Снежный покров и снежные лавины

УДК 551.578.46:536.2.08 doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-343-352

Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости на Западном Шпицбергене

© 2018 г. В.М. Котляков, А.В. Сосновский*, Н.И. Осокин

Институт географии РАН, Москва, Россия
*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Estimation of thermal conductivity of snow by its density and hardness in Svalbard

V.M. Kotlyakov, A.V. Sosnovsky*, N.I. Osokin

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Received November 5, 2017 *Accepted March 28, 2018*

Keywords: ***deep hoar, hardness of snow, international classification of snow, snow density, structure of snow, thermal conductivity, thermal resistance of snow.***

Summary

The results of experimental investigation of thermal conductivity of snow on the Svalbard archipelago in the conditions of natural occurrence are considered. The observations were carried out in the spring of 2013–2015 in the vicinity of the meteorological station «Barentsburg». The obtained data were processed using the Fourier equation of thermal conductivity that allowed determination of the coefficient of thermal conductivity of the snow with different structure and density. The thermal conductivity of snow depends on the contacts between ice crystals. The larger the contact area, the better the heat transfer from one layer to another. But the strength characteristics of snow, and especially its hardness, depend on the bonds between ice crystals, so the thermal conductivity and hardness of snow depend on the structure of snow. Note, that measurements of snow hardness are less laborious than measurements of its thermal conductivity. For layers of snow cover of different hardness the relationship between snow thermal conductivity and its density has been established. To verify the reliability of the approach to the determination of snow thermal conductivity, numerical experiments were performed on a mathematical model, which did show good convergence of the results. The obtained formulas for the coefficient of thermal conductivity of very loose, loose, medium and hard snow (according to the international classification of seasonal snow falls) are compared with the data of other studies. It was found that when the snow density is within the range 0.15–0.40 g/cm^3 these formulas cover the main variety of thermal conductivity of snow. This allows estimating the coefficient of thermal conductivity and to determine the thermal resistance of snow cover in the field by measuring the density and hardness of different layers of snow.

Citation: Kotlyakov V.M., Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Estimation of thermal conductivity of snow by its density and hardness in Svalbard. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018. 58 (3): 343–352. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-343-352.

Поступила 5 ноября 2017 г. *Принята к печати 28 марта 2018 г.*

Ключевые слова: ***глубинная изморозь, коэффициент теплопроводности, международная классификация снега, плотность снега, структура снега, твёрдость снега, термическое сопротивление снега.***

На основе измерений температурного профиля в снежной толще на Западном Шпицбергене путём решения обратной задачи уравнения теплопроводности определены значения коэффициента теплопроводности снега. Для снега разной твёрдости в соответствии Международной классификацией определены соответствующие типы снега и получены зависимости коэффициента теплопроводности снега от его плотности.

Введение

Снежный покров служит защитной оболочкой деятельного слоя земной поверхности в районах с отрицательными температурами воздуха. Он оказывает огромное влияние на климат, гидротермический режим почв и грунтов, гидрологию рек и озёр, жизнь растений и животных и многие другие процессы [1–5]. Известно, что в ряде районов криолитозоны изменение параметров снежного

покрова компенсирует климатические температурные изменения. Установлено, что повышение среднегодовой температуры воздуха может сопровождаться понижением температуры грунтов, что объясняется уменьшением максимальной толщины снежного покрова или замедленным её ростом в первой половине зимы [3]. При этом на температурный режим грунта влияют теплозащитные свойства снежного покрова, для оценки которых используется термическое сопротивление R_s, равное отношению толщины снежного покрова h_s к коэффициенту эффективной теплопроводности снега λ_s: $R_s = h_s/\lambda_s$ [6]. В свою очередь коэффициент эффективной теплопроводности снега зависит от плотности снега и стратиграфии снежного покрова [7]. Мы будем рассматривать коэффициент эффективной теплопроводности снега, называя его *коэффициентом теплопроводности*. Тепловой поток через снежный покров при квазистационарном режиме прямо пропорционален температурному градиенту и обратно пропорционален термическому сопротивлению снежного покрова. Поэтому вклад температуры воздуха и термического сопротивления снежного покрова, в значительной степени зависящего от коэффициента теплопроводности снега, соизмеримы [8]. Это показывает важность изучения коэффициента теплопроводности снега.

Термическое сопротивление снежного покрова равно сумме термических сопротивлений отдельных его слоёв. Поэтому необходимо измерять коэффициенты теплопроводности снега каждого слоя. Определению коэффициента теплопроводности снега посвящено много работ. Наиболее полный их обзор дан в работе [9]. Известные зависимости коэффициента теплопроводности снега показывают большой разброс значений при одинаковой плотности снега. Одна из причин этого – структурные особенности снежного покрова. Так, коэффициент теплопроводности глубинной изморози в несколько раз меньше, чем зернистого снега при равной плотности [7, 10, 11]. Поэтому слоистость снежного покрова, обусловленная как метеорологическими условиями, так и процессами метаморфизма, влияет на его термическое сопротивление и температурный режим подстилающих оснований.

Теплопроводность снега определяется в основном двумя составляющими – конвективной и кондуктивной теплопроводностью. Кондуктивная теплопроводность снега зависит от контактов между кристаллами льда. Чем больше площадь контактов, тем лучше происходит передача тепла от одного слоя к другому. Но от связей между кристаллами льда зависят и прочностные характеристики снега, в частности его твёрдость. Поэтому и теплопроводность, и твёрдость снега зависят от структуры снега. При этом измерения твёрдости снега менее трудоёмки, чем измерения его теплопроводности.

Цель настоящего исследования – определить влияние твёрдости снега на коэффициент его теплопроводности и разработать методику оценки коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости.

Коэффициент теплопроводности снега

Коэффициент теплопроводности – комплексный параметр, характеризующий все теплофизические процессы в снежном покрове, связанные с передачей тепла: кондуктивную теплопроводность; диффузию водяного пара; сублимацию и конденсацию; теплообмен между ледяными кристаллами и воздухом. Первые зависимости эффективной теплопроводности снега от плотности получены ещё в конце XIX в. [9]. С тех пор появилось много формул для расчёта теплопроводности снега разной структуры. Теплопроводность снега определяют разными методами: с помощью игольчатых зондов; измерителей теплового потока; вычислительных методик, в том числе с учётом микротомографии [12]. Использование этих методов позволяет исследовать влияние суточных колебаний температуры на метаморфизм снежного покрова [13], оценить вклад температуры и градиента температуры в теплопроводность [14]. Несмотря на большой интерес к этому вопросу, проблема определения теплопроводности снега и её изменчивости в зависимости от разных факторов остаётся открытой. Одна из причин этого – большой разброс значений коэффициента теплопроводности снега [15]. Именно поэтому измерение теплопроводности снега в естественных условиях и анализ полученных результатов актуальны до настоящего времени.

Для получения обобщённой зависимости коэффициента теплопроводности от плотности снега было обработано 20 известных из литературы эмпирических зависимостей [16]. Для каждого значения плотности с шагом 0,01 г/см^3 рассчитаны средние значения, а обобщённая кривая средних значений аппроксимирована следующей зависимостью:

$$\lambda_{sm} = 9{,}165\cdot10^{-2} - 3{,}814\cdot10^{-1}\rho + 2{,}905\rho^2, \quad (1)$$

где ρ – плотность снега, г/см^3.

Для оценки минимальных значений коэффициента теплопроводности получена зависимость

$$\lambda_{sl} = 2{,}96\cdot10^{-2} - 3\cdot10^{-1}\rho + 2\rho^2. \quad (2)$$

Для определения коэффициента теплопроводности снега разной структуры λ_{sg} наиболее известна формула М. Штурма [9], полученная при средней температуре снега −15 °С при $0{,}156 < \rho < 0{,}600$:

$$\lambda_{sg} = 0{,}138 - 1{,}01\rho + 3{,}233\rho^2. \quad (3)$$

В настоящее время формула Штурма (3) широко применяется при расчётах термического режима ледников и в моделях снежного покрова. Формула (3) получена как среднее значение теплопроводности снега разной структуры и температуры. При этом из 488 значений 171 показатель приходился на глубинную изморозь со средним значением коэффициента теплопроводности 0,07 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$. Поэтому итоговые значения теплопроводности по формуле (3) невелики. Этот факт – заниженные значения коэффициента теплопроводности по формуле М. Штурма – отмечается в работе [15], авторы которой провели числовое моделирование удельной проводимости снега с использованием трёхмерных изображений микроструктуры снега. В результате была получена зависимость

$$\lambda_s = 2{,}4\cdot10^{-2} - 1{,}23\cdot10^{-1}\rho + 2{,}5\rho^2 \quad (4)$$

с указанием возможного разброса значений λ_s для разных типов снега. Результаты расчётов по этой зависимости показали, что значения λ_s на 0,03 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$ меньше, чем по формуле (1).

Для оценки коэффициента эффективной теплопроводности снега λ_s, Вт/(м·К), используется упрощённая формула А.В. Павлова [3]:

$$\lambda_s = \varkappa\rho, \quad (5)$$

где $\varkappa = 1$ – коэффициент пропорциональности.

Эту формулу автор рекомендует применять при температуре снега −10 ÷ −20 °С. При более высоких или более низких температурах снега значения λ_s следует увеличивать или уменьшать на 0,04 Вт/(м·К) соответственно. В работах [7, 11] представлены результаты экспериментальных исследований теплопроводности снега разной структуры и плотности в условиях Подмосковья, выполненные Р.А. Черновым. Значения коэффициента теплопроводности рассчитывались по данным измерения теплового потока в ненарушенном образце снега, размещённом в холодильной камере. С помощью линейной аппроксимации эмпирических значений получены уравнения для расчёта значений коэффициента теплопроводности зернистого снега λ_{gs1} плотностью от 0,100 до 0,400 г/см^3:

$$\lambda_{gs1} = 0{,}9455\rho - 0{,}0034 R^2 = 0{,}5103. \quad (6)$$

Экспериментальные исследования коэффициента теплопроводности снега

Экспериментальные исследования проводились в апреле 2013–2015 гг. Первые работы выполнялись весной 2013 г. в районе метеостанции Баренцбург, они приведены в работе [10]. В период полевых работ толщина снежного покрова составляла 0,8–1,2 м. Снежный покров был представлен слоями разной структуры и плотности. Температура воздуха во время исследований колебалась от −14 до −4 °С. Температуру снега измеряли температурными логгерами iButtons DS1922L/DS1922T, точность измерений составляла 0,0625 °С. Центры термохрон находились на расстоянии 5 см друг от друга. Диаметр активной части термохроны равен 12 мм при толщине 4 мм. Интервал записи температур составлял 20 минут. Измерения проводили как с дневной поверхности снежного покрова, так и в вертикальной стенке шурфа. Температура снежного слоя измерялась в стенке шурфа на глубинах 5, 10 и 15 см. При измерении температурного режима в глубине вертикальной стенки шурфа датчики помещали в слой снега выбранной структуры. Изменение температуры снега в стенке шурфа соответствовало суточному ходу температуры воздуха. Наибольший перепад температур между крайними термохронами составлял 6 °С при средних значениях 2–4 °С, что соответствовало градиенту температуры 20–40 °С/м. В ряде случаев температура, полученная с помощью термохрон, контролировалась цифровым термометром со щупом Greisinger GTH 175/Pt с длиной иглы 10 см и диаметром 2 мм при точности измерения 0,1 °С. Различие температуры, измеренной этим датчиком и с помощью термохрон в стенке шурфа на глубине 10 см, как правило, не превышало 0,2 °С.

Распределение температуры в стенке только что пройденного шурфа на глубине 10 и 20 см от

его боковой поверхности, измеренное в течение 1 часа, практически совпадало. Через сутки распределение температуры на глубинах 10 и 20 см изменялось, тогда как на глубине 60 см оно было как и при первом измерении. При этом на глубинах 40–85 см от дневной поверхности температура стенки шурфа опускалась до температуры воздуха −11 ÷ −12 °С. Вертикальный поток тепла на глубине 10 см от стенки шурфа был более чем на порядок меньше горизонтального. Коэффициент температуропроводности рассчитывался на основании решения обратной задачи для уравнения теплопроводности Фурье:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau}=a\frac{\partial^2 t}{\partial z^2}, \qquad (7)$$

где t – температура снега, К; τ – время; $a = \lambda_s/(c\rho)$ – коэффициент температуропроводности; λ_s – коэффициент теплопроводности снега; c – удельная теплоёмкость; ρ – плотность снега; z – координата по глубине снежной толщи.

Уравнение (7), записанное в конечных разностях, будет следующим:

$$(t_1(\tau_2) - t_1(\tau_1))/(\tau_2 - \tau_1) = a((t_2 - t_1)/\Delta z - (t_1 - t_0)/\Delta z)/\Delta z, \qquad (8)$$

где t_0, t_1 и t_2 – температура снега в горизонтах $z - \Delta z$, z и $z + \Delta z$ в момент времени τ_1 соответственно; Δz – шаг по глубине; $t_1(\tau_1)$ и $t_1(\tau_2)$ – температура снега в горизонте z в моменты времени τ_1 и τ_2 соответственно.

Правая часть этого уравнения определяется по градиентам температуры в слое $z - \Delta z$ и z, z и $z + \Delta z$ в момент времени τ_1. Поэтому для оценки коэффициента температуропроводности a для данного типа снега необходимо измерить температуру в трёх горизонтах толщи и её изменение в горизонте z. При этом характер теплового процесса в период наблюдений должен отвечать условиям охлаждения или нагревания. В результате измерений и расчётов мы получили более 500 значений коэффициента температуро- и теплопроводности снега в режимах охлаждения и нагревания поверхности снежного покрова. В случае влажного снега его температура близка к нулю и теплопроводность не измеряется, так как нет температурного градиента и потока тепла. Измерения проводились в слоях снега без ледяных прослоек.

Приведём пример определения коэффициента теплопроводности глубинной изморози плотностью 0,283 г/см^3 путём обработки данных измерений температуры. Рис. 1, *а* показывает температуру снега в стенке шурфа на глубине 5–15 см в течение 70 часов. На участках монотонного хода температур – на этапах охлаждения (интервал времени от начала измерений 12–17 ч) и нагрева (24–32 ч, 48–53 ч) – было использовано уравнение (2) для определения коэффициента температуропроводности a, и по известной плотности ρ = 0,283 г/см^3 рассчитан коэффициент теплопроводности снега $\lambda = c\rho a$ (см. рис. 1, *б–г*). Средняя теплопроводность глубинной изморози плотностью 0,283 г/см^3 на этапе охлаждения составила 0,11 Вт/(м·К) и на этапах нагрева – 0,11 и 0,12 Вт/(м·К) при температуре снега от −6 до – 9 °С. Аналогичные измерения температурного режима и определение коэффициента теплопроводности были проведены для снега разной структуры и плотности.

Проверка методики определения коэффициента теплопроводности

Для проверки достоверности рассмотренного подхода к определению теплопроводности снега выполнены численные эксперименты. Распределение температуры в снежном покрове в рамках одномерной модели определялось по уравнению Фурье [17]

$$A\frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda_s \frac{\partial t}{\partial z}\right) + F(z,\tau), \qquad (9)$$

где коэффициент $A = \rho c + L\dfrac{\partial e}{\partial t}$ учитывает влияние сублимации-конденсации пара на температуру снега [18], а коэффициент

$$\lambda_s = \lambda_c + LD\frac{\partial e}{\partial t} \qquad (10)$$

представляет собой эффективный коэффициент теплопроводности как сумму кондуктивной и конвективной, за счёт диффузии водяного пара, составляющих [19].

Здесь t – температура снега, К; z – координата по глубине снежной толщи; τ – время; c – удельная теплоёмкость снега; λ_c – кондуктивная составляющая коэффициента теплопроводности снега λ_s; L – удельная теплота испарения; D – коэффициент диффузии водяного пара в снежном покрове; e – плотность насыщенного водяного пара.

Плотность насыщенного водяного пара при отрицательной температуре e определялась в за-

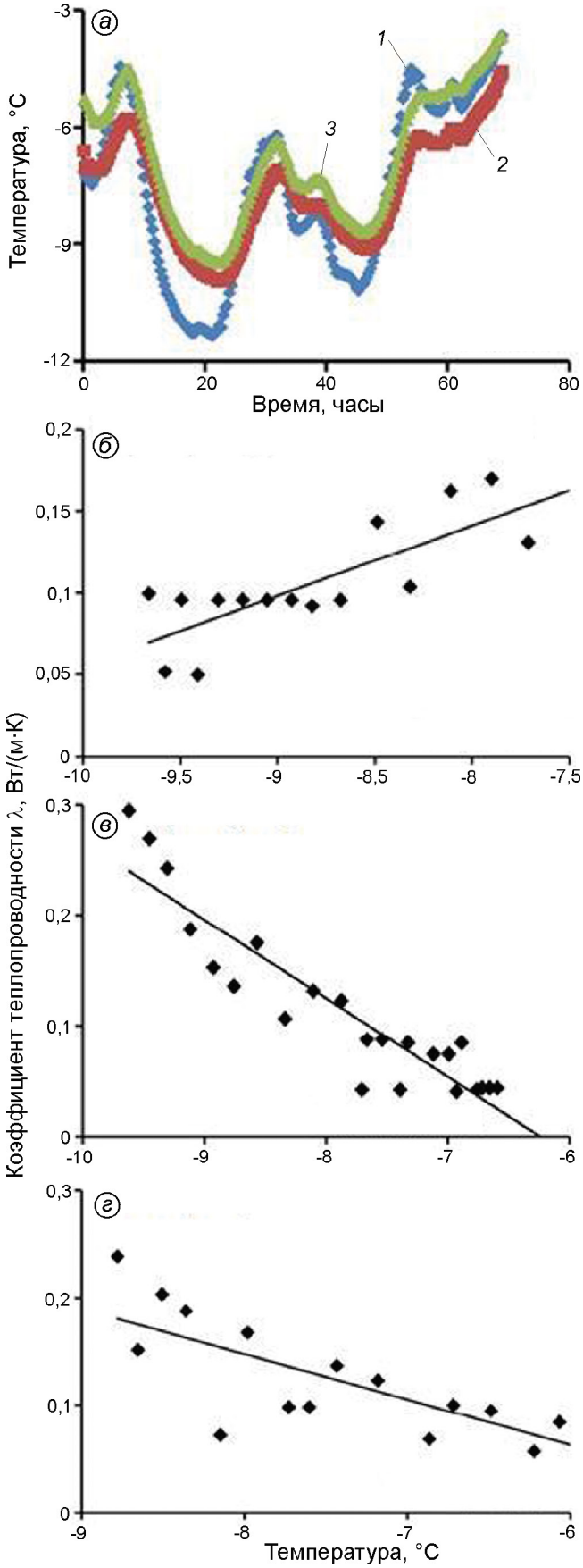

Рис. 1. Температура снежного покрова и коэффициент теплопроводности глубинной изморози λ.
а – температура стенки шурфа на глубине: *1* – 5 см, *2* – 10 см, *3* – 15 см; коэффициент теплопроводности глубинной изморози плотностью 0,283 г/см^3: *б* – на участке охлаждения (интервал времени 12–17 ч на рис. 1, *а*); *в* – на участке нагрева (интервал времени 24–32 ч); *г* – на участке нагрева (интервал времени 48–53 ч)

Fig. 1. Snow temperature and heat conductivity for depth hoar λ.
a – temperature at depth in the pit wall: *1* – 5 cm; *2* – 10 cm; *3* – 15 cm; heat conductivity of depth hoar with density of 0.283 g/cm^3: *б* – at cooling area (time interval 12–17 hours, in Fig. 1, *a*); *в* – at heating area (time interval 24–32 hours); *г* – at heating area (time interval 48–53 hours)

висимости от температуры по эмпирической зависимости $e = 6{,}4145\mathrm{EXP}(0{,}0923t)$ (коэффициент детерминации $R^2 = 0{,}9985$), описывающей табличные данные с точностью до 5% при температуре от 0 до −30 °С. Для расчётов принимались определённые условия:

1) плотность снега равна 0,250 г/см^3. Коэффициент диффузии водяного пара в снегу $D = 0{,}85\cdot10^{-4}$ м^2/с.;

2) начальное распределение температуры снега толщиной 50 см было линейным с температурой поверхности −10 и 0 °С в основании снежной толщи;

3) суточный ход температуры воздуха $T_в$ имел синусоидальную зависимость $T_в = 0{,}5\Delta T_в \sin(\pi\tau/12) + T_{ср}$, где $T_{ср} = -10$ °С – средняя суточная температура атмосферного воздуха; $\Delta T_в = 14$ °С – максимальная амплитуда её колебания; τ – время, сутки;

4) коэффициент кондуктивной теплопроводности снега λ_c вычислялся по формуле А.В. Павлова [20]:

$$\lambda_{ср} = 0{,}035 + 0{,}353\rho - 0{,}206\rho^2 + 2{,}62\rho^3; \qquad (11)$$

5) зависимость (11) соответствует, по мнению А.В. Павлова, чисто кондуктивной теплопроводности, так как получена по экспериментальным данным при температуре снега ниже −25 °С.

Результаты расчётов распределения температуры снега на глубине 2, 7 и 12 см представлены на рис. 2. Полученное распределение температуры использовалось в формуле (8) для определения коэффициента эффективной теплопроводности снега на участках охлаждения (12–18 и 36–42 ч) и нагревания (25–30 ч). Средние значения коэффициента теплопроводности, полученные при обработке

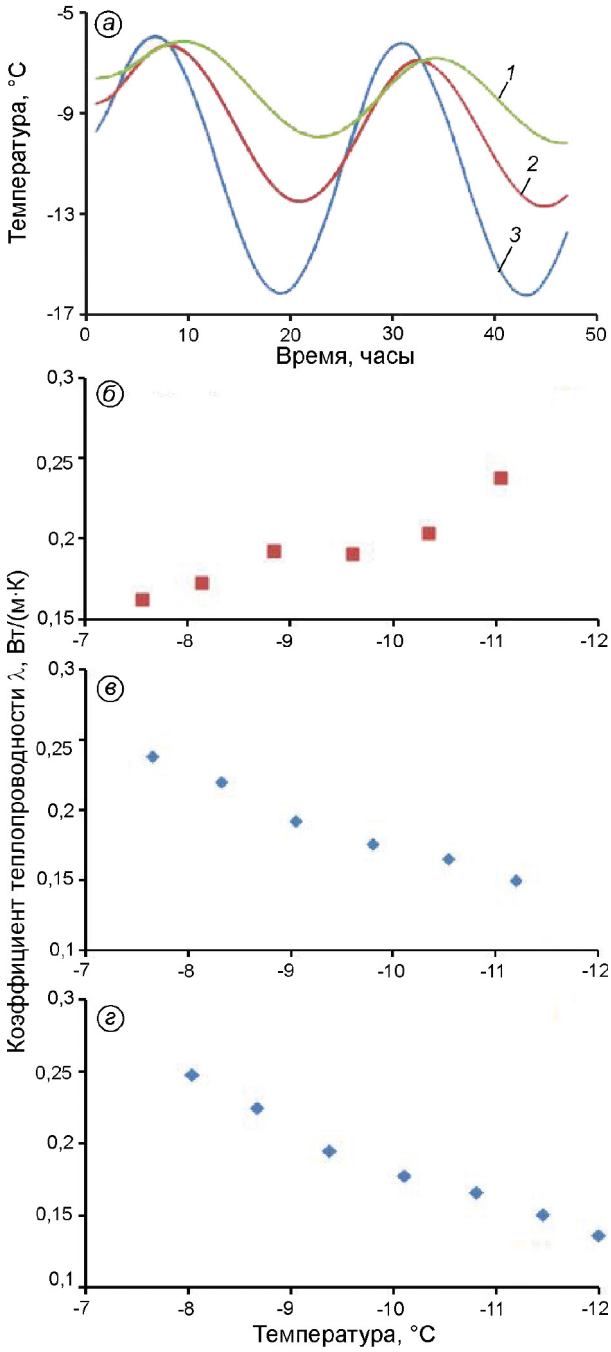

Рис. 2. Модельное распределение температуры снега *T* и коэффициента теплопроводности снега λ:
а – температура снега на глубинах: *1* – 12 см; *2* – 7 см; *3* – 2 см; коэффициент теплопроводности снега λ, рассчитанный на участках охлаждения во временные интервалы 12–18 ч (*в*) и 36–42 ч (*г*) и нагрева во временной интервал 25–30 ч (*б*) на рис. 2, *а*

Fig. 2. Model distribution of snow temperature *T* and the thermal conductivity of snow λ:
а – temperature of snow at depths of: *1* – 12 cm; *2* – 7 cm, and *3* – 2 cm; *б* – thermal conductivity of snow λ, calculated at cooling areas in time intervals of 12–18 and 36–42 hours (*в* and *г*) and heating of 25–30 hours, in Fig. 2, *а*

температурных кривых для расстояний между точками 5 и 1 см, равны 0,190 и 0,193 Вт/(м·К) соответственно. Расчёт коэффициента теплопроводности по уравнениям (9) и (10) даёт среднее значение коэффициента 0,190 Вт/(м·К). Таким образом, средние значения коэффициента теплопроводности снега, рассчитанные по уравнению (10) и путём обработки температурных кривых по уравнению (8), показывают хорошее совпадение.

Измерение твёрдости снега

Коэффициент теплопроводности, как и прочность снега, зависят от состояния контактов между кристаллами льда. Поэтому при измерении термического режима разных слоёв снега одновременно велись измерения его твёрдости. Для измерений применялся цифровой динамометр «Мегеон 03005» с конусом диаметром 0,9 см и образующей конуса длиной 0,7 см. В Международной классификации снега диапазон изменения твёрдости снега определяется по проникновению в снег зонда Хефели или с использованием ручного индекса прочности [21]. Зонд Хефели – стержень с конусовидным наконечником (угол раствора конуса – 60°; диаметр основания – 40 мм; масса – 10 Н; метровая секция зонда имеет массу 1 кг), предназначенный для проталкивания его сверху вниз в отложенный снег. Измеренная сила, требуемая для проникновения в снег, соответствует мере сопротивления снега проникновению.

По диапазону изменения твёрдости снега σ, которая измеряется зондом Хефели или ручным индексом прочности, снег по Международной классификации [21] делится на: очень рыхлый (твёрдость 0–50 Н, ручной индекс прочности – в снег проникает кулак); рыхлый (твёрдость 50–175 Н, ручной индекс прочности – в снег проникают четыре пальца); средний (твёрдость 175–390 Н, ручной индекс прочности – в снег проникает один палец); твёрдый (твёрдость 390–715 Н, ручной индекс прочности – в снег проникает острие заточенного карандаша). Площадь сечения конуса «Мегеон» в 20 раз меньше, чем конуса зонда Хефели (диаметр конуса – 4 см, образующая конуса – 4 см), а угол раствора конуса больше. Значительные отличия в размерах конуса и масштабный эффект приводят к различию в прилагаемой нагрузке при использовании этих пенетрометров. Для установ-

ления соответствия между значениями твёрдости снега, измеренными динамометром «Мегеон» и зондом Хефели, проведены измерения твёрдости снега двумя этими пенетрометрами. Результаты измерений и пересчёта значений твёрдости снега, измеренной динамометром «Мегеон», в значения для зонда Хефели позволили определить, к какому диапазону твёрдости относится снег разного типа.

К очень рыхлому по прочности снегу относились: свежий снег, в том числе и свежий слегка слежавшийся (через 1,5 суток) снег, и глубинная изморозь. Рыхлый снег соответствовал рыхлому несмёрзшемуся мелкозернистому снегу, свежему метелевому снегу и крупнозернистому (в том числе с очень крупными зёрнами от 2 до 5 мм) снегу с огранными кристаллами. Средний по прочности снег – мелкозернистый частично смёрзшийся и твёрдый – средне- и крупнозернистый смёрзшийся снег. Такое деление соответствовало ручному индексу прочности снега.

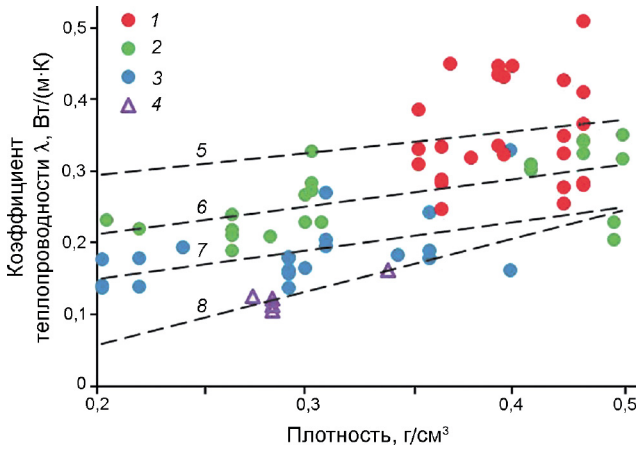

Рис. 3. Значения коэффициента теплопроводности снега λ разной твёрдости σ и их регрессионные графические зависимости, согласно Международной классификации для сезонно выпадающего снега:
1 (зависимость *5*) – твёрдый снег; *2* (зависимость *6*) – средний по твёрдости снег; *3* (зависимость *7*) – рыхлый снег; *4* (зависимость *8*) – очень рыхлый снег

Fig. 3. The values of thermal conductivity in snow λ of different hardness σ and their linear regression, according to The International Classification for Seasonal Snow on the Ground:
1 (linear regression *5*) – hard; *2* (linear regression *6*) – medium; *3* (linear regression *7*) – soft; *4* (linear regression *8*) – very soft

Зависимость коэффициента теплопроводности от твёрдости снега

После пересчёта результатов измерений твёрдости снега на зонд Хефели значения коэффициента теплопроводности были распределены по группам в соответствии с измерениями твёрдости снега. Результаты измерений и расчётов коэффициентов теплопроводности снега в зависимости от плотности снега и их регрессионные зависимости для снега разной твёрдости (твёрдого, среднего, рыхлого и очень рыхлого) приведены на рис. 3. Регрессионные зависимости коэффициента теплопроводности снега на этом рисунке описываются формулами таблицы настоящей статьи [22].

Полученные зависимости для определения коэффициента теплопроводности снега разной твёрдости мы сравнили с известными формулами (рис. 4). Для очень рыхлого снега в диапазоне плотности снега $0{,}15 \leqslant \rho < 0{,}2$ мы дополнили наши измерения данными работ [11, 13] и значение коэффициента теплопроводности снега приняли в виде $\lambda = 0{,}146\rho + 0{,}0281$.

Результаты расчётов (см. рис. 4) показывают, что зависимость для очень рыхлого снега соответствует значениям λ, рассчитанным по формуле М. Штурма (3) и по формуле (2). Снежный покров в процессе своего формирования и развития претерпевает изменения. Свежий снег небольшой плотности под действием метаморфизма и метеорологических факторов уплотняется и твердеет. Например, снег, исследуемый в работе N. Calonne (кривая *8* на рис. 4) – формула (4), в диапазоне плотности от 0,15 до 0,27 г/см^3 изменялся, согласно рис. 4, от очень рыхлого по твёрдости снега до рыхлого снега. Плотность снега от 0,27 до 0,34 г/см^3 соответствует диапазону от рыхлого до среднего по твёрдости снега, в диапазоне от 0,34 до 0,40 г/см^3 – диапазону от среднего до твёрдого снега. Для кривой *7* на рис. 4 (средние значения λ по 20 известным зависимостям) границы плотности снега для разных диапазонов твёрдости снега смещаются относительно кривой *8* (см. рис. 4) в сторону меньших значений на 0,30 г/см^3.

Диапазоны твёрдости снега (очень рыхлый – рыхлый, рыхлый – средний и средний – твёрдый) соответствуют плотностям снега 0,15–0,24, 0,24–0,31 и 0,31–0,37 г/см^3 соответственно. Зернистый снег из работы [13] – кривая *6* на рис. 4 – при плотности снега 0,15–0,25 г/см^3 соответствовал диапазону от рыхлого до среднего по твёрдости снега, а в диапазоне плотности 0,25–0,40 г/см^3 –

Регрессионные формулы коэффициента теплопроводности снега λ при разной плотности ρ и твёрдости σ снега

Тип снега по твёрдости	Твёрдость снега σ, Н	Плотность снега ρ, г/см^3	Регрессионные формулы коэффициента λ, Вт/(м·К), и коэффициент детерминации R^2
Твёрдый	$390 < P \leqslant 715$	$0{,}20 \leqslant \rho \leqslant 0{,}45$	$\lambda = 0{,}4219\rho + 0{,}1922$, $R^2 = 0{,}015$
Средний	$175 < P \leqslant 390$	$0{,}20 \leqslant \rho \leqslant 0{,}45$	$\lambda = 0{,}3824\rho + 0{,}1362$, $R^2 = 0{,}378$
Рыхлый	$50 < P \leqslant 175$	$0{,}20 \leqslant \rho \leqslant 0{,}45$	$\lambda = 0{,}4021\rho + 0{,}0674$, $R^2 = 0{,}280$
Очень рыхлый	При $0 < P \leqslant 50$	$0{,}2 \leqslant \rho \leqslant 0{,}4$	$\lambda = 0{,}7398\rho - 0{,}0907$, $R^2 = 0{,}791$

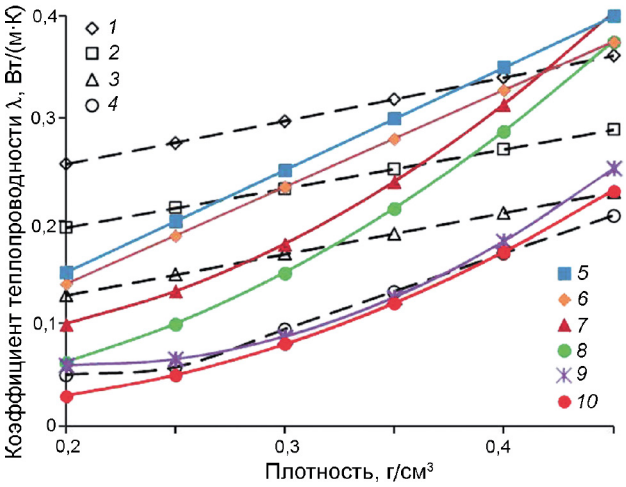

Рис. 4. Значения коэффициента теплопроводности для разных типов снега:
1 – твёрдый снег; *2* – средний по твёрдости снег; *3* – рыхлый снег; *4* – очень рыхлый снег; значения, рассчитанные по: *5* – формуле (5) А.В. Павлова [3]; *6* – формуле (6) Р.А. Чернова для зернистого снега [11]; *7* – формуле (1), обобщённая кривая средних значений [16]; *8* – формуле (4) N. Calonne [15]; *9* – формуле (3) М. Штурма для зернистого снега [9]; *10* – по формуле (2)

Fig. 4. The values of thermal conductivity for different types of snow:
1 – hard; *2* – medium; *3* – soft; *4* – very soft; calculated according to the formulas: *5* – A.V. Pavlov's formula (5) [3]; *6* – R.A. Chernov's formula, granular snow (6) [11]; *7* – generalized curve of mean values formula (1) [16]; *8* – the N. Calonne formula (4) [15]; *9* – M. Sturm formula, granular snow (3) [9]; *10* – formula (2)

диапазону от среднего до твёрдого снега. Таким образом, сравнение с данными других исследований показало, что полученные зависимости охватывают основной диапазон изменения коэффициента теплопроводности снега. Для применения полученных зависимостей в натурных условиях измеряются плотность слоёв снега и их твёрдость или используется ручной метод измерения твёрдости и по эмпирическим формулам оценивается коэффициент теплопроводности λ.

Слой глубинной изморози в снежном покрове – очень рыхлый по твёрдости, что служит причиной схода многих лавин. В качестве примера оценим коэффициент теплопроводности среднего по твёрдости снега и глубинной изморози плотностью 0,3 г/см^3. По формулам для среднего по твёрдости снега $\lambda = 0{,}3824\rho + 0{,}1362$ и очень рыхлого снега $\lambda = 0{,}7398\rho - 0{,}0907$ получим значения коэффициентов теплопроводности 0,25 и 0,13 Вт/(м·К) соответственно. Таким образом, отличие составляет почти 90%.

Одна из проблем применения полученных зависимостей – большое расстояние между кривыми, заданными регрессионными зависимостями коэффициента теплопроводности снега разной твёрдости (см. рис. 4). Поэтому, если в результате измерений твёрдость снега окажется равной 50Н (пограничное значение для очень рыхлого и рыхлого снега), то возникнет проблема выбора зависимости для оценки коэффициента теплопроводности снега. В этом случае, как и для других значений твёрдости, следует исходить из средних значений твёрдости снега для их диапазонов. Для очень рыхлого, рыхлого, среднего и твёрдого снега средние значения твердости составляют 20, 100, 250 и 500 Н соответственно [24]. Поэтому при твёрдости снега 50Н вычисляем по соответствующим зависимостям значения λ для очень рыхлого и рыхлого снега. Например, при плотности снега 0,20 г/см^3 получим значения λ равные 0,06 и 0,15 Вт/(м·К), которые соответствуют твёрдости снега 20 и 100 Н. Затем из линейной аппроксимации рассчитываем значение λ при твёрдости снега 50Н, которое равно $\lambda = 0{,}09$Вт/(м·К).

Заключение

В результате многочисленных экспериментальных исследований, выполненных на Западном Шпицбергене, получены зависимости коэффициента теплопроводности снега от его твёрдости при температуре снега от −4 до −14 °С. На основе математической модели проверена достоверность методики определения коэффициента теплопрово-

дности снега. Результаты расчётов коэффициента теплопроводности снега по модели и принятой методике показали точность 0–2%. Проведено разделение различных типов снега по их твёрдости.

Для очень рыхлого, рыхлого, среднего и твёрдого снега, согласно Международной классификации для сезонно выпадающего снега, получены эмпирические зависимости теплопроводности снега от его плотности. Сравнение полученных формул с данными других исследований показало, что в диапазоне изменения плотности снега от 0,15 до 0,40 г/см^3 полученные зависимости охватывают основной диапазон изменения коэффициента теплопроводности снега. Применение полученных эмпирических зависимостей теплопроводности снега разной твёрдости будет способствовать повышению точности определения коэффициента теплопроводности в условиях естественного залегания снежного покрова, что позволит точнее оценивать термический режим подстилающих оснований.

Благодарности. Математическое моделирование проводились 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), а экспериментальные исследования в полевых условиях и обработка экспериментальных данных – по Программе президиума РАН № 55 «Арктика – научные основы новых технологий освоения, сохранения и развития», экспедиционные исследования на архипелаге Шпицберген выполнялась при финансовой поддержке госзадания 0148-2017-0005 и логистической помощи Российского научного центра на Шпицбергене (РНЦШ).

Acknowledgements. The mathematical modeling was carried out according to 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. № 01201352474 (0148-2014-0006); experimental research and processing of experimental data in the field condition carried out with the financial support of the Program of Presidium of RAS № 55 «The Arctic – scientific bases of new technologies of exploitation, preservation and development». Field studies on Svalbard were conducted with financial support from the state assignment and logistical assistance of the Russian Scientific Center on Spitsbergen (RSCS).

Литература

1. *Формозов А.Н.* Снежный покров как фактор среды, его значение в жизни млекопитающих и птиц СССР. М.: Изд-во МГУ, 1990. 287 с.
2. *Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Зазовская Э.П., Борзенкова А.В.* Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 4. С. 52–59.
3. *Павлов А.В.* Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. 229 с.
4. *Шерстюков А.Б.* Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 1. С. 79–87.
5. *Gisnås K., Westermann S., Schuler T.V., Litherland T., Isaksen K., Boike J., Etzelmüller B.* A statistical approach to represent small-scale variability of permafrost temperatures due to snow cover // The Cryosphere. 2014. № 8. P. 2063–2074.
6. *Балобаев В.Т.* Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск: Изд-во Наука, 1991. 193 с.
7. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 63–70. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-63-70.

References

1. *Formozov A.N. Snezhnyi pokrov kak faktor sredy, ego znachenie v zhizni mlekopitayushchikh i ptits SSSR.* Snow cover as a factor of the environment, its role in the life of mammals and birds of the USSR. Moscow: Moscow State University, 1990: 287 p. [In Russian].
2. *Shmakin A.B., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Zazovskaya E.P., Borzenkova A.V.* Influence of snow cover on soil freezing and thawing in the West Spitsbergen. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, 53 (4): 52–59. doi: 10.15356/2076-6734-2013-4-52-59. [In Russian].
3. *Pavlov A.V. Monitoring kriolitozony.* Monitoring of Permafrost. Novosibirsk: Geo Publishers, 2008: 229 p. [In Russian].
4. *Sherstyukov A.B.* Correlation of soil temperature with air temperature and snow depth in Russia. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2008, XII (1): 79–87. [In Russian].
5. *Gisnås K., Westermann S., Schuler T.V., Litherland T., Isaksen K., Boike J., Etzelmüller B.* A statistical approach to represent small-scale variability of permafrost temperatures due to snow cover. The Cryosphere. 2014, 8: 2063–2074.
6. *Balobaev V.T. Geotermiya merzloy zony litosfery severa Azii.* Geothermics of Permafrost of the lithosphere in the north of Asia. Novosibirsk: Nauka, 1991: 193 p. [In Russian].
7. *Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A.* Influence of snow cover stratigraphy on its thermal resistance.

8. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Влияние термического сопротивления снежного покрова на устойчивость многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 3. С. 105–112. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-3(105-112).
9. *Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K.* The thermal conductivity of seasonal snow // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 143. P. 26–41.
10. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Экспериментальные исследования коэффициента эффективной теплопроводности снежного покрова на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 50–58. doi:10.15356/2076-6734-2014-3-50-58.
11. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.*, *Чернов Р.А.* Коэффициент теплопроводности снега и его изменчивость // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 60–68. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-3(60-68).
12. *Riche F., Schneebeli M.* Thermal conductivity of snow measured by three independent methods and anisotropy considerations // The Cryosphere. 2013. № 7. P. 217–227.
13. *Pinzer B.R., Schneebeli M.* Snow metamorphism under alternating temperature gradients: Morphology and recrystallization in surface snow // Geophys. Research Letters. V. 36. L23503. doi: 10.1029/2009GL039618.
14. *Kamata Y., Sokratov S.A., Sato A.* Temperature and temperature gradient dependence of snow recrystallization in depth hoar snow // Advances in Cold Regions Thermal Engineering and Sciences / Eds. K. Hutter, Y. Wang, H. Beer. Verlag: Springer, 1999. P. 395–402.
15. *Calonne N., Flin F., Morin S., Lesaffre B., du Roscoat S.R., Geindreau C.* Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow // Geophys. Research Letters. 2011. V. 38. L23501. doi: 10.1029/2011GL049234.
16. *Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Сократов С.А., Жидков В.А.* К оценке влияния изменчивости характеристик снежного покрова на промерзание грунтов // Криосфера Земли. 1999. Т. III. № 1. С. 3–10.
17. *Котляков В.М., Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Математическое моделирование тепломассообмена в снежном покрове при таянии // Криосфера Земли. 2004. Т. VIII. № 1. С. 78–83.
18. *Красс М.С., Мерзликин В.Г.* Радиационная теплофизика снега и льда. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 262 с.
19. *Павлов А.В.* Некоторые вопросы теплофизики снежного покрова // Тепловой баланс леса и поля. М.: Ин-т географии АН СССР, 1962. С. 186–201.
20. *Павлов А.В.* Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 286 с.
21. *Фирц Ш., Армстронг Р.Л., Дюран И., Этхеви П., Грин И., МакКланг Д.М., Нишимура К., Сатьявали П.К., Сократов С.А.* Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова) Русское издание // МГИ. 2012. № 2. 80 с.
22. *Сосновский А.В., Осокин Н.И.* Патент № 2627971. Способ определения коэффициента теплопроводности снега в условиях естественного залегания снежного покрова. Дата публикации патента: 14 августа 2017 г. Бюл. № 23.

Led i Sneg. Ice and Snow. 2013, 3 (123): 63–70. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-63-70. [In Russian].
8. *Osokin N.I., Sosnovskiy A.V.* Influence of snow cover thermal resistance on permafrost stability. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2016, XX (3): 105–112. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-3(105-112). [In Russian].
9. *Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K.* The thermal conductivity of seasonal snow. Journ. of Glaciology. 1997, 43 (143): 26–41.
10. *Osokin N.I., Sosnovsky A.V.* Field investigation of efficient thermal conductivity of snow cover on Spitsbergen. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2014, 3 (127): 50–58. doi: 10.15356/2076-6734-2014-3-50-58. [In Russian].
11. *Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Chernov R.A.* Effective thermal conductivity of snow and its variations. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2017, XXI (3): 60–68 doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-3(60-68). [In Russian].
12. *Riche F., Schneebeli M.* Thermal conductivity of snow measured by three independent methods and anisotropy considerations. The Cryosphere. 2013, 7: 217–227.
13. *Pinzer B.R., Schneebeli M.* Snow metamorphism under alternating temperature gradients: Morphology and recrystallization in surface snow. Geophys. Research Letters. 2009, 36: L23503. doi: 10.1029/2009GL039618.
14. *Kamata Y., Sokratov S.A., Sato A.* Temperature and temperature gradient dependence of snow recrystallization in depth hoar snow. Advances in Cold Regions Thermal Engineering and Sciences. Eds. K. Hutter, Y. Wang, H. Beer. Verlag: Springer, 1999: 395–402.
15. *Calonne N., Flin F., Morin S., Lesaffre B., du Roscoat S.R., Geindreau C.* Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow. Geophys. Research Letters. 2011, 38: L23501. doi: 10.1029/2011GL049234.
16. *Osokin N.I., Samoylov R.S., Sosnovskiy A.V., Sokratov S.A., Zhidkov V.A.* To the estimation of the influence of snow cover variability on the soil freezing. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 1999, III (1): 3–10. [In Russian].
17. *Kotlyakov V.M., Osokin N.I., Sosnovsky A.V.* Mathematical modeling of thermo- and mass-exchange in the snow cover under melting. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2004, VIII (1): 78–83. [In Russian].
18. *Krass M.S., Merzlikin V.G. Radiatsionnaya teplofizika snega i l'da.* Radiation thermal physics of snow and ice. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990: 262 p. [In Russian].
19. *Pavlov A.V. Nekotorye voprosy teplofiziki snezhnogo pokrova.* Some problems of thermal physics of snow cover. *Teplovoy balans lesa i polya.* Heat balance of forest and field. Moscow: Institute of Geography, USSR Academy of Sciences, 1962: 186–201. [In Russian].
20. *Pavlov A.V. Teplofizika landshaftov.* Landscape Thermophysics. Novosibirsk: Nauka, 1979: 286 p. [In Russian].
21. *Fierz C., Armstrong R.L., Durand Y., Etchevers P., Green E., McClung D.M., Nishimura K., Satyawali P.K., Sokratov S.A.* The International Classification for Seasonal Snow on the Ground: IHP-VII Technical Documents in Hydrology. IACS Contribution № 1. Paris: UNESCO–IHP. 2009, 83: 80 p.
22. *Sosnovskiy A.V., Osokin N.I. Patent* № 2627971. *Sposob opredeleniya koeffitsienta teploprovodnosti snega v usloviyakh estestvennogo zaleganiya snezhnogo pokrova.* Method for determining the coefficient of thermal conductivity of snow in conditions of natural occurrence of snow cover. Patent publication date: August 14, 2017, Bul. № 23.