

季节性冻融土壤水热耦合运移模拟*

郭志强^{1,2} 彭道黎¹ 徐明^{3†} 邱帅³

(1 北京林业大学资源与环境学院, 北京 100083)

(2 河南林业职业学院, 河南洛阳 471002)

(3 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101)

摘要 根据季节性冻融条件下土壤垂直一维水热运移状况, 在地表能量质量平衡条件下, 利用水热耦合模型对土壤温度和水分变化进行了模拟。模拟时考虑土壤冻结时冰和水对土壤体积热容、热传导及含水度的影响, 并考虑了雪盖层的影响。本模型由实验所在地 2008 年 1 月 1 日至 2010 年 12 月 31 日连续 3 a 气象数据驱动, 用实测地温、水分和冻结深度数据进行验证。结果表明, 在地面以下 0、5、40、80、160 cm 等不同深处模拟温度与实测温度均方根误差 (RMSE) 分别为 3.65、1.59、1.75、1.35、1.64 °C, 冻结深度也趋一致。除去表层, 其他不同深度土壤含水量模拟值与实测值平均误差在 3% 左右, 均方根误差低于 4%。此模型及参数化方案能够模拟季节性冻融条件下一定深度土壤温度、水分运移状况, 可用于多年冻土区活动层水、热变化规律研究, 并可与生态过程模型耦合, 从而改进冻土环境下生态系统模型中土壤温度、水分和冻融深度的模拟精度。

关键词 季节性冻融; 能量平衡; 耦合模型; 生态过程模型

中图分类号 P642 **文献标识码** A

冻土 (包括永冻土和季节性冻土) 面积占北半球陆地 55%~60%^[1]。我国季节性冻土面积占陆地面积的 53.3%^[2]。人们很早就开始对冻土进行研究。起初大多关注土壤冻胀对公 (铁) 路、管道工程的建设与维护, 随后越来越多的应用于环境工程领域^[3-4]。在全球气候变化背景下, 季节性冻土的变化不仅会通过水热平衡反馈到区域乃至全球气候系统, 同时也会影响陆地生态系统的物候、生产力、保水和固碳能力以及生物多样性等关键生态系统功能^[5-6]。因此, 近年来对冻土水热状况的模拟成为国内外研究的热点, 研究内容也在不断深入^[7-11]。虽然一些学者对冻土应用于陆面过程模型进行了研究, 但对冻融土壤中水热耦合运移进行模拟的研究仍然较少^[12-13]。目前冻融土壤模型大多关注土壤层, 较少与其他生态过程结合。冻融土壤水热耦合模型参数化方案在生态过程模拟中的应用还很少。许多生态系统模型都是采用经验方程估算土壤温度, 往往产生较大的偏差, 因为土壤

温度有很强的空间异质性^[14]。

本研究依据实验点观测的土壤水热数据, 建立了一个新的、数值稳定的、质量守恒和能量守恒的模型, 在自然冻融条件下, 采用适宜的参数化方案及时间步长, 用全隐式差分格式求解含有相变的水热耦合方程来模拟冻融土壤的水热运移状况。该方法是 Celia 等^[15]针对非饱和土壤提出的水热运移耦合过程的扩展。在参数化方案中考虑了冰和未冻结水对土壤水热特性的影响。通过多年实地观测数据对模型的数值稳定性进行了验证。未来通过进一步完善, 希望把该参数化方案耦合到生态系统模型中, 取代目前的经验模型。

1 材料与方法

1.1 区域自然条件

研究区位于黑龙江省大兴安岭加格奇区, 50°25'N, 124°07'E。该区属寒温带季风气候, 年平均气

* 国际合作项目“区域林业碳汇/源计量体系构建及应用研究”(NO. 2009-204)和“973”项目“典型流域陆地生态系统-大气碳氮气体交换关键过程、规律与调控原理”(No. 2012CB417103)资助

† 通讯作者, E-mail: mingxu@igsnr.ac.cn

作者简介: 郭志强 (1971—), 男, 洛阳人, 博士研究生, 主要从事生态模型研究。E-mail: hnlxguosir@163.com

收稿日期: 2013-08-24; 收到修改稿日期: 2014-03-12

温 $-2 \sim 4^{\circ}\text{C}$, 年降水量 $350 \sim 500 \text{ mm}$, 降水量集中于 7—8 月份, 积雪期 4 个月左右。实验地地势平整, 海拔 371.7 m , 地下水位较深, 本次模拟不涉及地下水与地表产汇流过程。土壤属暗棕壤, 有机质层 10 cm 左右, 砂质土含量 27.6% , 黏质土含量 33.5% , 从表层面下石砾含量逐渐增加。

1.2 数据来源

在寒区, 精确地计测土壤含水率及土壤冻结—融化深度很重要。传统的土壤水分检测方法主要称重法、电阻块法、中子仪、 γ 射线等方法, 计测冻融深度有冻深管法和热电偶温度计法等, 但存在着不能反映冰点降低问题、对土壤的扰动等问题, 运用 TDR 方法计测有较高的精度^[16]。本研究实测土壤温度采用美国 ONSET 公司产的 H8 多点土壤温度仪, 可测量温度达零下 40°C , 精度为 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 。采用 TRIME-Logging TDR 土壤水分动态监测系统对液态水含量及冻融深度。土壤水分运用 TDR 方法 TRIME-PICO64 传感器进行土壤含水率测定, 首先计测的是土体介电常数, 然后通过介电常数与含水率之间的标定曲线计算土壤含水率, 标定后检测误差低于 1% 。利用 $0 \sim 160 \text{ cm}$ 实测地温和液态含水量数据(探头位于土壤分层的中间位置, 分别为 5 、 40 、 80 和 160 cm) 进行验证。观测数据从 2008 年 1 月 1 日至 2010 年 12 月 31 日三个完整年度。本研究需要的气温、辐射、气压、风速、降雨量、相对湿度、季节性雪盖厚度、雪压等气象数据来自国家气象局, 土壤状况数据来自中国科学院南京土壤研究所, 土壤水基本特性采用 Clapp 和 Hornberger^[17] 提供的值。

1.3 控制方程及参数化方案

土壤中的水分包括液态水和水汽。对于均质各向同性的垂直一维土壤来说, 非饱和土壤的水分运移遵循 Darcy 定律, 水汽的扩散以 Fick 定律来描述, 结合流体连续方程及质量守恒定律, 土壤水分运移方程可用修正的 Richards 方程式描述为^[10]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_i(\psi)}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_l} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{l\psi}(\theta_l, \theta_i) \frac{\partial \psi}{\partial z} - K_{l\psi}(\theta_l, \theta_i) \right] + \\ \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{IT}(\theta_l, \theta_i) \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \frac{1}{\rho_l} \frac{\partial}{\partial z} \left[D_{vT}(\psi, T) \frac{\partial T}{\partial z} \right. \\ \left. + D_{v\psi}(\psi, T) \frac{\partial h}{\partial z} \right] - S \end{aligned} \quad (1)$$

式中, θ_l 、 θ_i 分别为体积未冻含水量(包括水汽)和冰含量 ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$); t 为时间 (s), ρ_l 、 ρ_i 分别为液态水和冰的密度 (kg m^{-3}); z 为土壤深度(向下为正, m); K

为土壤导水率 (m s^{-1}); ψ 为基质势 (m); T 为温度 ($^{\circ}\text{C}$), D_{iT} 、 $D_{v\psi}$ 分别为热梯度和水势梯度引起的水汽扩散度 ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$)。式(1)右边第一项为水势梯度(基质势和重力势)引起水分的移动; 第二项为温度梯度引起的水分移动; 第三项为水汽由温度梯度和水势梯度引发的运移; 最后一项为汇源项, 表示植被根系的吸收 (s^{-1})。式(1)是高度非线性的, 主要是因为导水率依赖于水含量和冰含量, 而水含量、冰含量及水汽扩散率又依赖于水势和温度。

对于非冻结土壤, 水分通量与水势梯度成正比, 即水势梯度与导水度的乘积。基质势是含水量的函数^[18]:

$$\psi = \psi_s \left(\frac{\theta_i}{\theta_s} \right)^{-b} \quad (2)$$

式中, ψ 为基质势 (m), ψ_s 为饱和基质势 (m), θ_s 为饱和含水量, b 为孔隙大小分布指数。

非饱和导水度 K 由基质势决定, 表示如下:

$$K = K_s \left(\frac{\psi_s}{\psi} \right)^n = K_s \left(\frac{\theta_l}{\theta_s} \right)^{bn} \quad (3)$$

式中, K_s 为饱和导水度 (m s^{-1}), $n = 2 + 3/b$ 。

冻结土壤中水的迁移假定与非饱和和未冻结土壤类似^[19], 基质势与导水度的函数关系被假定是有效的。基于这种假设的数值模拟结果与实验室观测相比显示, 在冻结锋面后有太多的水积累, 在向着冻结区的方向上非冻结区的含水量剧烈减少^[19-20]。Jame 和 Norum^[21] 认为土壤中冰的存在可能会增加对水流的阻度, 引入阻挡因子的概念, 假设它是冰含量的函数:

$$K = 10^{-E\theta_i} K_s \left(\frac{\theta_l}{\theta_s} \right)^{3+2b} \quad (4)$$

E 为冰对水流流动的阻挡系数, 大小应通过观测试验选择适当值(一般在 $10 \sim 20$)。Taylor 和 Luthin^[20] 在模式中使用相似方法得到较好结果。Shoop 和 Bigl^[22] 用经验公式 $E = 1.25 \times (K_s - 3)^2 + 6$, 产生较其他方法更好的模拟效果。

土壤中的平均热流密度可用 Fourier 定律定量描述, 对于一维垂直方向的土壤热量变化能量平衡方程可描述为^[23-24]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial C_p T}{\partial t} - L_j \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + L_0(T) \frac{\partial \theta_v(T)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right] - \\ C_w \frac{\partial q_l T}{\partial z} - C_v \frac{\partial q_v T}{\partial z} - L_0(T) \frac{\partial q_v T}{\partial z} - S \end{aligned} \quad (5)$$

式中, 左边第一项表示土壤显热能量的变化, 第二、第三项分别表示相变带来的潜热变化。右边各项

分别表示土壤传导、水分对流、水汽扩散的显热变化、水汽潜热变化及根系吸水相关的能量变化。 C_p 为土壤体积热容 ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$), L_f 为冻结潜热 (J kg^{-1}), L_0 为水汽体积潜热 (J m^{-3})。土壤体积热容 C_p 原则上可按土壤成分线性给出:

$$C_p = C_s(1 - \phi) + C_w\theta_l + C_i\theta_i + C_v\theta_v \quad (6)$$

对冻结土壤导热率,采用 Johansen^[25] 的方案,具体可见文献[26]。

土壤水在零度以下并非完全结成冰,有部分水和冰共存于土壤中^[16],未冻结水含量主要取决于土质、外界条件以及冻融史,与负温保持动态平衡关系^[27]。有较多的经验函数关系描述不同的土壤类型下这种平衡关系,但是缺乏通用性。根据热力学定律,由于土壤基质势的影响,液态水与孔隙中的水汽处于局部平衡状态,在平衡条件下,忽略渗透势,温度和压力之间满足克劳修斯-克拉帕龙方程 (Clausius-Clapeyron Equation),可以得出土壤水势与负温的函数关系^[28]:

$$\psi = \frac{L_{il}T}{gT_0} \quad (7)$$

假设非冻土和冻土中水势-液态水含量函数关系相同^[19],由式(2)和式(7)可得,在负温 T 下土壤中最大液态水含量为^[16]:

$$\theta_l = \theta_s \left[\frac{L_{il}T}{g\psi_0 T_0} \right]^{-1/b} \quad (8)$$

至于冰的含量,可认为在负温下超出最大液态水含量的水均转化为冰。

1.4 边界条件

首先需要确定初始值和边界条件。土壤含水率、温度初始剖面根据实测资料插值给定。冻融土壤的水热运动状况主要由气象条件和地下水热条件决定。

土壤表面与大气的热量交换可由地表能量平衡方程得出,即地表土壤热通量可表示为:

$$G = R_n - LE - H \quad (9)$$

式中,地表净辐射 R_n 与太阳总辐射 R_g 、地表反射率 α 、大气逆辐射 R_l 、地面长波辐射有关,可表示为:

$$R_n = (1 - \alpha)R_g + R_l - \varepsilon\sigma(T_s + 273.15)^4 \quad (10)$$

式中, σ 为 Stefan-Boltzman 常数; ε 、 T_s 分别为地表比辐射率和温度 ($^{\circ}\text{C}$)。式(9)中蒸发潜热通量 LE 可表示为:

$$LE = \frac{\rho C_p (e_s - e_a)}{\gamma(r_a + r_s)} \quad (11)$$

式中, ρ 为参考高度 Z 处的空气密度; C_p 为空气定比

热容; e_a 、 e_s 分别为空气和地表水汽压; γ 为湿度计常数; r_a 、 r_s 分别为空气动力学阻力和地表蒸发阻力。

式(9)中地表与大气间的显热通量 H 可表示为:

$$H = \frac{\rho C_p (T_s - T_a)}{r_a} \quad (12)$$

上边界水分通量 (m s^{-1}):

$$Q_s = U_p - E - R_s \quad (13)$$

式中, U_p 为降水率 (m s^{-1}); E 为蒸发率 (m s^{-1}), R_s 为地表径流。

对于裸土,上边界土壤,考虑地表阻抗,表面水汽蒸发通量 (m s^{-1}):

$$E = \frac{\rho_a q_s - q_a}{\rho_l \gamma_a} \quad (14)$$

式中, q_s 土壤表面空气比湿, q_a 参考高度空气比湿。

有雪覆盖时,将雪表面设置为上边界,否则,地表为上边界。当地面有雪时需做雪盖层处理,雪的热导率及体积热容量与雪密度相关,用经验公式^[29]:

$$k_{snow} = 2.9 \times 10^{-6} \rho_{snow}^2 \quad (15)$$

$$C_{snow} = 2.09 \times 10^{-3} \rho_{snow} \quad (16)$$

式中, ρ_{snow} 为雪密度 (kg m^{-3})。

雪面的反射率 (α_s) 随着密度的增加而减小^[30]:

$$\alpha_s = \begin{cases} 1.0 - 0.247[0.16 + 110(\rho_s/1000)^4]^{1/2} & 50 \leq \rho_s \leq 450 \\ 0.6 - \rho_s/4600 & \rho_s > 450 \end{cases} \quad (17)$$

雪面辐射系数和粗糙度雪融化前分别为 0.98、0.005 $\text{m}^{[31]}$,融化期间分别为 0.96、0.015^[32]。

下边界取在土壤 6 m 深度处,令土壤含水量的变化梯度等于零,以重力流通量作为通量的下边界条件,即 $\partial\theta/\partial z = 0$ 。热边界确定有两种方案:给定土壤底层的温度 T ;或给定土壤温度的梯度。本实验采用底边界热通量为零,即 $\partial T/\partial z = 0$ 。

1.5 数值计算方法

在土壤冻结状态下,土壤温度较低,而基质势的绝对值很大,因此土壤中水汽密度较小。由水汽扩散所产生的水分通量与液态水分迁移通量相比可以忽略不计^[33]。由温度梯度引起的水分迁移而产生的热通量与热传导引起的热通量相比,一般要小 2~3 个量级^[34]。因此,在数值计算时,式(1)和式(5)中的由温度梯度引起对流项和水汽项可忽略。冻土水、热运移的耦合性是由水、冰之间的相变引起的,可用简化后的水、热方程消去引起相变

的源(汇)项后,结合式(8)进行求解^[8]。本方案用在对方程的离散化时,采用收敛性与稳定性较好的全隐式差分格式,用 Modified Picard 迭代法进行计算。时间步长为 30 min,土壤厚度为 6 m,分 20 层,每层厚度依据温度或水分变化情况有所不同。

2 结 果

2.1 土壤温度的模拟验证

地表(0)、5、40、80 和 160 cm 土壤温度的实测

值和模拟值对比见图 1 和表 1。模拟结果显示,5、40 和 80 cm 土壤温度的实测值和模拟值相关系数均在 0.95 以上,平均误差 $-0.92 \sim 1.03^{\circ}\text{C}$,均方根误差 $1.14 \sim 3.35^{\circ}\text{C}$ 。模拟值与实测值吻合,说明该模型模拟结果是可靠的。地表受降水、蒸发、太阳辐射影响较大,土壤温度变化剧烈,地表(0 cm)温度的模拟效果最差,平均误差和均方根误差最大。从图 1 可见,每年 4 月至 9 月气温变化大,上层土壤温度受气温波动影响大。11 月至次年 4 月地面有雪盖,地温波动小。

表 1 不同深度土壤温度模拟值与实测值误差分析

Table 1 Analysis of errors between measured and simulated values of soil temperature at different depths

土壤深度 Depth (cm)	相关系数 <i>r</i>	平均误差 ME(°C)	均方根 RMSE(°C)	最大误差 MaxError(°C)
0	0.93	-0.95	3.65	3.1
5	0.99	-0.01	1.59	2.9
40	0.99	-0.07	1.32	2.5
80	0.99	-0.15	1.35	2.6
160	0.97	-0.32	1.64	3.3

2.2 土壤含水量的模拟验证

选取土壤 5、40、80 和 160 cm 深处 2010 年 6 月 1 日至 9 月 30 日期间土壤水分的实测值和模拟值进行对比分析(见图 2 和表 2)。对比结果显示,在浅层土壤 5 cm 处,土壤水分受降雨(雪融)和蒸发影响变化较大,模拟值与实测值有一定误差。在 40 cm 和 80 cm 处模拟值的变化趋势与实测值具有较高的一致性,160 cm 深处土壤含水量比较平衡,模拟值略高于实测值,这与土壤深层砾石含量增多

有关。土壤水分的实测值和模拟值平均误差 $1.1\% \sim 2.6\%$,均方根误差 $1.6\% \sim 3.1\%$ 。整体趋势表现为 7 月、8 月土壤含水量较高,不同深度处的土壤水分比较,40 cm 和 80 cm 处含水量略高于 5 cm 和 160 cm 处。土壤水分实测值只能代表某时土壤水分的瞬时值,而模拟值是土壤水分的日平均值,且系统测量精度也存在一定的误差,故二者之间的差异是可以理解的。

表 2 不同深度土壤含水量模拟值与实测值误差分析

Table 2 Analysis of errors between simulated and measured values of soil moisture at different soil depths

土壤深度 Depth (cm)	相关系数 <i>r</i>	平均误差 ME(%)	均方根 RMSE(%)	最大误差 MaxError(%)
5	0.67	2.6	3.0	3.6
40	0.87	2.2	2.2	2.7
80	0.83	1.1	1.7	1.7
160	0.60	1.7	1.9	2.5

2.3 冻结深度模拟验证

模型模拟的冻结时间和冻结深度与实测值也基本吻合(图 3)。总而言之,开始冻结状态模拟较好,在融解状态时,模拟融解时间略早于实测融解时间,并且模型模拟的冻结深度略大于实测值。最

大冻结深度出现在 3 月中下旬,其中 2008 年模拟最大冻深为 240 cm,高出实测值 20 cm;2009 年模拟最大冻深为 215 cm,高出实测值 9 cm;2010 年模拟最大冻深为 225 cm,高出实测值 15 cm。与之相对应,地温值在 2009—2010 年度的模拟要好于 2008—

参 考 文 献

- [1] Zhang T, Barry R G, Knowles K, et al. Statistics and characteristics of permafrost and ground ice distribution in the Northern Hemisphere. *Polar Geography*, 1999, 23(2): 147—169
- [2] 孙菽芬. 陆面过程的物理、生化机理和参数化模型. 北京: 气象出版社, 2005: 73—73. Sun S F. Physical and biochemical mechanism of land surface processes and a parameterized model (In Chinese). Beijing: Meteorological Press, 2005: 73—73
- [3] Seyfried M S, Murdock M D. Use of air permeability to estimate infiltration of frozen soil. *Journal of Hydrology*, 1997, 202(3): 95—107
- [4] Andersland O B, Wiggert D C, Davies S H. Frozen soil subsurface barriers: Formation and ice erosion. *Journal of Contaminant Hydrology*, 1996, 23(1—2): 133—147
- [5] Mölders N, Walsh J E. Atmospheric response to soil frost and snow in Alaska in March. *Theoretical and Applied Climatology*, 2004, 77(1/2): 77—105
- [6] Poutou E, Krinner G, Genthon C, et al. Role of soil freezing in future boreal climate change. *Climate Dynamics*, 2004, 23(6): 621—639
- [7] Hansson K, Simunek J, Mizoguchi M, et al. Water flow and heat transport in frozen soil: Numerical solution and freeze/thaw applications. *Vadose Zone Journal*, 2004, 3: 693—704
- [8] 尚松浩, 雷志栋, 杨诗秀. 冻结条件下土壤水热耦合迁移数值模拟的改进. *清华大学学报*, 1997, 37(2): 62—64. Shang S H, Lei Z D, Yang S X. Numerical simulation improvement of coupled moisture and heat transfer during soil freezing (In Chinese). *Journal of Tsinghua University*, 1997, 37(2): 62—64
- [9] 宋存牛, 王选仓. 季节冻土区风积沙土路基冻结过程中水热迁移数值分析. *冰川冻土*, 2007, 29(6): 997—1003. Song C N, Wang X C. Numerical analysis of coupled moisture and heat transfer within a freezing aeolian sandy embankment in seasonally frozen soil regions (In Chinese). *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2007, 29(6): 997—1003
- [10] Zhang X, Sun S F. Development and testing of a frozen soil parameterization for cold region studies. *Journal of Hydrometeorology-Special Section*, 2007, 8(4): 690—701
- [11] 胡国杰, 赵林, 李韧, 等. 基于 COUPMODEL 模型的冻融土壤水热耦合模拟研究. *地理科学*, 2013, 33(3): 356—362. Hu G J, Zhao L, Li R, et al. The water-thermal characteristics of frozen soil under freeze-thaw based on coupmodel (In Chinese). *Scientia Geographica Sinica*, 2013, 33(3): 356—362
- [12] 李述训, 南卓铜, 赵林. 冻融作用对地气系统能量交换的影响分析. *冰川冻土*, 2002, 24(5): 506—511. Li S X, Nan Z T, Zhao L. Impact of soil freezing and thawing process on thermal exchange between atmosphere and ground surface (In Chinese). *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2002, 24(5): 506—511
- [13] 张伟, 王根绪, 周剑, 等. 基于 COUPMODEL 的青藏高原多年冻土水热过程模拟. *冻川冻土*, 2012, 34(5): 1099—1109. Zhang W, Wang G X, Zhou J, et al. Simulating the water-heat processes in permafrost regions in the Tibetan Plateau based on coupmodel (In Chinese). *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, 34(5): 1099—1109
- [14] Xu M, Qi Y, Chen J, et al. Scale-dependent relationships between landscape structure and microclimate. *Plant Ecology*, 2004, 173(1): 39—57
- [15] Celia M N, Bouloutis E T, Zebra R L. A general mass conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resource Research*, 1990, 26(3): 1483—1496
- [16] 陈晓飞, 张玉龙, 堀野治彦, 等. 应用 TDR 对土壤含水率及土壤冻结—融解深的计测. *灌溉排水*, 2002, 21(3): 71—74. Chen X F, Zhang Y L, Horino H H, et al. Measuring water content and frozen-unfrozen interface in soil with TDR (In Chinese). *Irrigation and Drainage*, 2002, 21(3): 71—74
- [17] Clapp R B, Hornberger G M. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 1978, 14(4): 601—604
- [18] Brooks R H, Corey A T. Properties of porous media affecting fluid flow. *Journal of the Irrigation and Drainage Division, ASCE*, 1966, 72(2): 61—88
- [19] Harlan R L. Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil. *Water Resources*, 1973, 9(5): 1314—1323
- [20] Taylor G S, Luthin J N. A model for coupled heat and moisture transfer during soil freezing. *Canadian Geotechnical Journal*, 1978, 15(4): 548—555
- [21] Jame Y W, Norum D J. Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium. *Water Resources Research*, 1980, 16(4): 811—819
- [22] Shoop S A, and Bigl S R. Moisture migration during freeze and thaw of unsaturated soils: Modeling and large scale experiments. *Cold Regions Science and Technology*, 1997, 25(1): 33—45
- [23] Nassar I N, Horton R. Water transport in unsaturated nonisothermal salty soil: II. Theoretical development. *Soil Science Society of America Journal*, 1989, 53(7): 1330—1337
- [24] Nassar I N and Horton R. Simultaneous transfer of heat, water, and solute in porous media: I. Theoretical development. *Soil Science Society of America Journal*, 1992, 56(3): 1350—1356
- [25] Johansen O. Thermal conductivity of soils. University of Trondheim, 1975
- [26] Peters-Lidard C D. The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1998, 55(7): 1209—1224
- [27] 徐学祖, 王家澄, 张立新. 冻土物理学. 北京: 科学出版社, 2001: 121—132. Xu X Z, Wang J C, Zhang L X. Frozen soil physics. (In Chinese) Beijing: Science Press, 2001: 121—132
- [28] Zhang X, Sun S F. The impact of soil freezing/thawing processes on water and energy balances. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2011, 28(1): 169—177
- [29] Camilla P J, Gurney R J. A resistance parameter for bare soil evaporation models. *Soil Science*, 1986, 141(2): 95—105
- [30] Goodrich L E. The influence of snow covers on the ground thermal regime. *Canadian Geotechnical Journal*, 1982, 19(3):

- 421—432
- [31] Liston G E, Hall D K. An energy balance model of lake ice evolution. *Journal of Glaciology*, 1995, 41 (138): 373—382
- [32] Zhang T, Barry R G, Haerberli W. Numerical simulation of the influence of the seasonal snow covers on the occurrence of permafrost at high latitudes. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 2001, 55 (4): 261—266
- [33] Kung S K, Steenhuis T S. Heat and moisture transfer in a partly frozen no heaving soil. *Soil Science Society of American Journal*, 1986, 50(2): 1114—1122
- [34] Nixon J F. The role of convective heat transport in the thawing of frozen soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 1975, 12 (3): 425—429

SIMULATION OF COUPLING TRANSMISSION OF WATER AND HEAT IN SOIL UNDER SEASONAL FREEZING AND THAWING

Guo Zhiqiang^{1,2} Peng Daoli¹ Xu Ming^{3†} Qiu Shuai³

(1 College of Resources and Environment, Beijing Forestry University, Beijing 100083, China)

(2 Henan Forestry Vocation College, Luoyang, Henan 471002, China)

(3 Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China)

Abstract Based on vertical one-dimensional water and heat movement in soil under seasonal freezing and thawing, a water-heat coupling model was used to simulate variation of moisture and temperature in soil with surface energy and mass in balance. The simulation took into account the effect of ice and water, at times of freezing, on volumetric heat capacity, heat conduction and hydraulic conductivity and the effect of snow cover on the soil surface as well. The model used the meteorological data collected at the weather stations in the studied area during the three years from Jan. 1, 2008 to Dec. 13, 2010 and was verified with observed data of soil temperature, soil moisture, and depth of freezing. Results show that the simulated and the measured data of soil temperature varied with a root mean square error of 3.65, 1.59, 1.75, 1.35 and 1.64°C at 0, 0.05, 0.40, 0.80 and 1.60m in depth, respectively. The data of frozen depth was almost identical. And the data of soil moisture differed with a mean error of 3% at all the depths except for the surface, and with a root mean square error (RMSE) of less than 4%. Therefore, it could be concluded that the model presented in this study could be used to simulate water and heat movement within a certain depth of soil under seasonal freezing and thawing. It can also be used to study laws of the variation of soil water-heat in the active layer in the permanent frosted regions. Coupled with the ecological process model it will help improve precision of the frozen soil eco-environment model in simulating soil temperature, soil moisture and depth of freezing.

Key words Seasonally freezing and thawing; Surface energy balance; Coupling model; Ecosystem model

(责任编辑:汪枫生)