

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.46:536.2.08

doi: 10.31857/S2076673421020081

Оценка термического сопротивления снежного покрова по температуре грунта

© 2021 г. В.М. Котляков, А.В. Сосновский*

Институт географии РАН, Москва, Россия

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Estimation of the thermal resistance of snow cover based on the ground temperature

V.M. Kotlyakov, A.V. Sosnovsky*

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

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Received February 20, 2020 / Revised February 27, 2021 / Accepted March 19, 2021

Keywords: *thermal resistance, snow cover, thermal conductivity, soil temperature, modeling.*

Summary

Climate changes have influence on the thermal stability of permafrost soils. The assessment of its changes should be made taking account of the parameters of the snow cover and its thermophysical characteristics. A method for determining the thermal resistance of snow cover and the effective coefficient of thermal conductivity of snow based on ground temperature is proposed for areas of the Arctic zone of the Russian Federation with negative ground temperatures. From data on ground temperature measurements at depths of 20 and 40 cm obtained from hydrometeorological stations, it is possible to estimate the heat flow from the ground into the snow cover and, at a known air temperature and snow depth, to calculate the thermal resistance of the snow and the effective coefficient of thermal conductivity. In this case, the obtained value of the thermal conductivity coefficient of snow will include all the features of the snow cover development by the time of measurement. To develop a method for determining the thermal resistance of snow cover and the effective coefficient of thermal conductivity of snow, numerical experiments were performed using a mathematical model, which allowed establishing the conditions for the applicability of the method. The paper presents results of calculations of the thermal resistance and thermal conductivity of snow cover made by the proposed method for winters of 2006/07 and 2009/10 in Yakutia for the snow cover of different thickness composed mainly by semi-skeletal and skeletal crystals of deep frost, reaching a diameter of 3–5 mm. The use of this method for the conditions of the Yakutsk with a known type of snow formation confirmed its effectiveness.

Citation: Kotlyakov V.M., Sosnovsky A.V. Estimation of the thermal resistance of snow cover based on the ground temperature. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021. 61 (2): 195–205. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421020081.

Поступила 20 февраля 2021 г. / После доработки 27 февраля 2021 г. / Принята к печати 19 марта 2021 г.

Ключевые слова: *термическое сопротивление, снежный покров, теплопроводность, температура почвы, моделирование.*

Предложена методика определения термического сопротивления снежного покрова и эффективного коэффициента теплопроводности снега по температуре грунта, температуре воздуха и толщине снежного покрова. Для отработки методики определения термического сопротивления снежного покрова и эффективного коэффициента теплопроводности снега выполнены численные эксперименты на математической модели, которые позволили установить условия применимости разработанной методики. Для условий Якутска с известным типом развития снежной толщи установлена высокая эффективность её использования.

Введение

Одно из негативных последствий современного изменения климата — деградация многолетней мерзлоты, которая отрицательно влияет

на инфраструктуру территорий с её распространением [1–3]. В работе [4] отмечается, что изменение климата к концу первого десятилетия XXI в. привело к уменьшению несущей способности многолетней мерзлоты по сравнению с

1970-ми годами в среднем на 17%, а в отдельных регионах — до 45%. Опасно деформируются объекты железнодорожной, автомобильной и трубопроводной транспортной инфраструктуры. Снежный покров значительно влияет на термическое состояние многолетней мерзлоты [5, 6]. Согласно данным работы [7], изменения среднегодовой температуры почвогрунтов в Сибири в большей мере определяются изменениями толщины снежного покрова (до 60%), а не изменениями температуры воздуха (до 10%). В свою очередь рост числа оттепелей, циклов оттаивания—промерзания и количества жидких осадков влияет на состояние снежного покрова, его теплофизические свойства и стратиграфию [8]. Для оценки реакции многолетнемёрзлых пород (ММП) на текущие изменения климата и разработки методов снижения негативных последствий деградации многолетней мерзлоты необходимо знать особенности воздействия снежного покрова и его характеристик на термический режим грунтов.

Теплозащитные свойства снежного покрова определяются по разности температуры воздуха и температуры поверхности грунта [5, 6]. В работе [6] приведены карты разности температуры поверхности почвы под снегом в зависимости от температуры воздуха. В Сибири эта разность может составлять 8–20 °С, а на Европейской территории России — 4–8 °С. Важный теплофизический параметр снежного покрова — его *термическое сопротивление* R_s , равное сумме термических сопротивлений его слоёв [9]. Термическое сопротивление каждого слоя снежной толщи равно отношению его толщины h_s к величине *коэффициента теплопроводности* λ_s данного слоя снега. Таким образом, зная термическое сопротивление снежной толщи, можно оценить среднее значение коэффициента теплопроводности снежного покрова. Однако для оценки термического сопротивления снежной толщи и среднего значения коэффициента теплопроводности снега необходимы трудоёмкие исследования стратиграфии снежного покрова и знание коэффициента теплопроводности отдельных его слоёв. При этом стратиграфия снежной толщи непрерывно меняется за счёт метаморфизма снега, что приводит к изменению термического сопротивления и коэффициента теплопроводности снега. На практике при моделировании

теплообмена в системе атмосфера—снежный покров—грунт применяют многочисленные зависимости коэффициента теплопроводности снега от его плотности [5, 10, 11], которые, однако, не учитывают стратиграфию снежного покрова. При наличии снежного покрова интенсивность охлаждения грунта определяется тепловым потоком через снежный покров. При этом на границе снежного покрова и грунта соблюдается равенство потоков тепла через снег и приповерхностный слой грунта. Это условие обычно задаётся при моделировании теплообмена в системе снежный покров—грунт [12]. Поэтому при известном потоке тепла в приповерхностном слое грунта можно оценить тепловой поток через снежный покров, а при квазистационарном распределении температуры в снежном покрове рассчитать его термическое сопротивление. Затем, при известной толщине снежного покрова, можно установить эффективный коэффициент теплопроводности снежной толщи, который будет учитывать реальную стратиграфию снежного покрова на момент измерений. Эти действия позволяют проследить динамику изменения эффективного коэффициента теплопроводности снежной толщи.

Цель нашей работы — на основании математического моделирования и на примере данных метеостанции (ГМС) в Якутске оценить возможность определения термического сопротивления снежного покрова и эффективного коэффициента теплопроводности снега по температуре грунта.

Постановка задачи

На территории России температура грунта измеряется на 458 станциях (сайт <http://meteo.ru/data/164-soil-temperature>). Около 30 станций расположены выше Северного полярного круга, наблюдения на которых в основном прекратили в 2011–2015 гг. Отметим также, что наблюдения на этих станциях начинали не одновременно, поэтому общий период наблюдений на них разный [6].

Наблюдения за температурой почвы под естественной поверхностью (по вытяжным термометрам) проводят, как правило, на глубинах 20, 40, 80, 120, 160, 240 и 320 см [13], но часто не на всех из указанных глубин. Основой для определения теплового потока к поверхности грунта служат

наблюдения на глубинах 20 и 40 см. Определение теплового потока у поверхности грунта Q_g связано с рядом проблем. Величина Q_g соответствует произведению градиента температуры у поверхности грунта и коэффициента теплопроводности грунта. Как правило, при измерении температуры грунта его состав и влажность неизвестны, поэтому возникает неопределённость в значении коэффициента теплопроводности грунта. Правда, для сравнительной оценки изменчивости величин R_s и λ_s в первом приближении можно принять плотность суглинка 1600 кг/м^3 , а его влажность 20%. Известно, что суглинистые грунты в Якутии развиты повсеместно [14], поэтому в расчётах часто принимаются эти значения влажности и плотности грунта [14, 15].

Для определения потока тепла на границе снег–грунт следует оценить *градиент температуры у поверхности грунта*. При квазистационарном распределении температуры грунта это можно сделать на глубинах 0–40 см при условии, что температура грунта на таких глубинах отрицательная. В этом случае градиент температуры у поверхности грунта можно считать приблизительно равным градиенту температуры на глубине 20–40 см. При известных значениях толщины снежного покрова и температуры поверхности снега с учётом квазистационарного распределения температуры в снежном покрове можно оценить термическое сопротивление снежного покрова и эффективный коэффициент теплопроводности снега. Для этого рассмотрим ряд уравнений. При математическом моделировании на границе снег–грунт задаётся условие равенства потоков тепла [12]:

$$\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial y_s} = \lambda_g \frac{\partial T_g}{\partial y_g},$$

где T – температура снега и грунта; y – переменная по глубине снега и грунта; λ – коэффициент теплопроводности; индексы s и g относятся к снегу и грунту соответственно.

При квазистационарном распределении температуры в снеге и грунте получим:

$$\lambda_s (T_{g0} - T_{s0})/h_s = \lambda_g (T_{g1} - T_{g0})/h_g \text{ или } (T_{g0} - T_{s0})/R_s = (T_{g1} - T_{g0})/R_g,$$

где T_{g0} и T_{s0} – соответственно температура поверхности грунта и снега; T_{g1} – температура грунта на глубине h_g ; R_s и R_g – соответственно термическое

сопротивление снега $R_s = h_s/\lambda_s$ и грунта $R_g = h_g/\lambda_g$; h_s – толщина снежного покрова.

Условие квазистационарного распределения температуры в приповерхностном слое грунта предполагает, что величина градиента температуры у поверхности грунта равна градиенту температуры грунта на глубинах 20 и 40 см:

$$(T_{g1} - T_{g0})/h_g = (T_{g40} - T_{g20})/0,2,$$

где T_{g40} и T_{g20} – температура грунта на глубинах 40 и 20 см, °C.

Зная это, получим следующие зависимости:

$$\begin{aligned} (T_{g0} - T_{s0})/R_s &= (T_{g40} - T_{g20})/R_{g20}; \\ R_s &= (T_{g0} - T_{s0})R_{g20}/(T_{g40} - T_{g20}); \\ \lambda_s &= h_s/R_s, \end{aligned} \quad (1)$$

где $R_{g20} = 0,2/\lambda_g$.

Из формул (1) следует, что для определения термического сопротивления снежного покрова его толщиной можно пренебречь, а для расчёта эффективного коэффициента теплопроводности снега λ_s необходимо принимать во внимание толщину снега. При этом плотность снега, по которой рассчитывается коэффициент теплопроводности во всех формулах, может быть неизвестна. Для оценки термического сопротивления снежного покрова по формуле (1) необходимо знать температуру поверхности снега T_{s0} , которая зависит от многих факторов. Например, зимой происходит выхолаживание поверхности снега, вызванное большими значениями альбедо и низкой температурой воздуха [6]. При этом снег сам излучает тепло в виде длинноволновой радиации, что вызывает выхолаживание его поверхности и образование приземных инверсий температуры, когда самая низкая температура отмечается у поверхности снежного покрова. В работе [6] получены уравнения регрессии, показывающие: а) зависимость разности между температурой поверхности под снегом и температурой поверхности снега от толщины снежного покрова (при $h_s > 5$ см): $T_{g0} - T_{s0} = 2,5513 \ln(h_s - 5) + 1,36689$; б) зависимость разности между температурой поверхности почвы под снегом и температурой воздуха: $T_{g0} - T_a = 2,1671 \ln(h_s - 5) + 0,7679$, где T_a – температура воздуха, °C, h_s – толщина снега, см. Из этих двух соотношений можно получить зависимость разности температуры воздуха и температуры по-

верхности снега от толщины снега: $T_a - T_{s0} = 0,3842 \ln(h_s - 5) + 0,599$. Наши расчёты по этой зависимости показали, что при толщине снега 10, 30 и 50 см температура поверхности снега ниже температуры воздуха на 1,2, 1,8 и 2,1 °С.

Математическое моделирование и граничные условия на поверхности снежного покрова

Для оценки влияния разных факторов на температуру поверхности снега, а также отработки методики определения термического сопротивления снежного покрова и эффективного коэффициента теплопроводности снега по температуре грунта выполнены расчёты по математической модели, представленной в работе [12]. При моделировании распределение температуры в мёрзлом слое горной породы рассчитывали с учётом зависимости её теплоёмкости и теплопроводности от температуры и фазового состава (влажность/льдистость). Движение границ мёрзлого и талого грунта определяли из условия Стефана. Деформацию грунта и миграцию влаги не учитывали. На верхней границе грунта (или снежного покрова) задавали условие теплообмена с атмосферой, а на нижней границе вводили геотермический поток тепла.

На границе контакта снег–грунт принималось граничное условие, задающее равенство температур и потоков тепла. Для численной реализации модели задавались граничные условия на поверхности и подстилающем основании, начальное распределение температуры и влажности в талом грунте, динамика снегонакопления и изменчивость теплофизических параметров снега.

Рассмотрим подробнее граничные условия на поверхности, которые в основном определяют температуру поверхности снега. На поверхности грунта (снежного покрова) при $y = 0$ задаётся условие теплообмена с атмосферой в следующем виде:

$$\lambda_{g(s)} \partial T_{g(s)} / \partial y = Q_{th} + Q_e + Q_r + Q_{sn},$$

где Q_{th} , Q_e , Q_r , Q_{sn} — потоки тепла соответственно за счёт конвективного теплообмена, испарения, эффективного излучения и солнечной радиации.

Потоки тепла рассчитывали по методике, подробно описанной в работе [12]. В модели теплообмен за счёт эффективного излучения опре-

деляли по формуле Н.А. Ефимовой, полученной на основе массовых наблюдений по однотипным приборам на сети станций в разных географических условиях и, по мнению ряда авторов, наиболее пригодной для расчётов эффективного излучения на территории бывшего Советского Союза [16]:

$$Q_r = \varepsilon \sigma T_a^4 (0,254 - 5 \cdot 10^{-5} e_a) (1 - n c_r) + 4 \varepsilon \sigma T_a^3 (T_{g(s),0} - T_a),$$

где ε — излучательная способность поверхности; $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·К⁴) — постоянная Стефана–Больцмана; T_a и $T_{g(s),0}$ — температура воздуха и грунтовой (снежной) поверхности соответственно, К; n — облачность; c_r — постоянная, линейно зависящая от широты местности, равная 0,8 и 0,7 соответственно на широте 70° и 45°; табличные значения упругости водяного пара e_a от температуры аппроксимировали кусочно-линейными функциями.

Коэффициент теплообмена для снега принят по формуле П.П. Кузьмина: $\alpha = 3,4 + 2,2V$, Вт/(м²·К), где V — скорость ветра, м/с [17]. Коэффициент теплообмена для грунта принимали по формуле А.В. Павлова [18]: $\alpha = V^{0,5} (7 + 7,2V^{-2})$, Вт/(м²·К). Коэффициент эффективной теплопроводности снега рассчитывали в зависимости от его плотности по формуле

$$\lambda_s = 9,165 \cdot 10^{-2} - 3,814 \cdot 10^{-4} \rho_s + 2,905 \cdot 10^{-6} \rho_s^2, \text{ Вт/(м·К)}, \quad (2)$$

полученной путём обработки более 20 известных из литературы эмпирических зависимостей [10], где ρ_s — плотность снега, кг/м³.

При модельных расчётах для учёта влияния разброса значений плотности на распределение температуры в снеге и грунте плотность снега задавали как функцию его толщины по формулам

$$\rho_s = 150 h_s + 120, \text{ кг/м}^3, \quad (3)$$

$$\rho_s = 250 h_s + 150, \text{ кг/м}^3, \quad (4)$$

где h_s — толщина снежного покрова, м.

Первая зависимость приблизительно соответствует средним многолетним значениям для ряда северных районов Западной Сибири, в частности, для ГМС Березово (код Всемирной метеорологической организации (ВМО) — 23631). Вторая зависимость с более высокими значениями плотности снега отвечает условиям архипелага Шпицберген, для которого характерны частые оттепели и метелевый перенос снега. Максимальная толщина снега в рас-

чётах принималась равной 60 см с линейным её ростом в течение периода с отрицательными температурами воздуха.

Исходные данные и результаты расчётов

Расчёты проводили для суглинка плотностью 1600 кг/м³ и влажностью 20%. Коэффициенты теплопроводности мёрзлого λ_g и талого λ_{th} суглинка влажностью 20% принимали равными 1,51 и 1,33 Вт/(м·°C) соответственно, а объёмную теплоёмкость $c_g = 2,14 \cdot 10^6$ и $c_{th} = 2,31 \cdot 10^6$ Дж/(м³·°C) [19]. Количество незамёрзшей воды на границе мёрзлой и талой зон суглинка принималось равной 11%, а начальную температуру грунта – 2 °C; солнечная радиация не учитывалась. Температуру выпадающего снега полагали равной температуре воздуха, влажность воздуха – 70%. Фоновые значения скорости ветра принимали равными 4 м/с, а облачности – 0,6. При расчётах задержку времени начала снегонакопления по отношению к моменту установления отрицательных среднесуточных температур воздуха t_{s0} принимали равной пяти суткам. Динамику температуры воздуха задавали синусоидальной зависимостью. При численных экспериментах температуру воздуха повышали на 5–11 °C в течение пяти суток для оценки влияния роста температуры воздуха на квазистационарное распределение температуры в снежном покрове и грунте, а также на точность определения эффективной теплопроводности снега по температуре грунта. Продолжительность периода с отрицательными температурами считали равной 180 сут. Среднюю положительную и отрицательную температуру воздуха принимали равной 10 и –20 °C соответственно. При этом максимальная и минимальная температура воздуха составляла 15,7 и –31,4 °C соответственно.

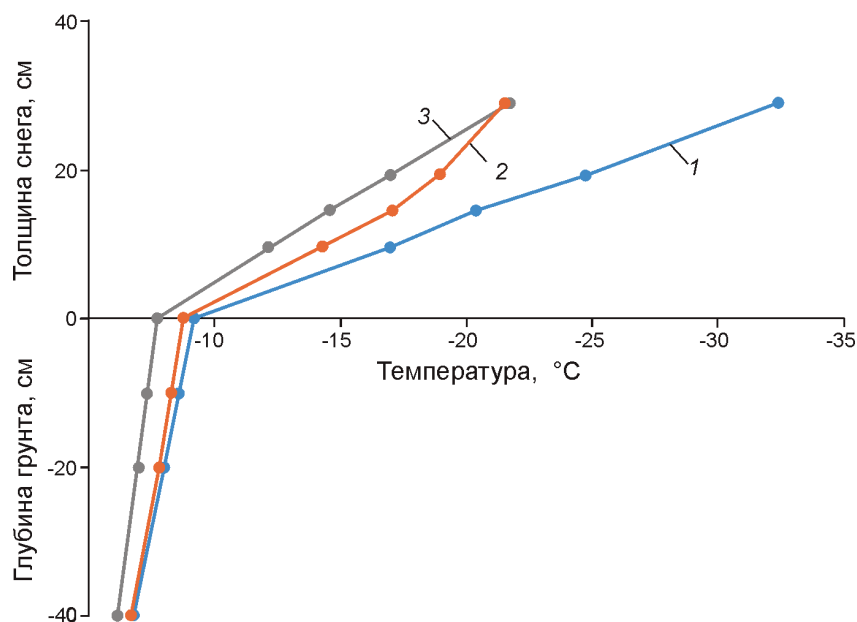
Результаты расчётов показали, что разница температуры воздуха и температуры поверхности снега (при толщине снега больше 5 см) зависит в основном от облачности и в меньшей степени – от скорости ветра и температуры воздуха (табл. 1). При нулевой облачности и температуре воздуха –10 °C температура поверхности снега на 2,7 °C ниже температуры воздуха, тогда как при 100%-й облачности эта разница составляет 0,5 °C. Рост скорости ветра увеличивает теплообмен и незначительно повыша-

Таблица 1. Разность температуры воздуха и температуры поверхности снега (величина $T_a - T_{s0}$) по модельным расчётам при различной облачности, скорости ветра и температуре воздуха

Облачность	0,6	0,6	0	1
Скорость ветра, м/с	4,00	8,00	4,00	4,00
Величина $T_a - T_{s0}$ при температуре воздуха, °C:				
–10	1,3	1,1	2,7	0,5
–20	1,1	0,9	2,4	0,1
–30	0,8	0,6	2,2	0,0
Среднее значение величины $T_a - T_{s0}$ за 180 сут. периода с отрицательными температурами воздуха	1,0	0,8	2,4	0,1

ет температуру поверхности снега – на 0,2 °C. Снижение температуры воздуха на 10 °C влияет приблизительно так же – на 0,2–0,3 °C снижается разность температуры воздуха и температуры поверхности снега. Средняя за холодный период разность температуры воздуха и температуры поверхности снега при облачности 0,6 и скорости ветра 4 м/с составляет 1 °C. Отметим, что чем ниже температура воздуха, тем меньше влияние погрешности в определении температуры поверхности снега на значение R_s .

При численных экспериментах на модели температуру снежного покрова и грунта рассчитывали с шагом 1 см. Результаты расчётов показали, что при небольших колебаниях температуры воздуха – снижении её значений пределах 5% в течение 3–4 сут. – устанавливается квазистационарный режим распределения температуры в снежном покрове и приповерхностном слое грунта (рисунок), что позволяет оценить термическое сопротивление снежного покрова и эффективный коэффициент теплопроводности снега по температуре грунта. При этом рост температуры воздуха вызывает значительное снижение точности определения величин R_s и λ_s (как и при разности температуры грунта на глубинах 20 и 40 см менее 1 °C). Таким образом, при определении величин R_s и λ_s требуется рассматривать периоды с постоянными значениями температуры воздуха или при её понижении; при этом температура грунта на глубинах 20 и 40 см не должна повышаться. Из рисунка видно, что при повышении температуры воздуха T_a от –31 до –20 °C нарушается условие квазистационарности распределения температуры в снежном



Распределение температуры в снежном покрове и в грунте:

1 — при температуре воздуха $T_a = -31$ °C; 2 — на первые сутки после повышения температуры воздуха до $T_a = -20$ °C; 3 — на четвёртые сутки при $T_a = -20$ °C

Temperature distribution in the snow cover and in the ground:

1 — at air temperature $T_a = -31$ °C; 2 — on the first day after the air temperature rises to $T_a = -20$ °C; 3 — on the fourth day at $T_a = -20$ °C

Таблица 2. Коэффициент теплопроводности снега (Вт/(м·К)), рассчитанный по формуле (1) с помощью модельных расчётов и по формуле (2) при разной плотности снега, вычисленной по формулам (3) и (4)

Плотность снега по формуле (4)		Плотность снега по формуле (3)	
формула (1)	формула (2)	формула (1)	формула (2)
Температура поверхности снега равна температуре воздуха (1-й вариант)			
0,135	0,129	0,109	0,100
Температура поверхности снега на 1 °C ниже температуры воздуха (2-й вариант)			
0,127	0,129	0,103	0,100

покрова (кривая 2), которое восстанавливается через 3–4 сут. (кривая 3).

Результаты расчётов величин R_s и λ_s , по температуре грунта по формуле (1) на глубинах 20 и 40 см при толщине снега более 10 см (с учётом указанных ранее требований) и их значения, рассчитанные по формуле (2) с использованием текущих значений толщины снежного покрова и плотности снега, представлены в табл. 2. Плотность снега в расчётах принимали по формулам (3) и (4). При определении величин R_s и λ_s по методике с использованием температуры грунта на глубинах 20 и 40 см — формула (1) — важно определять температуру поверхности снега. Поэтому расчёты по формуле (1) проводили для двух вариантов: 1) температура поверхности снега равна температуре воздуха: $T_{s0} = T_a$; 2) тем-

пература поверхности снега ниже температуры воздуха на 1 °C: $T_{s0} = T_a - 1$ (согласно табл. 1 при облачности 0,6 и скорости ветра 4 м/с). Отметим, что при расчётах определяли температуру поверхности снега, которая в среднем оказывалась на 1 °C ниже температуры воздуха.

Результаты расчётов показали, что при температуре поверхности снега, принятой по первому варианту (совпадает с температурой воздуха), отличие в значениях λ_s , рассчитанных по формуле (1) и формуле (2), составляет 5–9%, тогда как во втором варианте эта разность равна 2–3%. При плотности снега, рассчитанной по формуле (4), температура поверхности грунта под снежным покровом толщиной 30 см и температуре воздуха -30 °C на 2,5 °C ниже, чем при расчётах по формуле (3), при меньших значениях плотности. На глубине 40 см это отличие составит 1,9 °C. При этом разность температуры грунта на глубинах 20 и 40 см составляет 1,45 °C при расчёте по формуле (4) и 1,17 °C для второго варианта и расчёте по формуле (3). Результаты расчётов показали, что при повышении температуры воздуха резко снижается точность оценки величины λ_s . Так, при росте в течение четырёх суток температуры воздуха от -15 до -10 °C и от -31 до -20 °C точность оценки величины λ_s уже с первых суток снижается в 1,5–2 раза. Затем, при дальнейшем понижении температуры воздуха в течение нескольких суток, точность оценок восстанавливается.

Применение предложенной методики с использованием данных метеостанции Якутска

Рассмотрим данные измерений среднесуточной температуры воздуха, толщины снежного покрова на ГМС, а также данные маршрутных снегосъёмов и температуры грунта на ГМС Якутск (ВМО № 24959), которые представлены на сайте meteo.ru. За основу приняты данные измерений за зиму 2009/10 г. С 7 по 21 ноября 2009 г. температура воздуха снижалась от -21 до -35 °С, а внутри грунта температура уменьшилась с $-3,9$ до $-5,9$ °С на глубине 20 см и с $-2,3$ до $-3,8$ °С на глубине 40 см при $h_s = 9 \div 11$ см. Расчёты по формуле (1) показали, что коэффициент теплопроводности изменялся от 0,060 до 0,068 Вт/(м·К) при среднем значении 0,065 Вт/(м·К). При этом на временных промежутках в четверо суток с небольшим изменением средней суточной температуры воздуха от -22 до -25 , от -26 до -29 и от -29 до -32 °С средние значения λ_s составляли 0,064, 0,066 и 0,066 Вт/(м·К) соответственно. При этом среднее значение R_s равно $1,53$ м²·К/Вт при $h_s = 9$ см и $1,68$ м²·К/Вт при $h_s = 11$ см.

Среднее за весь ноябрь значение λ_s составило 0,068 Вт/(м·К) в диапазоне температуры воздуха t_a от -20 до -37 °С и изменении h_s от 8 до 12 см. При этом значение R_s было равно $1,54$ м²·К/Вт. Среднее за декабрь 2009 г. значения $\lambda_s = 0,108$ Вт/(м·К) при изменении t_a от -32 до -41 °С и h_s от 12 до 15 см ($R_s = 1,27$ м²·К/Вт). В январе 2010 г. величина $\lambda_s = 0,114$ Вт/(м·К) при изменении h_s от 15 до 18 см. За 21 день февраля (с 22 февраля 2010 г. данные о температуре грунта на глубине 20 см отсутствуют) значения $\lambda_s = 0,102$ Вт/(м·К), а $R_s = 1,77$ м²·К/Вт при изменении h_s от 18 до 20 см. Если принять, что температура поверхности снега ниже температуры воздуха на 1 °С, то значение λ_s снизится на 4%. Плотность снежного покрова ρ_s составляла в ноябре–декабре 2009 г. $0,12\text{--}0,13$ г/см³, а в январе – феврале 2010 г. – $0,13\text{--}0,14$ г/см³.

Для сравнения рассмотрим зиму 2006/07 г., когда максимальная толщина снежного покрова составляла 51 см, что в 2,4 раза больше этой величины зимой 2009/10 г. При такой разнице в толщине снежного покрова, наряду с плотностью снега, значительно отличались и температурные градиенты в снежной толще. Результаты обработки данных измере-

Таблица 3. Температура воздуха, параметры снежного покрова и средние суточные значения коэффициента теплопроводности λ_s и термического сопротивления снежного покрова R_s , рассчитанные по формулам (1) с использованием данных метеостанции Якутска

Период	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль (до 21.02)
<i>Температура воздуха t_a, °С</i>				
2009/10 г.	$-20 \text{--} -37$	$-32 \text{--} -41$	$-32 \text{--} -45$	$-28 \text{--} -40$
2006/07 г.	$-19 \text{--} -22 / -26 \text{--} -38^*$	$-29 \text{--} -44$	$-19 \text{--} -42$	$-20 \text{--} -42$
<i>Толщина снега h_s, см</i>				
2009/10 г.	8–12	12–15	15–18	18–20
2006/07 г.	9/27	30–35	36–47	46–47
<i>Плотность снега ρ_s, г/см³</i>				
2009/10 г.	0,12	0,13	0,13	0,14
2006/07 г.	0,11/0,13	0,15	0,15	0,16
<i>Коэффициент теплопроводности λ_s, Вт/(м·К)</i>				
2009/10 г.	0,068	0,108	0,114	0,102
2006/07 г.	0,090/0,110	0,134	0,130	0,164
<i>Термическое сопротивление R_s, м²·К/Вт</i>				
2009/10 г.	1,54	1,27	1,38	1,77
2006/07 г.	0,98/2,08	2,33	3,05	2,52

*В числителе – при толщине снежного покрова 9 см (в течение трёх суток); в знаменателе – при толщине снежного покрова 27 см (в течение 14 дней).

ний и расчёты по формуле (1) показали (см. табл. 3) следующее. Если в ноябре 2006 г. при $h_s = 9$ см значения $\lambda_s = 0,09$ Вт/(м·К), что близко к средним значениям за ноябрь–декабрь 2009 г., то при $h_s = 27$ см эти значения выросли до $0,11$ Вт/(м·К). В декабре–январе 2006/07 г. значения толщины снежного покрова выросли более чем вдвое, что уменьшило температурный градиент в снежной толще. При этом значения λ_s составили около $0,13$ Вт/(м·К). Результаты расчёта величин R_s и λ_s приведены в табл. 3.

Для оценки полученных результатов рассмотрим особенности развития снежного покрова в Якутии. В работе Э.Г. Коломыца [20] отмечается, что в районах с суровой, сравнительно малоснежной зимой и крайне неравномерным сезонным ходом выпадения твёрдых осадков, в частности в Якутии, распространён эпигенетический тип формирования и развития снежного покрова. Толщина снега, как правило, не превышает 20–30 см [21], что на фоне преобладания низких температур воздуха обуславливает высокие температурные градиенты в снежной толще

(в середине зимы до 1,5–2 °С/см). При этом снег претерпевает следующие изменения: он остаётся сухим всю зиму и метаморфизуется почти исключительно за счёт сублимационных процессов; границы между слоями в структурной колонке «размываются» и толща становится литологически однородной; к концу зимы в резко континентальных районах снежная толща более чем на три четверти своей мощности сложена средне- и крупнокристаллической глубинной изморозью, которая состоит из полускелетных и скелетных кристаллов, достигающих в поперечнике 3–5 мм. Такие изменения определяют теплофизические свойства снежного покрова, в частности его теплопроводность, которая может существенно различаться даже при одинаковой плотности. Эта особенность связана с различием в качестве контактов между кристаллами льда, что определяет и теплопроводность, и твёрдость снега. В работе [22] приведены зависимости теплопроводности снега от его плотности для различных типов снега. К *очень рыхлому* относят свежий снег, в том числе и свежий, слегка слежавшийся снег, и глубинную изморозь. *Рыхлый снег* соответствует несмёрзшемуся мелкозернистому снегу, свежему метелевому снегу и крупнозернистому (в том числе с очень крупными зёрнами от 2 до 5 мм) снегу с огранёнными кристаллами. *Средний по твёрдости* – это мелкозернистый, частично смёрзшийся снег. Классификация снега по твёрдости представлена в работе [23].

В ноябре 2009/10 г. снежный покров толщиной 8–12 см (см табл. 3) соответствовал очень рыхлому свежему и слегка слежавшемуся снегу с коэффициентом теплопроводности около 0,07 Вт/(м·К). В декабре с ростом толщины снега величина λ_s увеличилась до 0,108, а в январе – до 0,114 Вт/(м·К). Затем в феврале эта величина снизилась до 0,102 Вт/(м·К), что, возможно, вызвано бóльшим развитием глубинной изморози. Полученные значения λ_s соответствуют рыхлому снегу, для которого значение λ_s , рассчитанное по формуле $\lambda_s = 0,4021\rho_s + 0,0674$ (Вт/(м·К)) [22], равно 0,12 Вт/(м·К) при плотности снега 0,13 г/см³. Отличие значений λ_s , рассчитанных по формуле (1) для января и по формуле для рыхлого снега, составляет 5%. Как отмечено в работе [22], к такому снегу относятся, в частности, огранённые кристаллы с крупными зёрнами от 2 до 5 мм, характерные для снежного покро-

ва Якутии в конце зимы [20]. В декабре–январе 2006/07 г. значения λ_s выросли относительно ноября приблизительно на 20% (см. табл. 3), но остались близки к значениям $\lambda_s = 0,13$ Вт/(м·К) для рыхлого снега плотностью 0,15 г/см³. Однако в феврале при толщине снежного покрова до 47 см значения λ_s заняли промежуточное значение между рыхлым и средним по твёрдости снегом, для которого $\lambda_s = 0,3824\rho_s + 0,1362$ (Вт/(м·К)) [22]. Отметим, что значения R_s в табл. 3 получены из осреднения суточных значений. Если исходить из средних значений h_s и λ_s (см. табл. 3), то выясняется, что для ГМС Якутии в феврале 2009/10 г. $R_s = 1,96$, а в феврале 2006/07 г. – 2,87 м²·К/Вт, что на 11–14% больше, чем средние суточные значения.

В работе [9] построена карта термического сопротивления снежного покрова на территории России, рассчитанного по толщине снежного покрова и его плотности. Для Якутска среднее многолетнее значение R_s за период 2001–2010 гг. в марте составило 1,91 м²·К/Вт, а в феврале – 1,80 м²·К/Вт (рассчитано по исходным материалам той же работы), что близко к значению R_s за февраль 2009/10 г. – 1,77 м²·К/Вт (см. табл. 3). В этих расчётах значения R_s , приведённые в табл. 3, выведены на основе значений температуры воздуха и грунта на разных глубинах. Получено хорошее совпадение значений эффективного коэффициента теплопроводности снега, рассчитанного по температуре грунта, температуре воздуха и толщине снежного покрова (см. табл. 3) с расчётами λ_s по формулам из работы [22] в зависимости от плотности и твёрдости снега, что показывает работоспособность предложенной методики определения термического сопротивления снежного покрова и эффективного коэффициента теплопроводности снега.

Для сравнения *рассчитаем коэффициент теплопроводности* снега по разным формулам. Коэффициент теплопроводности снега, рассчитанный по формуле (2) при плотности снега 0,15 г/см³, равен 0,100 Вт/(м·К). Значение λ_s , рассчитанное по формулам Р.А. Чернова для глубинной изморози [24] ($\lambda_{dhl} = 0,636\rho_s - 0,023$) и для зернистого снега [10] ($\lambda_{gs1} = 0,9455\rho_s - 0,0034$) при плотности снега 0,15 г/см³, равно 0,072 и 0,138 Вт/(м·К) соответственно. Коэффициент теплопроводности глубинной изморози по формуле М. Штурма [11] – $\lambda_{st} = \lambda_{fs} + 51,8/((t_s - 27,8)^2 + 211,2)$, где температура снега $t_s = 0 \div -40$ °С, а теплопроводность снега без

учёта диффузии водяного пара $\lambda_{fs} = 0,06$ Вт/(м·К) не зависит от плотности снега и составляет 0,075 и 0,092 Вт/(м·К) при температуре снега -30 и -10 °С соответственно. Причём коэффициент теплопроводности зернистого снега λ_{gs} , приведённый в этой же работе ($\lambda_{gs} = 0,023 + 0,234\rho_s$, при $\rho_s < 0,156$ г/см³), при плотности снега $\rho_s = 0,15$ г/см³ равен $\lambda_{gs} = 0,058$ Вт/(м·К), что ниже, чем для глубинной изморози.

При отсутствии данных о стратиграфии снежного покрова возникает проблема выбора формулы для расчёта коэффициента теплопроводности снега. Причём, при наличии слоя глубинной изморози необходимо знать его толщину, которая меняется в течение зимнего периода. Использование предложенной методики не требует знания ни стратиграфии, ни плотности, ни твёрдости; необходима только толщина снега для определения коэффициента теплопроводности, а для термического сопротивления снежного покрова и толщина снега не нужна.

Оценим значения R_s и λ_s для ГМС Березово в Ханты-Мансийском автономном округе (индекс ВМО 23631, координаты: $63^{\circ}56'17''$ с.ш., $65^{\circ}02'30''$ в.д.) с максимальной толщиной снега зимой 2009/10 г. 71 см при максимальной его плотности 0,29 г/см³. Для этого района характерен сингенетический тип развития снежной толщи [20]. Средняя декадная толщина снежного покрова (до 1950-х годов) — 50–70 см [21]. При этом средняя за период с 1966 по 2000 г. максимальная толщина снежного покрова составляла 71 см, с 2001 по 2010 г. она увеличилась до 78 см [25], а с 2006 по 2010 гг. достигла 81 см. Отметим, что максимальная толщина снежного покрова в отдельные годы превышала 100 см. При такой толщине снежного покрова устанавливается сравнительно низкий температурный градиент со слабой температурной перекристаллизацией снежной толщи и превращением первичных идиоморфных кристаллов в округлые зёрна разных размеров. Такой тип снега характеризуется средней твёрдостью.

Температура грунта на глубине 40 см в зимы 2006–2010 гг., как правило, не опускалась ниже -1 °С, а разность температуры грунта на глубинах 20 и 40 см более 1 °С наблюдалась только в первой декаде февраля 2010 г. При этом температура воздуха составляла -27 — -38 °С при толщине снега 53 см и его плотности 0,17 г/см³. Среднее значение коэффициента теплопрово-

дности, рассчитанное по формуле (1), составило $\lambda_s = 0,188$ Вт/(м·К). Средние суточные значения $R_s = 2,83$ м²·К/Вт, что практически совпадает со значением $R_s = 2,82$ м²·К/Вт, рассчитанным для средних значений λ_s и h_s . Значение коэффициента теплопроводности снега приблизительно соответствует среднему по твёрдости снегу, для которого $\lambda_s = 0,3824\rho_s + 0,1362$, Вт/(м·К) [22]. При плотности снега 0,17 г/см³ получим $\lambda_s = 0,201$ Вт/(м·К), что отличается на 7% от значений, рассчитанных по формуле (1).

Заключение

Климатические изменения воздействуют на термическую устойчивость многолетнемёрзлых грунтов. Для оценки этих изменений необходимо учитывать ряд параметров снежного покрова и его теплофизические характеристики, поскольку температурный режим приповерхностного слоя многолетней мерзлоты в значительной степени зависит от состояния снежного покрова.

Для районов Арктической зоны Российской Федерации с отрицательными температурами грунта предложена методика определения термического сопротивления снежного покрова и эффективного коэффициента теплопроводности снега по температуре грунта. При заданной температуре воздуха различия в температурном режиме грунта будут зависеть от термического сопротивления снежного покрова и его составляющей — эффективного коэффициента теплопроводности снега. По данным измерений температуры грунта на глубинах 20 и 40 см на сети ГМС можно оценить тепловой поток от грунта в снежный покров и при известной температуре воздуха и толщине снежного покрова рассчитать термическое сопротивление снежного покрова и эффективный коэффициент теплопроводности снега. Заметим, что полученное значение коэффициента теплопроводности снега учитывает все особенности развития снежной толщи к моменту проведения измерений.

Для отработки методики определения термического сопротивления снежного покрова и эффективного коэффициента теплопроводности снега были выполнены численные эксперименты по математической модели, которые позволили установить условия применимости разра-

ботанной методики (квазистационарный режим температуры снежного покрова и приповерхностного слоя грунта) и зависимость температуры поверхности снега от температуры воздуха при разной облачности и скорости ветра.

Применение разработанной методики для условий ГМС Якутска с известным типом развития снежной толщи подтвердили её эффективность. Так, отличие значений коэффициента теплопроводности снега, рассчитанного по предложенной методике (для снежного покрова Якутии, сложенного в основном из полускелетных и скелетных кристаллов глубинной изморози, достигающих в поперечнике 3–5 мм) и по формуле для рыхлого снега (полученной для ограненных кристаллов с крупными зёрнами размером до 5 мм), составило около 5%. Поэтому

значения термического сопротивления снежного покрова, рассчитанные по предложенной методике, будут адекватно отображать теплозащитные характеристики снежного покрова.

Благодарности. Математическое моделирование и численные эксперименты проводилось в рамках темы Государственного задания № 0148-2019-0004; обработка архивных материалов и их анализ — при поддержке гранта РФФИ № 18-05-60067.

Acknowledgments. The mathematical modeling and numerical experiments carried out according to the framework of fundamental scientific studies within the project reg. № 0148-2019-0004, processing of experimental data and their analysis supported by the RFBR, grant № 18-05-60067.

Литература

1. Анисимов О.А., Ю.А. Анохин, С.А. Лавров, Г.В. Малкова, А.В. Павлов, В.Е. Романовский, Д.А. Стрелецкий, А.Л. Холодов и Н.И. Шикломанов. Континентальная многолетняя мерзлота // Методы изучения последствий изменений климата для природных систем. Ред. С.М. Семенов. М. изд ВНИИГМИ, 2012. С. 268–328.
2. Анисимов О.А., Стрелецкий Д.А. Геокриологические риски при таянии многолетнемерзлых грунтов. // Арктика XXI век. Естественные науки. 2015. № 2 (3). С. 60–74.
3. Гребенец В.И., Ухова Ю.А. Снижение геотехнической надежности при ухудшении мерзлотных условий оснований. // Основания, фундаменты и механика грунтов. 2008. № 5. С. 24–28.
4. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. М.: изд. Росгидромета, 2014. 58 с.
5. Павлов А. В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: «Гео», 2008. 229 с.
6. Шерстюков А.Б., Анисимов О.А. Оценка влияния снежного покрова на температуру поверхности почвы по данным наблюдений // Метеорология и гидрология. 2018. № 2. С. 17–25.
7. 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.
8. Сосновский А.В., Осокин Н.И. Влияние оттепелей на снежный покров и промерзание грунта при современных изменениях климата // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 4. С. 475–482. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-433>.
9. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние термического сопротивления снежного покрова на устойчивость многолетнемерзлых пород // Криосфера

References

1. Anisimov O.A., Anokhin A., Lavrov S.A., Malkova G.V., Pavlov A.V., Romanovskiy V.E., Streletskiy D.A., Kholodov A.L., Shiklomanov N.I. Continental multiyear permafrost. *Metody izucheniya posledstviy izmeneniy klimata dlya prirodnikh system*. Methods of study the sequences of climate changes for nature systems. Ed. S.M. Semenov. Moscow: VNIIGMI, 2012: 268–328. [In Russian].
2. Anisimov O.A., Streletsky D.A. Geocryological risks in the melting of permafrost soils. *Arktika XXI vek. Estestvennye nauki*. Arctic twenty-first century. Natural Sciences, 2015, 2 (3): 60–74. [In Russian].
3. Grebenets V.I., Ukhova Yu.A. Reduction of geotechnical reliability in the deterioration of permafrost conditions of the bases. *Osnovaniya, fundamente i mekhanika gruntov*. The bases, foundations and soil mechanics. 2008, 5: 24–28. [In Russian].
4. Vtoroj ocenochnyj doklad Rosgidrometa ob izmeneniyah klimata i ih posledstviyah na territorii Rossijskoj Federacii. *Obshchee rezюме*. The Second Roshydromet Assessment Report on Climate Change and its Consequences in the Russian Federation. General Summary. Moscow: Roshydromet, 2014: 58. p. [In Russian].
5. Pavlov A.V. *Monitoring kriolitozony*. Monitoring of cryolithozone. Novosibirsk: Geo, 2008: 229 p. [In Russian].
6. Sherstyukov A.B., Anisimov O.A. Assessment of the snow cover effect on soil surface temperature from observational data Russian. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2018, 2: 17–25. [In Russian].
7. 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.
8. Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Effect of thaws on snow cover and soil freezing under the contemporary climate change. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (4): 475–482. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-433>. [In Russian].
9. 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].

- Земли. 2016. Т. XX. № 3. С. 105–112. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-3(105-112).
10. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Коэффициент теплопроводности снега его изменчивость // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 60–68. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-3(60-68). [In Russian].
 11. Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 143. P. 26–41.
 12. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 99–105.
 13. Шерстюков А. Б. Массив суточных данных о температуре почвогрунтов на глубинах до 320 см по метеорологическим станциям Российской Федерации // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2012. Вып. 176. С. 233–256.
 14. Сальва А.М. Инженерно-геологические особенности грунтов участка трассы магистрального водовода в Центральной Якутии // Арктика и Антарктика. 2020. № 1. С. 119–131. doi: 10.7256/2453-8922.2020.1.32055
 15. Заболотник С.И., Заболотник П.С. Условия сезонного протаивания и промерзания грунтов в южной Якутии // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 1. С. 23–30.
 16. Кириллова Т.В. Радиационный режим озер и водохранилищ. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 254 с.
 17. Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 346 с.
 18. Павлов А.В. Расчет и регулирование мерзлотного режима почвы. Новосибирск: Наука, 1980. 240 с.
 19. СНиП 2.02.04–88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. Минстрой России. М.: ГУП ЦПП, 1997. 52 с.
 20. Коломыц Э.Г. Теория эволюции в структурном снеговедении. М.: «ГЕОС», 2013. 435 с.
 21. Рихтер Г.Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 171 с.
 22. Котляков В.М., Сосновский А.В., Осокин Н.И. Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твердости на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 343–352. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-343-352.
 23. 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 № 83; IACS Contribution № 1). Paris: UNESCO–IHP. 2009. 80 p.
 24. Чернов Р.А. Экспериментальное определение эффективной теплопроводности глубинной изморози // Лёд и Снег. 2013. № 3 (53). С. 71–77.
 25. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственная и временная изменчивость толщины и плотности снежного покрова на территории России // Лёд и Снег. 2014. № 4 (54). С. 72–80. doi:10.15356/2076-6734-2014-4-72-80.
 10. 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].
 11. Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow. *Journ. of Glaciology*. 1997, 43 (143): 26–41.
 12. Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. Influence of temperature and dynamics of snow cover on the ground freezing. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2015, XIX (1): 99–105. [In Russian].
 13. Sherstyukov A.B. Array of daily data on the temperature of soils at depths up to 320 cm for meteorological stations of the Russian Federation. *Trudy VNIIG- MI-MCD*. Proceedings of VNIIG-MI-MCD. 2012, 176: 233–256. [In Russian].
 14. Salva A.M. Engineering-geological features of the soils of the section of the highway of the main water pipeline in Central Yakutia. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2020, 1: 119–131. doi: 10.7256/2453-8922.2020.1.32055. [In Russian].
 15. Zabolotnik S.I., Zabolotnik P.S. Conditions of ground seasonal thawing and freezing in south Yakutia. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2014, XVIII (1): 23–30. [In Russian].
 16. Kirillova T. V. *Radiacionnyy rezhim ozer i vodohranilishch*. Radiation regime of lakes and reservoirs. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1970: 254 p. [In Russian].
 17. Kuzmin P.P. *Process tayaniya snezhnogo pokrova*. The. process of snow cover melting. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1961: 346 p. [In Russian].
 18. Pavlov A.V. *Raschet i regulirovanie merzlotnogo rezhima pochvy*. Calculation and regulation of the permafrost regime of the soil. Novosibirsk: Nauka, 1980: 240 p. [In Russian].
 19. Building Code. SNiP 2.02.04–88. *Osnovaniya i fundamenti na vechnomerzlykh gruntah*. Basements and Foundations in Permafrost. GUP TCPP. Moscow, 1997: 52 p. [In Russian].
 20. Kolomyts E.G. *Teoriya evolyucii v strukturnom snegovedenii*. Theory of evolution in snow structural science. Moscow: GEOS, 2013: 435 p.
 21. Richter G. D. *Rol' snezhnogo pokrova v fiziko-geograficheskom processe*. The role of snow cover in the physical and geographical process. Moscow-Leningrad: Russian Academy of Sciences, 1948: 171 p. [In Russian].
 22. 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. doi: https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-343-352. [In Russian].
 23. 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 № 83; IACS Contribution № 1). Paris: UNESCO–IHP. 2009: 80 p.
 24. Chernov R.A. Experimental determination of the effective thermal conductivity of deep frost. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (3): 71–77. [In Russian].
 25. Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Spatial and temporal variability of depth and density of the snow cover in Russia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 4 (54): 72–80. doi:10.15356/2076-6734-2014-4-72-80. [In Russian].