

Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление

© 2013 г. Н.И. Осокин, А.В. Сосновский, Р.А. Чернов

Институт географии РАН, Москва

osokinn@mail.ru

Статья принята к печати 13 мая 2012 г.

Глубинная изморозь, коэффициент теплопроводности, плотность, термическое сопротивление снега.
Coefficient of heat conductivity, density, depth hoar, thermal resistance of snow.

Термическое сопротивление снежного покрова оказывает на промерзание грунта влияние, сравнимое с влиянием средней температуры холодного периода. Выполнен анализ известных значений коэффициента эффективной теплопроводности снега и проведено их сравнение с экспериментальными данными, полученными для снега разной структуры в Московском регионе. На примере Западного Шпицбергена и Подмосковья оценено влияние ледяных корок и слоёв глубинной изморози на термическое сопротивление снежного покрова. Показано, что игнорирование стратиграфии снежного покрова при расчёте термического сопротивления может увеличить значение последнего более чем в полтора раза. В результате расчётная скорость промерзания грунта в холодный период возрастает, тогда как реальное промерзание будет меньше и можно пропустить момент опасного снижения прочности грунта и начало деградации многолетней мерзлоты.

Введение

Снежный покров – важное звено взаимодействия в системе атмосфера–литосфера, которое значительно влияет на термическое состояние почвогрунтов. Теплозащитные свойства снежного покрова определяются его термическим сопротивлением $R_s = h_s / \lambda_s$, где h_s – толщина снежного покрова, λ_s – коэффициент эффективной теплопроводности снега. Известно, что в некоторых районах криолитозоны рост температуры воздуха не изменяет термическое состояние почвогрунтов, что обусловлено снижением толщины снежного покрова [8]. Расчёты показали, что изменение средней температуры холодного периода приблизительно так же влияет на промерзание грунта, как и изменение термического сопротивления снежного покрова [5]. Это видно из оценки теплового потока q , проходящего через снежную толщу, величина которого пропорциональна температуре воздуха и обратно пропорциональна термическому сопротивлению снежного покрова:

$$q = \lambda_s \frac{\partial T}{\partial x} \approx \frac{T_{s0} - T_{g0}}{h_s / \lambda_s} \approx \frac{T_a}{R_s},$$

где T – температура снега, °С; T_{s0} – температура поверхности снежного покрова, °С; T_a – температура воздуха, °С; T_{g0} – температура поверхности грунта под снежным покровом, °С; x – координата по глубине снежной толщи, м.

Это соотношение получено при следующих условиях: 1) квазистационарном распределении температуры в снежной толще; 2) приближенном равенстве $T_{s0} \approx T_a$; 3) небольших значениях температуры поверхности грунта под снежным покровом по сравнению с температурой воздуха, т.е. $|T_{g0}| \ll |T_a|$. Анализ динамики термического сопротивления снежного покрова, выполненный для разных районов, показал [9], что значение R_s растёт в первые месяцы холодного периода года. В дальнейшем рост замедляется. Обусловлено это тем, что увеличение толщины снежного покрова компенсируется как ростом его плотности, так и повышением коэффициента теплопроводности, который, как правило, рассчитывается по средней плотности снега. Однако особенности стратиграфии снежной толщи, обусловленные в том числе и метеоусловиями, могут вызывать значительное изменение среднего значения коэффициента теплопроводности снежного покрова. Мы будем использовать эффективное значение коэффициента теплопроводности.

Цель настоящей работы – оценить влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление, которое зависит от коэффициента теплопроводности. Отметим, что при выборе значения коэффициента теплопроводности для снега разной структуры существуют определённые проблемы.

Коэффициент теплопроводности снега

Основным фактором, определяющим изменчивость коэффициента теплопроводности снега, принято считать плотность снега. В настоящее время известно несколько десятков зависимостей коэффициента теплопроводности снега [4, 12]. Однако разброс значений этого коэффициента при фиксированном значении плотности может составлять сотни процентов. Это обусловлено как влиянием диффузии водяного пара в снежном покрове, определяющим конвективную составляющую коэффициента теплопроводности снега, так и структурными особенностями снежного покрова. Интенсивность диффузии водяного пара зависит от температурного градиента. Зависимостей, учитывающих и кондуктивную, и конвективную составляющие, значительно меньше. Наиболее известна эмпирическая зависимость, полученная А.В. Павловым [8]:

$$\lambda_{25} = 0,035 + 0,353 \cdot 10^{-3} \rho_s - 0,206 \cdot 10^{-6} \rho_s^2 + 2,62 \cdot 10^{-9} \rho_s^3; \quad (1)$$

$$\lambda_s = \lambda_{25}(1 + 1,18 \exp(0,15t)), \quad (2)$$

где λ_{25} — коэффициент кондуктивной теплопроводности, Вт/(м·°С); ρ_s — плотность, кг/м³; t — температура снега, °С.

Формула (1), по мнению А.В. Павлова, соответствует чисто кондуктивной теплопроводности, так как получена по экспериментальным данным при температуре снега ниже –25 °С. При низких температурах снега удельное количество пара невелико и его диффузия слабо влияет на теплоперенос. При более высоких температурах применяется формула (2). Значения коэффициента теплопроводности снега, рассчитанные по формуле (2) при температуре снега –12 °С, практически совпадают со значениями, рассчитанными по зависимости [4]

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

полученной из средних значений коэффициента эффективной теплопроводности 20 известных формул. При изменении плотности снега в диапазоне 200–350 кг/м³ отличие значений коэффициента эффективной теплопроводности снега, рассчитанных по формуле (2) при температуре снега –12 °С и по формуле (3), не превышает 7%, а в диапазоне плотностей 150–350 кг/м³ — 9%. Наряду с эмпирическими зависимостями, показывающими вклад конвектив-

ной составляющей в коэффициент теплопроводности снега, получены расчётные значения доли диффузии водяного пара в коэффициенте теплопроводности снега при разных значениях его плотности и температуры [9].

Широкое применение в инженерной практике получила формула Б.В. Проскурякова [1, 8]

$$\lambda_s = 0,021 + 1,01 \cdot 10^{-3} \rho_s, \text{ Вт/(м·°С)}. \quad (4)$$

По мнению А.В. Павлова [8], эта формула соответствует средней температуре снежного покрова –4 ÷ –7 °С. Такой диапазон отвечает средней температуре снежной толщи за холодный период в пределах равнинной территории Европейской части России. Сравнение формул Б.В. Проскурякова (4) и А.В. Павлова (2) показывает, что формула (4) отвечает температурному диапазону снега –1 ÷ –5 °С при его плотности 100–350 кг/м³. При температуре снега –10 ÷ –20 °С А.В. Павлов рекомендует применять упрощенную формулу [8]:

$$\lambda_s = \kappa \rho_s, \text{ Вт/(м·°С)}, \quad (5)$$

где $\kappa = 10^{-3}$ — коэффициент размерности; получаемые в данном случае значения на 0,02 Вт/(м·°С) или на 5–22% меньше, чем по формуле Б.В. Проскурякова при плотности снега 100–500 кг/м³.

Другая проблема оценки термического сопротивления снежного покрова — учёт влияния структуры снега, в частности глубинной изморози, на значение коэффициента теплопроводности снега. По этому поводу есть разные мнения. А.В. Павлов [8] считает, что глубинная изморозь не влияет на коэффициент теплопроводности, так как снижение количества контактов между ледяными кристаллами компенсируется ростом площади контакта. Согласно М. Стурму и др. [12], теплопроводность глубинной изморози ниже, чем зернистого снега. На основе обработки экспериментальных данных М. Стурм предложил следующую зависимость для определения коэффициента теплопроводности глубинной изморози:

$$\lambda_{dh} = \lambda_{fs} + 51,8 / ((t - 27,8)^2 + 211,2), \quad (6)$$

где $\lambda_{fs} = 0,06$ Вт/(м·°С) — теплопроводность свежего сухого снега.

Для зернистого снега в работе [12] получены зависимости

$$\lambda_s = 0,138 - 1,01 \rho_s + 3,233 \rho_s^2, \text{ при } 0,156 < \rho_s < 0,6; \quad (7)$$

$$\lambda_s = 0,023 + 0,234 \rho_s, \text{ при } \rho_s < 0,156$$

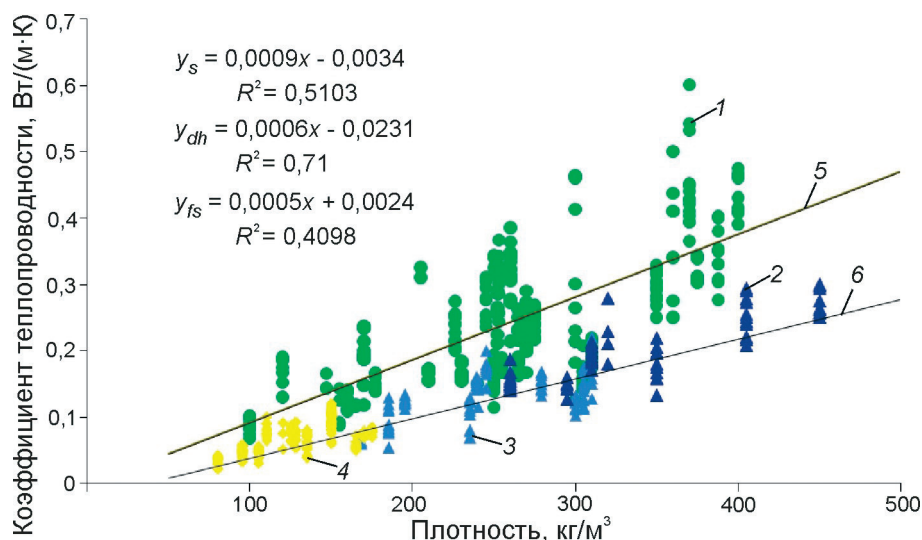


Рис. 1. Коэффициент теплопроводности в районе Голохвастово (юг Подмоскovie):

1 – мелко-, средне- и крупнозернистый снег; 2 – глубинная изморозь с размерами кристаллов 0,8–1,5 мм; 3 – глубинная изморозь с размерами кристаллов 1–3 мм; 4 – свежесыпавший снег; 5 и 6 – тренды для зернистого снега и глубинной изморози соответственно

Fig. 1. A heat conductivity in region Golohvastovo (southern Moscow suburbs):

1 – fine-grained, medium-grained and coarse-grained snow; 2 – depth hoar with the sizes of crystals 0,8–1,5 mm; 3 – depth hoar with the sizes of crystals 1–3 mm; 4 – new snow; 5 и 6 – trends for a granular snow and depth hoar

или обобщённая зависимость

$$\lg \lambda_s = 2,650 \rho_s - 1,652,$$

где – плотность $\rho_s < 0,6 \text{ г/см}^3$.

Расчёты по формуле (7) показывают, что коэффициент теплопроводности зернистого снега изменяется от 0,07 до 0,13 Вт/(м·°С) при изменении плотности снега от 200 до 300 кг/м³, что в 2–3 раза меньше значений, рассчитанных по формуле (5). Значения коэффициента теплопроводности глубинной изморози, полученные по формуле (6), составляют около 0,08–0,09 Вт/(м·°С) при температуре $-10 \div -20 \text{ °С}$, что в среднем меньше значений для зернистого снега, вычисленных по формуле (7).

Для определения коэффициента эффективной теплопроводности снега разной структуры в условиях Подмоскovie проведены экспериментальные исследования. Коэффициент теплопроводности рассчитывался по данным измерения теплового потока в образце снега и значениям градиента температуры. Теплопроводность снега измерялась в холодильной камере при температуре ненарушенного образца в диапазонах $-2 \div -7 \text{ °С}$ и $-8 \div -22 \text{ °С}$. Полученные значения коэффициента теплопроводности разного типа снега и глубинной изморози приведены на рис. 1. Линейная аппроксимация эмпирических значений позволяет получить следующие уравнения для расчёта значений коэффициента теплопроводности зернистого снега λ_{gr} , плотностью 100–400 кг/м³, свежесыпавшего λ_{fs} , плотность 80–170 кг/м³, и глубинной изморози λ_{dh} , плотность 185–450 кг/м³:

$$\lambda_{gr} = 0,0009 \rho_s - 0,0034, \quad R^2 = 0,5103 \text{ или}$$

$$\lambda_{gr} = 2 \cdot 10^{-6} \rho_s^2 + 0,0001 \rho_s + 0,0977, \quad R^2 = 0,5236;$$

$$(8) \quad \lambda_{fs} = 0,0005 \rho_s + 0,0024, \quad R^2 = 0,4098; \quad (9)$$

$$\lambda_{dh} = 0,0006 \rho_s - 0,0231, \quad R^2 = 0,71.$$

Коэффициент теплопроводности свежего сухого снега в формуле (6), равный $\lambda_{fs} = 0,06 \text{ Вт/(м·°С)}$, соответствует плотности снега 120 кг/м³ согласно формуле (9) для определения λ_{fs} . По данным работы [11], коэффициент теплопроводности глубинной изморози, плотностью 210–220 кг/м³, при температуре снега $-4 \div -0,5 \text{ °С}$ равен 0,07–0,11 Вт/(м·°С), а при росте плотности глубинной изморози с 200 до 350 кг/м³ средние значения коэффициента теплопроводности увеличиваются в полтора раза [12] – с 0,06 до 0,09 Вт/(м·°С). Измерения в Подмоскovie и расчёты λ_{dh} по линейной аппроксимации – формула (9) – дали значения 0,10–0,11 Вт/(м·°С) при той же плотности. Расчёты по эмпирическим зависимостям для Подмоскovie показывают рост с 0,1 до 0,19 Вт/(м·°С). При этом в диапазоне плотностей 200–400 кг/м³ коэффициент теплопроводности глубинной изморози в 1,6–1,8 раза меньше, чем у зернистого снега.

Значения λ_{gr} , рассчитанные по формуле (9) с точностью до 1–3% для диапазона плотностей 200–300 кг/м³ и с точностью 5–8% для плотностей 150–350 кг/м³, совпадают с данными по формуле (5) при температуре снега $-10 \div -20 \text{ °С}$. Сводная линейная зависимость, построенная по всем точкам рис. 1, задаётся уравнением $\lambda_{s0} = 0,0009 \rho - 0,0278, \quad R^2 = 0,5585$. Значения λ_{s0} , рассчитанные по этой зависимости, на 25–50% меньше значений коэффициента теплопровод-

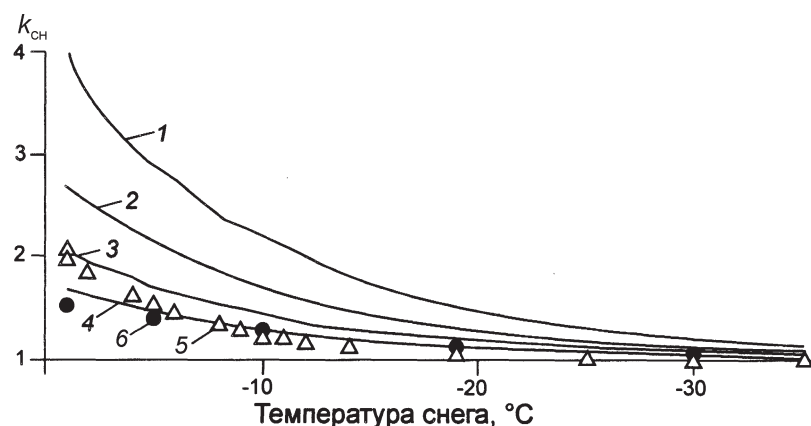


Рис. 2. Отношение коэффициента эффективной теплопроводности к кондуктивной для снега плотностью, кг/м³:

1 – 150; 2 – 200; 3 – 250; 4 – 300; 5 – по формуле (2) А.В. Павлова; 6 – по формуле (6) М. Стурма

Fig. 2. The relation of coefficient of the effective thermal conduction to conduction for snow with density, kg/m³:

1 – 150; 2 – 200; 3 – 250; 4 – 300; 5 – under A.V. Pavlova's formula (2); 6 – under M. Sturm's formula (6)

ности зернистого снега λ_{gr} и на 7–16% превышают значения, рассчитанные по формуле (3). При плотности снега 150 и 350 кг/м³ отличие равно 7 и 9% соответственно. Таким образом, совпадение с данными других авторов по зернистому снегу показывает равноценность используемой нами методики измерения и получения коэффициента эффективной теплопроводности. Поэтому зависимость для оценки коэффициента эффективной теплопроводности глубинной изморози также должна адекватно отражать её значения. Измерения показали, что расчёты по зависимостям М. Стурма дают сильно заниженный коэффициент эффективной теплопроводности для снега разной структуры во всём диапазоне плотности.

Формулы (2) и (6) показывают зависимость коэффициента теплопроводности снега от температуры воздуха, что объясняется влиянием диффузии водяного пара. Согласно модельным расчётам [9], с увеличением плотности снега влияние температуры снега на коэффициент эффективной теплопроводности уменьшается. Доля конвективной составляющей в эффективной теплопроводности снега (отношение коэффициента эффективной теплопроводности к коэффициенту кондуктивной теплопроводности) по формулам А.В. Павлова (2) и М. Стурма (6) соответствует плотности снега 250–300 кг/м³ (рис. 2).

Влияние метеоусловий на стратиграфию снежного покрова

При исследовании текстуры снежного покрова на Шпицбергене установлено значительное число ледяных корок, что связано с частыми оттепелями. На рис. 3 показано распределение плотности снега в шурфе на леднике Восточный

Грёнфьорд в 2012 г. В основании снежной толщи отмечен ледяной слой, толщиной от нескольких сантиметров в районе метеостанции Баренцбург до 60 см в долине Грён-Даллен. Слоистость снежного покрова определяется метеоусловиями. В конце января – начале февраля на фоне оттепели (рис. 4) прошли ливни, интенсивностью до 40 мм/сутки. Эта вода просочилась через снежный покров и со временем замёрзла.

Самая высокая интенсивность осадков наблюдалась 30 января – за 6 часов выпало 43 мм. Зимой на Шпицбергене отмечались суточные температурные перепады от 1 до 15 °С. При этом максимальная суточная температура воздуха часто превышала 0 °С. На строение снежной толщи влияют не только оттепели, но и резкие похолодания, в результате которых увеличиваются температурный градиент и интенсивность массопереноса. Итог – формирование глубинной изморози. В работе З. Иосида [3] рассмотрено из-

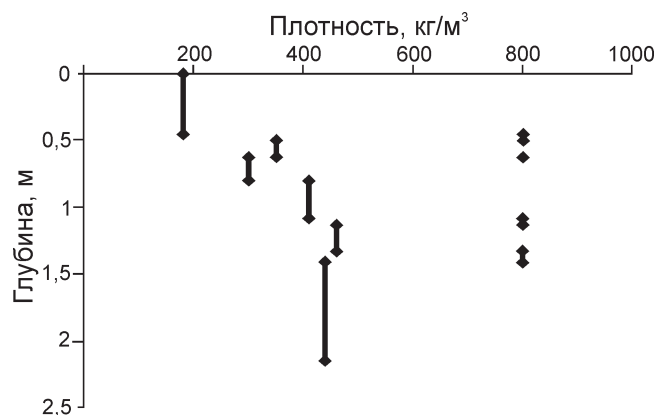


Рис. 3. Плотность снега в шурфе на леднике Восточный Грёнфьорд (2012 г.)

Fig. 3. Snow density in a pit on Austre Grønfjordbreen Glacier (2012)

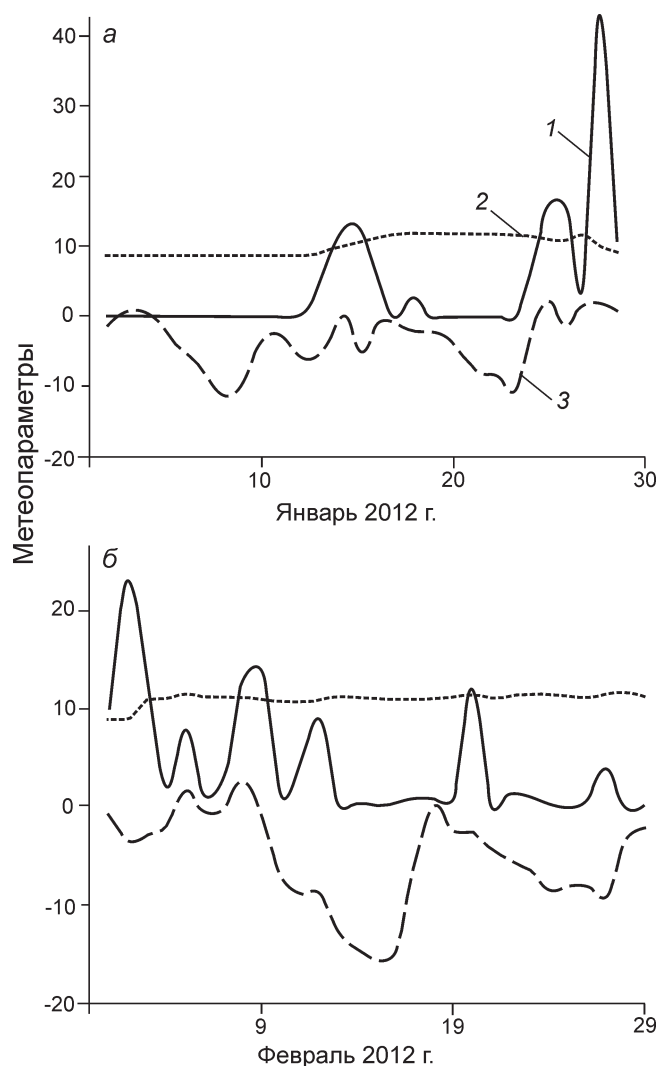


Рис. 4. Метеопараметры:

a – январь; *б* – февраль; 1 – осадки, мм; 2 – толщина снега, дм; 3 – средняя суточная температура воздуха, °C

Fig. 4. Meteorological parameters:

a – January; *б* – February; 1 – precipitation, mm; 2 – snow depth, dm; 3 – air mean daily temperature, °C

менение формы кристаллов снега под действием температурного градиента в течение 48 часов. Скорость испарения–конденсации можно оценить по формуле 3. Иосида $\nu = 0,024 \text{ grad} T$, см/сутки, где $\text{grad} T$ измеряется в °C/см. При градиенте 20 °C на 0,5 м получим $\nu \approx 0,01$ см/сутки.

В работе [2] отмечается, что значительные градиенты концентрации водяного пара, возникающие в снежном покрове при понижении температуры воздуха за 3–4 дня на 10–20 °C, интенсифицируют процессы разрыхления. Толщина горизонта разрыхления определяется средней зимней температурой воздуха и частотой

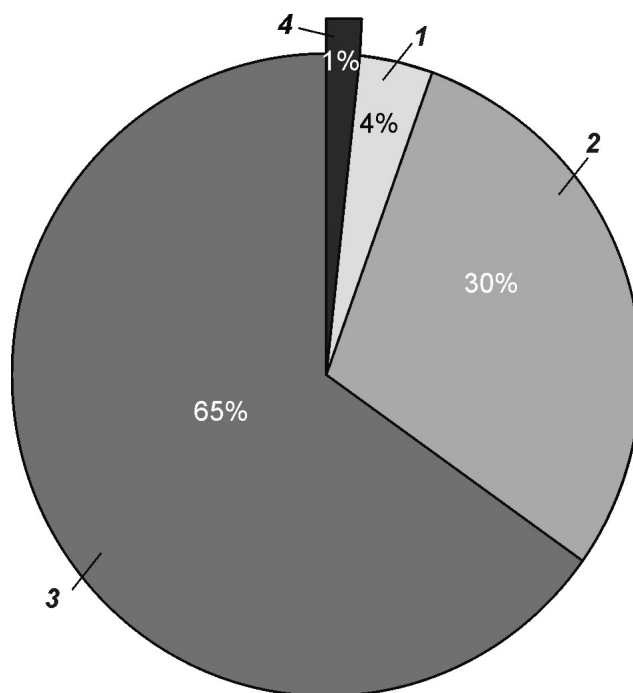


Рис. 5. Структура снежного покрова на юге Подмосквья в 2011 г.:

1 – свежесотложенный метелевый мелкозернистый снег; 2 – среднезернистый снег; 3 – глубинная изморозь; 4 – ледяные корки

Fig. 5. Structure of snow cover in southern Moscow suburbs in 2011:

1 – newly-deposited fine-grained drifted snow; 2 – medium-grained snow; 3 – depth hoar; 4 – ice crust

резких её перепадов. При градиенте температуры в снежной толще более 20 °C/м и средней температуре $-7 \div -12$ °C слои разрыхления формируются за 6–30 дней. В работе [10] приняты следующие условия образования глубинной изморози: отрицательная температура снежной толщи и средний вертикальный градиент температуры > 20 °C/м непрерывно более семи дней.

Данные маршрутной снегосъёмки на юге Подмосквья в 2011 г. показали, что глубинная изморозь составляет порядка 65% всей толщи (рис. 5). Ещё бóльшая доля глубинной изморози в снежной толще отмечена в 2012 г.

Влияние стратификации снежного покрова на его термическое сопротивление

Как уже отмечалось, в условиях архипелага Шпицберген из-за частых оттепелей снежный покров содержит много ледяных корок, которые имеют небольшое термическое сопротивление, однако их вклад в среднюю плотность снежного покрова может быть значительным. Поэтому

Таблица 1. Стратиграфия снежного покрова в районе пос. Баренцбург, 2003 г. (шурф № 1)

Слои	Толщина, см	Плотность, кг/м ³	λ_s , Вт/(м·°C)	R_s , м ² ·°C/Вт
Ледяная корка на дневной поверхности	1	900	2,10	0,005
Мелкозернистый рыхлый снег	8,5	260	0,19	0,450
Ледяная корка	2	900	2,10	0,010
Крупнозернистый плотный снег	2,5	420	0,44	0,056
Ледяная корка	0,5	900	2,10	0,002
Крупнозернистый плотный снег	7	420	0,44	0,158
Среднезернистый рыхлый снег	2	260	0,19	0,106
Ледяная корка	0,5	900	2,10	0,002
Крупнозернистый плотный снег	15	320	0,27	0,562
Ледяная корка	0,5	900	2,10	0,002
Крупнозернистый плотный снег	15	410	0,42	0,354
Ледяная корка на грунте	2,5	900	2,10	0,012

расчётное термическое сопротивление снежной толщи без учёта её стратиграфии будет ниже реального значения. Кроме ледяных корок, на термическое сопротивление снежного покрова влияет наличие слоёв снега разной плотности. По данным экспедиционных исследований построены профили плотности и толщины снежной толщи на разных высотах над уровнем моря. На основании этих данных выполнены соответствующие расчёты. Рассмотрим стратиграфию снежного покрова в период 2002–2003 и 2011–2012 гг. в районе пос. Баренцбург.

В табл. 1 даны стратиграфия снежного покрова, полученная по данным измерений в шурфе № 1 весной 2003 г. и значения термического сопротивления. Коэффициент эффективной теплопроводности снега λ_s рассчитывался по формуле (3). Термическое сопротивление снежного покрова, равное $R_s = h_s / \lambda_s$ (h_s – толщина слоя), вычислялось для каждого i -слоя. Известно, что термическое сопротивление многослойной среды (из n слоев) равно сумме термического сопротивления каждого слоя: $R_s = R_{s1} + R_{s2} + \dots + R_{si} + \dots + R_{sn}$. Термическое сопротивление снежной толщи, равное сумме термических сопротивлений всех слоёв снежного покрова, назовём реальным значением термического сопротивления снежного покрова – R_{sr} . Оно рассчитывается по формуле

$$\lambda_s = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\lambda_i}} = \frac{h_s}{R_{sr}},$$

где индекс i принимает значения от 1 до n .

При известном распределении температуры в снежном покрове, в частности при математическом моделировании, значения λ_i , следует находить по следующей формуле [6]:

$$\lambda_i = \lambda_c + L_e D \frac{\partial e}{\partial T_s}, \quad (9)$$

в которой эффективный коэффициент теплопроводности представлен как сумма кондуктивной и конвективной теплопроводностей.

Здесь приняты следующие обозначения: λ_c – кондуктивная составляющая эффективного коэффициента теплопроводности снега по формуле (2), Вт/(м·°C); L_e – удельная теплота испарения, Дж/(кг·°C); D – коэффициент диффузии водяного пара в снежном покрове, м²/с; e – плотность насыщенного водяного пара, кг/м³; T_s – температура снега, °C.

При расчётах значение коэффициента диффузии водяного пара в снегу D (м²/с) принималось зависящим от температуры и определялось по формуле А.В. Павлова [7]

$$D(t_{\text{сн}}) = 0,92 \cdot 10^{-4} + 0,29 \cdot 10^{-5} t_{\text{сн}} + 0,56 \cdot 10^{-7} t_{\text{сн}}^2,$$

где $t_{\text{сн}}$ – температура снега, °C.

Среднее значение термического сопротивления снежного покрова R_{sa} находилось по средней плотности снега, рассчитанной по данным водозапаса снежного покрова. Значения термического сопротивления снежного покрова – реальное и среднее – для ряда шурфов, пройденных на разной высоте над уровнем моря (рис. 6), представлены в табл. 2.

Результаты вычислений показали, что расчёт термического сопротивления снежного покрова

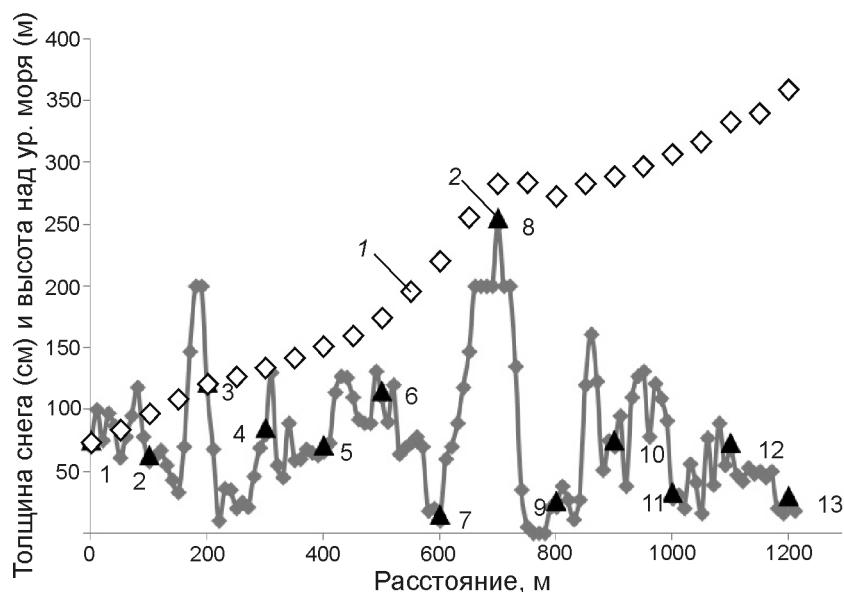


Рис. 6. Толщина снежного покрова на разной высоте над уровнем моря (1) и места расположения шурфов (2)

Fig. 6. Snow depth at the different height above sea level (1) and location of pits (2)

Таблица 2. Термическое сопротивление снежного покрова на Западном Шпицбергене

Номер шурфа	Толщина, м	R_{sr} , $\text{м}^2 \cdot ^\circ\text{C}/\text{Вт}$	Средняя плотность, $\text{кг}/\text{м}^3$	Средняя λ_s , $\text{Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C})$	R_{sa} , $\text{м}^2 \cdot ^\circ\text{C}/\text{Вт}$	K_R
1	0,57	1,72	421	0,44	1,28	0,75
2	0,55	1,65	395	0,39	1,40	0,85
3	1,16	4,79	333	0,29	4,03	0,84
4	0,675	1,73	424	0,45	1,49	0,86
5	0,87	2,28	404	0,41	2,12	0,93
6	0,88	3,65	309	0,25	3,51	0,96
9	0,67	2,13	383	0,37	1,80	0,85
10	0,28	0,86	372	0,35	0,78	0,91
11	0,54	2,38	321	0,27	2,01	0,84

ва по средней плотности снежной толщ даёт меньшие значения R_s , чем с учётом послойных значений. Среднее (максимальное) отклонение среднего значения термического сопротивления снежного покрова относительно реальных значений составляет 13–25%. По данным измерений 2012 г. (см. рис. 3), эта величина равна 29% (среднее значение термического сопротивления $R_{sa} = 5,4 \text{ м}^2 \cdot ^\circ\text{C}/\text{Вт}$, реальное – $R_{sr} = 7,6 \text{ м}^2 \cdot ^\circ\text{C}/\text{Вт}$).

Для условий Подмосквья различия в плотности разных слоёв снежного покрова относительно небольшие. Однако наличие глубинной изморози, составляющей большую часть снежной толщ, приводит к тому, что значения реального термического сопротивления значительно больше среднего. Так, считая, что теплопроводность глубинной изморози в 2 (1,5) раза ниже теплопроводности зернистого снега, получим значения отношения среднего термического

сопротивления снежного покрова к его реальному значению $K_R = R_{sa}/R_{sr}$, равными 0,71(0,89); 0,68(0,80) и 0,56(0,71) в 2007, 2011 и 2012 гг. соответственно. Таким образом, реальные значения термического сопротивления снежного покрова могут быть существенно выше значений, рассчитанных по средней величине плотности.

Закключение

Исследования показали, что такие особенности стратиграфии снежного покрова, как ледяные корки и слои глубинной изморози, вызванные метеоусловиями, приводят к изменению термического сопротивления снежного покрова. В средних значениях плотности снежного покрова, рассчитанных на основе его водозапаса, не учитываются его текстурные и структурные особенности. Наличие ледяных корок, имеющих небольшое термическое сопротивление, сильнее

влияет на среднюю плотность, чем на термическое сопротивление. Глубинная изморозь имеет более низкие значения коэффициента эффективной теплопроводности и, как следствие, более высокие значения термического сопротивления. В результате реальные значения термического сопротивления снежного покрова, учитывающие его стратиграфию, могут быть существенно выше значений, рассчитанных по средней плотности снежного покрова. 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 деградации многолетней мерзлоты.

Благодарности. Авторы выражают благодарность С.А. Сократову за ценные конструктивные замечания, позволившие существенно улучшить рукопись.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки ведущих научных школ Российской Федерации НШ-479-2012.5, проекта Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 12, гранта РФФИ № 13-05-01167.

Литература

1. Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск: Наука, 1991. 194 с.
2. Голубев В.Н., Петрушина М.Н., Фролов Д.М. Закономерности формирования стратиграфии снежного покрова // Лёд и Снег. 2010. № 1 (109). С. 58–72.
3. Иосида З. Физические свойства снега. Лед и снег. Свойства, процессы, использование / Под ред. У.Д. Кингери. Пер. с англ. Г.Г. Шинкар под ред. Б.А. Савельева. М.: Мир, 1966. С. 377–423.
4. 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.
5. Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Жидков В.А., Китаев Л.М., Чернов Р.А. Влияние снежного покрова на теплообмен с подстилающей поверхностью // Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем / Под ред. В.М. Котлякова. М.: Наука, 2007. С. 15–54.
6. Павлов А.В. Некоторые вопросы теплофизики снежного покрова // Тепловой баланс леса и поля. М.: изд. Ин-та географии АН СССР, 1962. С. 186–201.
7. Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 286 с.
8. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: ГЕО, 2008. 230 с.
9. Сосновский А.В. Закономерности формирования и использования искусственных фирново-ледяных массивов: Дис. на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. М.: Институт географии РАН, 2010. 301 с.
10. Шмакин А.Б., Турков Дж.В., Михайлов А.Ю. Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 69–79.
11. Sturm M., Johnson J.B. Thermal conductivity measurements of depth hoar // Journ. of Geophys. Research. 1992. № 97 (B2). P. 2129–2139.
12. Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 143. P. 26–41.

Summary

Effect of the snow thermal resistance on soil freezing is comparable to the influence of mean temperature in the cold period. Available values of the effective thermal conductivity of snow have been analyzed and compared with experimental data on snow cover with different structure collected in Moscow region. Effect of ice crusts and depth hoar layers on the thermal resistance of snow cover has been illustrated with West Spitsbergen and Moscow region examples. Neglect of snow cover stratigraphy in estimations of thermal conductivity was demonstrated to overrate it more than by half. As a result, the estimated rate of soil freezing might be higher than actual one, and therefore transition to the dangerous soil weakening and the beginning of permafrost degradation might pass unnoticed.