

## ДИНАМИКА СЕЗОННОГО ПРОТАИВАНИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ В РАЙОНЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ ТИКСИ

канд. физ.-мат. наук П.В. БОГОРОДСКИЙ, д-р физ.-мат. наук А.П. МАКШТАС,  
науч. сотр. В.Ю. КУСТОВ, вед. инж. А.С. ГРУБЫЙ, вед. инж. В.В. МОВЧАН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: bogorodski@aari.ru, malsh@aari.ru, kustov@aari.ru

Представлены данные пятилетних измерений термического состояния деятельного слоя грунта, начатые осенью 2009 г. на полярной станции Тикси. Описаны особенности термической структуры, проанализированы причины ее возможной эволюции. Экспериментальные данные дополнены оценками многолетней динамики глубины сезонного протаивания, рассчитанными по данным многолетних метеонаблюдений с помощью варианта модели Кудрявцева.

*Ключевые слова:* вечная мерзлота, деятельный слой грунта, протаивание, термический режим, измерения, моделирование, растительный и снежный покровы.

### ВВЕДЕНИЕ

Происходящие в последние десятилетия глобальные изменения климата резко усилили внимание к оценке их геокриологических последствий. В этой связи исключительный интерес представляют данные о динамике термической структуры и мощности сезонно талого слоя (СТС) вечной мерзлоты, определяющих интенсивность геоморфологических процессов и физико-механические свойства грунтов. Получение этих данных является целью глобального мониторинга мерзлоты, проводимого в рамках ряда международных программ (CALM, GEWEX, GAME и др.) на многочисленных геокриологических стационарах, в т.ч. и российских (Анисимов, 2008). Так, из 168 пунктов наблюдений по программе Циркумполярного мониторинга активного слоя (CALM) 49 приходится на территорию РФ. Однако, в силу ряда причин, на большей их части наблюдения в настоящее время не проводятся (<http://www.gwu.edu/~calm/data/north.html>).

Последнее относится и к мониторинговой площадке R8, размещенной в Булуномском улусе Республики Саха (Якутия) на территории одной из старейших полярных станций России «Полярка», ныне Гидрометеорологической обсерватории Тикси (ГМО). Измерения на площадке R8 проводились в 1996–1999 гг., причем их данные в настоящее время недоступны ([http://www.gwu.edu/~calm/data/webforms/r8\\_f.html](http://www.gwu.edu/~calm/data/webforms/r8_f.html)). Несколько лет назад на станции Тикси были размещены 3 установки для измерения термической структуры деятельного слоя грунта, работающие и поныне. В данной работе представлены результаты их измерений. Экспериментальные данные дополнены оценками динамики СТС, рассчитанными по данным продолжительных метеонаблюдений метеостанции «Полярка» с помощью варианта стационарной модели В.А. Кудрявцева.

## ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Территория Булунского улуса относится к так называемой Северо-Сибирской почвенной провинции Евразийской полярной почвенно-биоклиматической области (<http://www.ecosystema.ru/08nature/soil/i13.htm>). Ее прибрежная зона в районе ГМО Тикси ( $71^{\circ} 38,1' \text{ с.ш.}$ ,  $128^{\circ} 52,1' \text{ в.д.}$ ) располагается в субарктической зоне сплошной мерзлоты со средним значением мощности СТС 0,45 м (Анисимов и др., 2012) и представляет собой малоснежные пологие склоны и покрытые осыпями холмы, где почвенный покров практически отсутствует. Наличие реки Лены и ручьев, а также близко расположенной вечной мерзлоты обуславливает заболачивание пониженных участков. Преобладают суглинистые и песчано-гравийные варианты тундровых почв. Растительность представлена в основном мхами, лишайниками, осоками и некоторыми видами злаковых и цветковых растений, отсутствующими лишь на участках выдувания снега и на выходах сильнощелочистых пород. Встречаются и мелкие кустарнички, такие, как черника, морошка, вереск и др. На криоболотных участках и территориях со слабым дренажем развита мохово-осоковая растительность. Такое ландшафтное многообразие свидетельствует о возможных существенных вариациях мощности СТС, максимальных в каменной осыпи при отсутствии растительности и минимальных — на заболоченных участках при наличии слоя торфа в почвенном профиле.

Климат Тикси суровый, арктический, средняя температура самого холодного месяца, января —  $-30,2^{\circ}\text{C}$  (средний минимум  $-33,8^{\circ}\text{C}$ , абсолютный минимум  $-48,0^{\circ}\text{C}$ ), самого теплого месяца, августа —  $+7,7^{\circ}\text{C}$  (средний максимум  $+11,1^{\circ}\text{C}$ , абсолютный максимум  $+29,8^{\circ}\text{C}$ ) (<http://www.pogodaiklimat.ru/climate/21824.htm>). Зима наступает в конце сентября и заканчивается в конце мая — начале июня, хотя заморозки и морозы возможны в течение всего года. С ноября по февраль оттепели исключены. Самый холодный месяц по абсолютной минимальной температуре — февраль. Апрель в Тикси имеет самую низкую среднемесячную температуру в России ( $-18,3^{\circ}\text{C}$ ). За последние 75 лет климат характеризовался достаточно резкими колебаниями среднегодовой температуры воздуха со средним значением  $-13^{\circ}\text{C}$ , слабо убывающей в 1900–1990 гг. и слабо возрастающей в 1980–2013 гг. квадратичным трендом. Снег выпадает в среднем в течение 163 дней в году с октября по июнь. Средняя высота снежного покрова колеблется от 2 (сентябрь, июнь) до 8 (апрель, май) см, максимальная — от 11 (сентябрь) до 99 (декабрь) см (Иванов и др., 2009; Справочник по климату СССР, 1966).

Прямые измерения температурного поля грунта в ГМО Тикси осуществляются с 2009 г. и выполняются на трех участках. Для них используется термометрическая установка АМТ-5, разработанная ЦКБ НПО «Тайфун», а также две цепочки полупроводниковых термодатчиков, размещенных на одном кабеле (термокосы) GP5W-Shell фирмы GeoPrecision (ФРГ). Датчики температуры установки АМТ-5 обеспечивают измерения температуры в диапазоне  $-60... +70^{\circ}\text{C}$  с абсолютной погрешностью не более  $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$  и разрешающей способностью  $\pm 0,01^{\circ}\text{C}$  на 11 горизонтах от 0,05 до 3,2 м. Для надежного теплового контакта с почвой, защиты от агрессивных воздействий почвы и удобства эксплуатации они снабжены специальной насадкой, обеспечивающей постоянную времени в воде не менее 10 мин. Частота опроса датчиков ежечасная, с регистрацией данных измерений на ПК, обеспечивающем удаленный доступ через спутниковый канал связи. Измерения термокос охватывают слой грунта толщиной до 2,4 м с временной дискретностью 1 ч. Накопление информации осуществляется

миниатюрными дата-логгерами, смонтированными на кабеле. Относительный недостаток в точности измерений ( $\pm 0,25$  °C в диапазоне от  $-10$  до  $+30$  °C) компенсируется высокой чувствительностью датчиков ( $0,06$  °C в диапазоне  $-55...+125$  °C), а также стабильностью их показаний во времени, исчисляемой годами.

Датчики температуры установки АМТ-5 размещены на заболачиваемом участке с осоковой растительностью. Примерно на таком же ландшафте расположена одна из термокос GP5W-Shell, в то время как другая установлена на глинистом грунте с мохово-лишайниковым покрытием. Таким образом, измерения на площадках дают приблизительное представление о диапазоне условий оттаивания мерзлоты в районе ГМО Тикси. Помимо установок АМТ-5 и GP5W-Shell, важную информацию для понимания закономерностей эволюции мерзлоты дает развернутый на станции комплекс современной аппаратуры, выполняющий измерения в приземном слое атмосферы в рамках международных программ IASOA и BSRN, а также ряды непрерывных метеорологических наблюдений, являющиеся одними из наиболее продолжительных в Российской Арктике.

### МОДЕЛЬ, ПАРАМЕТРИЗАЦИИ И ПАРАМЕТРЫ

Наличие длительных рядов метеорологических наблюдений предоставляет возможность оценки межгодовых изменений глубины СТС методами математического моделирования (Мачульская, Лыкосов, 2009). Для этой цели был реализован вариант стационарной модели GIPL-1 Университета Аляски (США) (Sazonova, Romanovsky, 2003), основанной на известной схеме Кудрявцева для приближенного решения уравнения теплопроводности для слоистого грунта (Кудрявцев и др., 1974). На рис. 1 приведена блок-схема модели, на которой показаны огибающие годовых температурных колебаний, амплитуда которых экспоненциально затухает по мере распространения тепловой волны вглубь и становится пренебрежимо малой на глубине  $z_0$ , а также среднегодовой профиль температуры деятельного слоя грунта (Romanovsky, Marchenko, 2013).

Расчет осуществляется поэтапно, с последовательным учетом влияния снежного покрова, растительности и сдвига температур за счет различия коэффициентов

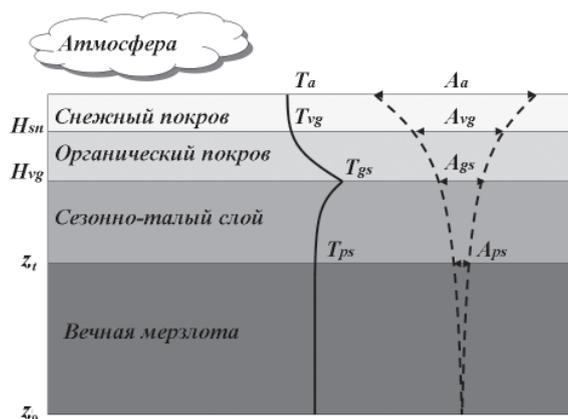


Рис. 1. Схема расположения слоев среды и вертикального распределения в них среднегодовых температур и их амплитуд. Обозначения на рисунке приведены в табл. 1, 2.

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

$$z_t (2A_{ps} C_t + Q) = 2(A_{gs} - |T_{ps}|) \sqrt{K_t C_t P/\pi} + \frac{(2A_{ps} C_t x + Q z_t) Q \sqrt{K_t P/\pi C_t}}{2A_{ps} C_t x + Q z_t + (2A_{ps} C_t + Q) \sqrt{K_t P/\pi C_t}}, \quad (1)$$

$$x = \frac{2(A_{gs} - |T_{ps}|) \sqrt{K_t C_t P/\pi}}{2A_{ps} C_t + Q}.$$

Соответствующие температуры  $T$ , амплитуды  $A$  и поправки к ним  $\Delta T$  и  $\Delta A$  являются функциями входных параметров и находятся из соотношений, приведенных в работах (Анисимов, 2008; Анисимов и др., 2012; Sazonova, Romanovsky, 2003). Их обозначения приведены в табл. 1 и 2.

Таблица 1

Входные данные модели	
Параметр	Обозначение
Амплитуда годовых колебаний воздуха	$A_a$
Среднегодовая температура воздуха	$T_a$
Среднегодовая толщина снега	$H_{sn}$
Продолжительность холодного периода года	$\tau_1$
Плотность снега	$\rho_{sn}$
Коэффициент теплопроводности снега	$K_{sn}$
Высота растительного покрова	$H_{vg}$
Коэффициент температуропроводности мерзлого растительного покрова	$D_{vf}$
Коэффициент температуропроводности талого растительного покрова	$D_{vt}$
Коэффициент теплопроводности мерзлого грунта	$K_f$
Коэффициент теплопроводности талого грунта	$K_t$
Объемная теплота фазовых переходов воды	$Q$
Объемная теплоемкость снега	$C_{sn}$
Объемная теплоемкость скелета грунта	$C_{sk}$
Объемная теплоемкость мерзлого грунта	$C_f$
Объемная теплоемкость талого грунта	$C_t$

Таблица 2

Выходные данные модели	
Параметр	Обозначение
Поправка $T_a$ на влияние снежного покрова, $^\circ\text{C}$	$\Delta T_{sn}$
Поправка $A_a$ на влияние снежного покрова, $^\circ\text{C}$	$\Delta A_{sn}$
Поправка $T_a$ на влияние растительности, $^\circ\text{C}$	$\Delta T_v$
Поправка $A_a$ на влияние растительности, $^\circ\text{C}$	$\Delta A_v$
Сезонная амплитуда температуры на поверхности почвы, $^\circ\text{C}$	$A_{gs}$
Среднегодовая температура на поверхности почвы, $^\circ\text{C}$	$T_{gs}$
Среднегодовая температура на подошве СТС, $^\circ\text{C}$	$T_{ps}$
Амплитуда годовых колебаний температуры на подошве СТС, $^\circ\text{C}$	$A_{ps}$
Глубина СТС, м	$Z$

Несмотря на ряд упрощений реальных процессов, построенные на основе схемы Кудрявцева модели позволяют учесть тепло- и массообменные свойства напочвенных покровов и потому широко используются 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 современным численным моделям грунта. Расчеты по модели GIPL-1, выполненные в рамках программы АСИА для Восточной Сибири и Аляски, показали расхождение  $\pm 0,2-0,4$  °С для температуры подошвы СТС и  $\pm 0,1-0,3$  м для его мощности в сравнении как с данными измерений, так и расчетов по одной из наиболее физически полных динамических моделей гидротермического режима грунта (Sazonova, Romanovsky, 2003). Это свидетельствует об известных преимуществах стационарных моделей перед современными численными моделями, применение которых для абсолютного большинства полярных районов из-за отсутствия необходимых для расчета натуральных данных попросту невозможно.

Из всех расчетных параметров из данных метеонаблюдений непосредственно определяются только  $T_a$ ,  $A_a$ ,  $H_{sn}$  и  $t_2$ . Что касается ландшафтных характеристик, то из-за слабой изученности их нахождение является самостоятельной и достаточно сложной задачей, решение которой на сегодняшний день невозможно без следующих упрощений. Из-за близости теплофизических свойств мха и образующегося в результате его отмирания и разложения торфа в качестве напочвенного рассматривается единый органический покров, объединяющий мохово-лишайниковый и торфяной подслои (Анисимов, 2008; Анисимов, Белолуцкая, 2004). Это позволяет считать грунт двухслойным, состоящим из верхней органической и нижней минеральной части, тепло-массообменные свойства которых полагаются постоянными. Коэффициенты температуропроводности растительного слоя определяются по формуле

$$a_{vt, vf} = K_{t,f} / C_{t,f} \quad (2)$$

Для задания долгопериодной изменчивости характеристик растительного покрова использовался подход, описанный в работах (Анисимов, Белолуцкая, 2004; Cornelissen et al., 2001). Согласно работе (Анисимов, Белолуцкая, 2004), увеличение толщины (биомассы) мохово-лишайникового покрова  $H_v$  при сохранении видового состава происходит с ростом температуры воздуха лишь до некоторого порогового значения. Превышение этого порога влечет за собой вытеснение мхов и лишайников более высокоорганизованными сосудистыми растениями. При этом прирост органического слоя сменяется его уменьшением как из-за сомкнутости, так и из-за высоты растений. Следуя указанному подходу, увеличению  $T_a$  на 1 °С соответствует прирост  $H_v$  на 5 см. Однако после достижения  $H_v$  величины 20 см каждое последующее повышение температуры на 1 °С влечет за собой аналогичное уменьшение  $H_v$ . В нашей интерпретации описанного подхода полагалось, что толщина  $H_v$  не может быть менее 5 см, а ее среднее значение (10 см) соответствует среднегодовой температуре воздуха за период наблюдений 1936–2012 гг. (–13 °С). Такой сценарий, несмотря на свою схематичность, все же позволяет описать эволюцию растительности и оценить тем самым ее вклад в терморегуляцию грунта. Следует отметить, что влияние органического слоя на условия снегонакопления, отражательную способность подстилающей поверхности, испарение влаги, величину турбулентного теплообмена почвы с атмосферой при этом не рассматривалось.

Характеристики минерального слоя рассчитывались с использованием справочных данных и известных сведений о фазовом составе арктических грунтов (50–70 %

минеральных частиц, 20–40 % льда, 10–15 % незамерзшей воды и около 5 % воздуха и водяных паров) по полуэмпирическим соотношениям, заимствованным из работ (Анисимов, 2008; СНиП, 1990):

$$K_{t,f} = 1,163 k_{t,f} (10^{-3} \rho_d + 10 w_{tot} - 1,1) - 10 w_{tot}, \quad (3)$$

$$C = \rho_d [c_{sk} + c_w w_{th} + c_i (w_{tot} - w_{th})], \quad (4)$$

$$Q = 10^{-3} L \rho_d (w_{tot} - w_{th}), \quad (5)$$

где  $K_{t,f}$  — коэффициент, учитывающий свойства грунта;  $\rho_d$  — плотность сухого грунта, кг/м<sup>3</sup>;  $w_{tot}$  — суммарная весовая влажность грунта;  $c_{sk}$ ,  $c_w$  и  $c_i$  — удельные теплоемкости минеральных частиц грунта, воды и льда соответственно;  $w_{th}$  — количество воды, не замерзшей при данной температуре;  $L$  — удельная теплота плавления льда.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

Временной ход температуры грунта на различных глубинах по данным измерений в различных пунктах представлен на рис. 2. Обращает на себя внимание разброс глубин СТС, которые в зависимости от ландшафтных характеристик меняются почти в четыре раза — от 0,4 м в криоболотном участке с мохово-осоковой растительностью до 1,5 м в глинистом грунте. Динамику сезонного оттаивания грунта характеризует конфигурация нулевой изотермы, пространство внутри которой соответствует талому грунту, снаружи — мерзлоте. Как видно из рисунка, оттаивание почвы начинается в начале мая и достигает максимальной глубины в конце августа — начале сентября. С переходом от процесса сезонного нагревания поверхности к охлаждению потоки тепла, обусловленные градиентом температуры, меняют направление и верхние слои

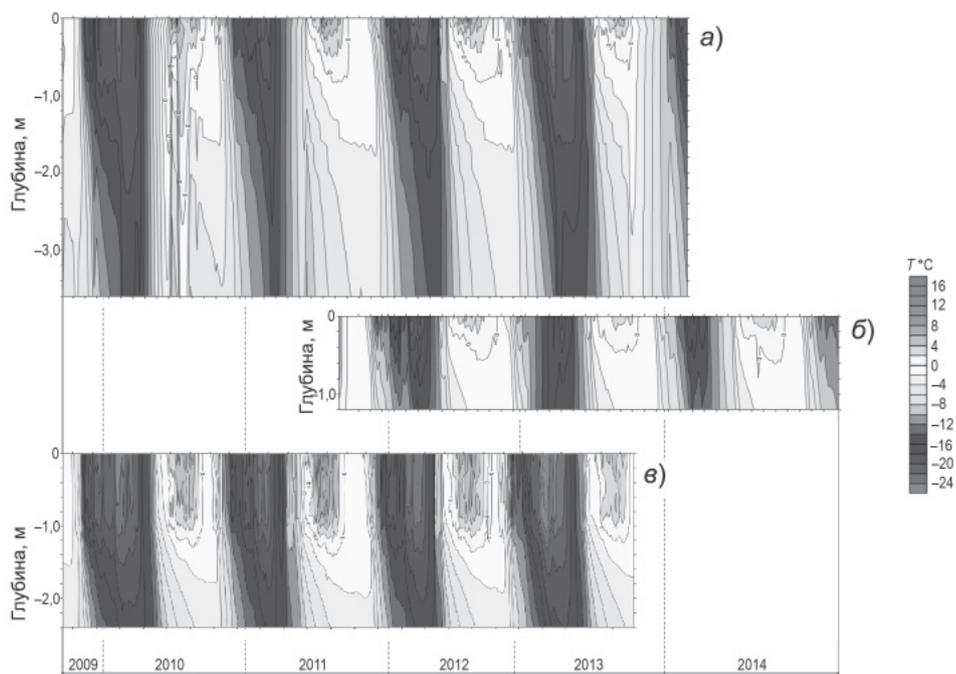


Рис. 2. Ход сезонного изменения температуры верхнего слоя грунта на заболоченном (а, б) и глинистом (в) участках грунта.

грунта начинают охлаждаться, что сначала замедляет процесс протаивания, а затем останавливает его. Естественно, что СТС с момента начала протаивания за счет контакта с вечной мерзлотой постоянно промерзает снизу, в то время как промерзание его сверху начнется с момента наступления отрицательных температур на верхней границе в середине сентября и завершается в конце октября — начале ноября. Таким образом, промерзание СТС характеризуется возникновением двух фазовых границ в результате развития промерзания как сверху, так и снизу. Температура верхнего слоя почвы остается ниже  $-20^{\circ}\text{C}$  в течение 100 дней в году с ноября по февраль и превышает  $+5^{\circ}\text{C}$  летом. На глубине 3,6 м (нижний горизонт измерений) в период с середины октября до июня температура почвы ниже  $-20^{\circ}\text{C}$ , с июля по октябрь она изменяется от  $-2$  до  $-7^{\circ}\text{C}$ .

Более подробные данные для сезона 2010/11 г., представленные в виде временного хода температур на фиксированных горизонтах, приведены на рис. 3. Как следует из рисунка, вариации температуры деятельного слоя почвы и их экстремальные значения закономерно уменьшаются с глубиной по мере затухания распространяющихся с поверхности тепловых волн. Изменения профилей температуры в сезон 2011/12 г. приведено на рис. 4. Из рисунка следует, что сезонное протаивание в Тикси в 2011 г.

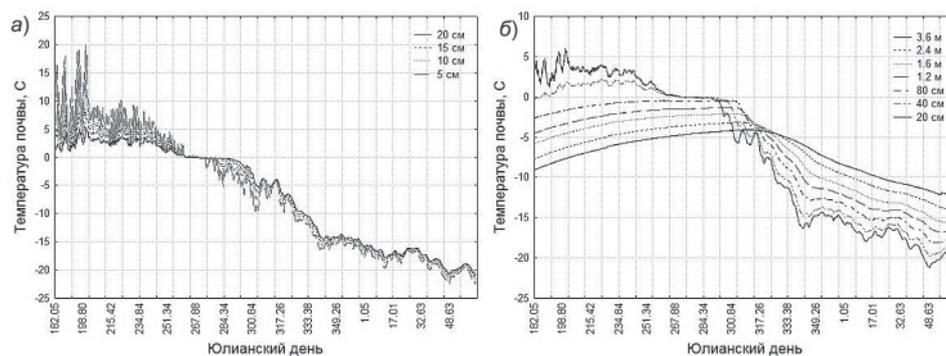


Рис. 3. Изменения температуры и поверхностного 20 см (а) и верхнего трехметрового (б) слоя почвы с июня 2010 по апрель 2011 гг.

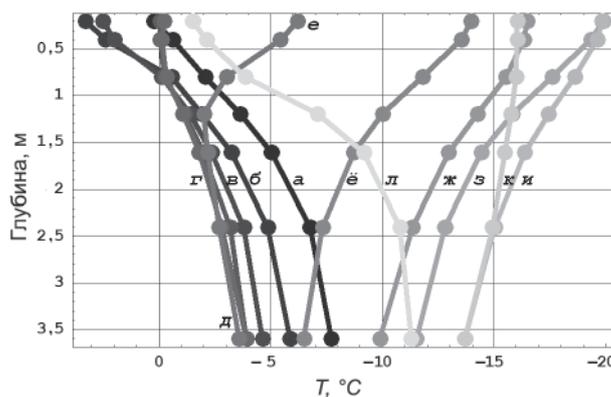


Рис. 4. Профили температуры грунта в июле (а), августе (б), сентябре (в), октябре (г), ноябре (д), декабре (е) 2011 г. и января (ё), февраля (ж), марта (з), апреля (и), мая (к) и июня (л) 2012 г.

началось в начале мая и, как и в предыдущий период (рис. 3), составило порядка 1 м в конце августа — начале сентября. При этом величины среднегодовых амплитуд температуры поверхности грунта и мерзлоты ( $A_{vg}$  и  $A_{ps}$  в терминах модели) составили величины, близкие к 12 и 9 °С соответственно. Кроме этого, рисунок показывает, что даже на глубине 3,6 м, в зоне многолетней мерзлоты, сезонные колебания температуры достигали 10 °С. Экстраполируя приведенные данные, можно предположить, что глубина уровня нулевых годовых амплитуд превышает 10 м.

Расчеты по модели (1)–(5) выполнялись для продолжительности холодного периода года и среднегодовой высоты снежного покрова и растительности на станции Тикси, полученных на основе данных стандартных метеорологических наблюдений, выполненных в 1936–2012 гг. и размещенных на сайте [http://www.aari.ru/resources/d0024/archive/description\\_e.html](http://www.aari.ru/resources/d0024/archive/description_e.html). Расчеты были выполнены для двух типов арктических грунтов, глинистого и песчаного, с одинаковыми значениями  $\rho_d = 1400 \text{ кг/м}^3$ ,  $w_{tot} = 25 \%$  и  $w_i = 10 \%$  под мохово-торфяным покровом. При  $k_t = 1,5$ ;  $k_f = 1,7$ ;  $c_{sk} = 0,92 \text{ кДж/(кг}\cdot\text{°C)}$  (для песчаного грунта);  $k_t = 1,3$ ;  $k_f = 1,4$ ;  $c_{sk} = 0,92 \text{ кДж/(кг}\cdot\text{°C)}$  (для глин и суглинков),  $c_w = 4,19 \text{ кДж/(кг}\cdot\text{°C)}$  и  $c_i = 2,09 \text{ кДж/(кг}\cdot\text{°C)}$ ,  $L = 335 \text{ кДж/кг}$ , из формул (4)–(6) получается  $K_t = 2,547 \text{ Вт/(м}\cdot\text{°C)}$ ;  $K_f = 3,2 \text{ Вт/(м}\cdot\text{°C)}$ ;  $C_t = 2,461 \cdot 10^6 \text{ Дж/(м}^3\cdot\text{°C)}$ ;  $C_f = 2,02 \cdot 10^6 \text{ Дж/(м}^3\cdot\text{°C)}$  (для песчаного грунта) и  $K_t = 1,733 \text{ Вт/(м}\cdot\text{°C)}$ ;  $K_f = 2,059 \text{ Вт/(м}\cdot\text{°C)}$ ;  $C_t = 2,775 \cdot 10^6 \text{ Дж/(м}^3\cdot\text{°C)}$ ;  $C_f = 2,314 \cdot 10^6 \text{ Дж/(м}^3\cdot\text{°C)}$  (для глин и суглинков), а также  $Q = 70,35 \text{ кДж/м}^3$  (для обоих видов грунтов). Для органического слоя  $\rho_d = 400 \text{ кг/м}^3$ ,  $w_{tot} =$

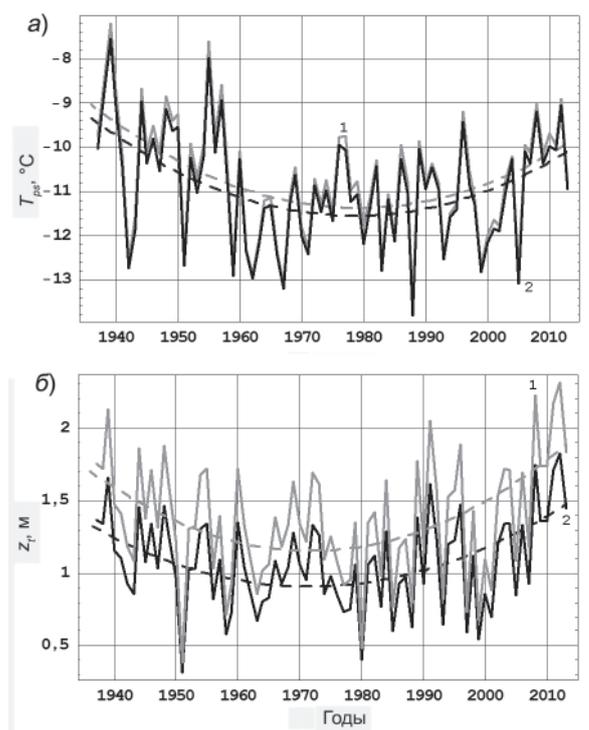


Рис. 5. Смоделированный временной ход среднегодовой температуры подошвы (а) и мощности СТС (б) и их квадратичные тренды для песчано-гравийного (1) и глинистого (2) грунта на станции Тикси в 1936–2012 гг.

25 % , при которых  $K_t = 0,93 \text{ Вт/(м}\cdot\text{°C)}$ ;  $K_t = 1,39 \text{ Вт/(м}\cdot\text{°C)}$ ;  $C_t = 3,78 \cdot 10^6 \text{ Дж/(м}^3\cdot\text{°C)}$ ;  $C_f = 2,73 \cdot 10^6 \text{ Дж/(м}^3\cdot\text{°C)}$  из формулы (3) следует  $a_{vf} = 50,9 \cdot 10^{-8} \text{ м}^2/\text{с}$ ;  $a_{vt} = 24,6 \cdot 10^{-8} \text{ м}^2/\text{с}$ .

Динамика среднегодовой температуры подошвы и мощности СТС для двух типов грунта и их трендов изображена на рис. 5.

Как следует из рис. 5, величины  $T_{ps}$  для песчаных грунтов оказались выше на  $0,5 \text{ °C}$ , а величина слоя протаивания больше на  $0,5 \text{ м}$ , чем для глинистых. Кроме этого можно отметить, что период 1930–1960-х гг. характеризовался, по данным моделирования, постепенным понижением мощности СТС (до  $1,2 \text{ м}$  для песчаного грунта и  $0,9 \text{ м}$  для глинистого), которое сменилось позднее ее ростом, сохраняющимся до настоящего времени (до  $1,7 \text{ м}$  для песчаного грунта и  $1,4 \text{ м}$  для глинистого). Как и следовало ожидать, величина  $z_t$  для песчаных грунтов оказалась в целом выше, чем для глинистых. При этом полученные величины глубины оттаивания, с учетом упрощенного задания вариаций свойств растительного покрова, оказались достаточно близкими к измеренным в 2010–2013 гг. (рис. 2). При этом следует отметить, что исследования, проведенные в различных регионах Якутии (Заболотник, Заболотник, 2010), показали, что в одном и том же районе глубина сезонного оттаивания заторфованных грунтов и грунтов под мохово-торфяными покровами всегда меньше, чем суглинков. Супеси, как правило, оттаивают на большую глубину, чем суглинки, но на меньшую, чем пески. Мощность СТС в гравийно-галечных и щебнистых грунтах, а также горных породах всегда больше, чем в песчаных.

Представляет интерес сравнение полученных нами данных с результатами расчетов для Тикси по аналогичной модели за период 2000–2009 гг., использующей в качестве атмосферного форсинга результаты моделей общей циркуляции атмосферы (МОЦА) и близкие теплофизические параметры грунта (Sazonova, Romanovsky, 2003). При качественном совпадении характера кривых и тенденций к росту глубины оттаивания и температуры поверхности мерзлоты, расчеты по модели с использованием МОЦА превышают эти показатели для периода 2009–2014 гг. примерно на  $1 \text{ м}$  и  $2\text{--}3 \text{ °C}$ .

Разброс оценок может быть объяснен наличием обратных связей в системе «пограничный слой атмосферы – снежный и растительный покров – деятельный слой грунта – вечная мерзлота» (Анисимов, 2008; Анисимов и др., 2012). Растительность, находясь между атмосферой и литосферой, значительно влияет на теплообмен между ними и, в конечном счете, на температурный режим грунта. Ее развитие, обусловленное потеплением, увеличением осадков и ростом концентрации углекислого газа, может оказать изолирующее воздействие на почву, препятствуя росту температуры ее поверхности и компенсируя тем самым воздействие потепления. Такой механизм подтверждается наблюдениями реакции мерзлоты на изменения температуры воздуха даже в регионах с заметным потеплением. Так, исследования, выполненные Институтом мерзлотоведения СО РАН, показали, что, несмотря на значительное повышение средней температуры воздуха с 90-х гг. прошлого века, за последние годы глубина сезонного протаивания в Центральной Якутии не только оставалась достаточно стабильной, но и в ряде случаев даже уменьшалась (Герасимов, 2006).

Отметим также, что согласно Справочнику по климату СССР (1966) почва на станции Тикси характеризуется как «каменистая с суглинком, растительность отсутствует». Однако ее состояние в настоящее время характеризуется хорошо развитым растительным покровом (Мачульская, Лыкосов, 2009). Вместе с тем рост потепления влечет за собой изменения видового состава растительного покрова, сопрово-

ждаемого увеличением теплопроводности за счет развития сосудистых растений, теплофизические свойства которых, в условиях меняющегося климата, также могут существенно меняться от года к году (Анисимов, 2008; Анисимов и др., 2012). Таким образом, из-за неоднозначной реакции растительности на климатические изменения, интерпретировать ее эволюцию в качестве механизма отрицательной обратной связи было бы преждевременно, тем более что долговременное потепление климата в Арктике, по-видимому, будет происходить в первую очередь за счет повышения зимних температур (Анисимов, 2008, 2012).

Помимо этого, как показывают данные измерений (рис. 2), глубина сезонного протаивания может обладать значительной пространственной изменчивостью, обусловленной вариативностью теплофизических свойств грунтов и напочвенных покровов, начиная с расстояний порядка единиц метров. Теоретически может оказаться, что рассчитанные величины  $z_i$ , представленные единственным значением, могут вообще отсутствовать в пределах выбранного пункта. Это следует из детерминистического характера используемой модели, изначально разработанной для точечных расчетов, противоречащего стохастической природе процессов, формирующих сезонное протаивание мерзлоты. Очевидно, что такие расчеты оправданы лишь при использовании средних значений параметров грунтов при условии пренебрежения их естественной изменчивостью. Поэтому в пределах любой площадки глубина СТС является, в известном смысле, случайной величиной, обладающей функцией распределения, что невозможно учесть в принципе в рамках используемого детерминистического метода (Анисимов, 2009).

#### ВЫВОДЫ

1. Сравнение данных наблюдений, полученных за последние 4 года, с данными, известными из литературных источников, свидетельствует об относительной стабильности толщины активного слоя.

2. Результаты модельных расчетов показывают рост глубины протаивания начиная с 80-х гг. прошлого столетия. Однако, из-за неопределенности однозначной реакции растительности на климатические изменения, выводы о быстрой деградации мерзлоты в настоящее время представляются преждевременными.

3. Представленные в настоящей работе результаты дают лишь общее представление о процессах формирования (деградации) вечной мерзлоты и являются стимулом для продолжения и расширения начатых исследований, особенно в плане изучения межгодовой эволюции тепло- и массообменных свойств грунтов и органических покровов.

*Исследования выполнены в рамках темы ЦНТП Росгидромета 1.5.3.2, при поддержке гранта РФФИ 14-05-00677А и программы «Углерод в вечной мерзлоте» (CARBOPERM) Российско-германской лаборатории им. О.Ю. Шмидта*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимов О.А. Вечная мерзлота в условиях современного и будущего климата: результаты вероятностно-статистического моделирования // Криосфера Земли. 2009. № 1 (78). С. 7–16.

Анисимов О.А. Современные и будущие изменения вечной мерзлоты: синтез наблюдений и моделирования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 7–16.

Анисимов О.А., Анохин Ю.А., Лавров С.А. и др. Континентальная многолетняя мерзлота // Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / Под ред. С.М. Семенова. М.: Росгидромет, 2012. С. 301–359.

Анисимов О.А., Белолицкая М.А. Моделирование воздействия антропогенного потепления на вечную мерзлоту: учет влияния растительности // Метеорология и гидрология. 2004. № 11. С. 73–82.

Герасимов Е.Ю. Межгодовая изменчивость мощности сезонного слоя // «Спасская падь»: комплексные исследования мерзлотных ландшафтов. Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО РАН, 2006. С. 100–103.

Заболотник С.И., Заболотник П.С. Сезонное протаивание и промерзание грунтов в Южной Якутии // Наука и техника в Якутии. 2010. № 2 (19). С. 14–18.

Иванов Н.Е., Макштас А.П., Шутилин С.В., Гунн Р.М. Многолетняя изменчивость характеристик климата района Гидрометеорологической обсерватории Тикси // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 1 (81). С. 24–41.

Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. М.: Наука, 1974. 431 с.

Мачульская Е.Е., Лыкосов В.Н. Математическое моделирование процессов взаимодействия атмосферы и криолитозоны // Изв. РАН, сер. ФАО. 2009. Т. 45. № 6. С. 736–753.

Почвенно-географическое районирование СССР. URL: <http://www.ecosystema.ru/08nature/soil/i13.htm> [дата обращения 12.11.2015].

Справочник по климату СССР. Ч. II: Температура воздуха и почвы. Вып. 24. Якутская АССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 398 с.

СНиП 2.02.04-88 «Основания и фундаменты на многолетнемерзлых грунтах». М.: Стройиздат, 1990. 53 с.

Cornelissen J.H.C., Callaghan T.V., Alatalo J.M. et al. Global change and arctic ecosystems: is lichen decline a function of increases in vascular plant biomass? // J. Ecology. 2001. Vol. 89. P. 984–994.

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.

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 12.11.2015]

*P.V. BOGORODSKY, A.P. MAKSHITAS, V.Yu. KUSTOV, A.S. GRUBY, V.V. MOVCHAN*

## **THE DYNAMICS OF SEASONAL PERMAFROST THAWING NEAR TIKSI HYDROMETEOROLOGICAL OBSERVATORY**

The data of five years measurements of the active soil layer, started in autumn 2009 at the polar station Tiksi are presented. The features of thermal structure are described and causes of its possible evolution are analyzed. The experimental data are supplemented with estimates of long-term dynamics of the depth of seasonal thawing, calculated on the basis of long-term meteorological observations using a variant of the Kudryavtsev's model.

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