

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.32

doi: 10.31857/S2076673421020079

Сравнение гидротермической структуры двух ледников Шпицбергена и Тянь-Шаня по данным радиозондирования

© 2021 г. Ю.Я. Мачерет^{1*}, А.Ф. Глазовский¹, Е.В. Василенко²,
И.И. Лаврентьев¹, В.В. Мацковский¹

¹Институт географии РАН, Москва, Россия;

²Институт «Академприбор», Ташкент, Узбекистан

*macheret2011@yandex.ru

Comparison of hydrothermal structure of two glaciers in Spitsbergen and Tien Shan based on radio-echo sounding data

Yu. Ya. Macheret^{1*}, A. F. Glazovsky¹, E. V. Vasilenko², I. I. Lavrentiev¹, V. V. Matskovsky¹

¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

²Institute «Akadempribor», National Academy of Sciences, Tashkent, Uzbekistan

*macheret2011@yandex.ru

Received December 17, 2020 / Revised February 4, 2021 / Accepted March 19, 2021

Keywords: polythermal glacier, hydrothermal state, internal structure, ice thickness, water content, radio-echo sounding.

Summary

The distribution of cold and temperate ice and water in polythermal glaciers significantly affects their dynamics, thermal and hydrological regime. Radar techniques are an effective remote method of their studies that allows one to determine a glacier thickness by the delay time and to estimate the water content in temperate ice and at bedrock by the intensity of reflections from the interface between cold and temperate ice and the glacier bed. In case study of Austre Grønfyordbreen in Spitsbergen and Central Tuyksu glacier in Tien Shan we consider the features of their hydrothermal structure in spring and summer periods using the data of ground-based radio-echo sounding at frequency of 20 MHz. To estimate the relative water content, we used data from measurements of relative power reflections from the cold-temperate ice interface, at the bedrock, and from the temperate ice body. In these glaciers (Austre Grønfyordbreen and Central Tuyksu), the average thickness of cold and temperate ice is, respectively, 61 ± 6 and 27 ± 2 m, and 39 ± 4 and 20 ± 2 m, the volume of cold ice is 0.466 ± 0.005 km³ and 0.044 ± 0.002 km³, and volume of temperate ice is 0.104 ± 0.001 and 0.034 ± 0.001 km³. Warm ice contains 2080×10^3 and 680×10^3 m³ of water, respectively, with an average content of 2%. Measurements along the longitudinal profiles of these glaciers showed that in some parts on Austre Grønfyordbreen in the spring period the average intensity of reflections from the cold-temperate ice interface and the bedrock is $-0.02 - -26.3$ and $-6.0 - -11.8$ dB, respectively, and at the whole profile this is -13.36 dB. At Central Tuyksu glacier the spring values are $-14.5 - -32.4$ and -29.6 dB, respectively. We attribute such differences of glaciers to the different water content in the temperate ice below and above these boundaries, to the specific distribution of the ice facies zones and glacial nourishment, to the different intensity of surface melting in the spring and summer periods, and to the different crevassing and velocity of glaciers.

Citation: Macheret Yu. Ya., Glazovsky A. F., Vasilenko E. V., Lavrentiev I. I., Matskovsky V. V. Comparison of hydrothermal structure of two glaciers in Spitsbergen and Tien Shan based on radio-echo sounding data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021. 61 (2): 165–178. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421020079.

Поступила 17 декабря 2020 г. / После доработки 4 февраля 2021 г. / Принята к печати 19 марта 2021 г.

Ключевые слова: политермический ледник, внутреннее строение, гидротермическое состояние, содержание воды, толщина льда, радиолокационное зондирование.

Рассмотрены особенности распределения толщины холодного и тёплого льда и воды в политермических ледниках на Шпицбергене (Земле Норденшельда) и Тянь-Шане (Заилийский Алатау) по данным наземных радиолокационных измерений на частоте 20 МГц, выполненных соответственно

весной 2010 и 2019 гг. и летом 2013 г. По времени запаздывания и интенсивности отражений от поверхности раздела холодного и тёплого льда из толщи тёплого льда и от ложа определены толщина и объём холодного и тёплого льда, оценено содержание воды в тёплом льду и показана связь этих характеристик с особенностями строения и режима ледников в весенний и летний периоды, до и после начала таяния.

Введение

Ледники политермического типа состоят из толщ сухого холодного льда с температурой ниже точки замерзания и водосодержащего тёплого льда с температурой таяния. Распределение температуры и воды в толще ледников зависит от многих факторов. Тепло поступает в толщу ледника за счёт теплопроводности снега и льда, а также в результате адвекции и поступления воды и воздуха через трещины, ледниковые колодцы и каналы. Дополнительные источники тепла в самой его толще – диссипативный разогрев из-за деформации льда, трение ледника о ложе, трение текущей воды во внутриледниковых каналах, повторное замерзание воды в порах снега и фирна, геотермический поток тепла. Эти источники во многом определяют распределение холодного и тёплого льда и воды в толще и у ложа ледника и влияют на их гидротермическую структуру и динамику [1–4]. Сосуществование холодного и тёплого льда в политермических ледниках заметно влияет на их механические и гидрологические свойства [5]. В частности, термический барьер из холодного льда на языке препятствует стоку подледниковых вод, создавая угрозу их прорыва [4]. Такой барьер повышает давление воды на стыке холодного и тёплого льда и ложа, способствуя локальному ускорению движения ледника. Знание распределения температуры и воды в ледниках важно для моделирования их динамики и оценки реакции на изменения климата, поскольку реологические свойства льда сильно зависят от его температуры и содержания в нём воды. Так, скорость деформации тёплого льда увеличивается примерно в 4 раза, если содержание дисперсной воды в нём возрастает от 0 до 1% [6].

Для идентификации политермических ледников чаще всего используют данные радиолокации. Характерный индикатор таких ледников – внутренний отражающий горизонт (internal reflecting horizon – IRH). Он идентифицируется на радиолокационных записях как отражение от поверхности раздела верхне-

го слоя холодного льда и нижнего слоя тёплого льда (cold-temperate surface – CTS), что позволяет измерять толщину этих слоёв. При определении абсолютного содержания воды в тёплом льду используют разные методы, в том числе данные измерений мощности радиолокационных отражений от CTS [7, 8], а также оценки скорости распространения радиоволн в толще ледника [9–11]. С целью оценки относительного содержания воды в тёплом льду используют также данные измерений мощности радиолокационных отражений, полагая, что их величина не зависит от размеров и формы включений воды, а определяется только объёмным её содержанием и частотой зондирования [12].

Различают два основных типа политермических ледников: 1) *канадского типа*, сложенных в основном холодным льдом, за исключением придонного слоя тёплого льда в зоне абляции, который существует в основном из-за диссипативного разогрева; 2) *скандинавского типа*, сложенных главным образом тёплым льдом, за исключением поверхностного слоя холодного льда в зоне абляции. Скандинавский тип ледников возникает, когда талые воды в области аккумуляции, повторно замерзая, заметно отепляют снежно-фирновую толщу [1].

В настоящей статье мы на основе данных радиолокации сравниваем особенности распределения толщины и объёма холодного и тёплого льда и воды в двух политермических ледниках, находящихся в разных географических условиях, – на Шпицбергене и на Тянь-Шане. Для определения толщины и объёма холодного и тёплого льда нами использованы данные измерений времени запаздывания радиолокационных отражений от CTS и ложа, а для оценки распределения воды по глубине ледников – материалы измерений интенсивности отражений от CTS и ложа и из толщи тёплого льда на частоте 20 МГц. Цель работы – выявить причины различий гидротермической структуры политермических ледников в полярных и горных районах в весенний и летний периоды до и после начала таяния.

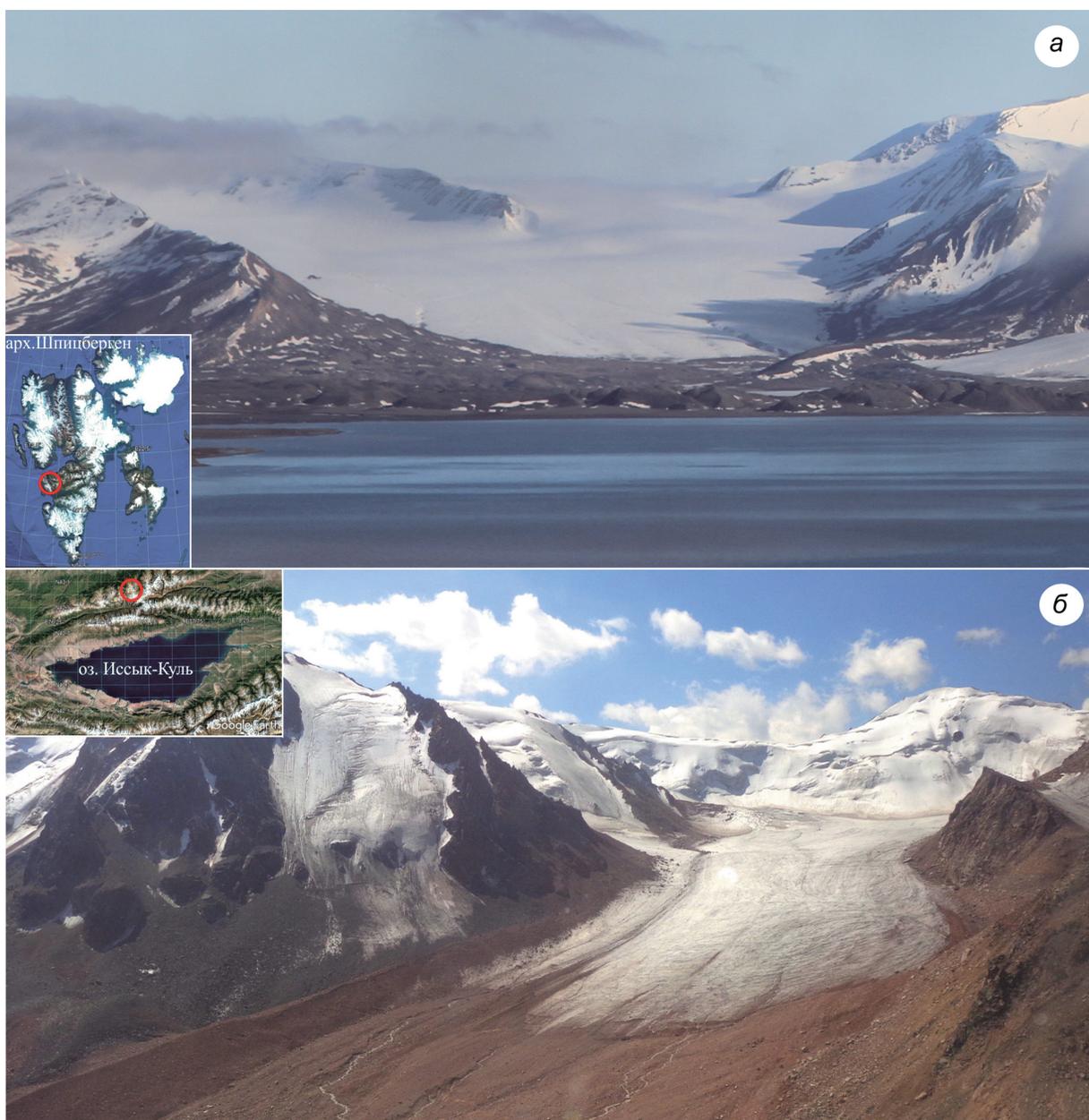


Рис. 1. Ледник Восточный Грэнфьорд на Шпицбергене (*а*) и Центральный Туюксу на Тянь-Шане (*б*), на которых весной 2010 и 2019 гг. и летом 2013 г. соответственно проводились наземные радиолокационные исследования. Фото В. Кобзаря, 2020 г. (*а*) и С. Ранова, 2014 г. (*б*)

Fig. 1. Austre Grønfjordbreen in Spitsbergen (*a*) and Central Tuyuksu in Tian-Shan (*b*) where in spring 2010 and 2019 and in summer 2013 the ground-based radio-echo sounding investigations were carried out. Photo by V. Kobzar, 2020 (*a*) and S. Ranova, 2014 (*b*)

Объекты исследований

Объектами исследований выбраны два ледника долинного типа разных размеров, с разным перепадом высот и разным набором зон льдообразования, находящиеся в районах с морским и континентальным климатом. Это — ледник

Восточный Грэнфьорд площадью $7,59 \pm 0,27$ км² на Шпицбергене на Земле Норденшельда, расположенный на высотах 80–430 м над ур. моря, и ледник Центральный Туюксу на Тянь-Шане в хребте Заилийский Алатау площадью $2,61 \pm 0,04$ км², лежащий в диапазоне высот 3440–3680 м (рис. 1).

Аппаратура, методика измерений и интерпретация данных радиозондирования

Аппаратура и методика измерений. Для радиолокационных измерений мы применяли моноимпульсные локаторы ВИРЛ-6 и ВИРЛ-7 с центральной частотой 20 МГц, снабжённые системой цифровой регистрации радарных и навигационных GPS-данных и системой синхронизации по оптоволоконному кабелю [13]. Длительность зондирующего импульса – 25 нс, период дискретизации – 2,5 и 5 нс. Для привязки радарных данных применяли GPS-приёмник Garmin GPSMAP 76. На Шпицбергене локатор монтировали на двух пластиковых санях, которые транспортировали по леднику снегоходом со скоростью 10–20 км/ч [14], а в горах Тянь-Шаня локатор переносили на рюкзаках со скоростью ~2 км/ч [15]. Расстояние между центрами передающей и приёмной антеннами – резистивно-нагруженными диполями длиной по 5,6 м – составляло 10 м. Регистрацию радарных и навигационных GPS-данных вели в автоматическом режиме с интервалом 0,2 с при перемещении локатора по леднику на расстояние 0,5–2 м.

Радиолокационные измерения на леднике Восточный Грэнфьорд вели весной 2010 г., до начала таяния, по сети продольных и поперечных профилей общей протяжённостью около 53 км и весной 2019 г. вдоль одного продольного профиля. На леднике Центральный Туюксу измерения проводили летом 2013 г. по сети продольных и поперечных профилей протяжённостью около 25 км (рис. 2). Данные площадных измерений использовали для определения общей толщины и объёма ледников и отдельно толщины и объёма холодного и тёплого льда, а данные измерений вдоль продольных профилей – для оценки гидротермической структуры ледников в разных высотных зонах.

Обработка и интерпретация данных радиозондирования. Для визуализации и дальнейшей обработки радарных данных использовался пакет программ RadexPro [16]. Модуль Diffraction служил для оценки скорости распространения радиоволн в ледниковой толще по гиперболическим отражениям симметричной формы, зарегистрированным в разном диапазоне глубин. Модуль Stolt-FK Migration – для миграции радарных записей вдоль участков прямолинейных профилей, он позволял получить более точную конфигурацию ложа за счёт локализации отражений от его круглых участков. Модуль

Apply Statics – для определения начального времени запаздывания зондирующих импульсов, модуль Pick – для пикирования (оцифровки) времени запаздывания отражений от CTS и ложа, модуль SSAA – для определения амплитуды отражений от CTS и ложа. При этом модуль Amplitude Correction не использовался, а средние квадратические rms-амплитуды определяли во временном окне 80 нс выше целевой границы, в 3 раза превышавшем длительность зондирующего импульса. Для получения амплитудных характеристик отражённых сигналов во всём диапазоне глубин с применением программы MATLAB был дополнительно разработан и применён алгоритм преобразования исходных радарных (bin) файлов в амплитудные матрицы. После предварительной обработки радарных записей бинарные файлы представляли собой квадратную матрицу величин (номер трассы – по горизонтали, время запаздывания – по вертикали). Эти величины были преобразованы в логарифмы их абсолютных значений. Для получения итоговых мощностных характеристик значения матрицы осреднялись в узком коридоре (~80 нс) значений вокруг границ раздела холодного и тёплого льда (CTS) и ложа. Для сглаживания данных на вертикальном профиле (см. рис. 4, б) бралось среднее значение по 11 трассам. Примеры радарных записей и мощностных характеристик отражённых сигналов, отображающих политермическую структуру ледников, приведены на рис. 3 и 4.

На рис. 3 холодному и тёплому льду соответствуют верхняя «прозрачная» зона без подповерхностных отражений и нижняя «непрозрачная» зона с множеством отражений квазигиперболической формы, расположенная ниже внутреннего отражающего горизонта IRH – индикатора политермических ледников. Граница между этими зонами соответствует поверхности раздела холодного и тёплого льда CTS, что подтверждается данными термозондирования глубоких скважин [17–19]. На различия между ними указывают и различия в относительной мощности отражений (relative power reflection – RPR) (см. рис. 4).

Толщина и объём холодного и тёплого льда. Общая толщина ледников H_{Σ} по данным радиозондирования определяются из соотношения

$$H_{\Sigma} = V_{\text{cp}} \tau_{\text{в}} / 2, \quad (1)$$

где V_{cp} – средняя скорость распространения радиоволн в леднике; $\tau_{\text{в}}$ – время запаздывания (двойное

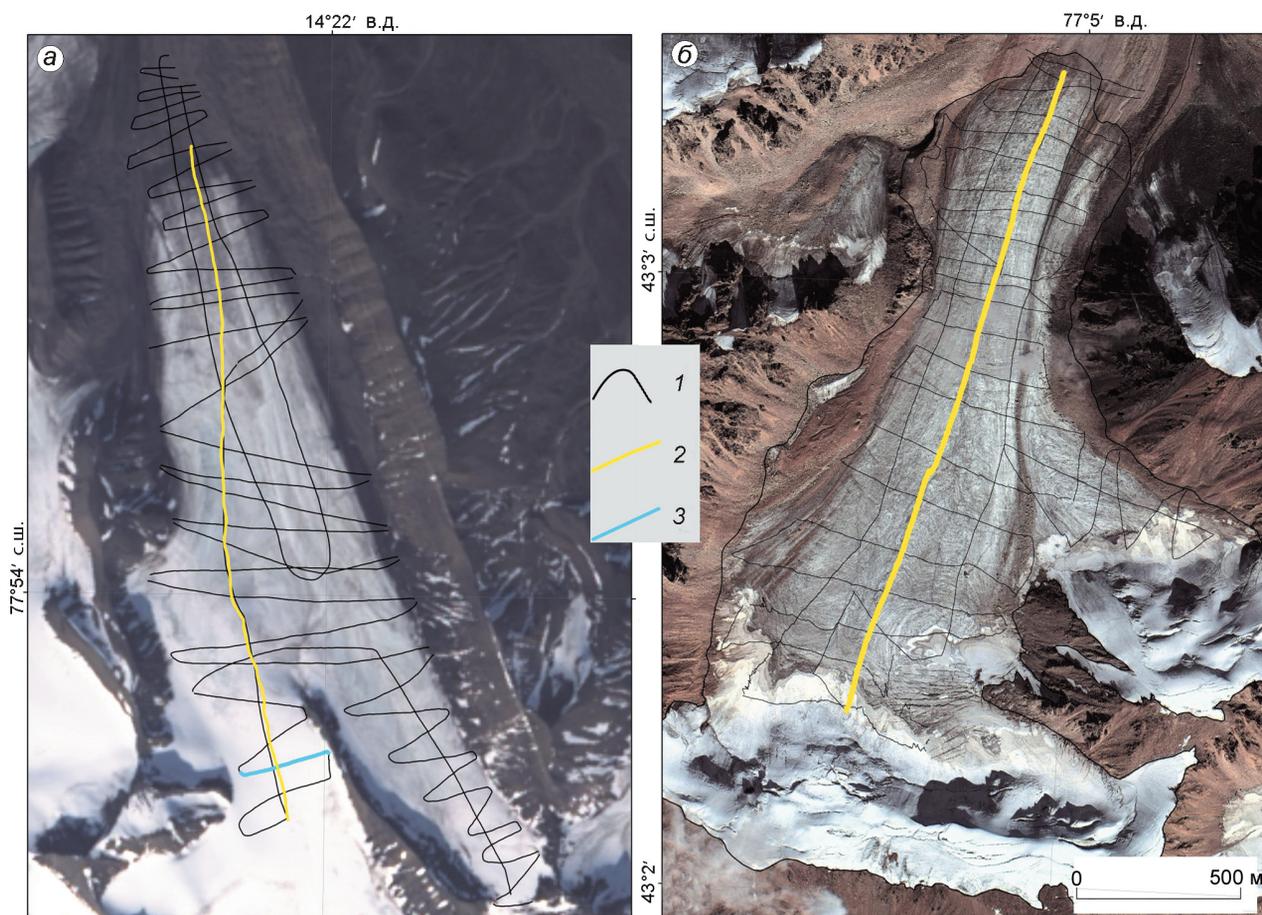


Рис. 2. Профили наземных радиолокационных измерений в 2010 и 2019 гг. на леднике Восточный Грёнфьорд на Земле Норденшельда (Шпицберген) (а) и в 2013 г. на леднике Центральный Туюксу в Заилийском Алатау (Тянь-Шань) (б).

1 – профили радиозондирования; 2, 3 – положение продольных и поперечных профилей соответственно, радарные разрезы вдоль которых приведены на рис. 3 и 4

Fig. 2. Profiles of ground-based radar measurements in 2010 and 2019 at Austre Grønfyordbreen in Nordenskiöld Land (Spitsbergen) (a) and in 2013 at Central Tuyuksu glacier in Zailiyskiy Alatau (Tien-Shan) (b).

1 – radar profiles; 2, 3 – location of longitudinal and cross-section radar profiles shown in Figures 3 and 4

время прохождения) отражённого от ложа ледника сигнала, прошедшего путь от передающей антенны к ложу ледника и обратно к приёмной антенне.

При измерениях с разнесёнными на расстояние d приёмной и передающими антеннами общая толщина ледника H_{Σ} и толщина холодного льда H_{cold} определяются из следующих соотношений:

$$H_{\Sigma} = [(v_{av}\tau_B/2)^2 - (d/2)^2]^{1/2}; \quad (2)$$

$$H_{cold} = [(v_{cold}\tau_R/2)^2 - (d/2)^2]^{1/2}, \quad (3)$$

где v_{av} и v_{cold} – соответственно средняя скорость распространения радиоволн во всей толще ледника и в холодном льду; τ_R – время запаздывания отражённых сигналов от СТС.

Толщина тёплого льда H_{temp} вычисляется как разность между общей толщиной H_{Σ} и толщиной холодного льда H_{cold} :

$$H_{temp} = H_{\Sigma} - H_{cold}. \quad (4)$$

При вычислении толщины ледников обычно используют постоянную среднюю скорость распространения радиоволн во льду – 168 м/мкс. Выбор такой скорости обусловлен тем, что она справедлива для широкого диапазона частот (от 1 до 100 МГц) и температур (от 0 до -50 °С) [20] и в этих диапазонах равна соответственно $167,6 \pm 0,6$ и $168,6 \pm 0,6$ м/мкс. Поэтому такая скорость применима и для вычисления толщины политермических ледников [20], в которых средние скорости

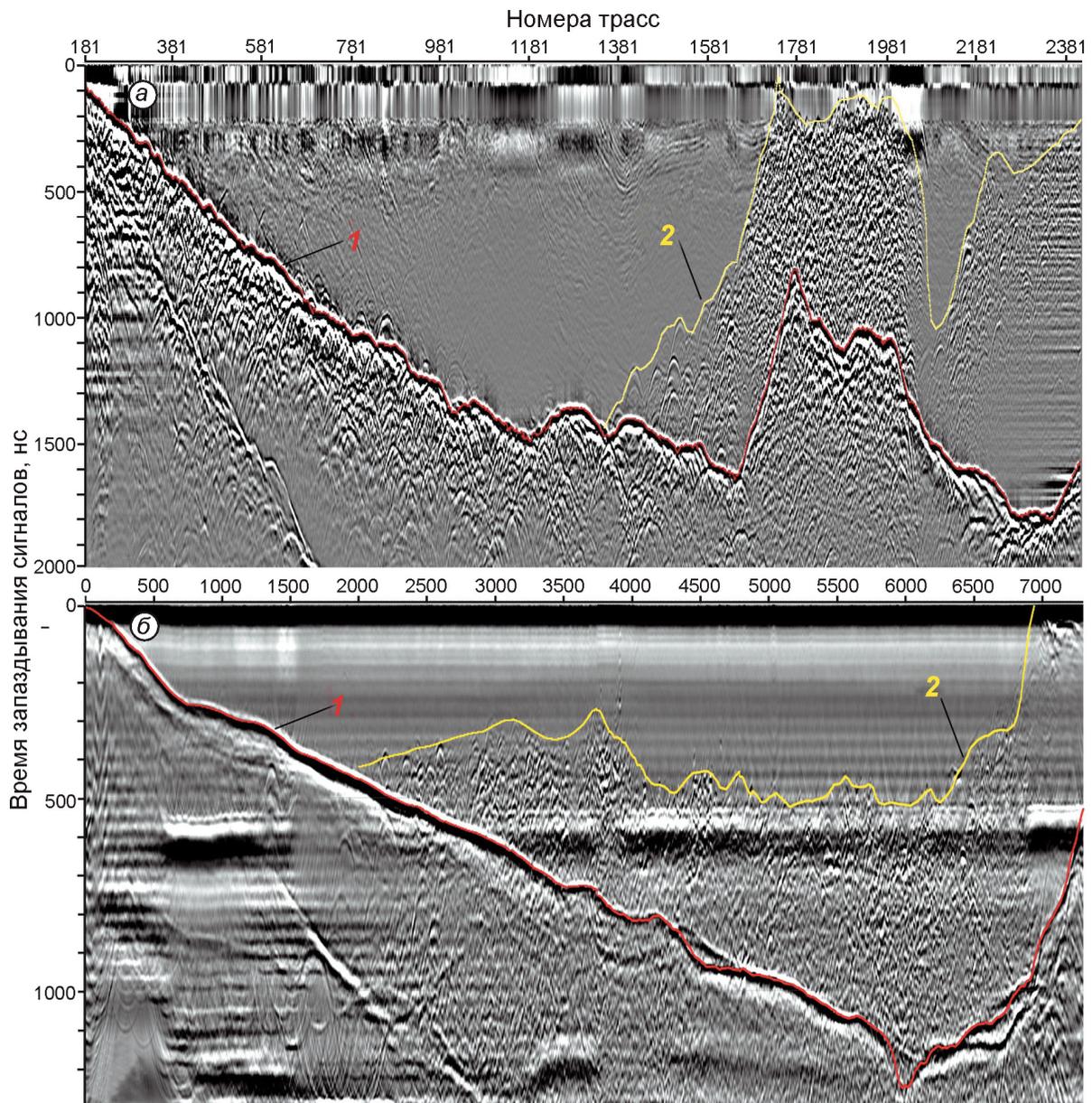


Рис. 3. Гидротермическая структура ледников Восточный Грэнфьорд (а) и Центральный Туюксу (б) по данным наземного радиозондирования на частоте 20 МГц вдоль продольных профилей, показанных на рис. 2. 1 – отражения от ложа; 2 – отражения от поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS)

Fig. 3. Hydrothermal structure of Austre Grøn fjordbreen (a) and Central Tuyuksu (b) by data of ground-based radio-echo sounding at frequency of 20 MHz along longitudinal profiles shown in Fig. 2. 1 – reflections from bedrock; 2 – reflections from cold-temperate surface (CTS)

v_{av} и v_{cold} принимаются одинаковыми и равными 168 м/мкс. В действительности, в политермических ледниках скорость v_{av} зависит от соотношения толщины холодного и тёплого льда, скорости радиоволн v_{cold} и v_{temp} и содержания воды W в тёплом льду. Она может изменяться от 166 до 170 м/мкс в зависимости от географического положения ледника, его термического режима и рас-

пределения толщин снега и фирна [21]. Если взять двухслойную модель ледника с $v_{cold} = 168$ м/мкс, то средняя скорость v_{av} может изменяться от 156 до 168 м/мкс в зависимости от доли холодного льда в общей толщине H_{cold}/H_{Σ} (в пределах от 0 до 1). Однако для оценки содержания воды в тёплом льду мы использовали скорость $v_{temp} = 154 \pm 2$ м/мкс, оценённую по гиперболическим отражениям.

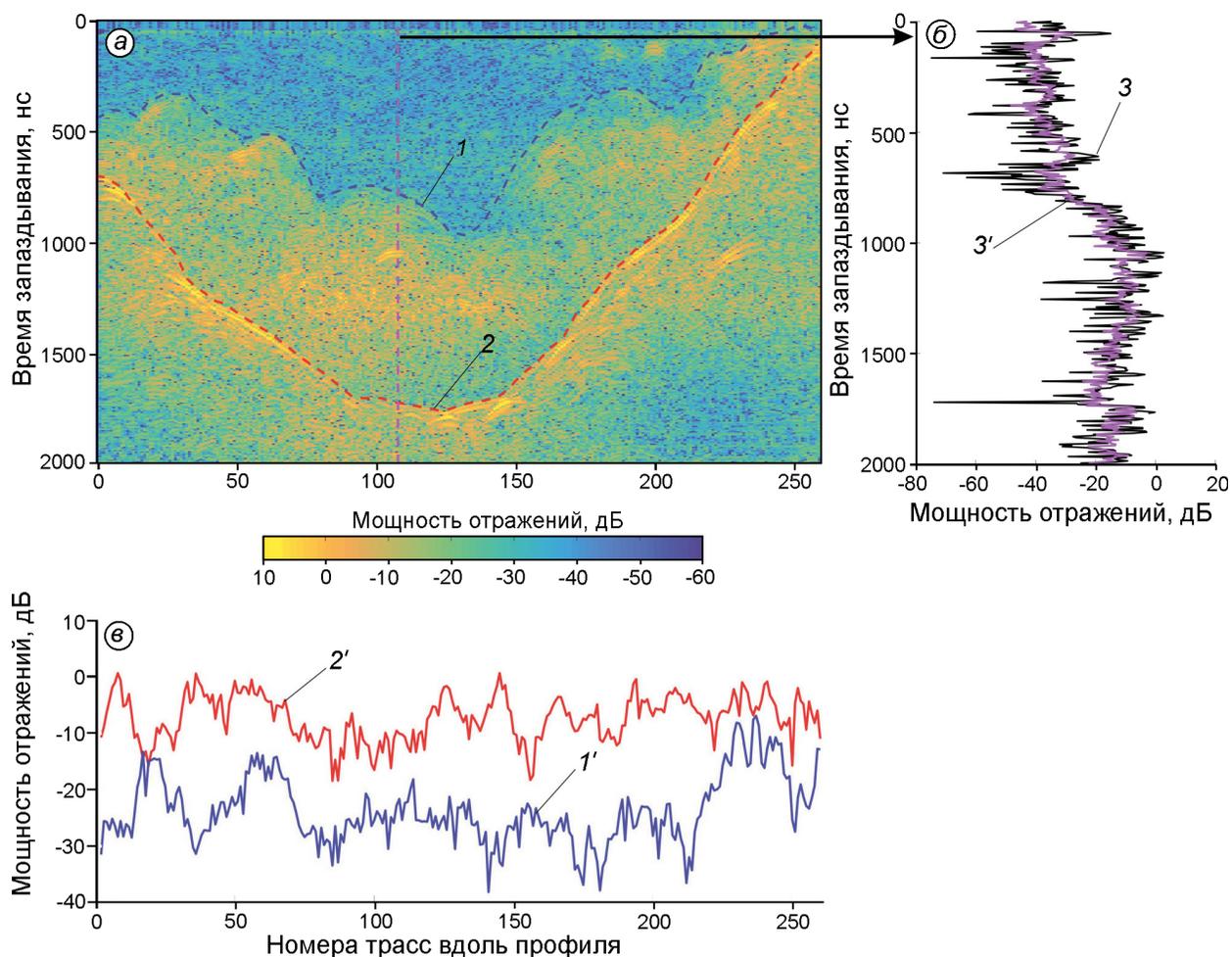


Рис. 4. Изменение относительной мощности (relative power reflection – RPR), дБ, подповерхностных отражений вдоль поперечного (а, в) и вертикального (б) профилей ледника Восточный Грэнфьорд.

1, 1' – отражение и RPR от поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS); 2, 2' – отражение и RPR от ложа; 3, 3' – измеренная и осреднённая RPR отражений вдоль вертикального профиля, отмеченного пунктирной линией на (а); отражения на дальности до 700 нс – из толщи холодного льда, на дальности 700–1700 нс – из толщи тёплого льда. Положение поперечного профиля показано на рис. 2

Fig. 4. Changes in relative power reflection (RPR), dB of subsurface reflections along cross-section (a, v) and vertical (b) profiles at Austre Grøn fjordbreen.

1, 1' – reflection and RPR from CTS; 2, 2' – reflection and RPR from bedrock; 3, 3' – measured and averaged RPR along the vertical profile denoted by dashed line on (a); reflections less 700 ns are from cold ice sequence, reflections from 700 to 1700 ns are from temperate ice sequence. Location of cross-section profile (a) is shown in Fig. 2

Оценим погрешности определения H_{temp} , H_{Σ} и H_{cold} , связанные с упрощением, что $v_{av} = v_{cold} = 168$ м/мкс. При максимальной общей толщине ледников $H_{\Sigma} = 280$ м, $v_{av} = 168$ м/мкс, $\epsilon v_{av} = \pm 1,7 \div 8,45$ м/мкс и $\epsilon \tau_b = \pm 0,05$ мкс [21] погрешность ϵH_{Σ} составляет $\pm 7 \div 16$ м ($\pm 2,5 \div 5,7\%$) и линейно зависит от H_{Σ} . При максимальной толщине холодного льда $H_{cold} = 140$ м, $v_{cold} = 168$ м/мкс, $\epsilon v_{cold} = \pm 2$ м/мкс, $\epsilon \tau_R = \pm 0,05$ мкс величина $\epsilon H_{cold} = \pm 6,4$ м ($\pm 4,6\%$). Учитывая ошибки в определении площади ледников S , ошибка

определения их общего объёма V_{Σ} может быть оценена как

$$\epsilon V_{\Sigma} = (\epsilon_S^2 + \epsilon H_{\Sigma}^2)^{1/2}. \quad (5)$$

При $\epsilon_S = 4,53 \div 8\%$ и максимальной ошибке $\epsilon H_{\Sigma} = 2,5 \div 5,7\%$ ошибка ϵV_{Σ} будет от 5,2–7,3 до 8,4–9,8%, а ошибка определения объёма тёплого льда составит 5,1–8,3%.

Оценка абсолютного содержания воды. Скорость распространения радиоволн в холодном и тёплом льду, соответственно $V_d = c/\epsilon_d^{1/2}$ и

$V_S = c/\varepsilon_s^{1/2}$, зависит от относительной диэлектрической проницаемости сухого ε'_d и влажного ε'_s льда, от плотности ρ_d сухого льда и содержания воды W в тёплом льду, где $c = 300$ м/мкс – скорость радиоволн в воздухе. Зависимости для сухого льда и тёплого льда с порами сферической формы, полностью заполненными водой, описываются формулами Луэнга [22]:

$$\varepsilon'_d = [v_i(\varepsilon_i^{1/3} - 1) + 1]^3; \quad (6)$$

$$\varepsilon'_s = [\varepsilon_i^{1/3} + W(\varepsilon_w^{1/3} - \varepsilon_i^{1/3})]^3, \quad (7)$$

где $v_i = \rho_d/\rho_i$ (ρ_d – плотность холодного снега, фирна или льда; ρ_i – плотность сплошного льда с плотностью 917 кг/м³); $\varepsilon_i = 3,19 \pm 0,04$ – относительная диэлектрическая проницаемость льда при 0 °С; $\varepsilon_w = 87,9$ – относительная диэлектрическая проницаемость воды при 0 °С; $\varphi = 1 - v_i$ – пористость льда.

Абсолютное содержание воды W в верхней части слоя тёплого льда ниже СТС может быть оценено по величине коэффициента отражения R_{1-2} по мощности (power reflection coefficient – PRC) от СТС с помощью величины относительной диэлектрической проницаемости холодного ε'_d и тёплого ε'_s льда и формулы (7). Оценённая по гиперболическим отражениям симметричной формы относительная диэлектрическая проницаемость холодного льда $\varepsilon'_d = 3,04 \pm 0,05$, а для тёплого льда $\varepsilon'_s = 3,79 \pm 0,08$. Затем с применением двухслойной модели с плоскими гладкими границами раздела могут быть вычислены коэффициенты отражения R_{1-2} и R_{2-3} от слоёв холодного и тёплого льда и холодного/тёплого льда и ложа:

$$R_i = 20 \log[(\varepsilon_i^{1/2} - \varepsilon_{i+1}^{1/2})/(\varepsilon_i^{1/2} + \varepsilon_{i+1}^{1/2})], \quad (8)$$

где индексы $i = 1, 2$ обозначают соответственно холодный и тёплый лёд, индекс 3 – породы ложа; некоторое влияние на величину коэффициента отражения от ложа оказывает и изменение проводимости пород ложа.

При $\varepsilon'_1 = 3,04$, $\varepsilon'_2 = 3,79$ и $\varepsilon'_3 = 5$ коэффициенты отражения составляют: $R_{1-2} = -24,4$ дБ и $R_{2-3} = -18,6$ дБ, т.е. коэффициент отражения от ложа больше, чем от СТС. Похожую картину показывают результаты измерений интенсивности отражений от этих границ (см. рис. 4, в). По абсолютной величине эти оценки согласуются с данными аэrorадиозондирования на частоте 60 МГц вдоль продольного профиля политерми-

ческих ледников в разных районах Шпицбергена [8], согласно которым коэффициент отражения по мощности от ложа варьирует от $-7,4$ до $-15,9$ дБ и он выше коэффициента отражения от СТС, изменяющегося от $-18,0$ до $-27,1$ дБ; разность между ними составляет $10,6$ – $11,2$ дБ. По величине R_{1-2} можно оценить относительную диэлектрическую проницаемость тёплого льда ε'_2 ниже СТС, зная относительную диэлектрическую проницаемость холодного льда ε'_1 [23]:

$$\varepsilon'_2 = \varepsilon'_1 [(1 + 10^{0,05R_{1-2}})/(1 - 10^{0,05R_{1-2}})]^2. \quad (9)$$

Величина коэффициентов R_{1-2} и R_{2-3} может быть определена по данным измерений излучённой мощности P_i и мощности отражений P_r от СТС и ложа.

Уравнение радиолокации может быть представлено в следующем виде [8]:

$$10 \lg P_r/P_i = 20 \lg G \lambda_0 / [8\pi(H+z)/\varepsilon_i^{1/2}] + 10 \lg R - 2zB - 10 \lg L, \quad (10)$$

где G – усиление антенн; λ_0 – длина волны локаатора в воздухе; H – высота антенн над поверхностью ледника; z – глубина отражающей границы (СТС или ложе); ε_i – относительная диэлектрическая проницаемость льда; R – коэффициент отражения по мощности от СТС или ложа; B – удельное поглощение и рассеяние радиоволн, дБ/100 м, во льду, зависящее от его температуры и структуры; L – потери в кабелях, дБ.

Оценка относительного содержания воды.

При измерениях с моноимпульсными локаторами величины P_r , G , B и L в уравнении (10), как правило, неизвестны, поэтому для условий наземных измерений с антеннами на поверхности ледника ($H = 0$) мы вычисляли относительный коэффициент отражения (relative power reflection coefficient – RPR) от СТС и ложа и использовали упрощённое уравнение радиолокации:

$$RPR = 20 \lg(A_r/A_t) - 20 \lg(z/\varepsilon_i^{1/2}) - 2zB, \quad (11)$$

где A_r и A_t – соответственно амплитуда принятых от СТС или ложа и излучённых сигналов; $z = v_{av}\tau/2$; $v_{av} = 168$ м/мкс – средняя скорость распространения радиоволн в леднике; τ – время запаздывания отражённых сигналов от СТС или ложа; $\varepsilon_i = 3,19$; $B = 0,04 \div 0,045$ дБ/100 м для температуры ледника на поверхности от -1 до -4 °С [8] и около $0,05$ дБ/100 м для средней температуры ледниковой толщи -1 °С [1].

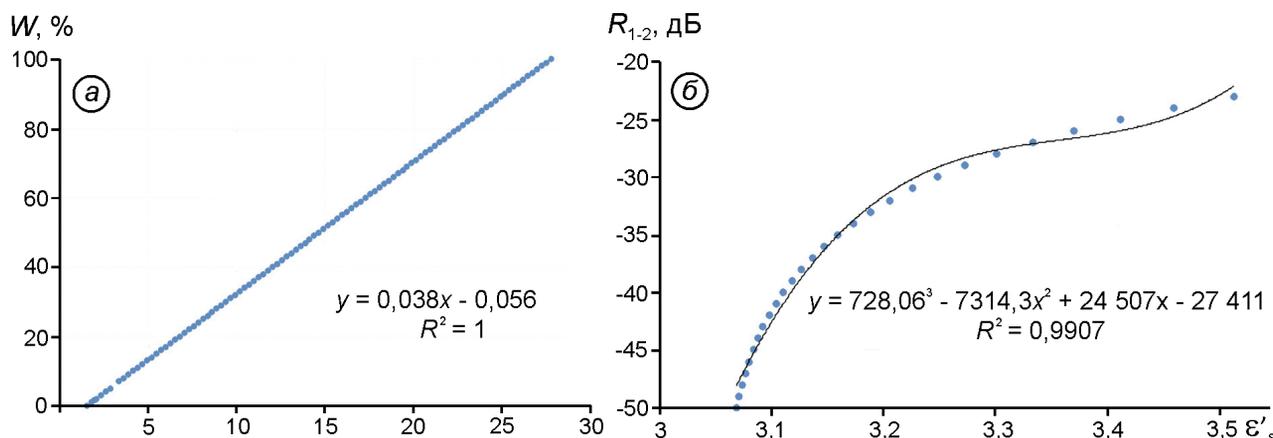


Рис. 5. Зависимость относительной диэлектрической проницаемости влажного ϵ'_s льда от содержания воды W в тёплом льду (а) и от коэффициента отражения R_{1-2} из тёплого льда ниже CTS (б)

Fig. 5. The dependence of the relative dielectric permittivity of wet ϵ'_s ice on the water content W in temperate ice (а), and on the reflection coefficient R_{1-2} of temperate ice below CTS (б)

Уравнение (11) было использовано, когда с помощью модуля SSAA в программе RadexPro определяли среднюю квадратическую (rms) амплитуду отражений от CTS и ложа, а также её среднюю величину вдоль профиля радиолокационных измерений или отдельных его участков. Зависимости ϵ'_s от W и от R_{1-2} , рассчитанные по формулам (6)–(9) и (11), приведены на рис. 5.

Результаты

Толщина и объём холодного и тёплого льда. По данным наземного радиозондирования ледников Восточный Грэнфьорд [14, 24–26] и Центральный Туяксу [15] получены сведения о средней толщине и объёме холодного и тёплого льда, а также оценено возможное содержание воды в тёплом льду этих ледников (табл. 1). Заметим, что количества воды в леднике Восточный Грэнфьорд достаточно для формирования приледниковой наледи, наблюдаемой в холодные периоды у его языка.

Изменение относительной мощности отражений от CTS и ложа по длине и высоте ледников. По данным измерений амплитуды отражений от CTS и ложа построены графики изменений относительной мощности RPR вдоль продольного профиля исследованных ледников, которые характеризуют изменение относительного содержания воды (relative water content – RWC) в тёплом льду ниже CTS и у ложа. Из рис. 6 и табл. 2

следует, что вдоль продольного профиля ледника Восточный Грэнфьорд средняя относительная мощность отражений от CTS и ложа в весенний период составляет соответственно $-13,4$ и $-8,8$ дБ, тогда как на леднике Центральный Туяксу в летний период она уменьшается до $-29,6$ и $-13,1$ дБ. Переход от сухого к влажному ложу на ледниках Восточный Грэнфьорд и Центральный Туяксу происходит на расстоянии около 2500 и 500 м от их языков соответственно, где наблюдаются только отражения от ложа, а выше появляются также отражения от CTS и придонный слой тёплого льда. В нижней и верхней частях ледников, на отдельных участках профилей в области абляции и аккумуляции, эти изменения происходят в диапазоне соответственно от $-6,0$ до $-11,8$ дБ и от $-14,5$ до $-32,4$ дБ и отражают вариации относительного содержания воды в тёплом льду ниже CTS и переход от сухого к влажному ложу. Они могут быть объяснены, главным образом, разным содержанием воды у CTS и ложа из-за большей трещиноватости и скорости движения ледника Восточный Грэнфьорд и более интенсивного поступления талой воды в его толщу.

Чтобы оценить изменение относительного содержания воды RWC в тёплом льду ниже CTS, можно вычислить относительную диэлектрическую проницаемость ϵ'_2 тёплого льда по формуле (9), используя величины RPR из рис. 6 и данные о средней мощности отражений от CTS из табл. 2. По величинам ϵ'_2 в формуле Луэнга (7) и рис. 5

Таблица 1. Морфометрические и гидротермические характеристики ледников Шпицбергена и Тянь-Шаня*

S , км ²	S_{temp} , км ²	H_{av} , м	H_{avcold} , м	H_{avtemp} , м	V_{cold} , км ³	V_{temp} , км ³	V_{Σ} , км ³	FTIV, %	W_s , 10 ³ м ³
<i>Восточный Грэнфьорд</i>									
7,59±0,27	2,65±0,26	107±10	61±6	39±4	0,466±0,005	0,104±0,001	0,57±0,27	18,2	2080
<i>Центральный Туюксу</i>									
2,61±0,04	1,12±0,04	47±2	27±2	20±2	0,044±0,002	0,034±0,001	0,078±0,03	43,6	680

* S – площадь ледников; S_{temp} – площадь тёплого льда; H_{av} – средняя общая толщина ледников; H_{avcold} – средняя толщина на холодного льда; H_{avtemp} – средняя толщина тёплого льда; V_{cold} – объём холодного льда; V_{temp} – объём тёплого льда; V_{Σ} – общий объём ледников на год радиолокационных измерений; FTIV = V_{temp}/V_{Σ} – доля тёплого льда; W_s – запас воды при её содержании 2% в тёплом льду, оценённом по скорости распространения радиоволн.

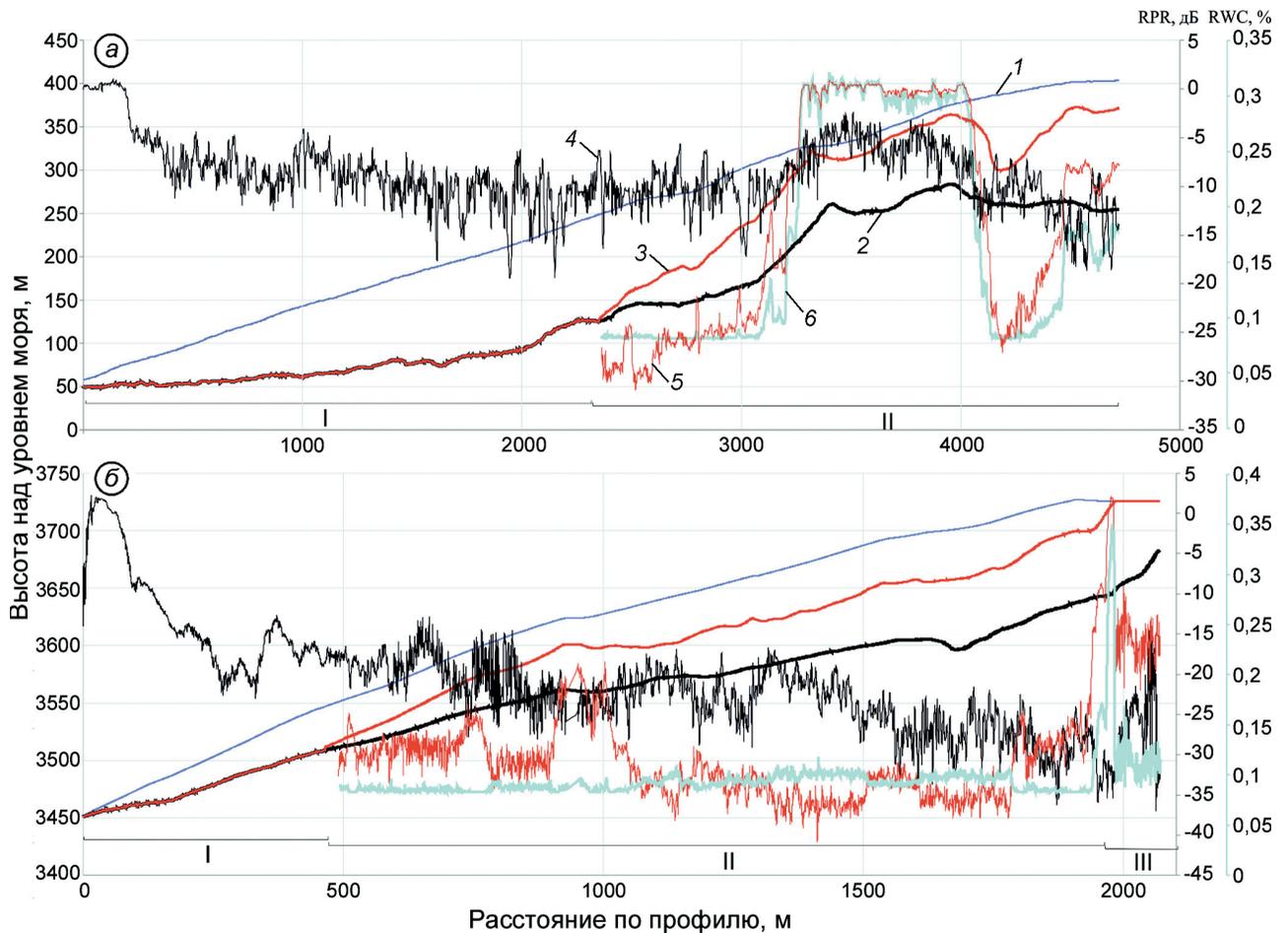


Рис. 6. Изменение относительной мощности (RPR), дБ, подповерхностных отражений вдоль продольного профиля ледников Восточный Грэнфьорд (а) и Центральный Туюксу (б).

1 – высота поверхности; 2 – высота ложа; 3 – глубина CTS; 4 – RPR от ложа; 5 – RPR от CTS; 6 – RWC в слое тёплого льда ниже CTS

Fig. 6. Changes in the relative power (RPR), dB, of subsurface reflections along the longitudinal profile of the Austre Grønfyordbreen (a) and Central Tuyuksu (б) glaciers.

1 – surface elevation; 2 – bedrock elevation; 3 – CTS depth; 4 – RPR from the bedrock; 5 – RPR from the CTS; 6 – RWC in temperate ice below CTS

можно оценить относительное содержание воды RWC в тёплом льду ниже CTS. Изменения относительного содержания воды RWC вдоль продоль-

ного профиля ледников Восточный Грэнфьорд и Центральный Туюксу показаны на рис. 6. Они происходят в диапазоне от 0,1 до 0,3% и достигают

Таблица 2. Мощность отражений от ложа и CTS на ледниках Восточный Грэнфьорд и Центральный Туюксу

Расстояние по профилю, его термический режим и участки профиля (I–III)	Средняя относительная мощность отражений, дБ		
	участок профиля, м	от ложа	от CTS
<i>Ледник Восточный Грэнфьорд, рис. 6, а</i>			
0–3243 м, I–II	2363–3067	–8,8	–26,3
3247–4032 м, II	3295–4041	–6,0	–0,02
4033–4719 м, II	4189–4714	–11,8	–14,5
Весь профиль (0–4719 м), I–II	0–4719	–8,8	–13,4
Холодный (0–500 м), I	–	–3,6	–
Двухслойный (500–4719 м), II	2363–4719	–9,5	–13,4
<i>Ледник Центральный Туюксу, рис. 6, б</i>			
0–489 м, I	490–897	–13,1	–29,4
490–1557 м, II	897–1925	–21,3	–32,4
1558–2069 м, II–III	1925–2069	–27,7	–14,5
Весь профиль (0–2069 м), I–III	–	–20,45	–29,6
Двухслойный–тёплый (490–2069 м), II–III	1558–2069	–23,4	–29,6
Тёплый (1960–2069 м), III	1960–2069	–27,14	–13,7

максимума в верхней части ледников, на участках распространения тёплой фирновой зоны.

Связь гидротермической структуры ледников с особенностями их морфологии и режима. Площадь и объём тёплого льда на леднике Восточный Грэнфьорд соответственно в 2,37 и 3,06 раза больше, чем на леднике Центральный Туюксу (см. табл. 1). Гидротермическая структура обоих ледников относится к скандинавскому типу – с более холодной нижней областью и более тёплой верхней. На это указывают отсутствие и наличие отражений от CTS в этих областях, которые коррелируют с относительной мощностью отражений RPR от CTS и ложа, т.е. с относительным содержанием воды ниже и выше этих границ. Вдоль отдельных участков и всего продольного профиля ледника Восточный Грэнфьорд RPR от CTS и ложа в среднем составляет соответственно –0,02 – –26,3 и –13,36 дБ, тогда как на леднике Центральный Туюксу RPR уменьшается до –14,5 – –32,4 и –29,6 дБ. Одну из причин такого различия можно объяснить разной степенью трещиноватости ледников и более интенсивным поступлением талой воды в толщу ледника Восточный Грэнфьорд в периоды таяния. На этом леднике положение и глубина проникновения трещин и/или ледниковых колодцев оценены по сериям вертикальных гиперболических отражений, и их густота (количество по отношению к площади ледника) составила 5/0,66 км² [25]. На леднике Центральный Туюк-

су трещины есть только в прибортовых частях, вне продольного профиля, т.е. подпитка тёплого ледяного ядра талой водой может происходить в основном через боковые трещины. Поэтому более интенсивные отражения RPR от CTS и ложа на леднике Восточный Грэнфьорд мы связываем с проникновением талых вод до CTS и ложа через трещины и ледниковые колодцы и с более интенсивным отеплением ледниковой толщи, в том числе за счёт внутреннего диссипативного разогрева. Существенное влияние зон трещиноватости и поверхностной скорости на формирование крупных участков тёплого льда установлено по данным радиозондирования и моделирования гидротермического режима ледника Рикха Самбра в Гималаях [4].

Скорость движения ледника Восточный Грэнфьорд в период с 13 апреля по 4 августа 2015 г. составляла 87,6–109,5 м/год (устное сообщение Р.А. Чернова), а по данным [27] максимум средних годовых скоростей движения ледника не превышал в 2000 г. – 108, в 2013 г. – 68, в 2014 г. – 30 м/год, а скорости в 2017 и 2018 гг. составляли не более 12 м/год. В то же время скорость движения ледника Центральный Туюксу примерно в 2–3 раза меньше: в 1956–1965 гг. – 22–24, в 1977–1992 гг. – 16 м/год [28] и около 6 м/год в 2011–2014 гг. (устное сообщение Н.Е. Касаткина). При этом средний уклон их поверхности примерно одинаковый (3,8–3,9°), но скорость движения и объём тёплого льда лед-

ника Восточный Грэнфьорд примерно в 3 и в 4 раза больше (см. табл. 1). Это указывает на возможную взаимосвязь скорости движения с внутренним строением политермических ледников.

Обсуждение и выводы

Как уже отмечалось, гидротермическая структура обоих ледников относится к скандинавскому типу: с более холодной нижней (на языке) и более тёплой верхней областями, о чём свидетельствует соответственно отсутствие и наличие отражений от CTS (см. рис. 3 и 6), интенсивность которых коррелирует с относительной мощностью отражений RPR. В весенний период вдоль отдельных участков продольного профиля ледника Восточный Грэнфьорд и на всём профиле RPR от CTS и ложа в среднем составляют соответственно $-0,02$ – $-26,3$ дБ, $-6,0$ – $-11,8$ дБ, тогда как в летний период на леднике Центральный Туюксу эти величины уменьшаются до $-14,5$ – $-32,4$ и $-29,6$ дБ [28]. Изменения относительного содержания воды RWC вдоль продольного профиля ледников Восточный Грэнфьорд и Центральный Туюксу происходят в диапазоне от 0,1 до 0,3% и достигают максимума в верхней части ледников, на участках распространения тёплой фирновой зоны (см. рис. 6). Причины такого различия могут быть объяснены тем, что для этих ледников неодинаковы такие характеристики, как степень трещиноватости и скорость движения, условия питания, распределение зон льдообразования, интенсивность поверхностного таяния, а также разное время измерений – до и после начала интенсивного таяния на ледниках и поступления талых вод с их поверхности в толщу, до CTS и

ложа, и возможность консервации воды в трещинах и каналах в тёплом льду в холодный период.

В слое тёплого льда ниже CTS интенсивность отражений уменьшается ступенчато к ложу (см. рис. 4, б). Похожая картина получена на леднике Уверс на Шпицбергене по данным наземного зондирования на частоте 320–370 МГц [12]. На политермическом леднике Стур в Скандинавии содержание воды в тёплом льду ниже CTS по данным измерений скорости распространения радиоволн методом радиолокационного каротажа в двух соседних скважинах – $0,6 \pm 0,3\%$ [29]. Моделирование показало [30], что глубина CTS и толщина холодного льда зависят от толщины снежного покрова и содержания воды у CTS, а повторные радиолокационные измерения могут быть полезны для оценки длиннопериодных изменений температуры в зоне абляции ледников, где повторное замерзание воды в снежно-фирновой толще отсутствует. Приведённые данные о распределении холодного и тёплого льда, глубине CTS и содержании воды в толще и у ложа политермических ледников могут быть использованы для разработки и применения более реальных моделей гидротермической структуры и режима политермических ледников, а также оценки их реакции на изменения климата и прогноза динамического поведения.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке Госконтракта № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5) и гранта РФФИ №18-05-60067.

Acknowledgments. The research was carried out under the State contract № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5) and with support of RFBR grant № 18-05-60067.

Литература

1. Blatter H., Greve R. Comparison and verification of enthalpy schemes for polythermal glaciers and ice sheets with a one-dimensional model // *Polar Science*. 2015. V. 9. P. 197–207. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2015.04.001/>.
2. Sevestre H., Benn D.I., Hulton N.R.J., Bælum K. Thermal structure of Svalbard glaciers and implications for thermal switch models of glacier surging // *Journ. of Geophys. Research. Earth Surf.* 2015. V. 120. P. 1–17. doi:10.1002/2015JF003517.
3. Gong Y., Zwinger T., Astrom J., Altena B., Schellenberger T., Gladstone R., Moore J.C. Simulating the roles of

References

1. Blatter H., Greve R. Comparison and verification of enthalpy schemes for polythermal glaciers and ice sheets with a one-dimensional model. *Polar Science*. 2015, 9: 197–207. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2015.04.001/>.
2. Sevestre H., Benn D I., Hulton N.R.J., Bælum K. Thermal structure of Svalbard glaciers and implications for thermal switch models of glacier surging. *Journ. of Geophys. Research. Earth Surf.* 2015, 120: 1–17. doi:10.1002/2015JF003517.
3. Gong Y., Zwinger T., Astrom J., Altena B., Schellenberger T., Gladstone R., Moore J.C. Simulating the roles of crevasse routing of surface water and basal friction

- crevasse routing of surface water and basal friction on the surge evolution of Basin 3, Austfonna ice cap // *The Cryosphere*. 2018. V. 12. P. 1563–1577. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1563-2018>.
4. Gilbert A., Sinisalo A., Gurung T.R., Fujita K.M., Maharjan S.B., Sherpa T.C., Fukuda T. The influence of water percolation through crevasses on the thermal regime of a Himalayan mountain glacier // *The Cryosphere*. 2020. V. 14. P. 1273–1288. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1273-2020>.
 5. Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с.
 6. Duval P. The role of water content on the creep of polycrystalline ice. In: *Isotopes and impurities in snow and ice* // Proc. of IAHS Publication. 1977. № 118. P. 29–33.
 7. Bamber J.L. Internal reflecting horizons in Spitsbergen glaciers // *Annals of Glaciology*. 1987. V. 9. P. 5–10. <https://doi.org/10.3189/S0260305500200682>.
 8. Bamber J.L. Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses from airborne radio-echo sounding // *Journ. of Glaciology*. 1989. V. 35. № 119. P. 30–37. <https://doi.org/10.3189/002214389793701392>.
 9. Фролов А.Д., Мачерет Ю.Я. Оценка содержания воды в субполярных ледниках по данным измерений скорости распространения радиоволн // МГИ. 1988. Вып. 84. С. 148–154.
 10. Moore J.C., Pälli A., Ludwig F., Blatter H., Jania J., Gadek B., Glowacki P., Mohnacki D., Isaksson E. High resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen mapped by ground penetrating radar // *Journ. of Glaciology*. 1999. V. 45. № 151. P. 524–532. <https://doi.org/10.3189/S0022143000001386>.
 11. Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.
 12. Hamran S.-E., Aarholt E., Hagen J.O., Mo P. Estimation of relative water content in a subpolar glacier using surface-penetration radar // *Journ. of Glaciology*. 1996. V. 42. № 142. P. 533–537. <https://doi.org/10.3189/S0022143000003518>.
 13. Vasilenko E.V., Machio F., Lapazaran J.J., Navarro F.J., Frolovsky K. A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications // *Journ. of Glaciology*. 2011. V. 57. № 206. P. 1113–1118. <https://doi.org/10.3189/002214311798843430>.
 14. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я. Изменения гидротермической структуры ледников Восточный Грэнфьорд и Фриттьоф на Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2014. № 1 (1). С. 5–19.
 15. Носенко Г.А., Лаврентьев И.И., Глазовский А.Ф., Касаткин Н.Е., Кокарев А.Л. Политермическая структура ледника Центральный Туяксу // *Криосфера Земли*. 2016. Т. 20. № 4. С. 105–115. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-4(105-115).
 16. 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.
 17. Kotlyakov V.M., Macheret Yu.Ya. Radio echo-sounding of subpolar glaciers: some problems and results of Soviet studies // *Annals of Glaciology*. 1987. V. 9. P. 151–159. <https://doi.org/10.3189/S0260305500000537>.
 - on the surge evolution of Basin 3, Austfonna ice cap. *The Cryosphere*. 2018, 12: 1563–1577. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1563-2018>.
 4. Gilbert A., Sinisalo A., Gurung T.R., Fujita K.M., Maharjan S.B., Sherpa T.C., Fukuda T. The influence of water percolation through crevasses on the thermal regime of a Himalayan mountain glacier. *The Cryosphere*. 2020, 14: 1273–1288. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1273-2020>.
 5. Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya. *Voda v lednikakh. Metody I rezultaty geofizicheskikh I distantsionnykh issledovaniy*. Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. Moscow: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].
 6. Duval P. The role of water content on the creep of polycrystalline ice. In: *Isotopes and impurities in snow and ice*. Proc. of IAHS Publication. 1977, 118: 29–33.
 7. Bamber J.L. Internal reflecting horizons in Spitsbergen glaciers. *Annals of Glaciology*. 1987, 9: 5–10. <https://doi.org/10.3189/S0260305500200682>.
 8. Bamber J.L. Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses from airborne radio-echo sounding. *Journ. of Glaciology*. 1989, 35 (119): 30–37. <https://doi.org/10.3189/002214389793701392>.
 9. Frolov A.D., Macheret Yu.Ya. Estimation of water content in subpolar glaciers by data of radio wave velocity measurements. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1988, 84: 148–154. [In Russian].
 10. Moore J.C., Pälli A., Ludwig F., Blatter H., Jania J., Gadek B., Glowacki P., Mohnacki D., Isaksson E. High resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen mapped by ground penetrating radar. *Journ. of Glaciology*. 1999, 45 (151): 524–532. <https://doi.org/10.3189/S0022143000001386>.
 11. Macheret Yu.Ya. *Radiozondirovaniye lednikov*. Radio-echo sounding of glaciers. Moscow: Scientific World, 2006: 392 p.
 12. Hamran S.-E., Aarholt E., Hagen J.O., Mo P. Estimation of relative water content in a subpolar glacier using surface-penetration radar. *Journ. of Glaciology*. 1996, 42 (142): 533–537. <https://doi.org/10.3189/S0022143000003518>.
 13. Vasilenko E.V., Machio F., Lapazaran J.J., Navarro F.J., Frolovsky K. A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications. *Journ. of Glaciology*. 2011, 57 (206): 1113–1118. <https://doi.org/10.3189/002214311798843430>.
 14. Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Yu.Ya. Changes of hydrothermal structure of Austre Grönfjorbreen and Fridtjovbreen in Spitsbergen. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 1 (1): 5–19. [In Russian].
 15. Nosenko G.A., Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Kasatkin N.E., Kokarev A.L. Polythermal structure of Central Tuyksu glacier. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2016, 20 (4): 105–115. [In Russian]. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-4(105-115).
 16. Kulnitsky L.M., Gofman P.A., Tokarev M.Yu. Mathematical processing of georadar data and RADEXPRO system. *Razvedka i okhrana nedr*. Prospect and Protection of mineral resources. 2001, 3: 6–11. [In Russian].
 17. Kotlyakov V.M., Macheret Yu.Ya. Radio echo-sounding of subpolar glaciers: some problems and results of Soviet studies. *Annals of Glaciology*. 1987, 9: 151–159. <https://doi.org/10.3189/S0260305500000537>.

18. *Vasilenko E.V., Gromyko A.N., Dmitriev D.N., Macheret Yu.Ya.* Structure of Davydov glacier by data of radio-echo sounding and thermal drilling. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1986, 56: 10–26. [In Russian].
19. *Ødegaard R.S., Hagen J.O., Hamran S.-E.* Comparison of radio echo-sounding (30–1000 MHz) and high-resolution borehole-temperature measurements at Finsterwalderbreen, Southern Spitsbergen, Svalbard // *Annals of Glaciology*. 1997. V. 24. P. 262–267. <https://doi.org/10.3189/S0260305500012271>.
20. *Dowdeswell J.A., Evans S.* Investigations of the form and flow of ice sheets and glaciers using radio-echo sounding // *Rep. Prog. Phys.* 2004. V. 67. P. 1821–1861. doi:10.1088/0034-4885/67/10/R03.
21. *Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J.* On the errors involved in ice-thickness estimates I: Ground-penetrating radar measurement errors // *Journ. of Glaciology*. 2016. V. 62. № 236. P. 1008–1020. doi: 10.1017/jog.2016.93.
22. *Looyenga H.* Dielectric constants of heterogeneous mixture // *Physica*. 1965. V. 31. № 3. P. 401–406.
23. *Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F.* Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers from radar sounding data // *Polar Research*. 2000. V. 19. № 2. P. 205–216. <https://doi.org/10.3402/polar.v19i2.6546>.
24. *Лаврентьев И.И., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Мацковский В.В., Муравьев А.Я.* Запасы льда в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) и их изменения за последние десятилетия // *Лёд и Снег*. 2019. Т. 59. № 1. P. 23–38. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-23-38>.
25. *Мачерет Ю.Я., Лаврентьев И.И., Глазовский А.Ф., Марчук И.О.* Распределение холодного и тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда, Шпицберген, по данным наземного радиозондирования // *Лёд и Снег*. 2019. Т. 59. № 2. С. 149–156. <https://doi.org/10.15356/20766734-2019-2-430>.
26. *Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I.* Distribution of cold and temperate ice and water in glaciers at Nordenskiöld Land, Svalbard, according to data on ground-based radio-echo sounding // *Bulletin of Geography. Physical Geography Series*. 2019. № 17. P. 77–90. <http://dx.doi.org/10.2478/bgeo-2019-0016>.
27. *Gardner A.S., Fahnestock M.A., Scambos T.A.* ITS_LIVE Regional Glacier and Ice Sheet Surface Velocities // Data archived at National Snow and Ice Data Center. 2020. doi:10.5067/6II6VW8LLWJ7.
28. *Макаревич К.Г.* Баланс и кинематика ледников Тянь-Шаня на примере ледника Туюксу // *МГИ*. 2005. Вып. 98. С. 194–201.
29. *Gusmeroli A., Murray T., Jansson P., Pettersson R., Aschwanden A., Booth A.D.* Vertical distribution of water within the polythermal Storglaciären, Sweden // *Journ. of Geophys. Research*. 2010. V. 115. F04002. doi:10.1029/2009JF001539.
30. *Сосновский А.В., Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И.* Гидротермическая структура политермического ледника на Шпицбергене по данным измерений и численного моделирования // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 149–160. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-2-149-160>
18. *Vasilenko E.V., Gromyko A.N., Dmitriev D.N., Macheret Yu.Ya.* Structure of Davydov glacier by data of radio-echo sounding and thermal drilling. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1986, 56: 10–26. [In Russian].
19. *Ødegaard R.S., Hagen J.O., Hamran S.-E.* Comparison of radio echo-sounding (30–1000 MHz) and high-resolution borehole-temperature measurements at Finsterwalderbreen, Southern Spitsbergen, Svalbard. *Annals of Glaciology*. 1997, 24: 262–267. <https://doi.org/10.3189/S0260305500012271>.
20. *Dowdeswell J.A., Evans S.* Investigations of the form and flow of ice sheets and glaciers using radio-echo sounding. *Rep. Prog. Phys.* 2004, 67: 1821–1861. doi:10.1088/0034-4885/67/10/R03.
21. *Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J.* On the errors involved in ice-thickness estimates I: Ground-penetrating radar measurement errors. *Journ. of Glaciology*. 2016, 62 (236): 1008–1020. doi: 10.1017/jog.2016.93.
22. *Looyenga H.* Dielectric constants of heterogeneous mixture. *Physica*. 1965, 31 (3): 401–406.
23. *Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F.* Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers from radar sounding data. *Polar Research*. 2000, 19 (2): 205–216. <https://doi.org/10.3402/polar.v19i2.6546>.
24. *Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Matskovsky V.V., Muravyev A.Ya.* Reserves of ice in glaciers on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, and their changes over the last decades. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (1): 23–38. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-23-38.
25. *Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Marchuk I.O.* Distribution of cold and temperate ice in glaciers on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, from ground-based radio-echo sounding. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (2): 149–156. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/20766734-2019-2-430>.
26. *Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I.* Distribution of cold and temperate ice and water in glaciers at Nordenskiöld Land, Svalbard, according to data on ground-based radio-echo sounding. *Bulletin of Geography. Physical Geography Series*. 2019, 17: 77–90.
27. *Gardner A. S., Fahnestock M. A., Scambos T. A.* ITS_LIVE Regional Glacier and Ice Sheet Surface Velocities. Data archived at National Snow and Ice Data Center. 2020. doi:10.5067/6II6VW8LLWJ7.
28. *Makarevich K.G.* Balance and kinematics of Tian-Shan glaciers on example of Tuyuksu glacier. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 194–201. [In Russian].
29. *Gusmeroli A., Murray T., Jansson P., Pettersson R., Aschwanden A., Booth A.D.* Vertical distribution of water within the polythermal Storglaciären, Sweden. *Journ. of Geophys. Research*. 2010, 115: F04002. doi:10.1029/2009JF001539.
30. *Sosnovsky A.V., Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I.* Hydrothermal structure of a polythermal glacier in Spitsbergen by measurements and numerical modeling. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (2): 149–160. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-2-149-160>.