代成颖,高志球,王琳琳,等. 2009. 两种土壤温度算法的对比分析 [J]. 大气科学, 33 (1): 135-144. Dai Chengying, Gao Zhiqiu, Wang Linlin, et al. 2009. Intercomparison between two soil temperature algorithms [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (1): 135-144.

两种土壤温度算法的对比分析

代成颖1,2 高志球1 王琳琳1,2 范俊红3

- 1 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点试验室,北京 100029
- 2 中国科学院研究生院,北京 100049
- 3 河北省气象局, 石家庄 050021

摘 要 为了定量理解黄土高原土壤的物理特性和过程,为进一步提高陆面模式对该地区地表能量平衡模拟能力奠定基础,本文利用 2005 年黄土高原陆面过程试验中 7 月 22~26 日期间裸土地表观测站土壤温度观测资料,采用热传导(结合数学拟合法)、热传导-对流两种方法分别计算了该地区土壤热扩散率。本文还利用热传导-对流方法计算 0.05~0.1 m浅薄土壤层的热扩散率垂直梯度与水通量密度之和,其值介于 0.80×10⁻⁶~2.43×10⁻⁶ m/s 之间。在此基础之上,以 0.05 m深度的土壤层为上边界,分别利用上述两种方法模拟 0.10 m深度的土壤层温度,结果表明:由于忽略土壤的垂直不均匀性和水分的垂直运动而只考虑热传导过程,热传导方法不仅高估了土壤温度振幅,而且高估了位相的延迟。而热传导-对流方法对温度振幅和位相的模拟值与实际观测值吻合较好,白天(北京时间 08:00~20:00)的温度模拟值相对测量值的平均误差、标准差和归一化标准差分别为 0.19 K、0.18 K 和 0.08%。

关键词 裸土 黄土高原 土壤温度 热传导方法 数学拟合法 热传导-对流方法

文章编号 1006-9895 (2009) 01-0135-10

中图分类号 P461

文献标识码 A

Intercomparison between Two Soil Temperature Algorithms

DAI Chengying^{1, 2}, GAO Zhiqiu¹, WANG Linlin^{1, 2}, and FAN Junhong³

- 1 State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029
- 2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049
- ${\it 3~Hebei~Meteorology~Bureau}\,,\, Shijiazhuang \quad {\it 050021}$

Abstract Utilizing soil temperature data collected at a bare ground soil over the Loess Plateau during the period from 22 to 26 July 2005, the soil thermal diffusivity is calculated by using two algorithms (i. e., thermal conduction algorithm combined with mathematical fitting method and thermal conduction-convection algorithm) in order to better understand the physical property and procedures of the soil over the Loess Plateau quantitatively and to form a basis of improvements of soil temperature diagnosis in land surface models. Soil thermal diffusivity is calculated by the two methods mentioned above, and the sum of vertical gradient of soil thermal diffusivity and water flux density is calculated by the thermal conduction-convection algorithm to range from 0.80×10^{-6} to 2.43×10^{-6} m/s for the soil layer of 0.05 - 0.10 m. Taking the soil layer at the depth of 0.05 m as the upper boundary, the temperature for the soil layer at the depth of 0.10 m is modeled by means of the two methods mentioned above. It is found that for the thermal conduction algorithm, owing to the fact that it takes into account thermal conduction alone and considers neither the soil water movement nor the soil vertical heterogeneity, both the diurnal amplitude and the delay of phase are overestimated. For the thermal conduction-convection algorithm, the diurnal amplitude and phase can be well es-

timated. The bias, standard error and normalized standard error of the modeled value against the observation are respectively 0, 19 K, 0, 18 K and 0, 08\% during the daytime (0800 - 2000 Beijing Time).

Key words bare ground soil, the Loess Plateau, soil temperature, thermal conduction algorithm, mathematical fitting method, thermal conduction-convection algorithm

引言 1

在全球能量平衡和水循环研究过程中, 土壤热 量的储存与释放起着调节气候系统能量平衡的关键 作用(张强, 2003a; 赵海英, 2006)。其中土壤温 度,尤其地表土壤温度,是非常重要的物理量,它 影响陆面与大气间能量和物质的交换, 是研究地气 相互作用的重要参数(刘辉志,2006)。模拟土壤 温度首先需要确定反映土壤热性质的三个参数: 热 传导率、热扩散率和体积热容。土壤体积热容由土 壤成分和空隙度决定(Van Wijk, 1963;张强, 2003b), 热传导率可以通过热扩散率和体积热容求 得, 所以只需要确定热传导率和热扩散率中的一 个。通常情况下只研究热扩散率,因为它描述热传 导随温度边界条件变化的瞬时过程。

在实际土壤温度观测资料基础之上,可以通过 很多方法求解土壤热扩散率,其中绝大多数都视土 壤为常热扩散系数的半无界介质,应用周期性边界 条件由一维热传导方程求解(Van Wijk, 1963; Nerpin, 1967; Bhumralker, 1975). Horton et al. (1983) 提出几个求解土壤热扩散率的方法,认为 上边界的温度可由正弦函数或 Fourier 级数描述, 在此表达形式基础上,他们用数学拟合法使温度模 拟值与观测值之间方差和最小确定土壤热扩散率。 这种数值法和解析解法可以相对精确地给出土壤热 扩散率 (Horton et al., 1983; 刘树华, 1991),即 使在阴天的情况下, 也能给出很好的近似值, 因而 常用来模拟土壤温度。Passerat de Silans (1996) 利用 HAPEX-Sahel 地区的观测资料,采用几种方 法计算了土壤热扩散率,研究它与土壤层深度的关 系。近年来,很多研究工作表明土壤的热输送包含 传导过程和多孔的对流过程(范新岗,1994; Passerat de Silans, 1996)。Shao et al. (1998) 利用土地渗 透试验资料通过求解析解模拟土壤温度,模拟结果 与试验资料吻合较好。Gao et al. (2003) 指出土壤 温度日变化既与土壤热传导有关也与土壤里液态水 垂直运动引起的热对流有关,他们给出耦合热传导

和热对流的一维热传导-对流方程,并解出方程的 解析解。Verhoef (2004) 提出一种新方案: 利用微 气象观测资料,通过遥感手段计算土壤热惯性(土 壤热容与土壤热扩散率平方根的乘积),进而计算 土壤热通量。Heusinkveld et al. (2004) 采用数学 拟合的方法使振幅和相位相对观测值的误差同时小 于3%求得土壤热扩散率,很好地模拟了近地层土 壤温度。

事实上,土壤中广泛存在伴随地下热流体 (CO₂、水汽等)沿土壤裂隙上涌而产生的热对流 (郭维栋等, 2004)。在土壤温度的模拟研究中发 现,现有的陆面模式,如简化生物圈模式 SiB2,白 天高估、夜间低估地面温度(Doran et al., 1998; Gao et al., 2004), 其中一个很可能的原因就是模 式中没有考虑土壤水分垂直迁移对土壤温度的影 响。为了进一步理解裸土土壤温度分布特征,进而 改进陆面过程模式和中尺度模式中土壤热输送过 程,中国科学院寒区旱区环境与工程研究所大气物 理实验室进行黄土高原陆面过程观测试验(LOP-EX05)。本文利用该试验中7月22~26日期间裸 土地表观测站土壤温度观测资料,通过两种方法模 拟该地区土壤温度,进而将两种土壤温度算法进行 对比分析。一种算法是 Bhumralkar (1975) 提出的 热传导方法,这种方法假设垂直方向上土壤的性质 和成分不变,只考虑热传导过程,其中土壤热扩散 率由数学拟合法求取;另一种算法由 Gao et al. (2004) 提出的热传导-对流方法, 此方法耦合了热 传导和热对流过程,同时考虑土壤热扩散率的垂直 梯度。此外,还通过热传导-对流方法确定了0.05~ 0.1 m 浅薄土壤层的热扩散率垂直梯度与水通量密 度之和。这里给出的热扩散率k,以及k的垂直梯 度与水通量密度之和 W 的解析解可以应用到数值 模式中模拟土壤温度。

两种计算方法介绍

2.1 热传导方法

一维各向同性介质中通常用方程(1)描述热

输送过程 (Horton et al., 1983):

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

其中,T 为温度(单位: K),t 为时间(单位: s),z 为深度(单位: m),C 为体积热容(单位: $J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$), λ 表示热传导率(单位: $J \cdot m^{-1} \cdot K^{-1} \cdot s^{-1}$)。假设土壤体积热容 C_g 和热传导率 λ 与时间和土壤深度无关,即土壤热扩散率 k (λ/C_g ,单位: m^2/s) 为常数,Bhumralkar (1975) 给出经典热传导方程:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}.$$
 (2)

给定边界条件:

$$T|_{z=z_1} = \overline{T}_1 + A_1 \sin(\omega t - \Phi_1)$$
 ($t \ge 0$), (3) 可以得到深度为 z_2 处土壤层温度表达式:

$$T(z_2,t) = \overline{T}_2 + A_1 \exp[-(z_2 - z_1)\alpha] \cdot \sin[\omega t - \Phi_1 - (z_2 - z_1)\alpha],$$
(4)

其中, $\alpha = \sqrt{\omega/2k}$, ω 为地球自转角速度(单位: rad/s)。令 A_2 为深度为 z_2 处土壤层温度振幅, Φ_2 为此层土壤温度初相,由(4)式可令:

$$A_2 = A_1 \exp[-\alpha(z_2 - z_1)], \ \Phi_2 = \Phi_1 + \alpha(z_2 - z_1).$$

可以看出:随土壤深度(z_2)的增加,土壤温度振幅(A_2)和位相(Φ_2)分别作指数衰减和线性后移。若已知土壤平均温度(\overline{T}_2),土壤热扩散率 k 是此方程中唯一的未知参数,通常采用数学拟合法求土壤热扩散率。常用的数学拟合手段有两种:温度模拟值与观测值之间方差和最小(温度最小方差拟合法,Horton et al.,1983)和振幅与相位模拟值相对观测值的误差同时小于某一个常数(振幅位相误差拟合法,Heusinkveld et al.,2004)。

2.2 热传导-对流方法

Gao et al. (2003) 同时考虑热传导和热对流过程给出改进的热传导方程:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{C_{\rm w}}{C_{\rm g}} \omega \eta \frac{\partial T}{\partial z}, \tag{5}$$

其中, C_w 为液态水体积热容(单位: $J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$),w 为水的垂直运动速度(单位: m/s,向上为正), η 为土壤水含量, $-(C_w/C_g)w\eta$ 为水通量密度(单位: m/s),与w 同向,此时忽略了k 在垂直方向的不均匀性。实际上对于湿润土壤,土壤体积热容 C_g 和热传导率 λ 都与土壤深度有关,土壤热扩散率k 随土壤深度的增加而增加,即土壤表层热扩散率最小,这样(1)式变形为(Gao et al.,2008);

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{C_{g}} \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \frac{\lambda}{C_{g}} \frac{\partial^{2} T}{\partial z^{2}} + \frac{1}{C_{g}} \frac{\partial \lambda}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z} \approx k \frac{\partial^{2} T}{\partial z^{2}} + \frac{\partial k}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z}.$$
(6)

合并(5)和(6)式,得到:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + W \frac{\partial T}{\partial z}, \tag{7}$$

其中,

$$W = \frac{\partial k}{\partial z} - \frac{C_{\mathrm{w}}}{C_{\mathrm{g}}} \omega \eta$$

为土壤热扩散率的垂直梯度与水通量密度之和。应用(3)式给出的边界条件可得到 ≈2 处土壤层温度表达式:

$$T(z_2,t) = \overline{T}_2 + A_1 \exp[-\alpha(z_2 - z_1)M] \cdot \sin[\omega t - \Phi_1 - \alpha(z_2 - z_1)N], \quad (8)$$

这里,

$$M=rac{lpha}{\omega}\Big\{W+rac{1}{\sqrt{2}}\Big[W^2+\Big(W^4+rac{4\omega^4}{lpha^4}\Big)^{1/2}\Big]^{1/2}\Big\}$$
 , $N=\sqrt{2}\Big(rac{\omega}{lpha}\Big)\Big[W^2+\Big(W^4+rac{4\omega^4}{lpha^4}\Big)^{1/2}\Big]^{-1/2}$.

由(8)式,可令

$$egin{aligned} A_2 &= A_1 \exp [-lpha (z_2 - z_1) M], \ \Phi_2 &= \Phi_1 + lpha (z_2 - z_1) N, \end{aligned}$$

 A_1 、 A_2 分别为 z_1 、 z_2 两层土壤的温度振幅, Φ_1 、 Φ_2 为这两层土壤的温度初相。假设 $z_2 > z_1$ ($A_2 < A_1$, $\Phi_2 > \Phi_1$),Gao et al. (2005) 推导出 k、W 的表达式:

$$k = -\frac{(z_{2} - z_{1})^{2} \omega \ln (A_{2}/A_{1})}{(\Phi_{2} - \Phi_{1}) \left[(\Phi_{2} - \Phi_{1})^{2} + \ln^{2}(A_{2}/A_{1}) \right]},$$

$$(9)$$

$$W = \frac{\omega (z_{2} - z_{1})}{\Phi_{2} - \Phi_{1}} \left[\frac{2 \ln^{2}(A_{2}/A_{1})}{(\Phi_{2} - \Phi_{1})^{2} + \ln^{2}(A_{2}/A_{1})} - 1 \right].$$

我们发现,与热传导方程相比,热传导-对流方法描述的土壤热输送过程考虑了热对流作用项,同时也考虑了土壤热扩散率 k 的梯度。许多观测资料表明,土壤中温度和温度梯度影响水对流过程,而水的流动携带热量,土壤中水流和热流相互依赖,因而土壤中液态水垂直运动引起的热对流是不可忽视的。

3 试验资料与数据处理方法

3.1 资料简介

LOPEX05 试验观测地点设在中国西部甘肃省平凉市(35.35°N,106.42°E),海拔1579 m。地面

平坦,地表为裸土,土壤分布均匀。此种下垫面作用下,通量大小主要取决于土壤内的水热传输过程及裸土表面与大气之间的交换过程(刘和平等,1999)。土壤为黄绵土,土壤中水分垂直运动比较显著,这种土壤具有较高的含水量和很大的热容(Wang et al.,1999)。该地气候为大陆性半湿润、半干旱气候,年最高气温307 K,最低气温249 K。年平均降水量510 mm,平均气温279 K,日照2425 h,在过去50年中年平均无霜期为170天(韦志刚等,2005)。测量土壤温度采用两个土壤温度热电偶探头(TCAV)测量0.05 m和0.10 m两层土壤温度,所有仪器均每10分钟记录一次数据。

3.2 数据处理方法

实际上,土壤温度的分布受很多因素的影响,

如太阳辐射能量、上空的云量、土壤表层的覆盖物和土壤内部一些复杂的物理过程。为了简化计算过程,选择的数据是温度热变化显著的晴好天气7月22~26日(DOY 203~207),同时假设土壤温度随时间正弦变化,是时间t的正弦函数。首先对深度为0.05 m的数据进行平滑处理,然后用两个不同的正弦函数 $T_1 = \overline{T_1} + A_1 \sin(\omega t - \Phi_1)$ 和 $T_2 = \overline{T_2} + A_2 \sin(\omega t - \Phi_2)$ 拟合0.05 m 和0.10 m 两层土壤温度。每一层土壤的平均温度($\overline{T_1}$, $\overline{T_2}$)取这一天土壤最低温和最高温的平均值,振幅(A_1 , A_2)为最高温度与平均温度的差,采用迭代法分别取合适的位相(Φ_1 , Φ_2)使正弦曲线最佳拟合实际观测数据(见表1)。

图 1 为 7 月 22~26 日 0.05 m 和 0.10 m 两层

表 1 拟合正弦曲线所需物理量

Table 1 Elements needed by sine function curves

	平均温度 T/K		温度振幅 A/K		温度位相 Φ/rad	
	Z=0.05 m	Z=0.10 m	Z=0.05 m	Z=0.10 m	Z=0.05 m	Z=0.10 m
7月22日	25. 43	23. 29	9.56	5. 32	0.33π	0.50π
7月23日	27.28	24.84	9.58	5.01	0.23π	0.39π
7月24日	27.38	25.48	7.82	4.16	0.30π	0.46π
7月25日	27.48	25. 51	6.78	3.36	0.33 π	0.49π
7月26日	26.48	25.10	6.15	3. 19	0.36π	0.51π

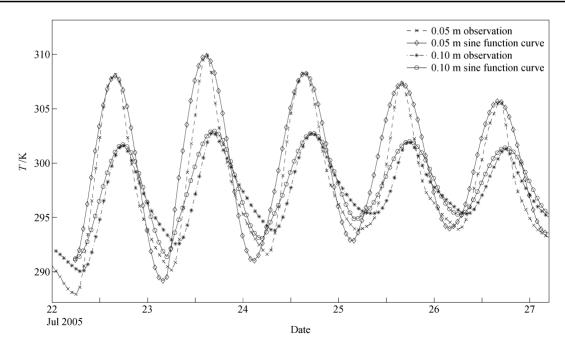


图 1 黄土高原裸土 2005 年 7 月 22~26 日期间 0.05 m和 0.10 m两层土壤温度观测值及其正弦拟合曲线

Fig. 1 Soil temperatures observed at the depths of 0, 05 m and 0, 10 m and sine function curves at the bare soil site over the Loess Plateau from 22 to 26 Jul (DOY 203 to 207) 2005

土壤温度观测值及其正弦拟合曲线,从图中可以看出两层土壤温度随时间呈明显正弦变化趋势,而且按照表 1 中参数进行的温度正弦拟合与实际观测值吻合较好。在此期间,0.05 m土壤层最高(低)温为310.02 K(287.92 K),0.10 m土壤层最高(低)温为303.02 K(289.92 K)。与0.05 m土壤层相比,0.10 m土壤层温度明显存在滞后现象,温度位相平均后移0.504rad,即达到最高(低)温时间平均滞后1小时55分钟。

4 模拟结果与误差分析

4.1 土壤热扩散率和水通量密度的计算

从方程(4)可以看出,土壤温度振幅随土壤深度增加而指数衰减,位相则随土壤深度增加线性后移。0.10m深度的土壤层平均温度已经进行了实

际观测,这意味着:可以通过 0.05 m 土壤层温度的观测值模拟 0.10 m 土壤层温度,而模拟效果取决于土壤热扩散率 k 的选取。本文采用两种数学拟合方法求解土壤热扩散率:温度最小方差拟合法和振幅位相误差拟合法。

图 2 表明模拟得到的 0.10 m 土壤温度振幅和位相的误差随 k 的变化存在极小值,误差的极小值 (ΔA_{\min} , $\Delta \Phi_{\min}$) 和此时相应的土壤热扩散率 $k(k_{\Delta A}, k_{\Delta P})$ 列于表 2,振幅和位相的误差表达形式如下:

$$\Delta A = \frac{|A_k - A_{0.10}|}{A_{0.10}},\tag{11}$$

$$\Delta \Phi = \frac{|\Phi_k - \Phi_{0.10}|}{\Phi_{0.10}}.$$
 (12)

当采用振幅位相误差拟合法求土壤热扩散率时,让振幅和位相的误差同时小于某一常数,此常数为可

表 2 土壤温度位相和振幅相对观测值的误差极小值及相应的土壤热扩散率 $(k, \dot{\mu})$ 单位: m^2/s)

Table 2 The minimum error of amplitude and phase of the soil temperature against the observed value and the corresponding soil thermal diffusivity $(k, m^2/s)$

	$\Delta\!A_{ m min}$	$k_{\Delta\!A}$	$\Delta arPhi_{ m min}$	$k_{\Delta\!\Phi}$
7月22日	0.010%	2.65×10^{-7}	0.024%	3.29×10^{-7}
7月23日	0.044%	2.17×10^{-7}	0.018%	3.39×10^{-7}
7月24日	0.018%	2.28×10^{-7}	0.016%	3. 55×10^{-7}
7月25日	0.015%	1.85×10^{-7}	0.002%	3.69×10^{-7}
7月26日	0.015%	2. 11×10^{-7}	0.005%	4.03×10^{-7}

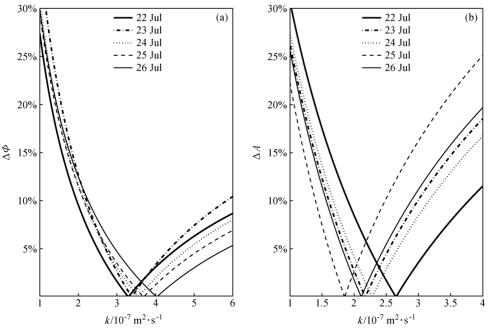


图 2 0.10 m 土壤层温度位相误差 (a) 和振幅误差 (b) 随土壤热扩散率的变化

Fig. 2 Variations of phase error (a) and amplitude error (b) of the soil temperature at the depth of 0.10 m with soil thermal diffusivity (k)

表 3 两种方法模拟 0.10 m 土壤温度时土壤热扩散率 $(k, \dot{\mu}c)$ 和水通量密度 $(W, \dot{\mu}c)$ m/s)

Table 3 The value of soil thermal diffusivity and water flux density when the soil temperature at the depth of 0, 10 m is modeled by two methods (W=0) and $W\neq 0$

	W	W = 0		≠ 0
-	$k_{\Delta T}{}^2$	$k_{\Delta A,\Delta \Phi}$	k	W
7月22日	2.06×10 ⁻⁷	2.87×10^{-7}	3.31×10^{-7}	0.80×10 ⁻⁶
7月23日	1.99×10^{-7}	2.61×10^{-7}	3.34×10^{-7}	1.58×10^{-6}
7月24日	1.99×10^{-7}	2.68×10^{-7}	3.55×10^{-7}	1.68×10^{-6}
7月25日	1.99×10^{-7}	2.34×10^{-7}	3.48×10^{-7}	2.43×10^{-6}
7月26日	2.27×10^{-7}	2.61×10^{-7}	3.78×10^{-7}	2.33×10^{-6}

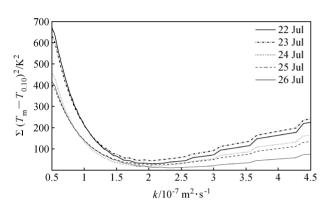


图 3 0.10 m 土壤层温度模拟值与观测值的方差和随土壤热扩散率的变化

Fig. 3 Variation of the sum of squared differences between the modeled and observed soil temperature at the depth of 0. 10 m with soil thermal diffusivity

能取到的最小值。由于每天数据的精度不一样,所以取到的常数也不相同,这样的常数是唯一确定的。通过这种方法我们确定了 $k_{\Delta A, \Delta \Phi}$,使这几天振幅和相位的误差分别同时小于 2.4%、5.9%、5.3%、8.2% 和 7.2%。我们还采用温度最小方差拟合法通过使 0.10 m 土壤层温度模拟值与观测值的方差和最小确定了土壤热扩散率 $k_{\Delta T}^2$,这是因为模拟值与观测值的方差和随 k 的变化同样存在极小值(见图 3)。

此外,应用 (9) 式和 (10) 式求出 $0.05\sim0.10$ m 土壤层的热扩散率 $k(k_{W\neq0})$ 和 W,将它们与前面两种方法求出的土壤热扩散率 $k_{\Delta T^2}$ 和 $k_{\Delta A, \Delta \Phi}$ 同时列于表 3。我们得到的数值与 Garratt (1992) 给出的 k值 (5.82× 10^{-7}) 基本吻合,其对应土壤类型为粘土,含水量 20%,与我们这里的土壤类型相似。事实上,W 与土壤层的深度有关,在表层土壤中浅土壤层较深土壤层显著。这里,我们假设 W 在 $0.05\sim0.10$ m 土壤层中为常数,因为此层土壤为无限薄层。Shao et al. (1998) 等假设 W 周期性变化

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \left[a + b \sin(\omega t) \right] \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (13)$$

同时解出此方程解析解,在他们的解析解中,热传导和热对流是两个独立的过程,这里 a、b 是常数。用他们的方法模拟土壤温度不仅需要知道土壤表层温度,还需要知道初始土壤温度时间序列,这限制了它在数值模式中的应用。我们的方法仅需要知道土壤表层温度,可以广泛地应用到数值模式中。

4.2 两种方法计算土壤温度的误差分析

应用表 3 的数据, 我们模拟了 0.10 m 土壤层 温度,图4、5为模拟温度时间序列与实际观测温 度数据的对比图,从中可以看出热传导方法模拟的 土壤温度振幅和位相都存在一定程度的高估或低估 现象:应用振幅位相误差拟合法得到的土壤温度振 幅平均高估 0.22 K,同时土壤温度位相平均后移 0.086 rad (19.71 min), 土壤温度振幅和位相的平 均误差均为5.80%;应用温度最小方差逼近法模拟 的土壤温度振幅和位相的平均误差分别为 3.93% 和10.97%。而热传导-对流方法模拟的土壤温度 振幅和位相与实际观测值基本吻合,该方法可以精 确地模拟白天土壤温度, 但是对夜晚 20:00~08:00 土壤温度的模拟存在低估现象。可能是由于夜晚凝 结在地表的水汽向下渗透到 0.05 m 土壤层的渗透 量大于到达 0.10 m 土壤层的渗透量。而且夜间土 壤中水分存在相变等影响土壤温度变化的复杂物理 过程,同时感热和潜热都很小,地表对大气的加热 过程主要发生在白天, 所以只考虑白天土壤温度的 模拟结果。Gao et al. (2008) 也将热传导方法与热 传导-对流方法进行比较,但在热传导方法中采用振 幅法和位相法计算土壤热扩散率,他们发现热传导-对流方法能够较好地模拟土壤温度。

从前面的分析我们知道 0.10 m 土壤层温度相

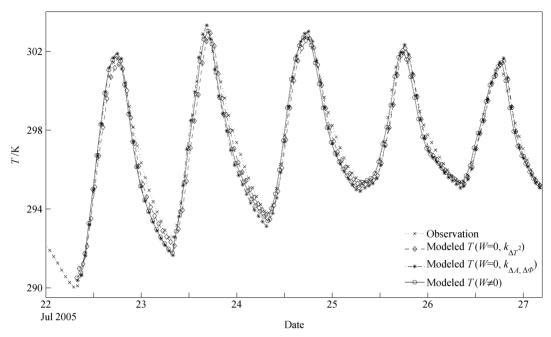


图 4 0.10 m 土壤温度模拟值 (W=0 和 $W\neq 0$) 与观测值的对比

Fig. 4 Comparisons between the modeled and observed soil temperatures at the depth of 0.10 m

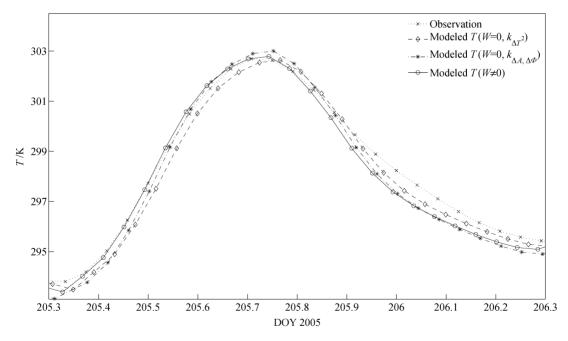


图 5 0.10 m 土壤层 24 小时土壤温度模拟值 (W=0 和 $W\neq 0$) 与观测值的对比

Fig. 5 Comparisons between the modeled and observed 24-h soil temperatures at the depth of 0.10 m

对 0.05 m 土壤层滞后约 2 h, 因此这里仅对白天 08:00~20:00 土壤温度的模拟进行对比分析。图 6 为应用热传导方法和热传导-对流方法模拟的土壤温度值与实际观测值的 1:1 散点图,图 7 为采用这两种方法计算的土壤温度模拟值与观测值差的概率分布图。从图 6 和图 7 中可以看出模拟值与观测值

的比 (slope) 都很接近 1, 但是热传导-对流方法对土壤温度的模拟效果较好, 温度模拟值与试验值的相关系数 (r) 为 0.997, 置信度达 99%。此时, 土壤温度的模拟值与观测值差的分布主要分布在—1~0.5 K, 多数 (>50%) 集中在 0 附近。

为了进一步了解采用这两种算法模拟的土壤温

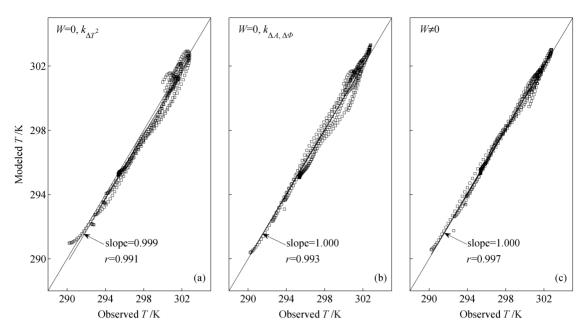


图 6 0.10 m 土壤温度模拟值与实际观测值的 1:1 散点图: (a) W=0, $k_{\Delta T}^2$; (b) W=0, $k_{\Delta A, \Delta \Phi}$; (c) $W\neq 0$

Fig. 6 Scatter plots of the modeled soil temperature against observations at the depth of 0.10 m; (a) W=0, $k_{\Delta T}^2$; (b) W=0, $k_{\Delta A,\Delta\Phi}$; (c) $W\neq 0$

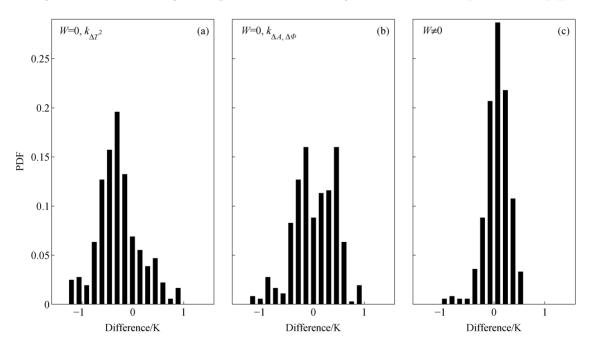


图 7 同图 6, 但为模拟值与实际观测值差的概率分布 (PDF) 图

Fig. 7 Same as Fig. 6, But for the probability distribution function (PDF) of the difference between the modeled and observed soil temperatures

度值与实际观测值的离散程度,我们采用以下三种误差分析方法(Colello et al., 1998; Gao et al., 2004):

$$\eta_{1} = \frac{\sum_{i=1}^{n} |T_{m} - T_{0,10}|}{n}, \qquad (14)$$

$$\eta_2 = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (|T_{\rm m} - T_{0.10}|)^2}{n-2}}, \tag{15}$$

$$\eta_{3} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (T_{m} - T_{0,10})^{2}}{\sum_{i=1}^{n} (T_{0,10})^{2}}},$$
(16)

表 4 08:00~20:00 期间 0.10 m 土壤温度的模拟值相对观测值的平均误差、标准差和归一化标准差

Table 4 Bias, SEE (Standard Error of the Estimate), and NSEE (Normalized Standard Error) of the modeled temperature against the observations at the depth of 0. 10 m during 0800 – 2000 LST

	W=		
•	$k_{\Delta T}{}^2$	$k_{\Delta\!A,\Delta\!\Phi}$	$W\neq 0$
$\eta_1/{ m K}$	0.43	0.31	0.19
$\eta_2/{ m K}$	0.37	0.28	0.18
η_3	0.18%	0.13%	0.08%

这里,n 为样本总数(n=363), T_m 、 $T_{0.10}$ 分别为 0.10 m 土壤层温度的模拟值和观测值, η_1 、 η_2 和 η_3 分别为模拟值相对观测值的平均误差、标准差和归一化标准差(见表 4)。很明显,热传导-对流方法可以减小土壤温度模拟值的误差,08:00~20:00模拟值相对测量值的平均误差、标准差和归一化标准差仅为 0.19 K、0.18 K 和 0.08%。

5 结论

本文利用 2005 年黄土高原陆面过程试验 (LOPEX05) 中 7 月 22~26 日期间裸土土壤温度 观测资料,分别采用热传导方法和热传导-对流方 法计算了土壤热扩散率,进而对该地区的土壤温度 进行了模拟。试验地土壤为黄绵土,这种土壤具有 较高的含水量和很大的热容,土壤中水分的垂直运动比较显著。两层土壤(0.05 m、0.10 m)温度有 明显的日变化,用时间 t 的正弦函数拟合得到的温度曲线与实际观测曲线拟合较好。

通过温度模拟值与观测值的 1:1 散点图、温度模拟值与观测值差的概率分布图以及三种误差分析方法讨论了这两种算法模拟的白天(08:00~20:00)土壤温度值与实际观测值的离散程度。结果表明:

(1)由于忽略垂直方向土壤的不均匀性和水分的垂直运动,热传导方法模拟的 0.10 m 土壤层温度振幅和位相都存在一定程度的高估现象:应用振幅位相误差拟合法得到的土壤温度振幅平均高估 0.223 K,同时土壤温度位相平均后移 0.086 rad (19.71 min),土壤温度振幅和位相的平均误差均为 5.80%;应用温度最小方差逼近法模拟的土壤温度振幅和位相的平均误差分别为 3.93%和 10.97%。

- (2) 热传导-对流方法对温度振幅和位相的模拟值与实际观测值基本吻合,该方法可以精确地模拟白天土壤温度,但是对夜晚(20:00~08:00)土壤温度的模拟存在低估现象。这里,我们认为主要是由于忽略了W的周期性变化,而且夜间土壤中水分存在相变等影响土壤温度变化的复杂物理过程。
- (3) 两种算法中模拟值与观测值的比值都很接近1,但是热传导-对流方法对土壤温度的模拟效果较好,温度模拟值与试验值的相关系数为 0.997,置信度达 99%。此时土壤温度的模拟值与观测值差的分布主要分布在-1 K~0.5 K,多数 (>50%)集中在 0 附近,模拟值相对测量值的平均误差、标准差和归一化标准差仅为 0.19 K、0.18 K 和 0.08%。

以上分析表明:数学拟合方法不能弥补热传导方法自身忽略土壤水分垂直运动这一物理过程的不足,土壤中液态水垂直运动引起的热对流不可忽视。此外,我们还利用热传导-对流方法确定了 $0.05\sim0.1$ m浅薄土壤层的热扩散率垂直梯度与水通量密度之和为 $0.80\times10^{-6}\sim2.43\times10^{-6}$ m/s。这里给出的热扩散率k和W的求解过程可以改进我们对模式中水热耦合过程的理解,其解析解可望应用到数值模式中模拟土壤温度。

致谢 LOPEX05 实验由中国科学院"百人计划"项目 2004406 和中国科学院实验站基金资助;仪器设备和后勤保障由中国科学院平凉闪电和雷暴实验站提供。感谢中国科学院寒区旱区环境与工程研究所研究员文军博士提供观测资料,同时第一作者感谢曲绍厚研究员给予的指点和帮助。

参考文献 (References)

Bhumralker C M. 1975. Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric circulation model [J]. J. Appl. Meteor., 14 (7): 1246-1258.

Colello G D, Griver C, Sellers P J, et al. 1998. Modeling of energy, water, and CO₂ flux in a temperate grassland ecosystem with SiB2 [J]. J. Atmos. Sci., 55 (7): 1141-1169.

Doran J C, Hubbe J M, Liljegren J C, et al. 1998. A technique for determining the spatial and temporal distributions of surface fluxes of heat and moisture over the Southern Great Plains Cloud and Radiation Testbed [J]. J. Geophys. Res., 103 (D6): 6109 – 6121.

范新岗, 汤懋苍. 1994. 土壤传导流通量计算的初步结果 [J]. 高原气象, 13 (1): 121-132. Fan Xingang, Tang Maocang. 1994. A preliminary study on conductive and convective soil heat flux

- [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 13 (1): 121 132.
- Gao Zhiqiu, Fan Xingang, Bian Lingen. 2003. Analytical solution to one-dimensional thermal conduction-convection in soil [J]. Soil Sci., 67 (1): 99 106.
- Gao Zhiqiu, Chae N, Kim J, et al. 2004. Modeling of surface energy partitioning, surface temperature, and soil wetness in the Tibetan prairie using the Simple Biosphere Model 2 (SiB2) [J]. J. Geophys. Res., 109 (D06102), doi: 10.1029/2003JD004089.
- Gao Zhiqiu. 2005 Determination of soil heat flux in a Tibetan short-grass prairie [J]. Bound. -Layer Meteor., 114 (1): 165 178.
- Gao Zhiqiu, Lenschow D H, Horton R, et al. 2008. Comparison of two soil temperature algorithms for a bare ground site on the Loess Plateau in China [J]. J. Geophys. Res., 133 (D18105), doi: 10. 1029/2008JD010285.
- Garratt J R. 1992. The Atmospheric Boundary Layer [M]. Cambridge: Cambridge University Press.
- 郭维栋, 柳艳香, 汤懋苍. 2004. 1998 年夏季地震、地温场演变与 洪涝过程分析 [J]. 地球物理学报, 47 (3): 411 – 416. Guo Weidong, Liu Yanxiang, Tang Maocang. 2004. Earthquakes and soil temperature evolution over China in summer 1998 and their relation to the severe flood events [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 47 (3): 411 – 416.
- Horton R, Wierenga PJ, Nielsen DR. 1983. Evaluation of methods for determining the apparent thermal diffusivity of soil near the surface [J]. Soil Science Society of America Journal, 47 (1): 25 32
- 刘和平,刘树华,桑建国. 1999. 不同下垫面水分与能量传输模式 [J]. 大气科学,23 (4): 449 460. Liu Heping, Liu Shuhua, Sang Jianguo, et al. 1999. A modified SiB to simulate momentum, heat and water transfer to various underlying surfaces [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 23 (4): 449 460.
- 刘辉志,涂钢,董文杰,等. 2006. 半干旱地区地气界面水汽和二氧化碳通量的日变化及季节变化 [J]. 大气科学,30 (1):108-118. Liu Huizhi, Tu Gang, Dong Wenjie, et al. 2006. Seasonal and diurnal variations of the exchange of water vapor and CO₂ between the land surface and atmosphere in the semi-arid area [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese),30 (1): 108-118.
- 刘树华,崔艳,刘和平. 1991. 土壤热扩散系数的确定及其应用 [J]. 应用气象学报,2(4):337-345. Liu Shuhua, Cui Yan, Liu Heping. 1991. Determination of thermal diffusivity of soil and its application [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese),2(4):337-345.

- Nerpin S V, Chudnovskii A F. 1967. Physics of the Soil [M]. Israel Program for Scientific Translations. Jerusalem: Keter Ptress, 1967
- Passerat de Silans A M B, Monteny B A, Lhomme J P. 1996 Apparent soil thermal diffusivity, a case study: HAPEX-Sahel experiment [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 81 (3-4): 201-216.
- Shao Mingan, Horton R, Jaynes D B. 1998. Analytical solution for one-dimensional heat conduction-convection equation [J]. Soil Science Society of America Journal, 62 (1): 123-128.
- Van Wijk W. R. 1963. Physics of Plant Environment [M]. Amsterdam: North Holland Publishing Co.
- Verhoef A. 2004. Remote estimation of thermal inertia and soil heat flux for bare soil [J]. Agricultural Forest Meteorology, 123 (3 4): 221 236.
- Wang Qinxue, Takahashi H. 1999. A land surface water deficit model for an arid and semiarid region; Impact of desertification on the water deficit status in the Loess Plateau, China [J]. J. Climate, 12 (1); 244-257.
- 韦志刚,文军,吕世华,等. 2005. 黄土高原陆-气相互作用预试验及其晴天地表能量特征分析 [J]. 高原气象,24 (4):545-555. Wei Zhigang, Wen Jun, Lu Shihua, et al. 2005. A primary field experiment of land-atmosphere interaction over the Loess Plateau and its ground surface energy in clear day [J]. Plateau Meteorology (in Chinese),24 (4):545-555.
- 张强,曹晓彦. 2003a. 敦煌地区荒漠戈壁地表热量和辐射平衡特征的研究 [J]. 大气科学, 27 (2): 245 254. Zhang Qiang, Cao Xiaoyan. 2003. The influence of synoptic conditions on the averaged surface heat and radiation budget energy over desert or Gobi [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27 (2): 245 254.
- 张强, 王胜, 卫国安. 2003b. 西北地区戈壁局地陆面物理参数的研究 [J]. 地球物理学报, 46 (5): 616-623. Zhang Qiang, Wang Sheng, Wei Guoan. 2003. A study on parameterization of local land-surface physical processes on the Gobi of Northwest China [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 46 (5): 616-623.
- 赵海英,郭振海,张宏昇,等. 2006. 农牧交错带陆面过程的数值模拟研究 [J]. 气候与环境研究, 11 (4): 535 545. Zhao Haiying, Guo Zhenhai, Zhang Hongsheng, et al. 2006. Numerical simulation research of land surface process in the region between cropland and pasture [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 11 (4): 535 545.