

УДК 551.513:551.525

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЙ РЕАКЦИИ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ НА СЕЗОННЫЕ И МЕЖГОДОВЫЕ ВАРИАЦИИ АТМОСФЕРНЫХ ПАРАМЕТРОВ

© 2002 г. Е. Е. Мачульская, В. Н. Лыкосов

*Институт вычислительной математики РАН*

*119991 Москва, ул. Губкина, 8*

*E-mail: volodina@inm.ras.ru*

Поступила в редакцию 06.04.2001 г., после доработки 16.05.2001 г.

С использованием данных систематических наблюдений, полученных на научной станции Франклин Блаффс (Аляска) и на четырех метеостанциях, расположенных в северной и центральной части Сибири, проведена серия экспериментов по интегрированию одномерной модели тепло- и влагопереноса в системе “почва–растительность–снежный покров”. Показано, что эта модель в принципе способна качественно и количественно воспроизводить тепловой режим многолетнемерзлых почв. Оценено качество воспроизведения моделью температуры подстилающей поверхности. Выявлена большая чувствительность температуры почвы и глубины сезонного оттаивания к процессам, которые могут повлиять на уплотнение снежного покрова. Такого же рода чувствительность глубины активного слоя обнаружена и к изменению толщины мохово-лишайникового покрова и торфяного слоя, которые в естественных условиях имеют сравнительно небольшой вертикальный размер.

### 1. ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время общепринятым является предположение о том, что изменения климата, которые могут произойти в ближайшие десятилетия в условиях все возрастающей концентрации парниковых газов, в большей степени затронут арктические и субарктические регионы, нежели умеренные и тропические широты [1]. Ожидается, что наиболее значимые изменения произойдут в полях температуры и осадков с последующими воздействиями на состояние морского льда и вечной мерзлоты, которая покрывает большую часть сухопутной Арктики и шельфа Арктического океана. Пороговое значение температуры 0°C, связанное с фазовыми переходами вода → лед и лед → вода, является критическим для полярных регионов, поскольку в условиях существенного потепления климата следует ожидать резкого ускорения уже наблюдающегося в настоящее время процесса деградации вечной мерзлоты. Это, в свою очередь, может послужить “спусковым” механизмом для эрозии и проседания арктических почв с неблагоприятными последствиями как для экологической системы, так и для хозяйственной деятельности человека в этих районах [2]. Существенным является также и то, что в ходе этого процесса происходит высвобождение накопленных в толще вечной мерзлоты таких наиболее активных парниковых газов, как углекислый газ и метан, что, в свою очередь, способно воздействовать (наряду с другими факторами) на атмосферную циркуляцию. Поэтому одной из

важных задач, возникающих при построении глобальных климатических моделей, является разработка адекватных параметризаций процессов, протекающих в мерзлых грунтах.

Среди особенностей грунтов вечной мерзлоты можно выделить наличие так называемого активного слоя, в котором происходят процессы промерзания и таяния вследствие сезонных колебаний составляющих теплового баланса на поверхности раздела “атмосфера–почва”. Динамика активного слоя зависит от таких факторов, как поступающий с поверхности почвы поток тепла, ее структура и термические свойства, количество жидкой влаги, наличие растительного покрова, тепловой режим более глубоких слоев мерзлоты и др. Лишь тепловой баланс на поверхности непосредственно реагирует на глобальные изменения климата, в то время как региональный “отклик” активного слоя на эти изменения формируется через реализацию происходящих здесь термодинамических процессов. При решении задач мониторинга и прогноза состояния вечной мерзлоты возникает вопрос о том, могут ли характеристики грунтов (глубина сезонного протаивания, температура, содержание жидкой влаги и т.п.) служить индикаторами проявления глобального потепления. В работе [3] на основе анализа среднемесячных данных наблюдений, накопленных на метеорологических и криологических станциях в различных районах вечной мерзлоты России за длительный период времени (150–185 лет), сделан вывод, что межгодовые вариации глубины сезонного протаивания

практически не коррелируют с изменениями температуры воздуха.

Поскольку межгодовые колебания температуры могут распространяться вглубь мерзлой почвы на несколько десятков метров [4], а систематические (географически распределенные) многолетние измерения температуры на таких глубинах отсутствуют, то метод математического моделирования оказывается основным инструментом решения задач оценки степени уязвимости многолетнемерзлых грунтов по отношению к изменениям климата. В качестве "входных" параметров при этом используются либо архивные данные сети метеорологических станций, либо результаты расчетов с помощью глобальных климатических моделей [5–9]. Как правило, в такого рода исследованиях применялось упрощенное описание термодинамических процессов, протекающих в мерзлых грунтах, а расчеты проводились либо на сравнительно короткий период времени (от нескольких месяцев до нескольких лет), либо до установления квазипериодического режима (годового цикла). В то же время, насколько нам известно, за исключением статьи [9], для районов вечной мерзлоты в литературе отсутствуют работы, аналогичные тем, что выполнены в рамках программы PILPS-2d [10] с использованием длительного ряда метеорологических наблюдений (18 лет – с 1966 по 1983 г.) на научной станции Валдай и физически полным представлением процессов в почве и в приземном слое атмосферы.

Результаты, изложенные в данной статье, относятся к численным экспериментам, проведенным с помощью разработанной в Институте вычислительной математики РАН одномерной модели и с использованием многолетних рядов метеорологических данных. Модель, описывающая процессы тепло- и влагопереноса в почве, растительности и снежном покрове и обмен этой системы теплом и влагой с атмосферой, представлена во втором разделе. При проведении экспериментов в качестве атмосферного воздействия использовались данные систематических метеонаблюдений на научных станциях Сибири (азиатской части российской Арктики/Субарктики) и Аляски, сведения о которых приведены в разделе 3. Далее, в четвертом разделе проведена оценка качества модели на основе сравнения ее результатов с данными наблюдений, а раздел 5 посвящен экспериментам по ее чувствительности. Наконец, в последнем разделе сформулированы основные выводы проведенного исследования.

## 2. КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

В основу модели, с помощью которой проведены описанные в последующих разделах эксперименты, положена система уравнений, описывающих распространение тепла и влаги в почве и

снежном покрове в условиях, когда вода может находиться в различных агрегатных состояниях [11, 12]. Уравнения переноса тепла и влаги в почве имеют следующий вид:

$$\rho C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} + \mathcal{L}_i F_i - \mathcal{L}_v F_v, \quad (1)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_w \left( \frac{\partial W}{\partial z} + \delta \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\partial \gamma}{\partial z} - F_i - F_v - R_f - R_r, \quad (2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_v \frac{\partial V}{\partial z} + F_v, \quad (3)$$

$$\frac{\partial I}{\partial t} = F_i. \quad (4)$$

Здесь  $t$  – время, с;  $z$  – направленная вниз вертикальная координата, м;  $T$  – температура, °C;  $W$  – количество жидкой влаги в долях от веса сухой почвы, кг/кг;  $V$  – количество водяного пара, кг/кг;  $I$  – количество льда, кг/кг;  $\lambda_T$  – коэффициент теплопроводности, Вт/(м К);  $\lambda_w$  и  $\lambda_v$  – коэффициенты диффузии воды и водяного пара соответственно, м<sup>2</sup>/с;  $\delta$  – коэффициент термовлагопроводности за счет градиента температуры, К<sup>-1</sup>;  $\rho$  – плотность почвы, кг/м<sup>3</sup>;  $C$  – ее теплоемкость, Дж/(кг К);  $\gamma$  – скорость инфильтрации воды под действием силы тяжести, м/с;  $F_i$  – скорость изменения количества жидкой влаги и льда за счет процессов замерзания/таяния, с<sup>-1</sup>;  $F_v$  – скорость изменения содержания водяного пара и воды за счет процессов испарения/конденсации, с<sup>-1</sup>;  $\mathcal{L}_i$  и  $\mathcal{L}_v$  – удельная теплота (Дж/кг) замерзания (таяния) и испарения (конденсации) соответственно;  $R_f$  – изменение влагосодержания за счет горизонтального стока воды, с<sup>-1</sup>;  $R_r$  – скорость всасывания воды корневой системой растительности, с<sup>-1</sup>. Уравнения (1)–(4) решаются в слое  $(0, H)$ , где  $H$  соответствует горизонту в почве, на котором отсутствуют внутрисезонные и межгодовые изменения потока тепла.

Если поверхность почвы покрыта снегом толщиной  $h$ , то для описания процессов тепло- и влагопереноса в слое  $(-h, 0)$  привлекаются следующие уравнения:

$$\rho_{sn} C_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial z} + \mathcal{L}_i F_i, \quad (5)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial \gamma_{sn}}{\partial z} - F_i, \quad (6)$$

в которых  $T_{sn}$  – температура снега, а  $\rho_{sn}$ ,  $C_{sn}$ ,  $\lambda_{sn}$  и  $\gamma_{sn}$  представляют собой его плотность, теплоемкость, коэффициент теплопроводности и гидравлическую проводимость соответственно. Размерности всех вновь введенных величин совпадают с размерностями аналогичных характеристик почвы.

Высота снежного покрова  $h$  (м) связана с его водноэквивалентной толщиной  $S$  (м) соотношением

$$\rho_w S = \int_{-h}^0 \rho_{sn} dz. \quad (7)$$

где  $\rho_w$  – плотность воды. Водноэквивалентная толщина снега изменяется со временем по закону

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P - M - E/\mathcal{L}\rho_w, \quad (8)$$

где  $P$  – интенсивность осадков при температуре подстилающей поверхности меньшей  $0^\circ\text{C}$ , м/с,  $M$  – интенсивность снеготаяния, м/с,  $E$  – поток скрытого тепла на поверхность снега, Вт/м<sup>2</sup>,  $\mathcal{L}$  – удельная теплота возгонки/сублимации, Дж/кг.

В качестве граничных условий для системы (1)–(3), (5)–(6) на нижней границе расчетной области  $z = H$  задается отсутствие диффузионных потоков воды и пара и считается известным поток тепла (равный, вообще говоря, значению геотермического потока). На верхней границе  $z = -h$ , если почва покрыта снегом, или  $z = 0$  в противном случае, предполагаются заданными температура подстилающей поверхности, количество водяного пара в воздухе и поток жидкой влаги, обусловленный дождевыми осадками, таянием снега и испарением с поверхности почвы. Температура поверхности раздела “атмосфера–снег/почва” находится из уравнения теплового баланса, включающего потоки явного и скрытого тепла и компоненты радиационного баланса, для расчета которых привлекаются теория приземного слоя атмосферы, эмпирические формулы и данные метеорологических наблюдений (см. раздел 4.2.1). В качестве начальных условий используются либо наблюдаемые профили соответствующих величин, либо результаты специальной процедуры инициализации.

### 3. ДАННЫЕ

В качестве входных данных для численных экспериментов использованы два набора данных. Первый из них содержит результаты многолетних систематических наблюдений, которые проводились на четырех метеостанциях, расположенных в различных точках Сибири (остров Диксон, Березово, мыс Каменный и Якутск). По широте эти станции расположены в регионе от  $62^\circ\text{N}$  до  $74^\circ\text{N}$ , по долготе – от  $65^\circ\text{E}$  до  $129^\circ\text{E}$ . Заметим, что станция Березово находится вне зоны вечной мерзлоты. Данные извлечены из архива NDP048, содержащего ряды многолетних наблюдений на 225 метеорологических станциях бывшего СССР, размещенного в сети Ин-

тернет (<http://cdiac.esd.ornl.gov/ftp/ndp048>) и доступного для свободного использования.

Ряд непрерывных метеонаблюдений на первых двух станциях охватывает период с 1936 по 1983 г., на станции мыс Каменный – с 1960 по 1983 г., а на станции Якутск – с 1937 по 1984 г. Набор инструментальных измерений на этих станциях включает в себя, в числе прочего, наблюдения за давлением, температурой и влажностью воздуха на уровне 2 м, направлением и скоростью ветра на уровне 10 м, количеством осадков и облачностью, причем с 1936 по 1965 г. наблюдения велись каждые 6 ч, а с 1966 по 1983 г. – каждые 3 ч. Для получения значений всех необходимых для работы модели величин на каждом шаге по времени (в описываемых ниже экспериментах – 30 мин) применялась линейная интерполяция.

Второй набор данных, использованных в работе, представляет собой наблюдения за осадками, температурой поверхности почвы и на различных ее глубинах, проведенных на научной станции Франклин Блаффс (Franklin Bluffs), Аляска ( $69.4^\circ\text{N}$ ,  $148.4^\circ\text{W}$ ), в 1988 и 1990 гг. Подробные сведения о физико-географических условиях этого региона и методах измерений метеорологических величин содержатся в [5, 13]. Данные по температуре почвы за 1988 г. представляют собой ее среднесуточные значения на поверхности и на глубинах 5, 10, 20, 30, 40, 50, 65 и 80 см. Наблюдения 1990 г. характеризуются тем, что наряду со среднесуточными величинами эти параметры теплового режима почвы приведены для периода с середины апреля по август также и с часовым разрешением. Все эти данные также доступны по сети Интернет ([http://www.geography.uc.edu/kenhinke/CALM/data/u08\\_franklin\\_bluff](http://www.geography.uc.edu/kenhinke/CALM/data/u08_franklin_bluff)).

### 4. ВЕРИФИКАЦИЯ МОДЕЛИ

С использованием описанных в предыдущем разделе данных проведена серия численных экспериментов. Основное внимание при анализе их результатов было уделено тепловому и влажностному режиму почвы, в особенности ее деятельного слоя, в котором температура в своем годовом ходе может превышать значение  $0^\circ\text{C}$ . В целом тестирование модели показало, что подход к моделированию процессов тепло- и влагопереноса в условиях вечной мерзлоты, когда большую часть года почва находится в промерзшем состоянии, должен отличаться от подхода, принятого для умеренных широт. Так, например, для правильного воспроизведения многолетней эволюции термодинамического режима почвы и гидрологического цикла суши в умеренных широтах европейской части России [12] достаточным оказалось ограничиться рассмотрением соответствующих физических процессов в относительно неглубоком почвенном слое (нижняя граница рас-

четной области располагалась на горизонте 2 м). В северных же районах из-за меньшей тепловой инерции мерзлых грунтов по сравнению с тальми почвами такая постановка задачи делает эксперимент малоинформативным, если глубина активного слоя превышает 2 м, и искажает результаты моделирования, даже если глубина деятельного слоя существенно меньше 2 м (см. следующий подраздел).

В районах со сплошным распространением многолетней мерзлоты ее толщина достигает нескольких сотен метров. Очевидно, что чем глубже будет располагаться граница расчетной области, тем лучше будет соответствовать численное решение поставленной задачи при  $H = H_0 < \infty$  ее "точному" решению при  $H = \infty$ . Численные эксперименты показали, что результаты моделирования теплового режима многолетнемерзлого грунта на временных интервалах в несколько десятилетий при значениях  $H_0$ , превышающих 100 м, практически не зависят от этого параметра модели. Поэтому в экспериментах, результаты которых обсуждаются в последующих разделах, нижняя граница расчетной области располагалась, как правило, на глубине  $H = 100$  м.

**4.1. Аляска.** Рассмотрим вначале результаты серии экспериментов, которые были проведены с использованием натурных данных, полученных на станции Франклин Блаффс (Franklin Bluffs). Значения температуры поверхности почвы и интенсивность осадков использовались в этих экспериментах в качестве верхних граничных условий для уравнений переноса тепла (1) и влаги (2) соответственно. На нижней границе расчетной области предполагалось отсутствие потоков тепла и влаги. Начальный профиль температуры задавался одним и тем же значением температуры для всего столба почвы, равным температуре на глубине в несколько десятков метров, измеренной в 1993 г. (ближайшем к моделируемым годам, в котором проводилось такое измерение). Начальное содержание воды в почве полагалось равным максимальному для каждого слоя значению влажности почвы, что соответствует реально наблюдавшейся картине. Физические свойства почвы (плотность, пористость) считались зависящими от глубины в соответствии с данными, приведенными в [4]. Шаг по времени составлял 30 мин. Шаг по пространству взят равным 2 см в слое от 0 до 100 см, а далее — гладко изменяющимся от 2 до 200 см. Для каждого из двух рассматриваемых случаев (1988 и 1990 г. соответственно) расчеты проводились в режиме повторения условий на поверхности до установления квазипериодического режима. На рис. 1 представлены результаты сравнения рассчитанного (пунктир) и наблюдаемого (сплошная линия) годового хода температуры почвы на глубинах 40 и 80 см для 1988 (рис. 1а) и 1990 гг. (рис. 1б) соответственно. Как следует из

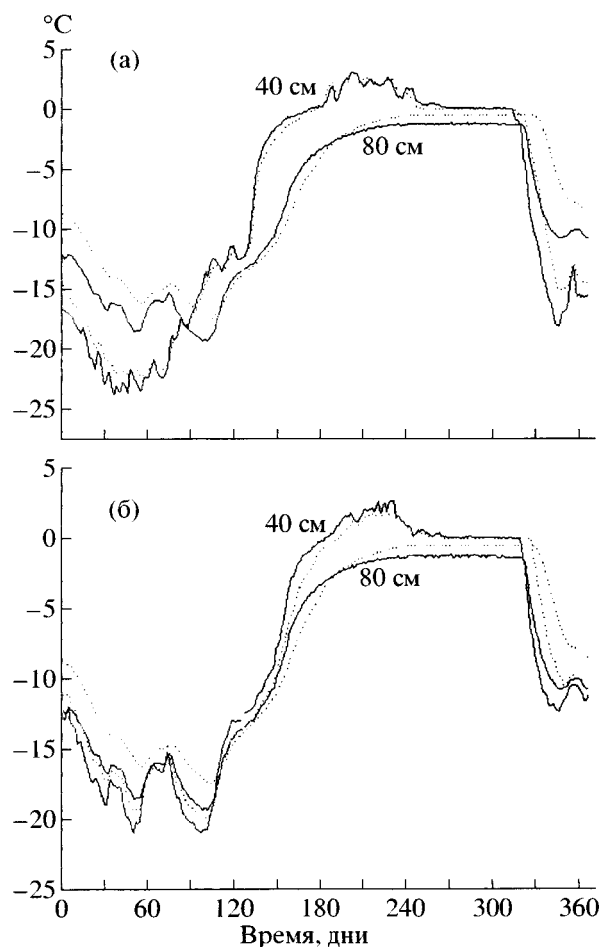


Рис. 1. Моделируемая и наблюдаемая температура почвы на глубинах 40 и 80 см для 1988 г. (а) и 1990 г. (б) (Франклин Блаффс, Аляска). Условные обозначения: — — наблюдения, .... — моделирование.

приведенных графиков, в экспериментах получено хорошее количественное согласие результатов моделирования и данных наблюдений. Неплохо соотносятся также рассчитанные и измеренные толщины активного слоя. Так, например, его максимальная глубина по данным наблюдений в 1988 г. составила 57 см, в то время как по модели — 60 см. Летом 1990 г. почва оттаяла по данным наблюдений до глубины 68 см, а согласно модельным расчетам толщина деятельного слоя достигла величины 67 см.

Напомним, что в отличие от случая 1988 г. данные наблюдений 1990 г. включали для теплого периода не только среднесуточные величины, но и ежечасные измерения, которые и были использованы в расчетах, представленных на рис. 1б. Дополнительно, с помощью данных за 1990 г. был проведен эксперимент, в котором суточный ход температуры поверхности был исключен: с середины апреля по август она задавалась так же,

**Таблица 1.** Толщина активного слоя по данным измерений и результатам численных экспериментов с различной глубиной расчетной области, см

| Год  | Наблюдения | 100 м | 15 м | 2 м |
|------|------------|-------|------|-----|
| 1988 | 57         | 60    | 62   | 66  |
| 1990 | 68         | 67    | 67   | 73  |

как и в холодный период – одним и тем же среднесуточным значением для каждого шага по времени в течение суток. Рассчитанная максимальная глубина активного слоя оказалась в этом случае равной 71 см. Таким образом, учет суточного хода температуры подстилающей поверхности не приводит к существенным изменениям глубины слоя сезонного протаивания.

Для того чтобы выяснить, насколько сильно на результаты моделирования влияет расположение нижней границы расчетной области  $H$ , были проведены также эксперименты с  $H = 15$  м и  $H = 2$  м. В табл. 1 представлены наблюдаемые и полученные в численных экспериментах значения глубины слоя сезонного протаивания. Как следует из этой таблицы, согласие модельных результатов и данных наблюдений систематически улучшается по мере увеличения толщины расчетной области. С физической точки зрения, уменьшение вертикального размера расчетной области приводит к эффекту “увеличения” коэффициента теплопроводности почвы и, как следствие, к заглублению слоя сезонного протаивания.

Таким образом, проведенные эксперименты показали, что рассматриваемая одномерная модель, область расчета в которой ограничена сверху поверхностью почвы (исключено описание процесса тепло- и влагопереноса в снежном покрове и определение температуры подстилающей поверхности по уравнению ее теплового баланса), способна с хорошей точностью воспроизводить тепловой режим многолетнемерзлой почвы в районе Аляски.

**4.2. Сибирь. 4.2.1. Температура подстилающей поверхности.** В набор метеорологических наблюдений, которые проводились на станциях бывшего СССР, входило измерение температуры подстилающей поверхности. Это позволяет оценить качество воспроизведения моделью температуры поверхности  $T_s$ . На каждом шаге по времени она рассчитывается с помощью диагностического уравнения теплового баланса

$$H_s + \mathcal{L}E_s + B = (1 - \alpha)S_g + F_g - \sigma T_s^4,$$

где  $H_s$  и  $\mathcal{L}E_s$  – турбулентные потоки явного и скрытого тепла ( $\text{Вт/м}^2$ ) соответственно;  $B$  – поток тепла из/в почву ( $\text{Вт/м}^2$ );  $S_g$  и  $F_g$  – потоки коротковолно-

вой и приходящей длинноволновой радиации ( $\text{Вт/м}^2$ ) соответственно;  $\sigma = 5.6697 \times 10^{-8} \text{ Вт/(м}^2 \text{ К}^4)$  – постоянная Стефана–Больцмана;  $\alpha$  – альбедо поверхности;  $T_s$  – температура поверхности в градусах Кельвина.

Турбулентные потоки явного и скрытого тепла рассчитываются в модели с помощью аэродинамического метода, основанного на теории подобия Мони́на–Обухова [14]:

$$H_s = -c_p \rho_a C_H V_h (\theta_h - \theta_s), \quad (9)$$

$$\mathcal{L}E_s = -\mathcal{L} \rho_a C_H V_h [q_h - r q_{\max}(p_s, T_s)], \quad (10)$$

где  $V$  – модуль скорости ветра, м/с;  $p$  – давление, гПа;  $\rho_a$  – плотность воздуха,  $\text{кг/м}^3$ ;  $\theta$  – потенциальная температура, К;  $r$  – относительная влажность;  $q_{\max}$  – насыщающее значение удельной влажности,  $\text{кг/кг}$ ;  $c_p$  – удельная теплоемкость при постоянном давлении,  $\text{Дж/(кг К)}$ ;  $C_H$  – коэффициент теплообмена. Индекс  $h$  указывает, что соответствующие величины измерены на этой высоте (в рассматриваемом случае  $h = 2$  м), индекс  $s$  относится к поверхности почвы или снега. Коэффициент теплообмена  $C_H$  связан с интегральными коэффициентами переноса импульса  $C_m$  и тепла  $C_\theta$  соотношением  $C_H = C_m C_\theta$ . В свою очередь, интегральные коэффициенты переноса  $C_i$  ( $i = m, \theta$ ) в соответствии с теорией подобия Мони́на–Обухова представляются в виде

$$C_i = \frac{\kappa}{\ln h/z_{0i} - \psi_i}, \quad (11)$$

где  $\psi_m$  и  $\psi_\theta$  – соответствующие универсальные функции,  $\kappa$  – постоянная Кармана,  $z_{0i}$  – параметр шероховатости, м.

Взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью в высоких широтах в зимний период времени происходит на фоне как правило устойчивой стратификации пограничного слоя. В условиях дефицита коротковолновой радиации поверхность снега выхолаживается (особенно интенсивно – при безоблачном небе), что приводит к дальнейшему усилению устойчивости приземного слоя и, как следствие, к ослаблению компенсирующего этот процесс турбулентного переноса явного и скрытого тепла. В рамках традиционного подхода [14] интегральные универсальные функции  $\psi_i$  при устойчивой стратификации, т.е. при  $\zeta = z/L \geq 0$  ( $L$  – масштаб длины Мони́на–Обухова), задаются следующим образом:

$$-\psi_m = \beta(\zeta - \zeta_{0m}), \quad (12)$$

$$-\psi_\theta = \beta(\zeta - \zeta_{0\theta}), \quad (13)$$

где  $\zeta_{0i} = z_{0i}/L$ , а  $\beta \approx 5$  – эмпирический безразмерный коэффициент. Заметим, что как показыва-

ют результаты обработки данных наблюдений [15], эти формулы справедливы лишь для относительно небольших значений  $0 < \zeta < 2$ . В работе [16] предложены более общие выражения для универсальных функций:

$$-\psi_m = a\zeta + b\left(\zeta - \frac{c}{d}\right)e^{-d\zeta} + \frac{bc}{d}, \quad (14)$$

$$-\psi_i = \left[\left(1 + \frac{2}{3}a\right)\zeta\right]^{\frac{3}{2}} + b\left(\zeta - \frac{c}{d}\right)e^{-d\zeta} + \frac{bc}{d} - 1, \quad (15)$$

где  $a = 1$ ,  $c = 5$ ,  $d = 0.35$ , а  $b = (c - a)/(c + 1)$ . Нетрудно видеть, что функции (14)–(15), нелинейные по  $\zeta$ , близки к традиционным линейным формулам (с  $\beta = c$ ) при малых значениях  $\zeta$ .

Особый интерес представляет так называемое потоковое число Ричардсона  $Rf$ , связанное с  $\zeta$  и функцией  $\psi_m$  соотношением

$$Rf = \frac{\zeta}{1 - \zeta d \psi_m / d\zeta}. \quad (16)$$

Легко убедиться, что  $\lim_{\zeta \rightarrow \infty} Rf = Rf_\infty$ , причем “критическое значение”  $Rf_\infty = \beta^{-1}$  для функции  $\psi_m$ , задаваемой формулой (12), и  $Rf_\infty = a^{-1}$  – в более общем случае (14). Согласно теоретическим представлениям [14, 16], стационарная развитая турбулентность над статистически однородной подстилающей поверхностью не может существовать при  $Rf > 1$ . Приведенные выше значения констант  $\beta$  и  $a$  удовлетворяют этому требованию. Следует, правда, заметить, что в реальных условиях подстилающая поверхность редко бывает однородной, а происходящие над ней процессы – стационарными.

Поскольку на рассматриваемых станциях не проводились актинометрические наблюдения, то для расчета интенсивности приходящей коротковолновой и длинноволновой солнечной радиации использовались эмпирические формулы с привлечением данных о долготе и широте конкретной станции и данных наблюдений за количеством облачности, температурой, влажностью и давлением воздуха. При этом расчет потока коротковолновой радиации  $S_g$  проводился по формуле [17]

$$S_g = S_0(1 - c_1 n) \times (\sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \theta), \quad (17)$$

где  $S_0 = 1370 \text{ Вт/м}^2$  – солнечная постоянная,  $n$  – балл общей облачности (в долях единицы),  $c_1$  – эмпирический коэффициент, зависящий от широты местности,  $\phi$  – широта местности,  $\delta$  – склонение Солнца,  $\theta$  – часовой угол Солнца, а для вычисления интенсивности использовалось следующее эмпирическое соотношение [18, 19]:

$$F_g = \varepsilon \sigma T^4, \quad \varepsilon = \mu(1 + c_2 n^2) q^{1/7} e^{350/T}, \quad (18)$$

где  $T$  – температура воздуха на уровне 2 м в градусах Кельвина;  $q$  – парциальное давление водяного пара на уровне 2 м в гПа;  $c_2$  и  $\mu$  – безразмерные коэффициенты.

Для того чтобы выяснить степень чувствительности воспроизведения температуры подстилающей поверхности к деталям параметризации турбулентных потоков в режиме устойчивой стратификации, с данными по каждой из четырех рассматриваемых станций проведено по два эксперимента: с линейными универсальными функциями (12), (13) и с функциями, задаваемыми выражениями (14), (15). При этом интенсивность приходящей длинноволновой радиации была рассчитана по формуле (18) в пренебрежении “отепляющим” влиянием облачности и с коэффициентом пропорциональности  $\mu = 0.17$ . На рис. 2 приведены осредненные за 1936–1983 гг. (для мыса Каменного – за 1960–1983 гг., для Якутска – за 1937–1984 гг.) среднемесячные значения измеренной (кривая с символами) и моделируемой температуры поверхности для всех четырех станций. При этом результаты расчетов с использованием формул (14), (15) показаны сплошной линией, а данные эксперимента с линейными универсальными функциями нанесены длинным пунктиром. Как видно из рисунка, модель неплохо воспроизводит наблюдаемую температуру весной, летом и осенью, немного завышая ее лишь в августе. В зимние же месяцы разность между наблюдаемой и рассчитанной температурой при использовании “традиционных” формул (12), (13) достигает 10 градусов и более для станций мыс Каменный, Диксон и Березово, и свыше 20 градусов – для станции Якутск. При переходе к более общему виду универсальных функций даже без учета облачности эта ошибка в условиях станций Диксон и мыс Каменный существенно уменьшается – на 2 и 3 градуса соответственно. В то же время результаты расчетов по данным для станций Березово и Якутск оказались практически нечувствительными к деталям параметризации турбулентного обмена в условиях устойчивой стратификации. В связи с этим, во всех обсуждаемых далее экспериментах приземные потоки тепла рассчитывались с помощью универсальных функций (14) и (15).

Облачность является еще одним фактором, воздействующим через радиационные потоки на тепловой режим подстилающей поверхности. Известно [10], что результаты расчета длинноволновой приходящей радиации по метеорологическим данным о температуре и влажности атмосферы с помощью различных эмпирических формул типа (18) могут отличаться друг от друга: для условий зимнего сезона – на 20%, а летнего – на 10%, что сравнимо с вкладом облачности. Эти различия сравнимы также с погрешностью инструментального определения потока длинновол-

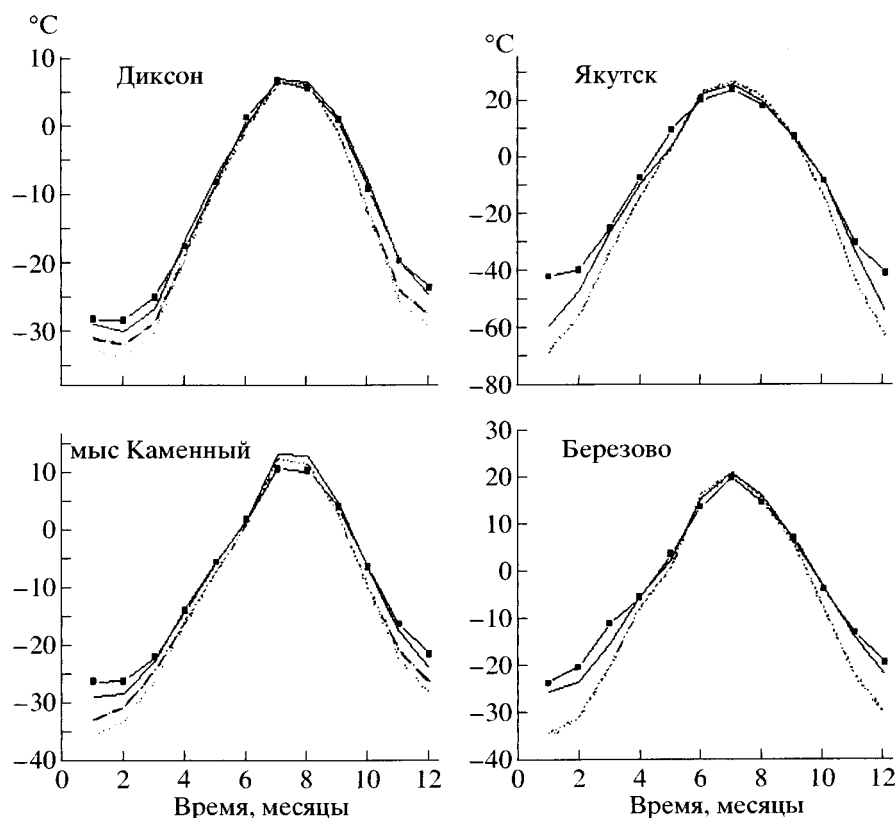


Рис. 2. Осредненный за 1936–1983 годы годовой ход измеренной и моделируемой температуры поверхности. Условные обозначения: —■— наблюдения, — моделирование с использованием формул (14)–(15), с учетом облачности, - - - моделирование с использованием формул (14)–(15), ..... моделирование с использованием формул (12)–(13).

новой радиации, которая может составлять  $\pm 10\%$  зимой и  $\pm 5\%$  летом. В этих обстоятельствах фигурирующие в формуле (18) безразмерные коэффициенты  $c_2$  и  $\mu$  следует рассматривать как в значительной степени “подгоночные” параметры. На рис. 2 приведены также результаты расчета среднемесячной температуры подстилающей поверхности, полученные в экспериментах, в которых использовались значения длинноволновой радиации, вычисленные с учетом облачности (выбрано значение  $c_2 = 0.22$  для “средних” условий [19]). При этом величина  $\mu$  была принята для холодного времени года равной 0.17, а для летнего – равной 0.14. Как видно из рисунка, при таком способе параметризации длинноволновой радиации удается значительно улучшить воспроизведение температуры поверхности снега почти на всех станциях (отличия от наблюдаемых значений не превосходят 3–4 градусов), за исключением Якутска. Здесь ошибка хотя существенно и уменьшилась, но все же остается большой (свыше 15 градусов). Заметим, правда, что несмотря на эту значительную погрешность в определении температуры подстилающей поверхности, сам снежный покров является хорошим теплоизолято-

ром: различия в температуре поверхности раздела почва–снег оказываются намного меньшими.

**4.2.2. Роль снежного покрова.** Из наблюдений известно, что существует определенная связь между водно-эквивалентной толщиной снежного покрова и температурой почвы. Она проявляется в том, что в те годы, когда в каком-либо районе выпадало больше снега, температура почвы была здесь выше, и, как следствие, увеличивалась глубина сезонного протаивания почвы летом. Это связано с теплоизолирующими свойствами снега, который обладает низким коэффициентом теплопроводности (в пределах 0.16–0.35 Вт/(м К)). Кроме водно-эквивалентной толщины снежного покрова, его реальная (геометрическая) высота определяется еще одной “степенью свободы” – плотностью снега. При этом необходимо решить две задачи – определить плотность свежевыпавшего снега и рассчитать ее последующие изменения в течение всего срока существования снежного покрова.

Во многих схемах параметризации взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью плотность снега предполагается либо постоянной (например, 250 кг/м<sup>3</sup> в модели Метеорологической службы Великобритании UKMO, [20]), либо

экспоненциально растущей со временем до некоторого своего максимального значения (схема CLASS, [21]). Известно, однако, что даже плотность свежеснежавшего снега может довольно сильно меняться – от 50 кг/м<sup>3</sup> в холодную, сухую погоду до 200 кг/м<sup>3</sup> в теплую и влажную [22]. На основе результатов измерений, описанных в [23], в работе [24] предложена следующая аналитическая зависимость между плотностью свежеснежавшего снега  $\rho_{sn,f}$  (кг/м<sup>3</sup>) и температурой воздуха  $T_a$  (в градусах Цельсия):

$$\rho_{sn,f} = 67.9 + 51.3e^{T_a/T_*}, \quad (19)$$

где  $T_* = 2.6^\circ\text{C}$ .

Дальнейшее уплотнение снега может быть вызвано, главным образом, его таянием, процессами метаморфизма внутри снежной толщи, давлением вышележащих слоев снега, а также сильным ветром. О том, что учет жидкой фазы воды внутри снега имеет немалое значение для расчета водно-эквивалентной высоты снежного покрова и других гидрологических характеристик суши, на примере моделирования условий умеренного пояса показано, например, в [12]. Но в умеренно-континентальных районах умеренного пояса процесс уплотнения снега за счет таяния может скрыть важность других процессов, которые также приводят к уплотнению снега, поскольку в этих районах зимой нередки оттепели и к моменту начала интенсивного таяния снег уже достаточно уплотнен. В континентальных же условиях азиатской части России оттепели гораздо более редки, и поэтому другие процессы, приводящие к уплотнению снега, выступают здесь на первый план. При типичной температуре воздуха в диапазоне от  $-15$  до  $-30$  градусов плотность только что выпавшего в безветренную погоду снега составляет величину 50–80 кг/м<sup>3</sup>, что и отражено формулой (19). Однако из наблюдений на различных станциях Сибири известно, что уже в январе плотность снега составляет 150–250 кг/м<sup>3</sup>, а к моменту начала таяния, при максимальной высоте снега, достигает 250–350 кг/м<sup>3</sup>.

Если процесс таяния снега и переноса жидкой воды в снеге изучен достаточно хорошо для того, чтобы можно было построить модель с подробным количественным описанием этого процесса, то другие процессы, приводящие к уплотнению снега, все еще исследованы не так полно. Существует, однако, ряд эмпирических формул, связывающих степень уплотнения снега либо со скоростью ветра (при скорости более 7 м/с плотность возрастает каждый час на 9 кг/м<sup>3</sup> [22]), либо с возрастом снега (скорость уплотнения равна

25 кг/м<sup>3</sup> месяц, [25]), либо с толщиной снежного покрова [26]:

$$\rho_{sn} = 450 - \frac{204.7}{d}(1 - e^{-d/d_*}),$$

где  $\rho_{sn}$  – средняя плотность снежной толщи, кг/м<sup>3</sup>,  $d = -h$  – высота верхней границы снега над уровнем почвы, м,  $d_* = 0.673$  м.

Работа [27] посвящена исследованию процесса уплотнения снега под действием различных факторов на основе результатов специально проведенных измерений. Несмотря на то, что основное внимание в этой статье уделяется уплотнению во время дождя, вклад остальных факторов также описан с достаточной подробностью. Предполагается, что временные изменения относительной скорости уплотнения снега под действием метаморфизма и силы тяжести подчиняются следующему уравнению:

$$\frac{1}{\rho_{sn}(t)} \frac{d\rho_{sn}}{dt} = \frac{1}{\eta(t)} [\sigma_m(t) + \sigma_g(t)], \quad (20)$$

где  $\sigma_g(t) = \int \rho_{sn}(t) g dz$  описывает эффект действия силы тяжести,  $\sigma_m(t)$  – уплотнение вследствие метаморфизма (принимается постоянной по времени величиной, которую можно положить равной 75 Па), а  $\eta(t)$  – вязкость уплотнения, зависящая от теплофизических характеристик снега. Эта функция имеет следующий вид:

$$\eta(t) = A_1 e^{A_2 \rho_{sn}/\rho_i - 70W + E/RT},$$

где  $W$  – содержание воды в снеге, кг/кг,  $A_1 = 6.6 \times 10^{-7}$  Па с,  $A_2 = 19.3$ ,  $\rho_i = 917$  кг/м<sup>3</sup> – плотность льда,  $E = 67300$  Дж/моль – так называемая энергия активации,  $R = 8.31$  Дж/(моль К) – универсальная газовая постоянная, а температура снега  $T$  измерена в градусах Кельвина.

Численная схема расчета процессов теплового переноса в снежном покрове, которая является частью использованной в настоящей работе одномерной модели, была дополнена уравнением (20). Поскольку снежный покров в этой схеме представляет собой многослойную среду, то изменение плотности, получаемое по формуле (20), рассчитывалось на каждом шаге по времени для каждого слоя в отдельности. Таким образом, величина уплотнения каждого слоя определялась значениями его исходной плотности, температуры, влажности и давления вышележащих слоев. Учет метаморфизма и гравитационного оседания с помощью формулы (20) привел к тому, что модельная плотность снега в течение зимы изменялась от начальных значений (50–60 кг/м<sup>3</sup>) до зна-

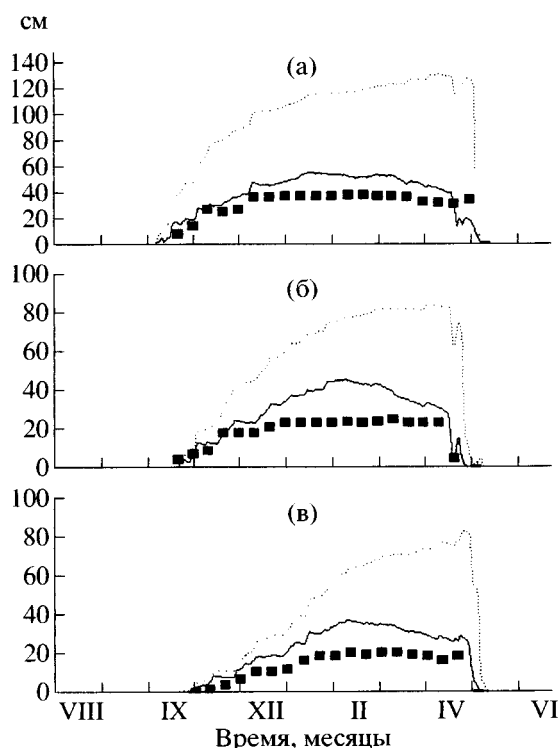


Рис. 3. Высота снега в Якутске в 1970/71 (а), 1971/72 (б) и 1972/73 (в) годах. Условные обозначения: —■— наблюдения, ... без учета уплотнения снега, — с учетом уплотнения снега.

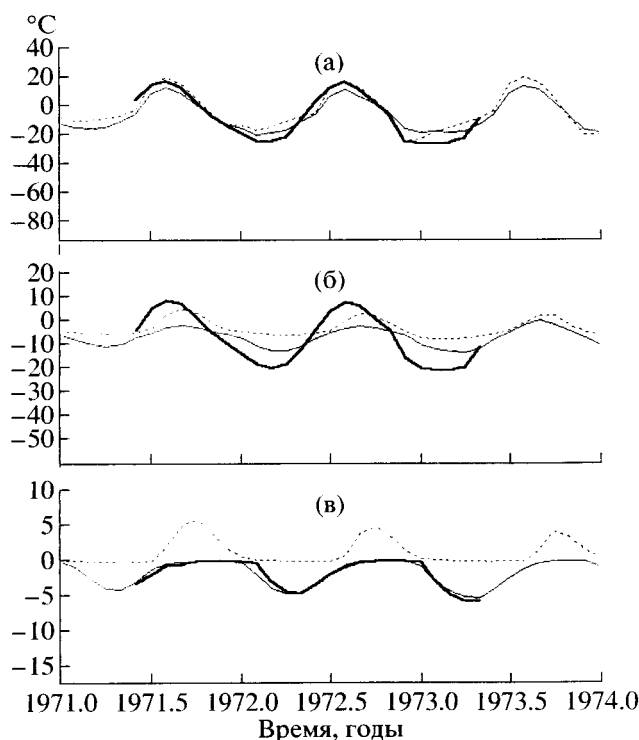


Рис. 4. Температура почвы в Якутске на глубине 10 см (а), 50 см (б) и 200 см (в). Условные обозначения: — наблюдения, - - - без учета уплотнения снега, — с учетом уплотнения снега.

чений  $200\text{--}300\text{ кг/м}^3$ , что и наблюдается в действительности. На рис. 3 показана высота снега, рассчитанная с учетом уплотнения снега по формуле (20) и без его учета, в сравнении с измеренной [28] (Якутск, 1970–1973 гг.). Видно, что учет уплотнения снега приводит к существенно более точному воспроизведению высоты снега, причем к концу холодного периода разница между результатами обоих экспериментов достигает 200% от наблюдаемых значений. Следствием такой разницы в расчете высоты снежного покрова является различие в температуре почвы (рис. 4). Вблизи ее поверхности (рис. 4а) это различие проявляется лишь зимой и достигает 10 градусов. Летом же температура на небольшой глубине в основном определяется потоком тепла сверху, а не своим значением в предыдущие сезоны. На больших глубинах (рис. 4б и 4в) это различие наблюдается в течение всего года, и, хотя разница не превышает 6 градусов, картины качественно отличаются: в эксперименте без уплотнения снега температура на глубине 2 м в течение всего года не опускается ниже  $0^\circ\text{C}$ , а в эксперименте с уплотнением, так же, как и по данным наблюдений, — не поднимается выше  $0^\circ\text{C}$ . Напомним, что интегрирование модели проводилось с использованием наблюдаемых атмосферных данных, покрывающих временной период 1937–1984 гг. По-

скольку результаты моделирования (с учетом уплотнения снега) на интервале 1971–1973 гг. неплохо согласуются с данными измерений, то это может служить хорошим подтверждением соответствия данной модели рассматриваемой физической системе.

На рис. 5 для условий станции Диксон показаны: (а) максимальная за каждый год среднесуточная высота снега по результатам экспериментов с учетом уплотнения снега под действием метаморфизма и силы тяжести и без их учета и (б) среднеиюльская и среднеянварская температура поверхности почвы, рассчитанная в этих двух экспериментах (при наличии снежного покрова это температура раздела почва–снег). Уменьшение в среднем примерно в 2 раза высоты снега в результате его уплотнения привело к понижению температуры поверхности почвы под снегом в среднем на 7 градусов, причем максимальная разница составила величину 11 градусов (в 1965 и 1966 гг.). Эти различия, повлекшие за собой различия во влажностном режиме почвы, сказались в отдельные годы, хотя и в меньшей степени, на среднеиюльской температуре подстилающей поверхности. На рис. 5в показаны межгодовые вариации глубины сезонного протаивания, рассчитанные по данным станции Диксон с учетом уплотнения

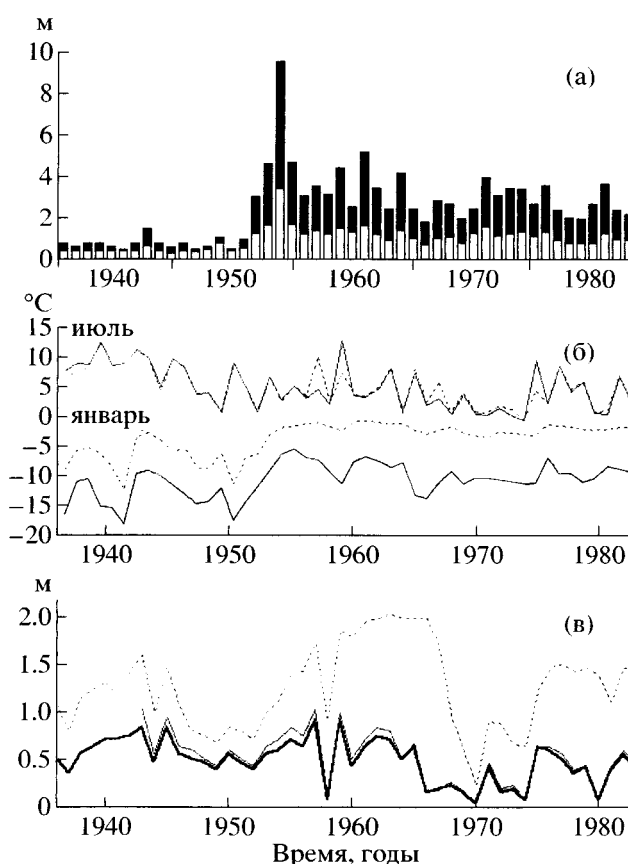
снега (толстая сплошная линия) и без этого эффекта (пунктир). Как видно из рис. 5, сильное различие в толщине снежного покрова существенным образом сказалось на температуре почвы и, как следствие, на глубине ее сезонного оттаивания: результаты моделирования с учетом уплотнения снега оказываются значительно более близкими к тому, что наблюдается в природе. По данным станций Березово и Якутск в эксперименте без учета уплотнения снега вообще оказалось невозможным воспроизвести режим многолетней мерзлоты.

Таким образом, можно сформулировать вывод о том, что учет всех процессов, которые могут повлиять на геометрическую толщину снежного покрова, оказывается важным, а иногда и решающим при моделировании теплового режима вечной мерзлоты.

### 5. ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО ДИАГНОЗУ СОСТОЯНИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

На основании результатов поэтапной верификации, описанных в предыдущем разделе, можно сделать вывод о том, что рассматриваемая модель способна качественно и количественно воспроизводить особенности теплового режима многолетней мерзлоты при заданной температуре поверхности почвы, температуру подстилающей поверхности, а также тепловой режим всей системы “приземный слой атмосферы – снежный покров–почва” в целом. Целесообразно в таком случае провести диагностические численные эксперименты по интегрированию модели на несколько десятков лет и на основе таких экспериментов попытаться продиагностировать динамику состояния многолетней мерзлоты на протяжении нескольких десятилетий и сделать выводы о степени ее чувствительности к изменению внешнего воздействия. Такие эксперименты были проведены для всех четырех рассматриваемых в работе точек метеорологических наблюдений в Сибири. Тип почвы, растительности, толщина мохово-лишайникового покрова и торфяного слоя для каждой из станций, а также значения плотностей почвы, торфа и мха были взяты по возможности близкими к их реальным значениям для этих районов. С этой целью были использованы сведения из монографии [28] о свойствах почвы и растительности, а также информация из Атласа СССР [29].

Поскольку не все начальные условия известны для параметров, характеризующих состояние системы “снег–почва”, то одной из задач, которую необходимо решать при выполнении численных экспериментов, является задача инициализации модели. С этой целью, как уже отмечалось в разделе “Верификация модели”, во всех проведенных экспериментах условия первого модельного



**Рис. 5.** Максимальная за каждый год среднесуточная высота снега (а), среднеиюльская и среднеянварская температура поверхности почвы (б) и глубина слоя сезонного оттаивания на Диксоне (в), рассчитанные по результатам экспериментов с учетом уплотнения снега и без его учета. Условные обозначения: - - - - без учета уплотнения снега (5б, 5в),  - без учета уплотнения снега,  - с учетом уплотнения снега (5а), — — — инициализация условиями 1943 г., — — — с учетом уплотнения снега.

года повторялись до установления квазипериодического режима (годового хода). Из-за отсутствия более или менее точных начальных данных по профилю температуры и влажности почвы и из-за большой глубины, до которой проводились расчеты (100 м), потребовалось несколько десятков лет (от 30 до 70 для различных станций и различных условий экспериментов) для установления согласованного годового хода всех параметров изучаемой системы. Выбор первого модельного года определяется имеющимися в наличии данными наблюдений и в определенной степени случаен. Закономерно возникает вопрос о том, насколько сильно различались бы результаты экспериментов в условиях одного и того же пункта для конкретного многолетнего периода времени, если бы для ее инициализации были выбраны условия какого-то другого года. Иными словами, необходимо понять, насколько хорошо “помнит” свою ис-

**Таблица 2.** Коэффициенты корреляции между различными характеристиками почвы и температурой воздуха на уровне 2 м

|                               | Среднемесячные значения | Среднесуточные значения |
|-------------------------------|-------------------------|-------------------------|
| Глубина активного слоя        | 0.49                    | 0.44                    |
| Температура на глубине 50 см  | 0.73                    | 0.68                    |
| Температура на глубине 100 см | 0.66                    | 0.61                    |
| Температура на глубине 200 см | 0.51                    | 0.47                    |

торию модель, а также и воспроизводимая ею сама система деятельного слоя суши, и насколько достоверны результаты экспериментов, полученные с помощью инициализации, или же они могут сильно отличаться от действительности, в которой состояние системы на какой-то конкретный момент времени сформировалось как результат ее реальной эволюции.

На рис. 5в показана глубина сезонного оттаивания в пункте Диксон по результатам двух экспериментов, отличающихся выбором начального состояния модели и периодом, на который проводились расчеты. В контрольном эксперименте (толстая сплошная линия) инициализация модели проводилась на базе данных 1936 г., со среднегодовой температурой поверхности  $-12^{\circ}\text{C}$ , что немного ниже среднего многолетнего, а расчеты проведены на весь период (1936–1983 гг.). Во втором эксперименте (тонкая сплошная линия) начальные условия были получены с использованием данных за 1943 г. – один из примеров наиболее теплых лет на Диксоне (со среднегодовой температурой поверхности  $-8^{\circ}\text{C}$ ), а расчеты выполнены на период (1943–1986 гг.). Сравнение результатов обоих экспериментов для этого временного периода свидетельствует о том, что различия между ними практически полностью исчезают примерно через 20 лет. Лишь для первого, 1943, года разница составила около 25%, не превышая затем 15%. Таким образом, нет, по-видимому, оснований считать, что инициализация модели путем установления квазипериодического режима может сильно исказить результаты длительного (на масштабах десятилетий) моделирования по сравнению с использованием “действительного” начального состояния исследуемой системы.

Напомним, что в контрольных экспериментах свойства почвы и растительности были выбраны согласно литературным источникам [28] наиболее близкими к реальным для всех четырех станций. В условиях станции Березово ( $64^{\circ}\text{N}$ ,  $65^{\circ}\text{E}$ ) многолетняя мерзлота моделью не воспроизво-

дится: при начальном условии, когда вся вода в почве находится в твердом состоянии, за несколько десятков лет происходит отрыв кровли многолетней мерзлоты от подошвы слоя сезонного промерзания, а за 150 лет интегрирования модельная почва оттаивает до глубины в 7 м. Этот результат является дополнительным подтверждением соответствия модели физической природе исследуемой системы, поскольку известно, что южная граница распространения многолетней мерзлоты проходит севернее Березово [29]. На остальных трех станциях моделируемая глубина оттаивания хорошо согласуется с известными данными измерений, представленными в монографии [28] и в работе [30]. Так, например, средняя за 1951–1963 гг. глубина сезонно-талого слоя в Якутске по данным наблюдений составляет 2.04 м, по результатам расчетов – 1.71 м. По данным измерений, проведенных на геокриологическом стационаре Марре-Сале (расположенном в 200 км от метеостанции мыс Каменный, также на побережье п-ова Ямал), глубина протаивания на различных экспериментальных площадках составляет, в зависимости от типа тундровой растительности, от 0.4 до 1.6 м. По результатам же расчетов, в условиях станции мыс Каменный глубина протаивания в среднем за 1960–1983 гг. равна 0.95 м при толщине торфяного и мохово-лишайникового покрова 25 см и 1.73 м при толщине 15 см.

В табл. 2 приведены коэффициенты корреляции между температурой воздуха на высоте 2 м и различными характеристиками теплового режима почвы (глубиной активного слоя и температурой почвы на разных глубинах) по результатам контрольного эксперимента для станции Диксон, для двух временных масштабов (прокоррелированы отдельно соответствующие среднемесячные и среднесуточные значения). Длина выборки среднесуточных характеристик равнялась 17532, а среднемесячных – составила величину 576. Согласно [31], все вычисленные коэффициенты корреляции являются статистически значимыми с уровнем значимости не менее 0.99.

Как видно из таблицы, температура воздуха хорошо коррелирует с температурой почвы, но с увеличением глубины степень их связи убывает. В то же время, корреляция между температурой воздуха и глубиной слоя сезонного протаивания оказывается заметно ниже. Вычисленные по результатам моделирования коэффициенты корреляции подтверждают выводы, сделанные в работе [3] на основе анализа среднемесячных эмпирических данных. Это свидетельствует о том, что наблюдений за одной только глубиной слоя сезонного протаивания недостаточно для того, чтобы оценить эволюцию термического режима почвы под воздействием климатических изменений. Следует обратить внимание на то, что данный вывод оказывается справедливым как для

среднемесячных, так и для среднесуточных значений рассматриваемых величин.

Трудность получения достоверных профилей температуры в мерзлой почве и ежегодных глубин активного слоя в ней состоит в большой чувствительности этих характеристик к разнообразным факторам, в том числе, к теплопроводящим свойствам почвы и снега. Одним из подтверждений этому факту является продемонстрированная на рис. 4 зависимость глубины активного слоя от геометрической толщины снежного покрова, служащего хорошим теплоизолятором. На рис. 6 представлено другое подтверждение – зависимость глубины протаивания от толщины мохово-лишайникового покрова и торфяного слоя. Эти слои, обладая низкой, в 2–3 раза ниже, чем у почвы, теплопроводностью (0.3 Вт/(м К) против 0.8–1.0 Вт/(м К)), также служат естественными теплоизоляторами нижележащих слоев почвы. На этом рисунке приведены результаты экспериментов по данным станции Диксон, в которых в сравнительно небольших пределах варьировалась толщина мха и торфа. Коэффициент теплопроводности мха и торфа полагался равным 0.3 Вт/(м К).

Толстая сплошная линия на рис. 6 соответствует условиям контрольного эксперимента, в котором толщина мохово-торфяной подушки была принята равной 10 см. Коротким пунктиром показана глубина протаивания, рассчитанная в эксперименте с увеличенной до 15 см толщиной этой подушки, а штрихпунктиром – результаты эксперимента с уменьшенным до 5 см слоем мха и торфа. Как видно из рис. 6, чем тоньше слой мха или торфа, тем на большую глубину оттаивает почва. Эта зависимость четко прослеживается для всех рассматриваемых пунктов и подтверждает эмпирически установленный факт, что удаление или нарушение тундрового покрова оказывает существенное влияние на тепловой баланс поверхности почвы [32]. Уменьшение толщины слоя мха или торфа в летние месяцы приводит к понижению температуры поверхности почвы. Однако холодный период, когда верхний слой почвы находится в замерзшем состоянии, составляет для районов с многолетней мерзлотой большую часть года, и именно в этот период температура почвы повышается с уменьшением толщины тундрового покрова.

Таким образом, можно сформулировать вывод, что из-за большой чувствительности различных характеристик теплового режима почвы для аккуратного воспроизведения ее температуры и глубины активного слоя необходимо по возможности точно задавать текстуру почвы и такие параметры системы, как плотность и коэффициент теплопроводности, а также с хорошей точностью рассчитывать высоту снежного покрова.

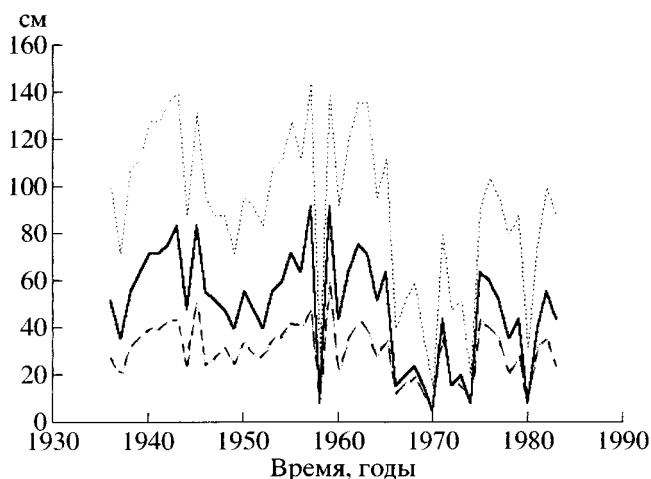


Рис. 6. Глубина слоя сезонного оттаивания для Диксона при различных толщинах мохово-лишайникового покрова и торфяного слоя. Условные обозначения: ..... 5 см, — 10 см, -.- 15 см.

## 6. ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С использованием данных систематических наблюдений, полученных на научной станции Франклин Блаффс (Аляска) в 1988 и 1990 гг. и на четырех метеостанциях, расположенных в северной и центральной части Сибири, проведена серия экспериментов по интегрированию одномерной модели тепло- и влагопереноса в системе “почва–растительность–снежный покров”, разработанной в Институте вычислительной математики РАН. Показано, что эта модель в принципе способна качественно и количественно воспроизводить тепловой режим многолетнемерзлых почв.

Определяемая из уравнения баланса тепла температура подстилающей поверхности весной, летом и осенью хорошо согласуется с наблюдаемой; зимой же она расходится с данными наблюдений, иногда значительно. В некоторых ситуациях (мыс Каменный и Диксон) качество воспроизведения температуры поверхности снега можно улучшить за счет более точного описания процессов турбулентного обмена в приземном слое атмосферы в условиях устойчивой стратификации, характерной для таких континентальных регионов, как Сибирь. Наилучшее же согласие результатов моделирования и данных наблюдений получено в экспериментах, в которых учтены эффекты как турбулентности, так и облачности (воздействующей на приземный поток длинноволновой радиации). Вместе с тем все еще остается довольно значительная (свыше 15 градусов) ошибка при воспроизведении среднеянварской температуры подстилающей поверхности в условиях станции Якутск, что требует проведения дополнительных исследований.

Выявлена большая чувствительность температуры почвы и глубины сезонного оттаивания к геометрической толщине снежного покрова. Включение в схему тепло- и влагопереноса в снеге расчета процесса его уплотнения под действием метаморфизма и силы тяжести существенно повлияло на качество воспроизведения глубины активного слоя (с учетом этих процессов она уменьшается в 2–3 раза и значительно лучше отражает наблюдаемые тенденции). Кроме того, такого же рода чувствительность глубины активного слоя обнаружена и к изменению толщины мохово-лишайникового покрова и торфяного слоя, которые в естественных условиях имеют сравнительно небольшой вертикальный размер.

Оказалось также, что для успешного воспроизведения наблюдаемого теплового и влажностного режима многолетнемерзлых грунтов необходимо с достаточно хорошей точностью описывать вертикальные профили параметров, характеризующих свойства почвы и растительности (текстура, плотность, теплоемкость, коэффициент теплопроводности). Это, в свою очередь, означает, что для адекватного воспроизведения с помощью численных трехмерных моделей региональных особенностей климата высоких широт необходимо решать задачи, связанные с оценкой изменчивости свойств почвы и растительности на подсеточном масштабе и их параметризацией.

В целом же можно сделать вывод о том, что предложенная в работе модель перспективна для использования в качестве блока глобальной трехмерной климатической модели, описывающего процессы взаимодействия атмосферы и суши с учетом особенностей районов со сплошным распространением вечной мерзлоты.

Авторы искренне признательны В.П. Дымникову и А.В. Павлову за полезные предложения, высказанные ими при обсуждении различных аспектов работы, П.Ф. Демченко и А.В. Елисееву – за ценные замечания, позволившие улучшить содержание статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 00-05-64606 и 01-05-64150).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hansen J., Lebedev S. Global trends of measured surface air temperatures // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. (D11). P. 13345–13372.
2. IPCC. Impacts, adaptations, and mitigation of climate change: scientific – technical analyses. Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report for the Intergovernmental Panel on Climate Change // *Climate Change 1995* / Eds. R.T. Watson, M.C. Zinyowera and R.H. Moss). Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press, 1996. 880 p.
3. Pavlov A., Grechishchev S. The monitoring and prediction of permafrost temperature, distribution and geocryological processes within Russia under global climate change // *Advances in cold region thermal engineering and sciences: technological, environmental, and climatological impact; Proceedings of 6th international symposium held in Darmstadt, Germany, 22–25 August 1999* / Eds.: K. Hutter, Y. Wang, H. Beer. Springer, 1999. P. 503–510.
4. Romanovsky V.E., Osterkamp T.E. Thawing of the active layer on the coastal plain of the Alaskan Arctic // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1997. V. 8. P. 1–22.
5. Romanovsky V.E., Osterkamp T.E. Interannual variations of the thermal regime of the active layer and near-surface permafrost in Northern Alaska // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1995. V. 6. P. 313–325.
6. Anisimov O.A., Shiklomanov N.I., Nelson F.E. Global warming and active-layer thickness: results from transient general circulation models // *Global Planet. Change*. 1997. V. 15. P. 61–77.
7. Hiyama T., Fukushima Y., Hashimoto T. A numerical model of the heat transfer for permafrost regions // *J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.* 1998. V. 11. P. 346–359.
8. Малевский-Малевиц С.П., Молькентин Е.К., Надежина Е.Д., Симонов В. В., Шкляревич О.Б. Модельные расчеты мощности толщи многолетнемерзлых пород и распределения глубин сезонного протаивания суглинков при современном климате на севере Западной Сибири // *Криосфера Земли*. 2000. № 4.
9. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н., Демидов В.Н. Модель формирования стока на водосборах зоны многолетней мерзлоты (на примере верхней Колымы) // *Водные ресурсы*. 2000. Т. 27. С. 392–400.
10. Schlosser C.A., Slater A.G., Robock A., Pitman A.J., Vinnikov K.Ya., Henderson-Sellers A., Speranskaya N.A., Mitchell K., Boone A., Braden H., Chen F., Cox P., de Rosnay P., Desborough C.E., Dickinson R.E., Dai Y.-J., Duan Q., Entin J., Etchevers P., Gedney N., Gusev Y.M., Habets F., Kim J., Koren V., Kowalczyk E., Nasanova O.N., Noilhan J., Schaake J., Shmakin A.B., Smirnova T.G., Verseghy D., Wetzel P., Xue Y., Yang Z.-L. Simulations of a Boreal Grassland Hydrology at Valdai, Russia: PILPS Phase 2(d) // *Mon. Wea. Rev.* 2000. V. 128. P. 301–321.
11. Володин Е.М., Лыкосов В.Н. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность–почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений // *Изв. АН. Физика атмосферы и океана*. Т. 34. № 4. С. 453–465.
12. Володина Е.Е., Бенгтссон Л., Лыкосов В.Н. Параметризация процессов тепловлагопереноса в снежном покрове для целей моделирования сезонных вариаций гидрологического цикла суши // *Метеорология и гидрология*. 2000. № 5. С. 5–14.
13. Osterkamp T.E., Romanovsky V.E. Characteristics of changing permafrost temperatures in the Alaskan Arctic // *Arctic and Alpine Research*. 1996. V. 28. P. 267–273.
14. Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном

- слое атмосферы // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. 1954. № 24(151). С. 163–187.
15. Businger J.A., Wyngaard J.C., Izumi Y., Bradley E.F. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer // *J. Atmos. Sci.* 1971. V. 28. P. 182–189.
  16. Beljaars A.C.M., Holtslag A.A.M. Flux parametrization over land surfaces for atmospheric models // *J. Appl. Meteorol.* 1991. V. 30. P. 327–341.
  17. Мамвеев Л.Т. Основы общей метеорологии – Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 876 с.
  18. Brutsaert W. On a derivable formula for long-wave radiation from the clear skies // *Wat. Resour. Res.* 1975. V. 11. P. 742–744.
  19. Братсон У.Х. Испарение в атмосферу. Теория, история, приложения / Пер. с английского под ред. А.С. Дубова. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 351 с.
  20. Essery R.L.H. Seasonal snow cover and climate change in the Hadley Center GCM // *Ann. Glaciol.* 1997. V. 25. P. 362–366.
  21. Verseghy D.L., McFarlane N.A., Lasare M. CLASS – a Canadian land surface scheme for GCMs. II. Vegetation model and coupled runs // *Int. J. Climatol.* 1993. V. 13. P. 347–370.
  22. Pomeroy J.W., Gray D.M., Shook K.R., Toth B., Essery R.L.H., Pietroniro A., Hedstrom N. An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling // *Hydrol. Process.* 1998. V. 12. P. 2339–2367.
  23. Schmidt R.A., Gluns D.R. Snowfall interception on branches of three conifer species // *Can. J. For. Res.* 1991. V. 21. P. 1262–1269.
  24. Hedstrom N., Pomeroy J.W. Intercepted snow in the boreal forest: measurement and modelling // *Hydrol. Process.* 1998. V. 12. P. 1611–1625.
  25. Gray D.M., Prowse T. Snow and floating ice // *Handbook of Hydrology*. New-York: McGraw-Hill Inc., 1993. P. 7.1–7.58.
  26. Shook K., Gray D.M. Determining the snow water equivalent of shallow prairie snowcovers // *Proc. 51st Annual Meeting Eastern Snow Conference*. Dearborn, MI, 1994. P. 89–95.
  27. Marshall H.P., Conway H., Rasmussen L.A. Snow densification during rain // *Cold Reg. Sci. and Tech.* 1999. V. 30. P. 35–41.
  28. Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 285 с.
  29. Атлас СССР. М.: ГУГК, 1984.
  30. Павлов А.В. Прогноз эволюции криолитозоны на севере Западной Сибири (по данным мониторинга) // *Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике*. Новосибирск: Наука, 1997. С. 94–101.
  31. Румишинский Л.З. Математическая обработка результатов эксперимента. М.: Наука, 1971. 192 с.
  32. Павлов А.В. Применение метода теплового баланса для решения задач конструктивной географии северных регионов // *Изв. АН СССР. Серия географическая*. 1981. № 4. С. 136–143.

## Simulation of the Thermodynamic Response of Permafrost to Seasonal and Interannual Variations in Atmospheric Parameters

© 2002 г. Е. Е. Machul'skaya and V. N. Lykosov

*Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, ul. Gubkina 8, Moscow, 117951 Russia*  
e-mail: volodina@inm.ras.ru

**Abstract**—Routine observations made at the Franklin Bluffs research station (Alaska) and four meteorological stations located in northern and central Siberia were used to perform a series of experiments with a one-dimensional model of heat and moisture transfer in the soil–vegetation–snow system. The model is shown to be capable of reproducing qualitative and quantitative features of the thermal conditions in permafrost soil. The accuracy of simulated surface temperatures is estimated. The ground temperature and the depth of seasonal thaw are shown to be highly sensitive to processes that affect snow densification. The thickness of the active layer is shown to be highly sensitive to variations in the moss–lichen–peat cover depth, which is relatively small in nature.