

## ОЦЕНКА ТЕРМИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ЗАПАДНОМ ШПИЦБЕРГЕНЕ

© 2024 г. Н. И. Осокин, А. В. Сосновский\*

*Институт географии РАН, Москва, Россия*

*\*e-mail: alexandr\_sosnovskiy@mail.ru*

Поступила 03.05.2024 г.

После доработки 04.06.2024 г.

Принята к печати 08.07.2024 г.

Рассчитано термическое сопротивление снежного покрова и коэффициент теплопроводности снега в районе метеостанции Баренцбург (архипелаг Шпицберген) на основе данных по температуре грунта и метеорологических условий. На основе математического моделирования дана оценка влияния колебаний температуры воздуха на температурный градиент в снежном покрове.

**Ключевые слова:** снежный покров, грунт, температура, коэффициент теплопроводности, тепловое сопротивление, моделирование, Шпицберген

DOI: 10.31857/S2076673424030086, EDN: INOIF

### ВВЕДЕНИЕ

Одно из негативных последствий современного изменения климата — деградация многолетней мерзлоты, которая отрицательно влияет на инфраструктуру территорий её распространения (Анисимов, Стрелецкий, 2015: Доклад..., 2017; Suter et al., 2019; Hjort et al., 2022). В работе (Второй..., 2014) 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 — защитная оболочка деятельного слоя земной поверхности в период с отрицательными температурами воздуха. Он является важным фактором, в значительной мере определяющим термический режим грунта в холодное время года (Stieglitz et al., 2003; Павлов, 2008; Jan, Painter, 2020). В работе (Скачков, 2008) отмечается, что на юге Якутии сохранилась высокая термическая устойчивость многолетнемёрзлых пород, несмотря на сильное потепление климата. Это объясняется большой изменчивостью толщины снега и его доминирующей ролью в формировании среднегодовых температур грунтов. Исследования показали, что в Сибири на температуру почвогрунтов преобладающее влияние (по сравнению с колебаниями температуры воздуха) оказывает высота

снежного покрова (Шерстюков, 2008). В работе (Варламов и др., 2023) показано, что основным регулирующим фактором термического состояния верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии являются короткопериодные колебания режима снегонакопления. Повышение температуры воздуха не всегда приводит к росту температуры грунта, так как часто компенсируется снижением термического сопротивления снежного покрова (Осокин, Сосновский, 2016). Установлено, что повышение среднегодовой температуры воздуха в ряде районов может сопровождаться понижением температуры грунтов. Это объясняется уменьшением максимальной высоты снежного покрова или замедленным его ростом в первой половине зимы (Павлов, 2008). Численные эксперименты показали, что только за счёт изменчивости теплофизических параметров снежного покрова расчётная глубина промерзания грунтов может отличаться в несколько раз (Осокин и др., 1999).

При этом теплозащитная роль снежного покрова зависит как от его толщины, так и теплофизических свойств снега и стратиграфии снежной толщи. Комплексным параметром, определяющим теплозащитные свойства снежного покрова, является его термическое сопротивление —  $R_s$ , равное отношению толщины снега к его коэффициенту теплопроводности. Термическое сопротивление снежного покрова, наряду с температурой воздуха, определяет температурный режим промерзающего основания. При этом термическое сопротивление

снежного покрова оказывает на промерзание грунта влияние, сравнимое с влиянием средней температуры холодного периода (Осокин и др., 2016).

Оценка термического сопротивления снежного покрова – это сложная задача, так как зависит от термического сопротивления его слоёв и равно их сумме (Осокин и др., 2013).

В целом неучёт стратиграфии снежного покрова при расчёте термического сопротивления, и в частности наличие слоев глубинной изморози, может уменьшить значение последнего более чем в полтора раза (Осокин и др., 2013). Таким образом, игнорирование стратиграфии снежного покрова может привести к занижению его термического сопротивления, что увеличит расчётное выхолаживание грунта в холодный период. Реально же промерзание будет меньше, и можно пропустить момент опасного снижения прочности грунта и начала деградации многолетней мерзлоты.

Для определения термического сопротивления каждого слоя следует знать его толщину и коэффициент теплопроводности, который зависит от плотности и структуры снега. Для определения коэффициента теплопроводности снега существуют разные методы (Riche, Schneebeli, 2013). Наиболее часто измеряют тепловой поток в слое снега и температурный перепад и по их отношению рассчитывают коэффициент теплопроводности (Чернов, 2013). При известной динамике температуры снега для определения коэффициента теплопроводности снега может быть использовано уравнение теплопроводности (Осокин, Сосновский, 2014). Теплопроводность снега, как и его твёрдость, зависят от характеристик контактов между кристаллами льда. Поэтому в случае известной твёрдости и плотности снега для определения коэффициента теплопроводности можно применять соответствующие эмпирические зависимости (Котляков и др., 2018).

Таким образом, для оценки термического сопротивления снежной толщи и среднего значения коэффициента теплопроводности снега необходимы трудоёмкие исследования стратиграфии снежного покрова и определение коэффициента теплопроводности его слоёв. При этом следует учесть, что развитие снежной толщи с разной интенсивностью происходит в течение всего холодного периода и выражается в метаморфизме 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 (Sturm et al., 1997; Calonne et al., 2011). Обзор наиболее известных зависимостей коэффициента теплопроводности от плотности снега представлен в работе (Осокин и др., 1999).

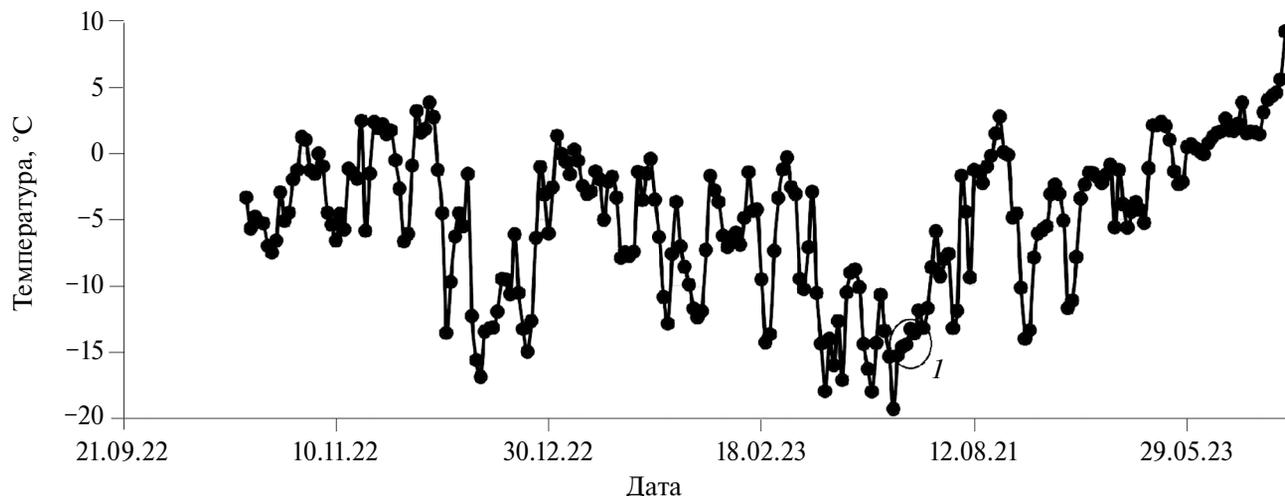
При наличии снежного покрова интенсивность охлаждения грунта определяется тепловым потоком через снежный покров. При этом на границе снежного покрова и грунта соблюдается равенство потоков тепла через снег и приповерхностный слой грунта. Это условие обычно задаётся при моделировании теплообмена в системе снежный покров – грунт. 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 оценить эффективный коэффициент теплопроводности снежной толщи, который будет учитывать все особенности развития снежной толщи на момент измерений. Такой подход был использован при разработке методики определения термического сопротивления снежного покрова и оценки коэффициента теплопроводности снега по температуре промерзающего грунта (Котляков, Сосновский, 2021). При устойчивой отрицательной температуре воздуха, в частности в условиях Российской Арктики, он показал хорошие результаты. Это позволило установить термическое сопротивление снежного покрова в условиях Якутска, оценить коэффициент теплопроводности снега с ноября по февраль в годы с разной толщиной снежного покрова и сравнить с известным метаморфизмом снежного покрова для этого района (Коломыц, 2013).

В условиях Западного Шпицбергена, в отличие от большей части Российской Арктики, наблюдаются резкие межсуточные колебания температуры воздуха и есть немного временных периодов с относительно устойчивой отрицательной температурой воздуха. Цель работы – оценить термическое сопротивление снежного покрова и коэффициент теплопроводности снега по температуре приповерхностного слоя грунта в условиях Западного Шпицбергена.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

**Температура воздуха.** Рассмотрим метеорологические условия в холодный период 2022/23 г. и в период таяния снежного покрова весной 2023 г. Температура воздуха и толщина снега на метеостанциях Западного Шпицбергена приведены на сайте (<http://gr5.ru/>). На рис. 1 представлена температура воздуха на метеостанции Баренцбург за период с октября 2022 г. по июнь 2023 г.

Начало периода с отрицательными температурами приходится на середину октября 2022 г. (с 14.10.2022 г.) и заканчивается в конце мая (29.05.2023 г.). При этом на протяжении всего холодного периода наблюдаются оттепели и температура воздуха неустойчива. Относительно устойчивая температура воздуха ниже  $-10^{\circ}\text{C}$  приходится на период



**Рис. 1.** Средняя суточная температура воздуха на метеостанции Баренцбург за период с октября 2022 г. по июнь 2023 г.; 1 – период, выбранный для анализа

**Fig. 1.** Average daily air temperature at the Barentsburg weather station for the period from October 2022 to June 2023; 1 – period selected for analysis

с 23 по 26 марта (область 1 на рис. 1). Измерения температуры на метеостанции производится 8 раз в сутки с интервалом 3 часа. Средняя суточная температура воздуха за этот период составляла  $14.0^{\circ}\text{C}$ , при средних суточных значениях  $-14.6$ ;  $-14.5$ ;  $-13.4$  и  $-13.6^{\circ}\text{C}$  с 23 по 26 марта. Стандартное отклонение за весь рассмотренный период составило  $0.978^{\circ}\text{C}$  при коэффициенте вариации 7.1%.

**Температура грунта.** Для получения температурного профиля в грунте на разной высоте над уровнем моря (НУМ) в сентябре 2022 г. были установлены и сняты в сентябре 2023 г. термохроны, в точках: т. 1 расположена в 100 м на юго-запад от метеоплощадки (на высоте 70 м НУМ); т. 2 – около края первой террасы на высоте 100 м НУМ на юг от т. 1 на расстоянии 300 м; т. 3 – на склоне г. Улаф (400 м НУМ). Места расположения термохрон представлены на рис. 2. Точки расположены вдоль многолетнего маршрута проведения измерений в районе пос. Баренцбург. Температуру грунта измеряли температурными логгерами iButtons DS1922L/DS1922T. Термохроны были установлены на глубинах 0, 10, 30, 50 и 70 см. Интервал измерения температуры грунта составлял 2 часа. Характеристики температуры грунта за период 23–26 марта 2023 г. приведены в таблице.

Уравнение линейной регрессии температуры грунта  $T$  на глубине  $h = 0...30$  см имеет следующий вид  $T = 0.0197h - 5.566$  при коэффициенте детерминации  $R^2 = 0.999$ . Оценки показали, что при значениях  $R^2 \geq 0.999$  температурный профиль на глубине 0–30 см можно считать квазилинейным. Отличие температурного градиента на глубине 0–30 см от линейного профиля не превышает 5%.

**Толщина снега.** Для оценки толщины снега в табл. 1 рассмотрим динамику толщины снега на метеостанции Баренцбург в период таяния снежного покрова весной 2023 г. На момент наступления положительных температур воздуха 21.05.2023 толщина снега на метеостанции, расположенной в 100 м от точки 1 составляла 157 см. При этом наибольшая толщина снежного покрова в течение нескольких зимних дней составляла 163 см. Положительная температура поверхности грунта в т. 1, когда весь снег растаял, приходится на 09.06.2023. К этому моменту толщина снега на метеостанции составляла 56 см. Таким образом, предполагая, что интенсивность таяния на метеостанции и в т. 1 отличается незначительно (в отличие от снегонакопления), получим, что к 9 июня на метеостанции растаял 101 см снега, поэтому на момент начала таяния толщина снега в т. 1 составляла 101 см, а максимальная толщина снежного покрова в этой точке достигала 107 см. Предполагая, что динамика снегонакопления – отношение толщины снежного покрова к его максимальному значению на метеостанции и в т. 1 одинакова, получим, что толщина снега в т. 1 будет составлять  $107/163 = 66\%$  от толщины снега на метеостанции.

**Методика оценки термического сопротивления снежного покрова.** Методика оценки термического сопротивления снежного покрова по температурному профилю в приповерхностном слое грунта и температуре воздуха представлена в работе (Котляков, Сосновский, 2021). В её основе лежит равенство потоков тепла в снегу и приповерхностном слое грунта при квазистационарном профиле температур в этих средах.

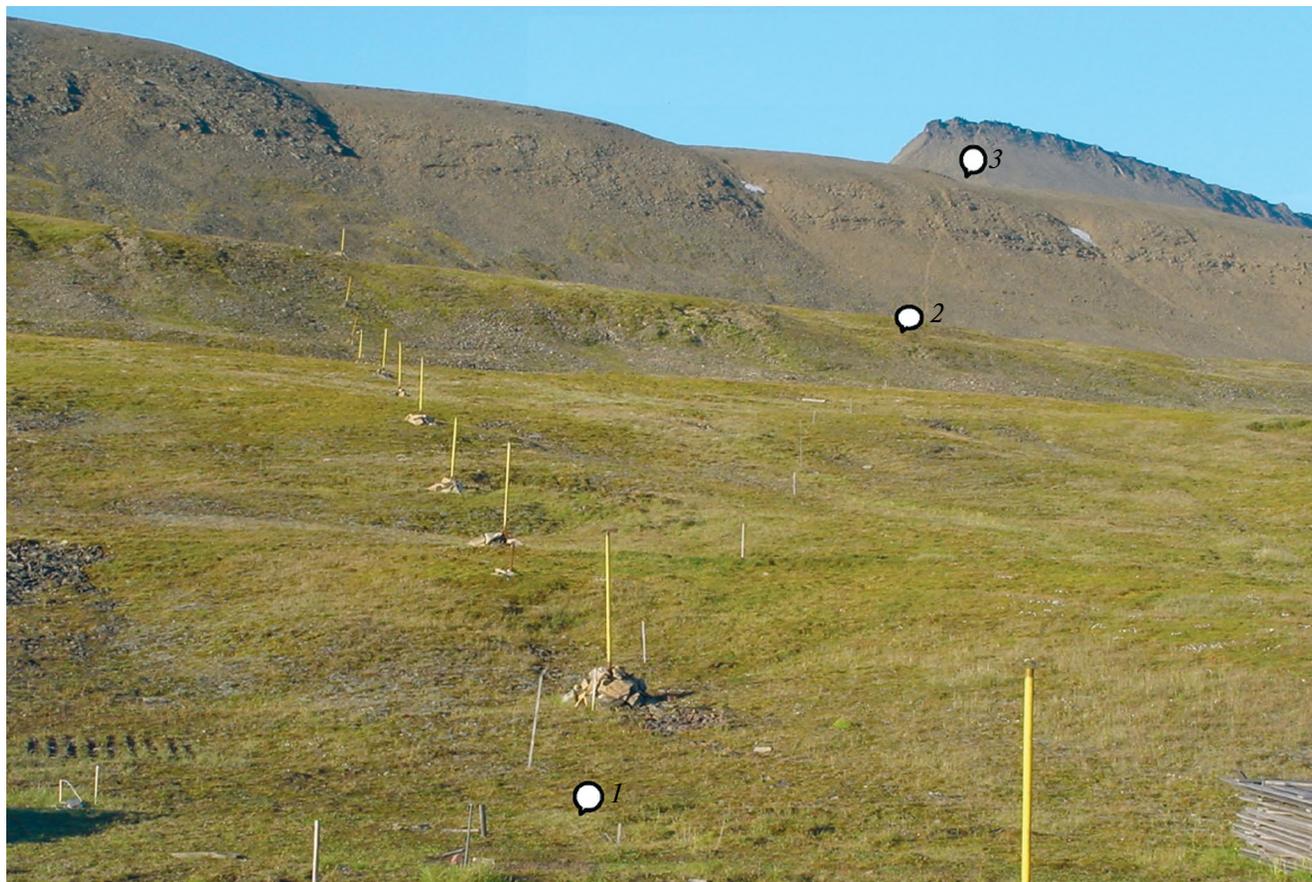


Рис. 2. Места расположения термохрон в точках 1, 2 и 3

Fig. 2. Locations of thermochrons at points 1, 2 and 3

Таблица 1. Характеристики температуры грунта в точке 1 за период 23–26 марта 2023 г.

Глубина, см	0	10	30	50	70
Средние значения температуры грунта, °С	−5.56	−5.38	−4.97	−4.63	−4.36
Стандартное отклонение, °С	0.044	0.046	0.041	0.048	0.043
Коэффициент вариации, %	0.78	0.86	0.82	1.04	0.99

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 0–30 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 0–30 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.

При математическом моделировании на границе снег–грунт задаётся условие равенства потоков тепла:

$$\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z_s} = \lambda_g \frac{\partial T_g}{\partial z_g},$$

где  $T$  – температура снега и грунта;  $z$  – переменная по глубине снега и грунта;  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности; индексы  $s$  и  $g$  относятся к снегу и грунту соответственно.

При квазистационарном распределении температуры в снеге и грунте получим:

$$(T_{g0} - T_{s0}) / R_s = (T_{g1} - T_{g0}) / R_g,$$

где  $T_{g0}$  и  $T_{s0}$  — соответственно температура поверхности грунта и поверхности 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  $R_g = h_g / \lambda_g$ .

Условие квазистационарного распределения температуры в приповерхностном слое грунта предполагает, что градиент температуры у поверхности грунта равен градиенту температуры грунта на глубине 0...30 см. Поэтому тепловой поток в снежном покрове будет равен тепловому потоку в грунте на глубине 0...30 см. В результате получим следующие зависимости:

$$R_s = R_{g30} (T_{g0} - T_{s0}) / (T_{g30} - T_{g0}); \quad (1)$$

$$\lambda_s = h_s / R_s, \quad (2)$$

где  $R_{g30} = 0.3 / \lambda_g$  — термическое сопротивление слоя грунта толщиной 0.3 м.

Из формулы (1) следует, что для определения термического сопротивления снежного покрова его толщиной можно пренебречь, а для расчёта эффективного коэффициента теплопроводности снега по формуле (2) необходимо принимать во внимание толщину снега.

При применении этой методики температура воздуха должна быть ниже  $-10...-15$  °С, чтобы погрешность оценки температуры поверхности снега меньше влияла на итоговый результат. При использовании данных по температуре грунта, измеренной на метеостанциях, модуль разности температуры грунта на глубинах 20 и 40 см (глубины, на которых измеряется температура грунта на метеостанциях) должен быть больше 1 °С. Это обусловлено необходимостью уменьшения погрешности при расчётах, так как измерение температуры грунта на метеостанциях производится с указанием десятичных значений. При измерениях с помощью термохрон запись производится фактически с тремя знаками после запятой (десятичные значения равны 0 или 5) при заданной погрешности измерений 0.0625 °С. Поэтому ограничения по разнице значений температуры грунта на глубинах 0 и 30 см могут быть меньше.

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 разработанной методики (квазистационарный режим температуры снежного покрова и приповерхностного слоя грунта) и зависимость температуры поверхности снега

от температуры воздуха при разной облачности и скорости ветра (Котляков, Сосновский, 2021). В зимний период температура поверхности снега приблизительно на один градус ниже температуры воздуха, что обусловлено охлаждающим действием длинноволнового излучения снежного покрова.

**Особенности применения методики для условий Западного Шпицбергена.** Применение рассмотренной методики определения термического сопротивления снежного покрова основано на квазистационарном температурном режиме в снежном покрове и в приповерхностной части грунта. Такой режим достигается при устойчивой отрицательной температуре воздуха в течение нескольких суток. При толщине снежного покрова 30 см для этого достаточно 4 суток (Котляков, Сосновский, 2021). Значительные колебания температуры воздуха в этот период могут нарушить квазистационарный режим как в снежном покрове, так и в грунте. Известно, что суточные колебания температуры снежного покрова могут ощущаться на глубине до 50–60 см, но чаще всего на глубине 25–30 см (Павлов, 1984). По данным П.П. Кузьмина (Кузьмин, 1957) суточные колебания температуры воздуха в сухом свежем снеге затухают на глубине 30–40 см, в снеге плотностью 300 кг/м<sup>3</sup> они проникают в глубину до полуметра.

Поэтому при толщине снежного покрова более полуметра небольшие колебания температуры воздуха не могут нарушить установившейся квазистационарный режим в приповерхностной части грунта, так как суточные колебания температуры воздуха не достигают поверхности грунта. При этом при небольших межсуточных и внутрисуточных колебаниях температуры поверхности снега (колебания температуры воздуха) можно принять среднюю температуру поверхности снежного покрова, что незначительно повлияет на температурный градиент в снежном покрове. Для оценки такого влияния колебаний температуры воздуха на температуру поверхности снега и температурный градиент в снежном покрове выполним математическое моделирование и проведём численные эксперименты.

Распределение температуры в снежном покрове в рамках одномерной модели рассчитывалось по уравнению Фурье с источником тепла  $F(z, \tau)$ , который зависит от проникающей солнечной радиации, и изменения плотности водяного пара за счёт сублимации–конденсации. В результате преобразований были получены уравнения (Осокин и др., 2004).

$$A \frac{\partial T_s}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) + F(z, \tau) \quad (3),$$

где, коэффициент  $A = \rho_s c + L_e \frac{\partial e}{\partial T_s}$  учитывает влияние сублимации–конденсации пара на температуру снега, а коэффициент  $\lambda_s = \lambda_k + L_e D \frac{\partial e}{\partial T_s}$  представляет собой эффективный коэффициент теплопроводности как сумму кондуктивной и конвективной (за счёт диффузии водяного пара) составляющей.

Принятые обозначения:  $T_s$  – температура снега, К;  $z$  – координата по глубине снежной толщи,  $\tau$  – время,  $\rho_s$  – плотность снега,  $c$  – удельная теплоёмкость,  $\lambda_k$  – кондуктивная составляющая эффективного коэффициента теплопроводности –  $\lambda_s$ ,  $L_e$  – удельная теплота испарения;  $D$  – коэффициент диффузии водяного пара,  $e$  – насыщающая плотность водяного пара (аппроксимация табличных значений от температуры воздуха).

Для расчётов за период с 23 по 26 марта 2023 г. принимались следующие параметры, полученные в ходе измерений и по данным метеостанции Баренцбург: средняя температура воздуха  $-14$  °С, средняя скорость ветра 4.5 м/с, солнечная радиация 29 Вт/м<sup>2</sup>, средняя облачность 79%, толщина снега 100 см, плотность снега 300 кг/м<sup>3</sup>, средний коэффициент теплопроводности снега рассчитывался по формуле работы (Осокин и др., 1999). Альbedo снежной поверхности принималось для

мелкокристаллического переметённого сухого снега равным 0.7 (Гляциологический словарь, 1984). Межсуточные колебания температуры воздуха приняты равными четырём стандартным отклонениям  $\pm 2$  °С. Начальное распределение температуры снега принято по линейному закону с температурой  $-5$  °С на нижнем основании и  $-15$  °С на поверхности снега. Шаг по толщине снега принят равным 1 см, а по времени – 1 час.

Расчёты по уравнению (3) показали, что на 3-е сутки линейная регрессия температуры снега  $T$  на глубине  $H = 30$ –100 см задаётся уравнением  $T = 0.1029H - 15.278$ , с коэффициентом детерминации  $R^2 = 1$  (рис. 3, для увеличения масштаба графика приведена его часть на глубине 0–60 см). Тогда при  $H = 0$  см получим температуру поверхности снежного покрова  $T = -15.3$  °С. При этом средняя температура поверхности снега по данным моделирования составляет  $-15.5$  °С при диапазоне её изменения от  $-17.3$  до  $-13.8$  °С. Результаты расчётов показывают, что, принимая в модели расчёта термического сопротивления среднюю температуру поверхности, получим отличие в градиенте температуры в снегу на 2%. Расчёты при начальной температуре снежного покрова  $-5$  °С во всей толще показали, что через 6 суток линейная регрессия температуры снега на глубине 30–100 см описывается формулой  $T = 0.1019H - 14.585$  с коэффициентом детерминации  $R^2 = 0.9859$ , а через 8 суток  $T = 0.0955H - 14.386$  при  $R^2 = 0.9972$ .

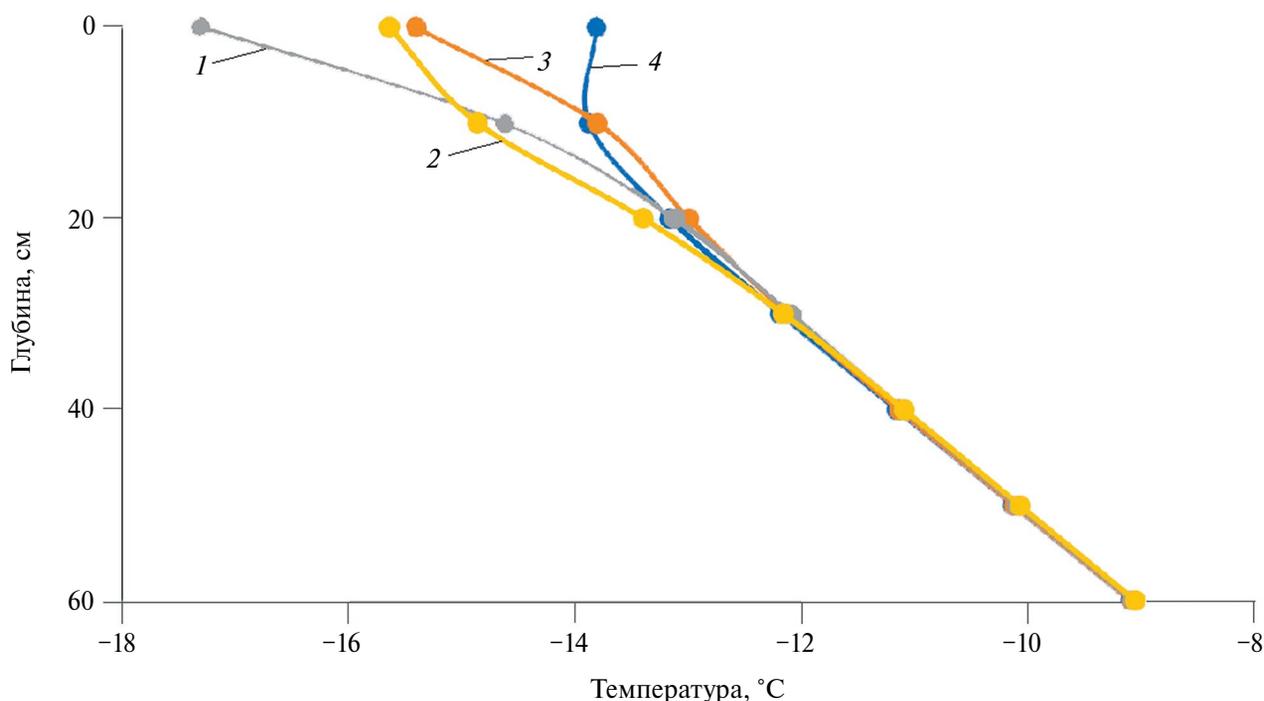


Рис. 3. Распределение температуры в снежном покрове на 3-е сутки в часы: 1 – 6; 2 – 12; 3 – 24; 4 – 18

Fig. 3. Temperature distribution in the snow cover on the 3rd day at hours: 1 – 6; 2 – 12; 3 – 24; 4 – 18

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Выполним оценку термического сопротивления снежного покрова и коэффициента теплопроводности снега по рассмотренной методике. Расчёты проводили для суглинка плотностью  $1600 \text{ кг/м}^3$  и влажностью 20%. Коэффициенты теплопроводности мёрзлого  $\lambda_s$  суглинка влажностью 20% принимали равными  $1.51 \text{ Вт/(м}\cdot\text{град)}$  (СНиП, 1997). Расчёты термического сопротивления снега  $R_s$  по формуле (1) были проведены и для средних значений температуры воздуха и температуры грунта за период с 23 по 26 марта и для срочных значений с временным интервалом в 2 часа. В последнем случае среднее значение  $R_s$  составило  $3.23 \text{ м}^2\cdot\text{К/Вт}$  при стандартном отклонении  $0.17 \text{ м}^2\cdot\text{К/Вт}$  и коэффициенте вариации 5.4%. В период с 23 по 26 марта толщина снега на метеостанции Баренцбург составляла 131 см. Тогда в т. 1 можно принять толщину снега 86 см и по формуле (2) получим коэффициент теплопроводности  $0.27 \text{ Вт/(м}\cdot\text{град)}$  при стандартном отклонении  $0.015 \text{ Вт/(м}\cdot\text{град)}$  и коэффициенте вариации 5.5%. При применении средних значений температуры воздуха и грунта величина  $R_s$  равна  $3.22 \text{ м}^2\cdot\text{К/Вт}$  и коэффициент теплопроводности  $0.27 \text{ Вт/(м}\cdot\text{град)}$ , что практически совпадает с предыдущими значениями.

Оценим плотность снега  $\rho_s$  по его коэффициенту теплопроводности  $\lambda_s$ . Используем зависимость коэффициента теплопроводности снега от его плотности из работы (Осокин и др., 1999), полученную путём обработки средних значений 20 известных из литературы эмпирических зависимостей

$$\lambda_s = 9.165 \cdot 10^{-2} - 3.814 \cdot 10^{-4} \rho_s + 2.9057 \cdot 10^{-4} \rho_s^2.$$

Тогда получим, что коэффициенту теплопроводности  $0.27 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$  соответствует плотность снега  $320 \text{ кг/м}^3$ . Многолетние измерения плотности снега в этом районе показали, что для конца марта такая плотность снега является реальной величиной, особенно при наличии оттепелей в зимний период.

Один из показателей теплозащитных свойств снежного покрова – разность температуры воздуха и температуры поверхности грунта (Павлов, 2008). В работе (Шерстюков, Анисимов, 2018) приведены карты разности температуры поверхности почвы под снегом в зависимости от температуры воздуха. В Сибири эта разность может составлять  $8\text{--}20^\circ\text{C}$ , а на Европейской территории России  $2\text{--}8^\circ\text{C}$ .

В т. 1 разность температуры воздуха и температуры поверхности грунта под снегом 23–26 марта составила около  $8.5^\circ\text{C}$ . Тогда как в т. 2 температура поверхности грунта под снегом составила  $-13^\circ\text{C}$ , что только на  $1.2^\circ\text{C}$  выше, чем температура воздуха на высоте 100 м НУМ (при вертикальном градиенте температуры  $0.7^\circ\text{C}$  на 100 м). Как правило, в этом

месте толщина снега составляет обычно несколько десятков сантиметров из-за ветрового сноса снега с кромки террасы. В т. 3 средняя температура поверхности грунта составила  $-16^\circ\text{C}$  при стандартном отклонении  $1.4^\circ\text{C}$ . При этом температура воздуха на высоте 400 м НУМ составила  $-16.4^\circ\text{C}$ . Эти данные говорят о небольшой толщине снега в точках 2 и 3. Так, в работе (Шмакин и др., 2014) отмечается, что перепаду между температурой воздуха и температурой поверхности грунта около  $2^\circ\text{C}$  соответствует толщина снежного покрова менее 15 см. Из-за небольшой толщины снежного покрова измерения температуры грунта в т. 2 и т. 3 не показали наличие квазистационарного режима.

Таким образом, даже в условиях резких и частых колебаний температуры воздуха, но при большой толщине снежного покрова, на временных отрезках с небольшими колебаниями температурами воздуха невозможно применение рассмотренной методики определения термического сопротивления снежного покрова. А при небольшой толщине снежного покрова такие колебания температуры воздуха будут влиять на распределение температуры грунта даже за небольшой промежуток времени, что и показало отсутствие квазистационарного режима распределения температуры в грунте в т. 2 и т. 3.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При большой толщине снежного покрова и небольших межсуточных и внутрисуточных колебаниях температуры воздуха эти колебания гасятся в снегу, и (в течение нескольких суток) не доходят до поверхности грунта. Поэтому в приповерхностной части грунта сохраняется квазистационарный температурный режим. В самой снежной толще на её нижней границе температура снега практически не меняется. На дневной поверхности снежного покрова можно принять его среднюю температуру. При этом, как показали численные эксперименты на модели, температурный градиент в снежном покрове изменяется на 2%. В результате возможно применение методики определения термического сопротивления снежного покрова по температурному градиенту в приповерхностной части грунта.

При толщине снега менее 30 см суточные колебания температуры воздуха оказывают влияние на температуру поверхности грунта, поэтому при небольшой толщине снега в случае применения данной методики требуются относительно небольшие колебания температуры воздуха (относительно среднего значения), чтобы установилось квазистационарная температура приповерхностной части грунта и в снежном покрове

Применение методики определения термического сопротивления снежного покрова и коэффициента теплопроводности снега по температурному

градиенту в приповерхностной части грунта позволило определить их значения в течение четырёх суток с небольшим коэффициентом вариации. В период с 23 по 26 марта 2023 г. среднее значение  $R_s$  составило  $3.23 \text{ м}^2\cdot\text{К}/\text{Вт}$  при стандартном отклонении  $0.17 \text{ м}^2\cdot\text{К}/\text{Вт}$ , а коэффициента теплопроводности  $0.27 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{град})$  при стандартном отклонении  $0.015 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{град})$ .

Проведённые расчёты показали, что при небольших колебаниях температуры воздуха в течение четырёх суток рассчитанные значения термического сопротивления снежного покрова и коэффициента теплопроводности снега имели небольшой разброс от среднего значения при коэффициенте вариации порядка 5.5%.

**Благодарности.** Работа выполнена в рамках темы государственного задания Института географии РАН № 1021051703465-1 (FMWS-2024-0004). Сбор и анализ материалов по Шпицбергену проводился по программе «Влияние деградации оледенения на изменчивость ландшафтов острова Западный Шпицберген» № 1023032400458-8 (FMWS-2023-0001).

**Acknowledgments.** The paper includes the results obtained withing the framework of the research project № 1021051703465-1 (FMWS-2024-0004) of the Research Plan of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences. The collection and analysis of materials on Spitsbergen was carried out under the Program “Impact of Glacier Degradation on Landscape Variability of Western Spitsbergen Island” No. 1023032400458-8 (FMWS-2023-0001).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов О.А., Стрелецкий Д.А.* Геокриологические риски при таянии многолетнемерзлых грунтов // Арктика XXI век. Естественные науки. 2015. № 2. (3). С. 60–74.
- Варламов С.П., Скачков Ю.Б., Скрябин П.Н., Балута В.И.* Многолетняя изменчивость термического состояния верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2023. Т. 28. № 3. С. 398–414.
- Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. М.: Росгидромет, 2014. 58 с.
- Гляциологический словарь / Редактор В.М. Котляков. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
- Доклад о климатических рисках на территории Российской Федерации. СПб.: Климатический центр Росгидромета, 2017. 106 с.
- Коломыц Э.Г.* Теория эволюции в структурном снеговедении. М.: ГЕОС, 2013. 435 с.
- Котляков В.М., Сосновский А.В., Осокин Н.И.* Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 343–352. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-343-352>
- Котляков В.М., Сосновский А.В.* Оценка термического сопротивления снежного покрова по температуре грунта // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 2. 195–205. <https://doi.org/10.31857/S2076673421020081>
- Кузьмин П.П.* Физические свойства снежного покрова. Л., Гидрометеиздат, 1957. 179 с.
- 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. 3. № 1. С. 3–10.
- Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В.* К оценке тепломассообмена в поверхностном слое снега с учётом проникающей радиации // МГИ. 2004. Вып. 96. С. 127–132.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 3. С. 63–70. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-3-63-70>
- Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Экспериментальные исследования коэффициента эффективной теплопроводности снежного покрова на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 3. С. 50–58. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-3-50-58>
- Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Влияние термического сопротивления снежного покрова на устойчивость многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 3. С. 105–112. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2016-3\(105-112\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2016-3(105-112))
- Павлов А.В.* Энергообмен в ландшафтной сфере Земли. Новосибирск: Наука, 1984. 256 с.
- Павлов А.В.* Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Гео, 2008. 229 с.
- Скачков Ю.Б.* Оценка современной изменчивости характеристик снежного покрова Якутии // Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения. Материалы междунар. конф. Тюмень: Экспресс, 2008. С. 271–274.
- СНиП 2.02.04–88.* Основания и фундаменты на вечномёрзлых грунтах. М.: Изд. ГУП ЦПП, 1997. 52 с.
- Чернов Р.А.* Экспериментальное определение эффективной теплопроводности глубинной изморози // Лёд и Снег. 2013. № 3 (53). С. 71–77. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-3-71-77>
- Шерстюков А.Б.* Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли. 2008. Т. 12. № 1. С. 79–87.
- 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.
- 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. Вып. 4 (123). С. 52–59.
- 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. <https://doi.org/10.1029/2011GL049234>
- Hjort J., Streletskiy D., Dore G., Wu Q., Bjella K & Luoto M. Impacts of permafrost degradation on infrastructure // Nature Reviews Earth & Environment. 2022. V. 3. № 1. P. 24–38. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00247-8>
- Jan A., Painter S.L. Permafrost thermal conditions are sensitive to shifts in snow timing // Environmental Research Letters. 2020. № 15. 084026.
- Riche F., Schneebeli M. Thermal conductivity of snow measured by three independent methods and anisotropy considerations // The Cryosphere. 2013. № 7. P. 217–227.
- Stieglitz M., Déry S.J., Romanovsky V.E., Osterkamp T.E. The role of snow cover in the warming of arctic permafrost. Geophys. Research Letters. 2003. V. 30. P. 1721–1724.
- Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 143. P. 26–41.
- Suter L., Streletskiy D., Shiklomanov N. Assessment of the cost of climate change impacts on critical infrastructure in the circumpolar Arctic // Polar Geography. 2019. V. 42. P. 267–286.
- Архив погоды в Баренцбурге // Электронный ресурс. [http://rp5.ru/archive.php?wmo\\_id=20107&lang=ru](http://rp5.ru/archive.php?wmo_id=20107&lang=ru)  
Дата обращения: 12.02.2024.

---

Citation: Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Assessment of thermal resistance of snow cover in Spitsbergen. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (3): 420–430. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424030086

---

## Assessment of thermal resistance of snow cover in Spitsbergen

N. I. Osokin, A. V. Sosnovsky\*

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

\*e-mail: alexandr\_sosnovskiy@mail.ru

Received May 3, 2024 / Revised June 4, 2024 / Accepted July 8, 2024

Snow cover is an important factor that largely determines the thermal regime of the ground in the cold season. Thermal protective properties of snow cover are conditioned by its thermal resistance, equal to the ratio of the snow thickness to its thermal conductivity coefficient. The thermal resistance of the snow cover is equal to the sum of thermal resistances of its layers. Therefore, to assess the thermal resistance of the whole snow cover, the thermophysical parameters of each layer should be known that is a problem. Previously, assessment of the thermal resistance of snow cover was derived on the basis of data on the ground temperature with small fluctuations in the air temperature. In this case, the desired quantity of the thermal resistance is obtained with regards for all features of the snow thickness development at the time of measurement. This method is implemented with a quasi-stationary temperature distribution within the snow cover and ground. Mathematical modeling was used to assess the effect of small air temperature fluctuations on the snow surface temperature and the temperature gradient within the snow cover. The results of calculation demonstrated that the average temperature of the snow surface can be used to estimate the temperature gradient in a snow cover when its thickness exceeds 50 cm. Based on measurements of ground and air temperatures in the area of the Barentsburg weather station, the thermal resistance of the snow cover and its thermal conductivity coefficient were estimated. For the period 23–26 of March, 2023, the average value of the thermal resistance of the snow cover was equal to 3.23 m<sup>2</sup>·K/W at a standard deviation of 0.17 m<sup>2</sup> K/W, and the thermal conductivity coefficient – 0.27 W/(m·K) at a standard deviation of 0.015 W/(m·K).

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

## REFERENCE

- 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].
- Varlamov S.P., Skachkov Yu.B., Skryabin P.N., Baluta V.I. Long-term variability of the thermal state in the upper horizons of the cryolithozone in Central Yakutia. *Prirodnye resursy Arktiki i Subarkтики*. Arctic and Subarctic Natural Resources. 2023, 28 (3): 398–414. [In Russian].
- Voroy otsenochnyy doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii. The second assessment report of Roshydromet on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation. Moscow: Roshydromet, 2014: 58. p. [In Russian].
- Glyatsiologicheskii slovar'. Glaciological Dictionary. Ed. V.M. Kotlyakov. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian].
- Otchet o klimaticheskikh riskakh na territorii Rossiyskoy Federatsii. Report on climate risks on the territory of the Russian Federation. St. Petersburg: Climatic Center of Roshydromet, 2017: 106 p. [In Russian].
- Kolomyts E.G. *Teoriya evolyucii v strukturnom snegovedenii*. Theory of evolution in snow structural science. Moscow: GEOS, 2013: 435 p. [In Russian].
- 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]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-343-352>
- 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].
- Kuzmin P.P. *Fizicheskiye svoystva snezhnogo pokrova*. Physical properties of snow cover. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1957: 179 p. [In Russian].
- Osokin N.I., Samoilo R.S., Sosnovsky A.V., Sokratov S.A., Zhidkov V.A. On estimation the influence of snow cover characteristics variability on soils freezing. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 1999, 3 (1): 3–10. [In Russian].
- Osokin N.I., Samoilo R.S., Sosnovsky A.V. Towards the assessment of heat and mass transfer in the surface layer of snow taking into account penetrating radiation. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2004, 96: 127–132. [In Russian].
- Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A. Influence of snow cover stratigraphy on its thermal resistance. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (3): 63–70. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-3-63-70>
- Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Field investigation of efficient thermal conductivity of snow cover on Spitsbergen. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 54 (3): 50–58. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-3-50-58>
- Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. Influence of snow cover thermal resistance on permafrost stability. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2016, 22 (3): 105–112. [In Russian]. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2016-3\(105-112\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2016-3(105-112))
- Pavlov A.V. *Energoobmen v landshaftnoy sfere Zemli*. Energy exchange in the landscape sphere of the Earth. Novosibirsk, “Nauka”, 1984: 256 p. [In Russian].
- Pavlov A.V. *Monitoring kriolitozony*. Monitoring of cryolithozone. Novosibirsk: Geo, 2008: 229 p. [In Russian].
- Skachkov Yu.B. Assessment of modern variability of snow cover characteristics in Yakutia. *Kriogennye resursy polyarnykh i gornykh regionov. Sostoyanie i perspektivy inzhenernogo merzlotovedeniya: Materialy mezhdunarodnoy konferencii*. Proc. of the International. Conference “Cryogenic resources of polar and mountain regions. State and prospects of engineering permafrost science”. Tyumen, Express, 2008: 271–274. [In Russian].
- Building Code. SNiP 2.02.04–88. *Osnovaniya i fundamente na vechnomerzlykh gruntah*. Basements and Foundations in Permafrost. GUP TCPP. Moscow, 1997: 52 p. [In Russian].
- Chernov R.A. Experimental determination of the effective thermal conductivity of depth hoar. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (3): 71–77. [In Russian].
- Sherstyukov A.B. Correlation of soil temperature with air temperature and snow depth in Russia. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2008, 12 (1): 79–87. [In Russian].
- Sherstiukov A.B., Anisimov O.A. Assessment of the snow cover effect on soil surface temperature from observational data. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2018, 2: 17–25. [In Russian].
- Shmakina 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. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-4-52-59>
- 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. <https://doi.org/10.1029/2011GL049234>
- Hjort J., Streletskiy D., Dore G., Wu Q., Bjella K., Luoto M. Impacts of permafrost degradation on infrastructure. *Nature Reviews Earth & Environment*. 2022, 3 (1): 24–38. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00247-8>

- Jan A., Painter S.L.* Permafrost thermal conditions are sensitive to shifts in snow timing. *Environmental Research Letters*. 2020, 15: 084026.
- Riche F., Schneebeli M.* Thermal conductivity of snow measured by three independent methods and anisotropy considerations. *The Cryosphere*. 2013, 7: 217–227.
- Stieglitz M., Déry S.J., Romanovsky V.E., Osterkamp T.E.* The role of snow cover in the warming of arctic permafrost. *Geophysical Research Letters*. 2003, 30 (13): 1721–1724.
- Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K.* The thermal conductivity of seasonal snow. *Journ. of Glaciology*. 1997, 43. 143: 26–41.
- Suter L., Streletskiy D., Shiklomanov N.* Assessment of the cost of climate change impacts on critical infrastructure in the circumpolar Arctic. *Polar Geography*. 2019, 42: 267–286.
- Weather Archive in Barentsburg. Retrieved from: [http://rp5.ru/archive.php?wmo\\_id=20107&lang=ru](http://rp5.ru/archive.php?wmo_id=20107&lang=ru). Last access: 12 February 2024.