

МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРНОГО И ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМОВ ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ МЕРЗЛОТЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КЛИМАТИЧЕСКИХ ДАННЫХ (РЕАНАЛИЗА)

М.М. Аржанов, А.В. Елисеев, П.Ф. Демченко, И.И. Мохов

*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН,
119017, Москва, Пыжевский пер., 3, arzhanov@ifaran.ru*

На основе данных реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды ERA-40 и разработанной модели мерзлоты, позволяющей по заданным параметрам атмосферного климата рассчитывать характеристики термического и гидрологического режимов почвы, проведены численные эксперименты по моделированию глубины слоя сезонного протаивания пород в Северном полушарии для периода 1960–2000 гг. Рассчитанные значения глубины слоя сезонного протаивания пород согласуются с данными наблюдений для ряда станций. Результаты численных расчетов выявили значительное увеличение глубины сезонного протаивания пород за рассматриваемый период в районе Аляски.

Вечная мерзлота, тепло- и влагоперенос, реанализ, модель

MODELING OF CHANGES IN TEMPERATURE AND HYDROLOGICAL REGIMES OF SUBSURFACE PERMAFROST, USING THE CLIMATE DATA (REANALYSIS)

M.M. Arzhanov, A.V. Eliseev, P.F. Demchenko, I.I. Mokhov

*Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS,
119017, Moscow, Pyzhevsky, 3, Russia, arzhanov@ifaran.ru*

Based on the reanalysis data prepared by the European Centre Weather Forecasts ERA-40 and on the developed permafrost model (which permits calculating characteristics of thermal and hydrological regimes of soil forced by the atmospheric state) the numerical experiments on the simulation of the seasonal thawing depth in the Northern Hemisphere during 1960–2000 have been carried out. The simulated values of active layer depth are in agreement with the measured data of some stations. A substantial deepening of the active layer during the last four decades of the 20th century at Alaska has been established.

Permafrost, thermal and moisture transport, reanalysis, model

ВВЕДЕНИЕ

Моделирование параметров криолитозоны, таких как глубина слоя сезонного протаивания пород, температура подстилающей поверхности, определение значений теплофизических характеристик многолетнемерзлых почв в связи с возможными изменениями температурного и гидрологического режимов в XXI в. представляет одну из важных задач теории климата. В настоящее время используется целый ряд математических моделей. Самые простые позволяют оценить наличие или отсутствие мерзлоты, тип мерзлоты. Модели промежуточной сложности дают возможность рассчитывать глубину слоя сезонного протаивания пород h_a , среднегодовую температуру поверхности почвы. И наконец, в сложных моделях подробно описаны процессы тепло- и влагопереноса в системе почва–растительность–снег [Володин, Лыкосов, 1998]. Особенностью предложенной в настоящей работе модели является сочетание детальности описания процессов переноса тепла и влаги в почве и относительно небольшого времени счета.

Используемый для расчета вертикального профиля температуры и положения границ фазовых переходов алгоритм [Goodrich, 1982] был дополнен дифференциальной схемой для расчета влажности почвы в слое сезонного протаивания пород и более детальной параметризацией стоковых процессов [Володин, Лыкосов, 1998]. Разработанный алгоритм позволяет моделировать динамику процессов образования и деградации мерзлых слоев грунта.

ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

В базовой версии одномерная динамическая модель имеет 500 уровней по глубине, при этом шаг сетки составляет 5 см для верхних 10 м, далее шаг равен 1 м. Полная глубина расчетной области составляет 310 м; 40 уровней выше относятся к снежному покрову. Два уровня занимает органический слой, теплофизические характеристики которого в значительной степени влияют на параметры мерзлоты [Симонов, 2000].

Процессы тепло- и влагопереноса в модели описываются следующими уравнениями [Пащенко и др., 1976; Володин, Лыкосов, 1998]:

$$\rho C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\beta \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \gamma \frac{\partial w}{\partial z}, \quad (2)$$

где T – температура, К; ρ – плотность, кг/м³; C – теплоемкость, Дж/(кг·К); λ – теплопроводность, Вт/(м·К); β – диффузивность, м²/с; γ – коэффициент влагоемкости, м/с; w – содержание влаги в почве, м/м; z – глубина, м; t – время, с. Верхняя граница $z = 0$ в уравнении (1) соответствует границе подстилающей поверхности, если отсутствует снег, или границе снега, если почва покрыта снегом. Исходя из значений потоков тепла на поверхности, температура скин-слоя почвы (или снега) T_s определяется из уравнения теплового баланса

$$R - P - B - LE = 0, \quad (3)$$

где R – радиационный баланс; P – турбулентный поток тепла; B – поток тепла в почву; LE – затраты тепла на испарение; L – удельная теплота испарения; E – величина испарения. Эти значения составляющих теплового баланса рассчитываются из следующих уравнений:

$$R = Q(1 - \alpha) - E_{ef}, \quad (4)$$

где Q – суммарная приходящая солнечная радиация; α – альbedo поверхности (снега или почвы); E_{ef} – эффективное излучение подстилающей поверхности, которое определяется по полуэмпирической формуле [Анисимов, 1989]:

$$E_{ef} = E_{ef}^0 (1 - 0,79n) + 4\delta\sigma T_a^3 (T_s - T_a). \quad (5)$$

Здесь n – доля облачности; δ – излучательная способность подстилающей поверхности; σ – постоянная Стефана–Больцмана; T_a – температура воздуха на высоте 2 м; T_s – температура подстилающей поверхности; E_{ef}^0 – эффективное излучение безоблачного неба:

$$E_{ef}^0 = \sigma\delta T^4 (0,39 - 0,058\sqrt{e}) \quad (6)$$

(e – упругость водяного пара, мбар).

Турбулентный поток тепла определяется из уравнения

$$P = \rho_a c u D (T_s - T_a), \quad (7)$$

где ρ_a – плотность воздуха, кг/м³; c – удельная теплоемкость, Дж/(кг·К); u – скорость ветра, м/с; D – коэффициент диффузии, м/с.

На нижней границе модели задается геотермальный поток тепла, равный 0,06 Вт/м² [Лоблицын, 1977].

Поток тепла в почву равен

$$B = \lambda \frac{dT_s}{dz}. \quad (8)$$

При расчете затрат тепла на испарение учитывалось интегральное содержание влаги в талом слое w . Если влажность w превышает некоторое критическое значение w_k , то испарение $E = E_0$, где E_0 – потенциальная испаряемость (количество молекул, испаряемых с единицы площади открытой водной поверхности за единицу времени), определяемая формулой

$$E_0 = \rho_a u D (e_0 - e) \quad (9)$$

(e_0 – упругость водяного пара). В случае $w < w_k$ испарение $E = E_0(w/w_k)$.

Для расчета содержания влаги w в слое сезонного протаивания пород используется уравнение (2). Для параметризации горизонтального стока применялась та же схема, что и в модели ИВМ РАН [Володин, Лыкосов, 1998]. Согласно этой схеме, поверхностная rf_1 и подповерхностная rf_2 составляющие стока определялись с помощью следующих полуэмпирических соотношений:

$$rf_1 = p + w\Delta h - [1 - \max(A, 0)]w_{\max}, \quad (10)$$

где p – количество осадков на каждом временном шаге, м; Δh – толщина слоя, м; w_{\max} – максимальное значение влажности почвы, определяемое пористостью почвы; A – функция, зависящая от осадков, максимальной влажности почвы и мелкокомасштабной изменчивости рельефа;

$$rf_2 = \Delta t \Delta z p d_{\min} \frac{w}{w_{\max}}, \quad w < w_h, \quad (11)$$

$$rf_2 = \Delta t \Delta z p d_{\min} \frac{w}{w_{\max}} + (d_{\max} - d_{\min}) \left(\frac{w - w_h}{w_{\max} - w_h} \right)^d, \quad w > w_h. \quad (12)$$

Константы w_h , d_{\min} , d_{\max} , d принимают значения: $w_h = 0,75w_{\max}$, $d_{\min} = 2,8 \cdot 10^{-10} \text{ с}^{-1}$, $d_{\max} = 2,8 \cdot 10^{-8} \text{ с}^{-1}$, $d = 1,5$.

Если при росте температуры поверхности почвы величина rf_2 переходит через нуль и становится положительной, считается, что все тепло идет на таяние снега.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОЧВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ РЕАНАЛИЗА

Расчеты проводились для периода с 1960 по 2000 г. в узлах модельной сетки с шагом 2,5° по долготе и широте. В качестве входных данных использовались среднемесячные данные реанализа ERA-40 [Uppala et al., 2005]. В предварительных

расчетах получено, что использование данных реанализа для нисходящей тепловой радиации приводит к существенным отличиям результатов расчетов от данных прямых измерений. Это связано с отсутствием в таких расчетах стабилизирующей обратной связи между нисходящей тепловой радиацией и температурой поверхности. В связи с этим в представленных в настоящей работе расчетах нисходящая тепловая радиация задавалась не по данным реанализа, а по соотношениям (5), (6).

Время установления стационарного режима модели при выбранной толщине расчетного слоя составляло 20 лет. В расчетах задавался одинаковый тип почвы (суглинок), а также одинаковая толщина верхнего органического слоя почвы, равная 10 см.

Проведено сравнение моделируемых значений глубин сезонного протаивания пород с эмпирическими оценками, полученными для четырех станционных: Якутск (62° с.ш., 129° в.д.), Тикси (72° с.ш., 128° в.д.), Марре-Сале (69° с.ш., 66° в.д.), Воркута (67° с.ш., 64° в.д.). Результаты приведены на рис. 1. Для сравнения здесь же представлены данные наблюдений [Павлов, 2003]. По оси абсцисс отложен масштаб Стефана – глубина слоя сезонного протаивания пород, определяемая по формуле

$$h = \sqrt{\frac{2\lambda T_s \tau}{\rho L_{ice} w}} \quad (13)$$

Здесь L_{ice} – удельная теплота таяния льда, Дж/кг; λ – коэффициент теплопроводности почвы, Вт/(м·К); τ – продолжительность теплового периода; T_s – температура поверхности почвы; w – суммарная относительная влажность почвы, м/м. Выбор такой системы координат продиктован необходи-

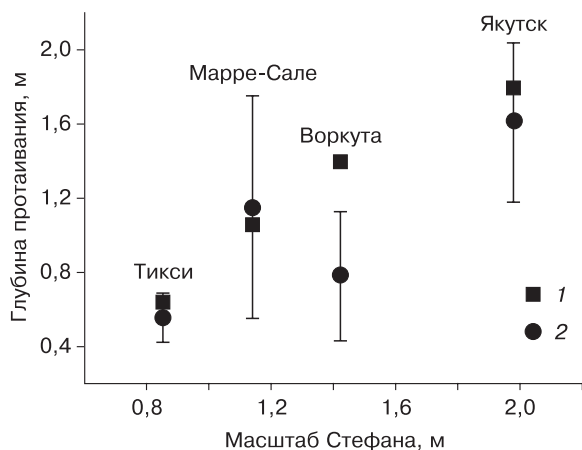


Рис. 1. Глубина сезонного протаивания пород для выбранных станций в сравнении с данными прямых измерений:

1 – результаты расчета по модели; 2 – данные наблюдений [Павлов, 2003].

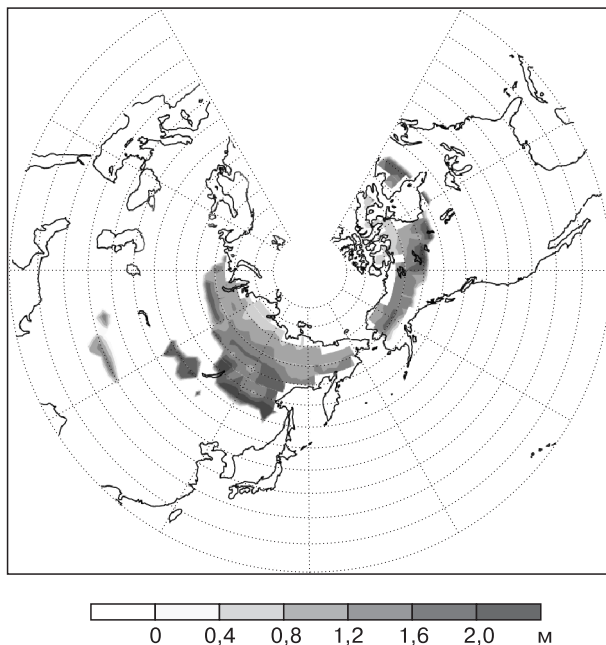


Рис. 2. Глубина сезонного протаивания пород по модельным оценкам для 1961–1990 гг.

мостью обезразмерить зависимость глубины сезонного протаивания пород от наиболее важных параметров, определяющих проникновение тепловой волны в почву при фазовых переходах. Использование формулы Стефана при построении рис. 1 делает сравнение данных моделирования и измерений более наглядным. Для трех станционных расчеты удовлетворительно согласуются с данными наблюдений. Значительное расхождение данных для Воркуты можно объяснять различием типов почвы в модели и на площадке стационара, где проводились измерения. В дальнейшем в модели предполагается использовать карту типов почв, которая позволит более адекватно задавать теплофизические характеристики в каждой ячейке модельной сетки.

После тестирования модели был выполнен расчет глубины слоя сезонного протаивания – промерзания пород для Северного полушария, не покрытых льдом. Значения рассчитанных глубин протаивания пород, осредненных за период 1961–1990 гг., приведены на рис. 2. Качественно результаты, представленные на рис. 2, согласуются с данными о распространении приповерхностной мерзлоты, приведенными в работе [Zhang et al., 1999].

Изменения глубины сезонного протаивания h_a пород, рассчитанные как разность средних значений глубин протаивания для 1990-х и 1960-х гг., приведены на рис. 3. Положительные значения соответствуют увеличению, отрицательные – умень-

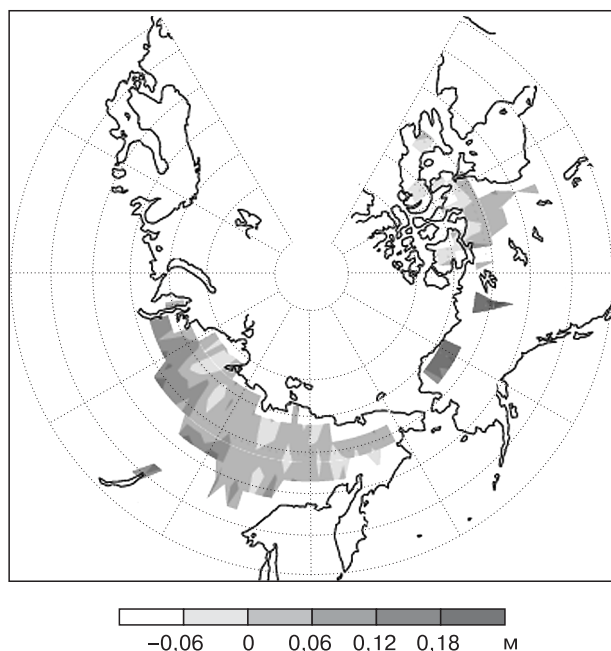


Рис. 3. Изменение средней за десятилетие глубины сезонного протаивания пород от 1960–1969 до 1990–1999 гг. в регионах распространения многолетнемерзлых грунтов.

шению глубины сезонного протаивания пород. Видно, что наиболее значительное увеличение глубины слоя протаивания приходится на район Аляски, что согласуется с данными измерений вертикального профиля температур в этом регионе [Анисимов, Белолуцкая, 2004]. Однако, несмотря на общий рост температуры пород в субполярных широтах суши Северного полушария, в ряде регионов северной Азии и Северной Америки отмечается небольшое уменьшение рассчитанной глубины сезонного протаивания пород (до нескольких сантиметров). Как показали расчеты, это связано с уменьшением притока солнечной радиации Q к земной поверхности над сушей высоких широт Азии и Северной Америки, а также с уменьшением зимнего снегонакопления (по данным реанализа ERA-40). В то же время доминирующее влияние потепления климата приводит к тому, что в ряде регионов с уменьшением Q и снегонакопления в последние годы отмечается рост глубины сезонного протаивания пород.

Общая площадь области, где в модели происходит сезонное протаивание (а не промерзание) грунта, составляет 12,9 млн км². Эта величина находится в диапазоне между оценками полной площади распространения вечной мерзлоты и площади распространения сплошной вечной мерзлоты, рассчитанных с помощью температурных индек-

сов при задании температуры по данным реанализа ERA-40 (22,8 и 8,6 млн км² соответственно). Определения этих индексов можно найти, например, в работах [Нечаев, 1981; Nelson, Outcalt, 1987; Демченко и др., 2002]. Модельная оценка площади распространения вечной мерзлоты близка к оценке площади распространения сплошной вечной мерзлоты по данным прямых измерений, равной 11,7 млн км² [Zhang et al., 1999]. Более того, граница области, где в модели происходит сезонное протаивание, близка к границе распространения сплошной вечной мерзлоты, приведенной в работе [Zhang et al., 1999].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработанная модель мерзлоты позволяет по заданным характеристикам атмосферного климата рассчитывать характеристики термического и гидрологического режимов почвы.

С использованием данных реанализа ERA-40 проведены численные эксперименты по моделированию изменений глубины слоя сезонного протаивания пород в Северном полушарии для периода 1960–2000 гг. Полученная карта изменений глубины протаивания пород, построенная как разность средних значений за 1990-е и 1960-е гг., демонстрирует значительное увеличение глубины протаивания в районе Аляски. Рассчитанные значения глубины слоя сезонного протаивания пород согласуются с данными наблюдений по ряду стационаров. Разработанная модель может быть включена в климатическую модель общей циркуляции атмосферы в качестве интерактивного блока.

Следует отметить, что в выполненных расчетах изменения глубины протаивания h_a пород и подвижек границ, где она переходит через значение $h_a = 0$ (что далее соответствует глубине сезонного промерзания), не учитывается вариабильность рельефа и типов почв. В этом смысле проведенные расчеты с моделью теплового переноса не могут воспроизводить смену географических границ различных подзон приповерхностной мерзлоты. Необходимо развитие определенных процедур, объединенных в геофизике понятием “даунскейлинг”.

Авторы выражают благодарность О.А. Анисимову за предоставление программного кода теплового блока модели и полезные обсуждения и И.Л. Каролу за ценные замечания. Картографирование результатов выполнено при помощи программного обеспечения GrADS, разработанного в Центре исследования океана–атмосферы–суши США (COLA). Данные реанализа ERA-40 получены с сервера Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 06-05-64502, 05-05-64907), гранта Президента РФ (НШ-4166.2006.5) и программ Отделения наук о Земле РАН.

Литература

- Анисимов О.А.** Об оценке чувствительности вечной мерзлоты к изменению глобального термического режима земной поверхности // Метеорология и гидрология, 1989, № 1, с. 79–84.
- Анисимов О.А., Белолуцкая М.А.** Моделирование воздействия антропогенного потепления на вечную мерзлоту: учет влияния растительности // Метеорология и гидрология, 2004, № 11, с. 73–82.
- 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. РАН. Физика атмосферы и океана, 1998, т. 34, № 4, с. 453–465.
- Голицын Г.С.** К теории конвекции верхней мантии // Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 3, с. 552–555.
- Демченко П.Ф., Величко А.А., Елисеев А.В. и др.** Зависимость условий распространения вечной мерзлоты от уровня глобального потепления: сравнение моделей, сценариев и данных палеореконструкций // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, 2002, т. 38, № 2, с. 165–174.
- Нечаев В.П.** О некоторых соотношениях между мерзлотными и климатическими параметрами и их палеогеографическое значение // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей / Ред. А.А. Величко, В.П. Гричук. М., Наука, 1981, с. 211–220.
- Павлов А.В.** Мерзлотно-климатические изменения на севере России: наблюдения, прогноз // Изв. РАН. Сер. геогр., 2003, № 6, с. 39–50.
- Пачепский Я.А., Пачепская Л.Б., Мироненко Е.В., Комаров А.С.** Моделирование водно-солевого режима почвогрунтов с использованием ЭВМ. М., Наука, 1976, 140 с.
- Симонов В.В.** О влиянии внутригодовых межсезонных связей на термику грунтов в районах вечной мерзлоты // Метеорология и гидрология, 2000, № 5, с. 15–22.
- Goodrich L.E.** Efficient numerical technique for one-dimensional thermal problems with phase change // Intern. J. Heat. Mass Transfer, 1982, No. 5, p. 160–163.
- Nelson F.E., Outcalt S.I.** A computational method for prediction and regionalization of permafrost // Arctic. Alp. Res., 1987, vol. 19, No. 3, p. 279–288.
- Uppala S.M., Källberg P.W., Simmons A.J. et al.** The ERA-40 re-analysis // Quartern. J. Roy. Meteorol. Soc., 2005, vol. 131, p. 2961–3012.
- Zhang T., Barry R.G., Knowles K. et al.** Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere // Polar. Geogr., 1999, vol. 23, No. 2, p. 132–154.

*Поступила в редакцию
29 ноября 2006 г.*