

УДК 551.322

DOI: 10.30758/0555-2648-2018-64-1-16-30

**ДИНАМИКА СЕЗОННОГО ПРОТАИВАНИЯ МЕРЗЛОТЫ  
В РАЙОНЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СТАЦИОНАРА  
«ЛЕДОВАЯ БАЗА “МЫС БАРАНОВА”»  
(О. БОЛЬШЕВИК, АРХ. СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ)**

*П.В. БОГОРОДСКИЙ\*, А.П. МАКШТАС, В.Ю. КУСТОВ, В.В. МОВЧАН*

*ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия*

*\*bogorodski@aari.ru*

**THE DYNAMICS OF SEASONAL THAWING  
OF PERMAFROST IN THE REGION  
OF RESEARCH STATION “ICE BASE “CAPE BARANOV”  
(BOLSHEVIK ISLAND, SEVERNAYA ZEMLYA ARCHIPELAGO)**

*P.V. BOGORODSKII\*, A.P. MAKSHITAS, V.YU. KUSTOV, V.V. MOVCHAN*

*State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia*

*\*bogorodski@aari.ru*

*Received March, 22, 2018*

*Accepted April, 17, 2018*

*Keywords:* active soil layer, measurements, modeling, permafrost, thawing, Severnaya Zemlya Archipelago, snow cover, thermal regime, vegetation.

**Summary**

The results of permafrost observations in the northern part of the Bolshevik Island (Severnaya Zemlya Archipelago) started in February 2016 at the meteorological site of the research station “Ice Base “Cape Baranov” are presented. Features of two-year measurements of temperature, heat flux and humidity in the soil active layer due to the processes of its seasonal thawing/freezing, including the so-called “zero curtain effect” are described. The review of climatic and landscape characteristics of the research area, as well as the parameterization of thermophysical properties of the three main types of arctic soils (sandy, sandy loamy and clayey) in the frozen and thawed state was performed. Using the stationary model, realizing the Kudryavtsev’s algorithm, the data of atmospheric reanalysis and direct meteorological observations, interannual variability of seasonal thawing depth as well as mean annual temperature of permafrost surface for various soil types on the Bolshevik Island were obtained. It is shown that the permafrost-climatic changes during

---

**Citation:** *P.V. Bogorodskii, A.P. Makshtas, V.Yu. Kustov, V.V. Movchan.* The dynamics of seasonal thawing of permafrost in the region of the Ice Base “Mys Baranova” (Bolshevik Island, Severnaya Zemlya Archipelago). *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (1): 16–30. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2018-64-1-16-30

---

last 70 years, despite significant interannual fluctuations, reflecting the variability of atmospheric conditions at the Severnaya Zemlya Archipelago, are consistent with global temperature increase, and taken into account variations in the snow layer thicknesses and vegetation cover are close to the same measured in 2016–2017 years.

*Поступила 22 марта 2018 г.*

*Принята к печати 17 апреля 2018 г.*

*Ключевые слова:* архипелаг Северная Земля, вечная мерзлота, деятельный слой грунта, измерение, моделирование, протаивание, растительный и снежный покровы, термический режим.

Представлены результаты первых мерзлотных наблюдений в северной части о. Большевик (арх. Северная Земля), начатых в феврале 2016 г. на НИС «Ледовая база “Мыс Баранова”». Описаны особенности температурной структуры и влажности деятельного слоя грунта, обусловленные процессами сезонного протаивания/промерзания, включая так называемый «эффект нулевого занавеса». Выполнена параметризация теплофизических свойств основных типов арктических грунтов в мерзлом и талом состоянии. С помощью стационарной модели, основанной на известном алгоритме Кудрявцева, данных атмосферного реанализа и прямых метеонаблюдений получены оценки многолетней изменчивости глубины сезонного протаивания грунтов о. Большевик. Показано, что мерзлотно-климатические изменения последних 70 лет, несмотря на существенные межгодовые колебания, согласуются с ходом глобального повышения температуры.

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время научно-исследовательский стационар ААНИИ «Ледовая база “Мыс Баранова”» (НИС ЛБМБ) является единственной станцией в западной части моря Лаптевых, располагающей возможностями проведения регулярных комплексных наблюдений за состоянием криосферы. Стационар расположен на берегу пролива Шокальского, вблизи мыса Баранова в северной части о. Большевик (79° 16' с.ш., 101° 45' в.д.), составляющего почти треть (30,6 %) площади арх. Северная Земля, одного из наиболее крупных районов оледенения на территории России. Климат архипелага типично арктический [1]. При коротком и холодном лете и суровой продолжительной зиме, отличающейся сильными ветрами (до 40 м/с), среднегодовая температура воздуха близка к –14 °С, а минимальные температуры зимой достигают –50 °С. Во время длительной полярной ночи (с октября по март включительно) происходит значительная потеря тепла через эффективное излучение, формирующее очень низкие средние температуры подстилающей поверхности (–31,2... –31,8 °С). Поэтому значительная часть островов архипелага покрыта льдами. Свободные ото льда участки бедны растительностью, для них типичны ландшафты арктических пустынь с пятнистым характером почвенно-растительного покрова, в котором господствуют мхи и лишайники [2]. На о. Большевик территория, занятая арктической тундрой, не превышает 10 % от общей площади, причем с ростом широты этот показатель уменьшается. На глубине в несколько десятков сантиметров находится многолетняя мерзлота.

В июне 2015 г. решением 17 Конгресса ВМО (резолюция 4.2.6(2)/1 – Глобальная служба криосферы — ГСК) ЛБМБ наряду с Гидрометеорологической обсерваторией Тикси была включена в список 36 наземных пунктов наблюдений сети ГСК — Крионет, как интегрированная станция наблюдений. В настоящей работе представлены первые результаты мерзлотных наблюдений, начатых в феврале 2016 г. Описаны особенности двухлетних измерений температуры, теплового потока и влажности в деятельном слое грунта, обусловленные процессами сезонного протаивания/промерзания, включая так называемый «эффект нулевого занавеса». Выполнен обзор климатических и ландшафтных

характеристик района исследований, а также параметризация теплофизических свойств основных типов арктических грунтов (песчаных, супесистых и глинистых) в мерзлом и талом состоянии. Описана основанная на известном алгоритме Кудрявцева математическая модель, с помощью которой осуществлены расчеты многолетней динамики температуры границы талого и мерзлого грунта и глубины сезонного протаивания — основных характеристик, определяющих интенсивность геоморфологических процессов и физико-механические свойства грунтов. Модельные данные дополнены оценками мощности сезонно-протаивающего слоя (СПС) для различных типов грунтов о. Большевик, выполненными по эмпирической зависимости.

### ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Исследования верхнего деятельного слоя грунта на НИС ЛБМБ были начаты в феврале 2016 г., после установки на метеоплощадке стационара комплекса аппаратуры для измерения его термической структуры (рис. 1). В комплекс вошли предоставленная Финским метеорологическим институтом (ФМИ) термокоса (рис. 1а), укомплектованная датчиками температуры IKES PT00 (диапазон измерений  $-40...+60$  °С, погрешность измерений  $\pm 0,1$  °С), установленными на глубинах 20, 40, 60, 80 и 100 см, датчик потока тепла в грунте HFP-01 (диапазон измерений  $-2000...+2000$  Вт/м<sub>2</sub>, погрешность измерения  $\pm 10\%$ , глубина установки 10 см) и два датчика для измерений влажности грунта «ThetaProbe type ML3» (диапазон измерений влажности 0–100 %, погрешность  $\pm 1$  %). Частота опроса датчиков составляет 10 мин. Из рис. 1б видно, что грунт в районе метеоплощадки представлен частично покрытыми мхами выходами дочетвертичных пород с небольшим количеством элювия.

На рис. 2 представлены результаты измерений, выполненных в 2016 и 2017 гг. Видно, что, несмотря на существенные межгодовые различия термической структуры верхнего слоя грунта, глубина сезонного протаивания за два года не превышала 60 см. Эффект «нулевого занавеса» (постоянство температуры замерзания верхнего слоя грунта в переходный период от его таяния к замерзанию), впервые отмеченный в работе [3] и отчетливо проявившийся по данным наблюдений в Обсерватории Тикси, практически отсутствовал здесь в 2016 г., но присутствовал в течение 20 дней в 2017 г. Особенно

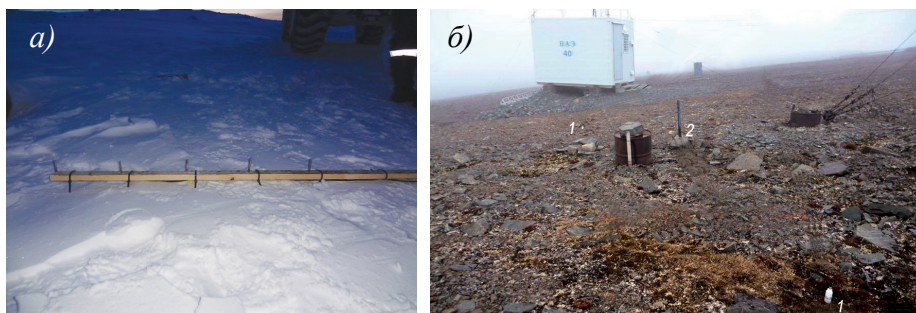


Рис. 1. Термокоса ФМИ (а) и участок метеоплощадки стационара с размещенными на нем датчиками влажности и потока тепла в верхнем слое грунта (б): 1 — влагомеры; 2 — датчик потока тепла и термокоса

Fig. 1. FMI thermistor string (а) and a section of the meteorological site of the Station with moisture and heat flux sensors placed in it in the upper layer of the soil (б): 1 — moisture meter; 2 — heat and thermocross sensor

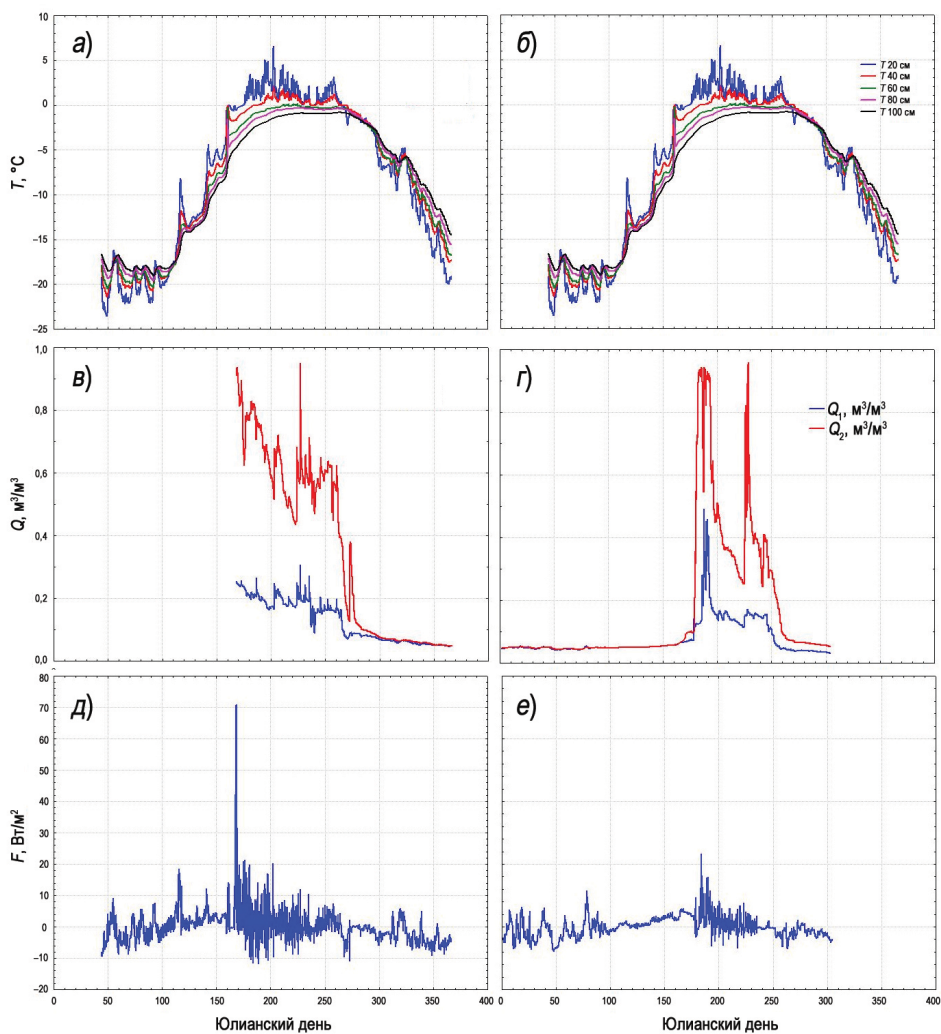


Рис. 2. Сезонная изменчивость температур (а, б) и влажности (в, з) в деятельном слое грунта и потока тепла на глубине 10 см (д, е) в 2016 (а, в, д) и 2017 гг. (б, з, е)

Fig. 2. Seasonal variability of temperatures (a, б) and humidity (в, з) in the soil active layer and the heat flux at a 10 cm depth (д, е) during 2016 (а, в, д) and 2017 гг. (б, з, е)

наглядно эффект «нулевого занавеса» иллюстрирует рис. 3. Можно отметить, что в 2016 г. температура грунта оставалась близкой к температуре замерзания на глубине 40 см (до 10 дней). При этом температура на глубине 20 см в этот же период закономерно понижалась до  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ . В 2017 г. окончание периода существования «нулевого занавеса» на глубинах 20 и 40 см происходило практически одновременно.

Представляет интерес изменение влажности грунта, которая, как видно из рис. 2, уменьшается на каменистом участке (от  $0,4$  до  $0,05\text{ м}^3/\text{м}^3$ ) от практически насыщенного водой верхнего 5 см слоя грунта, покрытого мхом ( $0,9\text{--}0,8\text{ м}^3/\text{м}^3$ ) в июне, до  $0,6\text{--}0,4\text{ м}^3/\text{м}^3$  в августе–сентябре и составляет порядка  $0,05\text{ м}^3/\text{м}^3$  в осталь-

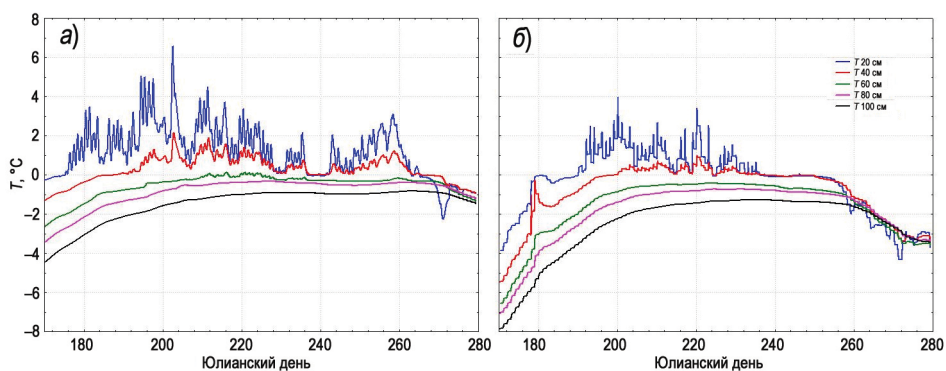


Рис. 3. Изменчивость температуры деятельного слоя грунта на различных глубинах летом 2016 (а) и 2017 (б) гг.

Fig. 3. Variability of the temperature active layer of the soil at various depths in the summer of 2016 (a) and 2017 (b)

Таблица 1

**Экстремальные значения характеристик верхнего 100-сантиметрового слоя грунта**

Год	$T_{\max}$ 20 см	$T_{\min}$ 20 см	$T_{\max}$ 100 см	$T_{\min}$ 100 см	$F_{\max}$ 10 см	$F_{\min}$ 10 см	$Q_1$ max 0–15 см	$Q_1$ min 0–15 см	$Q_2$ max 0–15 см	$Q_2$ min 0–15 см
2016	6,6	-23,6	-0,8	-19,4	70,9	-11,7	0,31	0,05	0,95	0,05
2017	4,0	-23,6	-1,3	-9,0	23,2	-7,7	0,49	0,03	0,96	0,04

ное время года на обоих участках. Отдельного внимания заслуживает некоторое уменьшение влажности покрытого мхами участка грунта в июле и ее повторное увеличение в конце августа — начале сентября 2017 г., не наблюдаемое на каменистом участке и связанное, вероятно, с уменьшением испарения при наличии растительного покрова. Этому вопросу планируется уделить особое внимание при измерениях в 2018 г.

Поток тепла в грунт (положительные значения  $F$  на рис. 2д, е) относительно невелик и достигает максимальных значений (до 70 Вт/м<sup>2</sup>) в конце июня — июле, времени окончания таяния снега и, соответственно, уменьшения альbedo подстилающей поверхности и максимума приходящей коротковолновой радиации. Следует отметить, что небольшая высота снежного покрова в районе установки датчиков обуславливает спорадический прогрев верхнего десятисантиметрового слоя грунта даже в периоды низких температур воздуха весной и осенью.

В табл. 1 приведено сравнение экстремальных значений характеристик, зафиксированных в 2016 и 2017 гг. в грунте на глубинах 20 и 100 см. Из нее видно, что минимальные значения температуры как в верхнем, так и в нижнем слоях грунта практически одинаковы. В то же время их максимальные температуры, зафиксированные в июле, различаются более чем на 2 °C на глубине 20 см и на 0,5 °C — на 100 см. Вероятно, это обусловлено существенно большим притоком тепла летом 2016 г., отчетливо видимом как на рис. 2, так и в табл. 1. Следует отметить, что в этом же году максимальная влажность грунта была существенно меньше, а период с положительными и более высокими температурами верхнего слоя грунта продолжался более 90 дней, по сравнению с 50 днями в 2017 г.

Выявленные в ходе двухлетних наблюдений особенности теплового режима верхнего слоя грунта требуют как подробного изучения его теплофизических характеристик, так и комплексного анализа особенностей процессов радиационного и турбулентного энергообмена подстилающей поверхности с атмосферой в месте проведения наблюдений, особенно в летний сезон. К сожалению, таких исследований на островах Российской Арктики не проводилось. Как следствие, неизвестной остается и многолетняя динамика термической структуры и мощности СПС, определяющих интенсивность геоморфологических процессов и физико-механические свойства мерзлых грунтов. Согласно имеющимся сведениям, глубина сезонного протаивания грунтов арктического побережья и островов обладает высокой пространственной изменчивостью, варьируя от первых десятков до первых сотен сантиметров [4–6]. Помимо широты места, определяющей поток солнечной радиации и, в значительной степени, температуру воздуха, такой разброс объясняется теплофизическими характеристиками компонентов среды: напочвенного покрова (растительного слоя, мха и торфа) и самого грунта. Ситуацию осложняет существенная, до 100 % и более, разница их значений даже в пределах одного и того же типа и при одинаковых влажностях и плотностях скелета [5]. Причиной такого расхождения является разнообразие минерального состава и дисперсности частиц, обусловленное, прежде всего, условиями образования и криогенным строением, а также погрешностями инструментального и постановочного характера экспериментов. Из-за этого грунты сезонного промерзания/протаивания характеризуются эффективными теплофизическими свойствами, их определение является достаточно сложной задачей, решение которой невозможно без существенных упрощений.

#### МОДЕЛЬ

В этих условиях, до получения сколько-нибудь продолжительных рядов данных измерений, оценка динамики протаивания мерзлоты возможна только методами математического моделирования. В настоящее время для этого имеется целый ряд моделей, иерархически упорядоченный по степени сложности [7]. Среди всего их многообразия важное место занимают модели среднего уровня сложности, их типичным представителем является стационарная модель GIPL (США) [8], вариант которой был реализован для расчетов мерзлоты о. Большевик. Несмотря на ряд упрощений реальных процессов, модель GIPL, использующая известный алгоритм Кудрявцева для приближенного решения задачи Стефана для грунта [9], позволяет учесть эволюцию снежного и растительного покровов грунта, а также разницу теплофизических свойств грунта в мерзлом и талом состоянии. По этой причине она широко применяется для анализа динамики мерзлоты, давая при более чем скромных требованиях к вычислительному ресурсу результаты, вполне сопоставимые по точности как с данными измерений, так и расчетов по физически полным моделям гидротермического режима грунта [10], применение которых для абсолютного большинства полярных районов практически невозможно из-за отсутствия необходимых данных. На рис. 4 приведены блок-схема модели, огибающие годовых температурных колебаний, амплитуда которых экспоненциально затухает по мере распространения тепловой волны вглубь и становится пренебрежимо малой на глубине  $X$ , а также среднегодовой профиль температуры деятельного слоя грунта. Расчет осуществляется поэтапно, с последовательным учетом влияния снежного покрова, растительности и сдвиги температур за счет различия коэффициентов теплопроводности талого

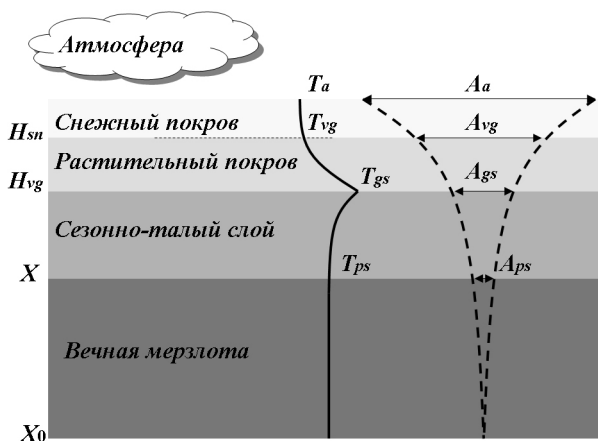


Рис. 4. Схема вертикального распределения среднегодовых температур и их амплитуд в слоях среды. Обозначения приведены в табл. 2 и 3

Fig. 4. The scheme of the vertical distribution of mean annual temperatures and their amplitudes in the layers of the medium. Notations are given in Tables 2 and 3

Таблица 2

Входные данные модели	
Параметр, размерность	Обозначение
Амплитуда годовых колебаний воздуха, °С	$A_a$
Среднегодовая температура воздуха, °С	$T_a$
Среднегодовая толщина снега, м	$H_{sn}^a$
Продолжительность теплого периода года, сутки	$\tau_2$
Плотность снега, кг/м <sup>3</sup>	$\rho_{sn}$
Коэффициент теплопроводности снега, Вт/(м·К)	$K_{sn}^a$
Высота растительности, м	$H_v^a$
Коэффициент температуропроводности мерзлой растительности, м <sup>2</sup> /с	$a_v^{mf}$
Коэффициент температуропроводности талой растительности, м <sup>2</sup> /с	$D_v^{tf}$
Коэффициент теплопроводности мерзлого грунта, Вт/(м·К)	$K_f^a$
Коэффициент теплопроводности талого грунта, Вт/(м·К)	$K_f^t$
Объемная теплота фазовых переходов воды, кДж/м <sup>3</sup>	$Q$
Объемная теплоемкость снега, Дж/(м <sup>3</sup> ·К)	$C_{sn}^a$
Объемная теплоемкость мерзлого грунта, Дж/(м <sup>3</sup> ·К)	$C_f^a$
Объемная теплоемкость талого грунта, Дж/(м <sup>3</sup> ·К)	$C_f^t$

Таблица 3

Выходные данные модели	
Параметр, размерность	Обозначение
Поправка $T_a$ на влияние снежного покрова, °С	$\Delta T_{sn}$
Поправка $A_a$ на влияние снежного покрова, °С	$\Delta A_{sn}$
Поправка $T_a$ на влияние растительности, °С	$\Delta T_v^a$
Поправка $A_a$ на влияние растительности, °С	$\Delta A_v^a$
Сезонная амплитуда температуры на поверхности почвы, °С	$A^{gs}$
Среднегодовая температура на поверхности почвы, °С	$T^{gs}$
Среднегодовая температура на подошве СПС, °С	$T^{ps}$
Амплитуда годовых колебаний температуры на подошве СПС, °С	$A^{ps}$
Глубина СПС, м	$X^{ps}$

и мерзлого грунта. Глубина СПС  $X$  геометрически располагается на пересечении огибающей отметки  $0^\circ\text{C}$  и определяется из решения алгебраической задачи

$$X \left( 2A_{ps} C_i + Q \right) = 2 \left( A_{gs} - |T_{ps}| \right) \sqrt{K_i C_i P / \pi} + \frac{\left( 2A_{ps} C_i x + Qx \right) Q \sqrt{K_i P / \pi C_i}}{2A_{ps} C_i x + QX + \left( 2A_{ps} C_i + Q \right) \sqrt{K_i P / \pi C_i}}, \quad (1)$$

где  $x = \frac{2 \left( A_{gs} - |T_{ps}| \right) \sqrt{K_i C_i P / \pi}}{2A_{ps} C_i + Q}$ .

Соответствующие температуры  $T$ , амплитуды  $A$  и поправки к ним  $\Delta T$  и  $\Delta A$  являются функциями входных параметров задачи и находятся из соотношений, многократно приведенных в литературе [8, 9, 10, 11]. Их обозначения даны в табл. 2 и 3.

### ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ СВОЙСТВ ГРУНТОВ

Вследствие недостаточной изученности тепломассобменных свойств грунтов о. Большевик, в предположении их соответствия арктическим грунтам в целом, известным может считаться лишь их состав. По-видимому, в нем преобладают мерзлотные (горно-тундровые глеевые, горно-тундровые дерновые, горно-арктические) и примитивные (неразвитые песчаные и щебнисто-скелетные) арктические грунты. Экспериментальные данные о зависимости изменения коэффициента теплопроводности от двух основных факторов: влажности и плотности скелета в мерзлом и талом состоянии — позволяют разделить арктические грунты на два (песчаные и глинистые) [12] или три [4, 5] основных типа (пески, супеси и сулинки). Для них установлены некоторые общие зависимости, универсальные для всех дисперсных материалов криолитозоны как в мерзлом, так и в талом состоянии [4, 5]. Помимо этих работ имеются справочные данные, обобщенные в Системе нормативных документов (см., напр., [13] и приведенные там ссылки).

Объемная теплоемкость незасоленных грунтов, находящихся в талом и охлажденном состояниях при температуре выше температуры замерзания обладает аддитивным свойством по отношению к теплоемкостям составных частей: органического скелета, льда и прочносвязанной незамерзшей воды.

$$C_{th} = (c_d + c_w W_{tot}) \rho_{d,th}, \quad (2)$$

где  $c_d$  — удельная теплоемкости скелета грунта;  $c_w = 4200$  Дж/(кг·°C) — удельная теплоемкость воды;  $W_{tot}$  — суммарная весовая влажность;  $\rho_{d,th}$  — плотность скелета грунта. Для незасоленных грунтов в мерзлом состоянии при условии, что температура грунта ниже или равна температуре начала замерзания, величина  $C_f$  находится по формуле

$$C_f = [c_d + c_w W_w + c_i (W_{tot} - W_w)] \rho_{d,f}, \quad (3)$$

где  $W_w$  — влажность незасоленного грунта за счет прочносвязанной (незамерзшей) воды, а  $c_i$  — удельная теплоемкость льда.

Величина объемной теплоты замерзания (таяния) грунта  $Q$  (Дж/м<sup>3</sup>) принимается равной количеству теплоты, необходимой для замерзания воды (таяния льда) в единице объема грунта, и определяется по формуле

$$Q = Q_0 (W_{tot} - W_w) \rho_{d,th}, \quad (4)$$

где  $Q_0 = 3,35 \cdot 10^5$  (Дж/кг) — значение удельной теплоты фазовых превращений вода — лед.



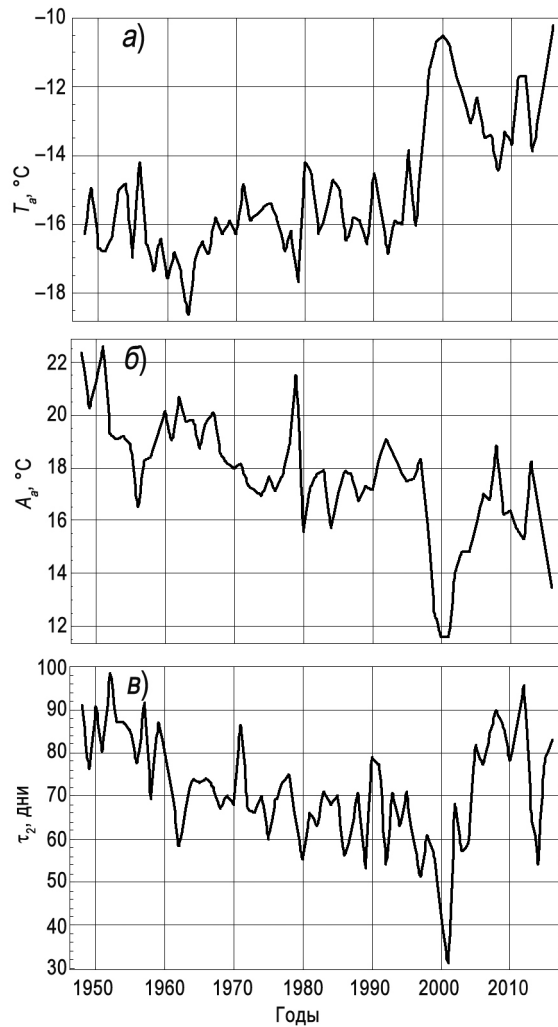


Рис. 5. Временной ход среднегодовых температур воздуха (а), их амплитуд (б) и количества суток с положительной температурой (в) на о. Большевик по данным реанализа (1948–2014 гг.) и метеонаблюдений (2015–2016 гг.)

Fig. 5. The time course of mean annual air temperatures (а), their amplitudes (б) and the number of days with a positive temperature (в) on Bolshevik Island according to reanalysis (1948–2014) and meteorological observations (2015–2016)

Следуя [2, 4], в качестве напочвенного покрова принимается мохово-лишайниковый растительный покров, что позволяет считать грунт двухслойным, состоящим из верхней органической и нижней минеральной части. Для простоты рассматривается так называемый сухой напочвенный покров, который становится талым к моменту схода снежного покрова и мерзлым с началом зимы, что позволяет пренебречь происходящими в нем фазовыми переходами. По этой же причине влияние этого слоя на условия снегонакопления, отражательную способ-

ность поверхности, испарение влаги, величину турбулентного теплообмена почвы с атмосферой не рассматривается.

На величины основное влияние оказывают значения суммарной весовой влажности, что описывается эмпирическими формулами [4]

$$K_{vt} = 0,034 + 0,1257W_{tot} - 0,0227W_{tot}^2 + 0,00133W_{tot}^3, \quad (5)$$

$$K_{vf} = 0,034 + 0,132(W_{tot} - 0,5), \quad (6)$$

где  $0 \leq W_{tot} \leq 10$  для талого мха и  $0,5 \leq W_{tot} \leq 5$  для мерзлого; при  $W_{tot} \leq 0,5$  величина  $K_{vf}$  полагается постоянной.

Значения  $C_{v,vf}$  можно рассчитать по универсальным для дисперсного материала формулам (2) – (3), приняв  $c_d = 1,6 \cdot 10^3$  Дж/(кгК),  $\rho_d = 1800$  кг/м<sup>3</sup>,  $W_w = 0$  [14], что позволяет определить значение  $a_{v,vf}$  как

$$a_{v,vf} = K_{v,vf} / C_{v,vf}. \quad (7)$$

В качестве атмосферного форсинга в модели используются данные реанализа ERA-Interim для северной части о. Большевик (1948–2013 гг.) и данные стандартных 8-срочных метеорологических наблюдений на стационаре (2014–2016 гг.). Из всех необходимых для расчета параметров непосредственно из метеоданных могут быть определены величины  $T_a$ ,  $A_a$ ,  $\tau_2$  и  $H_{sn}$  (для реанализа в виде водного эквивалента), многолетняя динамика которых приведена на рис. 5. Как следует из рисунка, для них характерны существенные межгодовые колебания, отражающие изменчивость атмосферных условий арх. Северная Земля, причем отчетливые тенденции к увеличению и уменьшению демонстрирует лишь температура воздуха и ее амплитуда. Интересно, что, согласно данным реанализа, тренд среднегодовой температуры совершенно не соответствовал тренду количества дней с положительной температурой: 2000 и 2001 гг. характеризовались наибольшими температурами (–10,5 и –10,8 °С) и в то же время минимальным количеством теплых дней (41 и 31). Учитывая неудовлетворительное качество воспроизведения реанализами осадконакопления, высота снега задавалась постоянной и равной 8,8 см, что соответствовало данным прямых измерений 2014–2016 гг., толщина растительного слоя — 2 см.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Расчеты по модели (1) выполнялись для типичных сезоннотропических грунтов о. Большевик: песка, супеси и суглинка (глины) с примесью гравия, гальки и щебня в количестве до 20 % и валунов до 10 % со средней плотностью в естественном залегании от 1750 до 1950 кг/м<sup>3</sup>. Согласно [14], удельная плотность скелета грунтов и их суммарная весовая влажность могут быть приняты одинаковыми и равными 1800 кг/м<sup>3</sup> и 0,1 соответственно; количество прочносвязанной влаги (при  $t = -10$  °С) 0,003 д.е. для песка, 0,022 д.е. для супеси и 0,049 д.е. для глины; удельная теплоемкость 693, 735 и 777 Дж/(кг·К) соответственно. Подстановка этих значений в формулы (2) – (4) дает следующие величины входных параметров модели:  $K_t = 1,97$  Вт/(м·°С),  $K_f = 2,30$  Вт/(м·°С) (для песков);  $K_t = 1,45$  Вт/(м·°С),  $K_f = 1,59$  Вт/(м·°С) (для супесей);  $K_t = 1,06$  Вт/(м·°С);  $K_f = 1,26$  Вт/(м·°С) (для суглинков и глин);  $C_t = 2,42 \cdot 10^6$  Дж/(м<sup>3</sup>·°С) и  $C_f = 2,04 \cdot 10^6$  Дж/(м<sup>3</sup>·°С) (для всех типов грунтов), а также  $Q = \kappa$  Дж/м<sup>3</sup>. Для органического слоя из формул (5) – (7) следует  $a_{vf} = 50,9 \cdot 10^{-8}$  м<sup>2</sup>/с;  $a_{vt} = 24,6 \cdot 10^{-8}$  м<sup>2</sup>/с. Из-за основного вклада холодного сезона в формирование среднегодовой температуры грунта в геофизиологии обычно

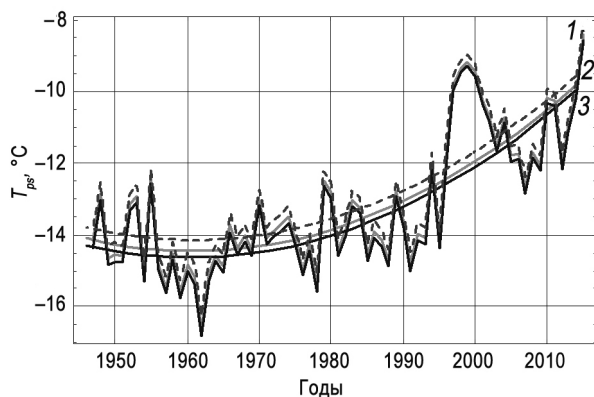


Рис. 6. Динамика температуры кровли мерзлоты и ее квадратичные тренды для песчаного (1), супесистого (2) и глинистого (3) грунтов о. Большевик

Fig. 6. The dynamics of the permafrost surface temperature and its quadratic trends for sandy (1), sandy loam (2) and clayey (3) soils of Bolshevik Island

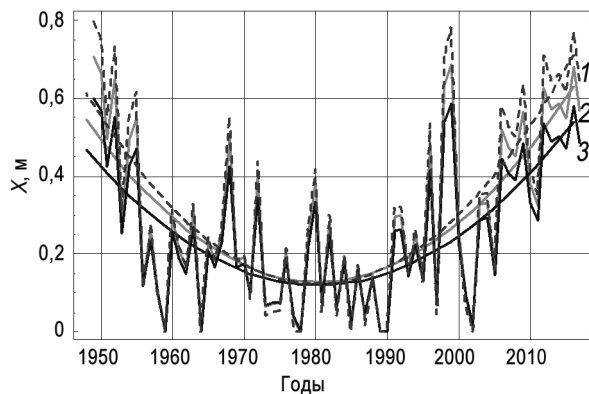


Рис. 7. Динамика глубины СПС и ее квадратичные тренды для песчаного (1), супесистого (2) и глинистого (3) грунтов о. Большевик

Fig. 7. The dynamics of the active layer thickness and its quadratic trends for sandy (1), sandy loam (2) and clayey (3) soils of Bolshevik Island

Таблица 4

**Характеристики квадратичных трендов величин  $T_{ps}$  и  $X$  для трех типов грунта о. Большевик**

Грунт		Коэффициент		
Параметр	Тип	$a \cdot 10^4$	$b \cdot 10^2$	$c$
$T_{ps}$	песчаный	16,2541	-4,87749	-13,7742
	супесистый	16,3208	-4,82508	-14,0937
	суглинистый	16,3561	-4,79378	-14,2754
$X$	песчаный	4,64963	-3,02104	0,614305
	супесистый	3,96036	-2,57079	0,545368
	суглинистый	3,30774	-2,14506	0,467228

используется условный годовой период, за начало которого принимается дата начала промерзания грунта [15]. В данных расчетах за начало года принималось 1 января и соответственно параметры грунтов рассчитывались для данного календарного года. Поэтому в тексте, таблице и на рисунках приводятся только календарные годы.

Динамика изменения величин среднегодовой температуры мерзлоты под СПС и его мощности, включая их квадратичные тренды вида  $\Phi = a_1 t^2 + b_1 t + c_1$ , где  $\Phi$  — параметр;  $a_1$ ,  $b_1$  и  $c_1$  — коэффициенты;  $t$  — время, для основных типов грунтов изображена на рис. 6, 7 и в табл. 4. Расчеты показали, что величины  $T_{ps}$  (рис. 6), закономерно повторяя динамику  $T_a$  (см. рис. 5а), оказались довольно близкими для всех типов грунтов, различаясь друг от друга на величину порядка 0,1 °С. Наибольшей она оказалась у песков, наименьшей у глин, причем различия в величинах в масштабе рисунка различимы лишь на пиках зависимостей и в линиях тренда, тогда как в периоды, соответствующие их минимумам, разница существенно уменьшалась, становясь в масштабе рисунка неразличимой. Тренды имеют выраженную тенденцию к увеличению с начала 1970-х гг., сохраняющуюся до даты окончания расчетов (2016 г.).

Как и ожидалось, глубина протаивания песчаных грунтов оказалась выше, чем супесистых и глинистых. Соответствующая разность составила величину, близкую к 10 см. Как видно из рис. 7, процесс протаивания мерзлоты имеет черты, сходные с динамикой температуры мерзлоты под СПС. Однако в отличие от величины  $T_{ps}$  линии тренда величины  $X$  имеют симметричный характер: в период с конца 1940-х — начала 1980-х гг. происходило его постепенное понижение, сменившееся затем ростом, превысившим значение минимума больше чем в три раза и продолжающимся до настоящего времени. Следует отметить, что, несмотря на достаточно грубое задание высоты снежного и растительного покровов и комбинацию данных атмосферного реанализа и прямых метеонаблюдений, рассчитанная глубина протаивания оказалась достаточно близкой к измеренной в 2016 г. В то же время имеются данные мерзлотных наблюдений, согласно которым глубина СПС в 1970–1980-е гг. на архипелаге не опускалась ниже 0,15 м, причем на о. Октябрьской Революции, лежащем севернее о. Большевик, ее величина составляла в среднем 0,3–0,4 м, достигая в отдельные годы 0,9 м. Это противоречит как полученным модельным результатам, так и общей тенденции многолетних изменений мощности СПС и, по-видимому, может объясняться отепляющим эффектом снежного покрова, межгодовая изменчивость толщины которого, к сожалению, игнорировалась в данных расчетах.

Сравнение полученных результатов с результатами расчетов по этой же модели, выполненных для песчаных и глинистых грунтов района п. Тикси [14], показало в целом сходный характер многолетней динамики рассчитанных величин в обоих пунктах. При этом значения  $T_{ps}$  и  $X$  для о. Большевик, судя по линиям трендов, оказались примерно на 3–4 °С и 1 м ниже. Адекватность полученных оценок на качественном уровне может быть проверена по эмпирическому соотношению, связывающему величину  $X$  в м с географической широтой местности  $\varphi$  в градусах с.ш. для островов и побережья моря Лаптевых без учета гипсометрического фактора, приведенному в работе [6]:

$$X = a_2 \varphi + b_2, \quad (8)$$

где  $a_2$  и  $b_2$  — эмпирические коэффициенты. Результаты расчетов по (8), приведенные в табл. 5 для ЛБМБ ( $\varphi = 79^\circ 25'$  с.ш.) и Тикси ( $\varphi = 71^\circ 38'$  с.ш.) в целом соответствуют данным расчетов по (1) и показывают, что с уменьшением широты на 1 градус глу-

Глубина сезонного протаивания для различных типов грунта для ЛБМБ и Тикси

Тип грунта	$W_{\text{tot}}, \%$	$a_2$	$b_2$	$X, \text{ м}$		$\text{м}^\circ \text{с.ш.}$
				ЛБМБ	Тикси	
Суглинок	45	-0,0485	4,11	0,27	0,64	0,05
	20	-0,0550	4,70	0,34	0,76	0,06
Песок	25	-0,0719	6,09	0,39	0,94	0,07
	5	-0,0816	6,97	0,50	1,13	0,08

бина сезонного протаивания суглинков увеличивается на 0,05–0,06 м, а песков — на 0,07–0,08 м, что соответствует колебаниям широтного градиента от 0,05 до 0,08 м°с.ш. При этом следует иметь в виду, что из-за значительной пространственно-временной вариативности теплофизических свойств грунтов и напочвенных покровов реальная глубина протаивания грунта является, в известном смысле, случайной величиной и может отличаться от модельной, рассчитанной в виде единственного числа  $X$ . Это следует из детерминистического характера моделей (1) и (2), изначально разработанных для точечных расчетов, что противоречит стохастической природе процессов сезонного протаивания/промерзания мерзлоты [7]. Очевидно, что любые расчеты с использованием детерминистического метода оправданы лишь при использовании средних значений параметров грунтов при условии пренебрежения их естественной изменчивостью.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги, следует отметить, что модельные оценки мерзлотно-климатических изменений последних 70 лет вполне удовлетворительно согласуются с ходом глобальных изменений температуры, по крайней мере в рамках предположений о неизменности толщины снежного и растительного покровов. При этом представленные в настоящей работе результаты дают лишь общее представление о процессах формирования деятельного слоя грунта и являются стимулом для продолжения и расширения начатых на НИС «Ледовая база “Мыс Баранова”» исследований, особенно в плане изучения сезонной эволюции свойств напочвенных покровов и их влияния на эволюцию его термической структуры.

**Благодарности.** Авторы выражают искреннюю признательность рецензентам, чьи замечания способствовали улучшению качества статьи. Работа выполнена при поддержке Минобрнауки РФ (идентификатор проекта RFMEFI61617X0076).

**Acknowledgments.** The authors are sincerely grateful to the reviewers, whose comments have contributed to the improvement of the quality of the article. This study was supported by Ministry of Science and Education of the Russian Federation (Project identification RFMEFI61617X0076).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Справочник по климату СССР. Ч. II: Температура воздуха и почвы. Вып. 24: Якутская АССР. Л.: Гидрометеоздат, 1966. 398 с.
2. Почвенно-географическое районирование СССР. URL: <http://www.ecosystema.ru/08nature/soil/i13.htm> (дата обращения 01.02.2018).

#### REFERENCES

1. *Spravochnik po klimatu SSSR. Ch. II: Temperatura vozdukhа i pochvy. Vyp. 24: Yakutskaja ASSR.* Reference book on the climate of the USSR. Part II: Air and soil temperature. Issue 24: The Yakut ASSR. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 398 p. [In Russian].

3. Сумгин М.И., Качурин С.П., Толстикхин Н.И., Тумель В.Ф. Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во АН СССР, 1940. 340 с.
4. Гаврильев Р.И. Теплофизические свойства компонентов природной среды в криолитозоне. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 145 с.
5. Гаврильев Р.И. Теплофизические свойства горных пород и напочвенных покровов криолитозоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. 280 с.
6. Заболотник С.И. Широтные и высотные закономерности сезонного протаивания грунтов в Якутии // Проблемы геокриологии. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1998. С. 88–94.
7. Анисимов О.А. Вероятностно-статистическое моделирование мощности сезонного таяния в условиях современного и будущего климата: результаты // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 3. С. 36–44.
8. Romanovsky V.E., Marchenko S. The GIPL permafrost dynamic model, 2013. URL: <http://www.snap.uaf.edu/attachments/The%20GIPL-1%20Model-final.pdf> (дата обращения 10.02.2018).
9. Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. М.: Наука, 1974. 431 с.
10. Sazonova T.S., Romanovsky V.E. A model for regional-scale estimation of temporal and spatial variability of active-layer thickness and mean annual ground temperatures // Permafrost and Periglacial Processes. 2003. № 2. P. 125–140.
11. Анисимов О.А. Современные и будущие изменения вечной мерзлоты: синтез наблюдений и моделирования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 7–16.
12. Керстен М.С. Тепловые свойства грунта // Мерзлотные явления в грунте. М.: Иностранная литература, 1955. С. 200–207.
13. СНиП 2.02.04-88 «Основания и фундаменты на многолетнемерзлых грунтах». М.: Стройиздат, 1990. 53 с.
14. Богородский П.В., А.П. Макитас, В.Ю. Кустов, А.С. Грубый, В.В. Мовчан. Динамика сезонного протаивания вечной мерзлоты в районе гидрометеорологической обсерватории Тикси // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 4 (106). С. 89–99.
2. Pochvenno-geograficheskoe raionirovanie SSSR. Soil-geographical division of the USSR. Available at: <http://www.ecosystema.ru/08nature/soil/i13.htm> (accessed 01.02.2018).
3. Sumgin M.I., Kachurin S.P., Tolstikhin N.I., Tumel' V.F. *Obshchee merzlotovedenie*. General permafrost studies. Moscow: Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 1940: 340 p. [In Russian].
4. Gavril'ev R.I. *Teplofizicheskie svoistva komponentov prirodnoi sredy v kriolitozone*. Thermophysical properties of the components of the natural environment in the permafrost zone. Novosibirsk: Publishing house SB RAS, 2004: 145 p. [In Russian].
5. Gavril'ev R.I. *Teplofizicheskie svoistva gornykh porod i napochvennykh pokrovov kriolitozony*. Thermophysical properties of rocks and soil cover of permafrost zone. Novosibirsk: Publishing house SB RAS, 1998: 280 p. [In Russian].
6. Zabolotnik S.I. Latitudinal and high-altitude patterns of seasonal thawing of soils in Yakutia. *Problemy geokriologii*. Problems of geocryology. Yakutsk: Institute of Permafrost SB RAS, 1998: 88–94. [In Russian].
7. Anisimov O.A. Probabilistic-statistical modeling of seasonal thickness in the current and future climate: results. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2009: XIII, 3: 36–44. [In Russian].
8. Romanovsky V.E., Marchenko S. The GIPL permafrost dynamic model, 2013. Available at: <http://www.snap.uaf.edu/attachments/The%20GIPL-1%20Model-final.pdf> (accessed 02.02.2018).
9. Kudriavtsev V.A., Garagulia L.S., Kondrat'eva K.A., Melamed V.G. *Osnovy merzlotnogo prognoza pri inzhenerno-geologicheskikh issledovaniyakh*. Fundamentals of the permafrost forecast for engineering-geological studies. Moscow: Nauka, 1974: 431 p. [In Russian].
10. Sazonova T.S., Romanovsky V.E. A model for regional-scale estimation of temporal and spatial variability of active-layer thickness and mean annual ground temperatures. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2003, 2: 125–140.
11. Anisimov O.A. Modern and future changes in permafrost: the synthesis of observations and modeling. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Problems of Arctic and Antarctic. 2008, 1 (78): 7–16. [In Russian].
12. Kersten M.S. Thermal properties of soil. *Merzlotnye iavleniia v grunte*. Frozen phenomena in the ground. Moscow: Inostrannaiia literatura, 1955: 200–207. [In Russian].

15. Константинов П.Я., Аргунов Р.Н., Герасимов Е.Ю., Угаров И.С. О связи глубины сезонного протаивания с межгодовой изменчивостью средней годовой температуры грунтов // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 3. С. 15–22.

13. SNiP 2.02.04-88 «*Osnovaniia i fundamenty na mnogoletnemerzlykh gruntakh*». Foundations and foundations on permafrost soils. Moscow: Stroiizdat, 1990: 53 p. [In Russian].

14. Bogorodskii P.V., A.P. Makshtas, V.Iu. Kustov, A.S. Grubiyi, V.V. Movchan. Dynamics of seasonal thawing of permafrost in the area of Tiksi Hydrometeorological Observatory. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic, 2015, 4 (106): 89–99. [In Russian].

15. Konstantinov P.Ia., Argunov R.N., Gerasimov E.Iu., Ugarov I.S. On the connection of the depth of seasonal thawing with the interannual variability of the average annual soil temperature. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth, 2006, X, 3: 15–22. [In Russian].