

Реакция ледников Полярного Урала на современные изменения климата© 2020 г. Г.А. Носенко^{1*}, А.Я. Муравьев¹, М.Н. Иванов²,
А.И. Синицкий³, В.О. Кобелев³, С.А. Никитин¹¹Институт географии РАН, Москва, Россия; ²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ³ГКУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики», Салехард, Россия

*nosenko@igras.ru

Response of the Polar Urals glaciers to the modern climate changesG.A. Nosenko^{1*}, A.Ya. Muraviev¹, M.N. Ivanov², A.I. Sinitsky³, V.O. Kobelev³, S.A. Nikitin¹¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;³Arctic Research Center of the Yamal-Nenets autonomous district, Salekhard, Russia

*nosenko@igras.ru

Received July 22, 2019 / Revised August 14, 2019 / Accepted December 13, 2019

Keywords: *geodetic mass balance, glacier shrinkage, Polar Urals, satellite imagery.***Summary**

Monitoring of glacier mass balance is usually focused on analysis of middle and large glaciers, so small glaciers on the verge of extinction remain out of the attention of researchers. Studies of glaciers of the Polar Urals, begun in the mid-twentieth century, present in this respect interesting information. The series of observations of them is the longest among other glaciers of the mountainous regions of the Russian mainland in the polar latitudes. New results of quantitative assessment of changes in the size and mass balance of glaciers in this region are presented. To estimate the geodetic balance of the IGAN Glacier, data from photogeodetic surveys of 1963, data of ground-based DGPS surveys of 2008 and 2018 together with a fragment of the digital elevation model (DEM) of the ArcticDEM v3.0 of 2016 were used. Using these data, the DEM of its surface was calculated as of 1963, 2008, and 2018, and the changes in the glacier volume were estimated for the period from 1963 to 2018, during which the glacier had lost 19.7 million m³ of ice, of which 3.2 million m³ were lost in the last decade. The average decrease in the surface height was 18.94±3.22 m, and the maximum – 53.5±1.0 m. In 1963–2008, the specific massbalance was equal to –317±59 mm w.e./year, while in 2008–2018 –336±61 mm/year. Estimation of changes in the size of 30 glaciers of the Polar Urals made from images of the Sentinel-2 satellite had shown that in 2000–2018 the glaciers lost 2.02 km² (about 28%) of the area. In comparison with the period of 1953–2000, the average annual rate of reduction of their area doubled and amounted to 0.112 km²/year (1.54%/year). Magnitudes of the reduction of individual glaciers are not identical. Within the selection of 30 glaciers, they vary from 7.1% (the Terentyev Glacier) to 61.1% (the Oleniy Glacier). The analysis of changes in temperature and precipitation in 2000–2018 allows us making the conclusion that the reason for the accelerated reduction of glaciers in the Polar Urals in these years is the rise of summer air temperature since beginning of the twentieth century by 1.5 °C, to which the lowering of winter precipitation was added in the last decade.

Citation: Nosenko G.A., Muraviev A.Ya., 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]. doi: 10.31857/S2076673420010022.

Поступила 22 июля 2019 г. / После доработки 14 августа 2019 г. / Принята к печати 13 декабря 2019 г.

Ключевые слова: *геодезический баланс массы, космические снимки, Полярный Урал, сокращение ледников.*

По данным фотогеодезических съёмок 1963 г., наземных DGPS-съёмок 2008 и 2018 гг. и космических снимков оценены изменения геодезического баланса ледника ИГАН и размеров 30 ледников Полярного Урала с 1953 по 2018 г. По сравнению с 1953 г. площадь ледников продолжает сокращаться с возрастающей скоростью; с начала XXI в. она увеличилась в 2 раза. С 1953 г. ледник ИГАН потерял 19,7 млн м³ льда, его высота в среднем понизилась на 19 м.

Введение

Сокращение ледников в последние десятилетия наблюдается в разных частях планеты и связь этого процесса с происходящим потеплением климата уже не вызывает сомнений. Более

того, появилась возможность говорить о полном исчезновении ледников в ряде районов в ближайшей перспективе. В таком состоянии находятся в настоящее время ледники в тропических широтах — в Андах, Африке и в Индонезии [1–3]. Наблюдения ледников умеренных широт — в

Пиренеях [4] и Альпах [5, 6] — также показывают их катастрофическое сокращение в последнее десятилетие. Наиболее уязвимые в этом отношении — ледники с размерами менее $0,5 \text{ км}^2$ [7, 8]. В зависимости от региональных особенностей климатических условий, рельефа, размеров и морфологии самих ледников этот процесс происходит с разной интенсивностью [9]. Для понимания механизмов влияния этих факторов на изменения ледников важную роль играет информация о динамике их состояния для достаточно большого временного интервала. Число ледников в мире, обеспеченных данными таких наблюдений, составляет менее 1% [10]. Вместе с тем ледники с размерами менее $0,5 \text{ км}^2$ составляют более 80% общего числа ледников в горных хребтах средних и низких широт [11, 12]. Хотя их общая площадь и объём невелики по сравнению с более крупными ледниками, они представляют собой важный компонент криосферы горных районов, участвуя в формировании ландшафта и местной гидрологии.

Во всём мире мониторинг ледников сосредоточен в основном на средних и крупных ледниках, поэтому понимание процессов, происходящих с ледниками на грани исчезновения, остаётся неполным. Исследования ледников Полярного Урала, начатые в середине XX в., в этом отношении — уникальное дополнение. Они имеют самый длинный ряд наблюдений среди ледников горных районов материковой части России, расположенных в полярных широтах [13]. Ежегодные наблюдения здесь были начаты в 1958 г. по программе Международного геофизического года на базе гляциологического стационара на озере Большая Хадата и продолжались до конца 1981 г. Программа включала в себя традиционные гляциологические наблюдения за балансом массы ледников ИГАН, Обручева и МГУ [14] и их фотогеодезический мониторинг [15].

После значительного перерыва наблюдения были продолжены. С появлением в 2000 г. космических снимков ASTER была выполнена оценка изменений границ ледников с момента их предыдущей каталогизации, которая позволила установить значительное сокращение их размеров [16]. Однако изменения площади и длины ледника не всегда адекватно отражают связь его состояния с климатом, поскольку в значительной мере зависят от локальных осо-

бенностей рельефа, в то время как баланс массы связан с климатом напрямую. Традиционные гляциологические измерения баланса массы, основанные на сети снегомерных реек и шурфов, широко используются с середины XX в. во всём мире. Но они не учитывают перераспределение льда, связанное с его движением, и не исключают возникновение систематической погрешности [17]. В последние годы для таких оценок всё чаще используют цифровые модели поверхности ледника, полученные по данным разновременных наземных геодезических измерений или аэрокосмических съёмок [18, 19].

В настоящей работе мы использовали архивные материалы, данные разновременных DGPS-съёмок, а также результаты обработки материалов современных космических снимков для определения тенденции в изменениях размеров ледников Полярного Урала с начала XXI в. по настоящее время и оценки баланса массы ледника ИГАН с использованием цифровых моделей поверхности.

Район исследований

К Полярному Уралу относится самая северная часть Уральского хребта ($66,5\text{--}68,25^\circ$ с.ш.) (рис. 1). 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. Они образуют отдельные очаги оледенения, приуроченные к наиболее возвышенным и расчленённым участкам хребта [13]. Выделяют три основных района оледенения: горное обрамление оз. Большая Хадата (наиболее крупные ледники — ИГАН, Обручева, Чернова), район Большого и Малого Щучьих озёр (ледники МГУ, Карский, Сынок) и хр. Оче-Ныр (ледники Долгушина, Парус, Терентьева, МИИГАиК).

Современное оледенение Полярного Урала представлено снежно-ледовыми образованиями малых размеров, имеющими площадь менее $0,5 \text{ км}^2$. На период составления Каталога ледников СССР (1950–60-е годы) здесь находился 91 ледник общей площадью $20,8 \text{ км}^2$ (наиболее крупный ледник ИГАН имел в эти годы пло-

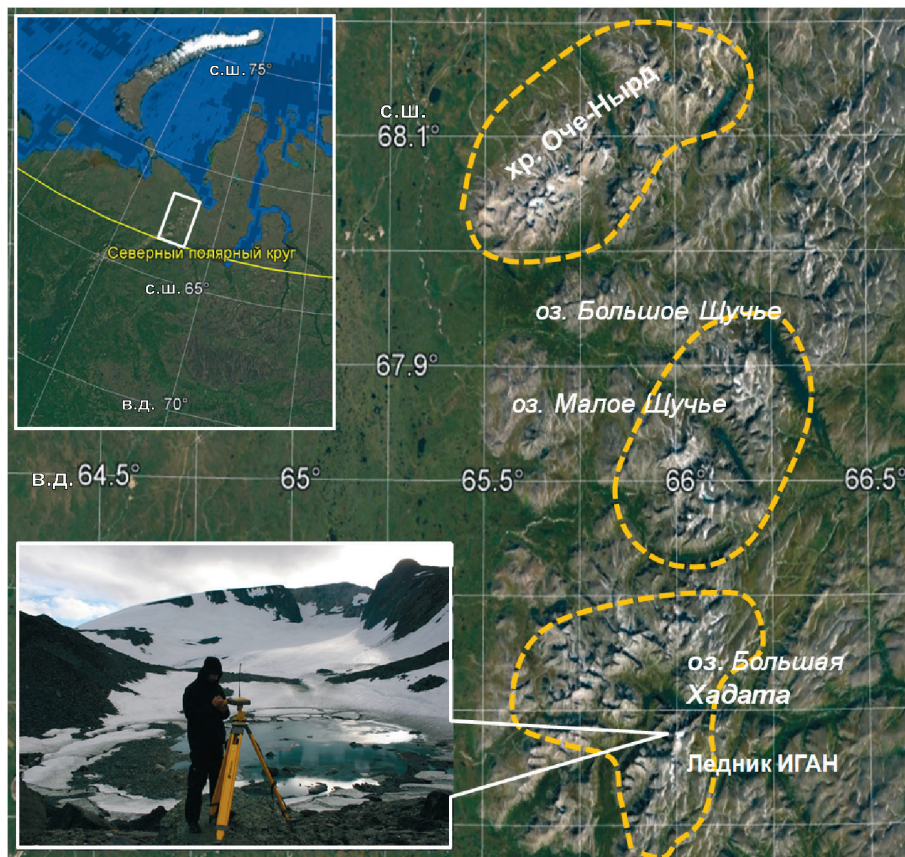


Рис. 1. Район исследований и вид ледника ИГАН в 2008 г. Жёлтыми пунктирными линиями выделены три основных ледниковых района Полярного Урала

Fig. 1. Study area and the IGAS Glacier in 2008.

Three glacial regions of the Polar Urals are outlined with yellow dotted lines

щадь 1,25 км² и относился к карово-долинному типу) [20]. Ледники располагаются в высотном диапазоне от 300 до 1400 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря). В настоящее время практически все они относятся к двум морфологическим типам — каровому и склоновому. Большинство ледников расположено на подветренных склонах к западу от Уральского водораздела и имеют восточную экспозицию. Высота фирновой линии по данным Каталога находилась в диапазоне от 500 до 1000 м.

В 1958–1981 гг. в период работы метеостанции (ГМС) Большая Хадата (67,618° с.ш., 66,098° в.д., 264 м) среднегодовая температура воздуха была отрицательной: –6 °С [13]. По результатам наблюдений 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). Данные, полученные автоматической ГМС «Campbell», работавшей над ледником ИГАН на вершине Хау-Наурдыкеу (1240 м) в 2008–2009 гг., показали, что такая

связь сохраняется и в настоящее время [18]. С середины 1980-х годов, по данным реанализа ERA-Interim Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF), на территории Полярного Урала наблюдается постепенный рост среднегодовых температур воздуха (рис. 2) [21]. В настоящее время разница с предыдущим периодом составляет порядка 1,5 °С. При этом основной вклад в этот рост вносит увеличение весенне-летних температур, влияющих на величину абляции.

На Полярном Урале преобладает западный перенос, и депрессии, возникающие над Северной Атлантикой и Баренцевым морем, служат основным источником осадков. Среднегодовая величина осадков в период работы ГМС Большая Хадата составляла 610 мм/год. Годовой цикл характеризуется летним максимумом, но большая часть осадков выпадает в твёрдом виде с сентября по май [13]. По данным реанализа ERA-Interim [21], годовые осадки долгое время оставались практически на прежнем уровне, но в последнее десятилетие намечилось их устойчивое снижение (см. рис. 2) за счёт уменьшения

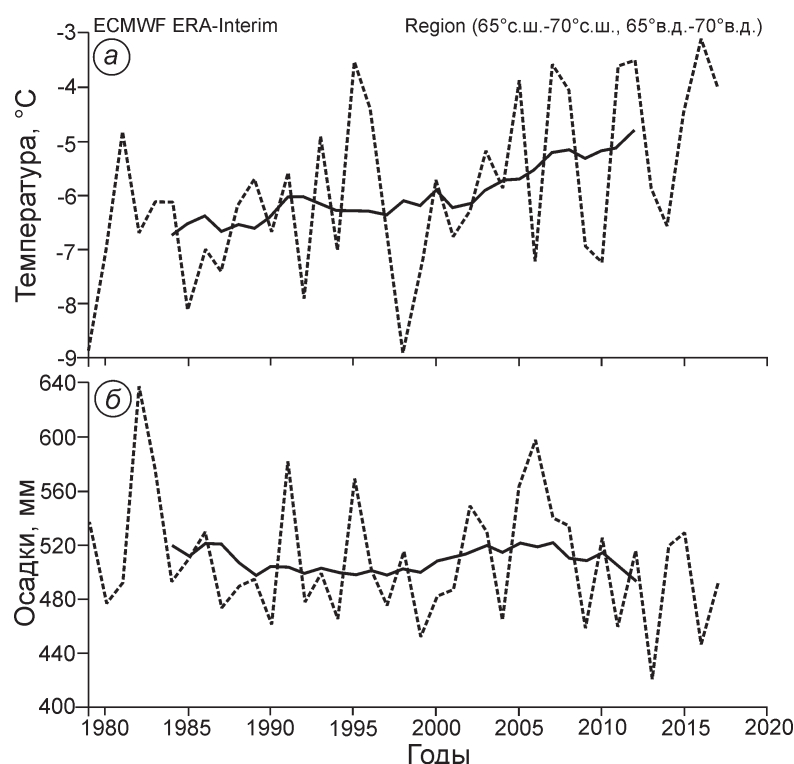


Рис. 2. Изменения средних годовых температур воздуха (а) и годовых сумм осадков (б) в районе исследований по данным реанализа ERA-Interim Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF)

Fig. 2. Changes in mean annual air temperature (a) and annual precipitation (б) in the study area according to the ERA-Interim re-analysis data of the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)

доли твёрдых осадков, основная масса которых приходится на осенний период (сентябрь—ноябрь). Их количество уменьшается на протяжении последних 10 лет, а наблюдаемое некоторое увеличение весенних осадков не может компенсировать общее снижение годовой суммы [21]. Регулярные наблюдения на ледниках Полярного Урала в 1958—1981 гг. показали, что для этого региона была характерна высокая межгодовая изменчивость аккумуляции и абляции, обусловленная случайными различиями в сочетании метеорологических параметров отдельных балансовых лет [14, 15].

Данные и методы

Данные наземных геодезических измерений поверхности ледника ИГАН. В качестве наиболее ранней информации о высоте поверхности ледника ИГАН использован топографический план масштаба 1:5000, созданный на основе результатов фототеодолитной съёмки, выполненной Д.Г. Цветковым 10 августа 1963 г. [15]. Изогипсы на поверхности ледника проведены через 5 м. На нём также обозначены положения базисов фототеодолитной съёмки, которые использовались в

дальнейшем для со-регистрации результатов последующих измерений. В конце июля 2008 г. экспедицией Института географии РАН была проведена DGPS-съёмка поверхности ледника ИГАН, позволившая получить данные для продолжения мониторинга баланса массы ледника геодезическим методом [18]. Съёмкой была охвачена северная (карово-долинная) часть ледника, поскольку поверхность его южной части в тот момент представляла собой снежное «болото» на водораздельном плато, что ограничивало возможности проведения съёмки. Координаты — широта (x), долгота (y) и высота (z) — были определены в 430 точках с точностью $\pm 0,07$ м (x, y) и $\pm 0,1$ м (z).

Через 10 лет в августе 2018 г. во время совместной экспедиции Института географии РАН, Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова и ГКУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики» проведена повторная DGPS-съёмка поверхности ледника ИГАН, освободившейся ото льда поверхности ложа, конечной морены и окружающих склонов. Съёмка выполнялась в режиме RTK (Real Time Kinematic) с использованием комплекта двухчастотных GPS-приёмников Trimble. Базовая станция находилась на берегу оз. Большое Хадата в 4,5 км от ледника ИГАН, абсолютная отметка после уравнивания —

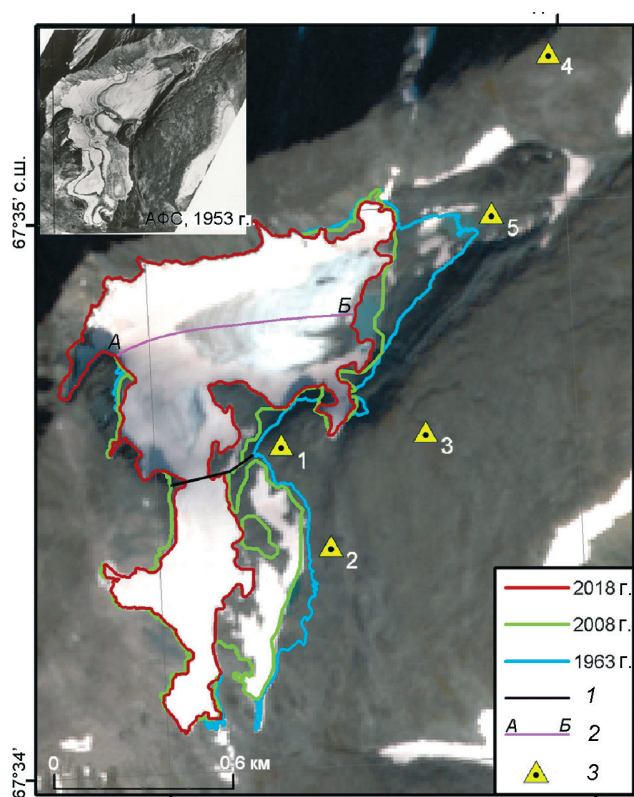


Рис. 3. Границы ледника ИГАН:

синяя линия — 1963 г.; зелёная — 2008 г.; красная — 2018 г.; 1 — граница раздела между северной и южной частями ледника ИГАН; 2 — положение продольного профиля для сравнения изменений высоты поверхности от области питания (А) до языка ледника (Б); 3 — положения геодезических базисов. В качестве подложки использован космический снимок Sentinel-2 (26.08.2018 г.)

Fig. 3. Outlines of the IGAS Glacier:

blue line — 1963; green — 2008; red — 2018; 1 — a boundary line between the northern and southern parts of the glacier; 2 — a longitudinal profile from the accumulation area (A) to the glacier tongue (B) used for comparison of surface height changes; 3 — the geodetic base sites Sentinel-2 satellite image is shown as a background (August 26, 2018)

211,74 м. Уравнивание выполнено в системе координат WGS 84, UTM зона 41N, модель геоида — EGM96. Измерения проведены в 362 точках, которые в дальнейшем использовались для построения цифровой модели поверхности ледника ИГАН, соответствующей концу периода абляции 2018 г. Точность измерений координат x и y составляет $\pm 0,05$ м, высоты z — $\pm 0,1$ м. В дальнейшем, при совместной обработке оцифрованного топоплана 1963 г. и данных DGPS-съёмок, в качестве исходных геодезических пунктов использовались точка расположения базовой станции в 2008 г. («ИГАН 2008») и четыре базиса опорной

сети 1963 г., которые были найдены во время экспедиций 2008 и 2018 гг. (рис. 3).

Данные дистанционного зондирования. Обеспеченность района исследований материалами спутниковых съёмок высокого разрешения, позволяющими исследовать состояние ледников Полярного Урала, долгие годы оставалась неудовлетворительной. Основные причины — сложные метеосостояния, высокая доля дней с облачностью, а также продолжительный период залегания сезонного снежного покрова. С запуском спутника «Терра» в 1999 г. ситуация улучшилась, и в 2000 г. были получены снимки (ASTER, 14.07.2000) с геометрическим разрешением 15 м, позволившие оценить изменения размеров ледников Полярного Урала с момента их каталогизации (АФС, 1953–1960 гг.) [16]. Для определения положений границ ледников Полярного Урала в 2018 г. применяли снимки со спутника Sentinel-2 (пространственное разрешение 10 м) [22], полученные 26 и 27 августа 2018 г. практически синхронно с наземными работами на леднике.

Дополнительной информацией о высоте поверхности ледника служила цифровая модель рельефа (ЦМР) Arctic DEM v3.0 Pan-Arctic (Release 7) с пространственным разрешением 2 м [23]. Фрагмент данной ЦМР, покрывающий ледник ИГАН, был создан с помощью съёмки со спутника WorldView-3, выполненной в конце периода абляции (21.08.2016 г.). Исходная ArcticDEM зарегистрирована в координатной системе WGS 84 с применением орбитальных параметров и данных лазерной альтиметрии IceSAT, поэтому её использование в каждом конкретном случае требует дополнительной коррекции в плане и по высоте [24]. Результаты топографических съёмок, космических снимков и ЦМР обрабатывали в программных продуктах ArcGIS и QGIS.

Оценка изменений объёма и баланса массы ледника ИГАН. Для расчёта изменения объёма ледника ИГАН за 1963–2008 и 2008–2018 гг. созданы ЦМР его поверхности на 1963, 2008 и 2018 гг. Изменение объёма льда за эти периоды вычислялось как объём, заключённый между соответствующими поверхностями.

ЦМР на 1963 г. получена путём оцифровки топоплана масштаба 1:5000 с высотой сечения рельефа 5 м. Топоплан был отсканирован с разрешением 600 dpi и оцифрован вручную. После

этого он был зарегистрирован в проекции UTM зоны 41N на эллипсоиде WGS 84 с использованием четырёх базисов 1963 г., координаты которых были определены во время полевых работ с помощью DGPS-съёмки. Точность определения высоты поверхности ледника, равная половине высоты сечения рельефа, составляет 2,5 м. Точность отображения пространственных границ ледника на плане в соответствии с исследованием [25] должна составлять 0,5 мм в масштабе карты, т.е. 2,5 м. В дальнейшем для удобства расчётов все ЦМР были представлены в растровом формате с разрешением 1×1 м на пиксель.

Построение ЦМР на 2018 г. выполняли в границах ледника, определённых по спутниковому снимку Sentinel-2 от 26.08.2018 г. Дополнительно использовались данные DGPS-съёмки на поверхности между границами ледника 2018 и 1963 г. Точность пространственной привязки снимков Sentinel-2 находится в пределах 11 м с уровнем доверия 95,5% [22]. Дешифрирование границы ледника выполнено вручную. Для северо-западной части ледника, где доминирует лавинное питание с крутых стен кара, принято допущение о неизменности её положения с 1963 г. Это допущение вполне справедливо, поскольку на этих участках у каровых ледников преобладает лавинное питание, а конфигурации лавинных лотков на склонах и положения верхних частей конусов выноса остаются практически неизменными, несмотря на колебания в снежности зим. Относительная стабильность положения верхних границ подтверждается материалами наземных исторических фотосъёмок. Кроме того, это допущение позволило исключить ошибки со-регистрации разновременных ЦМР на крутых склонах, не обеспеченных данными, которые могут быть сопоставимы с величиной изменений пространственного положения границы ледника или превышать её.

Материалы DGPS-съёмки, выполненной в августе 2018 г., покрывают около 55% площади северной (карово-долинной) части ледника. Съёмка не проводилась на крутых склонах и конусах выноса лавин, а также на юго-западной части ледника. Для обеспечения данными участков, не охваченных топографической съёмкой, использована мозаика ЦМР Arctic DEM v3.0 с пространственным разрешением 2 м. В разделе описания данных (версия от 25.09.2018 г.) на сайте

разработчика [24] отмечено также, что абсолютные горизонтальные и вертикальные характеристики точности данных ArcticDEM требуют проверки. Поэтому перед использованием фрагмент Arctic DEM v3.0, покрывающий район ледника ИГАН, был скорректирован по высоте по четырём базисам с известными координатами, расположенным на стабильных участках рельефа. Поверхность ArcticDEM была систематически повышена на 5,41 м — величину среднеквадратичного отклонения значений по высоте пикселей растра ЦМР от значений высот базисов, пространственно соответствующих этим пикселям. После вычитания из ЦМР 1963 г. скорректированной ЦМР ArcticDEM для каждой пикселя определялось среднее годовое изменение высоты поверхности за 1963–2016 гг. Эти величины использовались при создании ЦМР 2018 г. для попиксельной корректировки изменения высот не охваченных съёмкой фрагментов поверхности ледника за два года (2016–2018 гг.). Таким образом, с помощью ЦМР ArcticDEM были оценены изменения на всей площади ледника за весь период наблюдений — с 1963 по 2018 г.

Для построения ЦМР на 2008 г. использованы материалы топографической съёмки ледника, выполненной 28.07.2008 г. при помощи приёмников Topcon HiPer Pro 500 и покрывающей около 60% площади северной части ледника [18]. Для не охваченных съёмкой участков был реализован тот же подход: высота их поверхности попиксельно корректировалась с использованием величин средних годовых изменений ЦМР ArcticDEM на восемь лет назад по отношению к 2016 г. Геодезический баланс массы рассчитывался как произведение изменения объёма ΔV ледника (или его части) и средней плотности льда ρ [26]. Удельный баланс массы вычислялся путём деления значения геодезического баланса массы на среднюю за период наблюдений площадь ледника по методике, изложенной в работе [27].

Оценка сокращения размеров ледников Полярного Урала за 2000–2018 гг. Для получения представления об изменениях размеров других ледников Полярного Урала использованы снимки со спутника Sentinel-2, полученные 26 и 27 августа 2018 г. Дешифрирование границ ледников проводилось вручную по ортотрансформированным, синтезированным из трёх каналов изображениям (уровень обработки L1C [22]). Для срав-

нительной оценки произошедших изменений использовались данные, полученные по 30 ледникам Полярного Урала в 2008 г. [18].

Оценка погрешностей. Погрешности определения изменений геодезического баланса массы возникают при: 1) определении положения границ ледника и его площади; 2) построении ЦМР; 3) определении изменения высоты его поверхности и объёма; 4) определении плотности льда; 5) сезонных различиях в состоянии поверхности ледника.

Положения границ ледников определялись по ортотрансформированным снимкам Sentinel-2. Погрешность определения площади оценивалась по соотношению площади буферной зоны шириной 10 м вдоль периметра ледника к его площади внутри границы и, в зависимости от размеров ледника, находилась от 3 до 11%.

Погрешности при построении ЦМР зависят от вида исходных данных и способа их обработки. Использование топоплана 1963 г. приводит к погрешности определения высоты $\pm 2,5$ м (половина высоты сечения рельефа). Геодезическая DGPS-съёмка обеспечивает сантиметровую точность определения высоты поверхности в точках измерений. Однако в процессе построения ЦМР при интерполяции точность определения промежуточных значений 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 около 20 м, а между профилями — 20–30 м. Максимально возможное отклонение по высоте в пределах одного шага интерполяции не превышало $\pm 1,0$ м. Для оценки погрешности нескорректированной ЦМР ArcticDEM по высоте были проанализированы материалы DGPS-съёмки относительно стабильной поверхности вне границ ледника и многолетних снежников. Из 235 точек геодезической съёмки 220 (93,6%) имели высотное отклонение $5 \pm 2,5$ м от поверхности ArcticDEM. Из этого следует, что величина вертикальной погрешности ArcticDEM v3.0 после коррекции по базисам близка к вертикальной погрешности топоплана 1963 г. ($\pm 2,5$ м). Проверка по 130 точкам DGPS-съёмки в пределах границ ледника показала, что разница между медианными среднегодовыми отклонениями изменения высоты скор-

ректированной поверхности ArcticDEM в точках DGPS-съёмки не превышает 0,03 м.

Погрешности определения изменения высоты поверхности зависят уже от комбинации используемых типов ЦМР: среднеквадратичное отклонение изменения высоты между поверхностью ЦМР 1963 г. ($\pm 2,5$ м) и скорректированной ArcticDEM 2016 г. ($\pm 2,5$ м) составляет $\pm 3,54$ м; между поверхностью ЦМР 1963 г. ($\pm 2,5$ м) и ЦМР по материалам DGPS-съёмок 2018 г. ($\pm 1,0$ м) — $\pm 2,69$ м; между поверхностями ЦМР, построенными по материалам DGPS-съёмок 2008 и 2018 гг., — $\pm 1,0$ м.

Информация о *плотности льда* требуется для пересчёта изменения высоты поверхности ледника в изменение массы. В ряде существующих расчётов геодезического баланса массы используется величина 900 кг/м^3 [28, 29]. Однако в действительности лёд у поверхности ледника имеет меньшую плотность из-за более высокой пористости. Кроме того, не вся площадь ледника теряет слой одинаковой плотности — в области питания на поверхности остаётся часть снега, фирна, натёчного или инфильтрационного льда. Суммарный стаявший слой здесь имеет другую плотность. По результатам измерений, проводившихся ежегодно на ледниках ИГАН и Обручева в 1959–1963 гг., её среднее значение составляло 840 кг/м^3 [13]. Более современные данные для ледника ИГАН отсутствуют, поэтому мы использовали величину 840 кг/м^3 с допустимой погрешностью её определения $\pm 60 \text{ кг/м}^3$ [30].

Время проведения DGPS-съёмки в 2008 и 2018 гг., а также космической съёмки, использовавшейся для ArcticDEM, соответствовало завершению периода абляции до начала осенних снегопадов. Поэтому *погрешность, обусловленную сезонной изменчивостью поверхности ледника*, мы не учитывали.

Результаты и обсуждение

Изменения размеров и геодезический баланс ледника ИГАН. Результаты исследования изменений, произошедших на леднике ИГАН за 2008–2018 гг., указывают на продолжающееся сокращение его размеров. За 10 лет площадь ледника сократилась на $0,20 \pm 0,02 \text{ км}^2$ (22,2% от площади в 2008 г.) и в 2018 г. состав-

Таблица 1. Площадь S всего ледника ИГАН, его северной S_N и южной S_S частей в исследуемый период

Годы	S , км ²	S_N , км ²	S_S , км ²
1963	$1,04 \pm 0,02$	$0,69 \pm 0,01$	$0,35 \pm 0,01$
2008	$0,90 \pm 0,04$	$0,61 \pm 0,02$	$0,29 \pm 0,02$
2018	$0,70 \pm 0,08$	$0,53 \pm 0,05$	$0,17 \pm 0,03$

ляла $0,70 \pm 0,08$ км² (табл. 1). Ранее отмечалось, что северная и южная части ледника отличаются по строению и условиям питания. Северная часть относится к каровому типу со значительной долей лавинного питания. Начинается она под восточной стеной г. Хау-Наурды-кеу на высоте 1100 м, а заканчивается в настоящее время на высоте 830 м. Сток с этой части ледника происходит в бассейн Карского моря. Южная часть ледника расположена на высоте порядка 1000 м, на водораздельном плато рек Хадата и Большая Уса, и имеет сток в бассейн Баренцева моря. Она относится к ледникам склонового типа, где основную роль играет метелевый перенос. Граница раздела между частями показана на рис. 3. Реакции этих частей на происходящие изменения климата и вклад в общую картину эволюции ледника ИГАН неодинаковы и заслуживают отдельного рассмотрения. Так, площадь южной части ледника в 2008 г. была в два раза меньше северной, но сокращалась быстрее и к 2018 г. составила уже 1/3 площади северной части (см. табл. 1). В результате среднегодовая скорость сокращения площади ледника тоже возросла: если за 1963–2008 гг. она составляла $0,003$ км²/год, то за 2008–2018 гг. она увеличилась почти на порядок и была равна $0,02$ км²/год.

Если проанализировать среднее изменение высоты поверхности, то с 1963 по 2018 г. поверхность всего ледника снизилась на $18,94 \pm 3,22$ м, в то время как понижение северной части составило $23,12 \pm 3,06$ м, а южной — всего $10,66 \pm 3,54$ м. Это может быть связано с тем, что южная часть ледника за последнее десятилетие утратила почти половину своей площади, которая располагалась на ровной поверхности водораздельного плато и постепенно превращалась в снежное болото, сохранявшее остатки сезонного снега. После этого высота поверхности данного фрагмента южной части ледника практически не изменялась. Поэтому основной вклад в понижение поверхности ледника в последние годы вносит северная часть. Её максимальное понижение наблюдается в обла-

сти языка и достигает $48,1 \pm 1,0$ м за 1963–2008 гг. и $53,5 \pm 1,0$ м за 1963–2018 гг. (рис. 4, а, б).

За последние 10 лет средняя величина понижения поверхности по всему леднику составила $3,06 \pm 2,58$ м (табл. 2), а для северной и южной частей — $3,64 \pm 2,09$ и $1,93 \pm 3,54$ м соответственно. Максимальные величины, превышающие 15 м, находятся в зоне контакта северной части ледника с правой боковой мореной (см. рис. 4, в). Раньше этот участок находился в тени крутого правого борта, но в последние годы на этом месте в период таяния образуется озеро, способствующее интенсивному разрушению языка ледника.

Поверхность ледника продолжает понижаться (см. рис. 4, г). Однако, если сравнить среднегодовые скорости понижения поверхности в разные периоды (см. табл. 2), можно увидеть, что за последнее десятилетие они несколько уменьшились. Для северной части, которая обеспечена данными DGPS-съёмки на два срока, скорость уменьшилась с $0,43$ до $0,36$ м/год. Можно предположить, что причина уменьшения средней по леднику скорости снижения поверхности — сокращение размеров области абляции в процессе перехода ледника от карово-долинного к каровому типу. Реагируя на происходящие изменения климата, ледник утрачивает расходную составляющую своей площади, отступая на более высокий уровень в тыловую часть кара. В области питания, учитывая его лавинный характер и более низкие температуры, происходят менее существенные изменения. Видимо, по этой же причине среднегодовая скорость уменьшения объёма северной части ледника в последнее десятилетие сократилась почти на треть — с $-0,299$ до $-0,211 \cdot 10^6$ м³/год (табл. 3).

Объём всего ледника с 1963 по 2018 г. сократился на $19,7$ млн м³, из которых на последнее десятилетие пришлось $3,2$ млн м³ (см. табл. 3). С учётом произошедших изменений площади кумулятивный баланс массы всего ледника за 1963–2018 гг. составил $-19,06 \pm 2,67$ м в.э. Удельный баланс всего ледника в 1963–2008 гг. равнялся -317 ± 59 мм/год, а в 2008–2018 гг. -336 ± 61 мм/год. Северная часть ледника потеряла за весь этот период $22,0 \pm 2,51$ м в.э. Удельный баланс массы в 1963–2008 гг. составлял -388 ± 66 мм в.э./год, а в следующее десятилетие (2008–2018 гг.) -372 ± 63 мм в.э./год. Таким об-

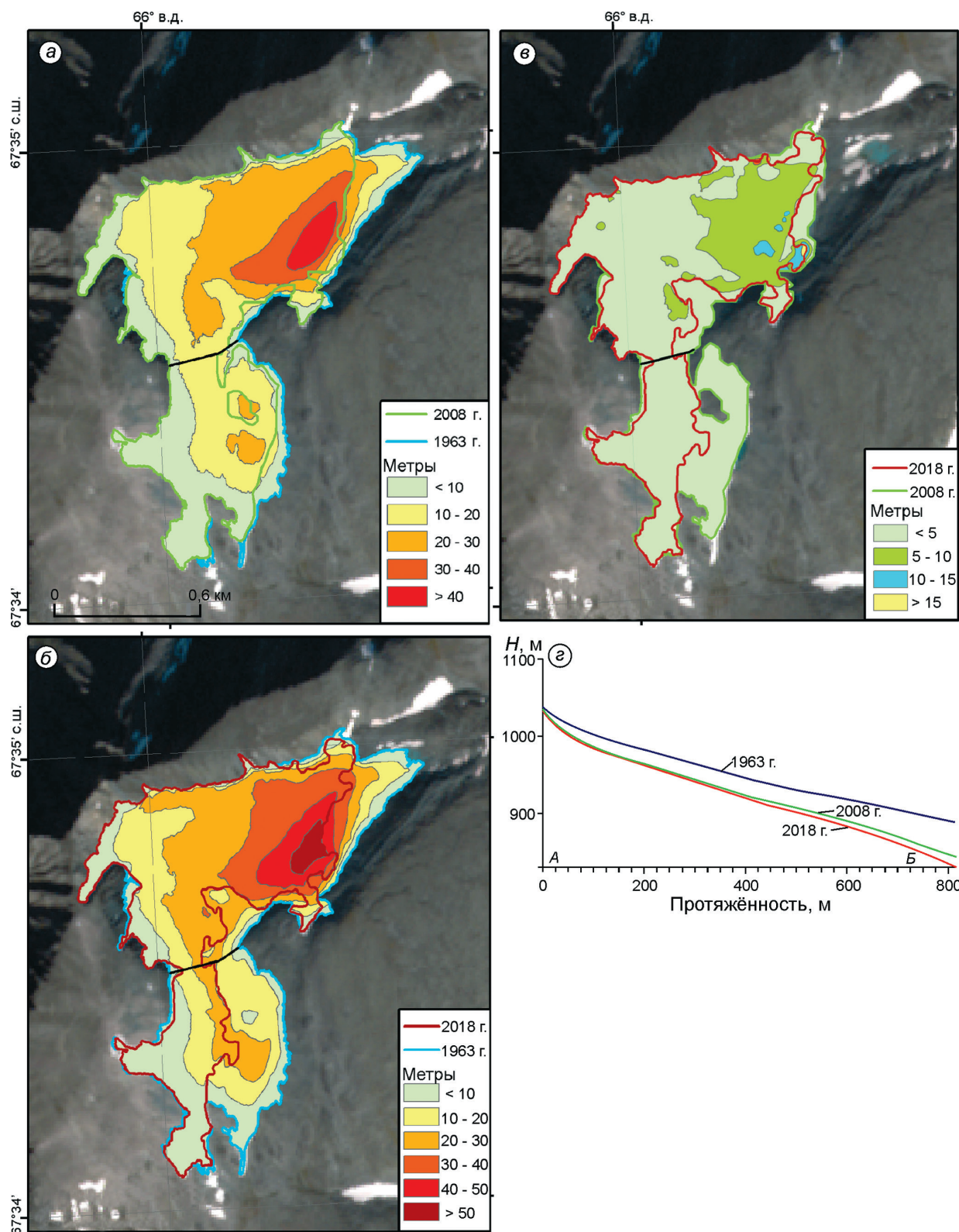


Рис. 4. Понижение поверхности ледника ИГАН:

a – в 1963–2008 гг.; *б* – в 1963–2018 гг.; *в* – в 2008–2018 гг.; *г* – продольный профиль изменения высоты поверхности ледника вдоль осевой линии тока *A–B*

Fig. 4. Changes of the IGAS Glacier surface elevation:

a – in 1963–2008; *б* – in 1963–2018; *в* – in 2008–2018; *г* – change of the glacier surface elevation along the central flow line *A–B*

Таблица 2. Изменение средней по площади высоты поверхности всего ледника ΔH_m , его северной ΔH_{mN} и южной частей ΔH_{mS} , скорости изменения средней высоты поверхности всего ледника $\partial \Delta H_m / \partial t$, его северной $\partial \Delta H_N / \partial t$ и южной $\partial \Delta H_S / \partial t$ частей в исследуемые периоды

Годы	ΔH_m , м	ΔH_{mN} , м	ΔH_{mS} , м	$\partial \Delta H_m / \partial t$, м/год	$\partial \Delta H_N / \partial t$, м/год	$\partial \Delta H_S / \partial t$, м/год
1963–2008	$-15,87 \pm 3,17$	$-19,48 \pm 2,98$	$-8,73 \pm 3,54$	-0,35	-0,43	-0,19
2008–2018	$-3,06 \pm 2,58$	$-3,64 \pm 2,09$	$-1,93 \pm 3,54$	-0,31	-0,36	
1963–2018	$-18,94 \pm 3,22$	$-23,12 \pm 3,06$	$-10,66 \pm 3,54$	-0,34	-0,42	

Таблица 3. Изменение объёмов ледника ИГАН ΔV , его северной ΔV_N и южной частей ΔV_S , а также скоростей изменения объёмов всего ледника $\partial \Delta V / \partial t$, его северной $\partial \Delta V_N / \partial t$ и южной $\partial \Delta V_S / \partial t$ частей в исследуемые периоды

Годы	ΔV , 10^6 м ³	ΔV_N , 10^6 м ³	ΔV_S , 10^6 м ³	$\partial \Delta V / \partial t$, 10^6 м ³ /год	$\partial \Delta V_N / \partial t$, 10^6 м ³ /год	$\partial \Delta V_S / \partial t$, 10^6 м ³ /год
1963–2008	$-16,520 \pm 3,29$	$-13,469 \pm 2,06$	$-3,051 \pm 1,237$	-0,308	-0,299	-0,068
2008–2018	$-3,190 \pm 2,684$	$-2,515 \pm 1,448$	$-0,675 \pm 1,237$	-0,268	-0,211	
1963–2018	$-19,709 \pm 3,35$	$-15,984 \pm 2,11$	$-3,726 \pm 1,237$	-0,301	-0,244	

разом, баланс массы ледника на протяжении последних десяти лет оставался отрицательным. Наблюдаемое различие в оценке его величины для разных частей ледника и периодов наблюдений находится в пределах погрешности измерений.

Сокращение ледников Полярного Урала. Как уже было отмечено, предыдущая оценка изменений ледников Полярного Урала выполнялась с использованием космических снимков ASTER и Landsat 7 ETM+, полученных в 2000 г., и данных Каталога ледников СССР [20]. Мы использовали новые качественные снимки Sentinel-2 этой территории с пространственным разрешением 10 м и взяли для сравнения 30 ледников из выборки 2000-го года. Это – наиболее крупные ледники из трёх основных районов оледенения Полярного Урала: район оз. Большая Хадата, район Щучьих озёр и хр. Оче-Ныр, для которых возможна корректная оценка изменений положения границ с использованием снимков с разрешением 10 м (см. рис. 1). Дешифрирование снимков выполнено вручную. Результаты оценки изменений площади ледников показаны в табл. 4. Ледники сгруппированы по районам: 1–15 – оз. Большая Хадата; 16–24 – район Щучьих озёр; 25–30 – хр. Оче-Ныр. Для сравнения приведены величины сокращения площадей ледников за период 1953 (1960) – 2000 гг., полученные во время предыдущих исследований [18]. Точность оценок в зависимости от размеров ледника находится в диапазоне от 2 до 7%.

Анализ полученных результатов показывает, что все ледники из рассмотренной выборки в 2000–2018 гг. продолжали сокращаться. Общая площадь за это время сократилась на

2,02 км² ($27,7 \pm 4,1\%$ от площади 2000 г.). По отношению к 1953–1960 гг. она уменьшилась на 4,43 км² ($45,6 \pm 5,7\%$). Если сравнить среднегодовую скорость сокращения в период с 1953–1960 по 2000 г. и в 2000–2018 гг., то получается, что она увеличилась вдвое – 0,056 и 0,112 км²/год соответственно; в процентном отношении это 0,52 и 1,54% в год соответственно (для сравнения: когда пишут о происходящем в настоящее время катастрофическом сокращении ледников Кавказа, то имеют в виду цифру 0,69% [31]).

Интенсивность сокращения площади ледников по районам убывает в направлении с юга на север. Наибольшая величина наблюдается в районе оз. Большая Хадата – 36,5%, затем идёт район Щучьих озёр – 30,1%, а наименьшая величина – 28,9% – отмечается на хр. Оче-Ныр, самом северном горном возвышении Полярного Урала. Возможно, в таком распределении интенсивности убывания площади проявляется уменьшение температуры воздуха с широтой, хотя расстояние между наиболее крупными ледниками этих районов – ИГАН (оз. Большая Хадата) и Долгушина (Оче-Ныр) – невелико (не превышает 50 км). У этих ледников одна и та же восточная экспозиция и одинаковый высотный диапазон 800–1000 м, но сокращение их площади также убывает с юга на север – $25,9 \pm 2,2\%$ (ледник ИГАН) и $18,6 \pm 3,0\%$ (ледник Долгушина). Возможно, более низкие показатели сокращения ледников северных районов обусловлены и тем, что северо-западный перенос воздушных масс в большей степени обеспечивает осадками ледники северных передовых хребтов, чем центральные районы Полярного Урала.

Таблица 4. Площади S и их изменения ΔS для 30 ледников Полярного Урала в период с 1953 по 2000–2018 гг.

Ледник	S (1953–1960 гг.), км ²	S (2000 г.), км ²	S (2018 г.), км ²	ΔS (1953–1960 гг. – 2000 г.), км ²	ΔS (2000–2018 гг.), км ²	ΔS (1953–1960 гг. – 2000 г.), %	ΔS (2000–2018 гг.), %
1. ИГАН	1,07	0,95	0,70	0,12	0,25	11,2±2,7	25,9±2,2
2. Бол. Усинский	0,70	0,67	0,34	0,03	0,33	4,3±2,6	48,9±2,1
3. Обручева	0,34	0,25	0,21	0,09	0,04	26,5±2,7	16,0±3,4
4. Чернова	0,26	0,16	0,10	0,10	0,06	38,5±3,2	37,5±3,5
5. Берга	0,26	0,23	0,18	0,03	0,05	11,5±2,7	21,0±3,5
6. Ковальского	0,20	0,13	0,08	0,07	0,05	35,0±3,4	35,2±4,6
7. Лепехина	0,10	0,08	0,05	0,02	0,03	20,0±4,0	35,4±5,6
8. Шумского	0,17	0,11	0,08	0,06	0,03	35,3±4,1	23,1±4,8
9. Авсюка	0,11	0,10	0,07	0,01	0,03	9,1±5,3	29,3±5,6
10. Калесника	0,18	0,16	0,12	0,02	0,04	11,1±3,4	24,7±4,7
11. Хабакова	0,12	0,09	0,04	0,03	0,05	25,0±5,5	55,6±5,7
12. Скрытый	0,08	0,05	0,03	0,03	0,02	37,5±6,7	41,5±6,8
13. Авгевича	0,09	0,07	0,04	0,02	0,03	22,2±5,4	43,6±6,5
14. Олений	0,12	0,10	0,04	0,02	0,06	16,7±5,2	61,1±6,3
15. Анучина	0,11	0,10	0,05	0,01	0,05	9,1±5,2	49,3±5,8
16. МГУ	0,98	0,53	0,26	0,45	0,27	45,9±2,7	50,8±2,8
17. Сынок	0,19	0,12	0,10	0,07	0,02	36,8±3,1	16,7±4,5
18. Карский	0,60	0,51	0,42	0,09	0,09	15,0±2,6	16,8±2,7
19. Пальгова	0,15	0,10	0,08	0,05	0,02	33,3±6,1	20,0±6,0
20. Маркова	0,19	0,16	0,14	0,03	0,02	15,8±3,4	10,4±4,9
21. Малыш	0,13	0,12	0,08	0,01	0,04	7,7±4,1	30,6±5,0
22. Федорова	0,25	0,23	0,19	0,02	0,04	8,0±2,7	17,4±2,8
23. Щучий	0,47	0,36	0,31	0,11	0,05	23,3±2,1	15,0±2,3
24. Тронова	0,22	0,20	0,18	0,02	0,02	9,1±2,8	9,6±2,9
25. Алешкова	0,31	0,26	0,22	0,05	0,04	16,1±2,3	16,4±2,4
26. Терентьева	0,30	0,14	0,13	0,16	0,01	53,3±2,4	7,1±2,4
27. МГГ	0,63	0,38	0,31	0,25	0,07	39,7±3,3	17,8±3,4
28. МИИГАиК	0,50	0,25	0,15	0,25	0,10	50,0±3,3	39,3±3,4
29. Долгушина	0,67	0,49	0,40	0,18	0,09	26,9±2,8	18,6±3,0
30. Боча	0,22	0,21	0,16	0,01	0,05	3,9±6,2	24,6±4,9
Все ледники	9,72	7,31	5,29	2,41	2,02	24,5±4,0	27,7±4,1

Помимо температуры воздуха, существенный фактор, влияющий на режим и состояние ледников Полярного Урала, — особенности рельефа, среди которых отметим наличие удобных для накопления снега форм поверхности и высоту их расположения. Ярким примером в этом отношении служит ледник МГУ. В 1950-х годах он относился, как и ледник ИГАН, к карово-долинному типу, а их площади были сопоставимы — около 1 км². На протяжении многих лет он входил в число трёх самых больших ледников Полярного Урала, но за два последних десятилетия его размеры уменьшались с катастрофиче-

ской быстротой и к 2018 г. он распался на три самостоятельные части общей площадью 0,26 км² (рис. 5). Вероятно, одна из основных причин этого — недостаточно высокий уровень днища кара, необходимый для температурного режима, обеспечивающего сохранение масс лавинного снега и льда, поступающих с крутых бортов и наклонной части вершинного плато, которое входит в область питания ледника. В отличие от ледника ИГАН, язык которого находился в 1950-х годах на высоте 800 м, пологий и длинный язык ледника МГУ располагался на 150 м ниже, в условиях более интенсивной абляции.

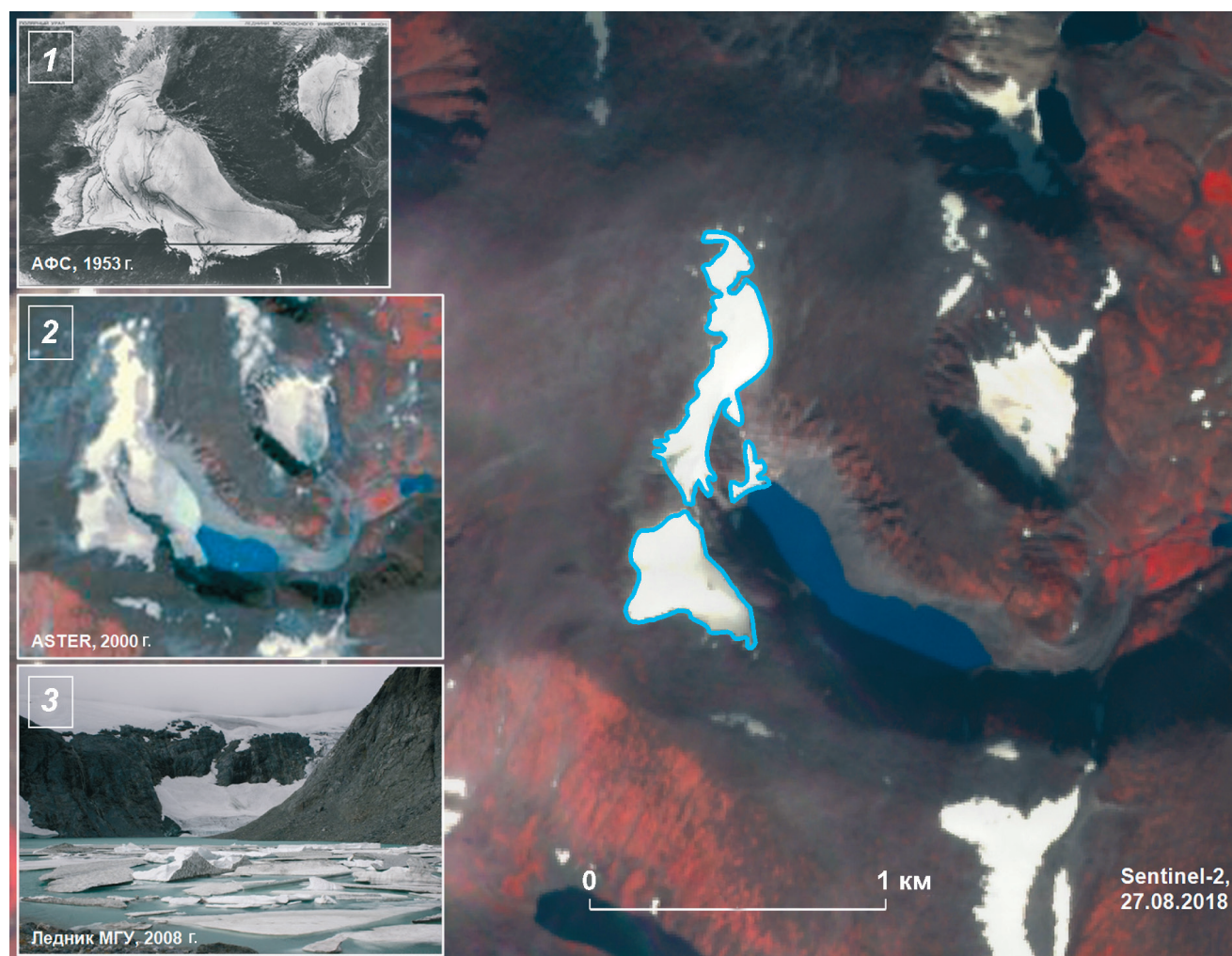


Рис. 5. Сокращение ледника МГУ.

Для сравнения показано положение его границ (синяя линия) на космическом снимке Sentinel-2 (27.08.2018 г.). На врезках — изображение ледника: 1 — на АФС 1953 г.; 2 — на фрагменте снимка ASTER 14.07.2000 г.; 3 — в 2008 г. (фото Г.А. Носенко)

Fig. 5. The reduction of the MSU Gacier.

For comparison, the position of its boundaries (blue line) on the Sentinel-2 satellite image (August 27, 2018) is shown. The inlays show the image of the glacier: 1 — on the AFS1953; 2 — on the ASTER image 07/14/2000; 3 — on the photo 2008 (photo by G.A. Nosenko)

Другие причины — образование озера на поломом днище кара и постепенно увеличивавшаяся поверхность контакта воды с линией фронта, способствовавшая быстрому разрушению языка ледника. Большая крутизна стен тыловой части кара ускорила распад области питания на фрагменты, и в ближайшее время от ледника останется озеро на дне кара и два небольших склоновых ледника на вершинном плато над ним.

Расположенный рядом ледник Карский находится в лучших условиях благодаря северной экспозиции и более высокому расположению. После утраты северной части, существовавшей в более благоприятные времена на высоте 620 м

в качестве ледника возрождённого типа, теперь он целиком располагается в каре на высотах 800—1100 м и занимает третье место по площади среди ледников Полярного Урала — 0,42 км². Ещё один пример резкого сокращения размеров — ледник Большой Усинский (0,7 км² в 1953 г.). С 1953 по 2000 г. его площадь мало изменилась, он потерял всего 4,3%. В отличие от ледника ИГАН, он относится к ледникам склонового типа и основным источником питания для него служат осадки и метелевый перенос. Однако, несмотря на большую высоту расположения (800—1050 м), за счёт которой ему удавалось раньше сохранять свои размеры, в 2000—2018 гг. ледник сократился

почти вдвое, потеряв 48,9% площади. Вероятные причины этого связаны с происходящими в последние годы увеличением температуры воздуха и уменьшением количества осадков.

Заключение

Результаты исследования ледников Полярного Урала по спутниковым данным позволяют сделать вывод, 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. Отдельные ледники исчезают буквально на наших глазах. С начала XXI в. ледники потеряли 27,7% площади. Результаты исследования показывают, что величина сокращения неодинакова, несмотря на сходство морфологических типов и преобладающую восточную экспозицию. Для выборки из 30 ледников она варьирует от 7,1% (ледник Терентьева) до 61,1% (ледник Олений). Малые ледники особенно чувствительны к факторам, связанным с особенностями рельефа: высотой расположения; крутизной окружающих склонов, влияющих на характер питания; условиями для образования приледникового озера. На примере ледника МГУ — одного из крупнейших ледников Полярного Урала в XX в. — видно, как комбинация этих факторов ускоряет процесс сокращения ледника. В настоящий момент этот ледник находится на грани исчезновения. В результате неблагоприятной комбинации названных факторов он потерял 0,45 км² (50%) площади за период 2000–2018 гг.

Для подтверждения связи сокращения ледников с происходящими изменениями климата выполнена оценка геодезического баланса массы ледника ИГАН. Использование данных фотогеодезических съёмок 1963 г., данных DGPS-съёмок 2008 и 2018 гг., а также ЦМР ArcticDEM позволило оценить изменения объёма ледника с 1963 по 2018 г. За весь период ледник потерял 19,7 млн м³ льда, из которых на последнее десятилетие пришлось 3,2 млн м³. Удельный баланс ледника продолжает оставаться отрицательным: в период 1963–2008 гг. он был равен -317 ± 59 мм/год, а в период 2008–

2018 гг. — -336 ± 61 мм/год. Среднее понижение высоты поверхности составило $18,94 \pm 3,22$ м, а максимальное — $53,5 \pm 1,0$ м. В настоящее время ледник ИГАН остаётся самым большим по площади на Полярном Урале, хотя за два последних десятилетия потеря площади была в 2 раза больше по сравнению с периодом 1953–2000 гг.

На основании полученных результатов и данных реанализа ERA-Interim можно сделать вывод, что главная причина наблюдаемого в настоящее время ускоренного сокращения ледников Полярного Урала — увеличение температуры воздуха на 1,5 °С, к которому в последнее десятилетие добавилось и уменьшение количества зимних осадков.

Благодарности. Исследования изменений размеров ледников по материалам спутниковых съёмок выполнялось при поддержке гранта РФФИ № 18-05-60067 Арктика. Оценка геодезического баланса ледника ИГАН проводилась при поддержке гранта РФФИ № 17-55-80107-БРИКС-а. Логистическое обеспечение экспедиционных работ осуществлялось при поддержке НП «Российский Центр освоения Арктики», г. Салехард. ЦМР ArcticDEM предоставлена Полярным геопространственным центром в рамках заказов NSF OPP 1043681, 1559691 и 1542736, а данные с космического аппарата Sentinel-2 были предоставлены Европейским космическим агентством. Материалы о температуре и осадках на район исследований получены с использованием Climate Reanalyzer (<http://cci-reanalyzer.org>), Институт изменения климата, Университет Мэна, США.

Acknowledgments. Studies of changes in the size of glaciers on satellite imagery were conducted with the support of the RFBR grant № 18-05-60067 Arctic. Evaluation of the geodetic balance of the Igan glacier was carried out with the support of the RFBR grant № 17-55-80107-BRICS. The logistics of the expedition was carried out with the support of the NP Russian Center for the Development of the Arctic, Salekhard. ArcticDEM was provided by the Polar Geospatial Center under NSF OPP awards 1043681, 1559691 and 1542736. The data from the Sentinel-2 were provided by the European Space Agency. Temperatures and precipitations were obtained using Climate Reanalyzer (<http://cci-reanalyzer.org>), Climate Change Institute, University of Maine, USA.

Литература

References

1. Rabatel A., Francou B., Soruco A., Gomez J., Cáceres B., Ceballos J.L., Basantes R., Vuille M., Sicart J.-E., Hugel C., Scheel M., Lejeune Y., Arnaud Y., Collet M., Condom T., Consoli G., Favier V., Jomelli V., Galarra-ga R., Ginot P., Maisincho L., Mendoza J., Ménégot M., Ramirez E., Ribstein P., Suarez W., Villacis M., Wa-gnon 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. doi: 10.5194/tc-7-81-2013.
2. Prinz R., Heller A., Ladne M., Nicholson L.I., Kaser G. Mapping the Loss of Mt. Kenya's Glaciers: An Ex-ample of the Challenges of Satellite Monitoring of Very Small Glaciers // *Geosciences*. 2018. V. 8. Is. 5. P. 174–188. <https://doi.org/10.3390/geosciences8050174>.
3. Электронный ресурс: <https://phys.org/news/2010-07-scientist-indonesia-dying-glacier.html>.
4. López-Moreno J.I., Alonso-González E., Monserrat O., Del Río L.M., Otero J., Lapazaran J., Luzi G., Demat-teis N., Serreta A., Rico I., Serrano-Cañadas E., Bar-tolomé M., Moreno A., Buisan S., Revuelto J. Ground-based remote-sensing techniques for diagnosis of the current state and recent evolution of the Monte Per-dido Glacier, Spanish Pyrenees // *Journ. of Glaci-ology*. 2019. V. 65. № 249. P. 85–100. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.96>
5. Charalampidis C., Fischer A., Kuhn M., Lambrecht A., Mayer C., Thomaidis K., Weber M. Mass-Budget Anomalies and Geometry Signals of Three Austrian Glaciers // *Front. Earth Sci*. 2018. V. 6. Is. 218. P. 1–17. doi: 10.3389/feart.2018.00218.
6. Paul F., Kääb A., Maisch M., Kellenberger T., Haeber-li W. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data // *Geophys. Research Letters*. 2004. V. 31: L21402. doi: 10.1029/2004GL020816.
7. 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 Dy-namics*. 1998. V. 14. № 4. P. 267–274.
8. Debeer C.M., Sharp M.J. Topographic influences on recent changes of very small glaciers in the Mona-shee Mountains, British Columbia, Canada // *Journ. of Glaciology*. V. 55. № 192. P. 691–700. doi: 10.3189/002214309789470851.
9. Huss M., Fischer M. Sensitivity of very small glaciers in the Swiss Alps to future climate change // *Front. Earth Sci*. 2016. V. 4. Is. 34. P. 1–17. doi: 10.3389/feart.2016.00034.
10. Global Glacier Change Bulletin No. 2 (2014–2015) / Eds.: Zemp M., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Huber J., Machguth H., Paul F., Hoelzle M. Zurich:
1. Rabatel A., Francou B., Soruco A., Gomez J., Cáceres B., Ceballos J. L., Basantes R., Vuille M., Sicart J.-E., Hugel C., Scheel M., Lejeune Y., Arnaud Y., Collet M., Condom T., Consoli G., Favier V., Jomelli V., Galarra-ga R., Ginot P., Maisincho L., Mendoza J., Ménégot M., Ramirez E., Ribstein P., Suarez W., Villacis M., Wa-gnon 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. doi: 10.5194/tc-7-81-2013.
2. Prinz R., Heller A., Ladne M., Nicholson L.I., Kaser G. Mapping the Loss of Mt. Kenya's Glaciers: An Exam-ple of the Challenges of Satellite Monitoring of Very Small Glaciers. *Geosciences*. 2018, 8 (5): 174–188. doi: 10.3390/geosciences8050174.
3. Phys.org 2003–2019 powered by Science X Network. <https://phys.org/news/2010-07-scientist-indonesia-dying-glacier.html>.
4. López-Moreno J.I., Alonso-González E., Monserrat O., Del Río L.M., Otero J., Lapazaran J., Luzi G., Demat-teis N., Serreta A., Rico I., Serrano-Cañadas E., Bar-tolomé M., Moreno A., Buisan S., Revuelto J. Ground-based remote-sensing techniques for diagnosis of the current state and recent evolution of the Monte Per-dido Glacier, Spanish Pyrenees. *Journ. of Glaciology*. 2019, 65 (249): 85–100. doi: <https://doi.org/10.1017/jog.2018.96>.
5. Charalampidis C., Fischer A., Kuhn M., Lambrecht A., Mayer C., Thomaidis K., Weber M. Mass-Budget Anomalies and Geometry Signals of Three Austrian Glaciers. *Front. Earth Sci*. 2018, 6 (218): 1–17. doi: 10.3389/feart.2018.00218.
6. Paul F., Kääb A., Maisch M., Kellenberger T., Haeber-li W. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophys. Research Letters*. 2004, 31: L21402. doi: 10.1029/2004GL020816.
7. Oerlemans J., Anderson B., Hubbard A., Huybrechts Ph., Johannesson T., Knap W.H., Schmeits M., Stro-even A.P., van de Wal R.S.W., Wallinga J., Zuo Z. Mod-elling the response of glaciers to climate warming. *Cli-mate Dynamics*. 1998, 14 (4): 267–274. <https://doi.org/10.1007/s003820050222>.
8. Debeer C.M., Sharp M.J. Topographic influenc-es on recent changes of very small glaciers in the Monashee Mountains, British Columbia, Canada. *Journ. of Glaciology*. 2009, 55 (192): 691–700. doi: 10.3189/002214309789470851.
9. Huss M., Fischer M. Sensitivity of very small glaciers in the Swiss Alps to future climate change. *Front. Earth Sci*. 2016, 4 (34): 1–17. doi: 10.3389/feart.2016.00034.
10. Global Glacier Change Bulletin No. 2 (2014–2015). Eds.: Zemp M., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Huber J., Machguth H., Paul F., Hoelzle M. Zurich:

- World Glacier Monitoring Service, 2017. 244 p. doi: 10.5904/wgms-fog-2017-10.
11. 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. doi: 10.3189/2014JoG13J176.
12. 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. Is. 10. P. 1279–1295. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1279-2016>.
13. 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.
14. Волошина А.П. Некоторые итоги исследований баланса массы ледников Полярного Урала // МГИ. 1988. Вып. 61. С. 44–51.
15. 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.
16. Nosenko G., Tsvetkov D. Assessment of glaciers change on Polar Urals from ASTER imagery // *Glaciological Data*. In: NSIDC. 2003. Report GD-32. P. 80–82.
17. Zemp M., Frey H., Gärtnerroer I., Nussbaumer S.U., Hoelzle M., Paul F., Haeberli W., Denzinger, Ahlström A.P., Anderson B. Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century // *Journ. of Glaciology*. 2015. V. 61. Is. 228. P. 745–762. doi: 10.3189/2015JoG15J017.
18. 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. V. 58. № 211. P. 953–964. doi: 10.3189/2012JoG11J233.
19. Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D. Volume Changes of Elbrus Glaciers From 1997 to 2017 // *Front. Earth Sci*. 2019. V. 7. Is. 153. P. 1–16. doi: 10.3389/feart.2019.00153.
20. Каталог ледников СССР. Т. 3. Северный Край. Ч. 3 Урал. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 52 с.
21. Электронный ресурс: http://ecm.um.maine.edu/reanalysis/monthly_tseries/
22. Электронный ресурс: SENTINEL 2 Data Quality Report. ESA. Ref. S2-PDGS-MPC-DQR. Is. 41.03/07/2019 https://sentinel.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2_L1C_Data_Quality_Report.
23. Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., World Glacier Monitoring Service, 2017: 244 p. doi: 10.5904/wgms-fog-2017-10.
11. 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. doi: 10.3189/2014JoG13J176.
12. 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. doi: 10.5194/tc-10-1279-2016.
13. 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: Science, 1966: 355 p. [In Russian].
14. Voloshina A.P. Some results of mass balance studies of the Polar Urals glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1988, 61: 44–51. [In Russian].
15. 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].
16. Nosenko G., Tsvetkov D. Assessment of glaciers change on Polar Urals from ASTER imagery. *Glaciological Data*. In: NSIDC. 2003, Report GD-32: 80–82.
17. Zemp M., Frey H., Gärtnerroer I., Nussbaumer S.U., Hoelzle M., Paul F., Haeberli W., Denzinger, Ahlström A.P., Anderson B. Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *Journ. of Glaciology*. 2015, 61 (228): 745–762. doi: 10.3189/2015JoG15J017.
18. 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 (211): 953–964. doi: 10.3189/2012JoG11J233.
19. Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D. Volume Changes of Elbrus Glaciers From 1997 to 2017. *Front. Earth Sci*. 2019, 7 (153): 1–16. doi: 10.3389/feart.2019.00153.
20. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 3. Northern Edge. Part 3 Ural. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 52 p. [In Russian].
21. http://ecm.um.maine.edu/reanalysis/monthly_tseries/.
22. SENTINEL 2 Data Quality Report. ESA. Ref. S2-PDGS-MPC-DQR. Is. 41.03/07/2019: https://sentinel.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2_L1C_Data_Quality_Report.
23. Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J.,

- Nakamura H., Platson M., Wethington M. Jr., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummins P., Laurier F., Bojesen M. «ArcticDEM», 2018. <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>, Harvard Dataverse, V1.
24. Электронный ресурс: <https://www.pgc.umn.edu/guides/arcticdem/data-description/>.
 25. Инструкция по фотограмметрическим работам при создании топографических карт и планов. М.: Недра, 1974. 23 с.
 26. Fischer A. Comparison of direct and geodetic mass balances on a multi-annual time scale // *The Cryosphere*. 2011. V. 5. № 1. P. 107–124. doi: 10.5194/tc-5-107-2011.
 27. Thibert E., Blanc R., Vincent C., Eckert N. Glaciological and volumetric mass-balance measurements: error analysis over 51 years for Glacier de Sarnes, French Alps // *Journ. of Glaciology*. 2008. V. 54 (186). P. 522–532. doi: 10.3189/002214308785837093.
 28. Arendt A.A., Echelmeyer K.A., Harrison W.D., Lingle C.S., Valentine V.B. Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level // *Science*. 2002. V. 297. P. 382–386. doi: 10.1126/science.1072497.
 29. Cogley J.G. Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis // *Annals of Glaciology*. 2009. V. 50 (50). P. 96–100. doi: 10.3189/172756409787769744.
 30. Zemp M., Jansson P., Holmlund P., Gartner-Roer I., Koblet T., Thee P., Haeberli W. Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaciären, Sweden (1959–99). Part 2: Comparison of glaciological and volumetric mass balances // *The Cryosphere*. 2010. V. 4. № 3. P. 345–357. doi: 10.5194/tc-4-345-2010.
 31. Tielidze L.G., Wheate R.D. The Greater Caucasus Glacier Inventory // *The Cryosphere*. 2018. V. 12. P. 81–94. doi: [org/10.5194/tc-12-81-2018](https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018).
 - Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M. Jr., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummins P., Laurier F., Bojesen M. «ArcticDEM». 2018. <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>.
 24. <https://www.pgc.umn.edu/guides/arcticdem/data-description/>.
 25. *Instruktsiya po fotogrammetricheskim rabotam pri sozdanii topograficheskikh kart i planov*. Instructions for photogrammetric work when creating topographic maps and plans. Moscow: Nedra, 1974: 23 p. [In Russian].
 26. Fischer A. Comparison of direct and geodetic mass balances on a multi-annual time scale. *The Cryosphere*. 2011, 5 (1): 107–124. doi: 10.5194/tc-5-107-2011.
 27. Thibert E., Blanc R., Vincent C., Eckert N. Glaciological and volumetric mass-balance measurements: error analysis over 51 years for Glacier de Sarnes, French Alps. *Journ. of Glaciology*. 2008, 54 (186): 522–532. doi: 10.3189/002214308785837093.
 28. Arendt A.A., Echelmeyer K.A., Harrison W.D., Lingle C.S., Valentine V.B. Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level. *Science*. 2002, 297: 382–386. doi: 10.1126/science.1072497.
 29. Cogley J.G. Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis. *Annals of Glaciology*. 2009, 50 (50): 96–100. doi: 10.3189/172756409787769744.
 30. Zemp M., Jansson P., Holmlund P., Gartner-Roer I., Koblet T., Thee P., Haeberli W. Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaciären, Sweden (1959–99). Part 2: Comparison of glaciological and volumetric mass balances. *The Cryosphere*. 2010, 4 (3): 345–357. doi: 10.5194/tc-4-345-2010.
 31. Tielidze L.G., Wheate R.D. The Greater Caucasus Glacier Inventory. *The Cryosphere*. 2018, 12: 81–94. doi: [org/10.5194/tc-12-81-2018](https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018).