

左金清, 王介民, 黄建平, 等. 半干旱草地地表土壤热通量的计算及其对能量平衡的影响[J]. 高原气象, 2010, 29(4): 840-848

半干旱草地地表土壤热通量的计算及其对能量平衡的影响

左金清¹⁻², 王介民³, 黄建平^{2,*}, 李维京¹,
王国印², 任宏利¹

(1. 中国气象局 国家气候中心/中国气象局气候研究开放实验室, 北京 100081;

2. 兰州大学 大气科学学院, 甘肃 兰州 730000;

3. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 利用 2008 年 7 月兰州大学半干旱气候与环境观测(SACOL)站的观测资料, 对比分析了地表土壤热通量的三种计算方法, 即谐波法、温度预报校正法(TDEC 法)以及结合自校正热通量板(HFP01SC)测量的温度积分法(ITHP 法); 进而分析了三种不同方法的计算结果对地表能量平衡的影响。比较 5 cm 深度处谐波法和 TDEC 法的计算结果与 HFP01SC 的实测结果, 三者的相位基本一致, 相互之间均具有很好的线性关系; 谐波法与 TDEC 法的计算值较为接近, 但分别比 HFP01SC 的实测值偏大了 2% 和 6% (主要发生在夜间)。对于地表的土壤热通量(G_0), 谐波法与 TDEC 法两者的计算结果仅偏差约 1%; TDEC 法与 ITHP 法的计算结果之间也具有很好的线性关系($R^2=0.99$), 但偏差达到 9% 左右。相对于 HFP01SC 的实测结果, 由谐波法和 TDEC 法计算的 G_0 可将 SACOL 站的地表能量闭合率分别提高 6% 和 7% 左右; 利用温度积分法将 HFP01SC 的实测结果校正到地表后, 地表能量闭合率也提高了约 6%。因此, 在对涡动相关通量做了常规订正的情况下, 当充分考虑了土壤热存储后, SACOL 站的地表能量闭合率可提高 6%~7%, 达到 82%~83% 左右。

关键词: 土壤热通量; 谐波分析; 温度预报校正法

文章编号: 1000-0534(2010)04-0840-09 **中图分类号:** P463.23 **文献标识码:** A

1 引言

人类活动和地表变化对气候系统的影响以及对全球变化的区域响应, 均是通过地—气之间的能量和物质交换过程来实现的。对这些交换过程的深入研究, 将有助于进一步了解区域气候系统的能量和物质循环以及气候变化过程。总能量守恒是地—气之间能量交换的一个重要约束条件。然而, 近十几年的观测试验研究指出, 由最先进的涡动相关方法观测计算的湍流通量(感热通量 H 和潜热通量 λE 之和)一般仅为地表可利用能量(净辐射 R_n 与土壤热通量 G 之差)的 70%~90% 左右; 而且几乎每个通量观测站都存在地表能量不平衡的问题^[1-6]。随着时间的推移, 地表能量平衡闭合问题需亟待解

决。一方面, 所有大气模式中的陆面过程模块均是基于地表能量守恒原理而构造的。大于 10% 的闭合误差, 对模式特别是陆面模式的检验和进一步发展是不可接受的。另一方面, 许多应用问题, 如利用卫星遥感反演陆面蒸发蒸腾量进而指导水资源管理等, 其主要方法也是基于地面能量平衡原理; 反演结果也需要利用地表观测来检验。能量闭合率的高低, 已成为当前检验涡动相关通量观测质量优劣的标准之一。

土壤—植被—大气之间的能量储存未充分计入是造成地表能量不平衡的主要原因之一^[7-8]。作为地表能量平衡的一部分, 地表的土壤热通量在地表能量再分配过程中占有重要作用; 正确估算土壤热通量可显著改善地表能量不平衡的问题, 特别是在

收稿日期: 2009-04-15; 改回日期: 2009-06-29

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(40633017); 973 计划项目(2006CB403606)共同资助

作者简介: 左金清(1983—), 女, 广西昭平人, 在读博士生, 主要从事短期气候预测研究. E-mail: jqzuo425@hotmail.com

* 通信作者: 黄建平. E-mail: hjp@lzu.edu.cn

裸露或植被稀疏地区改善更为明显^[9]。土壤热通量,一般用地表下某一深度(如 5~10 cm)埋设的土壤热通量板直测,或结合土壤中多层温度和湿度观测推算得到。由于土壤温度和热通量等常有很大的垂直梯度变化,不同层次又有明显的相位差异,因此,由地表以下的温、湿度和通量观测准确估算地表的土壤热通量,已成为近年来人们广为关注的问题之一^[10]。

目前,计算地表土壤热通量的方法有多种,如常用的温度积分法或结合实测土壤热通量的温度积分法^[11]、谐波法^[12]、经验法^[13],以及同时考虑热扩散和热对流机制的方法^[14-15]等。由于热通量板测量往往存在不可忽视的误差,且难以准确校正^[16],从而导致结合土壤热通量板测量的温度积分法(下称 ITHP 法)的计算结果存在很大的不确定性。Jacobs et al.^[17]对比分析了谐波法和 ITHP 法,认为谐波法的计算结果更为准确。然而,谐波法的前提是假设土壤垂直分布均匀,实际情况往往难以满足此条件。鉴于此,阳坤等^[18]最近发展了一种对土壤热传导系数不敏感的温度积分法,并称之为温度预报校正法(TDEC 法)。此外,为改善土壤参数变化对热通量板测量结果的影响,荷兰 Hukseflux 公司近年研发了一种具有自校正功能的热通量板(HFP01SC)^[19]。van Loon et al.^[16]通过实验室试验指出,其热通量观测精度可达 5%;野外对比试验^[20-21]也表明了 HFP01SC 的测量准确度的明显改进。因此,在 HFP01SC 热通量观测基础上的 ITHP 法可能也是当前估算地表土壤热通量的有效方法之一。

到目前为止,TDEC 法在地表能量闭合研究中的应用还不多,HFP01SC 自校正功能的有效性也需要更多野外试验的检验。因此,本文利用兰州大学半干旱气候与环境观测站的观测资料,对谐波法、TDEC 法及结合 HFP01SC 自校正测量的 ITHP 法进行对比分析,进而评估这三种方法的计算结果对黄土高原半干旱草地地下垫面地表能量平衡的影响。

2 资料与方法

2.1 观测介绍

兰州大学半干旱气候与环境观测站(简称 SACOL 站)位于甘肃中部黄土高原地区的一块塬地上(35°57'N, 104°08'E, 海拔 1966 m);属温带半干旱气候。该地区的土壤类型为灰钙土(《中国土壤

系统分类检索》,1995);下垫面植被为天然荒漠草地,优生植被为多年生草本长芒草,伴生植被为赖草和冷蒿等。有关 SACOL 站的详细介绍可参见文献^[22]。

本文使用的土壤观测资料包括土壤温度、湿度和热通量,采样时间间隔均为 10 min。土壤温度观测分为 6 层,分别是地表以下 2, 5, 10, 20, 50 和 80 cm (STP01-L, Hukseflux);土壤湿度观测分为 5 层:5, 10, 20, 40 和 80 cm (CS616-L, Campbell, 准确度为±2.5%)。土壤热通量由自校正热通量板(HFP01SC-L, Hukseflux, 准确度为±3%)测定,测量深度为 5 cm。地表辐射观测包括向上和向下的短波辐射(CM21, Kipp & Zonen)、向上和向下的长波辐射(CG4, Kipp & Zonen),观测高度为 1.5 m,采样时间间隔亦为 10 min。分析中所用的地表温度 T_{sfc} ,由地表长波辐射换算得到:

$$T_{\text{sfc}} = \left(\frac{R_{\text{LW}}^{\uparrow} - (1 - \epsilon_g) R_{\text{LW}}^{\downarrow}}{\epsilon_g \sigma} \right)^{1/4},$$

其中, R_{LW}^{\uparrow} 和 $R_{\text{LW}}^{\downarrow}$ 分别为向上和向下的地表长波辐射(单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$);地表比辐射率 ϵ_g 取经验值(0.96); Stefan-Boltzmann 常数 $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ 。

用于地表能量平衡评估的湍流通量(包括感热和潜热通量),由涡动相关通量观测系统的观测计算得到,该系统主要由三维超声风速温度仪(CSAT3, Campbell)和红外气体分析仪(LI-7500, LI-COR)组成。观测高度为 3 m,原始数据的采样频率为 10 Hz,湍流通量的计算时段为 30 min。在获得湍流通量之前,数据经过了严格的质量控制。有关湍流通量的计算及数据质量控制的详细介绍可参见文献^[23]。

2.2 自校正热通量板的原理

荷兰 Hukseflux 公司研发的新型 HFP01SC 自校正热通量板,为厚 5 mm、直径 80 mm 的圆盘。其热传导系数 $\lambda_m = 0.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ 。与其它型号的热通量板不同,HFP01SC 的圆盘上表面贴着一个薄膜加热器,用于产生一个已知大小的热通量 $\varphi (\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$,并通过测量探头对 φ 的响应来实现 HFP01SC 的自校正功能^[19]。在理想条件下,即土壤与热通量板之间接触良好且 $\lambda_m = \lambda_s$ 时,将有 $\varphi/2$ 的热通量向下流过热通量板到板下的土壤中。另外, $\varphi/2$ 的热通量将向上流入板上方的土壤中。实际上,土壤和通量板的热传导系数往往不一致,因此流过热通量板的实际通量为 φ_h 。实际通量与理

想通量的比率,即 $\varphi_h/(\varphi/2)$, 定义为热通量板的校正系数,则土壤热通量的校正公式为^[21]

$$\frac{G_r}{G_m} = \frac{\varphi_h}{\varphi/2}, \quad (1)$$

其中, G_r ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) 为实际土壤热通量; G_m ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) 为热通量板测量得到的土壤热通量。

SACOL 站的 HFP01SC 热通量板埋深为 5 cm。可利用其通量观测值 ($G_{\text{Obs},5}$) 及地表至 5 cm 各层土壤温度观测,通过温度积分法将 HFP01SC 的测量结果校正到地表:

$$G_{\text{ITHP},0} = G_{\text{Obs},5} + \frac{\rho_s c_s}{\Delta t} \sum_{z=5 \text{ cm}}^{z=0} [T(z_i, t + \Delta t) - T(z_i, t)] \Delta z, \quad (2)$$

其中, $G_{\text{ITHP},0}$ 为校正到地表的土壤热通量(单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$); $\rho_s c_s$ 是土壤的体积热容量(单位: $\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$); $T(z, t)$ 为 0, 2 和 5 cm 深度处的实测土壤温度。以下将这种估算地表土壤热通量的组合方法简称为 ITHP 法。

2.3 谐波法

土壤中分子传导是主要的热传输过程^[24]。在垂直方向(z)上,土壤热通量(G)正比于土壤温度(T)的垂直梯度,即:

$$G = -\lambda_s \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (3)$$

其中, λ_s 为土壤的热传导系数(单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)。忽略土壤水平热传导,即假设土壤中没有其它的热源或热汇,根据热力学第二定律,可得如下方程:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_s c_s} \frac{\partial G}{\partial z}. \quad (4)$$

对于各向同性的均质土壤,如果土壤含水量不随深度变化或其变化对土壤热参数 $\rho_s c_s$ 和 λ_s 的影响可以忽略,则可以把这两个参数当成是常数。假定只有垂直方向的能量交换,则方程(4)可简化为

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (5)$$

其中, $\kappa = \lambda_s / \rho_s c_s$ 是土壤的热扩散系数(单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)。取初、边界条件如下:

$$t = 0, T(z) = T_0 - \gamma z, \quad z \geq 0, \quad (6a)$$

$$z = 0, T(t, 0) = T_0 + \sum_{n=1}^M A_{0n} \sin(n\omega t + \Phi_{0n}), \quad t > 0, \quad (6b)$$

其中, n 是波数, ω 为圆频率($\omega = 2\pi/N$), N 为总样本数, $M = N/2$ 为最大谐波波数, A_0 和 Φ_0 是对应的振幅和相位, γ 为土壤温度随深度的递减率。方程(5)可用分离变量法求解,其解为

$$T(z, t) = T_0 - \gamma z + \sum_{n=1}^M A_{0n} \exp(-Bz) \cdot \sin(n\omega t + \Phi_{0n} - Bz), \quad (7)$$

其中, $B = \sqrt{n\omega/2\kappa}$ 。 z 很小时, γz 的影响很小,可令 $\gamma z \approx 0$, 即假设平均土壤温度不变,则:

$$T(z, t) = T_0 + \sum_{n=1}^M A_{0n} \exp(-Bz) \cdot \sin(n\omega t + \Phi_{0n} - Bz), \quad (8)$$

方程(8)对 z 求偏导,并乘以 λ_s (或 $\rho_s c_s / \kappa$), 即可得土壤热通量的计算公式:

$$G(z, t) = \frac{\rho_s c_s}{\kappa} \sum_{n=1}^M \left[A_{0n} \frac{\sqrt{n\omega}}{\kappa} \exp(-Bz) \cdot \sin\left(n\omega t + \Phi_{0n} + \frac{\pi}{4} - Bz\right) \right], \quad (9)$$

其中,土壤热容量由下式计算得到:

$$\rho_s c_s = \rho_d c_d (1 - \theta_{\text{sat}}) + \rho_w c_w \theta, \quad (10)$$

其中, θ 为土壤体积含水量; θ_{sat} 为土壤总孔隙度,由观测站实测确定($=0.53$); $\rho_w c_w = 4.19 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$ 为液态水热容量; $\rho_d c_d$ 为干土壤热容量(单位: $\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$),根据土壤观测资料确定。

因此,结合地表土壤温度观测和公式(9),计算出任意深度 z 处的土壤热通量,此方法称为谐波分析法(简称谐波法, HM)。其中,利用公式(8)来拟合土壤温度观测,可确定土壤热扩散系数 κ 。

2.4 TDEC 法

积分一维热传导方程(4),得到:

$$G(z) = G(z_{\text{ref}}) + \int_{z_{\text{ref}}}^z \frac{\partial \rho_s c_s T(z)}{\partial t} dz, \quad (11)$$

其中, $G(z_{\text{ref}})$ 为某一参考层 z_{ref} 处的土壤热通量。若已知温度廓线为 $T(z_i)$, 则方程(11)的离散形式为

$$G(z, t) = G(z_{\text{ref}}, t) + \frac{1}{\Delta t} \sum_{z_{\text{ref}}}^z [\rho_s c_s \cdot (z_i, t + \Delta t) T(z_i, t + \Delta t) - \rho_s c_s (z_i, t) T(z_i, t)] \Delta z. \quad (12)$$

如果参考位置取到足够深,可使得 $G(z_{\text{ref}})$ 相对于地表热通量可以忽略不计,即假设 $G(z_{\text{ref}}) \approx 0$ 。因此,根据公式(12)来计算土壤热通量的关键是如

何从有限的温度观测资料插值得到合理的温度廓线。阳坤等^[15]提供了一种新的插值方法,该方法假设土壤热传导系数为一常数(如 $1.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$),并通过土壤热扩散方程构造土壤温度的基本廓线 T_{TDEC} ;然后,利用实测土壤温度廓线来修正 T_{TDEC} 。最后,根据公式(12)积分温度廓线得到各层的土壤热通量,这种方法称为 TDEC 法^[18]。

3 结果分析

为了减小降水天气过程对计算结果的影响,本文只选取了 2008 年 7 月 17~27 日期间共 11 天的资料进行详细分析。在这 11 天期间,中上层土壤温度具有明显的日变化特征,并且振幅随深度的增大而减小;地表温度的变化范围在 $11.3 \sim 54.0^\circ\text{C}$ 之间,明显 $> 2 \text{ cm}$ 土壤温度的变化范围($15.8 \sim 39.6^\circ\text{C}$),这说明浅层土壤温度变化较为剧烈;深层土壤温度随时间的变化较小,特别是在 80 cm 深度处土壤温度近似为常数(图略)。2, 5 和 10 cm 深度处的平均土壤温度分别为 $26.3, 25.9$ 和 25.5°C ,表明浅层土壤的平均温度的差异较小,平均温度随土壤深度的变化可忽略不计。各层次的土壤含水量随时间的变化较小, 5 cm 和 10 cm 的土壤体积含水量的变化范围分别为 $9.5\% \sim 11.5\%$ 和 $11.0\% \sim 12.5\%$, 80 cm 深度处土壤含水量为常数(6.7%)。

另外,为了使用方便,我们对本文中的变量做如下定义: $T_{i,L}$ 和 $G_{i,L}$ 分别表示土壤温度和热通量,其中, i 为观测结果(谐波法或 TDEC 法), L 为观测深度($0, 2, 5, 10 \text{ cm}$)。rms 和 bias 分别表示

时间序列 x 和 y 之间的均方差和偏差,计算公式为

$$\text{rms} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (x_j - y_j)^2},$$

$$\text{bias} = \left| \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (x_j - y_j) \right|.$$

3.1 土壤热参数的确定

不管是谐波法还是温度积分法,在计算土壤热通量时都需要给定土壤热容量 $\rho_s c_s$ (或干土壤热容量)。另外,谐波法还需要给定土壤热扩散系数 κ 。本文中利用谐波法来确定 κ ,有关计算过程的详细介绍可参见文献[9]。

图 1a~b 分别给出了 5 cm 和 10 cm 深度处土壤温度的谐波模拟值与观测值的比较。由图可见,土壤温度的模拟值与观测值之间存在接近于 $1:1$ 的线性关系, R^2 值高达 0.99 以上。 5 cm 和 10 cm 土壤温度的模拟值与观测值的均方差分别约为 0.20°C 和 0.33°C ,偏差分别为 0.08°C 和 0.18°C 。因此,谐波法能够较为准确地重构出 SACOL 站浅层土壤温度的时间变化。在平均土壤含水量约为 11% 的条件下,利用谐波法估算得到的 SACOL 站的土壤热扩散系数约为 $7.2 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。

另外,根据土壤热通量的定义(3)式可知,土壤热传导系数 λ_s 可根据实测的土壤热通量和土壤温度的垂直梯度估算得到。图 2 给出了实测土壤热通量 $G_{\text{Obs},5}$ 与土壤温度的垂直梯度 dT/dz 的散点分布图,其中, $dT = T_{\text{Obs},2} - T_{\text{Obs},10}$ 。该图表明, $G_{\text{Obs},5}$ 与 dT/dz 之间具有较好的线性关系, $R^2 = 0.99$;斜

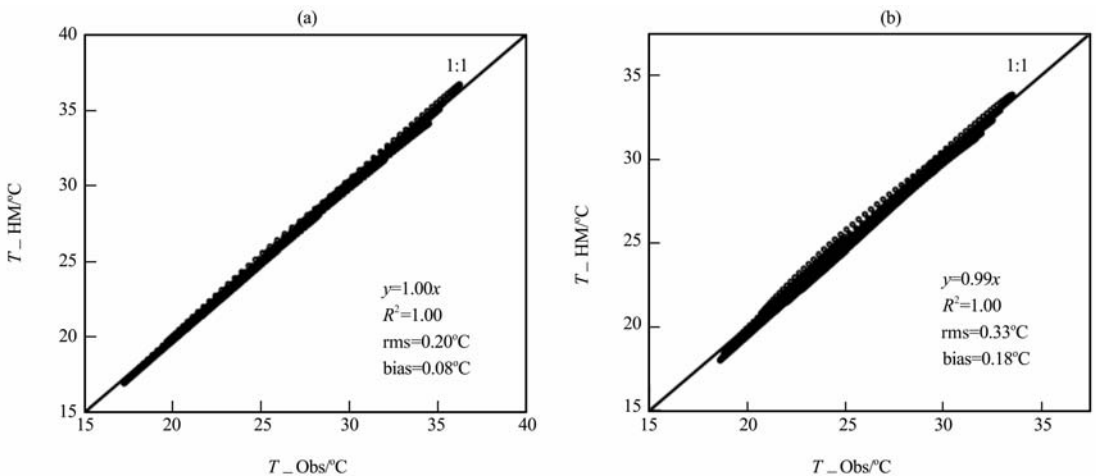


图 1 SACOL 站不同深度的土壤温度的谐波模拟值(HM)与观测值(Obs)的比较

(a) 5 cm , (b) 10 cm

Fig. 1 Comparison of fitting soil temperatures by the Harmonic analysis (HM) technique and the measured soil temperatures (Obs) at depths of 5 cm (a) and 10 cm (b) at SACOL site

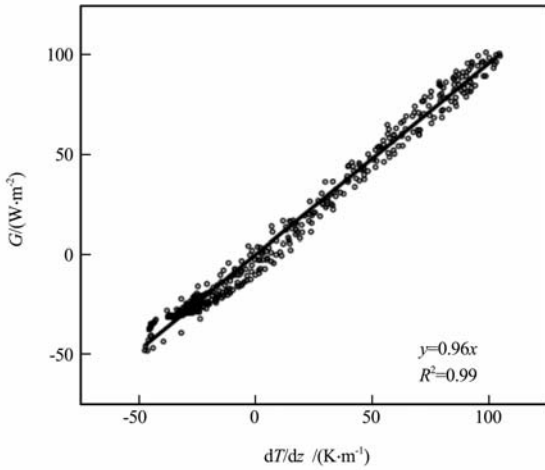


图2 SACOL站5 cm深度处的实测土壤热通量(G)与土壤温度的垂直梯度(dT/dz)的散点分布
 dT 为2 cm和10 cm深度处的土壤温度之差
 Fig. 2 Scattergram of the measured soil heat fluxes (G) at 5 cm depths versus the vertical soil temperature gradients(dT/dz) at SACOL site. dT is the temperature difference between depths of 2 cm and 10 cm

率代表 λ_s ,其估算值约为 $1.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ (注意,它大于热通量板的热传导系数 $\lambda_m = 0.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)。由 $\kappa = \lambda_s / \rho_s c_s$ 可知,在平均土壤含水量为11%的条件下,SACOL站的土壤热容量 $\rho_s c_s$ 约为 $1.4 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$,其中干土壤热容量 $C_d = \rho_d c_d (1 - \theta_{\text{sat}})$,约为 $0.9 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$ 。

谐波分析要求土壤垂直分布均匀。观测结果表明(表1),SACOL站的土壤密度的垂直变化很小,0~100 cm之间土壤密度的变化范围为1.20~1.22

$\times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。土壤总孔隙度 θ_{sat} 取决于土壤密度 ρ_d 和比重 D ,即 $\theta_{\text{sat}} = 1 - \rho_d / D$ 。SACOL站的土壤比重的实测值为2.6,因此,总孔隙度的垂直变化也很小,变化范围在0.52~0.54之间。所以,SACOL站的土壤垂直分布较为均匀,可满足谐波分析的要求。

表1 SACOL站土壤密度随深度的变化(引自Li et al.^[25])
 Table 1 Variations of the soil bulk density with depth at SACOL site (from Li et al.^[25])

深度 /cm	0~10	10~20	20~30	30~40	40~60	60~80	80~100
密度 /($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	1.22	1.21	1.20	1.22	1.24	1.24	1.24

3.2 土壤热通量的比较

根据(9)式或(12)式,可计算任意深度 z 处的土壤热通量。另外,HFP01SC热通量板提供了5 cm深度的土壤热通量的实测结果,结合该测量结果和温度积分法亦可计算得到地表土壤热通量($G_{\text{THP},0}$)。下面将对上述三种方法的计算结果进行对比分析。

图3a~b分别给出了5 cm深度处的土壤热通量的谐波计算值 $G_{\text{HM},5}$ 和TDEC计算值 $G_{\text{TDEC},5}$ 与HFP01SC实测值 $G_{\text{Obs},5}$ 的比较。从图中可看到, $G_{\text{HM},5}$ 和 $G_{\text{TDEC},5}$ 与 $G_{\text{Obs},5}$ 之间均具有很好的线性关系, R^2 分别为0.98和0.99。 $G_{\text{HM},5}$ 和 $G_{\text{TDEC},5}$ 略大于 $G_{\text{Obs},5}$,分别偏大了2%和6%左右。 $G_{\text{HM},5}$ 与 $G_{\text{TDEC},5}$ 更为接近,两者的最佳线性拟合系数高达1.0,其

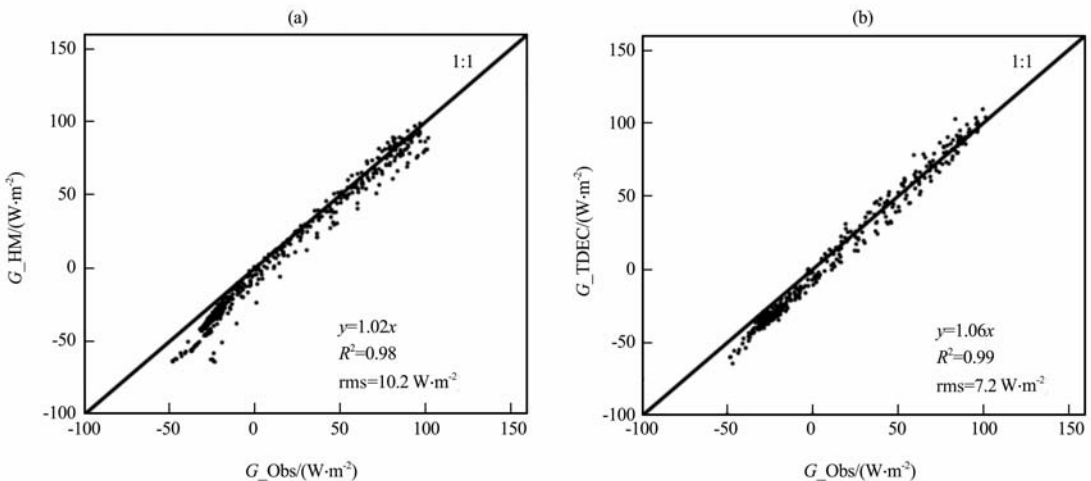


图3 SACOL站由不同方法确定的5 cm深度处的土壤热通量的比较

(a) 谐波法(HM)与HFP01SC通量板实测法(Obs), (b) TDEC法与HFP01SC通量板实测法

Fig. 3 Comparison of soil heat fluxes calculated (a) from the Harmonic analysis (HM) technique and (b) the TDEC method and soil heat flux measured by a HFP01SC heat plate (Obs) at 5 cm depths at SACOL site

中 $R^2=0.98$ (图略)。

图 4 为 5 cm 深度处的土壤热通量随时间的变化。为了清楚起见, 该图只显示了 6 天的变化情况。结果表明, $G_{HM, 5}$ 、 $G_{TDEC, 5}$ 和 $G_{Obs, 5}$ 的相位基本一致, 特别是 $G_{HM, 5}$ 和 $G_{TDEC, 5}$ 的时间变化曲线接近于重合。夜间, 土壤热通量的计算值与 HFP01SC 的实测值之间的差异较为明显, HFP01SC 的实测结果(绝对值)偏小。

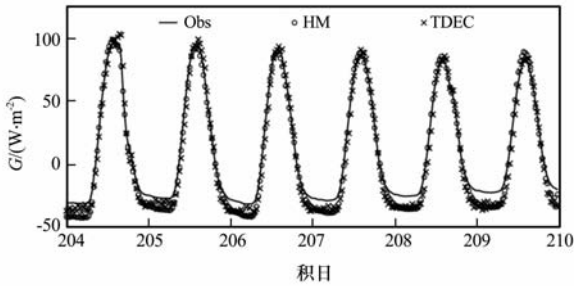
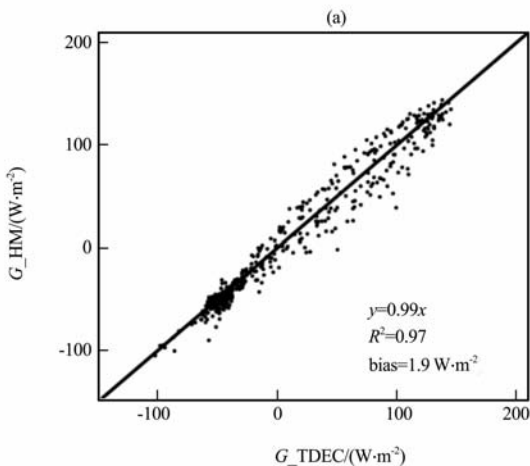


图 4 SACOL 站 2008 年 204~210 日期间由不同方法确定的 5 cm 深度处的土壤热通量随时间的变化
Obs、HM 和 TDEC 分别表示 HFP01SC 通量板实测法、谐波法和 TDEC 法

Fig. 4 Soil heat flux determined by the HFP01SC heat plate (Obs), Harmonic analysis (HM) technique, and TDEC method, respectively, at 5 cm depths at SACOL site for DOY201~DOY210 of 2008

图 5a 给出了地表土壤热通量的 TDEC 计算值 $G_{TDEC, 0}$ 与谐波计算值 $G_{HM, 0}$ 的比较。该图显示, $G_{TDEC, 0}$ 和 $G_{HM, 0}$ 之间存在接近于 1:1 的线性关系 ($R^2=0.97$), 两者的偏差约为 $1.9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。



$G_{TDEC, 0}$ 和 $G_{ITHP, 0}$ 之间也具有很好的线性关系 ($R^2=0.99$), 但是前者比后者偏大了 9% 左右, 偏差为 $4.6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (图 5b)。 $G_{TDEC, 0}$ 、 $G_{HM, 0}$ 和 $G_{ITHP, 0}$ 的相位也基本一致, 时间变化曲线接近于重合(图略); 但夜间 $G_{ITHP, 0}$ 的绝对数值略偏小, 这主要是由于夜间 5 cm 深度处 HFP01SC 的实测结果(绝对值)可能偏小而导致的。

3.3 土壤热通量在地表能量平衡中的贡献

土壤热通量是地表能量平衡的重要分量之一。目前, 对黄土高原地区土壤热通量在地表能量平衡中的分配特征已有不少研究^[26-30]。然而, 这些研究^[26-28]往往以具有一定埋深的热通量板的测量结果来代替地表能量平衡中的土壤热通量分量, 而没有将该通量校正到地表。许多研究^[17, 29]都指出, 热通量板至地表之间的土壤热存储(S)不可忽略, 当考虑 S 项后, 地表能量平衡会闭合得更好。

以上分析表明, 在土壤热通量的计算中, 谐波法和 TDEC 法的计算结果都可以较好地与热通量板 HFP01SC 的观测值相比较。利用这两种方法结合 HFP01SC 测量的 ITHP 法都可以推算地表土壤热通量(G_0), 从而用于地表能量平衡分析。

简化的地表能量平衡方程可表示为

$$R_n - G_0 = \lambda E + H,$$

其中, R_n 为地表净辐射, 由向上和向下长波、向上和向下短波辐射计算得到; G_0 为地表的土壤热通量; λE 和 H 分别是潜热和感热通量。地表能量闭合率(α)定义为

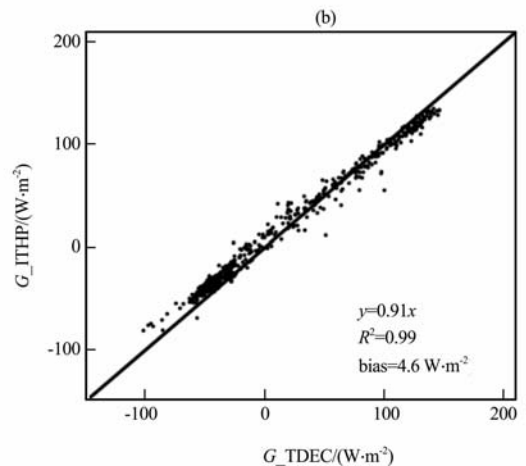


图 5 由不同方法计算的地表土壤热通量的比较

(a) 谐波法(HM)与 TDEC 法, (b) 结合 HFP01SC 通量板测量的 ITHP 法与 TDEC 法

Fig. 5 Comparison of ground heat fluxes from TDEC method and Harmonic analysis(HM) (a) and TDEC method and ITHP method based on a HFP01SC heat plate (b)

$$\alpha = \frac{\lambda E + H}{R_n - G_0},$$

其中, α 由最小二乘法确定。

图 6 显示了晴天条件下地表能量平衡各分量的变化特征。该图表明, 白天期间湍流通量和地表土壤热通量均为正值, 即能量由地表向上层的大气和下层的土壤输送; 夜间则相反, 感热和地表土壤热通量均为负值, 说明感热向下而土壤热通量向上输送, 此时潜热交换非常小。另外, 白天期间的地表能量主要消耗于地—气感热交换, 土壤热流和地—气潜热交换次之。

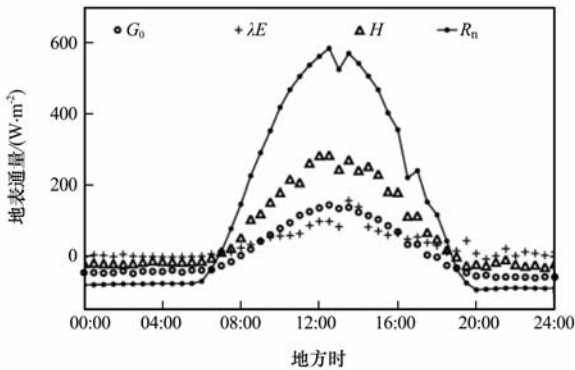


图 6 晴天条件下地表能量平衡各分量的日变化特征
 R_n 为净辐射, H 和 λE 分别是由涡动相关法计算的感热和潜热通量, G_0 为由 TDEC 法计算的地表土壤热通量

Fig. 6 Measurements of the surface energy balance components during an almost clear day. R_n is the net radiation flux, and H and λE are the sensible and latent heat fluxes measured by eddy covariance technique. G_0 is the ground heat flux calculated from the TDEC method

表 2 给出了 SACOL 站的地表能量平衡特征。为了减少夜间涡动通量观测的不确定性的影响^[31], 该表只给出了白天期间的计算结果。结果表明, 若以具有 5 cm 埋深的 HFP01SC 实测的土壤热通量来分析地表能量平衡, 其能量闭合率只有 76% 左右; 而将 $G_{TDEC,0}$ 取代 $G_{Obs,5}$ 后, 能量闭合率由原来的 76% 左右提高到了 83% 左右。在地表净辐射的再分配中, H 和 λE 分别约为 R_n 的 47% 和 20%, $G_{TDEC,0}$ 约为 R_n 的 21%, 而 $G_{Obs,5}$ 只占 R_n 的 13% 左右。利用温度积分法将 HFP01SC 的实测结果校正到地表后, 土壤热通量在净辐射中的比例以及相应的能量闭合率分别提高了 7% 和 6%。由谐波法计算的地表土壤热通量约为净辐射的 20% 左右, 相应的能量闭合率约为 82%, 也高于未充分考虑土壤热

存储时的能量闭合率(76%)。

表 2 日间 SACOL 站上由不同方法估算得到的地表土壤热通量(G_0)与地表净辐射(R_n)的比率, 以及相应的地表能量平衡特征

Table 2 Ratio of the ground heat flux calculated from different approaches to the net radiation flux and surface energy balance closure at SACOL site during daytime

方法	G_0/R_n	闭合率(α)	R^2	$\Delta E / (W \cdot m^{-2})$
TDEC 法	0.21	0.83	0.88	49.7
谐波法	0.20	0.82	0.88	52.9
ITHP 法	0.20	0.82	0.88	52.0
HFP01SC 测量 ($z=5$ cm)	0.13	0.76	0.89	74.8

注: R 为湍流通量之和($H+\lambda E$)与地表可利用能量(R_n-G_0)之间的线性相关系数, ΔE 表示不平衡能量

上述结果表明, 在 SACOL 站中热通量板至地表之间的土壤热存储约为净辐射的 7%~8%; 当地表能量平衡方程中充分考虑这部分土壤热存储后, 能量闭合率可提高 6%~7%。

因此, 对于下垫面为半干旱草地的黄土高原源区, 地表土壤热通量在地表能量平衡中具有非常重要的贡献; 当充分考虑了土壤热存储后, 地表能量闭合得到了显著提高。然而, 即使充分考虑了土壤热存储, SACOL 站仍有约为 48.9~52.9 $W \cdot m^{-2}$ 的不平衡能量, 导致该部分能量不闭合的原因将另文讨论。

4 小结

(1) 利用 SACOL 站 2008 年 7 月的观测资料, 对比分析了地表土壤热通量的三种计算方法, 即谐波法、温度预报校正法(TDEC 法)以及结合自校正热通量板(HFP01SC)测量的温度积分方法(ITHP 法); 进而分析了这三种不同方法的计算结果对地表能量平衡的影响。结果表明, 在土壤热通量的计算中, 谐波法和 TDEC 法的计算结果与 HFP01SC 的实测结果之间均具有很好的线性关系, 三者的相位基本一致, 数值也较为接近。利用谐波法、TDEC 法以及结合 HFP01SC 的实测结果的温度积分法都可以推算地表土壤热通量, 进而用于地表能量平衡分析。当充分考虑了土壤热存储后, SACOL 站的地表能量平衡闭合率提高了 6%~7%, 达到 82%~83% 左右。

(2) 谐波法较为简单, 只需要给定地表或浅

层一层温度观测以及相应的土壤热参数, 即可推算出地表土壤热通量。但是, 该方法假设上边界土壤温度序列可由正弦函数或 Fourier 级数描述, 此假设并非总是满足。谐波法还假设了土壤垂直分布均匀, 因此该方法只适用于均质(或近似均质)土壤的热力学分析^[9]。

(3) TDEC 法是一种基于土壤温、湿度观测来计算地表土壤热通量的温度积分法, 该方法的一个显著优点是对难以准确确定的土壤热传导系数不敏感^[18]。由于浅层土壤温度变化相对较为剧烈, 垂直温度梯度大, 不同层次常有明显的相位差异, 合理的温度廓线对温度积分法尤为重要。与一般的温度积分法不同, TDEC 法利用土壤热扩散方程结合线性插值的方法来构造土壤温度廓线, 插值得到的温度廓线可能更为合理。本文的研究结果表明, TDEC 法的计算结果与谐波法的计算结果较为一致, 而且接近于 HFP01SC 的实测结果。因此, TDEC 法可能是推算地表土壤热通量的有效方法之一。

(4) 热通量板测量是一种更为简单的确定土壤热通量的方法。然而, 一般的热通量板往往存在较大的测量误差, 而且这些误差往往难以通过后处理准确地修正^[16]。与一般的热通量板不同, HFP01SC 是一种具有实时自校正功能的热通量板。实验室和野外试验均表明^[16, 21], HFP01SC 的准确度得到了明显改进。虽然 Cobos et al.^[20] 的实验室结果指出 HFP01SC 的实测值比真实值偏高了约 22%, 但他们的野外试验结果又表明该通量板的测量结果是合理的。本文的研究结果也表明, HFP01SC 在黄土高原地区的测量结果可能是较为准确的。因此, 基于 HFP01SC 热流观测的温度积分法可能也是当前推算地表土壤热通量的有效方法之一。

致谢: 感谢两位评审专家提出的宝贵建议。感谢中国科学院青藏高原研究所阳坤研究员提供的 TDEC 法的计算程序 (<http://www.itpcas.ac.cn/users/yangkun/Chinese.htm>)。

参考文献

- [1] Wilson K B, A Goldstein, E Falge, et al. Energy balance closure at FLUXNET sites[J]. *Agric For Meteor*, 2002, 113: 223-243.
- [2] Tanaka, I Tamagawa, H Ishikawa, et al. Surface energy budget and closure of the eastern Tibetan Plateau during the GAME-Tibet IOP 1998 [J]. *J Hydro*, 2003, 283: 169-183.
- [3] Yang K, T Koike, H Ishikawa, et al. Analysis of the surface energy budget at a site of GAME/Tibet using a single-source model[J]. *J Meteor Soc Japan*, 2004, 82: 131-153.
- [4] 李正泉, 于贵瑞, 温学发, 等. 中国通量观测网络(ChinaFLUX)能量平衡闭合状况的评价[J]. *中国科学(D辑)*, 2004, 34(增刊 II): 46-56.
- [5] Culf A D, T Foken, J H C Gash. The energy balance closure problem[M]// Kabat P, Claussen M, eds. *Vegetation, water, humans and the climate. A new perspective on an interactive system*. Berlin: Springer, 2004: 159-166.
- [6] Oncley S P, T Foken, R Vogt, et al. The Energy Balance Experiment EBEX-2000. Part I: Overview and energy balance[J]. *Boundary-Layer Meteor*, 2007, 123: 1-28.
- [7] Foken T. The energy balance closure problem: An overview [J]. *Ecological Applications*, 2008, 18: 1351-1367.
- [8] Ochsner T E, T J Sauer, R Horton. Soil heat storage measurements in energy balance studies[J]. *Agronomy J*, 2007, 99: 311-319.
- [9] Heusinkveld B G, A F G Jacobs, A A M Holtslag, et al. Surface energy balance closure in an arid region: Role of soil heat flux[J]. *Agric For Meteor*, 2004, 122: 21-37.
- [10] 张立杰, 江灏, 李磊. 土壤中热量传输计算的研究进展与展望[J]. *冰川冻土*, 2004, 26(5): 569-575.
- [11] Liebenthal C, B Huwe, T Foken. Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches[J]. *Agric For Meteor*, 2005, 132: 253-262.
- [12] Horton R, P J Wierenga, D R Nielsen. Evaluation of methods for determining the apparent thermal diffusivity of soil near the surface[J]. *Soil Sci Soc Am J*, 1983, 47: 25-32.
- [13] 张立杰, 江灏, 李磊. 利用气象要素计算五道梁地区土壤热流量的试验[J]. *高原气象*, 2006, 25(3): 418-422.
- [14] 范新岗, 汤懋苍. 土壤传导对流热通量计算的初步结果[J]. *高原气象*, 1994, 13(1): 14-19.
- [15] Gao Z, X Fan, L Bian. An analytical solution to one-dimensional thermal conduction-convection in soil [J]. *Soil Sci*, 2003, 168: 99-107.
- [16] van Loon W K P, H M H Bastings, E J Moors. Calibration of soil heat flux sensors[J]. *Agric For Meteor*, 1998, 92: 1-8.
- [17] Jacobs A F G, B G Heusinkveld, A A M Holtslag. Towards closing the surface energy budget of a mid-latitude Grassland [J]. *Boundary-Layer Meteor*, 2007, 126: 125-136.
- [18] 阳坤, 王介民. 一种基于土壤温湿资料计算地表土壤热通量的温度预报校正法[J]. *中国科学(D辑)*, 2008, 38(2): 243-250.
- [19] Hukseflux Thermal Sensors. Application and specification of heat flux sensors. v. 9904. Hukseflux Thermal Sensors, Delft, the Netherlands, 1999, 16pp (www.hukseflux.com/downloads/thermalScience/applicAndSpec.pdf).
- [20] Cobos D R, J M Baker. In situ measurement of soil heat flux with the gradient method[J]. *Vadose Zone J*, 2003, 2: 589-594.
- [21] Ochsner T E, T J Sauer, R Horton. Field Tests of the Soil Heat Flux Plate Method and Some Alternatives[J]. *Agronomy J*, 2006, 98: 1005-1014.

- [22] Huang J P, W Zhang, J Q Zuo, et al. An overview of the semi-arid climate and environment research observatory over the Loess Plateau[J]. *Adv Atmos Sci*, 2008, 25(6): 906–921.
- [23] Zuo J Q, J P Huang, J M Wang, et al. Surface turbulent flux measurements over the Loess Plateau for a semi-arid climate change study [J]. *Adv Atmos Sci*, 2009, 26(4): 1–13.
- [24] Stull R B. 边界层气象学导论[M]. 杨长新译. 北京: 气象出版社, 1991: 738.
- [25] Li Xudong, Fu Hua, Li Xiaodong, et al. Effects of land-use regimes on carbon sequestration in the Loess Plateau, Northern China[J]. *New Zealand Journal of Agricultural Research*, 2008, 51: 45–52.
- [26] 杨兴国, 张强, 王润元, 等. 陇中黄土高原夏季地表能量平衡观测研究[J]. *高原气象*, 2004, 23(6): 828–834.
- [27] 韦志刚, 文军, 吕世华, 等. 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*, 2005, 24(4): 545–555.
- [28] 王澄海, 黄宝霞, 杨兴国. 陇中黄土高原植被覆盖和裸露下垫面地表通量和总体输送系数研究[J]. *高原气象*, 2007, 26(1): 30–38.
- [29] 刘远永, 文军, 韦志刚, 等. 黄土高原塬区地表辐射和热量平衡观测与分析[J]. *高原气象*, 2007, 26(5): 928–937.
- [30] Wen J, Z G Wei, S H Lü et al. The characteristics of land surface energy and water exchange over the Loess Plateau Meisa in China[J]. *Adv Atmos Sci*, 2007, 24(2): 301–310.
- [31] Massman W J, X Lee. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long term studies of carbon and energy exchanges[J]. *Agric For Meteor*, 2002, 113: 121–144.

Estimation of Ground Heat Flux for a Semi-Arid Grassland and Its Impact on the Surface Energy Budget

ZUO Jin-qing¹⁻², WANG Jie-min³, HUANG Jian-ping², LI Wei-jing¹,
WANG Guo-yin², REN Hong-li¹

(1. *Laboratory of Climate Studies, National Climate Centre, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China;*

2. *College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China;*

3. *Key Laboratory of Land Surface Process and Climate Change in Cold and Arid Regions, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China)*

Abstract: Three approaches, i. e. Harmonic analysis (HM) technique, temperature prediction-correction (TDEC) method and calorimetric method, for the estimation of ground heat flux are evaluated by using observations from the Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University (SACOL) in July 2008. The calorimetric method, which involves measurement by a HFP01SC self-calibrating heat flux plate buried at 5 cm depths and heat storage between the plate and the surface, was called as ITHP approach here. The results indicate that the good linear relationships were showed among the soil heat fluxes measured by the HFP01SC heat flux plate and those calculated from the HM technique and the TDEC method at 5 cm depths. The calculated soil heat fluxes from the latter two methods well follow the observed phase by the HFP01SC heat flux plate. The magnitudes of the soil heat flux calculated from the HM technique and the TDEC method are near to each other, while they are about 2% and 6% larger than the observed soil heat flux, respectively, which mainly occur at nighttime. Moreover, the ground heat fluxes calculated from the TDEC method and the HM technique are highly correlated with each other with $R^2 = 0.97$, and their difference is only about 1%. The TDEC-calculated ground heat flux also has a good linear relationship with the ITHP-calculated ground heat flux with $R^2 = 0.99$, but their difference is larger (about 9%). Furthermore, compared to the direct measurements by the HFP01SC soil heat plate at 5 cm depths, the ground heat flux calculated from the HM technique, the TDEC method and the ITHP approach can improve the surface energy budget closure by 6%, 7% and 6% at SACOL site, respectively. Therefore, the contribution of the ground heat flux in the surface energy budget is very important for the semi-arid grassland ecosystem over the Loess Plateau in China. Using the turbulent fluxes after common corrections, soil heat storage between the surface and the heat flux plate can improve the surface energy budget closure by 6%~7%, resulting in a closure of 82%~83% at SACOL site.

Key words: Soil heat flux; Harmonic analysis; Temperature prediction-correction method