

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.32

doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-5-20

Толщина снежного покрова на леднике Восточный Грёнфьорд (Шпицберген) по данным радарных измерений и стандартных снегомерных съёмки

© 2018 г. И.И. Лаврентьев, С.С. Кутузов, А.Ф. Глазовский, Ю.Я. Мачерет*, Н.И. Осокин,
А.В. Сосновский, Р.А. Чернов, Г.А. Черняков

Институт географии РАН, Москва, Россия

*macheret2011@yandex.ru

Snow thickness on Austre Grønfyordbreen, Svalbard, from radar measurements and standard snow surveys

I.I. Lavrentiev, S.S. Kutuzov, A.F. Glazovsky, Yu.Ya. Macheret*, N.I. Osokin, A.V. Sosnovsky,
R.A. Chernov, G.A. Cherniakov

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

*macheret2011@yandex.ru

Received August 22, 2017

Accepted November 23, 2017

Keywords: Arctic, glacier, radar survey, snow cover, snow measurements, Svalbard.

Summary

Comparison of two methods of measurements of snow cover thickness on the glacier Austre Grønfyordbreen, Svalbard was performed in the spring of 2014. These methods were the radar (500 MHz) observations and standard snow surveys. Measurements were conducted in 77 different points on the surface of the glacier. A good correlation ($R^2 = 0.98$) was revealed. In comparison with the data of snow surveys, the radar measurements show a similar but more detailed pattern of the distribution of the snow cover depth. The discrepancy between the depths of snow cover on maps plotted from data of both methods did not exceed 30 cm in most parts of the glacier. The standard error of interpolation of the radar data onto the entire glacier surface amounts, on average, to 18 cm. This corresponds to the error of radar measurements of 18.8% when an average snow depth is about 160 cm and 9.4% at its maximum thickness of 320 cm. The distance between the measurement points at which the spatial covariance of the snow depth disappears falls between 236 and 283 m along the glacier, and between 117 and 165 m across its position. We compared the results of radar measurements of the pulse-delay time of reflections from the base of the snow cover with the data of manual probe measurements at 10 points and direct measurements of snow depth and average density in 12 snow pits. The average speed of radio waves propagation in the snow was determined as $V_{cr} = 23.4 \pm 0.2$ cm ns⁻¹. This magnitude and the Looyenga and Kovacs formulas allowed estimating the average density of snow cover $\rho_L = 353.1 \pm 13.1$ kg m⁻³ and $\rho_K = 337.4 \pm 12.9$ kg m⁻³. The difference from average density measured in 12 pits $\rho_{av.meas} = 387.4 \pm 12.9$ kg m⁻³ amounts to -10.8% and -14.8%. In 2014, according to snow and radar measurements, altitudinal gradient of snow accumulation on the glacier Austre Grønfyordbreen was equal to 0.21 m/100 m, which is smaller than the average values (0.35 m/100 m). According to the results of snow measurements of 2011–2014, the average thickness of the snow cover on the glacier Austre Grønfyordbreen was by 17 cm greater than in 1979. In the very snowy year 2012, it was higher by 21.5 cm in comparison with the year 1979, and its spatial variability (standard deviation σ_H) had increased by 25.6 cm. Estimates of spatial and temporal variability of snow cover depth will be used to analyze the hydrothermal state of the glacier and its changes with regard to revealed features and climatic trends.

Citation: Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A., Cherniakov G.A. Snow thickness on Austre Grønfyordbreen, Svalbard, from radar measurements and standard snow surveys. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (1): 5–20. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-5-20

Ключевые слова: Арктика, ледник, радиолокация, снегомерные измерения, снежный покров, Шпицберген.

Приведены результаты измерений толщины снежного покрова на леднике Восточный Грэнфьорд (Шпицберген) весной 2014 г. По этим данным оценена точность радиолокационных измерений толщины и средней плотности снежного покрова, а также их пространственная и временная изменчивость по сравнению со снегомерными измерениями 2011–2014 и 1979 гг.

Введение

Снежный покров существенно влияет на локальный и региональный климат, термический режим подстилающих пород [1–3], баланс массы ледников, а также ледниковый и речной сток [4, 5]. Основные его параметры – толщина, структура и плотность – определяют снегозапасы и теплоизолирующие свойства снежного покрова. На архипелаге Шпицберген (Свальбард) снежный покров на ледниках существует в течение большей части года, но к концу лета сохраняется лишь в областях их питания. Наблюдения за аккумуляцией снежного покрова на ледниках Шпицбергена начаты в 1931/32 г. шведскими учёными на п-ове Брэггер [6] и продолжались в 1950–80-х годах вплоть до настоящего времени экспедициями разных стран в других районах архипелага [7, 8], включая ледник Восточный Грэнфьорд на западе Земли Норденшельда (рис. 1). В настоящей статье мы

обсуждаем данные наземных радиолокационных измерений толщины снежного покрова, полученные в 2014 г., и используем их и материалы стандартных снегомерных съёмок 1979 и 2011–2014 гг. для оценки точности измерений толщины и водозапаса снежного покрова радиолокационным методом, а также их пространственной и временной изменчивости на леднике Восточный Грэнфьорд.

Снегомерные работы на леднике Восточный Грэнфьорд

Ледник Восточный Грэнфьорд занимает площадь 7,6 км², имеет длину около 5,3 км и располагается в диапазоне высот 40–490 м [9]. На этом леднике наблюдения за аккумуляцией снега проводились экспедицией Института географии АН СССР в 1966–1967 гг. [10] и продолжались в 1979–1989 гг. [5, 11, 12]. С 2010 г. для

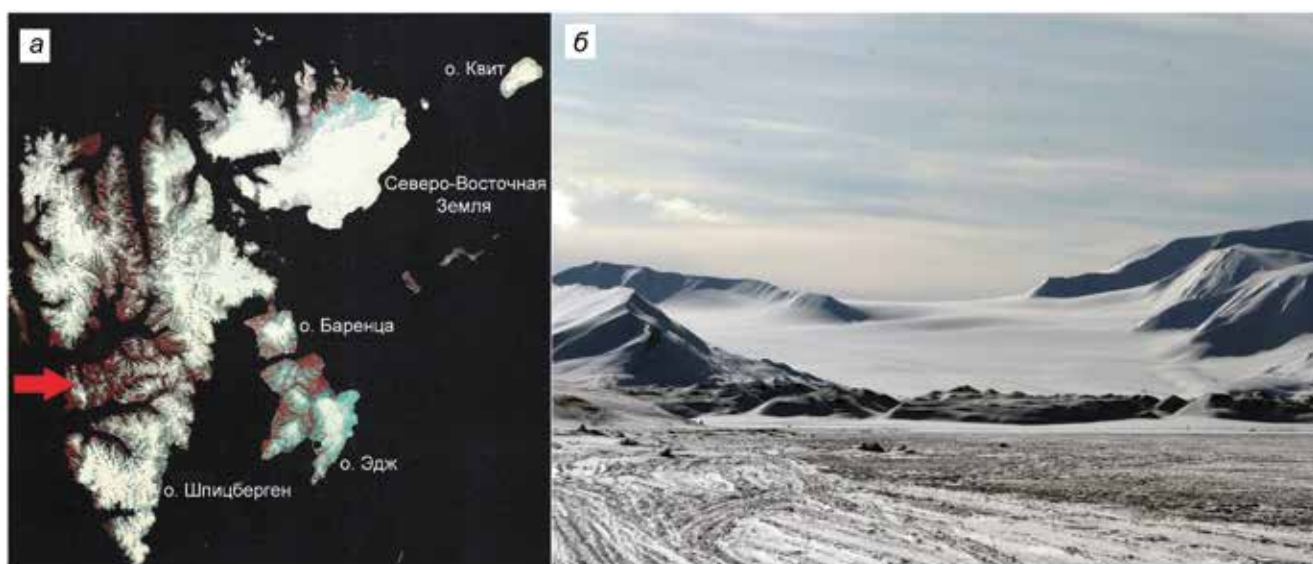


Рис. 1. Положение ледника Восточный Грэнфьорд на западе Земли Норденшельда (красная стрелка) (а) и ледник Восточный Грэнфьорд весной 2010 г. (б). Фото И.И. Лаврентьева

Fig. 1. The position of Austre Grønfyordbreen in the western part of Nordenskiöld Land (red arrow) (а) and Austre Grønfyordbreen in spring of 2010 (б). Photo by I.I. Lavrentiev

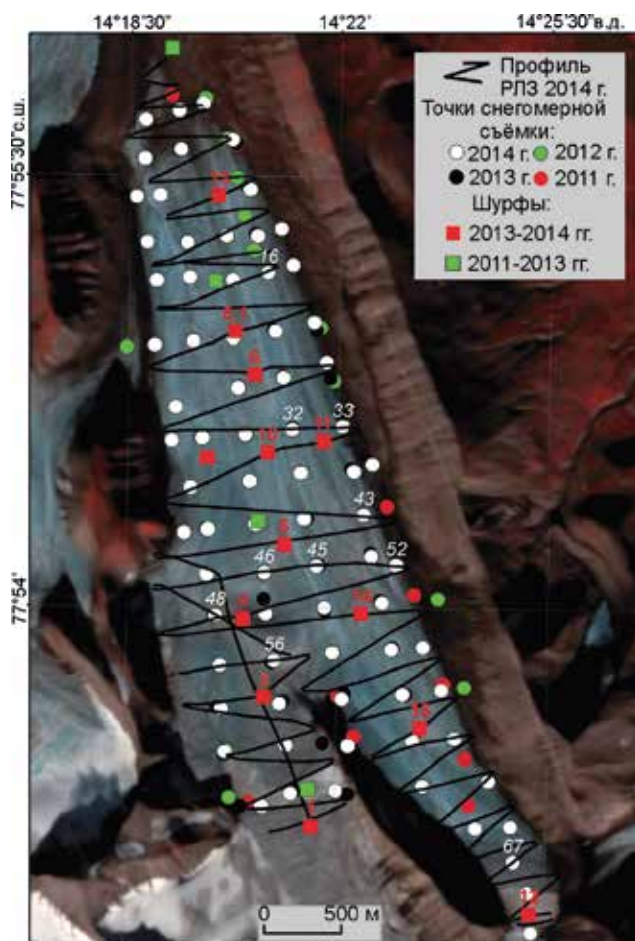


Рис. 2. Положение шурфов и точек снегомерной съёмки весной 2011–2014 гг. и профилей радиолокационных измерений весной 2014 г. на леднике Восточный Грэнфьорд.

Цифрами обозначены номера шурфов и точек снегомерной съёмки (см. табл. 2). В качестве подложки использован космический снимок LANDSAT 8 (OLI) от 24.08.2013.

Fig. 2. Location of snow pits and points of spring snow surveys 2011–2014, and radar sounding tracks in spring 2014 on Austre Grønfyordbreen.

Digits denoting the numbers of snow pits and points of manual snow probe survey (see Table 2). LANDSAT 8 (OLI) on 24.08.2013 as a background image

передвижения по леднику используются снегоходы, что позволило выполнять снегомерные съёмки и радиолокационные измерения толщины снежного покрова на всей доступной площади ледника (рис. 2). Измерения проводились в апреле, до начала таяния на леднике, когда вся толща снежного покрова имела отрицательные температуры [9, 13, 14]. Расстояние между точками снегомерных измерений шупом составляло около 300 м; их координаты определяли с по-

мощью GPS-приёмника Garmin GPSMap 76 сsx с точностью 5 м. Толщину и среднюю плотность $\rho_{\text{ср}}$ снежного покрова измеряли в нескольких шурфах, расположенных в нижней, средней и верхней частях ледника, мерной лентой и послойно весовым снегомером ВС-43 с погрешностью измерения массы пробы ± 5 г и длины столбика пробы ± 10 мм. По этим данным вычисляли водозапас W снежного покрова как произведение его общей толщины на среднюю плотность. В 2011–2013 гг. снегомерные измерения на леднике Восточный Грэнфьорд были выполнены сотрудниками ААНИИ [15–17], а весной в конце холодного периода 2014 г. продолжены сотрудниками Института географии РАН. Результаты весенних измерений 2011–2014 гг. опубликованы в работах [13, 14]. Весной 2014 г. измерения толщины снежного покрова также были выполнены с применением радиолокационного метода.

Радиолокационные измерения снежного покрова

В последние годы для измерения толщины, строения, плотности и водозаписа снежного покрова на суше и ледниках все шире применяют наземные и воздушные радиолокационные методы [18–27]. Их важное преимущество по сравнению с традиционными снегомерными съёмками состоит в том, что измерения могут выполняться дистанционно с большой частотой, с интервалом порядка 1–10 м, вдоль протяжённых профилей с помощью радиолокационной аппаратуры, установленной на наземных или воздушных транспортных средствах или переносимой людьми. Весной 2014 г. на леднике Восточный Грэнфьорд одновременно со стандартными снегомерными измерениями выполнены измерения толщины снежного покрова с использованием георадара pulseEKKO PRO, транспортируемого снегоходом, по густой сети поперечных профилей, проходящих вблизи термометрических скважин, пробуренных со дна шурфов, в которых измерялись толщина и плотность слоёв снега и прослойки льда (см. рис. 2).

Аппаратура, методика измерений и интерпретации радарных данных. Для измерения толщины снежного покрова применялся георадар pulseEKKO PRO с антеннами 500 МГц. Георадар



Рис. 3. Георадар pulseEKKO PRO с антеннами 500 МГц, апрель 2014 г.
Fig. 3. PulseEKKO PRO radar with 500 MHz antennas, April 2014

содержит приёмное и передающее устройства с блоками питания 12 В, приёмную и передающую экранированные антенны, блок управления и цифровой регистрации радарных данных, а также GPS-приёмник. Всё оборудование смонтировано на деревянных санях, транспортируемых снегоходом (рис. 3). Передающее устройство запускается либо таймером с интервалом 1–2 с, либо от одометра с интервалом около 1,3 м при скорости движения по леднику 5–10 км/ч.

На частоте 500 МГц (длина волны в воздухе $\lambda = 0,6$ м) передатчик генерирует электромагнитные широкополосные импульсы напряжением 400 В длительностью 1 нс с частотой повторения 100 кГц, которые отражаются от диэлектрически контрастных границ раздела в снежном покрове, принимаются приёмником во временном окне 50 нс и оцифровываются с периодом дискретизации 0,2 нс. При средней скорости распространения радиоволн 0,2 м/нс это позволяет получать отражения от границ в снежном покрове до глубины 6,25 м с максимальным вертикальным разрешением $\lambda/4 = 0,1$ м и предельным разрешением $\lambda/10 = 0,04$ м [28]. Измерения вдоль профилей выполнялись при фиксированном расстоянии между центрами передающей и приёмной антенн $x_0 = 0,23$ м. Такой способ измерений известен как common-offset (CO) съёмка. Для визуализации и обработки радиолокационных отражений использовался пакет программ RadexPro Basic 2011.2 компании Deco Geophysical [29] с набором модулей Vandpass

Filtering, Spatial Filtering и Amplitude Correction; оцифровка (пикирование) времени запаздывания отражённых сигналов выполнялась в ручном и полуавтоматическом режимах с применением модуля Picking. Пример радарной записи, полученной вблизи одного из шурфов с измеренной толщиной и структурой снежного покрова, приведён на рис. 4. Помимо отражения от подошвы снега, в толще хорошо различимы отражения от границ слоёв разной структуры и плотности, что подтверждается данными измерений в шурфах.

Измерение толщины и оценка параметров снежного покрова. В результате снегопадов, оттепелей и выпадения жидких осадков снежный покров имеет слоистую структуру и содержит слои снега и прослойки льда разной толщины, плотности и структуры. В первом приближении он может рассматриваться в виде системы плоско-параллельных слоёв с диэлектрически контрастными границами раздела. С учётом расстояния x_0 между приёмной и передающей антеннами глубина отражений от подошвы снежного покрова H_B и средняя скорость V_{cp} распространения радиоволн в снежном покрове определяются из геометрических соотношений:

$$H_B = [(V_{cp} \tau_B / 2)^2 - (x_0 / 2)^2]^{1/2}; \quad (1)$$

$$V_{cp} = 2[(x_0 / 2)^2 + H_B^2]^{1/2} / \tau_B. \quad (2)$$

По формуле (2) среднюю скорость V_{cp} можно оценить, если общая толщина снежного покро-

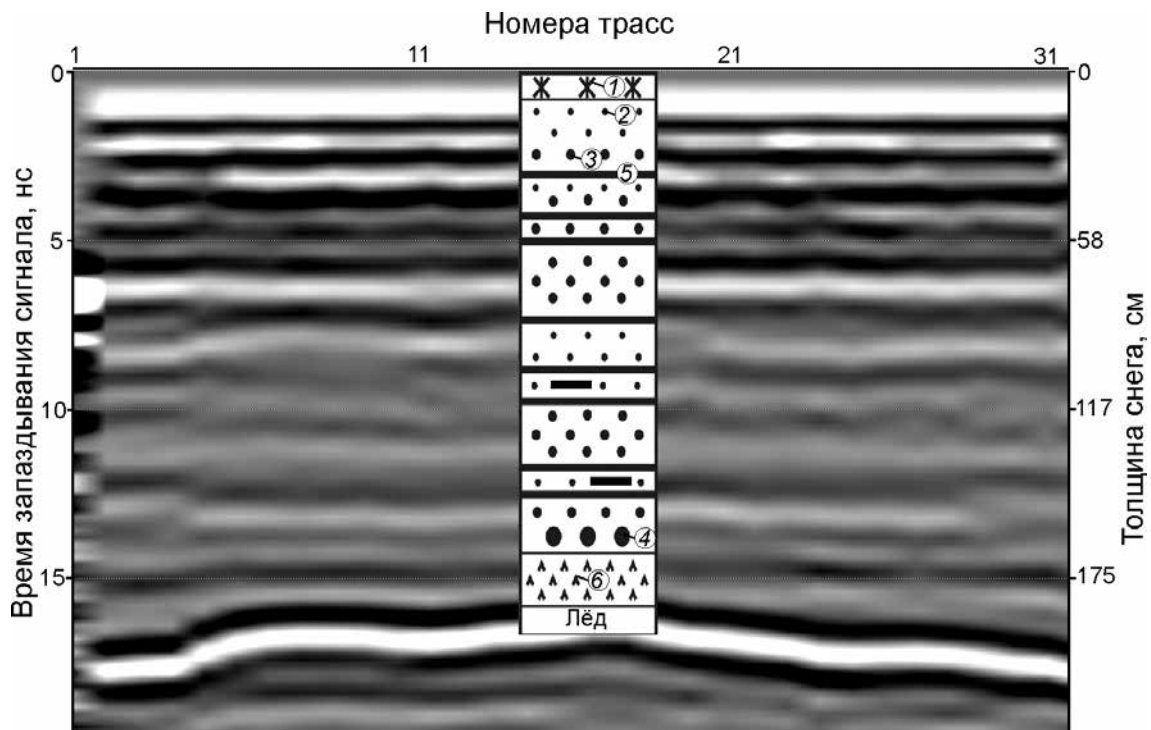


Рис. 4. Пример радарной записи, полученной на леднике Восточный Грэнфьорд вблизи шурфа 1 (см. рис. 2) с измеренной толщиной и структурой снежного покрова.

Отражение с временем запаздывания $\tau_B = \sim 15,3$ нс соответствует подошве снежного покрова на дне шурфа на глубине $H_B = 187$ см. Цифрами обозначена структура снежного покрова: 1 – свежеснежный снег; 2 – мелкозернистый снег; 3 – среднезернистый снег; 4 – крупнозернистый снег; 5 – ледяная корка; 6 – глубинная изморозь; расстояние между трассами измерений ~ 1 м

Fig. 4. An example of radar record received on Austre Grønfyordbreen snow pit 1 (see Fig. 2) with the measured snow depth and structure.

Reflection with delay time $\tau_B = \sim 15.3$ ns corresponds to the bottom of the snow pack in the pit at a depth $H_B = 187$ cm. The snow structure is denoted as followed: 1 – fresh snow; 2 – fine-grained snow; 3 – medium-grained snow; 4 – coarse-grained snow; 5 – ice crust; 6 – depth hoar; distance between radar traces is ~ 1 m

ва H_B известна по данным измерений снегомерным шупом или мерной лентой в шурфе, а также по данным измерений с общей глубинной точкой (ОГТ) и если измерено время запаздывания τ_B -отражений от подошвы снежного покрова. Для немагнитных материалов, к которым относятся снег, фирн и лёд, скорость распространения радиоволн V в диапазоне радиозондирования 1–1000 МГц определяется их относительной диэлектрической проницаемостью ϵ :

$$V = c/\epsilon^{1/2}, \tag{3}$$

где $c = 30$ см/нс – скорость распространения света в воздухе.

По данным лабораторных и полевых измерений величина ϵ снега, фирна и льда слабо зависит от температуры и содержания кислотных примесей. В основном она определяется плот-

ностью и содержанием воды и в меньшей степени – структурой [30]. Для плотного льда при температуре $t = 0$ °С, $\epsilon = 3,19 \pm 0,04$ [31], а в диапазоне от 0 до -20 °С зависимость ϵ от температуры t описывается соотношением [32] $\epsilon(t) = 3,1884 + 0,00091t$. Зависимость ϵ от плотности ρ и содержания воды w достаточно хорошо [33, 34] описывается формулой Луэнга [35]. Для сухого снега, фирна и льда зависимость относительной диэлектрической проницаемости ϵ_d от их плотности ρ_d по формуле Луэнга имеет следующий вид:

$$\epsilon_d = \epsilon(\rho_d) = [\varphi_i(\epsilon_i^{1/3} - 1) + 1]^3, \tag{4}$$

где $\varphi_i = \rho_d/\rho_i$ – объемное содержание льда; $\rho_i = 917$ кг/м³ – плотность плотного льда; $\epsilon_i = 3,19$ – его относительная диэлектрическая проницаемость.

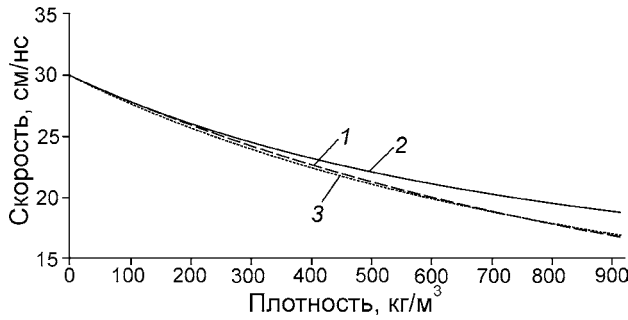


Рис. 5. Зависимость скорости распространения радиоволн в сухом снежном покрове от его плотности, оценённая по формулам:

1 – Луэнга [35]; 2 – Тиури [37]; 3 – Ковакса [36]

Fig. 5. Dependence of the propagation velocity of radio waves in the dry snow cover on its density, estimated by formulas:

1 – Looenga [35]; 2 – Tiuri [37]; 3 – Kovacs [36]

Из уравнения (4), учитывая соотношение (3), можно сразу [34] определить ρ_d :

$$\rho_d = \rho_i [(c/V_d)^{2/3} - 1] / [(c/V_i)^{2/3} - 1],$$

где $V_i = c/\epsilon_i^{1/2} = 16,8$ см/нс – скорость распространения радиоволн во льду с плотностью $\rho_i = 917$ кг/м³.

Для оценки ρ_d могут быть также использованы эмпирические зависимости Ковакса [36]:

$$\epsilon_d = (1 + 0,845\rho_d)^2 \quad (5)$$

откуда $\rho_d = [(c/V_d) - 1] / 0,845$, а также Тиури [37]:

$$\epsilon_d = 1 + 1,7\rho_d + 0,7\rho_d^2. \quad (6)$$

Зависимость скорости распространения радиоволн V_d в сухом снежном покрове от его плотности ρ_d , рассчитанная по формулам (4)–(6), приведена на рис. 5. В типичном для ледников диапазоне плотностей снежного покрова $\rho_d = 200 \div 400$ кг/м³ различие в скорости распространения радиоволн V_d , оценённой по формулам (4) и (5), не превышает 0,5 см/нс; большее различие с ними даёт формула (6). Дальнейшее сравнение расчётных значений с результатами измерений показало, что наименьшие различия получаются при использовании формул (4) и (5), которые и были применены для оценки средней плотности ρ_{cp} снежного покрова на леднике Восточный Грэнфьорд по величине средней скорости распространения радиоволн V_{cp} . Для её определения использованы уравнение (2) и данные измерений времени запаздывания отраже-

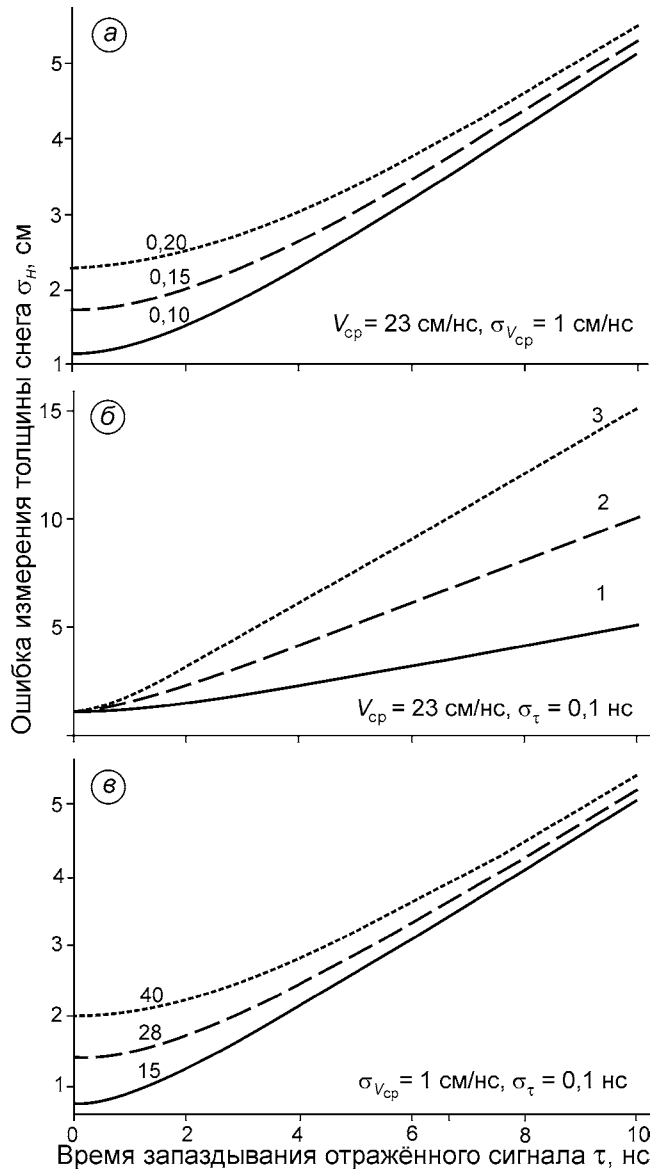


Рис. 6. Ошибка радиолокационных измерений толщины сухого снежного покрова (см) в зависимости от: а – времени запаздывания τ отражённых сигналов и ошибки измерений σ_τ (0,10; 0,15 и 0,20); б – ошибки определения средней скорости распространения радиоволн $\sigma_{V_{cp}}$ (1; 2 и 3 см/нс); в – величины средней скорости распространения радиоволн V_{cp} (15; 28 и 40 см/нс)

Fig. 6. Error in radar measurements of the dry snow cover depth (cm) as a function of:

а – the delay time τ of the reflected signals and the measurement error σ_τ (0,10; 0,15 and 0,20); б – errors in determining the mean propagation velocity $\sigma_{V_{cp}}$ (1; 2 and 3 cm/ns); в – the values of the average propagation velocity of radio waves V_{cp} (15; 28 and 40 cm/ns)

ний τ_B от границы снег–лёд вблизи шурфов (см. рис. 4) и точек снегомерной съёмки с измеренной толщиной снежного покрова H_B .

Оценка точности радиолокационных измерений толщины снежного покрова. Из уравнения (1) следует, что точность измерений толщины H_B снежного покрова радиолокационным методом существенно зависит от точности измерений времени запаздывания τ_B отражений от подошвы снежного покрова и средней скорости V_{cp} распространения радиоволн в нём. Ошибка σ_H определения толщины снежного покрова может быть оценена из соотношения [22]

$$\sigma_H = (1/2)[\tau^2 \sigma_{V_{cp}}^2 + V_{cp}^2 \sigma_\tau^2]^{1/2}, \quad (7)$$

где $\sigma_{V_{cp}}$ – ошибка измерений средней скорости распространения радиоволн V_{cp} ; σ_τ – ошибка времени запаздывания τ отражённых сигналов; зависимость σ_H от $\sigma_{V_{cp}}$ и σ_τ приведена на рис. 6. При типичных значениях для снежного покрова на леднике Восточный Грэнфьорд, когда средняя толщина составляет 140 см, $\sigma_{V_{cp}} = \pm 1$ см/нс и $\sigma_\tau = \pm 0,2$ нс, а $\tau < 10$ нс в диапазоне $V_{cp} = 15 \div 40$ см/нс, ошибка измерений толщины сухого снежного покрова σ_H не превышает ± 7 см.

Результаты измерений

По данным радиолокационных измерений в режиме common offset, средняя скорость распространения радиоволн в снежном покрове V_{cp} определялась по формуле (2). Для её вычисления использованы данные измерений общей толщины H_B снежного покрова и времени запаздывания τ_B отражений от подошвы снежного покрова в точках снегомерной съёмки и вблизи шурфов (см. рис. 4).

Толщина и плотность снежного покрова по измерениям в шурфах. Данные измерений толщины h_i и плотности ρ_i слоёв снега и прослойки льда в шурфах служили для определения средней плотности ρ_{cp} снежного покрова. Пример таких данных для шурфа в точке бурения скв. 1 приведён на рис. 4. Средняя плотность снега в шурфе равна $0,380$ г/см³, средняя плотность снежного покрова по измерениям стандартным плотномером – $0,39$ г/см³; снегозапас без учёта наложенного льда – 725 мм. По формуле средней взвешенной плотности $\rho_{cp} = \sum h_i \rho_i / \sum h_i = 0,388$ г/см³.

Средняя скорость распространения радиоволн и средняя плотность снежного покрова по данным ручных и радиолокационных измерений. Резуль-

таты определения толщины, средней скорости распространения радиоволн и средней плотности снежного покрова по данным стандартных и радиолокационных снегомерных измерений и расчётов по формулам (4) и (5) приведены в табл. 1. Средняя скорость распространения радиоволн в снежном покрове по данным измерений в 22 точках $V_{cp} = 23,4 \pm 0,2$ см/нс; средняя плотность снежного покрова по измерениям в 12 шурфах $\rho_{cp.meas} = 387,4 \pm 12,9$ кг/м³. По радиолокационным измерениям у 22 шурфов и снегомерных точек средняя плотность снежного покрова по оценкам с помощью формулы Луэнга (4) $\rho_L = 353,1 \pm 13,1$ кг/м³, формулы Ковакса (5) – $\rho_K = 337,4 \pm 12,9$ кг/м³. Различие между измеренной $\rho_{cp.meas}$ и вычисленной средней плотностью ρ_L и ρ_K снежного покрова равно соответственно 10,8 и 14,8%.

По данным радиолокационных измерений в мае 1997 г. на частотах 450 и 500 МГц и обычных измерений толщины снежного покрова на ледниках на западе Земли Норденшельда [38] в диапазоне высот 100–500 м $\rho_{d,cp} = 309 \div 418,6$ кг/м³, а в среднем составляет 371 кг/м³. Из сравнения данных радарных и стандартных измерений в 260 точках с интервалом 5 м на участках протяжённостью 100 м во всех девяти исследованных районах Шпицбергена средняя диэлектрическая проницаемость сухого снега $\epsilon_{d,cp} = 1,92$. Этой величине соответствует средняя скорость распространения радиоволн $V_{d,cp} = 21,65$ см/нс, что согласуется с приведёнными ранее данными по леднику Восточный Грэнфьорд ($V_{d,cp} = 23,4 \pm 0,2$ см/нс). Для ледника Восточный Грэнфьорд сравнение данных стандартных измерений толщины снежного покрова и данных радиолокационных измерений в этих точках показывает, что среднюю плотность снежного покрова по данным радиозондирования лучше оценивать по формуле Луэнга, учитывая, что она занижает средние значения на 10,8%.

Толщина снежного покрова по данным радиолокационных и снегомерных измерений. Сравнение толщины снежного покрова по данным стандартных и радиолокационных снегомерных измерений 2014 г. (рис. 7) показывает их хорошее совпадение с коэффициентом детерминации $R^2 = 0,95$. Величина средней скорости распространения радиоволн $V_{cp} = 23,4$ см/нс, полученная из сравнения данных радиолокационных и

Таблица 1. Характеристика снежного покрова по данным измерений в точках стандартной снегомерной съёмки и в шурфах*

Номера точек и шурфов на рис. 2	h_{meas} , см	τ_B , нс	V_{cp} , см/нс	h_{rad} , см	$\rho_{cp,meas}$, кг/м ³	ρ_L , кг/м ³	ρ_K , кг/м ³
<i>Измерения в точках</i>							
16	115	10,07	22,8	118	Нет данных	387	371
32	145	11,99	24,2	140		300	284
33	117	10,39	22,5	121		409	393
43	152	12,89	23,6	151		338	322
48	180	16,19	22,2	189		429	413
45	157	13,43	23,4	157		351	335
46	160	13,74	23,3	161		357	341
52	150	12,1	24,8	141		263	249
56	125	11,3	22,1	132		437	421
67	180	15,36	23,4	180		348	331
<i>Измерения в шурфах</i>							
1	187	15,28	24,5	179	390	282	267
3	144	12,95	22,2	151	347	429	413
4	226	18,69	24,2	219	371	300	285
5	150	11,72	25,6	137	407	217	204
6	130	11,19	23,2	131	378	361	345
6.1	124	10,77	23,0	126	416	375	358
10	146	12,57	23,2	147	344	361	345
11	140	11,94	23,5	140	390	347	331
12	184	15,02	24,5	176	397	281	266
13	100	9,12	21,9	107	500	451	436
14	145	12,84	22,6	150	353	405	388
15	165	14,01	23,6	164	356	340	324
<i>Среднее</i>	$151,0 \pm 6,2$	12,88	$23,4 \pm 0,2$	$150,1 \pm 5,6$	$387,4 \pm 12,9$	$353,1 \pm 13,1$	$337,4 \pm 12,9$

* h_{meas} – толщина снежного покрова; τ_B – время запаздывания отражений от подошвы снежного покрова; V_{cp} – средняя скорость распространения радиоволн по данным измерений h_{meas} и τ_B ; h_{rad} – толщина снежного покрова по данным радиолокационных измерений при $V_{cp} = 23,4$ см/нс; $\rho_{cp,meas}$ – средняя плотность снежного покрова по данным измерений в шурфах; ρ_L и ρ_K – средняя плотность снежного покрова соответственно по формулам Луэнга и Ковакса.

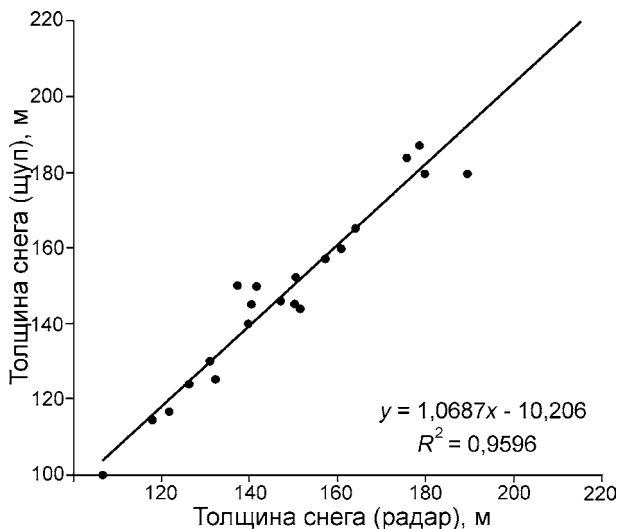


Рис. 7. Соотношение между толщиной снежного покрова по данным ручных снегомерных измерений (ось Y) и радиолокационных измерений (ось X) весной 2014 г.

Fig. 7. The relationship between snow depths according to manual snow measurements (Y-axis) and radar measurements (X-axis) in the spring of 2014

снегомерных измерений плотности снежного покрова в 12 шурфах, была использована для вычисления и построения карт толщины снежного покрова по всей площади ледника Восточный Грэнфьорд (рис. 8).

При сравнении данных стандартных снегомерных съёмок (см. рис. 8, а) и радиолокационных измерений (см. рис. 8, б) установлена похожая, но при радиолокационных измерениях более детальная картина распределения толщины снежного покрова на леднике Восточный Грэнфьорд. Различие в толщинах снежного покрова по сравнению радарными данными на большей части ледника не превышает ± 30 см, хотя на отдельных участках с редкой сетью или отсутствием точек стандартных измерений достигает 160 см (см. рис. 8, в). Характерное различие в 30 см соответствует погрешности радарных измерений 18,8% при средней толщине снега 160 см и 9,4% при его максимальной толщине 320 см и согласуется с оценкой средней квадра-

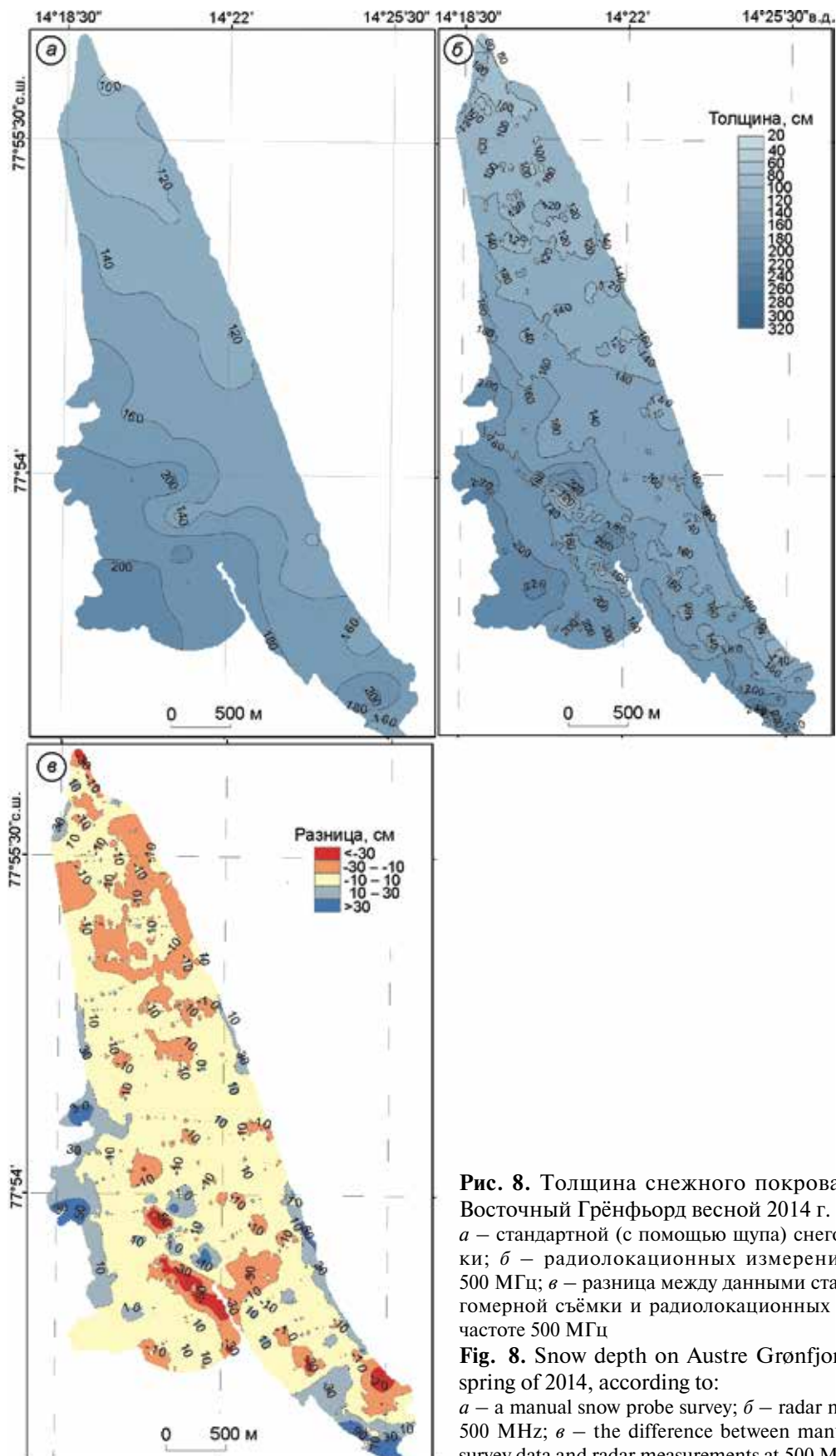


Рис. 8. Толщина снежного покрова на леднике Восточный Грэнфьорд весной 2014 г. по данным: *a* – стандартной (с помощью шупа) снегомерной съёмки; *б* – радиолокационных измерений на частоте 500 МГц; *в* – разница между данными стандартной снегомерной съёмки и радиолокационных измерений на частоте 500 МГц

Fig. 8. Snow depth on Austre Grønfyordbreen in the spring of 2014, according to: *a* – a manual snow probe survey; *б* – radar measurements at 500 MHz; *в* – the difference between manual snow probe survey data and radar measurements at 500 MHz

Таблица 2. Статистические характеристики снежного покрова на леднике Восточный Грэнфьорд по данным снегомерных (СНМ) и радиолокационных (РЛЗ) измерений*

Год	n	Метод измерений	h_{cp} , см	σ_H , см	Средняя плотность снега, кг/м ³	C_v	C_s	C_e
1979	92	СНМ	139,5	39,0	Нет данных	0,28	0,24	0,27
2011	49		163,0 (162,6)	41,5 (36,5)	430	0,25	0,82	1,40
2012	47		156,4 (164,6)	70,5 (64,6)	430	0,45	0,54	0,09
2013	44		137,9 (141,2)	28,8 (25,8)	398	0,21	1,08	0,70
2014	77		150,6 (157,6)	29,3 (27,0)	380	0,19	0,48	-0,28
2014	34 754	РЛЗ	155,8	38,3	$353,1 \pm 13,1^{**}$ $337,4 \pm 12,9^{***}$	0,22	0,09	0,02
2014	34 831	СНМ и РЛЗ	156,2	32,0	$387,4 \pm 12,9$	0,22	0,09	0,02
<i>Среднее h_{cp}: 156 см по данным СНМ_(2011–2014) и 156,2 см по данным СНМ + РЛЗ_(2011–2014)</i>								

* n – число точек измерений; h_{cp} – средняя толщина; σ_H – среднее квадратическое отклонение; C_v – коэффициент ковариации; C_s – коэффициент асимметрии; C_e – коэффициент эксцесса. Значения, указанные в скобках, рассчитаны на основе растров, полученных в результате интерполяции точечных измерений на всю поверхность ледника. Данные вычислены: **по формуле Луэнга; ***по формуле Ковакса.

тической ошибки измерений толщины снежного покрова $\sigma_H = \pm 7$ см по формуле (7).

Полученные результаты показывают достаточно высокую эффективность применения высокочастотного георадара для картирования в весенний период толщины снежного покрова на ледниках. По сравнению со стандартными снегомерными съёмками важное преимущество радиолокационного метода – возможность более детальных и более быстрых измерений, не требующих больших физических усилий, хотя возникает необходимость дополнительной камеральной обработки результатов измерений.

Статистические характеристики снежного покрова

Изменчивость толщины снежного покрова на леднике Восточный Грэнфьорд. Статистические характеристики снежного покрова по данным измерений 1979 и 2011–2014 гг. приведены в табл. 2. По сравнению с 1979 г. за последние четыре года средняя толщина h_{cp} снежного покрова была больше на 17 см; в самый многоснежный 2012 г. она была больше на 21,5 см, чем в 1979 г., причём её изменчивость (среднее квадратическое отклонение σ_H) увеличилась на 25,6 см. Эти данные указывают на достаточно большую временную изменчивость средней толщины H_{cp} снежного покрова и её пространственных вариаций σ_H .

Пространственная изменчивость толщины снежного покрова вдоль профилей ручной и радио-

локационной снегомерных съёмок. Высокая густота радиолокационных измерений толщины снежного покрова позволила оценить его пространственную изменчивость вдоль профилей зондирования. Для этого использовался метод простого кригинга с разными типами вариограмм и функциями ковариации для оценки пространственной автокорреляции толщины снега.

Во-первых, в целом для ледника обнаружилась анизотропия поля толщины снежного покрова (рис. 9, а). Дистанция между точками измерений, на которой пропадает пространственная ковариация толщины снега, составляет (в зависимости от модели) от 236 до 283 м вдоль ледника и от 117 до 165 м поперёк ледника (см. рис. 9, б). Такие оценки позволяют, в первом приближении, судить о необходимой минимальной частоте снегосъёмки на леднике, если выполнять её обычным способом с помощью шупа. Во-вторых, чтобы оценить распространение ошибок и погрешности, которые возникают при интерполяции на весь ледник данных о толщине снега по радиолокационным профилям, использовался метод эмпирического байесовского кригинга. В результате оценены стандартные отклонения от вычисленных значений толщины снега для всей интерполяционной поверхности (рис. 10).

Эти стандартные ошибки интерполяции лежат в пределах 1,2–110,1 см и в среднем составляют 18,0 см. Участки наименьших ошибок, как и следовало ожидать, лежат вдоль самих профилей радиолокационного зондирования. Наибольшие ошибки возникают вблизи тех отрезков профилей зондирования, на которых наблюда-

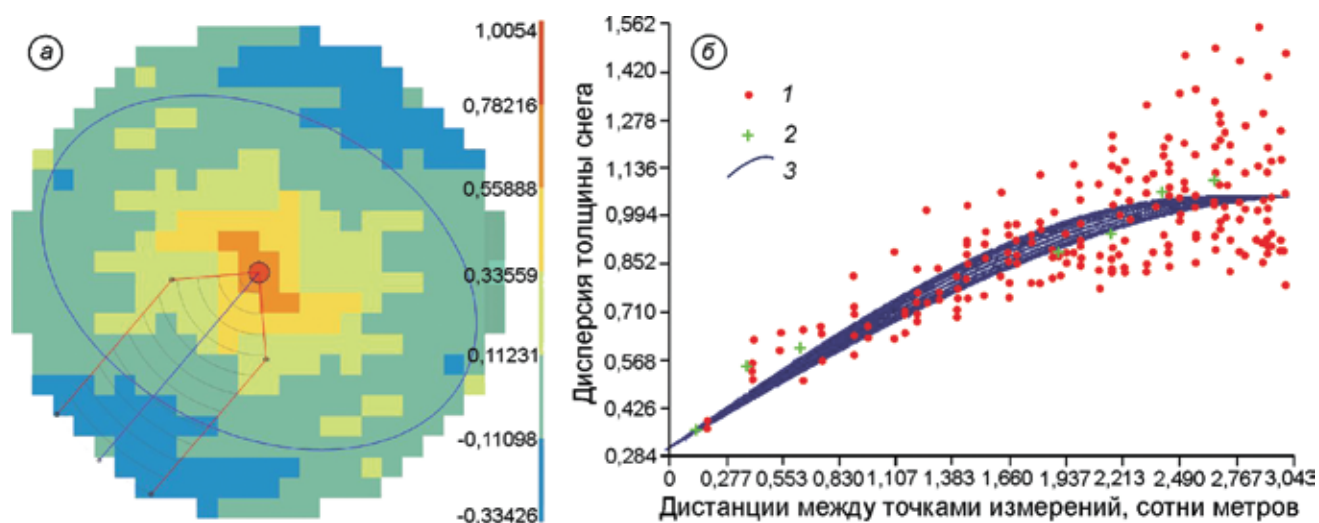


Рис. 9. Пространственная изменчивость толщины снега по данным радиолокационных измерений:

a – диаграмма ковариации толщины снега в зависимости от направления и дистанции (лага) между точками измерений – тонкой линией показан эллипс расстояния, на котором по сферической модели вариограммы пропадает ковариация толщины снега (большая ось 283 м и малая ось 117 м); *б* – диаграмма эмпирической вариограммы толщины снега: 1 – интервальные значения; 2 – средние значения; 3 – кривые по сферической модели для разных направлений

Fig. 9. Spatial variability of snow depth from radar data measurements:

a – diagram of the snow depth covariance as a function of direction and distance (lag) between measurement points – a thin line shows the distance ellipse, on which the covariance of snow depth disappears according to the spherical variogram model (the major axis is 283 m and the minor axis is 117 m); *b* – a diagram of the empirical semivariogram of snow thickness: 1 – binned values; 2 – averaged values; 3 – spherical model curves for different directions

ется высокая изменчивость толщины снежного покрова. Полученная карта (см. рис. 10) позволяет судить о том, насколько оптимально были проложены профили зондирования. Подобные карты дают возможность оптимизировать маршруты снегосъёмов, сгущая их сеть на участках высокой изменчивости толщины снега и заполняя профилями области недостаточного покрытия.

Зависимость толщины снежного покрова от высоты поверхности ледника. Для ледника Восточный Грэнфьорд зависимость толщины снежного покрова h от высоты H поверхности ледника по данным снегомерных и радиолокационных измерений приведена в табл. 3. Для сравнения приведены также опубликованные ранее данные о связи толщины снежного покрова h от высоты поверхности H на других ледниках Шпицбергена [39], а также наш расчёт этой связи по данным [38] в виде линейной зависимости $y = ax + b$, где $y = h$, $x = H$ в метрах. В работе [38] даны оценки высотного градиента снегозапаса на разных ледниках Шпицбергена, полученные по маршрутным радиолокационным и стандартным снегомерным измерениям в мае 1997 г. Характерно, что этот год, судя по данным метеостан-

ции «Аэропорт Свальбард» (WMO ID 01008), по условиям снегонакопления был близок к норме. Зимние осадки в 1996/97 г. составили 94% средней величины за 30-летний период 1960–1990 гг. По данным метеостанции Баренцбург (WMO ID 20107), толщина снега в 1997 г. составляла 188 см при среднем значении 174 см за период 1984–2014 гг. (93% средней величины).

Высотный градиент снегонакопления в 1997 г. на леднике Восточный Грэнфьорд составлял 0,35 м/100 м, что близко к его среднему значению 0,36 м/100 м за период 2011–2014 гг. Отметим, что, согласно имеющимся неопубликованным данным снегосъёмов на соседних ледниках Западный Грэнфьорд и Альдегонда, высотный градиент снегонакопления составлял за последнее десятилетие около 0,3 м/100 м. Связь толщины снежного покрова с высотой позволяет по ограниченным данным измерений на леднике оценивать в первом приближении среднее характерное распределение снежного покрова, необходимое для балансовых оценок, а также для оценки термического состояния приповерхностного слоя ледника. Тем не менее, год от года высотный градиент толщины снега на ледни-

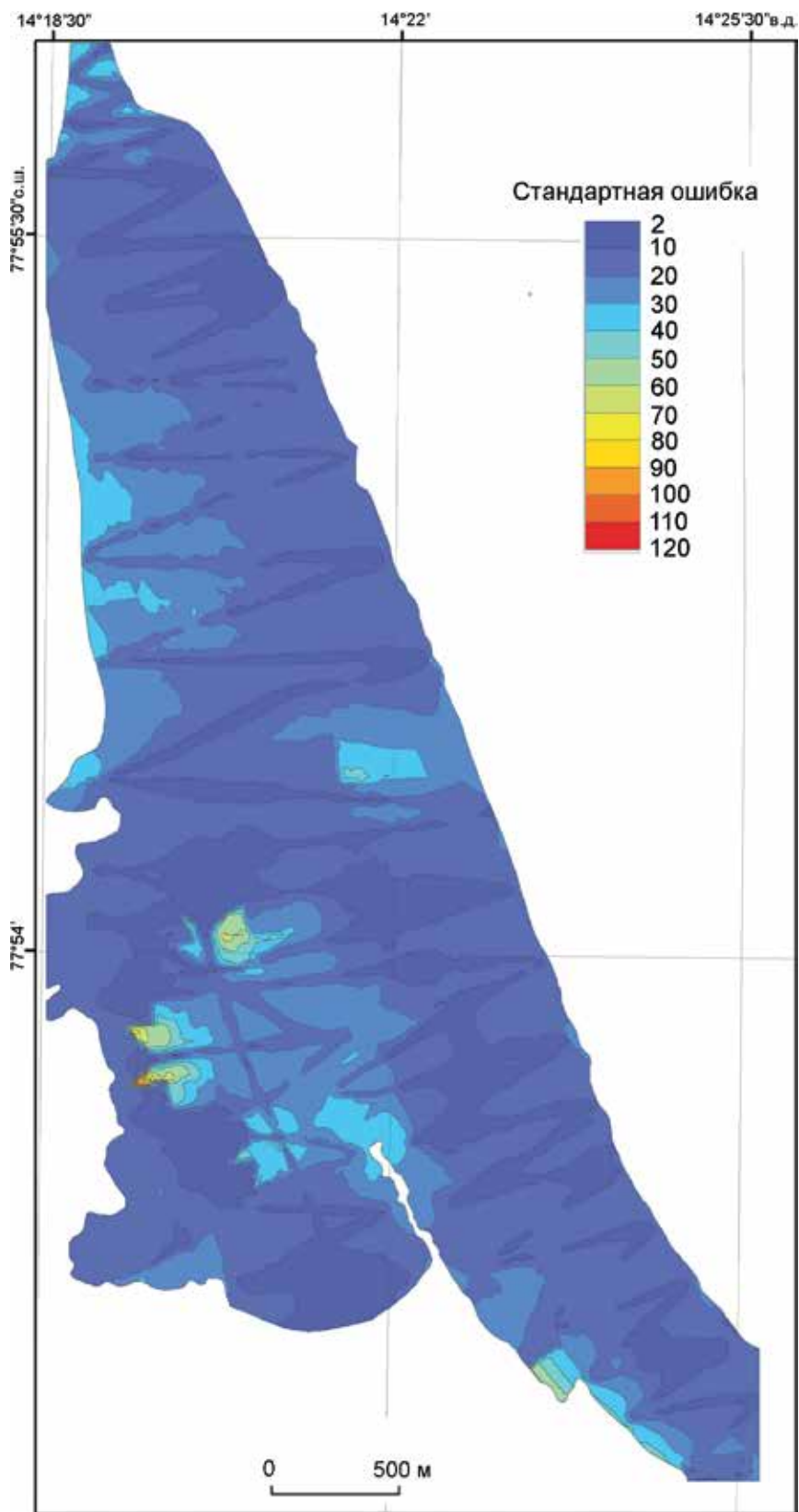


Рис. 10. Стандартная ошибка значений толщины снега (см), интерполированных из данных радиолокационных измерений по профилям 2014 г.

Fig. 10. Standard error (cm) of snow depth values interpolated from data of radar along-track measurements in 2014

Таблица 3. Связь толщины снежного покрова h с высотой поверхности ледников H Шпицбергена по данным снегомерных (СНМ) и радиолокационных (РЛЗ) измерений в виде линейной зависимости $y = ax + b^*$

Ледник	Год	Длина, км	Площадь, км ²	Число точек (шурфов)	Метод измерений	a	b	R^2	Источник
Восточный Грэнфьорд	2014	5,3	7,6	34754 (12)	РЛЗ	0,0021	0,9972	0,6088	Настоящая работа
				77 (12)	СНМ	0,0021	0,9323	0,6281	
	44			0,0022		0,8607	0,659		
	47			0,0066		0,01	0,7613		
	49			0,0033		0,80	0,523		
	2011			Нет данных	СНМ и РЛЗ	0,0035	0,3878	0,9347	Расчёт по данным [35]
1997									
Ханс	1999	56	15	112 (3)	СНМ	0,00138	0,41906	(0,64)	[36]
Вереншельд	1999	27,4	~27	27,4 (3)		0,00138	0,0888	(0,74)	
Оватсмарк	2002	~75	~15	257 (6)		0,00208	0,00418	(0,1)	

* $y = h$, $x = H(m)$; a и b – коэффициенты линейной связи; R^2 – коэффициент детерминации.

ке Восточный Грэнфьорд может меняться более чем в три раза (от 0,21 до 0,66 м/100 м). При этом средняя толщина снега на леднике может быть практически одинаковой, а градиенты будут отличаться в два раза (2011 и 2012 гг.); иногда при одном градиенте может заметно отличаться средняя толщина (2013 и 2014 гг.).

Выводы

1. Наземные радиолокационные измерения на частоте 500 МГц, выполненные весной 2014 г. на леднике Восточный Грэнфьорд по густой сети профилей, показали тесную связь (коэффициент детерминации 0,98) с данными стандартных измерений толщины снежного покрова в 77 точках.

2. По сравнению с данными стандартных снегомерных съёмок радиолокационные измерения дают похожую, но более детальную картину распределения толщины снежного покрова. Расхождение между толщиной снежного покрова на картах стандартных и радарных измерений находится в пределах 30 см на большей части ледника. Стандартная ошибка интерполяции на всю поверхность ледника данных о толщине снега, полученных с помощью радиолокации, составляет в среднем 18 см.

3. Выполнено сравнение результатов радиолокационных измерений времени запаздывания отражений от подошвы снежного покрова с данными стандартных измерений шупом в 10 точках и прямых измерений толщи-

ны и средней плотности снежного покрова в 12 шурфах. Определена средняя скорость распространения радиоволн в снежном покрове $V_{cp} = 23,4 \pm 0,2$ см/нс, и по её величине с применением формул Луэнга [35] и Ковакса [36] оценена средняя плотность снежного покрова $\rho_L = 353,1 \pm 13,1$ кг/м³ и $\rho_K = 337,4 \pm 12,9$ кг/м³; её отличие от измеренной в 12 шурфах средней плотности $\rho_{cp.meas} = 387,4 \pm 12,9$ кг/м³ составляет –10,8 и –14,8%.

4. По данным снегомерных и радиолокационных измерений высотный градиент аккумуляции снега на леднике Восточный Грэнфьорд в 2014 г. был равен 0,21 м/100 м, что меньше средних значений (0,35 м/100 м).

5. По данным снегомерных измерений средняя толщина снежного покрова на леднике Восточный Грэнфьорд в 2011–2014 гг. была больше на 17 см по сравнению с 1979 г. В самый многоснежный 2012 г. она была выше на 21,5 см, чем в 1979 г., причём её пространственная изменчивость (среднее квадратическое отклонение σ_H) увеличилась на 25,6 см.

6. Повышение точности определения средней плотности и снегозапаса может быть достигнуто за счёт увеличения числа точек ручных и радиолокационных измерений толщины снежного покрова в разных высотных зонах, как это было показано в работе [38].

7. Для повышения достоверности оценки пространственных изменений толщины снежного покрова на леднике Восточный Грэнфьорд оптимальное расстояние между точками и профилями стандартных и радарных измерений

должно составлять около 250 м вдоль ледника и 140 м поперёк ледника.

8. Оценка пространственной и временной изменчивости толщины снежного покрова на леднике может быть использована для анализа гидротермического состояния политермических ледников [1, 2].

Благодарности. Работа выполнялась в рамках фундаментальных научных исследований по проекту «Оценки современного состояния и текущих изменений внутреннего гидротермического режима ледников, с выделением данных по эталонным ледникам». Рег. № 01201352474 (0148-2014-0006) и по проекту 3.1 «Режимы адаптации ледников полярных областей Земли к изменениям климата» программы П-15 Президиума РАН». Работа также поддержана проектом РАН «Исследование изменчивости арктического снежного покрова и оценка его влияния на устойчивость многолетней мерзлоты на основе моделирования и радиозондирования» и грантом РНФ № 14-37-00038. Авторы благодарны

И.Ю. Соловьяновой и коллегам из ААНИИ за предоставленные результаты снегомерных наблюдений и Российскому научному центру на архипелаге Шпицберген за комплект радиолокационной аппаратуры pulseEKKO PRO.

Acknowledgements. The work was carried out within the framework of fundamental scientific studies within the project «Assessments of the current state and current changes in the internal hydrothermal regime of glaciers, with the identification of data on reference glaciers». Reg. No. 01201352474 (0148-2014-0006), and the Project 3.1 «Adaptation Modes of Glaciers in the Polar Regions of the Earth to Climate Change» of the P-15 Program of the RAS Presidium». This work was also supported by project of RAS «Investigation of changeability of snow cover and estimation of its influence on stability of permafrost based on modeling and radio-echo sounding» and RSF grant № 14-37-00038. Authors are thankful to I.Yu. Solovyanova and AARII colleagues for snow measurements data and to Russian Scientific Center on the Spitsbergen Archipelago for the supplied set of radar equipment pulseEKKO PRO.

Литература

1. Сосновский А.В., Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И. Влияние снежного покрова на термический режим политермического ледника в условиях Западного Шпицбергена // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 27–37. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-27-37.
2. 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. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-149-160.
3. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 1. С. 99–105.
4. Гохман В.В., Ходаков В.Г. Гидрология ледников и ледниковых бассейнов // Гляциология Шпицбергена / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1985. С. 62–80.
5. Ходаков В.Г. Снежный покров // Гляциология Шпицбергена / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1985. С. 35–46.
6. Ahlmann H.W., Eriksson B.E., Ångström A., Rosenbaum L., Angstrom A. Scientific Results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the Summer of 1931. Part IV–VIII // Geografiska Annaler. Wiley Swedish Society for Anthropology and Geography. 1933. V. 15. P. 73–216. doi: 10.2307/519460.
7. Hagen J.O., Liestøl O., Roland E., Jørgensen T. Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen // Meddelelser 129 / Ed.: A. Brekke. Oslo: Norsk polarinstitutt, 1993. 141 p.
8. Hagen J.O., Kohler J., Melvold K., Winther J.G. Glaciers in Svalbard: Mass balance, runoff and freshwater

References

1. Sosnovsky A.V., Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I. Effect of snow cover on the thermal regime of a polythermal glacier in the conditions of Western Spitsbergen. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2015, 55 (3): 27–37. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-27-37. [In Russian].
2. Sosnovsky A.V., Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I. Hydrothermal structure of a polythermal glacier on Spitsbergen according to measurements and numerical simulation. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (2): 149–160. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-149-160. [In Russian].
3. Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Influence of air temperature dynamics and snow cover depth on soil freezing. *Kriosfera Zemli. Cryosphere of the Earth*. 2015, 19 (1): 99–105. [In Russian].
4. Gokhman V.V., Khodakov V.G. Hydrology of glaciers and glacial basins. *Glyatsiologiya Shpitsbergena. Glaciology of Spitsbergen*. Ed.: V.M. Kotlyakov. Moscow: Nauka, 1985: 62–80. [In Russian].
5. Khodakov V.G. Snow cover. Ed.: V.M. Kotlyakov. *Glyatsiologiya Shpitsbergena. Glaciology of Spitsbergen*. Moscow: Nauka, 1985: 35–46. [In Russian].
6. Ahlmann H.W., Eriksson B.E., Ångström A., Rosenbaum L., Angstrom A. Scientific Results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the Summer of 1931. Part IV–VIII. *Geografiska Annaler*. 1933, 15: 73–216. doi: 10.2307/519460.
7. Hagen J.O., Liestøl O., Roland E., Jørgensen T. Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen. Ed. A. Brekke. Oslo: Norsk polarinstitutt, 1993: 141 p.
8. Hagen J.O., Kohler J., Melvold K., Winther J.G. Glaciers in Svalbard: Mass balance, runoff and freshwater flux.

- flux // *Polar Research*. 2003. V. 22. № 2. P. 145–159. doi: 10.1111/j.1751-8369.2003.tb00104.x.
9. *Vasilenko E.V., Glazovskiy A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Yu.Ya.* Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Грэнфьорд и Фригтоф на Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2014. Т. 54. № 1. С. 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19.
 10. *Mikhalev V.I., Zinger E.M.* Питание ледников // Оледенение Шпицбергена (Свальбарда) / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1978. С. 106–152.
 11. *Троицкий Л.С., Гуськов А.С., Осокин Н.И., Ходаков В.Г.* Исследования снежного покрова Шпицбергена весной 1979 г. // МГИ. 1980. Т. 39. С. 185–191.
 12. *Троицкий Л.С.* Баланс массы ледников Шпицбергена в 1985/86, 1986/87 и 1987/88 балансовых годах // МГИ. 1989. Т. 67. С. 194–197.
 13. *Чернов Р.А., Василева Т.В., Кудиков А.В.* Температурный режим поверхностного слоя ледника Восточный Грэнфьорд (Западный Шпицберген) // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 3. С. 38–46. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46.
 14. *Вшивцева Т.В., Чернов Р.А.* Пространственное распределение снежного покрова и поле температур в верхнем слое политермического ледника // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 3. С. 373–380.
 15. Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген–2011» // Отчёт о НИР. Руководитель Л.М. Саватюгин. СПб.: ААНИИ, 2011. Фонды ААНИИ, инв. № Р-6005. 202 с.
 16. Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген: Отчёт о НИР (итоговый за 2012 г.) / Научн. руководитель темы Л.М. Саватюгин. СПб.: ААНИИ, 2012. Фонды ААНИИ, инв. № Р-6059. 235 с.
 17. Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген: Отчёт о НИР (итоговый за 2013 г.) / Научн. руководитель темы Л.М. Саватюгин. СПб.: ААНИИ, 2013. Фонды ААНИИ, инв. № Р-6137. 146 с.
 18. *Eisen O., Nixdorf U., Keck L., Wagenbach D.* Alpine ice cores and ground penetrating radar: combined investigations for glaciological and climatic interpretations of a cold Alpine ice body // *Tellus B*. 2003. V. 55. № 5. P. 1007–1017.
 19. *Harper J.T., Bradford J.H.* Snow stratigraphy over a uniform depositional surface: spatial variability and measurement tools // *Cold Regions Science Technology*. 2003. V. 37. № 3. P. 289–298. doi: 10.1016/S0165-232X(03)00071-5.
 20. *Machguth H., Eisen O., Paul F., Hoelzle M.* Strong spatial variability of snow accumulation observed with helicopter-borne GPR on two adjacent Alpine glaciers // *Geophys. Research Letters*. 2006. V. 33. № 13. P. L13503. doi: 10.1029/2006GL026576.
 21. *Brown J., Harper J., Pfeffer W.T., Humphrey N., Bradford J.* High-resolution study of layering within the percolation and soaked facies of the Greenland ice sheet // *Annals of Glaciology*. 2011. V. 52 (59). P. 35–42.
 22. *Gusmeroli A., Wolken G., Arendt A.* Helicopter-borne radar imaging of snow cover on and around glaciers in Alaska // *Annals of Glaciology*. 2014. № 55 (67). P. 78–88. doi: 10.3189/2014AoG67A029.
 23. *McGrath D., Sass L., O'Neil S., Arendt A., Wolken G., Gusmeroli A., Kienholz C., McNeil C.* End-of-winter snow depth variability on glaciers in Alaska // *Journ. of Polar Research*. 2003, 22 (2): 145–159. doi: 10.1111/j.1751-8369.2003.tb00104.x.
 9. *Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Yu.Ya.* Change in the hydrothermal structure of Austre Grønfyordbreen and Fridtjofbreen on Spitsbergen. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2014, 54 (1): 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19. [In Russian].
 10. *Mikhalev V.I., Zinger E.M.* Nourishment of glaciers / Ed. V.M. Kotlyakov. *Oledenie Shpitsbergena (Svalbard)*. The glaciation of Spitsbergen (Svalbard). Moscow: Nauka, 1978: 106–152. [In Russian].
 11. *Troitsky L.S., Gus'kov A.S., Osokin N.I., Khodakov V.G.* Investigations of the snow cover of Spitsbergen in the spring of 1979. *Materialy glytsiologicheskikh issledovaniy*. Data of glaciological Studies. 1980, 39: 185–191. [In Russian].
 12. *Troitsky L.S.* The mass balance of the glaciers of Spitsbergen in 1985/86, 1986/87 and 1987/88 balance years. *Materialy glytsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1989, 67: 194–197. [In Russian].
 13. *Chernov R.A., Vasilyeva T.V., Kudikov A.V.* Temperature regime of the surface layer of Austre Grønfyordbreen (Western Spitsbergen). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2015, 55 (3): 38–46. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46. [In Russian].
 14. *Vshivtseva T.V., Chernov R.A.* Spatial distribution of the snow cover and the temperature field in the upper layer of the polythermal glacier. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017, 57 (3): 373–380. [In Russian].
 15. Study of the meteorological regime and climate change in the area of the Spitsbergen archipelago. Expedition «Spitsbergen–2011». Research report. Lead. L.M. Savatyugin. St. Petersburg: AARI, 2011. Funds of AARI, inv. № P-6005. 202 p. [In Russian].
 16. Study of the meteorological regime and climate change in the area of the Svalbard archipelago: Report on the research (final 2012). Scientific. lead. topics L.M. Savatyugin. St. Petersburg: AARI, 2012. Funds of AARI, inv. № P-6059. 235 p. [In Russian].
 17. Study of the meteorological regime and climate change in the area of the Svalbard archipelago: Report on the research work (final for 2013). Scientific. lead. topics L.M. Savatyugin. St. Petersburg: AARI, 2013. Funds of AARI, inv. № P-6137. 146 p. [In Russian].
 18. *Eisen O., Nixdorf U., Keck L., Wagenbach D.* Alpine ice cores and ground penetrating radar: combined investigations for glaciological and climatic interpretations of a cold Alpine ice body. *Tellus B*. 2003, 55 (5): 1007–1017.
 19. *Harper J.T., Bradford J.H.* Snow stratigraphy over a uniform depositional surface: spatial variability and measurement tools. *Cold Region Science Technology*. 2003, 37 (3): 289–298. doi: 10.1016/S0165-232X(03)00071-5.
 20. *Machguth H., Eisen O., Paul F., Hoelzle M.* Strong spatial variability of snow accumulation observed with helicopter-borne GPR on two adjacent Alpine glaciers. *Geophys. Research Letters*. 2006, 33 (13): L13503. doi: 10.1029/2006GL026576.
 21. *Brown J., Harper J., Pfeffer W.T., Humphrey N., Bradford J.* High-resolution study of layering within the percolation and soaked facies of the Greenland ice sheet. *Annals of Glaciology*. 2011, 52 (59): 35–42.
 22. *Gusmeroli A., Wolken G., Arendt A.* Helicopter-borne radar imaging of snow cover on and around glaciers in Alaska. *Annals of Glaciology*, 2014, 55 (67): 78–88. doi: 10.3189/2014AoG67A029.
 23. *McGrath D., Sass L., O'Neil S., Arendt A., Wolken G., Gusmeroli A., Kienholz C., McNeil C.* End-of-winter snow depth variability on glaciers in Alaska // *Journ. of*

- Geophys. Research. Earth Surface. 2015. V. 120. № 8. P. 1530–1550. doi: 10.1002/2015JF003539.
24. *Godio A.* Georadar measurements for the snow cover density // *Journ. of Applied Polymer Science*. 2009. V. 6. № 3. P. 414–423. doi: 10.3844/ajas.2009.414.423.
 25. *Godio A.* Multi Population Genetic Algorithm to estimate snow properties from GPR data // *Journ. of Applied Geophysics*. 2016. V. 131. P. 133–144. doi: 10.1016/j.jappgeo.2016.05.015.
 26. *Lewis G., Osterberg E., Hawley R., Whitmore B., Marshall H.P., Box J.* Regional Greenland accumulation variability from Operation IceBridge airborne accumulation radar // *The Cryosphere*. 2017. V. 11. № 2. P. 773–788. doi: 10.5194/tc-11-773-2017.
 27. *Griessinger N., Mohr F., Jonas T.* On measuring snow ablation rates in alpine terrain with a mobile GPR device // *The Cryosphere Discussion*. 2017. P. 1–19. <https://doi.org/10.5194/tc-2016-295>.
 28. *Forte E., Dossi M., Colucci R.R., Pipan M.* A new fast methodology to estimate the density of frozen materials by means of common offset GPR data // *Journ. of Applied Geophysics*. 2013. V. 99. P. 135–145. doi: 10.1016/j.jappgeo.2013.08.013.
 29. *Кульницкий Л.М., Гофман П.А., Токарев М.Ю.* Математическая обработка данных георадиолокации в системе RADEXPRO // *Разведка и охрана недр*. 2001. № 3. С. 6–11.
 30. *Котляков В.М., Мачерет Ю.Я., Сосновский А.В., Глазовский А.Ф.* Скорость распространения радиоволн в сухом и влажном снежном покрове // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 1. С. 45–56. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-45-56.
 31. *Frolov A.D., Macheret Yu.Ya.* On dielectric properties of dry and wet snow // *Hydrol. Processes*. 1999. V. 13. № 12–13. P. 1755–1760. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199909)13:12/13<1755::AID-HYP854>3.0.CO;2-T.
 32. *Matzler C., Wegmuller U.* Dielectric properties of freshwater ice at microwave frequencies // *Journ. of Physics. D. Applied Physics*. 1987. V. 20. № 12. P. 1623–1630. doi: 10.1088/0022-3727/20/12/013.
 33. *Macheret Yu.Ya., Moskalevsky M.Yu., Vasilenko E.V.* Velocity of radio waves in glaciers as an indicator of their hydrothermal state, structure and regime // *Journ. of Glaciology*. 1993. V. 39. № 132. P. 373–384. doi: 10.1017/S0022143000016038.
 34. *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. doi: 10.1111/j.1751-8369.2000.tb00344.x.
 35. *Looyenga H.* Dielectric constants of heterogeneous mixtures // *Physica*. 1965. V. 31. № 3. P. 401–406. doi: 10.1016/0031-8914(65)90045-5.
 36. *Kovacs A., Gow A.J., Morey R.M.* A reassessment of the in-situ dielectric constant of polar firn. Hanover, N.H., 1993. 22 p.
 37. *Tiuri M., Sihvola A., Nyfors E., Hallikaiken M.* The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies // *IEEE Journ. of Oceanic Engineering*. 1984. V. 9. № 5. P. 377–382. doi: 10.1109/JOE.1984.1145645.
 38. *Winther J.-G., Bruland O., Sand K., Killingtveit Å., Marechal D.* Snow accumulation distribution on Spitsbergen, Svalbard, in 1997 // *Polar Research*. 1998. V. 17. № 2. P. 155–164. doi: 10.1111/j.1751-8369.1998.tb00269.x.
 39. *Grabiec M., Leszkiewicz J., Głowacki P., Jania J.* Distribution of snow accumulation on some glaciers of Spitsbergen // *Polish Polar Research*. 2006. V. 27. № 4. P. 309–326.
 24. *Godio A.* Georadar measurements for the snow cover density. *Amer. Journ. of Applied Polymer Science*. 2009, 6 (3): 414–423. doi: 10.3844/ajas.2009.414.423.
 25. *Godio A.* Multi Population Genetic Algorithm to estimate snow properties from GPR data. *Journ. of Applied Geophysics*. 2016, 131: 133–144. doi: 10.1016/j.jappgeo.2016.05.015.
 26. *Lewis G., Osterberg E., Hawley R., Whitmore B., Marshall H.P., Box J.* Regional Greenland accumulation variability from Operation IceBridge airborne accumulation radar. *The Cryosphere*. 2017, 11 (2): 773–788. doi: 10.5194/tc-11-773-2017.
 27. *Griessinger N., Mohr F., Jonas T.* On measuring snow ablation rates in alpine terrain with a mobile GPR device. *The Cryosphere Discussion*. 2017: 1–19. <https://doi.org/10.5194/tc-2016-295>.
 28. *Forte E., Dossi M., Colucci R.R., Pipan M.* A new fast methodology to estimate the density of frozen materials by means of common offset GPR data. *Journ. of Applied Geophysics*. 2013, 99: 135–145. doi: 10.1016/j.jappgeo.2013.08.013.
 29. *Kulnitsky L.M., Gofman P.A., Tokarev M.Yu.* Mathematical processing of georadar data in the RADEXPRO system. *Razvedka i okhrana neдр*. Exploration and protection of mineral resources. 2001, 3: 6–11. [In Russian].
 30. *Kotlyakov V.M., Macheret Yu.Ya., Sosnovsky A.V., Glazovsky A.F.* Speed of propagation of radio waves in a dry and wet snow cover. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (1): 45–56. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-45-56. [In Russian].
 31. *Frolov A.D., Macheret Yu.Ya.* On dielectric properties of dry and wet snow. *Hydrol. Processes*. 1999, 13 (12–13): 1755–1760. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199909)13:12/13<1755::AID-HYP854>3.0.CO;2-T.
 32. *Matzler C., Wegmuller U.* Dielectric properties of freshwater ice at microwave frequencies. *Journ. of Physics. D. Applied Physics*. 1987, 20 (12): 1623–1630. doi: 10.1088/0022-3727/20/12/013.
 33. *Macheret Yu.Ya., Moskalevsky M.Yu., Vasilenko E.V.* Velocity of radio waves in glaciers as an indicator of their hydrothermal state, structure and regime. *Journ. of Glaciology*. 1993, 39 (132): 373–384. doi: 10.1017/S0022143000016038.
 34. *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. doi: 10.1111/j.1751-8369.2000.tb00344.x.
 35. *Looyenga H.* Dielectric constants of heterogeneous mixtures. *Physica*. 1965, 31 (3): 401–406. doi: 10.1016/0031-8914(65)90045-5.
 36. *Kovacs A., Gow A.J., Morey R.M.* A reassessment of the in-situ dielectric constant of polar firn. Hanover, N.H., 1993: 22 p.
 37. *Tiuri M., Sihvola A., Nyfors E., Hallikaiken M.* The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies. *IEEE Journ. of Oceanic Engineering*. 1984, 9 (5): 377–382. doi: 10.1109/JOE.1984.1145645.
 38. *Winther J.-G., Bruland O., Sand K., Killingtveit Å., Marechal D.* Snow accumulation distribution on Spitsbergen, Svalbard, in 1997. *Polar Research*. 1998, 17 (2): 155–164. doi: 10.1111/j.1751-8369.1998.tb00269.x.
 39. *Grabiec M., Leszkiewicz J., Głowacki P., Jania J.* Distribution of snow accumulation on some glaciers of Spitsbergen. *Polish Polar Reserch*. 2006, 27 (4): 309–326.