

ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345

К ОЦЕНКЕ ВЛИЯНИЯ ИЗМЕНЧИВОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК
СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ПРОМЕРЗАНИЕ ГРУНТОВ

Н.И. Осокин, Р.С. Самойлов, А.В. Сосновский, С.А. Сократов, В.А. Жидков

Институт географии РАН, 109017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия

На основе разрабатываемой авторами математической модели дана количественная оценка влияния изменчивости условий снегонакопления (соотношения сроков перехода среднесуточной температуры воздуха через 0 °С и установления снежного покрова, динамики снегонакопления, в том числе в результате метелевого переноса снега и схода снежных лавин) на ход промерзания сезонно- и многолетнемерзлых пород.

В модели, основанной на использовании известных уравнений теплофизики, учтена: 1) изменчивость эффективного коэффициента теплопроводности снега от его плотности и толщины; 2) влияние метеорологических параметров на процессы теплопереноса в снежной толще; 3) региональные особенности снегонакопления. Апробация модели по данным наблюдений А. В. Павлова на мерзлотной станции Игарка показала хорошую сходимость результатов расчетов и измерений.

Направлением дальнейших исследований является установление физико-географических закономерностей влияния пространственно-временной изменчивости распределения снежного покрова на процессы промерзания—протаивания сезонно- и многолетнемерзлых пород.

Криолитозона, мерзлые породы, талый слой, промерзание, снежный покров, теплофизические характеристики

ON ESTIMATION THE INFLUENCE OF SNOW COVER CHARACTERISTICS VARIABILITY ON SOILS FREEZING

N.I. Osokin, R.S. Samoilov, A.V. Sosnovskii, S.A. Sokratov, V.A. Zhidkov

Institute of Geography RAS, 109017, Moscow, Russia, Staromonetny per., 29

Quantitative estimation of the influence of the variability snow accumulation conditions (relationship between daily average temperature achieving 0 °C and snow cover, dynamics of snow accumulation, including blizzards and snow avalanches) on the dynamics of the seasonally and permanently frozen grounds is based on a mathematical model introduced by the authors.

The model, based on widely used thermophysical equations, takes into account: 1) the dependence of effective heat conductivity on snow density and depth of snow cover; 2) influence of meteorological factors on the heat transfer processes inside snow cover; 3) the regional specific features of snow accumulation. The comparison of model data with those observed by A. V. Pavlov on the Igarka permafrost station, showed good agreement between them.

The direction of further investigations is searching for physico-geographical principles of space and time variability on the distribution of snow cover on freezing and melting of seasonally and permanently frozen soils.

Cryolithozone, frozen soil, melted layer, freezing, snow cover, thermophysical characteristics

ВВЕДЕНИЕ

Снежно-ледовые явления на поверхности суши (снежный и ледяной покровы, метелевый перенос снега и снежные лавины, ледники, наледи, заторы льда на реках и пр.), изменяют условия теплообмена на границе атмосфера—литосфера и влияют на термическое состояние верхних горизонтов криолитозоны. Наибольшее

распространение на территории России имеют такие снежно-ледовые явления, как снежный покров и снежники различного генезиса, обладающие значительной пространственно-временной изменчивостью.

В более чем столетней истории исследований проблемы воздействия снежного покрова на ус-

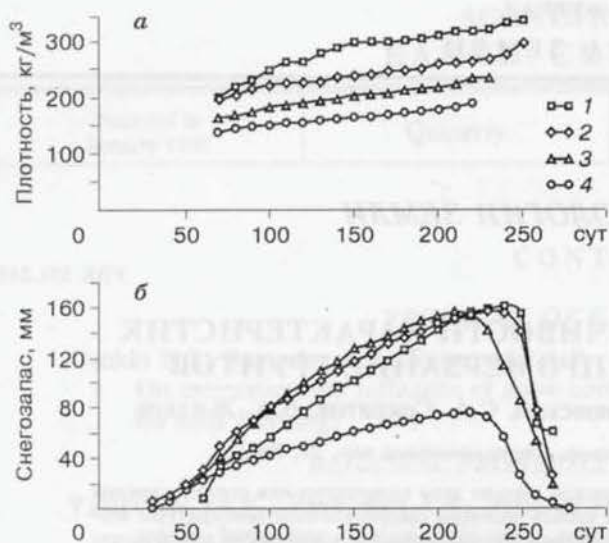


Рис. 1. Изменение во времени плотности снежного покрова (а) и динамика снегонакопления (б).

1 — Ненецкий АО, 2 — Красноярский край, 3 — Якутия, 4 — Чукотский АО.

ловия формирования и динамику мерзлых пород основной вклад внесены российскими учеными А. И. Воейковым, Л. А. Ячевским, А. А. Григорьевым, М. И. Сумгиным, М. М. Крыловым, В. А. Кудрявцевым, А. В. Павловым, Г. М. Фельдманом, В. П. Чернядьевым и др. [Достовалов, Кудрявцев, 1967; Павлов, 1980].

В комплексе решаемых фундаментальных и прикладных проблем геокриологии и гляциологии в меньшей степени оказалось изученным влияние снежного покрова на процессы таяния—промерзания верхних горизонтов криолитозоны, обусловленное неравномерным выпадением по времени и распределением по площади твердых осадков, метелевым переносом снега, сносом лавинного снега из зоны зарождения в зону его отложения. Характер изменения во времени плотности снега и среднедекадной величины снегозапасов для нескольких районов по данным справочника [Научно-прикладной..., 1989] приведен на рис. 1, а зависимости плотности снега от его толщины — на рис. 2.

В геокриологических прогнозах обычно принято опираться на подобные фоновые среднеголетние значения характеристик снежного покрова. Причем расчетную толщину снежного покрова принимают усредненной за весь зимний период, отдельно по периодам промерзания—оттаивания пород и реже — по данным непосредственных наблюдений [Кудрявцев, 1967; Основы

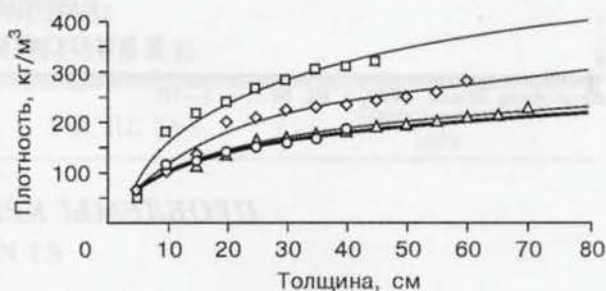


Рис. 2. Зависимость плотности снега от его толщины.

Усл. обозн. см. на рис. 1.

мерзлотного прогноза..., 1974]. Среднеголетние показатели параметров снежного покрова, как правило, не характеризуют возможные их значения в годы различной снежности и особенно в условиях расчлененного рельефа или высокой активности метелевой деятельности [Осокин, 1981].

Существенно большей пространственно-временной неоднородностью отличаются поля снегозапасов на локальном уровне (на уровне отдельных долин, горных склонов и т. п.). Коэффициент вариации толщины снежного покрова на период максимума снегозапасов по данным снегосъемок колебался в пределах от 0,1 до 1,2 и более [Жидков, Самойлов, 1989; Жидков и др., 1996; Самойлов и др., 1995]. Такая дифференциация параметров снега оказывает существенное влияние снежной толщи на промерзание—протаивание криогенных пород.

ОСНОВНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПРИНЯТОГО МЕТОДА РАСЧЕТА ГЛУБИНЫ ПРОМЕРЗАНИЯ ГРУНТОВ

Разрабатываемая модель должна учитывать: 1) реальные условия снегонакопления в годы различной снежности; 2) изменчивость толщины снеготложений на локальном уровне под влиянием метелевого переноса снега, схода снежных лавин и водоснежных потоков; 3) изменчивость теплофизических характеристик снега с изменением плотности, структуры, температуры, влажности снега, образования в снежной толще ледяных прослоек; 4) изменчивость альбедо снежного покрова и снежников; 5) суточные и декадные колебания температуры воздуха, поверхности снега, растительного покрова и поверхности мерзлой толщи.

В разрабатываемой модели используются известные подходы к оценке радиационно-теплого баланса поверхности пород криолитозоны,

Эффективный коэффициент теплопроводности снега λ_s в зависимости от его плотности ρ_s по экспериментальным данным

Автор и год	Предложенная зависимость λ_s (Вт·м ⁻¹ ·К ⁻¹) от ρ_s (кг·м ⁻³)	Интервал плотностей (кг·м ⁻³)	Интервал температур (°С)
Abel's [1892]	$\lambda_s = 2,846 \cdot 10^{-6} \rho_s^2$	140—330	10—30
Jansson [1901]	$\lambda_s = 0,02093 + 0,7953 \cdot 10^{-3} \rho_s + 2,512 \cdot 10^{-12} \rho_s^4$	47—470	2—13
Devaux [1933]	$\lambda_s = 0,0293 + 2,93 \cdot 10^{-6} \rho_s^2$	90—590	5—20
Кондратьева [1945]	$\lambda_s = 3,558 \cdot 10^{-6} \rho_s^2$	330—500	2—13
Bracht [1949]	$\lambda_s = 2,051 \cdot 10^{-6} \rho_s^2$	90—635	3—13,5
Yosida and Iwai [1950]	$\lg \lambda_s = -1,47 + 2 \cdot 10^{-3} \rho_s$	72—400	1—6
Сулаквелидзе [1955]	$\lambda_s = 0,5107 \cdot 10^{-3} \rho_s$	<350	2—13
Проскуряков [1957]	$\lambda_s = 0,02093 + 1,01 \cdot 10^{-3} \rho_s$	140—310	
Дьячкова, Серова [1960]	$\lg \lambda_s = -1,42 + 2,25 \cdot 10^{-3} \rho_s$	80—470	
Yen [1965]	$\lambda_s = 3,223 \cdot 10^{-6} \rho_s^2$	400—590	6—11
Izumi and Fujioka [1967]	$\lg \lambda_s = -1,17 + 2,16 \cdot 10^{-3} \rho_s$	80—500	
Павлов [1973]	$\lambda_s = 3,49 \cdot 10^{-3} + 3,52 \cdot 10^{-4} \rho_s - 2,06 \cdot 10^{-7} \rho_s^2 + 2,62 \cdot 10^{-9} \rho_s^3$	120—350	1—25
Izumi and Huzioka [1975]	$\lg \lambda_s = -1,11 + 2,16 \cdot 10^{-3} \rho_s$ $\lg \lambda_s = -1,2 + 1,7 \cdot 10^{-3} \rho_s$	73—483	
Sakazume and Seki [1980]	$\lg \lambda_s = -1,25 + 2,12 \cdot 10^{-3} \rho_s$	150—700	0—16
Lange [1985]	$\lg \lambda_s = -3 + 6,9 \cdot 10^{-3} \rho_s$	230—420	4—20
Murakami and Maeno [1989]	$\lambda_s = 0,102 - 1,04 \cdot 10^{-3} \rho_s + 3,73 \cdot 10^{-6} \rho_s^2$	246—917	11
Ostin and Andersson [1991]	$\lambda_s = -0,00871 + 4,39 \cdot 10^{-4} \rho_s + 1,05 \cdot 10^{-6} \rho_s^2$	77—684	6,5—19,9
Sturm et al. [1997]	$\lambda_s = 0,023 + 0,234 \cdot 10^{-3} \rho_s$ $\lambda_s = 0,138 - 1,01 \cdot 10^{-3} \rho_s + 3,233 \cdot 10^{-6} \rho_s^2$	<156 156—600	1—77,1

теплообмена в криолитозоне с учетом баланса тепла на границе промерзания [Меламед, 1958; Мерзлотоведение, 1981; Основы геокриологии, 1959; Основы мерзлотного прогноза, 1974; Павлов, 1980; Павлов, 1984; Фельдман, 1973], но более детально исследуются вопросы воздействия на геокриологические процессы пространственно-временной изменчивости характеристик снежного покрова локального уровня.

Процесс снегонакопления в модели анализируется в виде степенной зависимости относительной толщины h_s/h_{\max} от относительной продолжительности возрастания толщины снежного покрова τ_s/τ_{\max} :

$$h_s/h_{\max} = (\tau_s/\tau_{\max})^k,$$

при а) $k = 1/2$; б) $k = 1$; в) $k = 2$, (1)

где τ_{\max} — время достижения снежным покровом максимальной толщины h_{\max} . Плотность снега ρ_s на данном этапе вычисляется в зависимости от толщины снежного покрова по формуле, полученной для котловин Восточной Сибири [Коломыц, 1966]:

$$\rho_s = 80 + 400 h_s \text{ кг/м}^3, [h_s] = \text{м}. \quad (2)$$

Важнейшей характеристикой, влияющей на результаты моделирования взаимодействия снега с криогенными породами, является коэффициент теплопроводности снега λ_s . Сводка основных опубликованных зависимостей эффективной теплопроводности снега от его плотности (таблица) составлена по материалам А. В. Павлова [Павлов, 1979; Pavlov, 1993], М. Стурма и др. [Sturm et al., 1997], С. Фукусакко [Fukusako S., 1990], М. Маэно и Т. Курода [Maeno N., Kuroda T., 1986].

На основании приведенных выше данных величина эффективного коэффициента теплопроводности определялась в зависимости от плотности снега по формуле:

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

Формула (3) была получена как средняя из представленных в таблице зависимостей путем аппроксимации значений, вычисленных по каждой из формул в пределах интервала плотностей снега, используемых в экспериментах, с шагом плотности в 10 кг/м³. Границы изменения расчетных значений эффективной теплопроводности по данным различных авторов (см. таб-

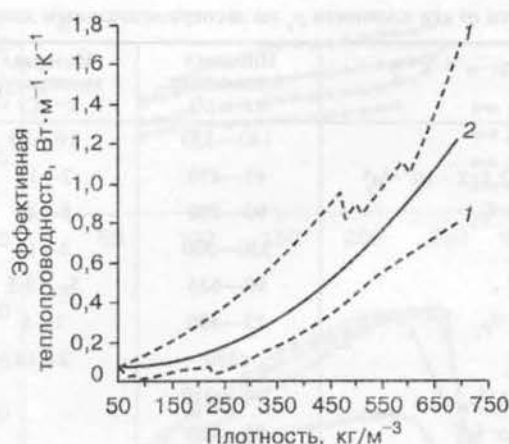


Рис. 3. Эффективная теплопроводность λ_s в зависимости от плотности снега ρ_s .

1 — область расчетных значений, аппроксимируемых по уравнениям, предложенным различными авторами (см. таблицу), 2 — кривая средних значений, аппроксимируемых формулой (3).

лицу) отмечены на рис. 3 штриховкой; предлагаемая зависимость, аппроксимируемая уравнением (3), показана сплошной линией.

В настоящей модели использовано положение о наличии слоя фазового перехода, в пределах которого происходит замерзание воды в грунте, толщина которого зависит от теплофизических свойств грунта и распределения температуры по вертикальному профилю. Количество не замерзшей влаги w_m в этом слое оценивается по эмпирической зависимости В. Л. Чистотинова, полученной им для суглинков [Фельдман, 1973]:

$$w_m = A + B/(C - T), \text{ доли единицы,}$$

а эффективная теплоемкость мерзлого грунта, рассчитываемая с учетом этой зависимости:

$$c_{em} = c_m + LB/(C - T)^2, \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К).}$$

Здесь A, B, C — эмпирические коэффициенты, величины которых для суглинков составляют: $A = 0,05$; $B = 0,0495$; $C = 273,49$; T — температура, К; L — скрытая теплота плавления, Дж.

При температуре мерзлого суглинка ниже -5 °С его эффективная теплоемкость меняется незначительно и величину ее можно принимать постоянной.

Распределение температуры в снежном покрове (толщиной $0 < z < h_s(t)$, параметры которого обозначаются в дальнейшем с индексом „s“), в мерзлой зоне ($0 < x < \xi$, с индексом „m“) и талой зоне ($\xi < x < h_{th}$, с индексом „th“) описывается уравнением теплопроводности Фурье:

$$c_i \rho_i \frac{\partial T_i}{\partial \tau} = \lambda_i \frac{\partial^2 T_i}{\partial x^2}, \quad (4)$$

где индекс „i“ принимает значения „s“, „m“ или „th“ и c_m заменяется на c_{em} .

На границе контакта снег—грунт принимается граничное условие 4-го рода, задающее равенство температур и потоков тепла

$$T_s|_{z=0} = T_m|_{x=0}, \quad (5)$$

$$\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} |_{z=0} = \lambda_m \frac{\partial T_m}{\partial x} |_{x=0}.$$

На границе мерзлого и талого грунта — границе промерзания принимается температура начала замерзания грунта, равная температуре $T_{bf} = 272,5$ °С, и условие Стефана

$$w \rho_w L \frac{d\xi}{dt} = \lambda_m \frac{\partial T_m}{\partial x} |_{x=\xi} - \lambda_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial x} |_{x=\xi}, \quad (6)$$

где удельное количество замерзающей влаги $w = w_{th} - 0,12$, так как на границе промерзания влажность мерзлого суглинка близка к 12 %. Система уравнений (4)—(6) замыкается граничными условиями на поверхности и подстилающем основании, начальным распределением температуры в талом грунте и принятым ходом снегонакопления.

На поверхности грунта (снежного покрова) задается условие теплообмена с атмосферой

$$\lambda_{m(\tau)} \frac{\partial T_{m(\tau)}}{\partial x} = Q_{th} + Q_e + Q_r - Q_{sn}. \quad (7)$$

В первом приближении полагается, что на нижней границе талой зоны теплоток отсутствует и температура принимается равной температуре замерзания.

$$T_{th}(h) = T_{bf}. \quad (8)$$

Распределение температуры по глубине талой зоны к моменту начала промерзания грунтов принимается в соответствии с зависимостью

$$T_{th,0} = 4T_{th,max}x(h_{th} - x)/h_{th}^2. \quad (9)$$

В формулах (4)—(9) приняты следующие обозначения: T — температура, К; $T_{th,max}$ — максимальная температура талого грунта к началу его промерзания, К; z — координата по снежной толще, x — координата по глубине грунта, ξ — координата границы фазового перехода, h_{th} — толщина талого слоя; τ — время, λ_i — теплопроводность, ρ_i — плотность, c_i — удельная теплоемкость; Q_{th} , Q_e , Q_r , Q_{sn} — потоки тепла соответственно за счет конвективного теплообмена, испарения, эффективного излучения и солнечной радиации.

Определение теплообмена за счет эффективного излучения в модели производится по формуле Н. А. Ефимовой [Кириллова, 1970], полученной на основе массовых наблюдений по однотипным приборам на сети станций, расположенных в разных географических условиях:

$$Q_r = \varepsilon \sigma T_f^4 (0,254 - 5 \cdot 10^{-5} e_f) (1 - n c_r) + 4 \varepsilon \sigma T_f^3 (t_{m(s),0} - T_f), \quad (10)$$

где ε — излучательная способность поверхности, σ — постоянная Стефана—Больцмана, T_f , $T_{m(s),0}$ — температура воздуха и поверхности соответственно, К; n — облачность, e_f — упругость водяного пара в воздухе, c_r — постоянная, линейно зависящая от широты местности, равная 0,8 и 0,7 на широте 70 и 45° соответственно.

Зависимость упругости водяного пара от температуры (воздуха и поверхности) аппроксимируется кусочно-линейными функциями $e_f = a_1 T + b_1$, что позволяет записать суммарный поток тепла в следующем виде, удобном для вычислений [Сосновский, 1984]:

$$Q_{\Sigma} = \alpha_{e,th} (T_{m(s),0} - T_{e,f}), \quad (11)$$

$$\alpha_{e,th} = \alpha_{th} (1 + 1,95 \cdot 10^{-2} a_1) + 0,205 (T_f/100)^3,$$

$$T_{e,f} = [\alpha_{th} (T_f - 1,95 \cdot 10^{-2} (b_1 - e_f f) + 19,9 (T_f/100)^4 + Q_{sn})] / \alpha_{e,th},$$

где коэффициент теплообмена для грунта принимается по формуле В. А. Бобкова [Сосновский, 1983]: $\alpha_{th} = 3,5 + 5,8v^{0,8}$, а для снега — по формуле [Кузьмин, 1961]: $\alpha_s = 3,4 + 2,2v$, где v — скорость ветра, f — влажность воздуха.

Численное решение приведенной системы уравнений, описывающей теплообмен в системе атмосфера—снежный покров—подстилающая порода, решался методом прогонки с фиксированной по толщине грунта пространственной сеткой, переменным шагом по времени, определяемым из условия перемещения границы фазового перехода на один узел сетки. На каждом временном шаге рассчитывался рост толщины снежного покрова, плотность и теплопроводность снега и составляющие внешнего тепло- и массообмена.

Для выявления работоспособности предложенной математической модели, она была апробирована на экспериментальном материале исследования процессов промерзания пород на ст. Игарка в 1972—1973 гг., опубликованном в [Павлов, 1980]. Обобщенные в публикации среднемесячные данные о температуре воздуха, солнечной радиации и распределении влажности грунта, а также среднедекадные данные о толщине снежного покрова и плотности снега, изме-

няющихся во времени, аппроксимировались многочленами с высокой точностью:

— плотность снега ρ_s : $\rho_s = 127 + 0,729\tau_1$, кг/м³; $r = 0,94$;

— толщина снежного покрова h_s : $h_s = 5,5 \cdot 10^{-2} + 3,02 \cdot 10^{-3}\tau_1 + 4,2 \cdot 10^{-5}\tau_1^2 - 2 \cdot 10^{-7}\tau_1^3$, м; $r = 0,92$;

— среднемесячная температура воздуха T_f : $T_f = 275,43 - 0,8\tau_1 + 5,9 \cdot 10^{-3}\tau_1^2 - 10^{-5}\tau_1^3$, К, $r = 0,96$;

— величина солнечной радиации Q_{sn} : $Q_{sn} = 49,6 - 1,15\tau_1 + 6,5 \cdot 10^{-3}\tau_1^2$, Вт/м², $r = 0,94$;

при ее отрицательных значениях, рассчитанных по последней зависимости, величина Q_{sn} принималась равной нулю. В этих формулах время $[\tau_1] = \text{сут}$; коэффициент корреляции (корреляционное отношение) $[r] = 0$.

Литологическое строение верхних горизонтов экспериментальной площадки, расположенной в мохово-лишайниковой тундре, физико-механические и теплофизические характеристики грунтов приняты согласно работе [Павлов, 1980].

Средняя плотность скелета грунта рассматриваемой толщи порядка 1500 кг/м³. Влажность (в долях единицы) верхнего почвенно-растительного слоя составляла 0,95, следующего 10-сантиметрового слоя суглинка — 0,40. Влажность нижележащих слоев в первые четыре месяца зимы изменялась незначительно и рассчитывалась по зависимости $w_m = 0,24 + 6,67 \cdot 10^{-3}\tau_1$, оставаясь в дальнейшем постоянной, близкой к 0,32.

Распределение температуры талого грунта к началу промерзания принималось по параболе с максимальной температурой 2 °С в средней части толщи, а начало установления снежного покрова (ввиду отсутствия данных) полагалось соответствующим достижению средней суточной температуры воздуха —4 °С.

Результаты расчетов процесса промерзания грунта при наличии на его поверхности снежного покрова, выполненных по предлагаемой методике с использованием данных конкретных наблюдений, показали хорошую сходимость вычисленных и наблюдаемых значений глубины промерзания деятельного слоя (рис. 4). Значительное различие их величин имело место лишь для первого месяца с отрицательными температурами, что обусловлено недостаточной полнотой (а, практически, отсутствием) исходной информации, главным образом, о ходе суточных температур и начальном периоде снегонакопления. Полученные результаты говорят об адек-

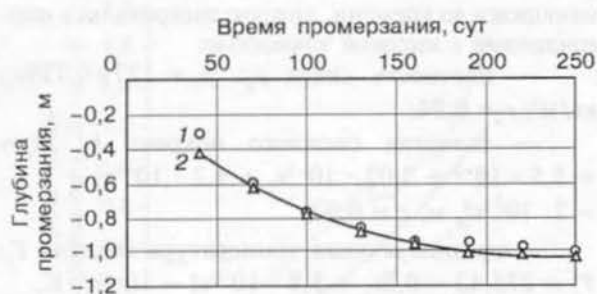


Рис. 4. Промерзание грунтов на мерзлотной станции Игарка.

1 — по данным наблюдений, 2 — по расчету с использованием предложенной модели.

ватности рассмотренной модели реальным процессам в промерзающей толще и возможности ее использования для модельных расчетов.

Дальнейшие расчеты для выявления роли различных параметров снега и температуры воздуха на ход промерзания талых грунтов выполняются в предположении равенства температур воздуха и выпадающего снега; изменчивости температуры воздуха T_f по синусоидальной зависимости:

$$T_f = T_{\min} \sin[\pi(1 + \tau/\tau_{\max})] + 273, \text{ K} \quad (12)$$

интенсивности снегонакопления в соответствии с формулой (1); постоянства толщины метелевых и лавинных снежников; зависимости плотности снега от толщины по формуле (2); однородности грунта и постоянства по глубине его теплофизических характеристик; начала снегонакопления через 8 сут после установления отрицательных температур воздуха.

Для расчетов в качестве подстилающей породы принимается суглинок с влажностью $w_{th} = 0,1$ и следующими теплофизическими параметрами [Павлов, 1980]:

$$\lambda_m = 1,42 \text{ Вт/м} \cdot \text{К};$$

$$c_m = 1,59 \text{ Дж/кг} \cdot \text{К}; \rho_m = 1500 \text{ кг/м}^3;$$

$$\lambda_{th} = 1,10 \text{ Вт/м} \cdot \text{К};$$

$$c_{th} = 2,09 \text{ Дж/кг} \cdot \text{К}; \rho_{th} = 1500 \text{ кг/м}^3.$$

Для исключения из рассмотрения на данном этапе промерзания талого грунта снизу, величина которого согласно [Павлов, 1980] не превышает в неблагоприятных условиях 0,3 м за сезон, толщина сезонно-талого слоя к началу промерзания принимается равной 3 м при следующем распределении температур по профилю: максимальная температура грунта на глубине 1,5 м равной +4 °С; минимальные значения —

на поверхности грунта и в основании талого слоя, причем на нижней границе талого слоя нулевая температура грунта фиксируется на все время промерзания.

При расчете теплообмена по формуле (9) приняты следующие значения метеорологических параметров: $\epsilon = 0,9$; $n = 0,65$; $c_r = 0,8$, а время промерзания грунтов по формуле (12) — $\tau_{\max} = 180$ сут.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛЬНЫХ РАСЧЕТОВ

Рассмотрим некоторые результаты расчетов глубины промерзания талой породы, выполненных по данной модели при принятых исходных данных. На рис. 5 представлены зависимости глубины промерзания при разной динамике снегонакопления и минимальной температуре воздуха $T_{\min} = -30$ °С. Они отражают существенное влияние на ход промерзания талых грунтов как наличия самого снежного покрова, так и закономерностей снегонакопления. Так, для фиксированной глубины промерзания в 1 м, продолжительность промерзания при наличии снежного покрова по сравнению с поверхностью почвы без покровов возрастает в 1,2 раза при ходе снегонакопления по формуле (1), в; в 2,6 раза — по формуле (1), б и 3,2 раза — по формуле (1), а. Соответственно, при фиксированном времени промерзания также четко прослеживается теплоизолирующая роль снежного покрова, зависящая от интенсивности снегонакопления. Так, для продолжительности промерзания в 90 сут. при отсутствии снежного покрова на поверхности почвы глубина промерзания составляет 1,77 м, при изменении толщины снега по формуле (1) она сокращается на 23, 53 и 62 % (по п.п. в, б и а соответственно). Таким образом, интенсивность снегонакопления существенно отражается на процессе промерзания талого слоя мерзлых пород и потому закономерности ее изменения в каждом конкретном криолито-



Рис. 5. Промерзание грунтов в зависимости от интенсивности снегонакопления.

1—3 — определяется по формуле (1), а, б, в — соответственно, 4 — при отсутствии снежного покрова.



Рис. 6. Промерзание грунтов в зависимости от толщины снежного массива на их поверхности.

Толщина: 1 — 5,0 м, 2 — 2,0 м, 3 — 0,7 м.

гическом районе должны быть тщательно изучены. Локальное снегонакопление в результате метелевой и лавинной деятельности в еще большей степени отражается на скорости и глубине промерзания талых пород. Ход процесса промерзания грунтов в тех же условиях при наличии на поверхности почвы снежного покрова плотностью 350 кг/м^3 и толщиной 0,7, 2,0 и 5,0 м отражен на рис. 6 кривыми 1, 2 и 3 соответственно. При прочих равных условиях темпы промерзания грунта под снежниками большей толщины существенно ниже. За те же 90 сут при толщине снега 0,7 м глубина промерзания составит 0,6 м, а при $h_s = 5,0 \text{ м}$ лишь 0,25 м — и то в основном за счет промерзания в период отсутствия снежного покрова.

Величина минимальной температуры воздуха при синусоидальном законе ее изменения за период снегонакопления также заметно отражается на расчетной глубине промерзания породы. Так, по данным выполненных расчетов при изменении t_{\min} от -20 до -40 °C в условиях снегонакопления, определяемой зависимостью (1), а, глубина промерзания за период снегонакопления



Рис. 7. Промерзание грунтов в зависимости от температуры воздуха.

Температура: 1 — -20 °C, 2 — -30 °C, 3 — -40 °C.

возрастает на 44 %, а срок промерзания на одну и ту же фиксированную глубину 1,0 м сокращается более, чем на треть (рис. 7).

Зависимость глубины промерзания от времени задержки выпадения снега после установления отрицательных температур воздуха приведена на рис. 8. Из графика, например, видно, что при сдвиге начала снегонакопления в условиях понижения температур воздуха в течение 90 сут глубина промерзания возрастает с 0,45 м при отсутствии сдвижки до 0,95(1,3) м при наличии сдвижки в 20(40) сут соответственно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрена математическая модель расчета промерзания талых сезонно- и многолетне-мерзлых пород с учетом формирования на их поверхности снежного покрова, образования снежников лавинного и метелевого генезиса. Сопоставление результатов расчетов по модели с опубликованными данными экспериментальных исследований на мерзлотной станции Игарка показали их близкую сходимость, подтверждающую адекватность модели реальным геокриологическим процессам. Численный эксперимент, выполненный по предложенной модели, выявил существенную роль параметров снежного покрова и локально образовавшихся снежных массивов в динамике промерзания талых пород и подтвердил актуальность исследований.

Более полный учет условий формирования и эволюции снежного покрова и других снежных массивов на поверхности криогенных пород, их пространственно-временной неоднородности, динамики физических и теплофизических свойств снега в процессе диагенеза, совершенствование разрабатываемой модели прогнозирования хода промерзания — таяния рассматриваемых пород позволит внести вклад в решение пробле-



Рис. 8. Промерзание грунтов от времени задержки выпадения снега после установления отрицательных температур воздуха.

1 — 0 сут, 2 — 10 сут, 3 — 20 сут, 4 — 30 сут, 5 — 40 сут.

мы взаимодействия в системе атмосфера—снежные покровы—мерзлые породы.

Авторы выражают искреннюю признательность академику В. М. Котлякову, д.г.н. Б. И. Втюрину, д.т.н. К. Ф. Войтковскому за содействие в разработке проблемы, д.г.н. М. М. Корейше, д.г.-м.н. Е. С. Мельникову, д.г.н. А. В. Павлову за ценные замечания, высказанные при просмотре рукописи.

Литература

- Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А. Общее мерзлотоведение. М., Изд-во МГУ, 1967, 403 с.
- Дьячкова Т. В., Серова Н. В. Теплофизические свойства снега // Тр. ГГО, 1960, вып. 94, с. 76—79.
- Жидков В. А., Осокин Н. И., Самойлов Р. С. К оценке лавинных завалов на горных дорогах // Мат-лы гляциолог. исследований. М., 1996, вып. 80, с. 166—170.
- Жидков В. А., Самойлов Р. С. Статистическая структура полей снеготолщин на разных типах поверхностей в условиях Заполярья // Мат-лы гляциолог. исследований. М., 1989, вып. 65, с. 118—124.
- Коломыц Э. Г. Снежный покров горнотаежных ландшафтов севера Забайкалья. М.-Л., Наука, 1966, 184 с.
- Кириллова Т. В. Радиационный режим озер и водохранилищ. Л., ГИМИЗ, 1970, 254 с.
- Кондратьева А. С. Теплопроводность снежного покрова и физические процессы, происходящие в нем под влиянием температурного градиента // Физико-механические свойства снега и их использование в аэродромном и дорожном строительстве. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1945, с. 14—28.
- Кудрявцев В. А. Влияние снежного покрова на сезонное промерзание и оттаивание и температурный режим почвы // Мерзлотные исследования, 1967, вып. 7, с. 21—26.
- Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. Л., ГИМИЗ, 1961, 346 с.
- Меламед В. Г. Сведение задачи Стефана к системе обыкновенных дифференциальных уравнений // Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 7, с. 848—869.
- Мерзлотоведение (краткий курс) / Под ред. В. А. Кудрявцева. М., Изд-во МГУ, 1981, 239 с.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР. 1989. Сер. 3. Многолетние данные. Вып. 1, 2, 20—24. Л., ГИМИЗ.
- Основы геофизиологии (мерзлотоведения). Ч. 1. М., Изд-во АН СССР, 1959, 459 с.
- Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях / Под ред. В. А. Кудрявцева. М., Изд-во МГУ, 1974, 431 с.
- Осокин Н. И. Снежки и снежниковые системы низко- и среднегорных районов СССР. М., Наука, 1981, 72 с.
- Павлов А. В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск, Наука, 1979, 284 с.
- Павлов А. В. Расчет и регулирование мерзлотного режима почвы. Новосибирск, Наука, 1980, 240 с.
- Павлов А. В. Энергообмен в ландшафтной сфере земли. Новосибирск, Наука, 1984, 256 с.
- Самойлов Р. С., Осокин Н. И., Жидков В. А. Снежные заносы и борьба с ними в чрезвычайных ситуациях // Проблемы безопасности при чрезвычайных ситуациях. М., ВНИИТИ, 1995, вып. 2, с. 60—71.
- Сосновский А. В. Определение коэффициента конвективно-го теплообмена снежно-ледяной поверхности // Мат-лы гляциолог. исследований. М., 1983, вып. 47, с. 84—89.
- Сосновский А. В. Расчет оптимальной толщины слоя водно-ледовой смеси при намораживании льда на больших площадях // Мат-лы гляциолог. исследований. М., 1984, вып. 50, с. 223—321.
- Сулаквелидзе Г. К. Некоторые физические свойства снежного покрова / Вопросы изучения снега и использования его в народном хозяйстве. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 24—54.
- Фельдман Г. М. Методы расчета температурного режима мерзлых грунтов. М., Наука, 1973, 256 с.
- Fukusako S. Thermophysical properties of ice, snow and sea ice // Int. J. Thermophys., 1990, v. 11(2), p. 353—372.
- Maeno N., Kuroda T. Fundamental glaciology I. Structural and physical properties of snow and ice. Tokyo. Kokon Shoin., 1986, 208 p. (на яп. языке).
- Murakami S., Maeno N. Thermal conductivity of snow and snow // Metal Mixtures. Low Temperature Science, Ser. A., 1989, v. 48, p. 13—25 (на яп. языке с англ. резюме).
- Pavlov A. V. Quantitative estimation of heat-transfer in landscape complexes of Northern Russia // Proceedings of The Sixth Int. Conf. on permafrost, 1993, Beijing, p. 511—516.
- Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow // J. Glaciol., 1997, v. 43(143), p. 26—41.
- Sturm M., Johnson J. B. Natural convection in the subarctic snow cover // J. Geophys. Res., 1997, v. 96(B7), p. 11657—11671.
- Yen Y.-C. Effective thermal conductivity and water vapor diffusivity of naturally compacted snow // J. Geophys. Res., 1965, v. 70(8), p. 1821—1825.
- Yosida Z., Iwai Y. Measurement of thermal conductivity of a mass of snow // Low Temperature Science, 1950, v. 3, p. 79—87 (на яп. языке с англ. резюме).

Поступила в редакцию
20 января 1998 г.