

**МОДЕЛЬНАЯ АССИМИЛЯЦИЯ И РЕАНАЛИЗ
ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ: ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И
ВАЛИДАЦИЯ МОДЕЛИ ДЛЯ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И
ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРА.**

О.А. Анисимов¹, С.А. Лавров¹, А.Ф. Жирков², Д.А. Каверин³

¹Государственный гидрологический институт, 199053, С.Петербург, 2-ая
Линия В.О., 23, Россия; oleg@oa7661.spb.edu

² Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН,
677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия; zhirkov_af@mail.ru

³Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, Сыктывкар, ул.
Коммунистическая, 28, Россия; dkav@mail.ru

Сформулирована постановка задачи ассимиляции и реанализа данных мерзлотных наблюдений на основе моделей многолетнемерзлых грунтов различной сложности. Обоснована необходимость применения для этой цели динамической модели. По данным наблюдений выделены четыре типа термического режима многолетнемерзлых грунтов. Проведена валидация модели на данных наблюдений в Восточной Сибири и на Европейском Севере. Предложен метод учета изменчивости почвенных, растительных и ландшафтных факторов подсеточного масштаба, основанный на ансамблевых расчетах. Показано, что динамическая модель хорошо воспроизводит данные наблюдений мощности сезонно-талого слоя в широком спектре ландшафтных, почвенных и климатических условий и может использоваться для мерзлотного реанализа.

*Криолитозона, наблюдения, моделирование, сезонно-талый слой,
температура грунтов, реанализ.*

**PERMAFROST DATA ASSIMILATION AND MODEL-BASED
REANALYSIS: PROBLEM SETUP AND MODEL VALIDATION FOR
EAST SIBERIA AND NORTH-EUROPEAN RUSSIA.**

O.A. Anisimov¹, S.A. Lavrov¹, A.F.Zhirkov², D.A. Kaverin³

¹*State Hydrological Institute, 23, Second Line V.O., St.Petersburg, 199053 Russia,
oleg@oa7661.spb.edu*

²*Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, 36, Merzlotnaya str., Yakutsk, 677010
Russia; zhirkov_af@mail.ru*

³*Institute of Biology, Republic of Komi Science Center, UB RAS, 28,
Kommunisticheskaya str., Syktyvkar, 167982 Russia; dkav@mail.ru*

We set up the problem of permafrost data assimilation and reanalysis on the basis on permafrost models of different complexity and demonstrate the necessity of using a dynamic model for this purpose. Analysis of the observations identified four types of permafrost thermal regime. The model was validated using observational data in Eastern Siberia and the European North. A method based on ensemble calculations has been developed to account for the sub-grid variability of soil, plant, and landscape properties. The dynamical permafrost model successfully reproduces observed variations of the active-layer thickness in a wide range of landscape, soil and climatic conditions. The model can thus be used for permafrost reanalysis.

*Permafrost, observations, modeling, active layer, soil temperature,
reanalysis.*

ВВЕДЕНИЕ

Современные успехи геокриологии во многом обусловлены эмпирическими исследованиями и появлением новых данных наблюдений. Построенные на их основе концептуальные модели уточняют представления о генезисе и распространении многолетнемерзлых грунтов (ММГ), их изменениях в историческом и геологическом прошлом и о зависимости параметров состояния ММГ от влияющих факторов. По мере расширения баз данных с неизбежностью возникает задача их обобщения. Она состоит в том, чтобы провести анализ почвенных, надпочвенных (снег, растительность), топографических, климатических и иных влияющих факторов, сопоставить их с точечными мерзлотными наблюдениями и построить пространственно-временной континуум двух главных параметров состояния ММГ, - температуры грунта и мощности сезонно-талого слоя (СТС), охватывающий всю криолитозону.

Для решения этой задачи широко применяется метод, получивший название «картографического» моделирования [*Украинцева и др., 2012*] [*Второй оценочный..., 2014*]. Он основан на интерполяции данных в пределах геосистем и природно-территориальных комплексов [*Коробова, 2012; Хименков, 2013*]. Главным достоинством «картографического» моделирования является возможность его осуществления средствами ГИС без построения математической модели.

Между тем, задача пространственно-временного обобщения данных наблюдений постоянно возникает в физической географии, и для ее решения были разработаны современные методы, эффективность которых намного превышает «картографическое» моделирование. Так, в климатологии до недавнего времени серьезные проблемы были связаны с заполнением пропусков и обобщением данных неравномерной и редкой сети метеонаблюдений. Сейчас они во многом преодолены благодаря развитию реанализа, который представляет собой двушаговый процесс. На первом шаге, называемом ассимиляцией данных, проводится валидация модели

изучаемой системы по всем имеющимся для фиксированного интервала времени наблюдениям. На втором шаге проводится собственно реанализ, т.е. по откалиброванной модели рассчитываются исследуемые параметры в узлах сетки, охватывающей всю исследуемую область, при этом учитываются все главные влияющие факторы.

В данной работе формулируется задача мерзлотного реанализа и проводится валидация модели по данным наблюдений в Восточной Сибири и на севере Европейского территории России (ЕТР).

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ РЕАНАЛИЗА

Ключевую роль в реанализе играет моделирование. Математический формализм всех моделей ММГ основан на решении задачи Стефана, постановка которой описана во многих публикациях. Исчерпывающая обзорная информация приведена в [Анисимов и др., 2012]. Особенностью задачи является наличие подвижных границ раздела мерзлого и талого грунта, на которых происходят фазовые переходы влаги.

В 1990-х годах стали интенсивно развиваться динамические модели ММГ. Они позволяют рассчитывать вертикальный профиль температуры грунта с заданным временным шагом, от нескольких часов до суток. В отличие от полуэмпирических, такие модели основаны на фундаментальных уравнениях тепло- и влагопереноса и дают исчерпывающую информацию об изменениях во времени и по глубине параметров физического состояния ММГ. Динамические модели требуют лишь минимальной валидации, под которой понимается уточнение значений входящих в модель почвенных, растительных и иных влияющих параметров так, чтобы максимально приблизить результаты расчета к имеющимся наблюдениям СТС и температуры грунта. Валидация проводится с дифференциацией по мерзлотным и растительным зонам, почвенным, ландшафтным и климатическим условиям. В каждом случае подбираются типичные для заданных условий значения параметров, при которых достигаются

минимальные различия между расчетами и наблюдениями.

Динамические модели разной сложности были разработаны в Государственном гидрологическом институте (ГГИ) [Анисимов, Нельсон, 1998; Анисимов и др., 1999], в Главной геофизической обсерватории [Малевский-Малевич и др., 2000, 2005], в Институте вычислительной математики РАН [Дымников и др., 2005] и в Институте физики атмосферы [Аржанов и др., 2007]. Аналогичные исследования проводились в США, прежде всего в университете Фэрбенкса, Аляска [Zhang, 2005; Sazonova, Romanovsky, 2003] и в университете Колорадо [Lawrence, Slater, 2005]. Все эти модели различаются, главным образом, методом численного решения уравнения теплопроводности. В данной работе была использована динамическая модель, описанная в [Лавров, Анисимов, 2011]. Не воспроизводя весь математический формализм этой модели, отметим лишь ее главные особенности.

Основу составляют уравнение теплового баланса подстилающей поверхности, уравнение переноса тепла в слое снега и почве и уравнение баланса влаги. Перенос тепла и влаги в грунтовой толще описывается следующим образом.

$$c_{\text{эфф}} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_B L \frac{\partial W}{\partial t} \mathcal{G} \quad (1)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} - K \right) \quad (2)$$

где

$$c_{\text{эфф}} = \rho_B c_B + \rho_L c_L + \rho_{\text{II}} c_{\text{II}} (1 - P) + \rho_B L \frac{\partial W_{\text{H3}}(T)}{\partial T} \mathcal{G}; \quad (3)$$

$$\mathcal{G} = \begin{cases} 0; & \text{при } T \geq 0 \\ 0; & \text{при } T < 0 \text{ и } W \leq W_{\text{H3}}(T) \\ 1; & \text{при } T < 0 \text{ и } W > W_{\text{H3}}(T) \end{cases}$$

В этих уравнениях L - теплота фазового перехода вода – лед; T - температура почвы; W, P – влажность и пористость почвы; $W_{H3}(T)$ – содержание незамёрзшей влаги в почве, зависящее от температуры; ψ - капиллярно-сорбционный потенциал почвенной влаги; K, λ – коэффициенты теплопроводности и теплопроводности почв; c_B, c_L, c_{II} - удельные теплоемкости воды, льда и скелета почвы; $\rho_B, \rho_L, \rho_{II}$ - соответственно их плотности; t, z - время и вертикальная координата, причем поверхность почвы совмещена с уровнем $z = 0$, а ось z направлена вниз.

Отличие уравнение (1) от традиционного уравнения теплопроводности в том, что оно учитывает содержание незамёрзшей влаги в мерзлом грунте как функцию температуры. Уравнение (2) описывает миграцию влаги при промерзании грунтов. На входе модели задаются суточные значения температуры воздуха, осадков, скорости ветра, влажности воздуха и приходящей солнечной радиации. Полное описание модели дано в работе [Калюжный, Лавров, 2012].

ДАННЫЕ МЕРЗЛОТНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

В работе использовались данные 10 пунктов мерзлотных наблюдений в Восточной Сибири и 25 пунктов на севере ЕТР (Рис. 1.). В совокупности они представляют широкий спектр мерзлотных, почвенных и ландшафтно-климатических условий.

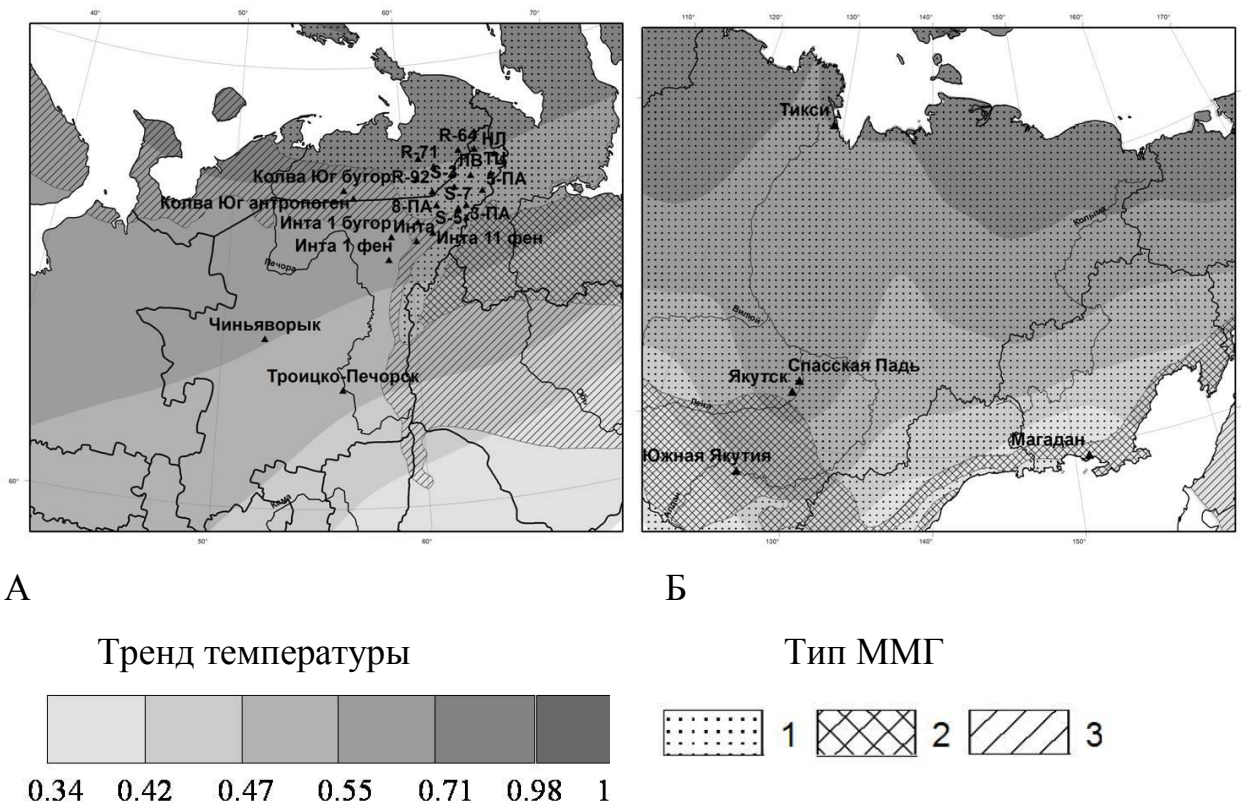


Рис. 1. Расположение пунктов мерзлотных наблюдений на севере ЕТР (А) и в Восточной Сибири (Б). Заливкой в градациях серого с неравномерной шкалой показаны тренды среднегодовой температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) за период 1978-2017 гг.; штриховкой выделены области сплошного (1), прерывистого (2) и островного (3) распространения ММГ.

На Севере ЕТР в восьми пунктах наблюдений температура грунта измерялась на глубинах 0, 0.2, 0.5, 0.8, 1, 2, 3, 5, и 10 м, в остальных - на глубинах 0, 0.2, 0.5 и 1 м. В 12 пунктах почвенные горизонты сложены суглинками под слоем торфа от 3 до 10 см, остальные расположены на торфяной залежи со средней мощностью 3 м. Плотность торфов изменяется в пределах от 0.06 до 0.2 г/см^3 , суглинков - от 1 до 1.5 г/см^3 ; объемная влажность изменяется в диапазоне $0.2 - 0.5$ и в среднем составляет 0.3 долей объема.

В Восточной Сибири измерения проводились в естественных ландшафтах на песчаных (стационар вблизи Тикси), супесчаных (мерзлотный стационар в Якутске, научная станция Спасская Падь), суглинистых (Анадырь) и щебенистых (стационар в Южной Якутии, Магадан) грунтах различной плотности от 1.6 до 2.25 г/см³ и невысокой влажности, порядка 0.2 долей объёма. Автоматизированные измерения проводились с временной дискретностью от 1 до 6 часов. Охват по глубине варьировал от 1.2 – 3.2 м с прогрессивно возрастающим шагом в несколько десятков см на большинстве пунктов наблюдений, до 30 м с шагом в несколько метров в термометрических скважинах вблизи Тикси, Магадана и Анадыря.

По данным наблюдений было выделено четыре типа температурного режима почвы, обуславливающих различия мощности СТС. К первому типу отнесены грунты с небольшой мощностью СТС в пределах 0.3-0.5 м. Подстилающий грунт находится в мёрзлом состоянии, годовые колебания температуры происходят в области отрицательных значений. К такому типу относятся 5 из 35 пунктов наблюдений. Ко второму типу относятся 9 пунктов с большей мощностью СТС в пределах 0.5 – 1 м. К третьему типу отнесены 10 пунктов с мощным СТС порядка 2 и более метров. Как и у первых двух типов, в нижележащих горизонтах наблюдаются только отрицательные температуры. К четвёртому типу отнесены 11 пунктов, где имеются талики и отсутствует смыкание границ сезонной и многолетней мерзлоты. При мощности талого слоя 3 и более метров имеет место сезонное промерзание, притом, что в нижележащем слое годовые колебания температуры происходят в положительном диапазоне. Выделенные типы наблюдений характерны для областей, соответственно, сплошного, прерывистого, островного и редкоостровного распространения ММГ.

МОДЕЛЬНАЯ АССИМИЛЯЦИЯ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Любая математическая модель содержит параметры, точные значения которых определить крайне сложно. Их рассматривают как подгоночные и первоначально используют базовые значения для заданного типа, плотности и влажности почвы и свойств напочвенных покровов. Впоследствии эти значения корректируются так, чтобы модель наилучшим образом описывала все имеющиеся данные наблюдений. Модельная ассимиляция данных состоит в подборе значений влияющих параметров, при которых минимизируется функционал, представляющий собой сумму абсолютных величин разностей рассчитанных и измеренных характеристик ММГ по всем имеющимся для рассматриваемой территории пунктам наблюдений.

Были проведены модельные расчеты с целью воспроизвести внутригодовые и межгодовые изменения четырех типов температурного режима. На рис. 2 показаны результаты для первого типа на примере стационара Инта1-бугор (Север ЕТР).

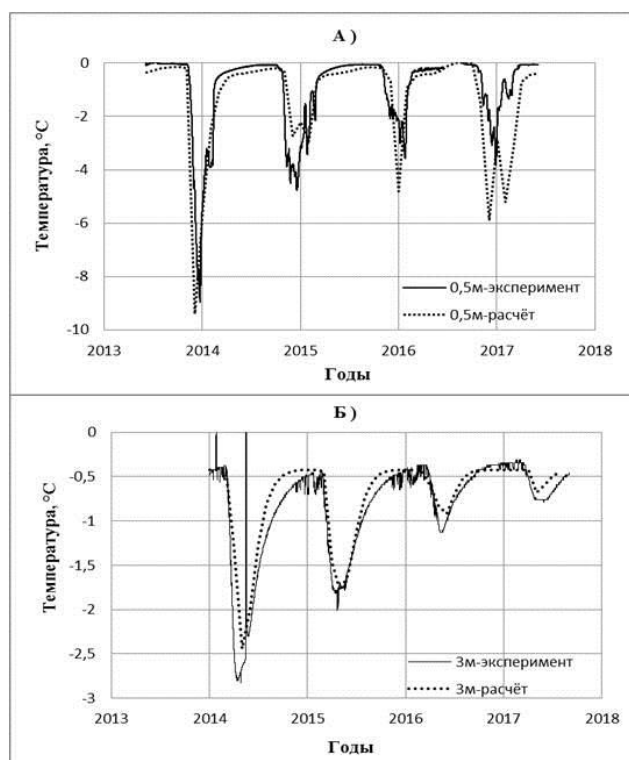


Рис. 2. Динамика изменения температуры на глубинах 0.5 м (А) и 3 м (Б) по данным наблюдений и расчетам. Стационар Инта1-бугор.

В расчетах были учтены особенности грунта и метеофакторов. Разрез представляет собой торфяную залежь. На глубинах от 1.5 до 3 м находится полностью водонасыщенный торф с плотностью $0.07 - 0.1 \text{ г/см}^3$. Верхний слой сложен торфом плотностью $0.1 - 0.2 \text{ г/см}^3$ с высокой влажностью около 0.3 долей объема, и лишь приповерхностный десятисантиметровый слой является относительно сухим. Вследствие этого коэффициент теплопроводности мерзлого грунта значительно выше, чем талого. Высота снежного покрова в данном пункте не превышает 20 см. В совокупности это обуславливает сильное промерзание грунтов в холодный период и неглубокое сезонное оттаивание (менее 50 см). Последнее обусловлено низким коэффициентом теплопроводности приповерхностного слоя торфа и большим содержанием льда в нижележащем слое, из-за чего значительная часть теплового потока идет на фазовые переходы.

Можно отметить, что модель хорошо описывает наблюдения. Как расчеты, так и наблюдения выявляют характерные «полочки» на графике годового хода температуры, указывающие на фазовые переходы. На глубине 0.5 м они происходят вблизи нулевой температуры, а на глубине 3 м при температуре около $-0.4 \text{ }^{\circ}\text{C}$. В этом проявляется влияние незамёрзшей влаги. Небольшие расхождения расчетов и наблюдений обусловлены неопределённостью задания начальных и граничных условий, поскольку информация о физических свойствах почвенно-грунтовых горизонтов носила отрывочный характер. Ход метеоэлементов задавался по наблюдениям на ближайшей станции Петрунь и не учитывал локальных факторов.

Рис. 3 иллюстрирует второй тип температурного режима грунтов на примере наблюдений в пункте под номером К-58 (Север ЕТР) также вблизи метеостанции Петрунь.

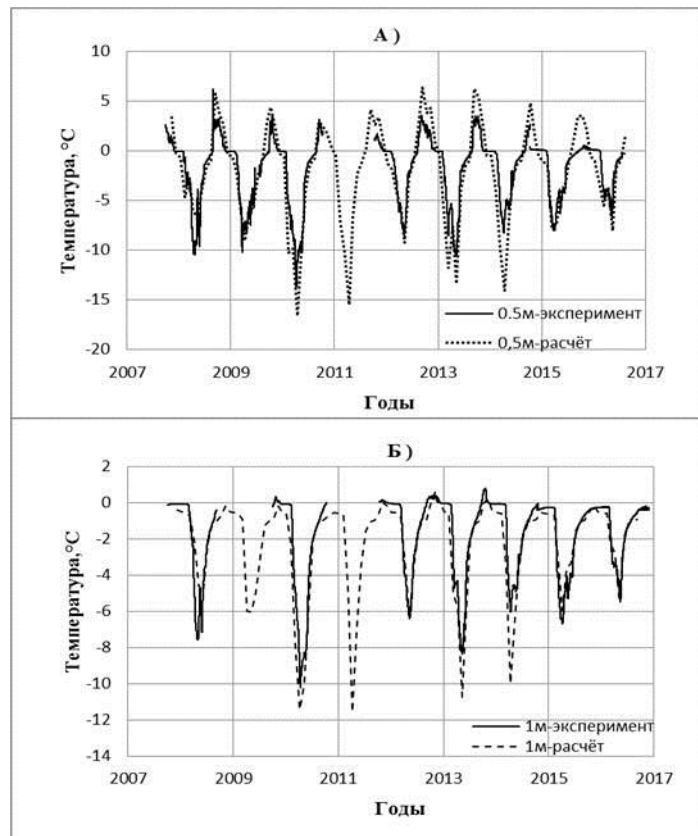


Рис. 3. Динамика изменения температуры на глубинах 0.5 м (А) и 1 м (Б). Стационар R-58.

В данном пункте почва состоит из суглинков с плотностью 1.3 – 1.5 г/см³ и влажностью около 0.2 долей объёма. Высота снега в среднем составляет 30 см. Высокая теплопроводность суглинков по сравнению с торфами и меньшее значение влажности способствуют большему охлаждению в зимний период и более глубокому оттаиванию летом (до 1 м). Как и в первом случае, модель хорошо описывает температурный режим.

Третий тип, выявленный на стационаре вблизи Якутска, характеризуется гармоническим внутригодовым ходом температуры на всех глубинах без выраженных особенностей на границе фазовых переходов. Расчётные и измеренные температуры за период наблюдений на глубинах 0.8 и 3.2 м показаны на рис. 4.

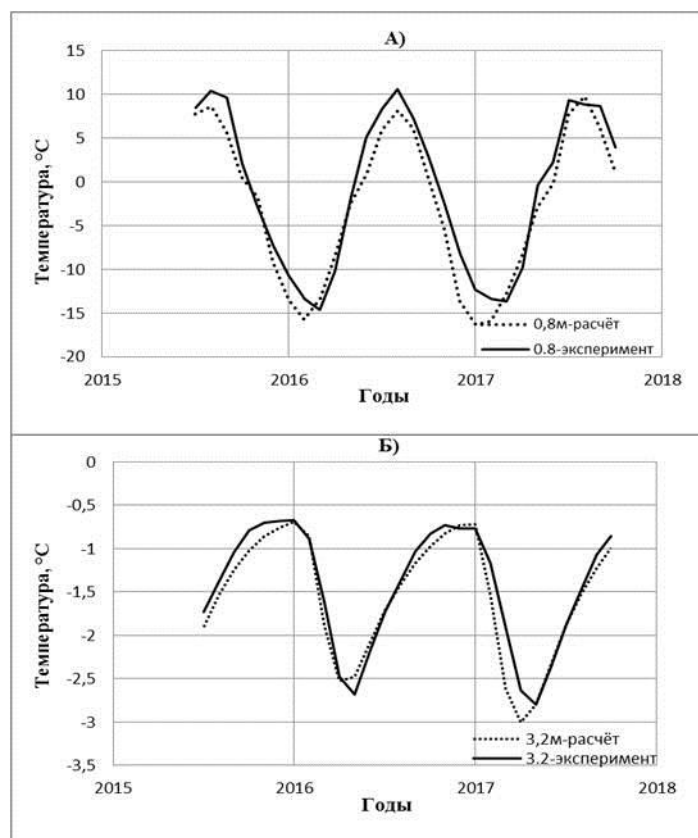


Рис. 4. Динамика изменения температуры на глубинах 0. 8 м (А) и 3.2 м (Б). Стационар Якутск.

На данном стационаре грунт состоит из песка и супеси большой плотности $1.6 - 1.7 \text{ г/см}^3$ с влажностью менее 0.1 долей объёма. Относительно малые затраты тепла на фазовые переходы оказывают слабое влияние на скорость продвижения фронта промерзания-оттаивания, что ведет к увеличению мощности СТС.

Четвёртый тип температурного режима характеризуется наличием таликов и сезонным промерзанием верхнего приповерхностного слоя грунта. К такому типу относится стационар Инта1-фен (рис. 5). При моделировании использовались метеоданные ст. Петрунь.

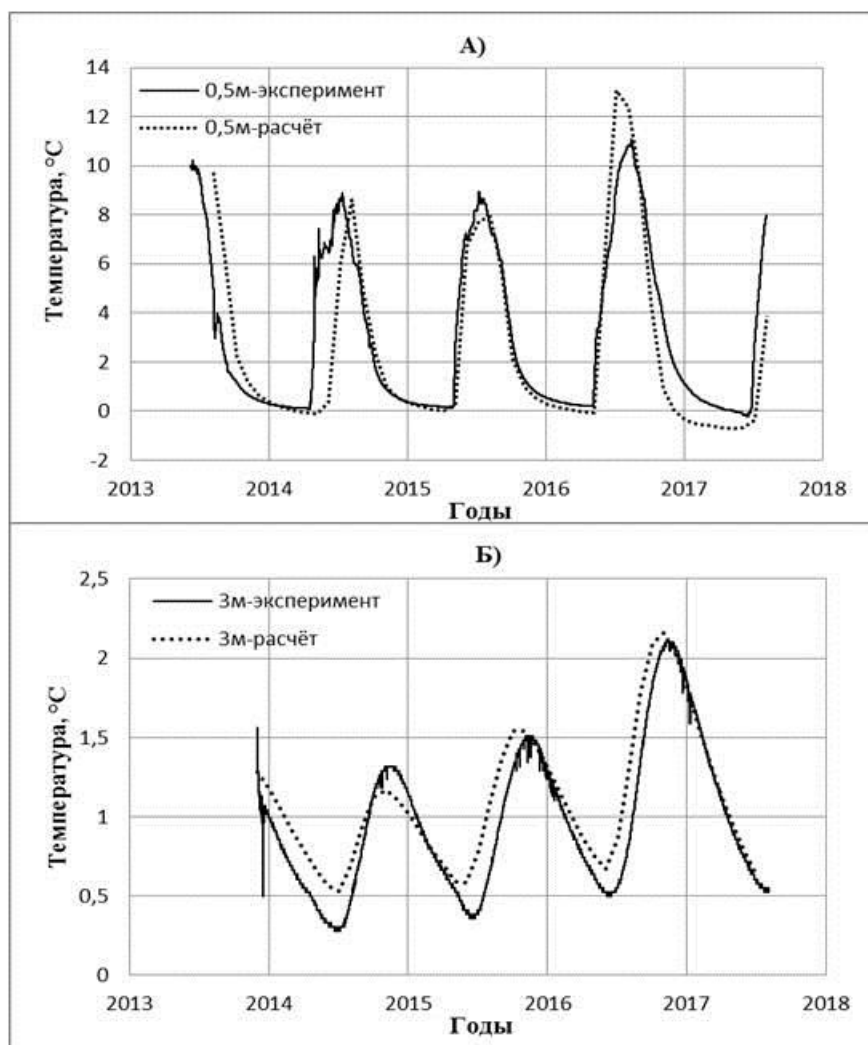


Рис. 5. Динамика изменения температуры на глубинах 0.5 м (А) и 3 м (Б). Стационар Инта1-фен.

Особенностью в данном случае является отсутствие ММГ до глубины 9 м. Стационар находится в пониженной форме рельефа и характеризуется высоким снегонакоплением в зимний период, до 120 см. Грунт в верхнем слое представлен торфом с высокой влажностью, подстилаемый ниже водонасыщенным суглинком. Сезонное промерзание по данным наблюдений не превышает 50 см, при этом определяющими факторами являются высокая теплоизоляция снежного покрова и большие затраты тепла на фазовые переходы грунтовой влаги.

УЧЕТ ЛОКАЛЬНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ВЛИЯЮЩИХ ФАКТОРОВ

Анализ наблюдений на Севере ЕТР выявляет значительный разброс температуры грунтовой толщи и мощности СТС на относительно небольших территориях. При схожих климатических условиях мощность СТС меняется от 0.5 до 3 метров. Показательны результаты измерений в расположенных рядом точках Инта1-бугор и Инта1-фен. На первом из них мощность СТС составляет всего 0.2 м, на втором имеется талик до глубины 9 метров. Столь большие различия обусловлены локальной изменчивостью почвенных и ландшафтных факторов. Так, высота снежного покрова в зависимости от топографии изменялась в пределах небольших территорий от 0.1 до 1.5 м. В почвенных разрезах представлены пески, супеси, суглинки и торфы различной плотности, обладающие различными теплофизическими характеристиками. Влажность грунтов также изменяется в широких пределах в зависимости от типа почвы и локальной топографии.

Для учета в расчетах СТС естественной изменчивости влияющих параметров подсеточного масштаба можно применить ансамблевый подход. Он состоит в том, что проводится серия идентичных расчетов с «возмущенными», т.е. несколько отличающимися от базовых, значениями параметров. Такой подход был разработан и давно применяется в гидродинамических моделях земной системы для увеличения достоверности климатических проекций. Совокупность всех проведенных расчетов называют ансамблем. Если должным образом задать возмущения параметров, ансамбль результатов расчетов будет в статистическом смысле описывать изменчивость подсеточного масштаба в пределах каждой пространственной ячейки. Далее с ансамблем можно работать как со статистической выборкой, т.е. рассчитывать наиболее вероятное значение, квантили распределения и иные статистические характеристики.

Учитываемая в ансамблевых расчетах вариация влияющих параметров подсеточного масштаба может значительно влиять на результат. На рис. 6 в качестве примере представлены расчёты внутригодовой динамики мощности СТС. Рассмотрены два варианта сложения верхней двухметровой толщи почвенно-грунтовых разрезов из суглинка с плотностью 1.5 г/см^3 и торфа плотностью 0.1 г/см^3 . При этом в расчётах использовались два значения влажности 0.1 и 0.2 долей объёма. Данные о температуре и высоте снежного покрова были неизменными. Можно видеть, что вариация влажности в диапазоне 0.1 – 0.2 объемных долей ведет к изменению расчетной мощности СТС до 15% для суглинка и до 30% для торфа.

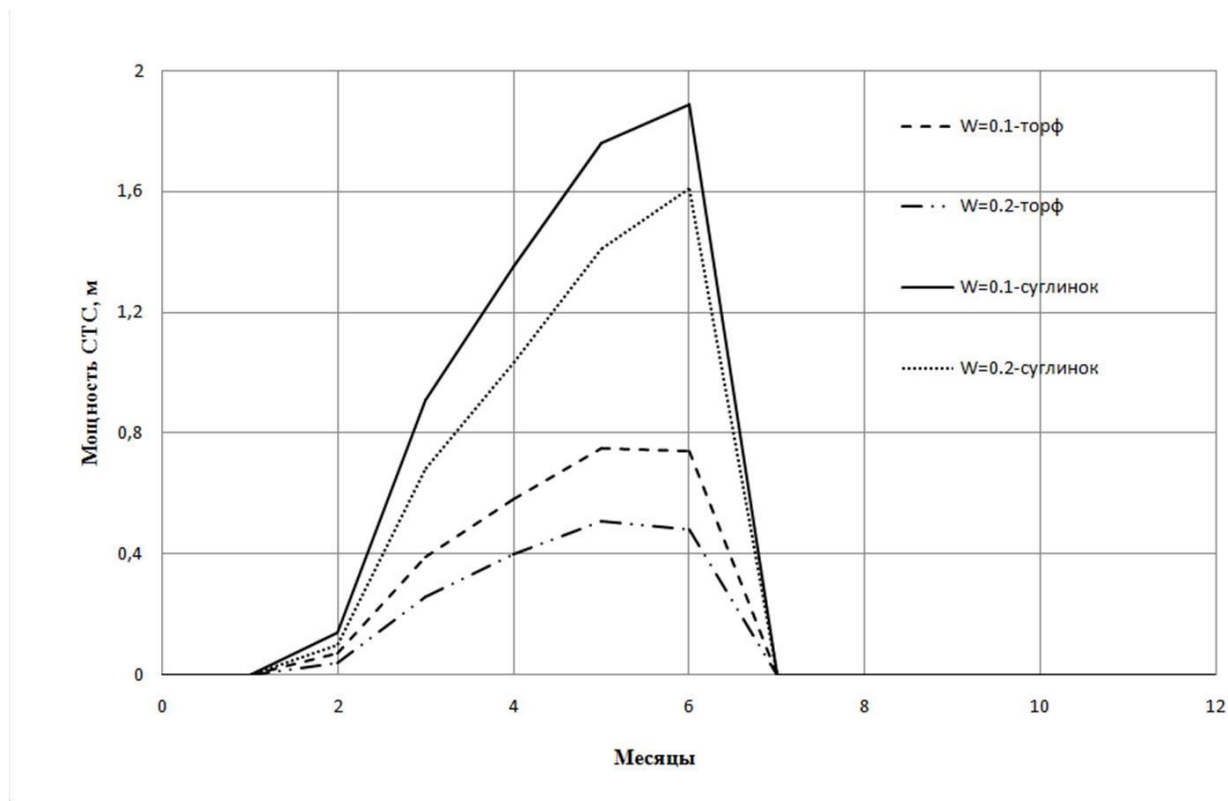


Рис. 6. Расчетные изменения мощности СТС торфа и суглинка при вариации влажности грунта от 0.1 до 0.2 долей объёма.

ВЫВОДЫ

Сравнение результатов расчетов и наблюдений (рис. 2-5) указывает на то, что динамическая модель хорошо описывает различные типы температурного режима ММГ в широком диапазоне почвенных, ландшафтных, геокриологических и климатических условий, если известны значения основных влияющих параметров. Это, прежде всего, метеоданные, высота снежного покрова, свойства почвенно-грунтовой толщи (тип грунта, его плотность и влажность), растительность и характеристики ландшафта. В пределах всей криолитозоны эти параметры можно оценить, используя гидрометеорологические, почвенные, растительные и топографические цифровые карты. Они представляют собой базы данных, в которых значения величин заданы в узлах регулярной пространственной сетки. Необходимые для реанализа карты влияющих параметров континентального масштаба, как правило, имеют разрешение не выше 0.5° по широте и долготе. Данные в каждом узле представляют собой типичные величины параметров, их фактические величины в пределах одной ячейки сетки могут значительно варьировать. Тестовые расчеты (рис. 6) свидетельствуют о том, что эти вариации подсеточного масштаба можно учесть, проведя ансамблевые расчеты и получив оценку мощности СТС в виде статистической выборки. Это создает предпосылки для модельного реанализа состояния всей криолитозоны России, результаты которого будут представлены в последующей публикации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 18-05-60005. Авторы признательны Т.Х. Максимову за предоставление данных по научной станции Спасская Падь и К.О. Шаповаловой за подготовку иллюстраций.

Литература

Анисимов О.А., Анохин Ю.А., Лавров С.А., Малкова Г.В., Павлов А.В., Романовский В.Е., Стрелецкий Д.А., Холодов А.Л., Шикломанов Н.И. Континентальная многолетняя мерзлота / Методы изучения последствий изменений климата для природных систем. С.М. Семенов (ред.). М.: изд. ВНИИГМИ, с 268-328.

Анисимов О.А., Нельсон Ф.Э. Прогноз изменения мерзлотных условий в северном полушарии: применение результатов балансовых и транзитивных расчетов по моделям общей циркуляции атмосферы. // Криосфера Земли, 1998, т. II, №2, с.53-57.

Анисимов О.А., Нельсон Ф.Э., Павлов А.В. Прогнозные сценарии эволюции криолитозоны при глобальных изменениях климата в XXI веке. // Криосфера Земли, 1999, т. III, №4, с.15-25.

Аржанов М.М., Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Мохов И.И. Моделирование изменений температурного и гидрологического режимов приповерхностной мерзлоты с использованием климатических данных (реанализа) // Криосфера Земли, 2007, т. XI, №4, с.65-69.

Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. // Москва, ФГБУ "НИЦ "Планета", 2014, 58 с.

Дымников В.П., Лыкосов В.Н., Володин Е.М., Галин В.Я., Глазунов А.В., Грицун А.С., Дианский Н.А., Толстых М.А., Чавро А.И. Моделирование климата и его изменений / Современные проблемы вычислительной математики и математического моделирования. М.: Наука. 2: 36-173.

Калюжный И.Л., Лавров С.А. Гидрофизические процессы на водосборе // Санкт-Петербург, Нестор-История, 2012, с.

Коробова Т.А. Картографо-математический анализ неоднородности морфологической структуры ландшафтов и геокриологических условий Западного Ямала // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, №3, с.87–93.

Лавров С.А., Анисимов О.А. Моделирование гидротермического режима грунтов: описание физически полной динамической модели и сравнение расчетов с наблюдениями / Проблемы экологического моделирования и мониторинга экосистем. Ю.А. Израэль (ред). М.: "Планета". 24: 241-255.

Малевский-Малевиц С.П., Молькентин Е.К., Надежина Е.Д. Модельные оценки эволюции вечной мерзлоты и распределения слоя сезонного протаивания в зависимости от климатических условий в северных регионах Западной Сибири // Криосфера Земли, 2000, т. IV, №4, с.49-57.

Малевский-Малевиц С.П., Молькентин Е.К., Надежина Е.Д., Павлова Т.П. Модельные оценки изменений температуры воздуха и эволюция теплового состояния многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли, 2005, т. IX, №3, с.36-44.

Украинцева Н.Г., Дроздов Д.С., Коростелев Ю.В., Коробова Т.А. (2012). Ландшафтно-индикационная (Геосистемная) концепция в геокриологических исследованиях: подходы и результаты. Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой

в меняющемся мире, Тюмень: Печатник. С. 25-32.

Хименков А.Н. Геосистемный подход в геокриологии // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, №2, с.74–82.

Zhang T.J. Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview // Reviews of Geophysics, 2005, v.43, №4, p.-.

Lawrence D.M., Slater A.G. A projection of severe nearsurface permafrost degradation during the 21st century // Geophysical Research Letters, 2005, v.32, №L24401, doi:10.1029/2005GL025080, p.

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, v.14, №2, p.125- 140.