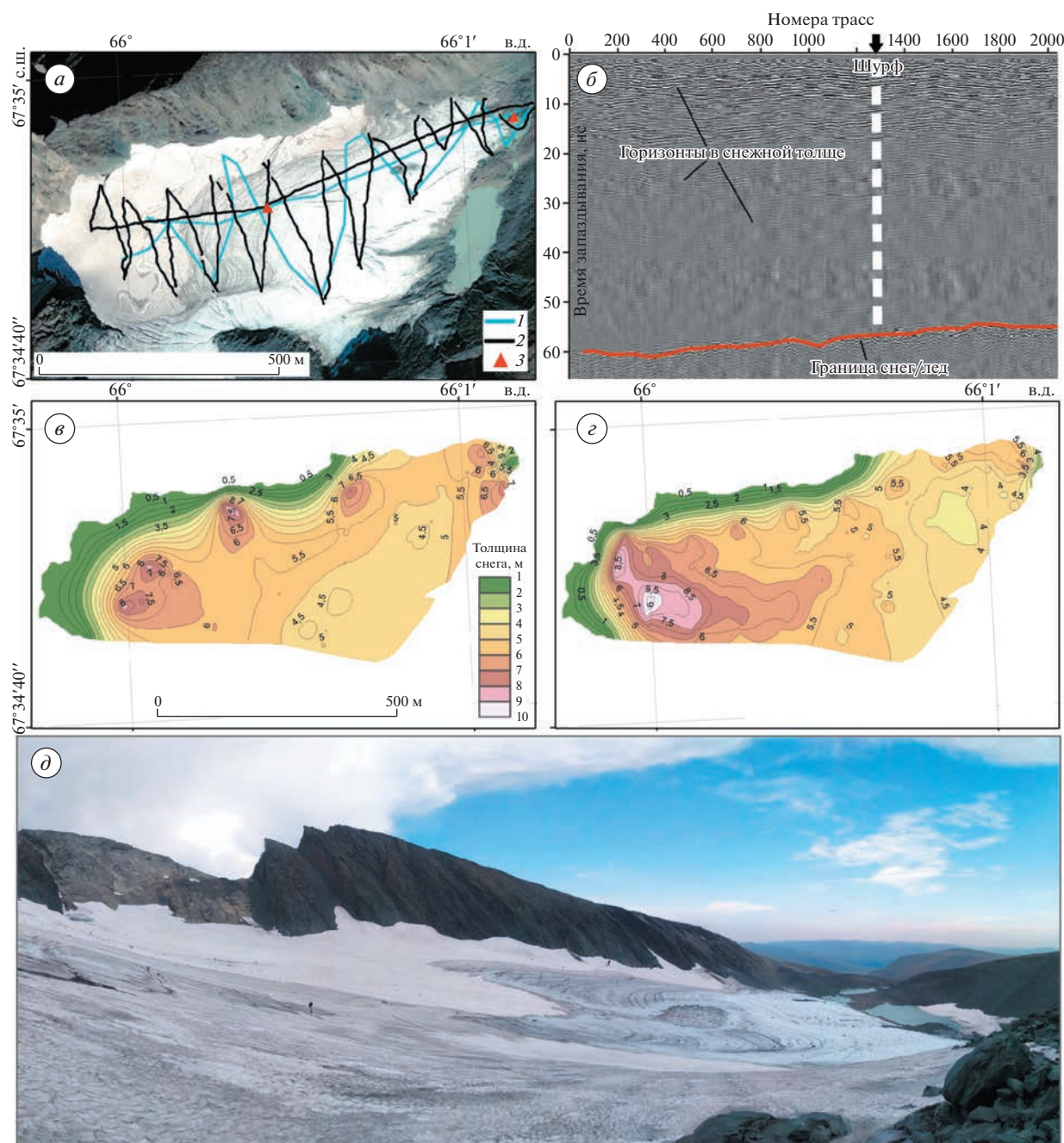


Рис. 4. Результаты радарной снегомерной съёмки на леднике ИГАН: *а* – профили высокочастотного (1600 МГц) радиозондирования в 2019 (1) и 2021 (2) гг., положение шурфов (3); *б* – характерный радиолокационный разрез снежной толщи на леднике; *в* – схемы распределения толщины снежного покрова (аккумуляции) на леднике ИГАН в 2019 г.; *з* – схемы распределения толщины снежного покрова (аккумуляции) на леднике ИГАН в 2021 г.; *д* – ледник ИГАН в конце периода абляции в 2021 г. Фото А.Н. Шеина.

Fig. 4. Results of the snow radar survey on IGAN Glacier: *a* – high-frequency (1600 MHz) radar profiles in 2019 (1) and 2021 (2) and location of snow pits (3); *б* – typical radar section of the snowpack on the glacier; *в* – schemes of snow thickness distribution (accumulation) on the IGAN Glacier in 2019; *з* – schemes of snow thickness distribution (accumulation) on the IGAN Glacier in 2021; *д* – the IGAN Glacier at the end of the ablation period in 2021. Photo by A.N. Shein.

Все это позволяет предположить, что несмотря на высокую межгодовую изменчивость общая картина распределения снежного покрова для территории Полярного Урала мало изменилась с

1950-х годов. Соответственно, величина аккумуляции снега на ледниках (одна из основных составляющих баланса массы) также не должна была существенно измениться за этот период.

Однако ледники продолжают сокращаться. По данным ГМС “Салехард” (GISS Surface, 2022), устойчивый рост летних температур воздуха, влияющих на интенсивность процессов абляции, наблюдается с середины прошлого столетия (см. рис. 2, б). Они увеличились за последние два десятилетия почти на 2°C , а в последние 6 лет (2015–2021 гг.) ежегодно превышают климатическую норму 1961–1990 гг., которая составляла 11.2°C . В 1958–1981 гг. в период работы ГМС “Большая Хадата” была установлена тесная связь между температурами воздуха в ледниковой зоне Полярного Урала с температурой воздуха на ГМС “Салехард” (коэффициент корреляции между суточными температурами составлял 0.89) (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). Из этого следует, что последние два десятилетия ледники Полярного Урала находятся в неблагоприятном температурном режиме, где абляция стала определяющим фактором в формировании их баланса массы. Оценки, выполненные геодезическим методом в период 2008–2018 гг., показали среднюю годовую величину удельного баланса массы -336 ± 61 мм в.э. (Носенко и др., 2020). По сравнению с 2019 г. температуры летом 2021 г. были почти на 1°C выше. Можно предположить, что баланс массы ледника ИГАН в 2020–2021 гг. был ещё более отрицательным. Таким образом, основной причиной сокращения ледников Полярного Урала считается устойчивый рост летних температур воздуха в последние десятилетия.

Толщина льда и внутреннее строение ледника. За период инструментальных исследований с 1963 по 2021 г. с ледником произошли значительные изменения. К 2005 г. практически исчезла его южная часть, расположенная на пологом участке склона горы Харнаурды-Кеу, и поэтому современные исследования сосредоточены в основном на его северной, карово-долинной части. Объём всего ледника с 1963 по 2018 г. сократился на 19.7 млн м^3 , из которых на последнее десятилетие пришлось 3.2 млн м^3 . С учётом произошедших изменений площади кумулятивный баланс массы всего ледника за 1963–2018 гг. составил $-19.06 \pm \pm 2.67$ мм в.э. Северная часть ледника потеряла за весь этот период 22.0 ± 2.1 мм в.э. (Носенко и др., 2020). Измерения низкочастотным локатором в 2021 г. показали, что толщина льда достигает здесь 114 м, а в среднем составляет 49 м. Среднеквадратическое отклонение в разности толщины льда на 16 пересечениях профилей составило 0.5 м. При средней толщине льда на этих пересечениях 63.2 м это даёт стандартную ошибку измерений около 1%. Анализ полученных радарограмм (см.

рис. 3) показал, что ледник ИГАН имеет политермическую структуру скандинавского типа. Верхний холодный слой льда со средней толщиной 12 м (максимальные значения достигают 43 м), перекрывает тёплый лёд, средняя толщина которого составляет 37 м, достигая максимального значения в 114 м в верхней части ледника (рис. 5). Объём льда, заключенного в исследованной части ледника, составляет 14.3 млн м^3 , из них 10.89 млн м^3 приходится на тёплый лёд и 3.44 млн м^3 — на холодный лёд.

Говорить о наличии и толщине слоя донной морены, о которой написано в работе (Мачерет, 1974), можно лишь гипотетически. Помехи, создаваемые переотражением сигнала от бортов на полученных радарограммах (см. рис. 3), не позволяют однозначно интерпретировать её верхнюю и нижнюю границы.

Для построения схемы рельефа ложа ледника применялись цифровая модель рельефа (ЦМР) поверхности, созданная по результатам DGPS-съёмки, выполненной ГКУ ЯНАО “Научный центр изучения Арктики” в августе 2020 г. Съёмка проводилась 22–24 августа 2020 г. В это время года температура воздуха на Полярном Урале на высоте ледников становится уже отрицательной. Скорости движения льда на поверхности ледника ИГАН практически нулевые. Измерения координат и высот поверхности ледника проводились с применением геодезического оборудования GNSS EFT M2 (два приёмника: один — в качестве базы, другой — ровера) в режиме “Кинематика” с опорой на исторические базисы. Расстояние между 4645 съёмочными точками варьировалось от 20 до 60 м, в зависимости от перепада высот и устойчивости приёма спутникового сигнала для получения фиксированного решения. Съёмкой обеспечено около 80% площади ледника, а погрешность измерений по высоте не превышала 12 мм. По этим данным с применением программного обеспечения AutoCAD Civil 3D построена ЦМР поверхности ледника. В процессе построения ЦМР и при интерполяции точность определения промежуточных значений высот ухудшается и зависит от расстояния между точками съёмки и кривизны поверхности. На леднике ИГАН доступная для съёмки поверхность ледника была относительно ровной, без резких изменений уклона. Расстояние между точками съёмки составляло от 20 до 60 м, а между профилями 15 – 20 м. Максимально возможное отклонение по высоте в пределах одного шага интерполяции не превышало ± 1.0 м. Поскольку за прошедший до весенней радиолокации зимний период высоту поверхности льда можно считать неизменной, то рельеф ложа в пределах исследуемой территории был получен путем вычитания данных радиозон-

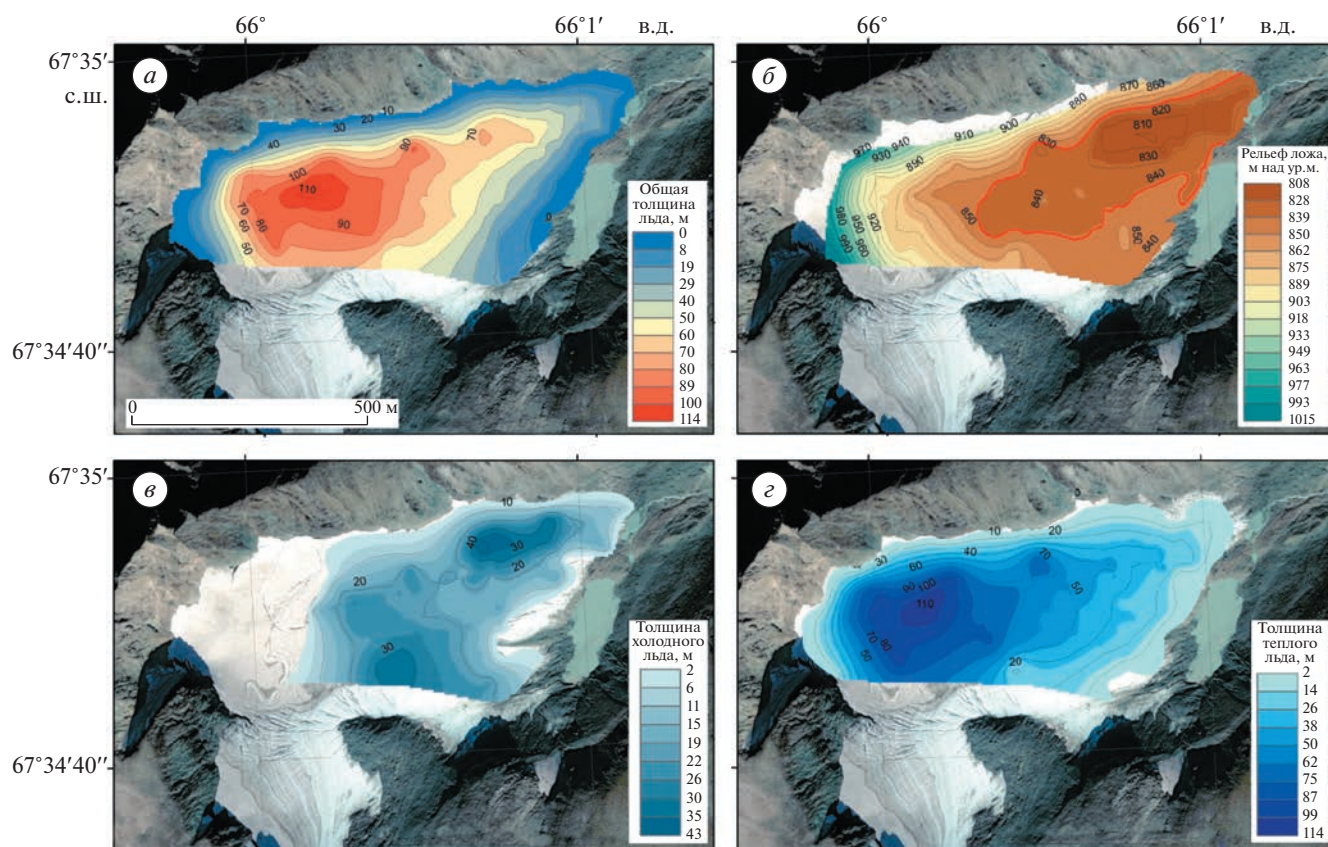


Рис. 5. Общая толщина льда (а), рельеф ложа (б), толщина холодного (в) и тёплого (г) льда ледника ИГАН в 2021 г. Красной линией на (б) выделена горизонталь 840 м (пояснение в тексте).

Fig. 5. Total ice thickness (a), bed topography (b), cold ice (в) and temperate ice (г) thickness of the IGAN glacier in 2021. The red line on (b) highlights the 840-m contour line (explanation in the text).

дирования (толщины льда) из высот данной ЦМР (см. рис. 5, б).

На схеме рельефа ложа видно, что примерно 30% площади ледника (0.09 км^2) расположено ниже изогипсы 840 м. На этом же уровне находится поверхность озера, образовавшегося в складке между правой боковой мореной и ледником за последние годы. Первые признаки его появления были обнаружены экспедицией Института географии РАН в 2005 г. Уровень поверхности и размеры озера в течение года меняются и зависят как от интенсивности таяния ледника, так и пропускной способности дренажной системы, которая, в свою очередь, непостоянна. Непосредственный контакт воды озера с ледником не только способствует более интенсивному таянию льда вдоль линии фронта, но и создает предпосылки для её распространения по ложу под языком ледника, что может дополнительно ускорить процесс его разрушения. В перспективе, при сохранении существующих климатических условий, это может привести к образованию очередного озера на месте этой относительно пологой части ложа и от-

ступанию ледника на более высокие уровни в тыловую часть кара.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты позволяют оценить изменения, произошедшие с ледником ИГАН с середины прошлого столетия до настоящего времени. Сравнение с данными радиолокационных исследований, выполненных в 1968 г., говорит о том, что размеры ледника сокращаются. Измерения в 2021 г. показали, что толщина льда достигает 114 м, а в среднем составляет 49 м. Тем не менее, ледник по-прежнему сохраняет политермическую структуру, хотя общая толщина льда и толщина верхнего холодного слоя также заметно уменьшились (примерно на 30%). В настоящее время объём исследованной части составляет 14.3 млн м^3 . Если судить о скорости сокращения объёма по данным о балансе массы — растаяло порядка 3.2 млн м^3 за последнее десятилетие (Носенко и др., 2020), то полного исчезновения ледника, при сохранении современных тенденций изменения климата, можно ожидать через 40–50 лет.

Однако этот процесс — нелинейный, поскольку в нем участвуют не только климатические факторы, но и местные особенности рельефа. К таким особенностям, препятствующим быстрому исчезновению ледника, следует отнести крутостенное горное обрамление области его питания и относительно большой (среди других каровых ледников Полярного Урала (Троицкий и др., 1966) высотный уровень положения. Дополнительное лавинное питание в сочетании с метелевым переносом обеспечивают повышенную концентрацию снега на поверхности ледника. Снегомерные съёмки, выполненные в 2019 и 2021 гг., позволяют предположить, что величина аккумуляции с 60-х годов прошлого столетия если и уменьшилась, то незначительно. Высокий уровень поверхности ложа (более 800 м над ур. моря), благодаря более низким температурам воздуха на этих высотах, обеспечивает температурный режим, способствующий уменьшению интенсивности процессов абляции и сохранению масс лавинного снега и льда.

В то же время, наличие отрицательных форм рельефа на ложе ледника может привести к образованию приледниковых озёр и на каком-то этапе ускорить процесс его сокращения. Аналогичная ситуация привела к быстрому исчезновению ледника МГУ, расположенному в 23 км севернее в районе Малого Шучьего озера (Носенко и др., 2020). На протяжении многих лет этот ледник входил в число трёх самых больших ледников Полярного Урала, но за два последних десятилетия его размеры уменьшались с катастрофической скоростью. Одной из основных причин было образование озера на пологом днище кара, способствовавшего быстрому разрушению языка ледника. Для ледника ИГАН, судя по постепенному увеличению высоты рельефа ложа (см. рис. 5, б), такой сценарий менее вероятен, хотя процесс его сокращения может быть и неравномерным.

По мере отступления линии фронта на более высокие уровни и сокращения площади области абляции её вклад в баланс массы ледника будет уменьшаться, и не исключено, что в какой-то момент баланс станет близок к нулю. Соответственно скорость изменения размеров ледника существенно замедлится, и в таком состоянии он сможет находиться неопределённо долго. Дальнейшее развитие ситуации будет зависеть от того, какой из возможных сценариев изменений климата будет реализован в будущем. В любом случае, полученные в данном исследовании результаты будут способствовать пониманию реакции ледника на происходящие изменения.

Благодарности. Полевые работы выполнены при финансовой поддержке НП “Центр освоения Арктики” совместно с ГКУ ЯНАО “Научный Центр изучения Арктики” (г. Салехард) в рамках НИР “Мониторинг криолитозоны и создание си-

стемы геотехнического мониторинга в Ямало-Ненецком автономном округе в 2021 году” и в рамках темы государственного задания Института географии АААА-А19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004).

Acknowledgments. The field work was carried out with the financial support of the NP “Arctic Development Center” together with the State Institution of the Yamalo-Nenets Autonomous District “Scientific Center for Arctic Studies” (Salekhard) within the framework of the research project “Monitoring of the Cryolithozone and the creation of a geotechnical monitoring system in the Yamalo-Nenets Autonomous District in 2021” and within the State Assignment Scientific Theme (no. АААА-А19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) of the Institute of Geography RAS.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Боровинский Б.А. Геофизические исследования ледников Полярного Урала // МГИ. 1964. Вып. 9. С. 227–230.
- Волошина А.П. Некоторые итоги исследований баланса массы ледников Полярного Урала // МГИ. 1988. Вып. 61. С. 44–51.
- Каталог ледников СССР. Т. 3. Северный Край. Ч. 3 Урал. Ленинград: Гидрометеиздат, 1966. 52 с.
- Кульницкий Л.М., Гофман П.А., Токарев М.Ю. Математическая обработка данных георадиолокации и система RADEXPRO // Разведка и охрана недр. 2001. № 3. С. 6–11.
- Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.
- Мачерет Ю.Я. Применение геофизических методов для изучения мощности льда и строения горных ледников. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. техн. наук. М.: Московский гос. ун-т, 1974. 174 с.
- Носенко Г.А., Муравьев А.Я., Иванов М.Н., Синицкий А.И., Кобелев В.О., Никитин С.А. Реакция ледников Полярного Урала на современные изменения климата // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 1. С. 42–57. <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.
- Цветков Д.Г. 10 лет фотогеодезических работ на ледниках Полярного Урала (Опыт наземной съёмки и составления планов малых ледников с приложением топокарт ледников ИГАН и Обручева в масштабе 1:5000) // МГИ. 1970. Вып. 16. С. 245–257.
- Debeer C.M., Sharp M.J. Topographic influences on recent changes of very small glaciers in the Monashee Mountains, British Columbia, Canada // Journ. of Glaciology. 2009. V. 55. № 192. P. 691–700. <https://doi.org/10.3189/002214309789470851>
- ECMWF ERA5 (0.5×0.5 deg) // Электронный ресурс. https://climateresearcher.org/reanalysis/monthly_tseries/ (Дата обращения: 01.06.2022).
- Farinotti D., Huss M., Fürst J.J., Landmann J., Machguth H., Maussion F., Pandit A. A consensus, estimate for the ice

- thickness distribution of all glaciers on Earth // *Nature Geosciences*. 2019. V. 12. P. 168–173.
<https://doi.org/10.1038/s41561-019-0300-3>
- Farinotti D. and the ITMIX Consortium: How accurate are estimates of glacier ice thickness? Results from ITMIX, the Ice Thickness Models Intercomparison experiment // *The Cryosphere*. 2017. V. 11. P. 949–970.
<https://doi.org/10.5194/tc-11-949-2017>
- Fischer M., Huss M., Kummert M., Hoelzle M. Application and validation of long-range terrestrial laser scanning to monitor the mass balance of very small glaciers in the Swiss Alps // *The Cryosphere*. 2016. V. 10. P. 1279–1295.
<https://doi.org/10.5194/tc-10-1279-2016>
- GISS Surface Temperature Analysis (v4) Station Data: Salekhard (66.5294N, 66.5294E) // Электронный ре-сурс. https://data.giss.nasa.gov/tmp/gistemp/STATIONS/tmp_RSM00023330_14_0_1/station.txt. (Дата обращения: 01.06.2022).
- Oerlemans J., Anderson B., Hubbard A., Huybrechts Ph., Johannesson T., Knap W.H., Schmeits M., Stroeven A.P., van de Wal R.S.W., Wallinga J., Zuo Z. Modelling the response of glaciers to climate warming // *Climate Dynamic*. 1998. V. 14. № 4. P. 267–274.
- Paul F., Rastner P., Azzoni R.S., Diolaiuti G., Fugazza D., Le Bris R., Nemec J., Rabatel A., Ramusovic M., Schwaizer G., Smiraglia C. Glacier shrinkage in the Alps continues unabated as revealed by a new glacier inventory from Sentinel-2 // *Earth System Science Data*. 2020. V. 12. P. 1805–1821.
<https://doi.org/10.5194/essd-12-1805-2020>
- Prinz R., Heller A., Ladne M., Nicholson L.I., Kaser G. Mapping the Loss of Mt. Kenya's Glaciers: An Example of the Challenges of Satellite Monitoring of Very Small Glaciers // *Journ. of Geosciences*. 2018. V. 8. № 5. P. 174–188.
<https://doi.org/10.3390/geosciences8050174>
- Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., and the Randolph Consortium. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers // *Journ. of Glaciology*. 2014. V. 60. P. 537–552.
<https://doi.org/10.3189/2014JoG13J176>
- Rabatel A., Francou B., Soruco A., Gomez J., Cáceres B., Ceballos J.L., Basantes R., Vuille M., Sicart J.-E., Huggel C., Scheel M., Lejeune Y., Arnaud Y., Collet M., Condom T., Consoli G., Favier V., Jomelli V., Galarraga R., Ginot P., Maisincho L., Mendoza J., Ménégot M., Ramirez E., Ribstein P., Suarez W., Villacis M., Wagnon P. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change // *The Cryosphere*. 2013. № 7. P. 81–102.
<https://doi.org/10.5194/tc-7-81-2013>
- 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*. 2017. V. 58. № 211. P. 953–964.
<https://doi.org/10.3189/2012JoG11J233>
- Tielidze L., Nosenko G., Khromova T., Paul F. Strong acceleration of glacier area loss in the Greater Caucasus between 2000 and 2020 // *The Cryosphere*. 2022. V. 16. P. 489–504.
<https://doi.org/10.5194/tc-16-489-2022>
- Vasilenko E.V., Machio F., Lapazaran J.J., Navarro F.J., Frolovskiy K. A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications // *Journ. of Glaciology*. 2011. V. 57. P. 1113–1118.
<https://doi.org/10.3189/002214311798843430>
- Zemp M., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Bannwart J., Paul F., Hoelzle M. WGMS 2021. Global Glacier Change Bulletin No. 4 (2018–2019) // ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO. World Glacier Monitoring Service. Zurich-Switzerland. 2021. 278 p.
<https://doi.org/10.5904/wgms-fog-2021-05>

Citation: Lavrentiev I.I., Nosenko G.A., Glazovsky, A.F., Shein A.N., Ivanov M.N., Leopold Ya.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 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423010106

Ice and Snow Thickness of the IGAN Glacier in the Polar Urals from Ground-Based Radio-Echo Sounding 2019 and 2021

I. I. Lavrentiev^{a, #}, G. A. Nosenko^a, A. F. Glazovsky^a, A. N. Shein^b, M. N. Ivanov^c, Ya. K. Leopold^b

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

^b “Scientific Center for the Study of the Arctic”, Salekhard, Russia

^c Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

[#]e-mail: lavrentiev@igras.ru

Small glaciers of the Polar Urals are at the limits of their existence. Their state and changes serve as an important natural indicator of modern climatic changes. In 2019 and 2021, we performed ground-based radar studies of one of these glaciers, the IGAN Glacier, to measure ice thickness and snow cover. We used Picor-Led (1600 MHz), and VIRL–7 (20 MHz) GPRs. According to these data, the glacier has an average thickness of 49 m, maximum 114 m. The glacier has a polythermal structure: a cold ice layer with an average thickness of 12 m (maximum 43 m), overlaps the temperate ice with an average thickness of 37 m (maximum 114 m in the upper part of the glacier). The volume of ice contained in the glacier (in its studied part) is $14.3 \times 10^6 \text{ m}^3$,

of which $10.89 \times 10^6 \text{ m}^3$ is temperate ice and $3.44 \times 10^6 \text{ m}^3$ is cold ice. For comparison: according to the radar data of 1968, the total ice thickness then reached 150 m in the central part, and the thickness of the upper layer of cold ice was 40–50 m. Radar snow gauge survey allowed to build schemes of seasonal snow thickness distribution over the glacier surface in 2019 and 2021, where there is a general spatial pattern of snow thickness growth from 2 m on the glacier terminus to 8 m or more to the rear wall of the corrie, which is due to the significant influence of avalanche feeding and wind transport. The glacier has lost about $3.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ of ice per last decade, if the rate of loss continues, it may disappear in 40–50 years. However, this process may have a non-linear nature, as it involves not only climatic factors, but also local terrain features, on the one hand contributing to a high accumulation of snow, on the other – the formation of a glacial lake during glacier retreat, which may increase ablation.

Keywords: radio-echo sounding, glacier, snow thickness, ice thickness, Polar Urals

REFERENCES

- Borovinskiy B.A. Geophysical studies of glaciers in the Polar Urals. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1964, 9: 227–230 [In Russian].
- Voloshina A.P. Some results of studies of the mass balance of the Polar Urals glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1988. 61: 44–51 [In Russian].
- Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 3. Northern Edge. Is. 3 Ural. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 52 p. [In Russian].
- Kulnitsky L.M., Gofman P.A., Tokarev M.Y. Mathematical processing of georadar data and RADEXPRO system. *Razvedka i okhrana nedr*. Exploration and protection of mineral resources. 2001, 3: 6–11 [In Russian].
- Macheret Y.Y. *Radiozondirovanie lednikov*. Radio echo-sounding of glaciers. Moscow: Nauchny Mir, 2006: 392 p. [In Russian].
- Macheret Yu.Ya. *Primenenie geofizicheskikh metodov dlya izucheniya moshchnosti l'da i stroeniya gornyh lednikov*. Application of geophysical methods to study ice thickness and structure of mountain glaciers. PhD. *Dissertatsiya na soiskaniye uchenoy stepeni kandidata tekhnicheskikh nauk*. Moscow, Moscow State University, 1974: 174 p. [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): 42–57 [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S2076673420010022>
- Troitsky L.S., Khodakov V.G., Mikhalev V.I., Guskov A.S., Lebedeva I.M., Adamenko V.N., Zhivkovich L.A. *Oledenenie Urala*. The glaciation of the Urals. Moscow: Nauka, 1966: 355 p. [In Russian].
- Tsvetkov D.G. 10 years of photogeodetic works on the glaciers of the Polar Urals (Experience of land surveying and mapping of small glaciers with the application of topographs of the IGAN and Obruchev glaciers at a scale of 1:5000). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1970, 16: 245–257 [In Russian].
- Debeer C.M., Sharp M.J. Topographic influences on recent changes of very small glaciers in the Monashee Mountains, British Columbia, Canada. *Journ. of Glaciology*. 2009, 55 (192): 691–700. <https://doi.org/10.3189/002214309789470851>.
- ECMWF ERA5 (0.5 × 0.5 deg): https://climategateanalysis.org/reanalysis/monthly_tseries. (Last access: 01 June 2022).
- Farinotti, D., Huss M., Fürst J.J., Landmann J., Machguth H., Maussion F., Pandit A. A consensus, estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth. *Nature Geosciences*. 2019, 12: 168–173. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0300-3>
- Farinotti D. and the ITMIX Consortium. How accurate are estimates of glacier ice thickness? Results from ITMIX, the Ice Thickness Models Intercomparison experiment. *The Cryosphere*. 2017, 11: 949–970. <https://doi.org/10.5194/tc-11-949-2017>.
- Fischer M., Huss M., Kummert M., Hoelzle M. Application and validation of long-range terrestrial laser scanning to monitor the mass balance of very small glaciers in the Swiss Alps. *The Cryosphere*. 2016, 10: 1279–1295. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1279-2016>.
- GISS Surface Temperature Analysis (v4)/Station Data: Salekhard (66.5294N, 66.5294E): https://data.giss.nasa.gov/tmp/gistemp/STATIONS/tmp_RSM00023330_14_0_1/station.txt. (Last access: 01 June 2022).
- Oerlemans J., Anderson B., Hubbard A., Huybrechts Ph., Johannesson T., Knap W.H., Schmeits M., Stroeve A.P., van de Wal R.S.W., Wallinga J., Zuo Z. Modelling the response of glaciers to climate warming. *Climate Dynamic*. 1998, 14 (4): 267–274.
- Paul F., Rastner P., Azzoni R.S., Diolaiuti G., Fugazza D., Le Bris R., Nemec J., Rabatel A., Ramusovic M., Schwaizer G., Smiraglia C. Glacier shrinkage in the Alps continues unabated as revealed by a new glacier inventory from Sentinel-2. *Earth Syst. Science Data*. 2020, 12: 1805–1821. <https://doi.org/10.5194/essd-12-1805-2020>.
- Prinz R., Heller A., Ladne M., Nicholson L.I., Kaser G. Mapping the Loss of Mt. Kenya's Glaciers: An Example of the Challenges of Satellite Monitoring of Very Small Glaciers. *Journ. of Geosciences*. 2018, 8 (5): 174–188. <https://doi.org/10.3390/geosciences8050174>.

- Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., and the Randolph Consortium.* The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers // *Journ. of Glaciology*. 2014, 60: 537–552. <https://doi.org/10.3189/2014JoG13J176>.
- Rabatel A., Francou B., Soruco A., Gomez J., Cáceres B., Ceballos J.L., Basantes R., Vuille M., Sicart J.-E., Huggel C., Scheel M., Lejeune Y., Arnaud Y., Collet M., Condom T., Consoli G., Favier V., Jomelli V., Galarraga R., Ginot P., Maisincho L., Mendoza J., Ménégot M., Ramirez E., Ribstein P., Suarez W., Villacis M., Wagnon P.* Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*. 2013, 7: 81–102. <https://doi.org/10.5194/tc-7-81-2013>.
- 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*. 2017, 58 (211): 953–964. <https://doi.org/10.3189/2012JoG11J233>.
- Tielidze L., Nosenko G., Khromova T., Paul F.* Strong acceleration of glacier area loss in the Greater Caucasus between 2000 and 2020. *The Cryosphere*. 2022, 16: 489–504. <https://doi.org/10.5194/tc-16-489-2022>.
- Vasilenko E.V., Machio F., Lapazaran J.J., Navarro F.J., Frolovskiy K.* A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications. *Journ. of Glaciology*. 2011, 57: 1113–1118. <https://doi.org/10.3189/002214311798843430>.
- Zemp M., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Bannwart J., Paul, F., Hoelzle, M.* WGMS 2021. Global Glacier Change Bulletin No. 4 (2018–2019). ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service. Zurich-Switzerland. 2021, 278 p. <https://doi.org/10.5904/wgms-fog-2021-05>.