

李震坤, 武炳义, 朱伟军, 等. 2011. CLM3.0 模式中冻土过程参数化的改进及模拟试验 [J]. 气候与环境研究, 16 (2): 137-148. Li Zhenkun, Wu Bingyi, Zhu Weijun, et al. 2011. Improvement and validation of the frozen soil parameterization scheme used in NCAR CLM3.0 model [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 16 (2): 137-148.

CLM3.0 模式中冻土过程参数化的改进及模拟试验

李震坤^{1,2} 武炳义² 朱伟军¹ 辛羽飞²

1 南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

2 中国气象科学研究院, 北京 100081

摘要 对 NCAR CLM3.0 (Community Land Model) 的冻土过程参数化进行了改进。根据平衡态的热力学关系和考虑含冰量的土壤基质势的经验公式定义了冰点下的最大液态水含量, 超过最大液态水含量的部分冻结为冰, 并在水导率的计算中加入了冰的阻挡作用。利用青藏高原改则站 2003 年 4 月 1 日至 2004 年 12 月 31 日的观测资料进行了单点模拟试验, 模拟结果表明, 原模式对辐射通量模拟比较准确, 但低估了冬季冻结期的液态水含量, 高估了冰含量, 土壤温度也因此出现偏差, 改进冻土参数化后对液态水和冰的模拟明显改善, 土壤温度模拟也更接近实测, 部分改进了模式对土壤水热过程的模拟能力。

关键词 CLM3.0 冻土过程 参数化 陆面模式

文章编号 1006-9585 (2011) 02-0137-12 **中图分类号** P404 **文献标识码** A

Improvement and Validation of the Frozen Soil Parameterization Scheme Used in NCAR CLM3.0 Model

LI Zhenkun^{1,2}, WU Bingyi², ZHU Weijun¹, and XIN Yufei²

1 *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044*

2 *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*

Abstract A frozen soil parameterization scheme is developed based on the NCAR CLM3.0 (Community Land Model). Using the equilibrium thermodynamic relationship and the empirical equation considering the effect of ice on the matrix potential, the authors define the maximum liquid water content below the freezing point temperature and take account of the resistance of ice to hydraulic conductivity. Only when the liquid water exceeds the maximum, it freezes to ice. Both the original and modified scheme are tested using the observations of Gaize station on the Tibetan Plateau from April 2003 to December 2004. Results show that the original model can perform a good prediction of the radiation flux, but underestimates the liquid water content, and overestimates the ice content in winter, so soil temperature bias has thus occurred. The modified scheme obviously improves the estimation of soil liquid water and ice content, and the simulated soil temperature is closer to the observation. Thus it partly improves the simulation performance of CLM3.0 on frozen soil processes.

收稿日期 2009-12-20 收到, 2010-11-30 收到修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2007CB411505, 公益性行业科研专项 GYHY200706005, 国家自然科学基金资助项目 40875052

作者简介 李震坤, 男, 博士研究生, 主要从事积雪和冻土对气候变化影响的研究。E-mail: lzk@cams.cma.gov.cn

通讯作者 武炳义, E-mail: wby@cams.cma.gov.cn

Key words CLM3.0, frozen soil processes, parameterization, land surface model

1 引言

冻土是地球系统五大圈层之一——冰冻圈的重要组成部分,它覆盖了全球陆地面积的很大部分。据统计,现代多年冻土分布的面积占了全球陆地面积的 23%~25%,季节冻土也占全球陆地面积的 25%。各大洲均有季节冻结发生,在欧亚大陆,系统冻结区南界一般可到 30°N。我国是世界第三大冻土国,多年和季节性冻土面积约占国土陆地面积的 74.3%,主要分布在青藏高原这样的气候变化敏感区(徐学祖等,2001)。

冻土分布广泛且具有独特的水热特性,是地球陆地表面过程中的一个非常重要的因子。冻土的表面温度冻土的冻融状态变化极大地影响着与大气的交换;冻土还与其上积雪相互作用,直接或间接地影响了它与雪盖或与其上大气的能量交换;冻土独特的水文特征对水分循环、水资源平衡都有极其重要作用,不同的冻土状态对土壤入渗减少起到了直接的作用,从而对雨水和雪融水的入渗产生影响,对地表径流和陆面水文循环起到调节作用(王澄海等,2002;张宇等,2004;李倩和孙菽芬,2006)。此外,作为一种低温地质,冻土中蕴含着大量的温室气体(Elberling and Brandt,2003),它的冻融状态会影响陆地温室气体的释放量。因此冻土过程的模拟对于地气相互作用、区域气候和全球气候的模拟极为重要(李新和程国栋,2002;张宇等,2003)。

在国外,一些重要陆面过程模式引入了较简单的冻土过程参数化方案,其物理过程考虑比较粗糙。例如,在 BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme) 模式(Dickinson et al.,1993)中,简单假设土壤水分冻结只发生在 -4~0 °C,土壤导热率取为固定值;SSIB (Simplified Simple Biosphere model) 和 SIB2 (Simple Biosphere model 2) 模式使用线性函数计算 0 °C 以下土壤的导水率(Xue et al.,1996),然而冻融和水分传输过程会使土壤的物理性质(如冰点、导水率、导热率等)发生改变。近年来,出现了一些新的可以用于陆面过程研究的冻土参数化方案。如

Shoop and Bigl (1997) 在 FROSTB 模式的基础上研发了一个简单的土壤冻融方案。Slater et al. (1998) 对 BASE (Best Approximation of Surface Exchanges) 模式进行了冻土参数化改进,并用前苏联的水文站资料进行了模拟。Cherkauer and Lettenmaier (1999) 在可变式径流模式 VIC (Variable Infiltration Capacity) 中对土壤含冰量进行了细致的考虑。Koren et al. (1999) 在 NCEP 的 Eta 模式中加入了土壤的冻融过程,并研究发现忽略冻土过程会明显导致在冷冻(融化)期土壤温度的低(高)估。国内学者也做了大量系统性的工作,但主要集中在冻土过程本身的研究,与气候研究有关的模式研发工作较少。Zhang and Lü (2002) 改进了早期的 NCAR LSM 模式的冻土参数化并与 MM5 及 CCM3 耦合(张宇等,2003,2004),Zhang et al. (2007) 发展的冻土水热传输参数化方案较好地模拟了明尼苏达州罗斯芒特田间实验站和青藏高原季风实验站有冻融现象的土壤的水热传输过程。

本文所用 CLM3.0 (Community Land Model) 是 NCAR/CCSM、NCAR/CAM 中的陆面分量模式,综合了 BATS、IAP94、LSM 等陆面模式的优点,改进了一些物理过程的参数化,加入了水文过程、生物地球化学过程和动态植被过程等,是目前世界上发展最为完善而且也是最具发展潜力的陆面过程模式之一(Dickinson et al.,2006),选择此模式的原因是为了便于与 NCAR/CAM 耦合,考察冻土过程在大气环流模式中的效应。CLM3.0 根据能量的过剩或缺失来确定含冰量的变化,采用了冻(融)过程和相变热交换仅发生在 0 °C 时(冰点)的简化假设,而真实的冻融过程应是一个连续缓慢的变化过程,不存在固定的冻融的临界温度,必须根据平衡态情况下土壤水势和温度之间的热力学平衡关系以及固有的(但目前只能由实验确定的)土壤水力学特征本构关系来确定土壤含水量、含冰量和温度之间的定量关系(李倩和孙菽芬,2007)。鉴于此,本文试图对 CLM3.0 的冻融过程参数化进行改进并利用实测资料进行了模拟分析。

2 模式介绍

2.1 模式简介

CLM3.0 包含 1 层植被、最多 5 层的雪层和 10 层土壤。严格地说, CLM3.0 是一个单点模式, 在应用上考虑水平网格内的地表特征差异或不同的植被类型下的生态学差异, 以及不同土壤类型的水力学和热力学特征差异等, 同一网格中的各下垫面类型受相同的大气强迫, 各下垫面的通量独立计算, 最后按各类型下垫面类型所占权重作加权平均总的反馈给大气。

从物理过程特征上看, CLM3.0 生物地球物理过程可分为 3 部分: 冠层物理过程、冠层生理过程及土壤、雪、冰物理过程, 其中地面上的与植被覆盖相关的和与地表下的土壤中水热传导相关的物理过程, 包括辐射传输、湍流扩散和土壤的水热传导等重要物理过程, 与植物生理过程相关的包括光合作用、气孔传导作用等 (杜川利等, 2008)。

2.2 模式中对土壤水热过程的描述

在 CLM3.0 中, 土壤分为 10 个不均匀的土壤层, 厚度从 0.71 cm 到 2.86 m 不等, 在这些层次控制热量传输的能量平衡方程为:

$$c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (\lambda \frac{\partial T}{\partial t}) + \rho_{ice} L_f \frac{\partial \theta_{ice}}{\partial t}, \quad (1)$$

其中, c 和 λ 分别是土壤的比定容热容和热导率, 方程右侧第二项为相变项, ρ_{ice} 与 θ_{ice} 分别是冰的密度和体积含冰量, L_f 为融化潜热。

土壤的比定容热容 c 取决于土壤基质的比定容热容 c_{soil} 、液态水的比定容热容 c_{liq} 和冰的比定容热容 c_{ice} 的线性组合:

$$c = c_{soil}(1 - \theta_{sat}) + c_{liq}\theta_{liq} + c_{ice}\theta_{ice}, \quad (2)$$

式中 θ_{sat} 、 θ_{liq} 分别为饱和含水量和液态水含量。热导率 λ 的计算采用 Farouki (1981) 的方案:

$$\lambda = K_e \lambda_{sat} + (1 + K_e) \lambda_{dry}, \quad (3)$$

式中 K_e 为 Kersten 数, λ_{sat} 、 λ_{dry} 分别为土壤在饱和和干燥时的热导率。

水分平衡方程为:

$$\frac{\partial \theta_{liq}}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} - e - \frac{\rho_{ice}}{\rho_{liq}} \frac{\partial \theta_{ice}}{\partial t}, \quad (4)$$

其中, q 为土壤水流通量, e 代表植物的蒸发蒸

腾, ρ_{liq} 代表液态水的密度。 q 用达西定律表示为

$$q = -k \frac{\partial(\psi + z)}{\partial z},$$

式中 k 为水导率, ψ 为土壤基质势。

水导率和土壤基质势采用 Clapp and Hornberger (1978) 和 Cosby et al. (1984) 的工作, 水导率:

$$k = k_{sat} \left(\frac{\theta_{liq}}{\theta_{sat}} \right)^{2b+3}, \quad (5)$$

基质势的计算非冻土和冻土分开考虑, 对于非冻土,

$$\psi = \psi_{sat} \left(\frac{\theta_{liq}}{\theta_{sat}} \right)^{-b}, \quad (6)$$

对于冻土,

$$\psi = 10^3 \frac{L_f(T - T_{frz})}{gT}, \quad (7)$$

其中 k_{sat} 和 θ_{sat} 分别为饱和水导率和饱和土壤基质势, b 为 Clapp-Hornberger 常数, g 为重力加速度, T_{frz} 为冰点温度 (273.16 K)。

以上方程 (1)、(4)、(6) [或 (7)] 就是 CLM3.0 描述土壤水热运动的基本方程组, 其中包含 3 个预报量 θ_{ice} 、 θ_{liq} 和 T 以及一个诊断量 ψ , 方程组并不封闭。在求解方程 (1) 时, 某一时步计算前的温度记为 T^N , 首先不考虑右端的相变项, 预估计算该时步末的土壤温度 T^{N+1} , 然后判断是否有冻结或融化发生, 如果 $\theta_{liq} > 0$ 且 $T^{N+1} < T_{frz}$, 即发生冻结; 如果 $\theta_{ice} > 0$ 且 $T^{N+1} > T_{frz}$, 即发生融化。没有相变发生时, 则 T^{N+1} 为土壤温度的最终值。相变发生时, 土壤温度保持为冰点温度。那么可用来相变的能量 H_{fm} 通过计算土壤温度从时步初的 T^N 调整为 T_{frz} 产生的能量过剩或缺失来获得:

$$H_{fm} = \rho_{ice} L_f \frac{\partial \theta_{ice}}{\partial t} = c \Delta z \frac{T_{frz} - T^{N+1}}{\Delta t}, \quad (8)$$

其中 Δz 和 Δt 分别为土壤层厚度和时间步长。从而可以诊断出含冰量的变化量:

$$\Delta \theta_{ice} = H_{fm} \Delta t / (\rho_{ice} L_f \Delta z), \quad (9)$$

含冰量的实际变化量在冻结时不超过该时步计算前的液态水含量, 融化时不超过该时步计算前的含冰量, 这样可以计算出实际消耗的相变热。可用来发生相变的热量与实际消耗的相变热之差为残余能量。只有当液态水全部冻结或冰全部融化后, 残余的能量用来使土壤温度降低或升高, 否则土壤温度保持为冰点温度。这样得到该时步末土壤温度的最终值及含冰量的变化量。求解方程

(4) 时, 由于右端的相变项已经通过在 (1) 式的求解过程中计算得出, 所以方程 (4) 可以直接计算出含水量。

能量平衡方程 (1) 在差分离散过程中, 采用的是 Crank-Nicholson 方案, 可以将方程化为一个三对角型矩阵, 用追赶法求解, 求解由消元和回代两个过程组成。水分平衡方程 (4) 利用全隐式方案和泰勒展开, 同样可以转化为一个三对角型矩阵, 也用追赶法求解, 没有用到迭代计算。更详细的说明请参阅模式技术手册 (Oleson et al., 2004)。

2.3 参数化方案的改进

在非饱和土壤中, 土壤并不像自由水那样在冰点结冰, 在平衡态假设适用情况下, 冻结土壤水势和温度之间存在着严格的平衡态热力学关系, 即式 (7)。另外, 对于冻土, 我们在土壤基质势与液态水含量的关系加入了冰的影响, 采用推广的 Clapp-Hornberger 公式 (Clapp and Hornberger, 1978; Koren et al., 1999; 孙菽芬, 2005):

$$\psi = \psi_{\text{sat}} \left(\frac{\theta_{\text{liq}}}{\theta_{\text{sat}}} \right)^{-b} (1 + c_k \theta_{\text{ice}})^2, \quad (10)$$

参数 c_k 考虑冰的形成使得土壤的表面积增加的影响, 取平均值 8。在模式中我们对冻土与非冻土都采用这一关系式。当为非冻土时, $\theta_{\text{ice}} = 0$, (10) 式退化成 (6) 式的非冻土情形, 所以上式同时适用于冻土和非冻土。

这样, 修改后的模式中, 对于未冻土, 所使用的完整的方程组包括 (1)、(4)、(10), 包含 3 个未知数 θ_{liq} 、 T 和 ψ , 与原模式相同。对于冻土, 完整的方程组包括 (1)、(4)、(7)、(10), 4 个未知数 θ_{ice} 、 θ_{liq} 、 T 和 ψ , 方程组封闭。在冻土情况下, 联立 (7)、(10) 式, 得到

$$\theta_{\text{crit}} = \theta_{\text{sat}} \left[\frac{10^3 L_f (T - T_{\text{frz}})}{g T \psi_{\text{sat}}} (1 + c_k \theta_{\text{ice}})^{-2} \right]^{-1/b}, \quad (11)$$

θ_{crit} 表示在小于 0°C 的某一温度下, 土壤所能保持的最大液态水含量。把 T^{N+1} 和时步初的含冰量 θ_{ice} 代入 (11) 式, 就得到温度 T^{N+1} 下的最大液态水含量。只有当未冻水含量超过 T^{N+1} 下最大液态水含量时, 超过的部分才会结冰。因此, 我们把原模式的冻结条件改为 $\theta_{\text{liq}} > \theta_{\text{crit}}$ 且 $T^{N+1} < T_{\text{frz}}$, 冻结时含冰量的实际变化量不超过该时步计算前的液态水含量与 T^{N+1} 下的最大液态水含量之差。融化条件保持不变, 模式计算流程和差分离散方案

与原模式一致。Niu and Yang (2006) 在 CLM2.0 的基础上, 处理冻融过程时也类似地定义过最大液态水含量, 但他们主要通过引进一个新的径流参数化方案, 在大陆尺度上讨论融雪水径流和陆地水储量的变化; Luo et al. (2009) 在 CoLM (Common Land Model) 中也采用类似的方式处理未冻水含量。

另外, Jame and Norum (1980) 认为冻土中冰的存在可能会切断已有水流的路径, 减小水流速度, 他们在水导率的计算上引入了阻挡因子的概念, 将 (5) 式改写为

$$k = 10^{-E_k \theta_{\text{ice}}} k_{\text{sat}} \left(\frac{\theta_{\text{liq}}}{\theta_{\text{sat}}} \right)^{2b+3}, \quad (12)$$

E_k 为冰对水流动的阻挡系数, 它的大小应通过观测试验结果来选择适当的值, 在冻土水热模式 FROSTB (Shoop and Bigl, 1997) 中, 参数 E_k 通过基于饱和水导率的经验公式来估计:

$$E_k = \frac{5}{4} (k_{\text{sat}} - 3)^2 + 6,$$

Guymon et al. (1993) 发现, 相比其它方法, 该经验公式可以产生较好的试验效果, 注意其中 k_{sat} 的单位为 $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。故改进后模式的水导率采用上述方案。

我们在 CLM3.0 中采用如上的处理液态水和冻结土壤水导率的方法来研究冻土过程参数化的改进对土壤水热传输的改善, 这是之前的研究中所没有的。我们还将进一步与大气环流模式耦合, 考察新的冻土参数化方案对大气环流模式模拟结果的影响。

3 资料说明及试验设计

中日合作研究项目“全球协调加强观测计划之亚澳季风青藏高原试验”(CAMP/Tibet, 2001~2005) 是续中日合作“亚洲季风试验之青藏高原能量水分循环试验”(GAME/Tibet, 1996~2001) 之后, 在青藏高原进行的又一个大型国际合作试验。本文选取此次试验中资料较完整的改则站进行模拟试验。

改则站 (32.3°N , 84.05°E) 位于青藏高原西部, 海拔高度 4416 m。该地区没有植被覆盖, 气候干燥, 并且在无降水发生的季节, 基本上类似

于典型的高寒干旱地区。根据单点试验的需要,我们选取缺测较少的 2003 年 4 月 1 日至 2004 年 12 月 31 日实测的每日 24 h 逐时的气温、风速、比湿、气压、入射短波辐射、入射长波辐射、降水量,作为模式输入的大气强迫场。对于极少数的缺测时刻,采用线性插值方法补全,然后将其制作成 CLM3.0 所需的 NetCDF 格式。图 1 给出了日平均的各大气强迫变量的变化图。由图可以看出,气温、比湿、入射短波辐射和入射长波辐射具有明显的季节变化。每年的 10 月至次年的 4 月气候干燥,气温在 0 °C 以下,5~9 月相对温暖,年平均气温为 -0.3 °C。入射短波辐射的日变化较大,夏季变化幅度大于冬季。比湿的季节变化也非常明显,夏季空气相对湿润,冬季干燥。改则降水基本集中在夏季,冬季几乎无降水。

模式中地表类型设为裸土,土壤颜色设为 4,其他量用模式缺省值。考虑到模式对初值的敏感性和土壤有较长的“记忆性”,也限于观测资料的长度,我们先对模式进行了 1 年的 spin-up,然后分别对原模式和改进后的模式进行了模拟。

4 模拟结果及分析

4.1 土壤温度

在陆面过程模式中,土壤温度的模拟是关键,因为一个陆面过程模式中土壤温度计算的准确性,关系到模式中陆面与大气之间的能量和物质的交换,从而影响到大气模式模拟的准确性。

图 2 分别给出了地表温度和不同深度(20 cm、40 cm、80 cm)的土壤温度观测值、原模式模拟值及改进后的模式模拟值。由图可以看出,两模式模拟的地表温度和土壤温度的变化趋势、峰谷值与观测基本一致,较好地体现了土壤温度的季节变化。另外可以看到土壤温度有两次较明显的波动过程,均发生在夏季,对应于图 1d 的降水过程。地表温度的模拟和观测值最为接近,两模式模拟值几乎一致,原模式模拟值与观测值的相关系数为 0.993,改进后的模拟值与观测值的相关系数达到 0.994(表 1)。随着深度的增加,土壤温度的模拟值与观测值的差距开始增大,尤其是 2004 年春季到夏季期间,模拟值与观测值差距比较明显,但即使到了 80 cm 处,原模式和改进

后的模式模拟值与观测值的相关系数仍分别达到了 0.953 和 0.983,均方根误差都有一定程度的减小。另外可以看到,因为模拟试验是从 2003 年 4 月份开始的,在 2003 年冬季以前,没有发生土壤的冻结,原模式对各层的土壤温度模拟与观测比较一致,说明原模式对无冻结情况下的热传输模拟比较准确,进入冻结期后,模拟值与观测的差别才开始增大,并影响随后的季节,这正是由于原模式对冻土过程参数化描述不够理想引起的。下一小节分析表明模拟的土壤水分与观测值有较大的差别,模式对比热容和热导率的计算上难免会出现一些小的误差,这可能是土壤温度模拟出现偏差的原因之一。总体而言,较之原模式,改进后的模式模拟的地表温度和各深度处的土壤温度与观测值更为吻合,相关性更好,而浅层又较深层模拟得更好。

表 1 模拟和观测的土壤温度的统计分析
Table 1 Statistical analyses of simulated and observed soil temperature

深度/cm	模式	相关系数	均方根误差/K
0	原模式	0.993	2.293
	改进后	0.994	2.178
20	原模式	0.985	2.219
	改进后	0.990	1.853
40	原模式	0.982	1.828
	改进后	0.991	1.362
80	原模式	0.953	1.965
	改进后	0.983	1.170

4.2 土壤湿度

土壤冻融过程既是土壤热传导和热容量变化的过程,也是土壤水分运动和重新分布的过程。因此,土壤湿度的模拟好坏与否也是检验陆面模式模拟能力的主要标准。由于观测的土壤湿度缺测严重,图 3 仅给出了观测和模拟的地表以下 3 cm、20 cm 和 40 cm 的土壤液态水体积含水量的时间演变。从图中可以看出观测和模拟的土壤水分的变化对降水过程(图 1d)有非常明显的响应,尤其是浅层 3 cm 的土壤湿度的波动较大,两段波动较显著的时段都集中在夏季多雨期间。值得注意的是,两模式模拟的降水期间浅层土壤含水量的峰值与观测比较接近,降水后土壤湿度均迅速下降,但差别非常明显,模拟值远大于观测值。由

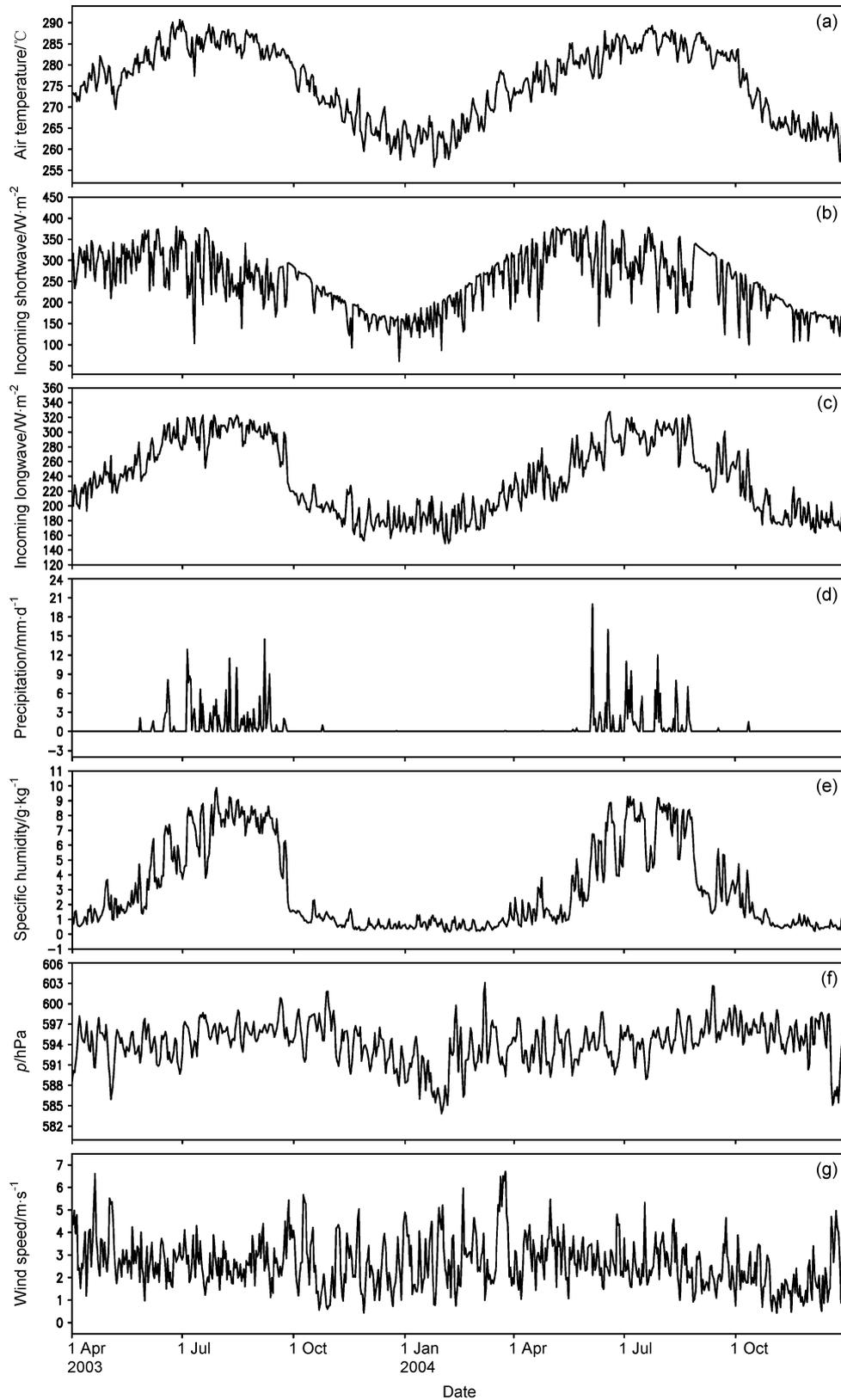


图1 模式输入的强迫场: (a) 气温; (b) 入射短波辐射; (c) 入射长波辐射; (d) 降水量; (e) 比湿; (f) 气压; (g) 风速

Fig. 1 The forcing data: (a) Air temperature; (b) incoming short wave radiation; (c) incoming longwave radiation; (d) precipitation; (e) specific humidity; (f) station pressure; (g) wind speed

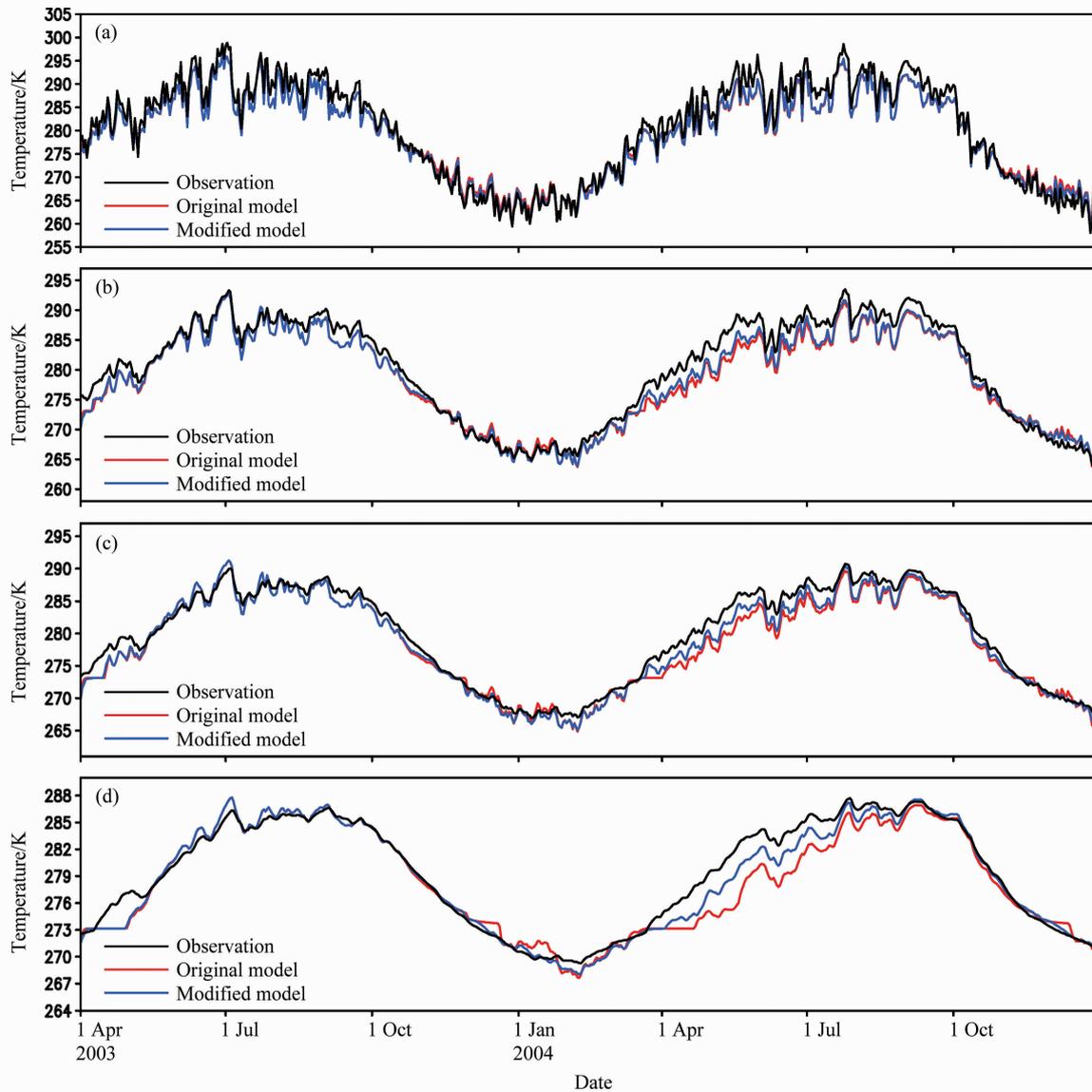


图 2 观测和模拟的土壤温度: (a) 0 cm; (b) 20 cm; (c) 40 cm; (d) 80 cm。黑线表示观测值, 红线表示原模式模拟值, 蓝线表示改进后的模拟值

Fig. 2 The simulated and observed soil temperature at (a) 0 cm, (b) 20 cm, (c) 40 cm, and (d) 80 cm. Black lines denote observed values, red lines denote original model values, and blue lines denote modified model values

表 2 可知, 模拟和观测的含水量的相关系数比表 1 中土壤温度的相关系数下降不少。也因为模式的地表覆盖为裸土, 不存在植被和冠层的作用, 所以这种差别很可能与模式中地表径流和渗透的参数化不够准确有关, 较深层 40 cm 的模拟的土壤湿度变化幅度远大于观测应该也与之相关。

另外从图 3 中还可以看出不同深度的土壤冻结过程, 原模式中除浅层 3 cm 受日温度波影响, 冻结期土壤液态水含量有小的波动外, 其它层进入冻结期后, 土壤液态水含量迅速降低, 短时间

表 2 模拟和观测的土壤湿度的统计分析

Table 2 Statistical analyses of simulated and observed volumetric soil liquid water

深度/cm	模式	相关系数	均方根误差/ $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$
3	原模式	0.791	0.045
	改进后	0.881	0.049
20	原模式	0.604	0.069
	改进后	0.642	0.058
40	原模式	0.797	0.087
	改进后	0.714	0.076

内液态水全部冻结,水含量保持为零,这与观测的各层冬季液态水一直存在的事实不符。改进后的模式由于改善了冻结的相变条件,超过最大液态水含量的部分才会冻结,因此液态水不会完全转化为冰,这对模拟效果起到了一定的改善作用,改进后冻结期液态水含量变化相对平缓,但数值大于观测值,究其原因,一方面可能是由于上述的地表径流和渗透的参数化不够精确,冻结发生前液态水含量就已经比观测大,即使我们在模式中考虑了冰的存在对水导率的阻挡作用,模拟值依然高于观测;另一方面最大液态水含量的计算是基于不考虑相变求出的时步末的土壤温度,虽然这在一定程度上改进了原模式的冻结条件,但在平衡态假设适用情况下,土壤温度和液态水含量及冰含量应时刻保持(11)式的关系,而在模式中,我们只是在每个时步设置了一个静态的阈值。

由于土壤含冰量没有观测资料,我们仅给出两模式的模拟结果(图4)。与液态水含量的分析一致,浅层3 cm受大气日变化温度波影响,进入冻结期后冻结和消融反复出现,含冰量有小幅的波动,原模式中其它层(20 cm、40 cm)冻结后,很快全部液态水转化为冰并保持不变直到次年暖季融化。改进后的模式模拟的冻结期的土壤含冰量远小于原模式模拟值,并且在整个冻结期也有微小的调整,并不一成不变。土壤层中液态水含量和冰含量的比例随之发生改变,由于冰和水的热性质相差较大,必然影响比热容和热导率等热力参数的计算,从而对土壤温度的模拟产生影响。

4.3 地表能量平衡

模式对地表能量平衡模拟的准确性是正确描述地表及土壤热传输过程的必要条件。对于干旱地区,由于土壤水分很少,土壤水运动在能量平衡中所起的作用是很小的,地表过程也主要是能量的传输过程。

图5为观测和模拟的地表向上短波辐射、向上长波辐射以及净辐射。因为改进后的模式对辐射通量的模拟影响甚微,为了线条的清晰,图中仅给出改进后的模拟值。我们可以看到,模式对3个辐射通量的季节变化的模拟与观测值非常接近,甚至对一些细微的变化特征也刻画得非常好。除了夏季以外,向上的短波辐射模拟值略低于观测

值,表明地表反照率的计算值比实际偏小,而反照率主要取决于土壤颜色、土壤水分以及积雪和植被的覆盖状况,本文中改则地区无植被,除夏季外也基本无积雪,由此推断反照率的误差很可能是由于土壤水分模拟的偏差引起的。向上的长波辐射与地表温度密切相关,模式对向上长波辐射较准确的模拟从另一个角度印证了地表温度模拟结果的合理性。向下的短波和长波辐射由大气强迫给定,因此向上短波和长波辐射模拟的结果与观测基本一致必然会导致模拟的净辐射接近观测值。

图6给出了模拟的潜热、感热和地表土壤热通量。如前所述,改则地区的地表过程主要是能量的传输过程,鉴于模式对该地区的土壤温度和辐射通量都模拟得比较好,我们有理由相信,模式对感热、潜热和土壤热通量的模拟也比较合理和可信。由于没有实际观测的资料进行对比,我们无法对模拟结果进行客观的评价,只能就模拟结果简单地分析。从模拟结果来看,原模式和改进后的模式对3种热通量的模拟几近一致,这是可以理解的。两模式对地表温度模拟的一致性决定了二者对感热通量及土壤热通量的模拟相差无几;改则站处于高寒干旱地区,表层土壤水分很少,除夏季外,地表蒸发极小,潜热通量模拟的差别也因此非常小。另外从图中可以看出,在地表的能量平衡中,感热通量占据了主要的地位,潜热通量在夏季以外几乎为零,但在土壤湿季与感热通量量级相当,而尽管土壤含水量很小,导热性能较差,但由于土壤表层和次表层之间存在很大的温差,土壤热通量在热量的传输过程中的作用也是不容忽略的。

原模式和改进后模拟的上述3种通量的差值序列由图7给出。可以看出,由于模式从4月份开始积分,除了模式积分初期有小的扰动外,直至2003年冬季前,都没有发生冻结,所以改进前后的通量模拟几乎无差别。进入冻结期后,随着二者模拟的土壤含水量和冰量的改变,通量的模拟也出现了明显的不同。从量级来看,地表土壤热通量的差别最大,最大值在 $13 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右,感热通量其次,潜热通量的差别最小,可见改进冻土过程参数化后冰、水含量的改变对地表能量通量分配的影响。

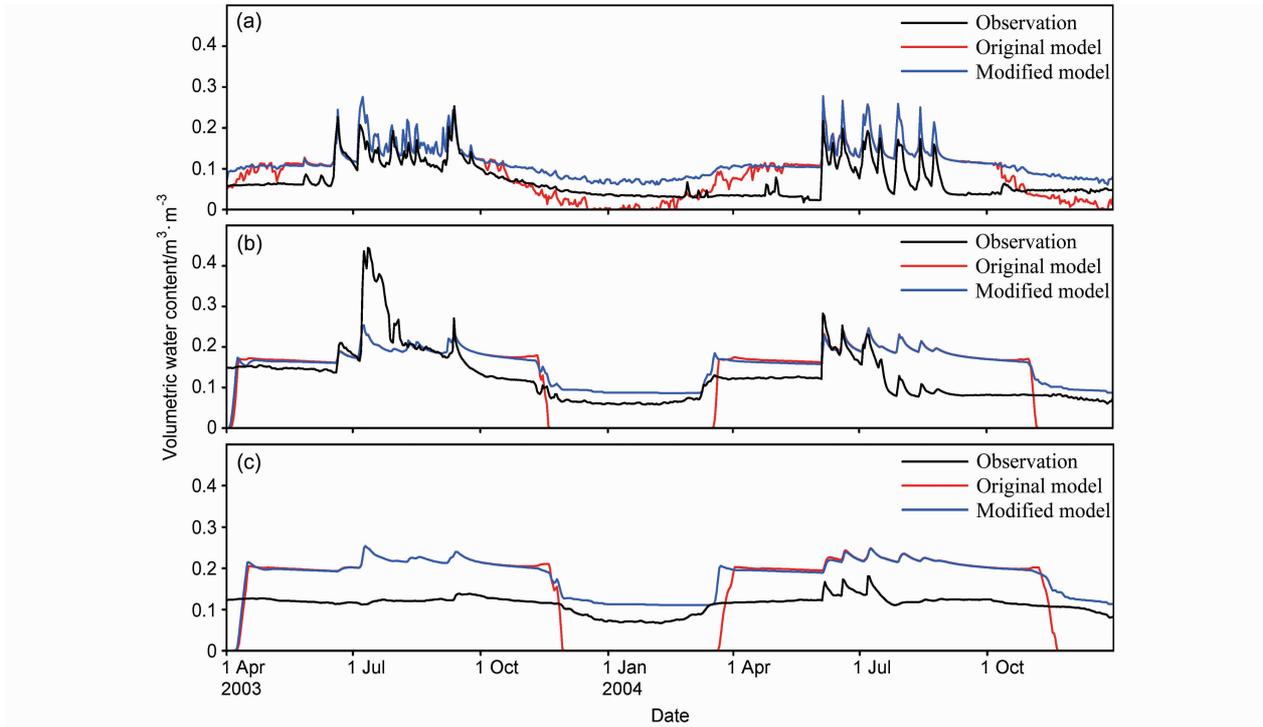


图3 观测和模拟的土壤体积含水量: (a) 3 cm; (b) 20 cm; (c) 40 cm。黑线表示观测值, 红线表示原模式模拟值, 蓝线表示改进后的模拟值

Fig. 3 The simulated and observed soil volumetric water content at (a) 3 cm, (b) 20 cm, and (c) 40 cm. Black lines denote observed values, red lines denote original model values, and blue denote modified model values

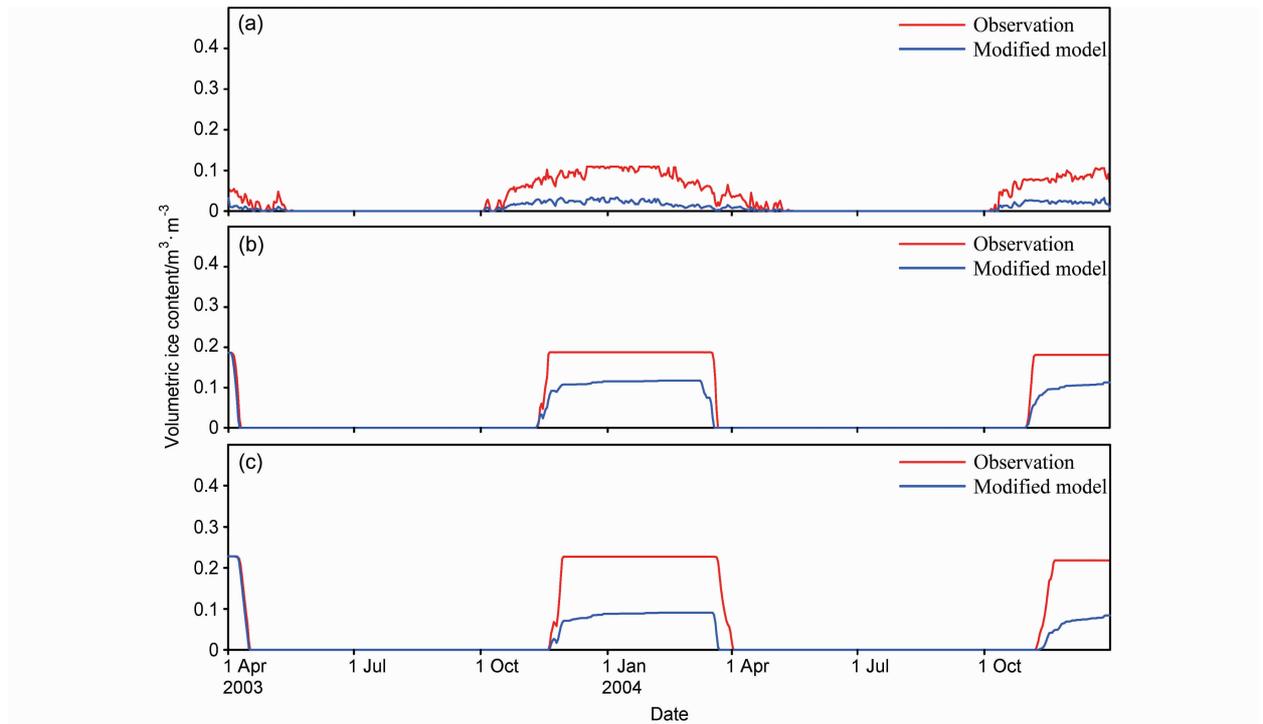


图4 模拟的土壤体积含冰量: (a) 3 cm; (b) 20 cm; (c) 40 cm。红线表示原模式模拟值, 蓝线表示改进后的模拟值

Fig. 4 The simulated volumetric soil ice content at (a) 3 cm, (b) 20 cm, and (c) 40 cm. Red lines denote original model values and blue lines denote modified model values

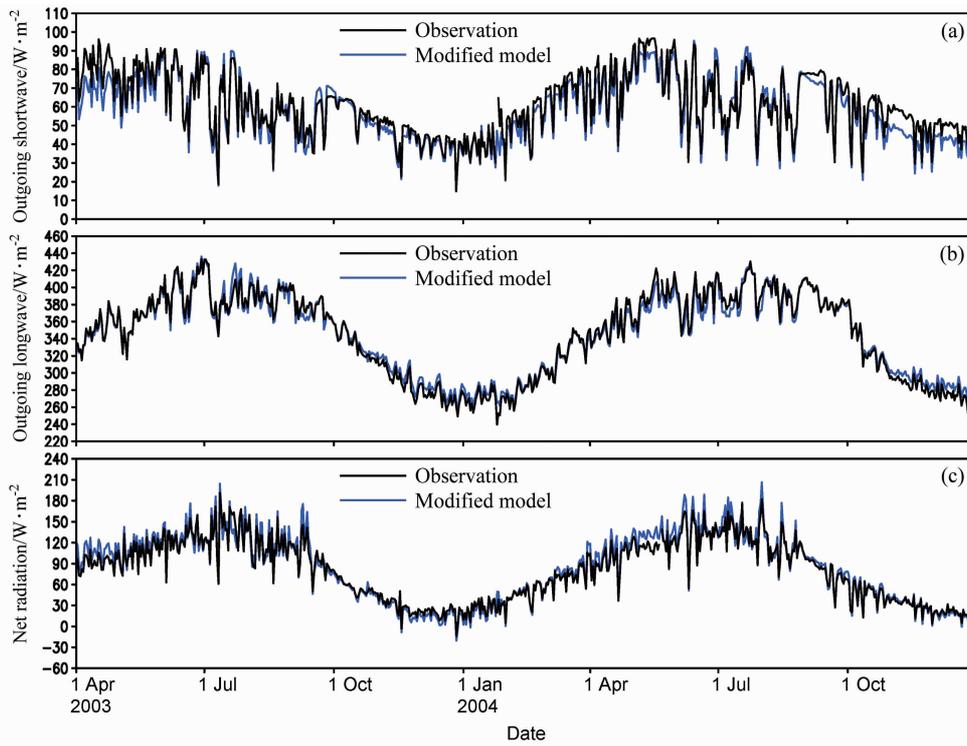


图 5 观测和模拟的辐射通量：(a) 向上的短波辐射；(b) 向上的长波辐射；(c) 净辐射。黑线表示观测值，蓝线表示改进后的模拟值
Fig. 5 The simulated and observed radiation flux: (a) Outgoing shortwave radiation; (b) outgoing longwave radiation; (c) net radiation. Black lines denote observed values and blue lines denote modified model values

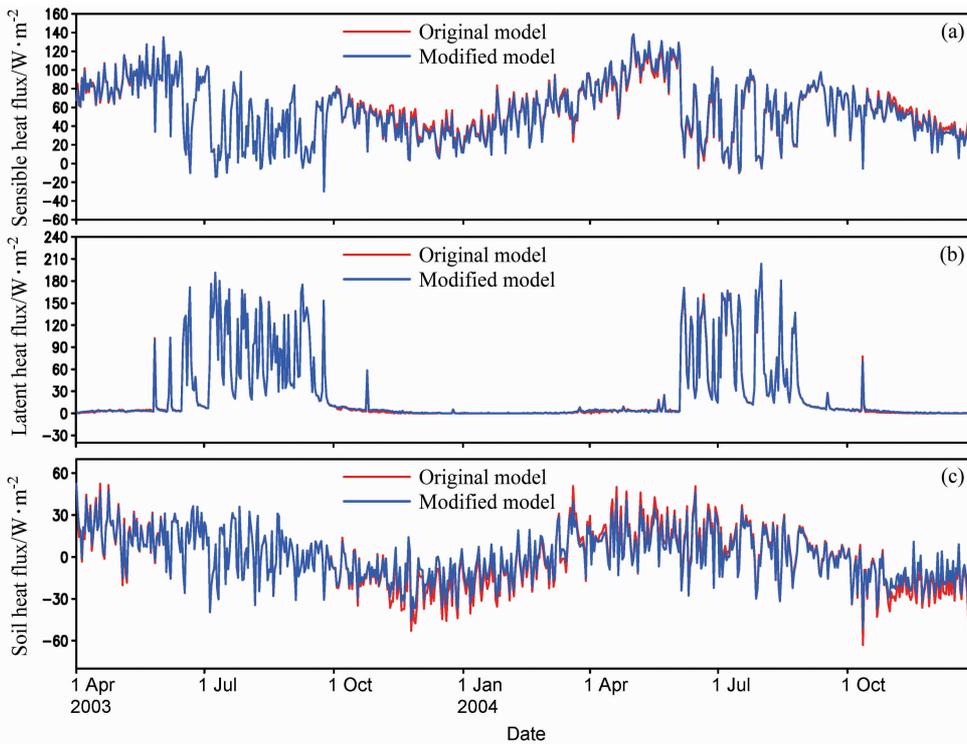


图 6 模拟的 (a) 感热通量、(b) 潜热通量和 (c) 地表土壤热通量。红线表示原模式模拟值，蓝线表示改进后的模拟值
Fig. 6 The simulated (a) sensible heat flux, (b) latent heat flux, and (c) soil heat flux. Red lines denote original model values and blue lines denote modified model values

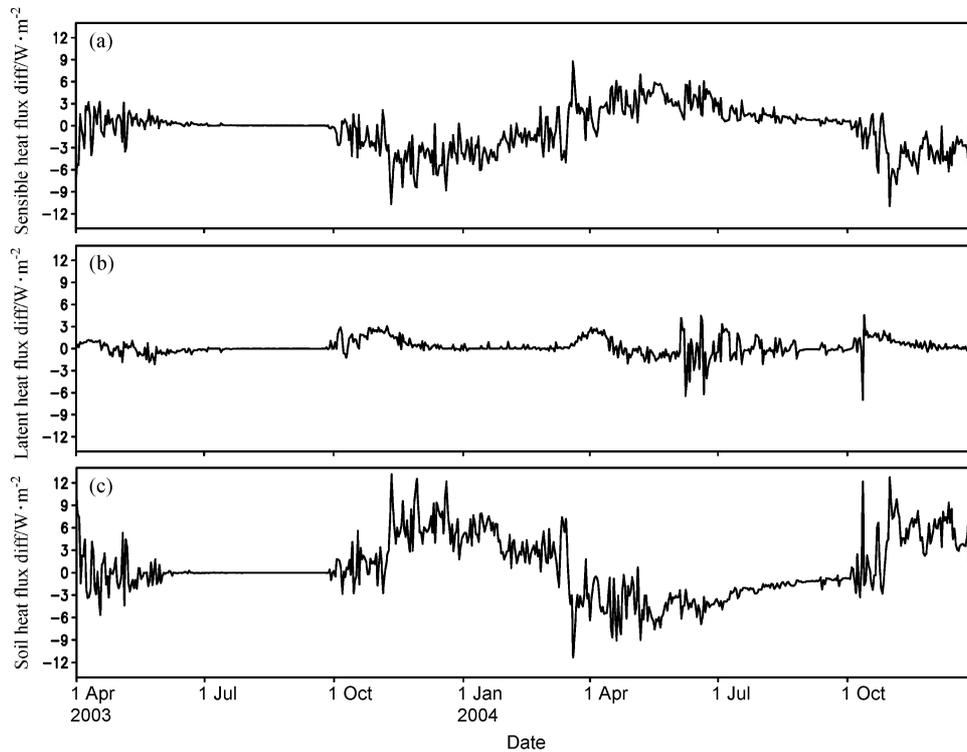


图7 改进后模式与原模式模拟的 (a) 感热通量、(b) 潜热通量和 (c) 地表土壤热通量差值序列

Fig. 7 The differences of (a) sensible heat flux, (b) latent heat flux, and (c) surface soil heat flux between modified model and original model

5 结论与讨论

本文对 NCAR CLM3.0 的冻土过程参数化进行了改进, 根据平衡态相变的热力学关系和考虑了冰的影响的土壤基质势与液态水含量的经验公式, 得到了小于 0°C 的某一温度下土壤所能保持的最大液态水含量, 只有当液态水含量大于该值时, 土壤水才开始冻结, 并且对水导率的计算做了改进, 加入了冰对水流动的阻挡作用。

利用 CAMP/Tibet 试验中青藏高原西部改则站的实测资料, 对原模式和改进后的模式进行了单点试验。数值模拟结果表明, 原模式能够比较准确地模拟各个辐射通量分量, 但对不同深度的土壤温度、液态水含量、冰含量的模拟出现一致性的偏差, 尤其是低估了冻结期间液态水的含量, 高估了冰含量, 土壤温度的模拟也产生误差。改进后的模式考虑了液态水在冰点以下依然存在的事实, 模拟效果比原模式有不同程度的改善, 与观测值更为接近, 浅层的模拟结果比深层好, 但仍存在一些偏差。本质上, CLM3.0 模式除了发

生冻结相变的临界温度与实际不符以外, 其对冰、水相变项的处理也存在不足, 实际上, 冰、水相变产生的潜热变化是土壤温度变化的源、汇项, 在计算土壤温度之前, 应该预估出冰、水的相变量。另外 CLM3.0 中水热过程的求解方式也比较简单, 没有用到迭代方案。我们在改进的模式中只是在判断土壤是否冻结时增加了一个临界条件, 没有改变原模式的数值方案, 因此对冻土过程的参数化改进仅是一个初步的探讨。也许耦合模型和迭代方式求解是改进土壤水热模拟的途径之一, 这也是我们下一步的目标。

尽管对改则站的模拟取得了比较好的效果, 但本次数值试验仅在一个点进行, 又缺少冻结期的观测资料 (如冰含量、感热通量和潜热通量等), 所得结果还需更多的验证, 在土壤水热相互影响的参数化方面还需进一步改进和完善。

参考文献 (References)

Cherkauer K A, Lettenmaier D P. 1999. Hydrologic effects of frozen soils in the upper Mississippi river basin [J]. J. Geophys.

- Res., 104 (D16): 19599-19610.
- Clapp R B, Hornberger G M. 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties [J]. *Water Resour. Res.*, 14 (4): 601-604.
- Cosby B J, Hornberger G M, Clapp R B, et al. 1984. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils [J]. *Water Resour. Res.*, 20 (6): 682-690.
- Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. 1993. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model [R]. *Technique Note. NCAR/TN387 + STR*, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO.
- Dickinson R E, Oleson K W, Bonan G, et al. 2006. The Community Land Model and its climate statistics as a component of the Community Climate System Model [J]. *J. Climate*, 19: 2302-2324.
- 杜川利, 刘晓东, Wu Wanli. 2008. CLM3 模拟的 1979~2003 年中国土壤湿度及其对全球变暖的可能响应 [J]. *高原气象*, 27 (3): 463-473. Du Chuanli, Liu Xiaodong, Wu Wanli. 2008. CLM3 - Simulated Chinese soil moisture during 1979-2003 and its possible response to global warming [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 27 (3): 463-473.
- Elberling B, Brandt K K. 2003. Uncoupling of microbial CO₂ production and release in frozen soil and its implications for field studies in arctic C cycling [J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 35: 263-272.
- Farouki O T. 1981. The thermal properties of soils in cold regions [J]. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 5: 67-75.
- Guymon G L, Berg R L, Hromadka T V. 1993. Mathematical Model of Frost Heave and Thaw Settlement in Pavements [R]. *CRREL Rep.* 93-2, 126pp.
- Jame Y W, Norum D I. 1980. Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium [J]. *Water Resour. Res.*, 16 (4): 811-819.
- Koren V, Schaake J, Mitchell K, et al. 1999. A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (D16): 19569-19585.
- 李倩, 孙菽芬. 2006. 冻土模式的改进和发展 [J]. *地球科学进展*, 21 (12): 1339-1349. Li Qian, Sun Shufen. 2006. Development of frozen soil model [J]. *Advance in Earth Sciences (in Chinese)*, 21 (12): 1339-1349.
- 李倩, 孙菽芬. 2007. 通用的土壤水热传输耦合模型的发展和改进研究 [J]. *中国科学 (D辑): 地球科学*, 37 (11): 1522-1535. Li Qian, Sun Shufen. 2007. Development of the universal and simplified soil model coupling heat and water transport [J]. *Science in China (Ser. D) (in Chinese)*, 37 (11): 1522-1535.
- 李新, 程国栋. 2002. 冻土-气候关系模型评述 [J]. *冰川冻土*, 24 (3): 315-321. Li Xin, Cheng Guodong. 2002. Review on the interaction models between climatic system and frozen soil [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese)*, 24 (3): 315-321.
- Luo S Q, Lü S H, Zhang Y. 2009. Development and validation of the frozen soil parameterization scheme in Common Land Model [J]. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 55 (1): 130-140.
- Niu G Y, Yang Z L. 2006. Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale [J]. *J. Hydrometeorol.*, 7 (5): 937-952.
- Oleson K W, Dai Y J, Bonan G, et al. 2004. Technical Description of the Community Land Model (CLM) [R]. *NCAR Technical Note NCAR/TN-461+STR*, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- 孙菽芬. 2005. 陆面过程的物理、生化机理和参数化模型 [M]. 北京: 气象出版社, 85pp. Sun Shufen. 2005. Parameterization Study of Physical and Biochemical Mechanism in Land Surface Process [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorology Press, 85pp.
- Shoop S A, Bigl S R. 1997. Moisture migration during freeze and thaw of unsaturated soils; Modeling and large scale experiments [J]. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 25 (1): 33-45.
- Slater A G, Pitman A J, Desborough C E. 1998. Simulation of freeze-thaw cycles in a general circulation models land surface scheme [J]. *J. Geophys. Res.*, 103: 11303-11312.
- 王澄海, 董文杰, 韦志刚. 2002. 陆面模式中土壤冻融过程参数化研究进展 [J]. *地球科学进展*, 17 (1): 44-52. Wang Chenghai, Dong Wenjie, Wei Zhigang. 2002. The development of study on the soil freezing-thaw process in land surface model [J]. *Advance in Earth Sciences (in Chinese)*, 17 (1): 44-52.
- Xue Y, Zeng F J, Schlosser C A. 1996. SSIB and its sensitivity to soil properties; A case study using HAPEX - Mobility data [J]. *Global Planetary Change*, 13: 183-194.
- 徐学祖, 王家澄, 张立新. 2001. 冻土物理学 [M]. 北京: 科学出版社, 351pp. Xu Xuezu, Wang Jiacheng, Zhang Lixin. 2001. *Frozen Soil Physics* [M] (in Chinese). Beijing: Science Press, 351pp.
- Zhang X, Sun S F, Xue Y K. 2007. Development and testing of a frozen soil parameterization for cold region studies [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 8 (4): 690-701.
- Zhang Y, Lü S H. 2002. Development and validation of a simple frozen soil parameterization scheme used for climate model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 19 (3): 513-527.
- 张宇, 宋敏红, 吕世华, 等. 2003. 冻土过程参数化方案与中尺度大气模式的耦合 [J]. *冰川冻土*, 25 (5): 541-546. Zhang Yu, Song Minhong, Lü Shihua, et al. 2003. Frozen soil parameterization scheme coupled with mesoscale model [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese)*, 25 (5): 541-546.
- 张宇, 吕世华, 孙菽芬. 2004. 冻土过程在 CCM3 模式中的气候效应 [J]. *高原气象*, 23 (2): 192-199. Zhang Yu, Lü Shihua, Sun Shufen. 2004. Climatic effects of frozen soil process in CCM3 [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 23 (2): 192-199.