

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ИНСТИТУТ ГЛОБАЛЬНОГО КЛИМАТА И ЭКОЛОГИИ

**ПРОБЛЕМЫ
ЭКОЛОГИЧЕСКОГО
МОНИТОРИНГА
И МОДЕЛИРОВАНИЯ
ЭКОСИСТЕМ**

Том XXIV

МОСКВА — 2011

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ГРУНТОВ: ОПИСАНИЕ ФИЗИЧЕСКИ ПОЛНОЙ ДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ И СРАВНЕНИЕ ДАННЫХ РАСЧЕТОВ И НАБЛЮДЕНИЙ

С. А. Лавров, О. А. Анисимов¹⁾

Россия, 199053 С.-Петербург, 2-я линия В. О., д. 23, Государственный гидрологический институт. ¹⁾oleg@oa7661.spb.edu

Реферат. Построена физически полная динамическая модель гидротермического режима грунтов с учетом протаивания, промерзания и солепереноса. Модель содержит блоки, описывающие тепловой баланс поверхности, испарение с учетом влияния растительности, динамику снежного покрова, влажность почвы, диффузию соли в почвенном растворе и теплоперенос с учетом имеющихся границ раздела талой и мерзлой почвы. Для проверки модели были проведены несколько серий физических экспериментов, результаты которых сравнивались с расчетами. Проверка показала высокую точность модели и возможность ее применения для широкого круга аналитических и прогностических задач, связанных с изучением климата почвы и процессов тепло- и солепереноса в многолетнемерзлых донных отложениях на шельфе арктических морей.

Ключевые слова. Моделирование, почва, гидротермический режим.

MODELING OF HYDROTHERMAL REGIME OF SOILS: DESCRIPTION OF DYNAMICAL MODEL AND COMPARISON OF CALCULATION RESULTS WITH OBSERVATIONS

S. A. Lavrov and O. A. Anisimov¹⁾

State Hydrological Institute, 23, Vtoraya liniya, V. O., 199053 St. Petersburg, Russia.
¹⁾oleg@oa7661.spb.edu

Abstract. Constructed is a dynamical model of hydrothermal regime of the ground. It takes into account thawing, freezing, and transport of salt. The model includes parameterizations of the surface heat balance, evaporation and transpiration, snow dynamics, soil moisture, salt diffusion in the soil liquid, and heat transfer at the phase boundaries. Several series of physical experiments were conducted for the model validation through the comparison of the calculation outputs with experimental data. The verification showed high accuracy of the model and its applicability to a wide range of analytical and prognostic studies connected with the study

of the soil climate and heat and saline transfer in the frozen near-bottom layer of sediments in the shelf of the Arctic seas.

Key words. Modeling, soil, hydrothermal regime.

Введение

Гидродинамические модели, используемые для анализа и прогноза климата, содержат блоки, описывающие процессы в атмосфере, океане и на подстилающей поверхности. Расчеты по таким моделям, проводимые в трехмерном пространстве с малым шагом по времени (порядка 3 ч), накладывают серьезные ограничения на вычислительную сложность алгоритмов каждого из указанных блоков. Для описания гидротермического режима почвогрунтов в них используются параметризации, лишь в общих чертах отражающие происходящие процессы. Более детальную информацию можно получить при помощи одномерных физически полных моделей, которые позволяют по заданным параметрам климата атмосферы рассчитать основные характеристики климата почвы — ее температурный и водный режимы. В России модели подстилающей поверхности такого уровня детализации долгое время отсутствовали и получили развитие лишь в связи с созданием трехмерных гидродинамических моделей климата. Наиболее близкими описываемой в статье модели являются разработки Института вычислительной математики РАН. Отдельные элементы созданной в ИВМ модели гидротермического режима почвы с учетом промерзания и оттаивания приведены в публикациях (Володин, Лыкосов, 1998; Мачульская, Лыкосов, 2009). Блок климатической модели Института физики атмосферы РАН, в котором рассчитывается профиль температуры почвы на основе решения уравнения теплопроводности, представлен в публикации Аржанова и др. (2007). В публикации (Малевский-Малевич и др., 2007) описана модель гидротермического режима почвы, созданная в Главной геофизической обсерватории.

В зарубежной литературе уже в начале 1990-х годов появилась публикация с описанием физически полной модели почвенного климата (Waelbroeck, 1993). В последующие годы число таких публикаций многократно увеличилось, главным образом в связи с разработкой блоков подстилающей поверхности (Land Surface Scheme) в гидродинамических моделях климата. Достаточного показательный почвенный блок современных гидродинамических моделей климата описан в публикации (Lawrence, Slater, 2008). Наиболее детальная модель процессов в почве и на подстилающей поверхности, получившая название JULES, была разработана в Метеорологической службе Великобритании. Полная документация

этой модели размещена на сайте <http://www.jchmr.org/jules>. Ее параметризованный вариант является составной частью гидродинамической модели HadCM.

Большинство названных разработок, за исключением JULES, были выполнены в рамках совершенствования трехмерных моделей климата, и по этой причине их детализация была неизбежно лимитирована. В данной работе мы впервые публикуем математический формализм физически полной модели гидротермического режима грунтов, учитывающей все основные определяющие его процессы. Ее элементы разрабатывались на протяжении почти 30 лет в гидрофизической лаборатории и в отделе исследований изменений климата Государственного гидрологического института, что дало название модели HPL-SHI (Hydro-Physical Laboratory, State Hydrological Institute). Ограниченный объем статьи не позволяет дать детальное описание всех используемых в модели параметризаций, его можно найти в предшествующих публикациях, ссылки на которые приводятся в тексте. По этой же причине выше было приведено лишь весьма краткое перечисление аналогичных моделей того же класса сложности, с детальным описанием которых можно также ознакомиться, воспользовавшись ссылками на соответствующие публикации.

Модель гидротермического режима почвы с учетом диффузии солей (HPL-SHI)

Основу модели HPL-SHI составляют следующие динамические блоки:

- блок теплового баланса — его задачей является расчет температуры поверхности снега (зимой) или же почвы;

- блок испарения — в нем с учетом растительности и турбулентного обмена рассчитываются потоки влаги и тепла на подстилающей поверхности;

- блок снежного покрова для расчета высоты снежного покрова в период его формирования и таяния, а также динамики тепла и влаги в снежном слое;

- блок влажности почвы, в котором рассчитывается вертикальное распределение влагосодержания, а в зимний период учитывается незамерзшая влага;

- блок солепереноса — в нем рассчитываются диффузия соли в почвенном растворе и профиль солёности;

- термический блок для расчета вертикального распределения температуры почвы и определения положения границ талой и мерзлой зон.

Рассмотрим математический формализм каждого из перечисленных блоков и взаимодействие между ними.

Уравнение теплового баланса, составляющее основу соответствующего блока, имеет следующий вид (Анисимов, Белолуцкая, 2003):

$$Q(1 - \alpha) - E_{\text{эф}}(T_{\text{п}}) - P_{\text{т}}(T_{\text{п}}) - B(T_{\text{п}}) - LE(T_{\text{п}}) = 0. \quad (1)$$

В этом уравнении Q — приходящая солнечная радиация; α — альбедо; $E_{\text{эф}}$ — эффективное излучение подстилающей поверхности; $T_{\text{п}}$ — температура поверхности снега или почвы, когда снега нет; $P_{\text{т}}$ — турбулентный поток тепла; B — поток тепла в почву; LE — затраты тепла на испарение. Для расчета эффективного излучения подстилающей поверхности в модели использовалась полуэмпирическая формула (Будыко, 1974):

$$E_{\text{эф}}(T_{\text{п}}) = E_{\text{эф}}^0(T_{\text{п}})(1 - 0,79n) + 4\delta\sigma T^3(T_{\text{п}} - T_{\text{а}}), \quad (2)$$

где n — балл облачности (в долях единицы); δ — излучательная способность подстилающей поверхности (принимается равной 0,95); σ — постоянная Стефана — Больцмана, равная $5,6 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м² · К⁴); $T_{\text{а}}$ — температура приземного воздуха; $E_{\text{эф}}^0(T_{\text{п}})$ — эффективное излучение при безоблачном небе:

$$E_{\text{эф}}^0(T_{\text{п}}) = \delta\sigma T_{\text{п}}^4(0,39 - 0,058e^{1/2}), \quad (3)$$

e — массовая доля влаги (гПа).

Турбулентный поток рассчитывается при помощи полуэмпирических формул, основанных на представлении о том, что он пропорционален градиенту температуры в приземном слое, скорости ветра у поверхности и обратно пропорционален ее шероховатости:

$$P_{\text{т}}(T_{\text{п}}) = \rho_{\text{а}}c_{\text{а}}\nu D_{\text{т}}(T_{\text{п}} - T_{\text{а}}). \quad (4)$$

Здесь $\rho_{\text{а}}$ и $c_{\text{а}}$ — соответственно плотность (кг/м³) и удельная теплоемкость (Дж/(кг · °С)) воздуха, ν — скорость ветра (м/с), $D_{\text{т}}$ — безразмерный коэффициент, значение которого для типичных условий заснеженной равнинной местности принимается равным 0,0015. М. И. Будыко предложил объединить коэффициент $D_{\text{т}}$ со скоростью ветра в один параметр — коэффициент внешней диффузии $D_{\text{в}}$. Его значение к северу от 60-й параллели можно считать равным 0,0063 м/с (Будыко, 1974). Такой обобщенный коэффициент используется при расчетах в тех случаях, когда отсутствуют данные о скорости ветра.

Поток тепла в почву $B(T_{\text{п}})$ определяется уравнением

$$B = \lambda(dT/dz). \quad (5)$$

Коэффициент теплопроводности λ задается или рассчитывается в зависимости от типа почвы и влажности, а градиент температуры

определяется в процессе итерационного совместного решения уравнения теплового баланса и уравнения переноса тепла, рассматриваемого ниже.

Затраты тепла на испарение рассчитываются в соответствующем блоке при помощи следующих уравнений, записанных отдельно для составляющих, связанных с транспирацией влаги растениями (E_T , м/с), и для испарения с оголенной поверхности (E_Φ , м/с). Транспирационная составляющая лимитирована наименьшей из двух слагающих ее компонент, устьичной проводимостью (компонента E_{T1}) и транспортом влаги через корневую систему (компонента E_{T2}):

$$E_{T1} = LAI \frac{q_L(T_L) - q_{AL}}{p_a(r_L + r_{AL})}, \quad E_{T2} = \int_0^{z_k} S_k(W, z) dz; \quad (6)$$

$$E_T = \min\{E_{T1}, E_{T2}\}, \quad (7)$$

$$L_n E_T = R_L - \rho_a c_a \frac{T_L - T_a}{r_{AL}}; \quad (8)$$

$$E_\Phi = \frac{q_n(T_n) - q_{AL}}{p_a r_{ан}}; \quad (9)$$

$$L_n E_\Phi = R_n - \rho_a c_a \frac{T_n - T_a}{r_{ан}} - Q_n, \quad (10)$$

где LAI — индекс проективного покрытия листовой поверхности; $q_L(T_L)$ — удельная влажность воздуха (Па) в устьичных отверстиях при температуре листа T_L (°C); p_a — атмосферное давление (Па); q_{AL} — удельная влажность воздуха в межлиственном пространстве (Па); r_L — сопротивление переносу пара листовой поверхностью растительного покрова (с/м); r_{AL} — аэродинамическое сопротивление переносу пара и тепла системы лист — межлиственное пространство (с/м); $r_{ан}$ — аэродинамическое сопротивление переносу пара и тепла системы почва — межлиственное пространство (с/м); L_n — удельная теплота испарения (Дж/кг); T_a — температура воздуха в межлиственном пространстве (°C); $q_n(T_n)$ — удельная влажность насыщенного воздуха (Па) при температуре поверхности почвы T_n (°C); Q_n — кондуктивный поток тепла в почву (Вт/м²); R_L , R_n — соответственно радиационный баланс листьев и поверхности почвы (Вт/м²); S_k — интенсивность поглощения влаги корнями растений (с⁻¹); z_k — глубина распространения корневой системы (м). Обоснование используемых параметризаций и полный вывод уравнений (6)–(10) приведены в публикациях (Лавров, 1990; Курбатова, 2005).

В холодный период года рассчитывается динамика тепла и влаги в снежном покрове. Снег представляет собой многофазную систему,

включающую три фазы воды и воздух. Для нее уравнения сохранения массы и энергии можно записать в следующем виде:

$$\frac{\partial I_c}{\partial t} = \frac{P_N}{\eta_c} + \frac{\partial W_c}{\partial t} \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_n \frac{\partial W_c}{\partial z} \right); \quad (11)$$

$$\frac{\partial W_c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_c \frac{\partial \psi_c}{\partial z} - K_c \right); \quad (12)$$

$$c_c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_c \frac{\partial T}{\partial z} + R_c \right) + c_c \left(K_c \frac{\partial \psi_c}{\partial z} - K_c \right) \frac{\partial T}{\partial z} - L_b \frac{\partial W_c}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t}; \quad (13)$$

$$c_c = \rho_l I_c c_l + \rho_b W_c c_b, \quad (14)$$

где ρ_l, ρ_b — соответственно плотность льда и воды ($\text{кг}/\text{м}^3$); I_c, W_c — объемное содержание твердой и жидкой фаз воды (доли объема); c_l, c_b — удельная теплоемкость льда и воды соответственно ($\text{Дж}/(\text{кг} \cdot ^\circ\text{C})$); ψ_c — потенциал воды в снеге (мм водного столба); K_c — коэффициент влагопроводности снежного покрова ($\text{м}/\text{с}$); P_N — давление вышележащих слоев снега ($\text{кг}/\text{м}^2$); λ_c — теплопроводность снега ($\text{Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C})$); R_c — поглощенная радиация ($\text{Вт}/\text{м}^2$); η_c — коэффициент вязкости снега ($\text{м} \cdot \text{с}$); D_n — коэффициент диффузии пара в снеге ($\text{м}^2/\text{с}$).

Два источника скрытого тепла, связанные с конденсацией и испарением льда и воды, в уравнение (13) не входят. Здесь присутствует, однако, коэффициент эффективной теплопроводности, который позволяет учитывать связанные с движением пара тепловые эффекты косвенно.

Уравнение (11) описывает изменения плотности твердой фазы воды в снеге в процессе замерзания — таяния, конденсации — испарения и в процессе оседания. Уравнение (12) описывает поток жидкой влаги в талом снеге. Уравнение (13) является уравнением сохранения энергии, записанным в универсальном виде, пригодном для расчета потоков тепла в сухом, талом и слоистом снеге. Для задания верхнего граничного условия уравнения (13) нами используется рассмотренное ранее уравнение теплового баланса (1) на поверхности снега. Нижнее граничное условие определяется решением уравнения теплопереноса. Коэффициент теплопроводности снега λ_c и теплоемкость льда c_l рассчитывались по эмпирическим формулам, приведенным в работах (Николенко, 1987; Anderson, 1976). В работах (Грей, Мейл, 1986; Morris, 1983) даны выражения для расчета потенциала талой влаги в снеге и коэффициента влагопроводности.

Для решения уравнений, описывающих перенос тепла, влаги и солей в почве с учетом промерзания и оттаивания, в настоящее

время используются два основных подхода. Первый основан на рассмотрении тепловлагопереноса отдельно в талой и мерзлой зонах с привлечением дополнительного условия сшивания на границе этих зон (Катышева, 1974). Во втором подходе рассматривается перенос тепла и влаги в единой среде, содержащей талую и мерзлую зоны, при этом для описания теплоты фазовых переходов вводится понятие эквивалентной теплоемкости и явно учитывается зависимость содержания незамерзшей почвенной влаги от температуры (Зарецкий, Лавров, 1985; Мотовилов, 1977). Преимуществами второго подхода является то, что он позволяет объединить миграцию и инфильтрацию влаги и в вычислительном плане намного легче реализуем, чем схема, содержащая две зоны мерзлой и талой почвы с подвижной границей раздела. По этой причине он был использован при построении модели.

При выводе уравнений были использованы некоторые допущения. По данным экспериментальных исследований, пародиффузивный механизм зимней миграции влаги проявляет себя главным образом при малых значениях влажности (Глобус, 1983). Численная оценка средней аккумуляции влаги вследствие диффузии пара составляет около 2 мм слоя воды за зимний период. В то же время общее влагонакопление в мерзлой зоне в процессе миграции влаги может достигать 100 мм и более. Таким образом, можно пренебречь рассмотрением движения влаги в парообразном состоянии при расчетах миграции зимой и тем более при моделировании инфильтрации влаги в мерзлую почву. При описании процессов тепловлагопереноса также не будем учитывать влияние на тепловой режим почвы процессов сублимации, конденсации и переноса тепла конвективными потоками воздуха, пара и жидкой влаги. Как показывают численные оценки, влияние их на тепловой режим невелико (Кучмент и др., 1983).

С учетом того, что многие мерзлые почвы содержат переохлажденные солевые растворы, целесообразно уравнения тепловлагопереноса, выведенные в работах (Зарецкий, Лавров, 1985; Лавров, Калужный, 2005), дополнить уравнением солепереноса. Результирующая система уравнений переноса тепла, влаги и соли имеет следующий вид:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} - K \right); \quad (15)$$

$$c_{эф} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_b L \frac{\partial W}{\partial t} \vartheta - \rho_b L \frac{\partial W_{нз}}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} \vartheta; \quad (16)$$

где

$$c_{эф} = c + \rho_b L \frac{\partial W_{нз}(T)}{\partial T} \vartheta; \quad (17)$$

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

$$\frac{\partial(W_{\text{нз}}C)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_c \frac{\partial C}{\partial z} \right) + \frac{\partial(VC)}{\partial z}. \quad (18)$$

Здесь L — теплота фазового превращения вода — лед (Дж/кг); T — температура почвы ($^{\circ}\text{C}$); W , $W_{\text{нз}}$ — общее влагосодержание и содержание незамерзшей влаги в почве ($\text{м}^3/\text{м}^3$); ψ — капиллярно-сорбционный потенциал почвенной влаги (м); K — коэффициент влагопроводности почвы (м/с); C — концентрация раствора (промилле); D_c — эффективный коэффициент диффузии соли в почве ($\text{м}^2/\text{с}$); V — конвективный поток влаги в почве (м/с); ϑ — параметр, учитывающий наличие фазовых переходов вода — лед.

Из уравнения (16) следует, что увеличение влажности в мерзлой зоне при наличии процесса миграции приводит к увеличению температуры, а увеличение концентрации порового раствора, наоборот, к понижению температуры почвы. Изменения же влажности и концентрации рассчитываются по уравнениям (15) и (18). Поскольку уравнения переноса тепла, влаги и соли являются нелинейными и связанными, при их численном решении использовались последовательные и перекрестные итерации конечно-разностной схемы с переменными значениями шагов по координате и времени.

При проведении расчетов по уравнениям (15)—(18) необходимо определить ряд водно- и теплофизических свойств почв. Основными из них являются λ , ψ , K , $W_{\text{нз}}$, D_c . Параметры почвенной влаги для мерзлых почв были определены на основании работ (Калюжный, Лавров, 2002; Калюжный и др., 1988; Лавров, 1986; Лавров и др., 1986). Осмотическая составляющая термодинамического потенциала ($\psi_{\text{ос}}$, Дж/кг) рассчитывается в соответствии с законом Вант-Гоффа для слабых растворов:

$$\psi_{\text{ос}} = \frac{C}{M_p} R(T + 273), \quad (19)$$

где M_p — молекулярный вес растворенного вещества (кг), R — газовая постоянная (Дж/(моль · К)), C — молярная концентрация раствора.

С термодинамическим потенциалом тесно связана еще одна из основных характеристик мерзлых грунтов, а именно зависимость содержания незамерзшей влаги $W_{\text{нз}}$ от температуры и концентрации

порового раствора. Для расчета данной характеристики мы использовали следующую формулу (Калюжный, Лавров, 2002):

$$W_{\text{нз}} = W_3 + (P - W_3) \frac{T_{\text{н}}}{T}, \quad (20)$$

в которой W_3 — влажность (доля объема), соответствующая потенциалу почвенной влаги -5000 Дж/кг, $T_{\text{н}}$ — температура начала замерзания порового раствора, определяемая по формуле (Калюжный, Лавров, 2002):

$$T_{\text{н}} = -4,4C_0 - 0,13, \quad (21)$$

где C_0 — исходная молярная концентрация порового раствора.

При решении уравнения солепереноса (18) основной параметр — коэффициент диффузии соли в почве. Наиболее распространенным выражением для расчета D_c является следующая формула (Бреслер и др., 1987):

$$D_c = a \exp(bW_{\text{нз}}) D_{\text{св}}, \quad (22)$$

где $D_{\text{св}}$ — коэффициент диффузии соли в свободной воде ($\text{м}^2/\text{с}$); a , b — эмпирические константы.

Дифференциальные уравнения модели были записаны в конечно-разностном виде и решались методом прогонки. Так как в процессах формирования и таяния снежного покрова плотность твердой фазы снега постоянно изменяется, был разработан алгоритм с переменными шагами по координате h_i . Величина h_i в i -м узле разностной схемы определялась следующим образом:

$$h_i = h_{0i} \frac{\rho_{\text{с}0}}{\rho_{\text{с}i}}, \quad (23)$$

где h_{0i} — начальная величина шага по координате в момент выпадения твердых осадков.

При таянии снежного покрова реализуется ситуация, когда величина шагов по координате стремится к 0. При этом алгоритм, основанный на решении разностных уравнений, перестает работать. Чтобы исключить подобную ситуацию, была разработана следующая процедура.

При уменьшении h_i до некоторого критического значения $h_{\text{кр}}$ число узлов в пространственной сетке уменьшалось на величину, равную числу шагов с $h_i < h_{\text{кр}}$. При этом в новой пространственной сетке шаги с $h_i < h_{\text{кр}}$ суммировались с расположенными рядом.

Для того чтобы сохранялся закон сохранения массы и энергии на сетке, пересчитывались значения $\rho_{\text{с}}$, $W_{\text{с}}$ и T по формулам

$$\rho_{\text{с}i}^{\text{н}} h_i^{\text{н}} = \rho_{\text{с}i} h_i + \rho_{\text{с}i+1} h_{i+1}, \quad (24)$$

$$W_{ci}^h h_i^h = W_{ci} h_i + W_{ci+1} h_{i+1}, \quad (25)$$

$$c_{ci}^h T_i^h h_i^h = c_{ci} T_i h_i + c_{ci+1} T_{i+1} h_{i+1}, \quad (26)$$

где $h_i^h = h_i + h_{i+1}$ — новый шаг по координате; W_{ci}^h , ρ_{ci}^h , c_{ci}^h , T_i^h — новые значения влажности, плотности, теплоемкости снега и температуры соответственно.

Расчеты на каждом временном шаге проводились по следующему алгоритму. Вначале рассчитывалось изменение плотности снега под воздействием веса вышележащих слоев, внешней нагрузки и процессов испарения и сублимации. Затем вычислялись новые шаги по вертикальной координате. После этого прогонкой решалось уравнение теплопереноса. В результате определялись температура и влажность снега. Затем рассчитывались значения новых шагов по координате и влажность снега. Если шаги по координате становились меньше заданного, то выполнялись описанная выше процедура изменения пространственной сетки и перерасчет влажности, плотности и температуры по формулам (24)—(26). Затем решалось уравнение влагопереноса и окончательно определялась влажность снега.

Результаты проверки модели HPL-SHI по данным экспериментальных измерений

Было выполнено несколько этапов проверки модели посредством сопоставления результатов расчетов и данных серии опытов по миграции и инфильтрации влаги в гидрофизической лаборатории ГГИ, изложенных в публикациях (Калюжный и др., 1984; Калюжный и др., 1988).

На рис. 1 и 2 приведено сопоставление расчетных и экспериментальных профилей влажности (рис. 1) и температуры (рис. 2) при промерзании почвы. Рассчитанные профили влажности и температуры в процессе промерзания оказались близки к данным наблюдений, что свидетельствует о хорошем качестве модели.

Остановимся подробнее на некоторых аспектах проблемы взаимодействия растворов солей с мерзлыми грунтами. Мерзлые засоленные грунты имеют широкое распространение вдоль побережья севера России, в Якутии, и изучение протекающих в них процессов имеет большое практическое значение. Эта проблема актуальна также и при анализе процессов, происходящих на шельфе арктических морей, верхний слой донных отложений которого находится в многолетнемерзлом состоянии и испытывает воздействие соленой морской воды.

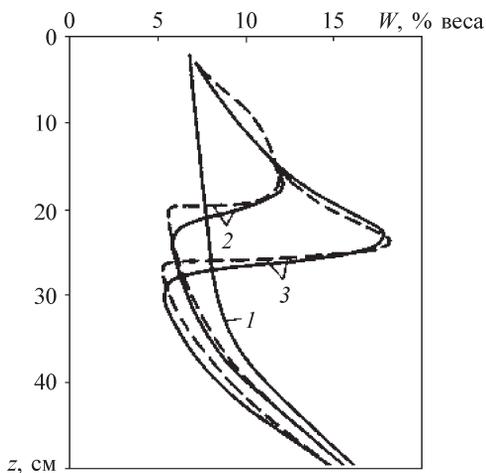


Рис. 1. Динамика измеренных в экспериментах (сплошные линии) и рассчитанных по модели (штриховые линии) профилей влажности при промерзании песка. 1 — начальный профиль; 2, 3 — профили через 70 и 118 ч после начала опыта. z — глубина.

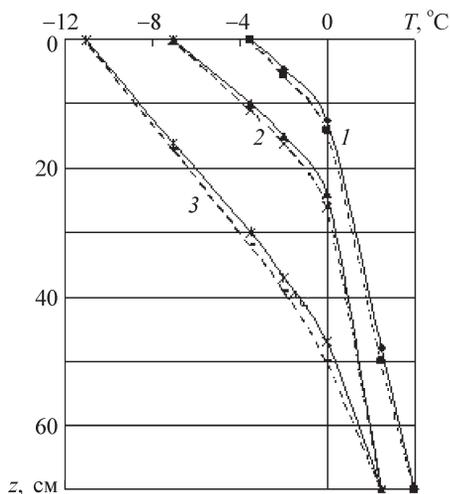


Рис. 2. Динамика измеренных в экспериментах (сплошные линии) и рассчитанных по модели (штриховые линии) профилей температуры при промерзании типичного тяжелосуглинистого чернозема. 1 — профиль через 72 ч после начала опыта; 2 — через 120 ч; 3 — через 192 ч.

При промерзании грунта и отжимании раствора от фронта промерзания вблизи него создается зона повышенной концентрации солей, имеющая пониженную температуру замерзания. Если при этом процесс диффузии соли протекает медленнее, чем процесс промерзания, то в области ниже зоны высокой концентрации возникают условия для нормального процесса кристаллизации и, в частности, формирования нового ледяного прослоя. Концентрационное переохлаждение является одной из причин полосчатой текстуры мерзлых грунтов. Возникающие при этом линзы незамерзающего рассола носят название криопэги.

В связи с тем, что криопэг и окружающий его мерзлый грунт находятся в термодинамическом равновесии (иначе должны происходить процессы таяния или замерзания внутрипорового льда и рассола), температура начала замерзания рассола в криопэге приблизительно равна температуре грунта на глубине расположения криопэгов. Температура же начала замерзания любого раствора характеризует степень минерализации, а при известном значении этого показателя — приблизительно его химический состав.

При контакте рассола с мерзлым грунтом, имеющим температуру, отличную от температуры начала замерзания рассола, могут происходить процессы таяния или замерзания рассола. По описанной выше математической модели тепломассопереноса были выполнены расчеты скорости протаивания мерзлых грунтов при их одностороннем взаимодействии с раствором NaCl. В гидрофизической лаборатории было также проведено физическое моделирование этого процесса в диапазоне значений солености 50—250 г/л, верхняя граница которого соответствует криопэгам в сильно засоленных грунтах. Результаты расчетов и данные физических экспериментов оказались близки (таблица).

Была также проведена серия численных экспериментов по расчету температуры, плотности и влажности снега, водоотдачи из снежного покрова, диаметра ледяных зерен. Предварительно были сопоставлены расчетные и экспериментальные результаты, полу-

Расчетные i_p и экспериментальные i_z скорости протаивания мерзлых образцов песка при разных температуре T и концентрации растворов C

$T, ^\circ\text{C}$	Скорость протаивания, мм/ч	$C, \text{г/л}$			
		50	100	150	200
-1,0	i_p	0,8	1,7	2,4	2,9
	i_z	0,9	1,6	2,4	3,0
-2,0	i_p	—	0,7	1,5	1,6
	i_z	—	0,8	1,5	1,7

ченные при проведении исследований снежного покрова на территории Валдайского филиала ГГИ (ВФ ГГИ). Были сопоставлены теоретические и экспериментальные данные о динамике суточного хода интенсивности снеготаяния и водоотдачи, а также испарения из снежного покрова. Получена хорошая сходимость результатов.

Численные эксперименты по оценке влияния плотности показали, что увеличение плотности снега приводит к увеличению испарения, что согласуется с экспериментальными наблюдениями, выполненными в ВФ ГГИ. Увеличение испарения с увеличением ρ_c можно объяснить увеличением теплопроводности снега и соответственно температуры поверхности снежного покрова, что вызывает повышение давления водяного пара у поверхности снега. С уменьшением высоты снежного покрова величина испарения также увеличивается. Это объясняется влиянием теплового потока из почвы на поверхностную температуру снега.

Были также выполнены расчеты по оценке степени влияния свойств снежного покрова на водный режим почвы, формирующийся в весенний период. На рис. 3 представлены зависимости впитывания талой влаги от высоты снежного покрова H_0 при влажности почвы $W_0 = 0,15$ долей объема и средней за зиму температуре $T_0 = -10$ и -20°C . Плотность снега принималась равной $0,3 \text{ г/см}^3$.

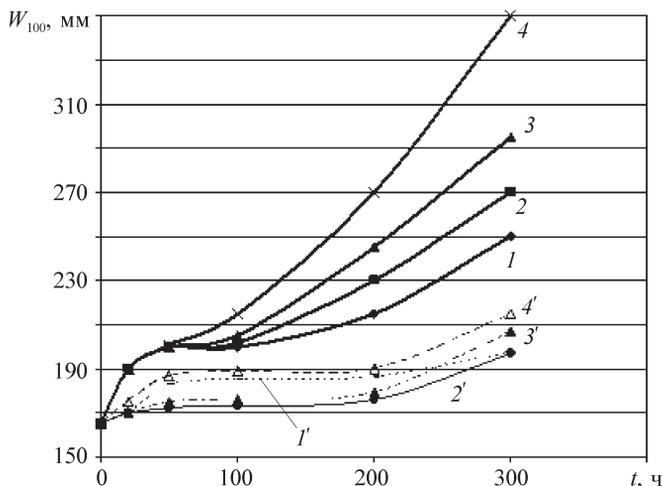


Рис. 3. Зависимость изменения влагзапасов W_{100} в метровом слое легко-суглинистого южного чернозема в процессе впитывания талой влаги от высоты снежного покрова H_0 и средней за зиму температуры воздуха T_0 при исходной влажности осенью 0,15 долей объема. 1, 1' — $H_0 = 10$ см; 2, 2' — $H_0 = 40$ см; 3, 3' — $H_0 = 60$ см; 4, 4' — $H_0 = 80$ см; 1–4 — $T_0 = -10^\circ\text{C}$; 1'–4' — $T_0 = -20^\circ\text{C}$.

Как следует из результатов моделирования, роль высоты снежного покрова при формировании влагозапасов почвы неоднозначно зависит от температуры и влажности. Так, при $T_0 = -10^\circ\text{C}$ и $W_0 = 0,15$ долей объема эта зависимость является очевидной, с увеличением высоты снежного покрова интенсивность впитывания талой влаги увеличивается. При других соотношениях W_0 и T_0 зависимость практически отсутствует или слабо выражена. По-видимому, это объясняется тем, что при уменьшении высоты снежного покрова на эффект увеличения глубины промерзания накладывается эффект более интенсивного прогрева верхних слоев почвы в предвесенний период. В результате взаимодействия этих двух разнонаправленных явлений, определяющих “запас холода” в почве, зависимость интенсивности впитывания от H_0 иногда отсутствует.

Благодарность

Авторы признательны В. А. Кокореву за техническую помощь в оформлении рукописи. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 11-05-12011-офи-м-2011).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов О. А., Белолуцкая М. А. 2003. Влияние изменения климата на вечную мерзлоту: прогноз и оценка неопределенности. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XIX. СПб: Гидрометеоздат. С. 21–38.
- Аржанов М. М., Елисеев А. В., Демченко П. Ф., Мохов И. И. 2007. Моделирование изменений температурного и гидрологического режимов приповерхностной мерзлоты с использованием климатических данных (реанализа). Криосфера Земли. № 4. С. 65–69.
- Бреслер Э., Макнил Б. Л., Картер Д. Л. 1987. Солончаки и солонцы. Л.: Гидрометеоздат. 296 С.
- Будыко М. И. 1974. Изменение климата. Л.: Гидрометеоздат. 280 С.
- Володин Е. М., Лыкосов В. Н. 1998. Параметризация процессов тепло- и влагопереноса в системе растительность — почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 34, № 4. С. 453–465.
- Глобус А. М. 1983. Физика неизотермического внутрпочвенного влагообмена. Л.: Гидрометеоздат. 280 С.
- Грей Д. М., Мейл Д. Х. 1986. Снег. Л.: Гидрометеоздат. 752 С.
- Зарецкий Ю. А., Лавров С. А. 1985. Физико-математическое моделирование процессов тепло- и влагопереноса в талых и мерзлых почвах. Метеорология и гидрология. № 7. С. 82–88.
- Калюжный И. Л., Лавров С. А. 2002. Содержание незамерзшей влаги в почвах речных водосборов при отрицательных температурах. Метеорология и гидрология. № 10. С. 58–68.
- Калюжный И. Л., Лавров С. А., Павлова К. К. 1984. Физическое моделирование процессов миграции влаги при промерзании почв. Метеорология и гидрология. № 1. С. 77–89.
- Калюжный И. Л., Павлова К. К., Лавров С. А. 1988. Гидрофизические исследования при мелиорации переувлажненных земель. Л.: Гидрометеоздат. 250 С.
- Катышева А. С. 1974. О моделировании миграции почвенной влаги в межвегетационный период. В кн.: Научно-технический бюллетень по агрономической физике. С. 8–22.

Кучмент Л. С., Демидов В. Е., Мотовилов Ю. Г. 1983. Формирование речного стока. М.: Наука. 216 С.

Лавров С. А. 1986. Экспериментальные методы определения влагопроводности мерзлых почв. Труды ГГИ. Вып. 322. С. 74–82.

Лавров С. А. 1990. Математическое моделирование процесса испарения с поверхности почвы. Труды ГГИ. Вып. 334. С. 35–45.

Лавров С. А., Калюжный И. Л. 2005. Математическое моделирование процессов тепло- и массопереноса в мерзлых почвах при их взаимодействии с растворами солей. В кн.: Третья конференция геокриологов России. Москва, 1–3 июня 2005 г.

Лавров С. А., Курбатова Ю. А. 2005. Математическое моделирование тепло- влагообмена и потоков CO_2 на поверхности верхового болота. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 41, № 5. С. 631–642.

Лавров С. А., Морозова Н. С., Павлова К. К. 1986. К вопросу определения параметров влагопереноса мерзлых почв. Труды ГГИ. Вып. 322. С. 46–58.

Малевский-Малевич С. П., Молькентин Е. К., Надежина Е. Д., Павлова Т. П., Семиошина А. А. 2007. Моделирование и анализ возможностей экспериментальной проверки эволюции термического состояния многолетнемерзлых грунтов. Криосфера Земли. № 1. С. 29–36.

Мачульская Е. Е., Лыкосов В. Н. 2009. Математическое моделирование процессов взаимодействия атмосферы и криолитозоны. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 46, № 6. С. 736–753.

Мотовилов Ю. Г. 1977. Численное моделирование процесса инфильтрации воды в мерзлую почву. Метеорология и гидрология. № 7. С. 67–76.

Николенко А. В. 1987. Лабораторные определения характеристик диффузии водяного пара в снежном покрове. Метеорология и гидрология. № 6. С. 56–64.

Anderson E. A. 1976. A Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover. NOAA Technical Report NWS 19. P. 150.

Lawrence D. M. and Slater A. G. 2008. Incorporating organic soil into a global climate model. Climate Dynamics. No. 2–3. PP. 145–160.

Morris E. M. 1983. Modeling the flow of mass and energy within snowpack for hydrological forecasting. Ann. Glacial. Vol. PP. 198–203.

Waelbroeck C. 1993. Climate—soil processes in the presence of permafrost: A systems modelling approach. Ecological Modelling. Vol. 6, No. 3–4. PP. 185–225.