

Пространственное распределение термического сопротивления снежного покрова на территории России и его влияние на промерзание и протаивание грунтов

© 2016 г. Н.И. Осокин, А.В. Сосновский*

Институт географии РАН, Москва

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Spatial distribution of the snow thermal resistance on the Russian territory and its impact on the ground freezing and thawing

N.I. Osokin, A.V. Sosnovskiy*

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

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Article accepted for publication on November 8, 2015

Keywords: *depth of ground freezing, snow depth, ground temperature, thermal resistance of snow.*

Summary

The effect of the snow cover thermal resistance on dynamics of the ground (soil) freezing and thawing is analyzed with the use of numerical modeling. Model calculations show that when heights and densities of snow covers are different, but their thermal resistances are the same, dynamics of the soil freezing and its temperature regimes are similar. Distribution of the snow cover thermal resistance on the Russia's territory had been mapped, and areas of equal values of the snow heat insulation were isolated. Using data of meteorological station Koynas (the Arkhangelsk oblast) as an example we demonstrate that influence of increased sum of the air negative temperatures on the soil temperature can be compensated by a decrease in thermal resistance of a snow cover.

Статья принята к печати 8 ноября 2015 г.

Ключевые слова: *глубина промерзания грунта, температура грунта, термическое сопротивление снега, толщина снежного покрова.*

Влияние термического сопротивления снежного покрова на динамику промерзания и протаивания грунтов рассмотрено на основе математического моделирования. Модельные расчёты показали, что при разной толщине и плотности снежного покрова, но равных значениях его термического сопротивления динамика промерзания и температурный режим оказываются близкими. Построена карта распределения термического сопротивления снежного покрова на территории России и выделены районы равных значений его теплозащитной способности. На примере метеостанции Койнас, находящейся на востоке Архангельской области, показано, что влияние роста суммы отрицательной температуры воздуха на температуру грунта может компенсироваться снижением термического сопротивления снежного покрова.

Введение

Снежный покров — важное звено взаимодействия в системе атмосфера — литосфера, так как он влияет на термическое состояние верхних горизонтов многолетнемёрзлых пород [12, 13]. Известно, что в ряде районов криолитозоны изменение параметров снежного покрова компенсирует климатические температурные изменения. Установлено, что повышение среднегодовой температуры воздуха может сопровождаться понижением температуры грунтов, что объясняется уменьшением максимальной толщины снежного покрова или замедленным её ростом в первой половине зимы [9]. При этом на термический режим грунта влияет не

только толщина снежного покрова, но и его динамика [10, 14].

Наши исследования показали, что в зависимости от изменений параметров снежного покрова и отрицательных температур воздуха скорость промерзания сезонно-талого грунта может быть разной. Так, отличия в динамике отрицательной температуры воздуха и толщины снежного покрова, которые наблюдаются в отдельные годы, приводят к различию в глубине промерзания сезонно-мёрзлого грунта более чем на 50% [8]. На промерзание грунта и его термический режим влияют различные параметры снежного покрова, среди которых: толщина и плотность снега, стратиграфия снежного покрова, коэффициент теплопроводности

снега, время сдвига начала установления снежного покрова относительно начала установления отрицательных суточных температур [3, 4]. Именно эти параметры определяют теплозащитные свойства снежного покрова, для оценки которых используется термическое сопротивление R_s , равное отношению толщины снежного покрова h_s к коэффициенту эффективной теплопроводности снега λ_s [1, 5].

Термическое сопротивление снежного покрова R_s зависит от значения λ_s . Выбор соответствующей зависимости коэффициента теплопроводности для разного снега представляет собой определённую проблему. Коэффициент теплопроводности снежного покрова, как правило, рассчитывается по его средней плотности ρ_s . Однако текстурные и структурные особенности снежной толщи и её температурный режим могут приводить к изменению среднего значения коэффициента теплопроводности снежного покрова [6].

Коэффициент теплопроводности снега

Для получения зависимости эффективного коэффициента теплопроводности от плотности снега было обработано 20 известных из литературы эмпирических зависимостей [6]. Для каждого значения плотности с шагом 10 кг/м^3 были рассчитаны средние значения. Результирующую кривую средних значений аппроксимировали зависимостью

$$\lambda_s = 9,165 \cdot 10^{-2} - 3,814 \cdot 10^{-4} \rho_s + 2,905 \cdot 10^{-6} \rho_s^2. \quad (1)$$

Известна упрощённая формула А.В. Павлова [9] для расчёта коэффициента эффективной теплопроводности снега:

$$\lambda_s = k \rho_s, \text{ Вт/(м·К)}, \quad (2)$$

где $k = 10^{-3}$ — коэффициент размерности; ρ_s — плотность снега, кг/м^3 .

Эту формулу рекомендуется использовать при температуре снега от -10 до -20 °С. При более высоких или более низких температурах значения коэффициента эффективной теплопроводности следует увеличить или уменьшить на $0,04 \text{ Вт/(м·К)}$ соответственно. Используя зависимость (2), получим, что при толщине снежного покрова $h_s = 0,5 \text{ м}$ и плотности снега

$\rho_s = 200 \text{ кг/м}^3$ значение $R_s = 2,5 \text{ м}^2 \cdot \text{К/Вт}$. Аналогичная теплоизоляционная способность снежного покрова будет при $h_s = 1 \text{ м}$ и плотности снега 400 кг/м^3 .

Влияние термического сопротивления снежного покрова на теплофизическое состояние грунта

Исходные данные. Оценку влияния R_s на температурный режим, динамику промерзания и протаивания грунта проведём на основе математического моделирования и модельных расчётов, которые проводились для супеси плотностью 1450 кг/м^3 при влажности 18%. Количество незамёрзшей воды на границе мёрзлой и талой зон супеси принималось равным 7%, начальная температура — равной -3 °С на глубине $0-10 \text{ м}$ и -4 °С на глубине $10-100 \text{ м}$; толщина снежного покрова $h_{s\text{max}} = 0,5$ и 1 м . Динамика снегонакопления задавалась зависимостью $h_s = (0,5\tau + 1)/100h_{s\text{max}}$, м. Значения плотности ρ_s равны 400 и 200 кг/м^3 и задавались зависимостью $\rho_s = 0,5\tau + 100$, кг/м^3 , где τ — время, сутки. Температура воздуха принималась по синусоидальным зависимостям для тёплого и холодного времени года:

$$T_a = T_1 \sin(\pi\tau/\tau_{\text{max}}) + 273, \quad T_1 = T_{\text{min}} \text{ или } T_{\text{max}},$$

где $T_{\text{min}} = T_{ac}\pi/2$, $T_{\text{max}} = T_{ath}\pi/2$; $T_{ac} = -15$ °С и $T_{ath} = 10$ °С — средние суточные значения температуры воздуха холодного и тёплого периодов соответственно; продолжительность холодного периода принималась равной 215 суткам.

Температура выпадающего снега принималась равной температуре воздуха, скорость ветра — 5 м/с , влажность воздуха — 70%, облачность — 0,6. При расчётах задержка времени начала снегонакопления по отношению к моменту установления отрицательных среднесуточных температур воздуха τ_{s0} принималась равной восьми суткам. Температура в мёрзлом слое горной породы рассчитывалось с учётом зависимости её теплоёмкости и теплопроводности от температуры и фазового состава (влажность/льדיстость). Движение границ мёрзлого и талого грунта определялось из условия Стефана. Деформация грунта и миграция влаги не учитывались. На верхней границе грунта (снежно-

го покрова) задавалось условие теплообмена с атмосферой, а на нижней вводился геотермический поток тепла.

Математическая модель. Распределение температуры в снежном покрове толщиной $h_s(\tau)$ при $0 < z < h_s$ описывается уравнением теплопроводности Фурье с переменными во времени теплофизическими параметрами снега:

$$c_s \rho_s \frac{\partial T_s}{\partial \tau} = \frac{\partial T_s}{\partial z} \left(\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right). \quad (3)$$

В мёрзлой и талой зонах распределение температуры описывается уравнениями теплопроводности и зависимостью соответствующих параметров грунта от его температуры и влажности:

$$\begin{aligned} c_{ef} \rho_f \frac{\partial T_f}{\partial \tau} &= \frac{\partial T_f}{\partial x} \left(\lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \right); \\ c_{th} \rho_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial \tau} &= \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \left(\lambda_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \right). \end{aligned} \quad (4)$$

На границе контакта снег–грунт принимается граничное условие, задающее равенство температур и потоков тепла:

$$T_s|_{z=0} = T_f|_{x=0};$$

$$\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \Big|_{z=0} = \lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \Big|_{x=0}.$$

На границе мёрзлого и талого грунта (границе промерзания) принимаются температура начала замерзания грунта $T_0 = 272,5^\circ\text{C}$ и условие Стефана:

$$\rho_w L w_1 \frac{d\xi}{d\tau} = \lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \Big|_{x=\xi} - \lambda_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \Big|_{x=\xi}.$$

Эффективная объёмная теплоёмкость мёрзлого грунта с учётом фазовых переходов незамёрзшей воды задаётся в зависимости от суммарной влажности следующей формулой:

$$c_{ef}(T, w_{th}) = c_f(w_{th}) + L \rho_f \frac{\partial w_w(T)}{\partial T},$$

где z и x – пространственные координаты по глубине снежного покрова и мёрзлой породе соответственно; T – температура, К; τ – время; λ – коэффициент теплопроводности грунта; ρ – плотность; c – удельная теплоёмкость, индексы s , f и th при параметрах относятся соответственно к снежному покрову, мёрзлому и талому

грунту; c_s и c_{th} – удельная теплоёмкость снега и талого грунта; c_{ef} – эффективная удельная теплоёмкость мёрзлого грунта с учётом фазовых переходов незамёрзшей воды; L – теплота плавления льда; ξ – координата границы раздела фаз; w_1 – доля воды, замерзающей на границе талого и мёрзлого грунта: $w_1 = w_{th} - w_w$, где w_{th} – суммарная влажность талого грунта, а w_w – влажность мёрзлого грунта на границе промерзания.

Зависимость доли незамёрзшей воды в грунте w_w принималась по графикам, приведённым в работе [2], аппроксимируемых для супеси экспоненциальной зависимостью вида $w_w = A_1 \exp(B_1(T - 273))$ при значениях коэффициентов $A_1 = 0,0531$ и $B_1 = 0,0916$.

Система уравнений (3) и (4) замыкается граничными условиями на поверхности и подстилающем основании, начальным распределением температуры и влажности в талом грунте, динамикой снегонакопления, заданием изменчивости теплофизических параметров снега. Приняты следующие начальные и граничные условия.

На поверхности грунта (снежного покрова) при $x = 0$ задаётся условие теплообмена с атмосферой в виде

$$\lambda_{f(s)} \frac{\partial T_{f(s)}}{\partial x} = Q_\Sigma,$$

где суммарный тепловой поток $Q_\Sigma = Q_{th} + Q_e + Q_r - Q_{sn}$; Q_{th} , Q_e , Q_r , Q_{sn} – потоки тепла соответственно за счёт конвективного теплообмена, испарения, эффективного излучения и солнечной радиации.

Табличные значения упругости водяного пара от температуры (воздуха и поверхности) аппроксимируются кусочно-линейными функциями $e_a = a_1 T + b_1$, где a_1 и b_1 – коэффициенты. Это позволяет записать суммарный поток тепла в следующем виде, удобном для вычислений [11]:

$$Q_\Sigma = \alpha_e (T_{f(s),o} - T_{ae});$$

$$\alpha_e = \alpha (1 + 1,95 \cdot 10^{-2} a_1) + 0,205 (T_a/100)^3;$$

$$T_{ae} = [\alpha (T_a - 1,95 \cdot 10^{-2} (b_1 - e_{af})) + 19,9 (T_a/100)^4 + Q_{sn}] / \alpha_e,$$

где α_e и T_{ae} – приведённые значения коэффициента теплоотдачи и температуры воздуха; коэффициент теплообмена для грунта принимается по формуле А.В. Павлова: $\alpha = v^{0,5} (7 + 7,2 v^{-2})$, а для

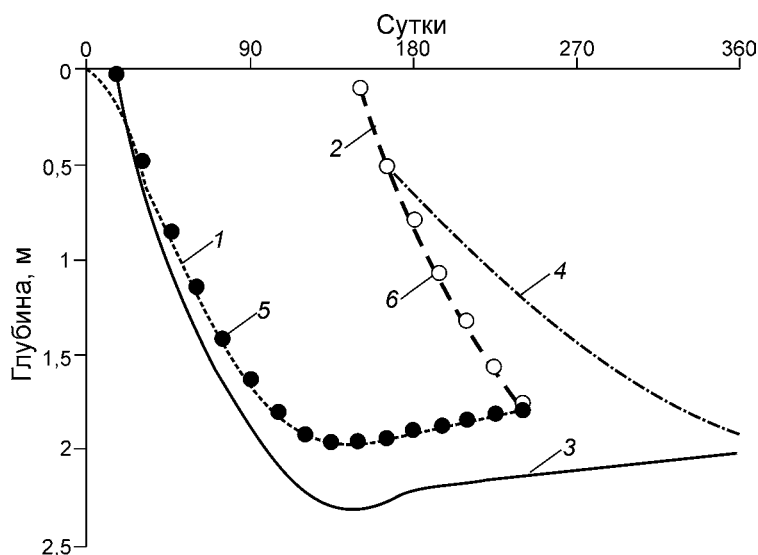


Рис. 1. Протаивание (1, 3, 5) и промерзание (2, 4, 6) грунта при толщине и плотности снега:

1 и 2 – 0,5 м и 200 кг/м³; 3 и 4 – 1,0 м и 100–200 кг/м³; 5 и 6 – 1,0 м и 400 кг/м³

Fig. 1. Thawing (1, 3, 5) and freezing (2, 4, 6) of ground under snow depth and density:

1 and 2 – 0.5 m and 200 kg/m³; 3 and 4 – 1.0 m and 100–200 kg/m³; 5 and 6 – 1.0 m and 400 kg/m³

снега – по формуле П.П. Кузьмина: $\alpha = 3,4 + 2,2v$, где v – скорость ветра, f – влажность воздуха; T_a , $T_{f(s)o}$ – температура воздуха и поверхности соответственно, К; e_a – упругость водяного пара в воздухе.

На нижней границе мёрзлой породы задаётся тепловой поток, равный величине геотермического потока Q_g :

$$\lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} = Q_g,$$

где $Q_g = \lambda_f \Delta T_g$, ΔT_g – геотермический градиент.

Результаты расчётов. Результаты модельных расчётов (на третий год от начала вычислений) температуры грунта, динамики промерзания и протаивания грунта при толщине

снежного покрова 1 и 0,5 м и плотности соответственно 400 и 200 кг/м³ приведены на рис. 1 и 2. Расчёт коэффициента теплопроводности снега проводился по формулам (1) и (2). Вычисления в первом и втором году используются при определении распределения температуры грунта, соответствующей принятой динамике температуры воздуха и параметров снежного покрова. Значения термического сопротивления снежного покрова R_s , глубина протаивания ξ_m , глубина промерзания ξ_f и время смыкания сезонного талого слоя с верхней кровлей многолетней мерзлоты τ_c (отсчитывается от начала промерзания) представлены в табл. 1.

Результаты расчётов показывают, что при близких значениях термического сопротивле-

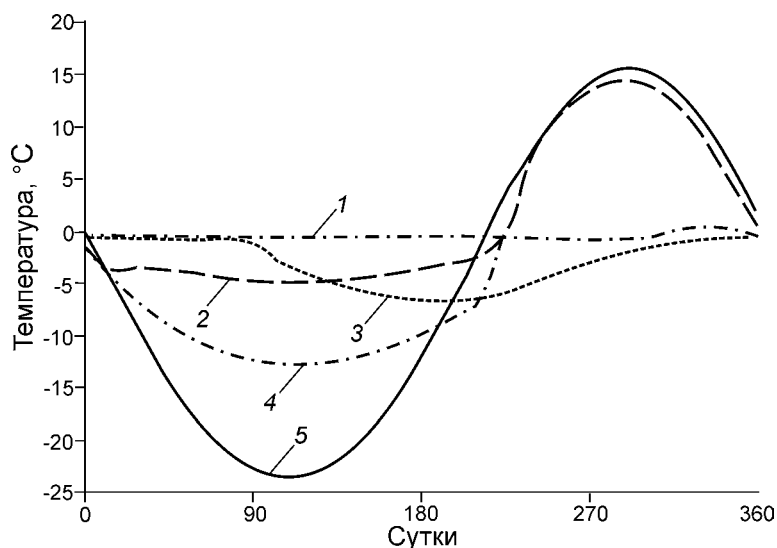


Рис. 2. Температура поверхности грунта (2, 4) и на глубине 2 м (1, 3) при толщине и плотности снега:

1 и 2 – 1,0 м и 100–200 кг/м³; 3 и 4 – 0,5 м и 200 кг/м³; 5 – температура воздуха

Fig. 2. Temperature of the ground surface (2, 4) and at the depth of 2 m (1, 3) under snow depth and density:

1 and 2 – 1.0 m and 100–200 kg/m³; 3 and 4 – 0.5 m and 200 kg/m³; 5 – air temperature

Таблица 1. Влияние термического сопротивления снежного покрова на глубину протаивания, глубину промерзания грунта и время смыкания сезонного талого слоя и верхней кровли многолетней мерзлоты от начала промерзания

Толщина снежного покрова h_s , м	Плотность снега ρ_s , кг/м ³	Термическое сопротивление снежного покрова R_s , м ² ·К/Вт	Глубина протаивания ξ_m и промерзания ξ_f грунта, м	Время смыкания сезонного талого слоя и верхней кровли многолетней мерзлоты τ_c , сут
1	400	1,6/1,3*	1,95/1,95*	90/90*
0,5	200	1,6/2,0	1,97/2,07	90/105
0,5	100–200	1,9/2,6	2,06/2,14	120/135
1	200	3,1/4,4	2,15/2,20 ($\xi_f = 1,88$)	135/нет смыкания
1	100–200	3,8/5,1	2,31($\xi_f = 1,91$)/2,91($\xi_f = 1,57$)	Нет смыкания

* При расчётах данных параметров коэффициент теплопроводности λ_s вычислялся: числитель – по формуле А.В. Павлова (2); знаменатель – по формуле (1).

ния снежного покрова и равенстве других параметров динамика протаивания и промерзания практически совпадают. При толщине снежного покрова 1 и 0,5 м и плотности снега 400 и 200 кг/м³ соответственно максимальные значения R_s равны 2,5 м²·К/Вт при средних за холодный период значениях 1,6 м²·К/Вт (см. табл. 1). При этом отличие в толщине снежного покрова и в его плотности составляет 100%, а снегозапас отличается в 4 раза. Отличие в динамике промерзания и таяния в этих случаях в основном составляет 2–3%. Исключение – начальный период таяния, когда при меньшем значении снегозапаса протаивание грунта наступает раньше (см. кривая 1 на рис. 1).

В случае небольших значений $R_s = 1,6$ м²·К/Вт смыкание сезонно-талого слоя и верхней кровли мерзлоты наступает через $\tau_c = 90$ суток от начала промерзания (см. табл. 1). При этом значительно снижаются и температура поверхности грунта, и температура грунта на глубине 2 м (кривые 3 и 4 на рис. 2). Минимальная температура поверхности грунта выше минимальной температуры воздуха почти в 1,9 раза, а температура грунта на глубине 2 м выше в 3,6 раза. С ростом значения R_s увеличиваются глубина протаивания и время смыкания слоёв τ_c . При разной толщине снежного покрова, но одинаковом значении R_s (см. табл. 1) глубина протаивания практически совпадает. При увеличении значения R_s более чем в 2 раза (при толщине снежного покрова 1 м и изменении плотности снега в холодный период от 100 до 200 кг/м³) получим совсем иную картину фазового и термического состояния приповерхностного слоя грунта (см. рис. 1 и 2). В этом случае максимальная глубина протаивания достигает 2,31 м. К концу хо-

лодного периода глубина протаивания уменьшается до 2 м за счёт отвода тепла в мёрзлый грунт (см. рис. 1), тогда как глубина промерзания грунта под снежным покровом достигает только 1,91 м. В результате не происходит смыкания промерзающего талого слоя и верхней кровли мерзлоты и образуется слой несливающейся мерзлоты. В этом случае температура поверхности грунта под снежным покровом опускается только до -5 °С, а температура грунта на глубине 2 м равна температуре замерзания грунта $-0,5$ °С (кривые 1 и 2 на рис. 2). Глубина промерзания грунта при формировании несливающейся мерзлоты приведена в табл. 1.

Расчёты по приведённым формулам коэффициента теплопроводности снега (1) и (2) дают разные значения R_s , разные значения глубины протаивания и времени смыкания слоёв и разный термический режим грунта, что показывает важность изучения и выбора соответствующей зависимости коэффициента теплопроводности снега.

Распределение по глубине средней за холодный период и за год температуры грунта при разном термическом сопротивлении снежного покрова R_s , приведённом в табл. 1, дано на рис. 3. При равных значениях термического сопротивления снежного покрова распределение температуры грунта по глубине практически совпадает – кривые 1 и 2 на рис. 3. При больших значениях R_s средняя годовая температура грунта в верхнем метровом слое превышает 0 °С. Результаты выполненных исследований показали, что при значительном отличии в толщине снежного покрова его теплозащитные свойства могут совпадать и влияние на термический режим грунта будет одинаковым.

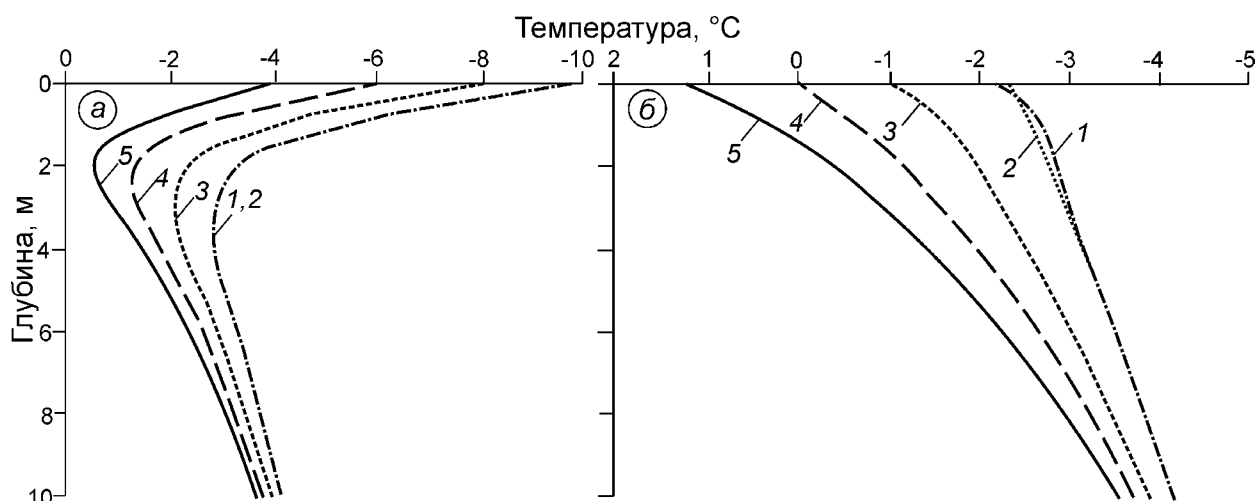


Рис. 3. Средняя за холодный период (а) и за год (б) температура грунта при разном термическом сопротивлении снежного покрова (R_s , $\text{м}^2\cdot\text{К}/\text{Вт}$) при толщине и плотности снега:

1 – 0,5 м и 200 $\text{кг}/\text{м}^3$ ($R_s = 1,6$); 2 – 1 м и 400 $\text{кг}/\text{м}^3$ ($R_s = 1,6$); 3 – 0,5 м и 100–300 $\text{кг}/\text{м}^3$ ($R_s = 1,9$); 4 – 1,0 м и 200 $\text{кг}/\text{м}^3$ ($R_s = 3,1$); 5 – 1 м и 100–300 $\text{кг}/\text{м}^3$ ($R_s = 3,8$)

Fig. 3. Ground mean temperature for the cold period (a) and the year (б) under different thermal resistance of snow (R_s , $\text{м}^2\cdot\text{К}/\text{W}$) at snow depth and density:

1 – 0,5 m and 200 kg/m^3 ($R_s = 1,6$); 2 – 1 m and 400 kg/m^3 ($R_s = 1,6$); 3 – 0,5 m and 100–300 kg/m^3 ($R_s = 1,9$); 4 – 1,0 m and 200 kg/m^3 ($R_s = 3,1$); 5 – 1 m and 100–300 kg/m^3 ($R_s = 3,8$)

Пространственное распределение термического сопротивления снежного покрова

Пространственная изменчивость снежного покрова определяется соответствующим распределением толщины и плотности снежного покрова [7, 15]. Для построения карты термического сопротивления снежного покрова использовались средние многолетние данные

параметров снежного покрова на территории России. Были выбраны все метеостанции (ГМС) с маршрутными снегосъёмками, находящиеся выше 60° с.ш. и представленные на сайте ВНИИГМИ-МЦД (<http://www.meteo.ru>). В основном использованы данные ГМС, расположенных на равнинах. Отобрано 77 ГМС со снегосъёмками в лесу и 83 ГМС со снегосъёмками в поле. После исключения из общего числа

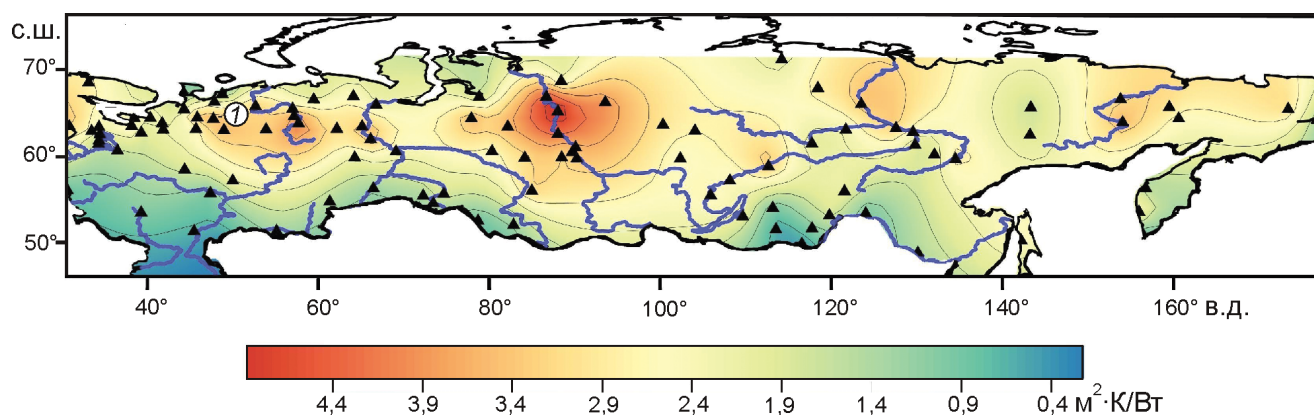


Рис. 4. Термическое сопротивление снежного покрова в марте на территории России в среднем за период 2001–2010 гг.

Треугольники – места расположения метеостанций; 1 – ГМС Койнас

Fig. 4. The thermal resistance of snow cover in March at the Russian territory as mean for the period 2001–2010.

Triangles – the location of weather stations; 1 – the weather station Koyinas

Таблица 2. Тренды суммы положительной и отрицательной температуры воздуха, термического сопротивления снежного покрова в марте, максимальной и минимальной температуры грунта на глубине 320 см для ГМС Койнас

Годы	Тренды термического сопротивления снежного покрова в марте R_s , м ² ·К/Вт	Тренды суммы температуры воздуха, °С		Тренды температуры грунта, °С	
		положительной ΣT_{ap}	отрицательной ΣT_{an}	максимальной T_{gmax}	минимальной T_{gmin}
1966–2000	$0,0248y - 45,981^*$; $R^2 = 0,143^{**}$	$4,4215y - 7172,9$; $R^2 = 0,061$	$5,0593y - 11\,894$; $R^2 = 0,017$	$0,0126y - 16,118$; $R^2 = 0,0237$	$0,0265y - 51,092$; $R^2 = 0,1582$
2001–2010	$-0,126y + 256,3$; $R^2 = 0,4817$	$11,569y - 21\,468$; $R^2 = 0,0503$	$14,282y - 30\,352$; $R^2 = 0,0185$	$-0,1036y + 217,17$; $R^2 = 0,0995$	$0,0071y - 12,45$; $R^2 = 0,0085$

* Значение y принадлежит году из диапазона 1966–2010 гг.; ** R^2 – коэффициент корреляции.

24 ГМС, где выполнялись снегосъёмки в лесу и в поле, для анализа изменчивости толщины и плотности снежного покрова осталось 112 ГМС.

На рис. 4 приведено пространственное распределение термического сопротивления снежного покрова в марте за период 2001–2010 гг. Для расчёта термического сопротивления снежного покрова необходимо использовать его толщину и плотность на одинаковый момент времени. Максимальная плотность снежного покрова приходится на время начала таяния, когда толщина снежного покрова уже снизилась в результате уплотнения влажного снега. Поэтому был выбран март, когда на территории криолитозоны таяние снега ещё не наступило, но толщина снега в среднем уже на 5–15 см меньше максимальной зимней толщины снежного покрова.

При определении пространственного распределения термического сопротивления снежного покрова в марте мы использовали формулу А.В. Павлова (2) для расчёта коэффициента теплопроводности снега. Однако с учётом небольших отрицательных температур снега в основании снежной толщи и более низких температур на поверхности снежного покрова температурный фактор мы не учитывали.

Наибольшие значения термического сопротивления снежного покрова, достигающие 4 м²·К/Вт, приходятся на бассейн среднего течения р. Енисей. Толщина снежного покрова в марте в этом районе превышает 80 см [7]. Небольшие значения R_s приходятся на районы верхнего и нижнего течения р. Обь, Забайкалья, южные районы Европейской России. Анализ динамики термического сопротивления снежного покрова показал, что для многих районов Сибири, в частности для Красноярского края [5], изменения величины R_s во второй половине холодного периода невелики.

Пример влияния термического сопротивления снежного покрова на температуру грунта

Влияние термического сопротивления снежного покрова на температуру грунта на глубине 320 см за период с 1966 по 2010 г. рассмотрим на примере гидрометеостанции Койнас, расположенной в долине р. Мезень на востоке Архангельской области (код межд. класс. № 22583; географические координаты 64°45' с.ш., 47°39' в.д.). В табл. 2 приведены тренды суммы отрицательной и положительной температуры воздуха, термического сопротивления снежного покрова в марте, максимальной и минимальной температуры грунта на глубине 320 см для этой ГМС. Сумма суточных положительных температур воздуха с 1966 по 2000 г. на этой станции растёт на 4 °С в год (тренд: $\Sigma T_{ap} = 4,4215y - 7172,9$; $R^2 = 0,061$, где y – год из диапазона 1966–2010 гг.; R – коэффициент корреляции), что составляет в среднем 0,3% за год (рис. 5, а). Сумма отрицательных суточных температур воздуха имеет тенденцию к росту на 5 °С в год ($\Sigma T_{an} = 5,0593y - 11\,894$; $R^2 = 0,017$), что составляет в среднем те же 0,3% за год. Минимальная температура грунта на глубине 320 см (см. рис. 5, б) растёт на 0,027 °С, или 1,82% за год (тренд: $T_g = 0,0265y - 51,092$; $R^2 = 0,1582$), а максимальная – на 0,14% за год (тренд: $T_g = 0,0126y - 16,118$; $R^2 = 0,0237$) (см. рис. 5, в). При этом за период 1966–2000 гг. увеличивается на 0,8% и величина R_s (тренд $R_s = 0,0248y - 45,981$; $R^2 = 0,143$). Таким образом, рост температуры воздуха, как положительной, так и отрицательной, и термического сопротивления снежного покрова приводит к росту температуры грунта.

Другая ситуация наблюдается с 2001 по 2010 г. Рост суммы отрицательных температур воздуха

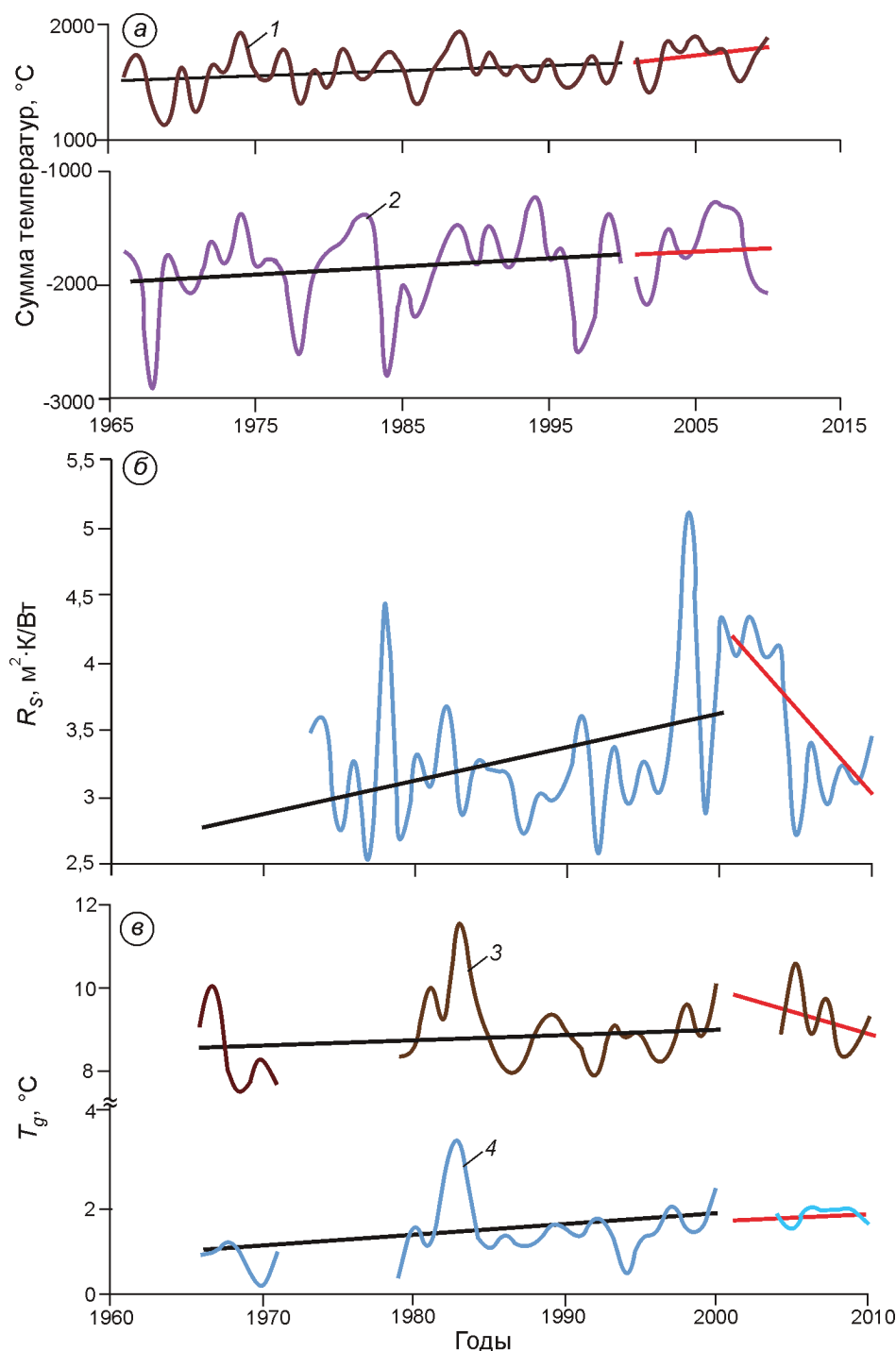


Рис. 5. Влияние термического сопротивления снежного покрова на термический режим грунта по данным ГМС Койнас (см. рис. 4):

a – годовая сумма положительных (1) и отрицательных (2) температур воздуха; *б* – термическое сопротивление снежного покрова в марте; *в* – максимальная (3) и минимальная (4) температура грунта на глубине 320 см; прямые линии – тренды за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг.

Fig. 5. Effect of thermal resistance of the snow cover on the thermal regime of the soil according to the weather station Koyнас (see Fig. 4):

a – annual sum of the positive (1) and negative (2) air temperature; *б* – thermal resistance of the snow in March; *в* – maximal (3) and minimal (4) ground temperature at the depth of 320 cm; straight lines are trends for the periods of 1966–2000 and 2001–2010

существенно увеличился и составил $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ в год, или $0,8\%$ за год (тренд $\sum T_{an} = 14,282y - 30\,352$; $R^2 = 0,0185$). Тренд для суммы положительной температуры воздуха с 2001 по 2010 г. также увеличился и составил $\sum T_{ap} = 11,569y - 21\,468$ при $R^2 = 0,0503$, или $12\text{ }^{\circ}\text{C}$ в год ($0,7\%$ за год). Однако минимальная температура грунта на глубине 320 см увеличивается незначительно – на $0,007\text{ }^{\circ}\text{C}$

в год (тренд $T_g = 0,0071y - 12,45$; $R^2 = 0,0085$), что составляет $0,4\%$ (вместо $1,8\%$ за 1966–2000 гг.). При этом на фоне роста температуры воздуха снизилась максимальная температура грунта на глубине 320 см на $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ в год, или $1,1\%$ (тренд: $T_g = -0,1036y + 217,17$; $R^2 = 0,0995$) по сравнению с ростом на $0,14\%$ за период 1966–2000 гг. Такое понижение максимальной температуры грунта

вызвано значительным уменьшением термического сопротивления снежного покрова на 3,6% (тренд: $R_s = -0,126y + 256,3$; $R^2 = 0,4817$).

Рост средней годовой суточной температуры воздуха за период 1966–2000 гг. составляет $T_{ay} = 0,0369x - 73,981$ ($R^2 = 0,0661$), тогда как за период 2001–2010 гг. он значительно больше: $T_{ay} = 0,1297x - 260,11$ ($R^2 = 0,125$).

Заключение

Модельные расчёты показали, что при разной толщине и плотности снежного покрова, но равных значениях его термического сопротивления динамика промерзания и температурный режим показывают близкие результаты. Рост термического сопротивления снежного покрова может приводить к формированию несливающейся мерзлоты. Наибольшая теплозащитная способность снежного покрова для марта характерна для бассейна среднего течения р. Енисей. Снежный покров с небольшой теплозащитной способностью для этого месяца формируется в районах верхнего и нижнего течения р. Обь, Забайкалья, южных районах Европейской территории России. На примере ГМС Койнас (восток Архангельской области) показано, что влияние роста суммы отрицательной температуры воздуха на температурный режим грунта может компенсироваться снижением термического сопротивления снежного покрова.

Анализ и обработка архивных материалов выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 11, а математическое моделирование и расчёты при финансовой поддержке Всероссийской общественной организации «Русское географическое общество» — грант РФФИ-РГО № 13-05-41195 РГО_a.

Литература

1. Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск: Наука, 1991. 193 с.
2. Вотяков И.Н. Физико-механические свойства мерзлых и оттаивающих грунтов Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 176 с.

3. Осокин Н.И., Жидков В.А., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. Изменчивость гидрометеорологических факторов, влияющих на промерзание грунтов // МГИ. 2000. Вып. 89. С. 209–213.
4. Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Оценка влияния потепления климата на деградацию мерзлоты (на теплофизическое состояние мерзлых пород) // МГИ. 2005. Вып. 99. С. 144–150.
5. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В. Термическое сопротивление снежного покрова и его влияние на промерзание грунта // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 93–103.
6. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 63–70.
7. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственная и временная изменчивость высоты и плотности снежного покрова на территории России // Лёд и Снег. 2014. № 4 (124). С. 72–80.
8. 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.
9. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Гео, 2008. 230 с.
10. Павлов А.В., Скачков Ю.Б., Какунов Н.Б. Взаимосвязь между многолетними изменениями глубины сезонного протаивания грунтов и метеорологическими факторами // Криосфера Земли. 2004. Т. VIII. № 4. С. 3–11.
11. Сосновский А.В. Математическое моделирование влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 3. С. 83–88.
12. 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.
13. Gislén K., Westermann S., Schuler T.V., Litherland T., Isaksen K., Boike J., Etzelmüller B. A statistical approach to represent small-scale variability of permafrost temperatures due to snow cover // The Cryosphere. 2014. № 8. P. 2063–2074. doi:10.5194/tc-8-2063-2014.
14. Park H., Fedorov A.N., Zheleznyak M.N., Konstantinov P.N., Walsh J.E. Effect of snow cover on pan-Arctic permafrost thermal regimes // Climate Dynamics. 2015. № 44. P. 2873–2895. doi:10.1007/s00382-014-2356-5.
15. Zhong X., Zhang T., Wang K. Snow density climatology across the former USSR // The Cryosphere. 2014. № 8. P. 785–799. doi:10.5194/tc-8-785-2014.