

徐自为, 刘绍民, 徐同仁, 等. 不同土壤热通量测算方法的比较及其对地表能量平衡闭合影响的研究[J]. 地球科学进展 2013 28(8): 875-889.  
[Xu Ziwei, Liu Shaomin, Xu Tongren, et al. The observation and calculation method of soil heat flux and its impact on the energy balance closure[J]. Advances in Earth Science 2013 28(8): 875-889.]

## 不同土壤热通量测算方法的比较及其 对地表能量平衡闭合影响的研究<sup>\*</sup>

徐自为, 刘绍民, 徐同仁, 丁 闯

(北京师范大学遥感科学国家重点实验室, 地理学与遥感科学学院, 北京 100875)

**摘 要:** 土壤热通量是地表能量平衡的重要分量, 对其测算方法的研究对理解能量平衡过程具有十分重要的意义。利用 2010 年馆陶站土壤热通量等相关观测数据对多种测算土壤热通量的方法: 实测土壤热通量和热储存量的结合方法(PlateCal)、热传导方程校正法(TDEC)、谐波分析法(HM)、平均土壤热电偶法(TCAV)、耦合热传导—对流法(ITCC)获取的地表土壤热通量进行了对比分析, 并且采用最优方法计算馆陶站 2008—2010 年的地表土壤热通量, 分析了该站土壤热通量日、季节变化特征。主要结论如下: ①PlateCal 和 TDEC 法分别为获取土壤热通量的最优观测与计算方法, 而 HM, TCAV 和 ITCC 法计算结果均不理想; ②PlateCal 与 TDEC 法对地表土壤温度均不敏感, 而 HM 法对地表土壤温度则比较敏感, 各种地表土壤热通量的观测与计算方法均对土壤湿度敏感; ③馆陶站冬小麦、玉米覆盖地表及地表裸露时期的地表土壤热通量均呈现典型的日、季节变化特征, 与净辐射变化趋势一致; ④考虑热储存后, 可将馆陶站 2010 年各月地表能量闭合率提高 4% ~ 11%, 对 2008—2010 年的年能量平衡闭合率提高 3% ~ 5%。

**关 键 词:** 地表土壤热通量; 土壤热流板; 地表能量平衡闭合率

中图分类号: P423.3; S152.8

文献标志码: A

文章编号: 1001-8166(2013)08-0875-15

### 1 引 言

地表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, 近十几年的地表水热通量观测实验结果表明, 涡动相关系统观测的湍流通量(包括感热与潜热通量)仅占地表可利用能量的 70% ~ 90%, 而且几乎每个观测站都存在地表能量平衡不闭合的问题<sup>[1~7]</sup>。沙漠地区地表能量平衡不闭合的问题不显著, 如 Heusinkveld 等<sup>[8]</sup>在以色列稀疏植被覆盖的干旱沙丘上得到的能量平衡闭合率是 0.9。对于裸地或稀疏短草覆盖的地表, 如 TARTEX-90 通

量试验中大麦与裸地下垫面得到的能量平衡闭合率是 0.67<sup>[9,10]</sup>; 在各种农田下垫面为主的 KUREX-91 通量试验中, 能量平衡闭合率为 0.67<sup>[9~11]</sup>; 在以短草下垫面为主的 LINEX-97/1 通量试验中, 能量平衡闭合率为 0.68<sup>[9,10]</sup>; LITFASS-98 通量试验中, 在裸地下垫面获取的能量平衡闭合率为 0.63<sup>[9,10,12]</sup>; Gao<sup>[13]</sup>在青藏高原安多站点(稀疏短草草原)得到的闭合率是 0.7。而对于浓密植被覆盖的地表或森林, 能量平衡闭合率变化幅度比较大。Kanemasu 等<sup>[14]</sup>和 Lee 等<sup>[15]</sup>计算得到的浓密植被覆盖的地表或森林的闭合率在 0.8 ~ 0.9 之间; Turnipseed 等<sup>[16]</sup>

<sup>\*</sup> 收稿日期: 2013-03-27; 修回日期: 2013-07-09。

<sup>\*</sup> 基金项目: 中央高校基本科研业务费专项“多尺度地表蒸散量与土壤水分的观测与模拟”; 国家自然科学基金项目“基于遥感和数据同化方法的海河流域水文通量预测研究——SP2: 不同尺度蒸散量和土壤水分的观测研究”(编号: 30911130504)资助。

作者简介: 徐自为(1981-)男, 吉林梨树人, 工程师, 主要从事地表通量的观测与数据处理研究。E-mail: xuzw@bnu.edu.cn

选择美国科罗拉多洛基山脉 Roosevelt 国家森林(属于具有复杂拓扑结构的亚高山带森林)的 Niwot Ridge 通量站点,分别按四季计算闭合率,均在 0.8 左右;Wilson 等<sup>[1]</sup>计算的美国 22 个通量站(下垫面各不相同,有草地、农田、丛林和森林等)的平均能量平衡闭合率为 0.8;Meyers 等<sup>[17]</sup>根据美国中西部农业区的田间实验,得到生长旺盛期的玉米地和大豆地的能量平衡闭合率分别为 0.84 和 0.9;Oliphant 等<sup>[18]</sup>得到的美国中南部印地安那中纬度常落叶阔叶森林的能量闭合率仅为 0.72。由此可见,在各种下垫面条件下,地表能量平衡不闭合现象是十分普遍的。

土壤热通量是地表能量平衡的重要分量,估计其大小是几乎所有的能量平衡分析中都要涉及的问题。对于植被冠层(包括森林)完全遮蔽的下垫面,地表土壤热通量占净辐射的 5%~10%<sup>[19]</sup>;而 Verhoef 等<sup>[20]</sup>的研究表明,在稀疏植被覆盖的干旱半干旱地区,地表土壤热通量占净辐射的 20%~40%;在裸地下垫面上,地表土壤热通量占净辐射的 30%~40%,尤其是在白天所占比重更大;Idso 等<sup>[21]</sup>指出,对于完全裸露的下垫面,白天地表土壤热通量占净辐射 50% 以上。因此精确地测算地表土壤热通量对于提高地表能量平衡的闭合率具有重要的意义<sup>[7,8,13]</sup>。

目前,有多种方法可以获取地表土壤热通量,主要分为观测和计算两大类。观测方法主要包括:实测土壤热通量和土壤热储存量的结合方法(Combination of Heat Flux Plate Measurements and Calorimetry, PlateCal)<sup>[22~25]</sup>, TCAV 平均土壤热电偶方法(TCAV Averaging Soil Thermocouple Probe, TCAV)<sup>[19,26,27]</sup>。这 2 种方法本质上都是对土壤热流板观测值进行校正,即先计算土壤热流板之上的土壤热储存量,然后加上土壤热流板的观测值得到地表土壤热通量,两者的区别在于 PlateCal 根据土壤热流板上的多层土壤温度、湿度廓线数据来分别计算各层的土壤热储存量,而 TCAV 方法一般根据土壤热流板上的土壤平均温度测量值以及一层的土壤湿度数据来计算土壤热储存量。由于热流板的埋置阻碍了土壤中水热通量的传输,以及热流板的导热率与土壤本身有差异,一般较难准确地测量土壤热通量<sup>[28,29]</sup>,而 Liebethal 等<sup>[22]</sup>的研究则表明:PlateCal 方法获取的地表土壤热通量精度比较理想,该方法已在 FLUXNET 站点得到广泛的应用<sup>[30]</sup>;TCAV 方法也应用于 AmeriFlux 中 MMSF(Morgan-Monroe

State Forest) 通量塔的地表土壤热通量的获取<sup>[18]</sup>,但其适用性有待进一步检验。

利用土壤温度与湿度廓线数据,计算地表土壤热通量的方法比较多,如 Yang 等<sup>[31]</sup>发展的基于土壤温度、湿度资料计算土壤热通量的热传导方程校正法(Thermal Diffusion Equation and Correction, TDEC)、求解经典 Fourier 热传导方程的谐波分析法(Harmonic analysis Method, HM)<sup>[8,32]</sup>以及同时考虑热扩散和热对流机制的方法(Incorporation of Thermal Conduction and Convection, ITCC)<sup>[13,33]</sup>。左金清等<sup>[7]</sup>使用 TDEC 方法计算了黄土高原半干旱草地下垫面的地表土壤热通量,结果十分理想。Heusinkveld 等<sup>[8]</sup>对以色列干旱沙丘的研究表明:HM 法能够精确地计算地表土壤热通量,同时指出该方法在质地均一、土壤热特性参数恒定的土壤中计算效果比较好,但具有一定的局限性。Gao<sup>[13]</sup>使用热传导与热对流方法计算那曲站地表土壤热通量时,发现该方法的计算结果能够有效地提高地表能量平衡闭合率。但迄今为止,该方法的实际应用比较少。

本文根据馆陶站 2008—2010 年土壤热通量以及相关观测数据,采用 2010 年观测数据对各种地表土壤热通量的观测与计算方法进行了分析与比较,开展了影响因子(地表温度、土壤湿度等)的敏感性分析;采用最优地表土壤热通量计算方法得到馆陶站 2008—2010 年的地表土壤热通量,分析了馆陶站地表土壤热通量的日、季节变化特征,并探讨了地表土壤热通量对地表能量平衡闭合状况的影响。

## 2 观测数据与方法

### 2.1 观测站概况

馆陶观测站(115°07′39″E, 36°30′54″N)位于河北省馆陶县河寨村,海拔 30 m。试验场为农田下垫面,包括玉米/小麦/棉花,其中玉米与小麦为轮作,棉花为一季。整个试验场较为平坦、均一,盛行风向为南风 and 北风。该站的观测仪器包括:大孔径闪烁仪(Large Aperture Scintillometer, LAS)、涡动相关仪(Eddy Covariance System, EC)以及自动气象站(Automatic Meteorological Station, AWS),该站的详细介绍请参考文献[34]。其中与土壤热通量观测和计算相关的仪器见表 1。

馆陶站为典型的华北农田地区,其中 2010 年 6 月 1~23 日,冬小麦覆盖地表;6 月 25 日至 7 月 15 日,冬小麦收获,夏玉米已经播种但尚未出苗;7 月

表1 馆陶站土壤热通量与相关参数的观测仪器

Table 1 The instruments of related measurement and calculation ground heat flux at Guantao site

传感器	架高/埋深/m	型号
土壤温度传感器	0 0.02 0.05 0.1 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0	Avalon: AV-40T
土壤湿度传感器	0.02 0.05 0.1 0.2 0.4 0.6 1	Decagon: ECH <sub>2</sub> o-5
土壤热流板	0.02(2块) 0.08(2块) 0.15(2块) 0.2(2块)	Campbell: HFT3
TCAV 平均土壤热电偶	0.02 0.06	Campbell: TCAV
四分量辐射仪	14.3	Kipp&zonen: CNR1
红外温度传感器	15.7(2个)	Avalon: IRTC-3

20日至8月9日,夏玉米完全封垄;10月10日至11月8日,夏玉米收获,冬小麦虽已播种但尚未出苗。其中6月1~23日及7月20日至8月9日期间为生长季,作物完全覆盖地表;6月25日至7月15日及10月10日至11月8日期间为非生长季,下垫面完全裸露。

本文采用2010年6月1~23日、6月25日至7月15日、7月20日至8月9日以及10月10日至11月8日期间分别代表馆陶站生长季与非生长季,进行多种地表土壤热通量观测与计算方法的对比与分析。

## 2.2 土壤热通量的观测与计算方法

### 2.2.1 地表土壤热通量的观测方法

#### (1) 实测土壤热通量和热储存量的结合方法

若不考虑热对流,且土壤中没有其他热源和热汇,土壤能量传输可由一维热传导方程表示:

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

$$G = - \lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2)$$

式中:  $G$  分别为土壤热通量( $W/m^2$ )和土壤深度( $m$ )(二者均向下为正);  $T$  为土壤温度( $K$ ),  $t$  为时间( $s$ ); 根据 Liebethal 等<sup>[22]</sup> 建议及馆陶站土壤热流板安装状况(表1),取参考深度为  $0.2 m$ <sup>[24]</sup>;  $\lambda_s$  为土壤热传导率,由于  $\lambda_s$  难以准确观测<sup>[31]</sup>,采用最小二乘法拟合公式(2)得到馆陶站参考深度处土壤热传导率,为  $1.67 W/(m \cdot K)$ ;  $\rho_s c_s$  代表土壤容积热容量( $J/(kg \cdot K)$ ),计算过程可参见文献[31]。

由于地表土壤热通量无法直接观测,结合埋置在参考深度  $z_r$  深度处<sup>[27]</sup> 的热流板实测值与其上热储存量获取地表土壤热通量,称为 PlateCal 法<sup>[22]</sup>。积分公式(1),可得地表土壤热通量  $G_0$  计算公式为:

$$G_0 = G_{20, obs} + \int_0^{0.2} \frac{\partial \rho_s c_s T(z)}{\partial t} dz \quad (3)$$

式中:  $G_{20, obs}$  为  $0.2 m$  处2块土壤热流板观测值

的平均值,同理可得其他层土壤热通量。

#### (2) TCAV 平均土壤热电偶法

通过 TCAV 平均土壤热电偶<sup>[26]</sup> 观测  $z_r$  之上的平均土壤温度计算土壤热储存,结合  $z_r$  处实测土壤热通量,得到地表土壤热通量  $G_0$  的方法简称 TCAV 法。热流量板埋置深度  $z_r$  为  $0.08 m$ , TCAV 的2个探头分别埋置于  $0.02$  和  $0.06 m$  处,  $G_0$  的计算公式为:

$$G_0 = G_{8, obs} + \frac{\rho_s c_s \Delta T}{\Delta t} \Delta z \quad (4)$$

式中:  $G_{8, obs}$  为  $0.08 m$  处2块土壤热流板观测值的平均值;  $\Delta T/\Delta t$  分别为 TCAV 平均热电偶观测得到的平均土壤温度及其时间分辨率  $30 min$ ;  $\Delta z$  为  $z_r$  之上土层厚度,为  $0.08 m$ 。

### 2.2.2 地表土壤热通量的计算方法

#### (1) 热传导方程校正法

基于公式(1)和(2), Yang 等<sup>[31]</sup> 发展了一种根据土壤温湿梯度数据计算土壤热通量的温度预报校正方法 TDEC, 根据馆陶站土壤温度湿度观测状况(表1),取  $z_r$  为  $1 m$ , 假定  $1 m$  处土壤热通量可忽略,即  $G_{100} \approx 0$ , 则  $G_0$  计算公式为:

$$G_0 = \frac{1}{\Delta t} \sum_0^{z_r} [\rho_s c_s (z, t + \Delta t) T(z, t + \Delta t) - \rho_s c_s (z, t) T(z, t)] \Delta z \quad (5)$$

式中:  $\Delta t$  为土壤温度、湿度数据时间分辨率  $30 min$ ;  $\Delta z$  为温度节点之间的土层厚度,同理可得其他各层土壤热通量。

#### (2) 谐波分析法

对于质地均一的土壤,如果土壤含水量不随深度变化或其变化对土壤热特性参数:土壤热扩散率  $\kappa$  和土壤热传导率  $\lambda_s$  的影响可以忽略,则可以把这2个参数当成是常数。因此将公式(2)代入公式(1)后可得到<sup>[32]</sup>:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (6)$$

式中:  $\kappa = \lambda_s / \rho_s c_s$  为土壤总体热扩散率 ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )。给定初边值条件<sup>[32]</sup>, 求解公式(6)<sup>[8, 32]</sup>可得土壤温度:

$$T_{z,t} = T_z + \sum_{n=1}^M A_{0n} \exp \left( -\sqrt{\frac{n\omega}{2\kappa}} z \right) \times \sin \left( n\omega t + \Phi_{0n} - \sqrt{\frac{n\omega}{2\kappa}} z \right) \quad (7)$$

式中:  $n$   $\omega$  ( $\omega = 2\pi/N$ )  $N$  分别为波数、圆频率、总样本数;  $M = N/2$  为最大谐波波数;  $A_{0n}$  和  $\Phi_{0n}$  分别为地表土壤温度的振幅和位相;  $T_z$  为深度  $z$  处的土壤平均温度, 最小二乘法拟合公式(6)得到热扩散率  $\kappa$  为  $4.19 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$ 。对公式(7)求偏导, 可得:

$$G_{z,t} = \rho_s c_s \kappa \sum_{n=1}^M [A_{0n} \sqrt{\frac{n\omega}{\kappa}} \exp(-Bz) \times \sin(n\omega t + \Phi_{0n} + \frac{\pi}{4} - Bz)] \quad (8)$$

式中:  $B = \sqrt{n\omega/2\kappa}$ , 当  $z = 0$   $0.15 \text{ m}$  时, 分别可得地表及  $0.15 \text{ m}$  处土壤热通量。

### (3) 耦合热传导—对流法

由 HM 法可知, 公式(7)推导的先决条件是假设土壤热扩散率  $\kappa$  不随深度改变<sup>[8]</sup>, 事实上  $\kappa$  随深度的增加而变化<sup>[35-37]</sup>。考虑到土壤热对流的存在, Gao 等<sup>[36]</sup>认为公式(6)应该为:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - W \frac{\partial T}{\partial z} \quad (9)$$

式中:  $W$  为液态水通量密度(向下为正)。求解公式(9)得到土壤温度<sup>[36]</sup>:

$$T_{z,t} = T_0 + A \exp \left[ \left( -\frac{W}{2\kappa} - \frac{\sqrt{2}}{4\kappa} \sqrt{W^2 + \sqrt{W^4 + 16\kappa^2 \omega^2}} \right) z \right] \times \sin \left[ \omega t - z \frac{\sqrt{2}\omega}{\sqrt{W^2 + \sqrt{W^4 + 16\kappa^2 \omega^2}}} \right] \quad (10)$$

式中:  $T_0$  为地表平均温度(K),  $A$  为地表温度振幅。Gao<sup>[13]</sup>建议取  $z_r$  为  $0.05 \text{ m}$ , 根据  $0.02$   $0.05 \text{ m}$  处土壤温度  $T_2$  和  $T_5$  采用公式(10)计算参数  $\kappa$ ,  $W$ 。同时考虑土壤热传导、热对流及  $z_r$  处实测土壤热通量, 可得  $G_0$ :

$$G_0 = G_{z_r} + \rho_s c_s \kappa \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_w c_w W \Delta T \quad (11)$$

式中:  $G_{z_r}$  为参考深度处热流板观测土壤热通量,  $T$  为参考深度以上土壤平均温度。

## 3 结果分析

本文可通过 3 种方式获取地表温度, 分别为: 根

据四分量辐射仪测量的上、下行长波辐射计算地表温度( $T_s\_CNR$ ) 根据红外温度计测量的辐射温度计算地表温度( $T_s\_IRT$ ) 以及土壤温度传感器实测的  $0 \text{ cm}$  地温( $T_s\_0 \text{ cm}$ )。

其中  $T_s\_CNR$  的计算公式为  $T_s\_CNR = \left( \frac{R_{LW}^\uparrow - (1-\varepsilon) R_{LW}^\downarrow}{\varepsilon \sigma} \right)^{1/4}$ , 式中:  $R_{LW}^\uparrow$  和  $R_{LW}^\downarrow$  分别为向上和向下长波辐射,  $\sigma$  为 Stefan-Boltzmann 常数  $5.67 \times 10^{-8} (\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K}^4))$ , 比辐射率  $\varepsilon$  根据 2010 年馆陶站下垫面土地利用类型、作物生长状况等进行查表得到<sup>[38, 39]</sup>。

$T_s\_IRT$  计算公式为:

$$T_s\_IRT = \left( \frac{\sigma IRT^4 - (1-\varepsilon) R_{LW}^\downarrow}{\varepsilon \sigma} \right)^{1/4}$$

其中  $IRT$  为红外温度计测量的辐射温度。

本文采用均方差  $RMSE$  来评价各种方法之间的

差异, 计算公式为:  $RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}$ , 其中  $x_i$   $y_i$  分别为土壤热通量观测值与计算值,  $n$  为样本数。

### 3.1 多种土壤热通量的观测与计算方法的比较

土壤温度、湿度是计算地表土壤热通量的输入项, 因此在进行土壤热通量各种计算方法结果的比较前, 需要了解不同下垫面状况下土壤浅层温度、湿度之间的差异, 图 1 展示了  $0$   $0.02$   $0.05$   $0.1$   $0.2 \text{ m}$  深度处土壤温度随时间变化曲线。

从图 1 可知, 在生长季和非生长季, 馆陶站各浅层土壤温度存在显著的日变化趋势, 符合一般的变化规律, 土壤温度随着深度的增加振幅逐渐衰减、位相延迟。

在不同下垫面状况下, 馆陶站浅层土壤湿度随时间变化趋势如图 2 所示, 降水与灌溉出现时, 各层土壤湿度骤然增加, 越接近地表, 土壤湿度越大, 随后受土壤蒸发和作物蒸腾的影响, 各层土壤湿度随时间的推移而缓慢降低, 土壤湿度随深度增加而增加。

上文已提到, 馆陶站可通过 3 种方式获取地表温度, 分别为  $T_s\_0 \text{ cm}$ ,  $T_s\_CNR$  和  $T_s\_IRT$ , 图 3 展示了 3 种地表温度在不同下垫面状况下随时间变化趋势。三者的位相在不同下垫面状况下保持一致, 在地表裸露时期,  $T_s\_0 \text{ cm}$  的振幅与  $T_s\_CNR$  和  $T_s\_IRT$  的振幅基本一致, 而在作物生长季,  $T_s\_0 \text{ cm}$  的振幅显著大于  $T_s\_CNR$  和  $T_s\_IRT$ , 这主要因为在作物生长季四分量辐射与红外温度传感器视场内为植被,

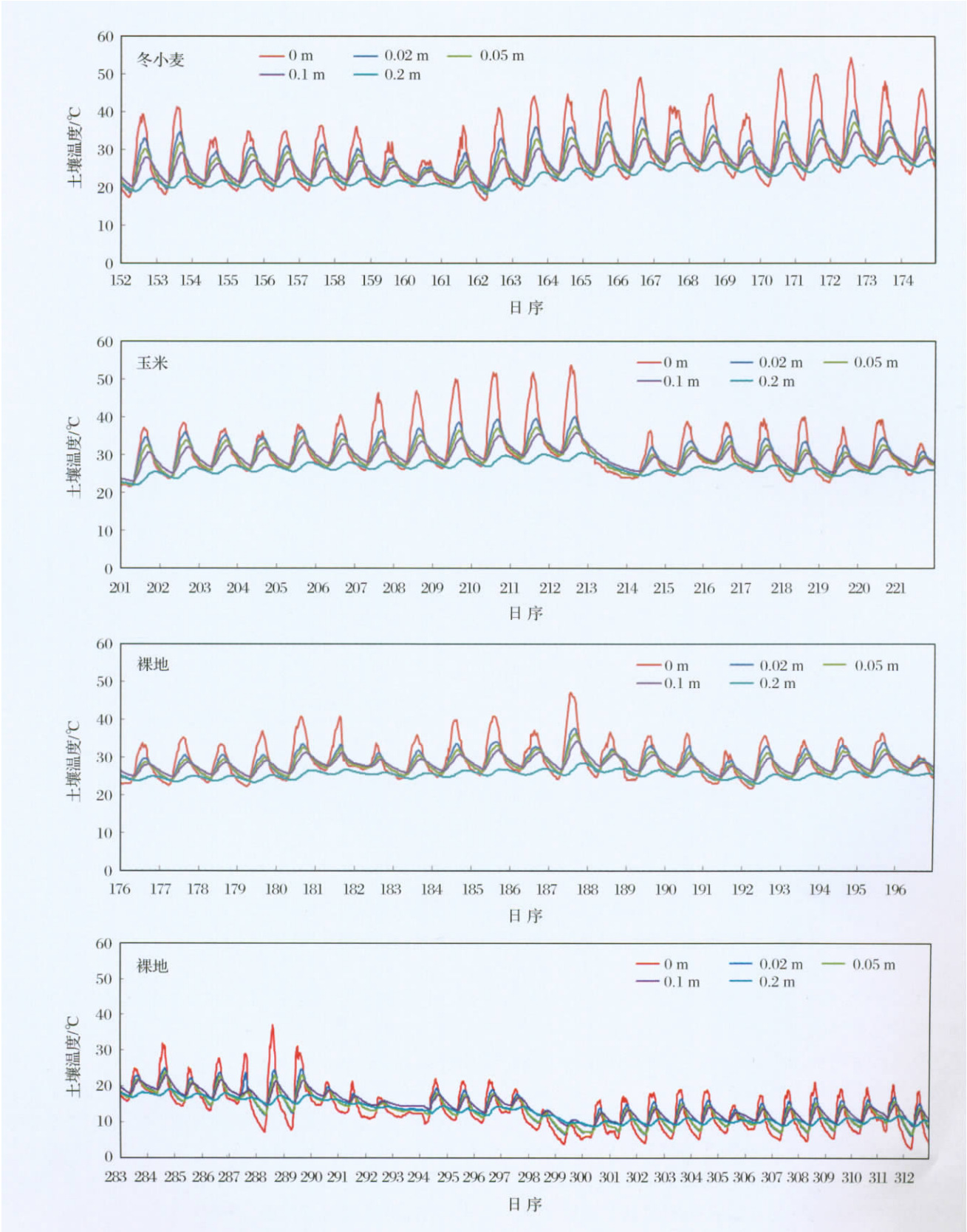


图 1 2010 年馆陶站不同下垫面条件下土壤温度随时间变化特征  
Fig.1 Variation of soil temperature over different land covers at Guantao site in 2010

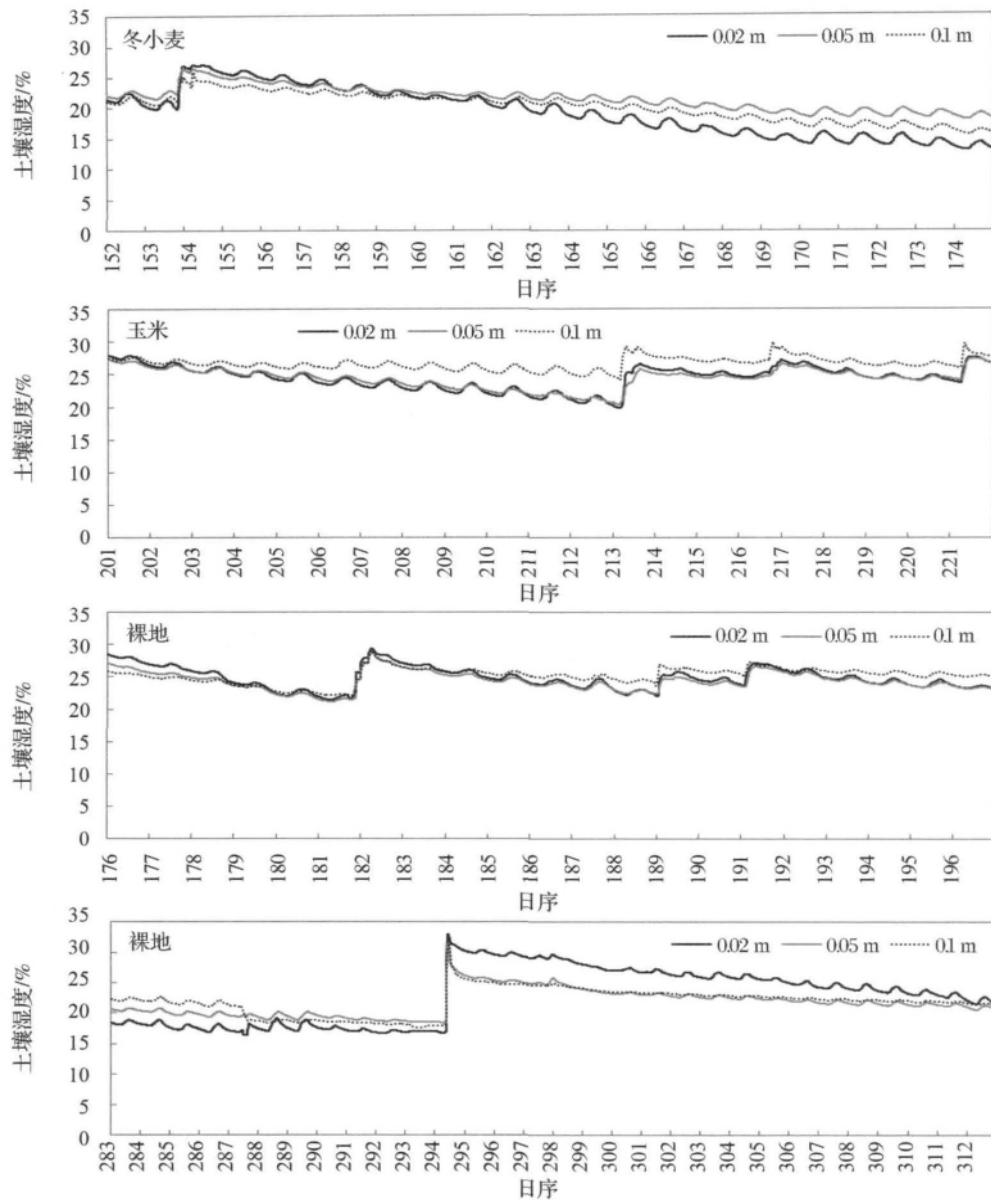


图 2 2010 年馆陶站不同下垫面条件下土壤湿度随时间变化特征

Fig. 2 Variation of soil moisture over different land covers at Guantao site in 2010

为避免采用  $T_{s\_CNR}$  或  $T_{s\_IRT}$  作为地表温度计算作物生长季地表土壤热通量导致的误差,本文在不同下垫面状况下均选用  $T_{s\_0\text{ cm}}$  作为地表温度来计算馆陶站地表及浅层土壤热通量。

下文将根据馆陶站 2010 年作物不同下垫面状况下土壤热通量相关观测数据,采用  $T_{s\_0\text{ cm}}$  作为地表温度用于地表及浅层土壤热通量的计算,分析和对比各种观测与计算方法获取的地表及浅层土壤热通量的差异。试图挑选最佳的地表及浅层土壤热通量观测、计算方法。

### 3.1.1 地表土壤热通量

本文采用 PlateCal 法<sup>[23 25]</sup>作为参照,将其他方

法计算的地表土壤热通量与 PlateCal 方法的计算结果进行比较。在不同下垫面条件下,各种地表土壤热通量观测与计算方法的比较见表 2。

从表 2 可知,在馆陶站,冬小麦覆盖地表时期、地表裸露时期、玉米覆盖地表时期,TDEC 方法计算的地表土壤热通量与 PlateCal 方法结果最接近,而 HM 方法计算结果与 PlateCal 方法计算结果差异较大,尤其在地表裸露时期。

由于浅层土壤温度梯度变化十分剧烈<sup>[31]</sup>,TDEC 方法<sup>[31]</sup>通过表层网格较密、底层网格较稀的扩展方法把一维热传导方程的离散形式表示为 3 对角方程模拟土壤温度,然后校正模拟的温度廓线与

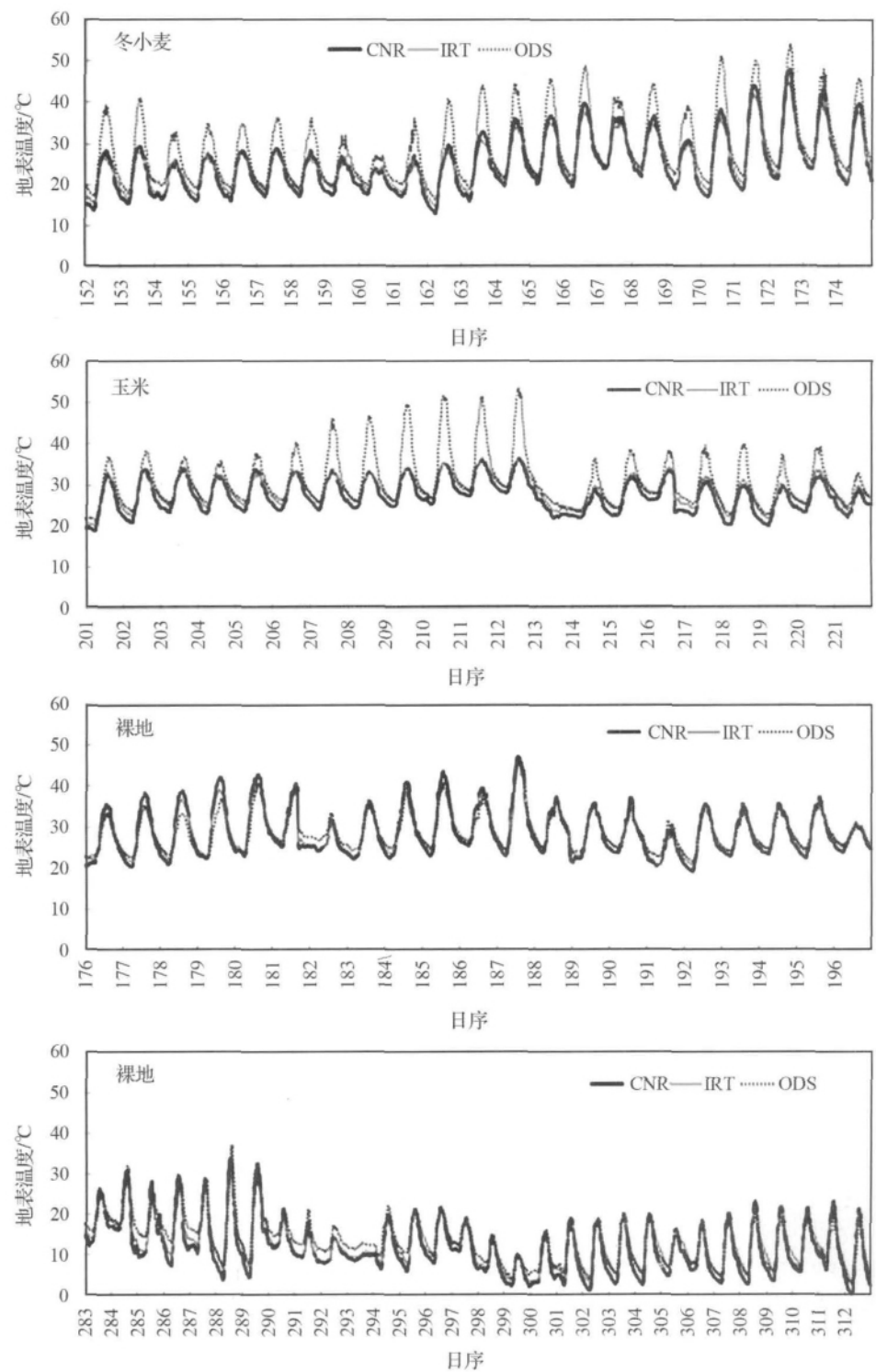


图 3 2010 年馆陶站不同下垫面条件下不同地表温度  $T_{s\_0}$  cm( OBS)  $T_{s\_CNR}$  和  $T_{s\_IRT}$  随时间变化特征  
Fig. 3 Variation of different land surface temperature  $T_{s\_0}$  cm( OBS)  $T_{s\_CNR}$  and  $T_{s\_IRT}$   
at over different land covers Guantao site

实测温度廓线之间的偏差,将偏差插值到各温度节点,并与模拟温度累加,最终获取土壤温度廓线,该过程有效地提高了土壤温度的模拟精度及地表土壤热通量的计算精度。无论是在冬小麦或玉米覆盖地表时期或地表裸露时期, $T_{DEC}$  方法都能够十分精确地计算地表土壤热通量,因而采用  $T_{DEC}$  方法与



PlateCal 方法计算的地表土壤热通量结果最接近,这说明了 TDEC 方法对植被覆盖及地表裸露下垫面状况均有较强的适应性。

表 2 2010 年馆陶站各种观测与计算地表土壤热通量的比较结果(以 PlateCal 方法结果为参照)

Table 2 The comparison results of surface soil heat flux among the observation and calculation methods at Guantao site in 2010 (take PlateCal as the reference method)

日期(月-日)	方法	拟合式	<i>R</i>	<i>RMSE</i> /( $W/m^2$ )
06.01-06.23 (冬小麦)	TDEC	$y=0.93x$	0.99	7.03
	HM	$y=0.87x$	0.84	23.96
	TCAV	$y=0.75x$	0.90	16.55
	ITCC	$y=1.12x$	0.80	36.53
07.20-08.09 (玉米)	TDEC	$y=0.93x$	0.99	5.44
	HM	$y=0.70x$	0.83	18.48
	TCAV	$y=0.66x$	0.80	19.27
	ITCC	$y=0.98x$	0.79	29.91
06.25-07.15 (裸地)	TDEC	$y=0.93x$	0.96	9.93
	HM	$y=0.99x$	0.83	21.26
	TCAV	$y=0.74x$	0.76	19.98
	ITCC	$y=0.61x$	0.67	20.34
10.10-11.08 (裸地)	TDEC	$y=0.96x$	0.95	9.70
	HM	$y=1.30x$	0.83	26.55
	TCAV	$y=0.73x$	0.84	14.48
	ITCC	$y=0.82x$	0.78	20.00

注: *R* 为相关系数,下同

HM 方法计算的地表土壤热通量与 PlateCal 方法计算结果之间差异显著,尤其在地表裸露的 6 月 25 日至 7 月 15 日、10 月 10 日至 11 月 8 日期间。HM 方法计算结果与 PlateCal 方法的差异显著的原因:首先, HM 方法适用于土壤密度、土壤含水量不随深度变化或其变化对土壤热特性参数(热传导率、热扩散率)的影响可以忽略的质地均一的土壤<sup>[7,40,41]</sup>,这种方法在干燥的沙漠地区计算结果十分理想<sup>[8]</sup>,但馆陶站下垫面为灌溉的农田,土壤体含水量相对较高(16%~33%),而且随着土壤深度的增加而变化(图 2),这有可能使得土壤热扩散率同样随深度增加而变化<sup>[35,37]</sup>,因而 HM 方法并不完全适用于馆陶站土壤热通量的计算,这会导致 HM 方法计算结果与 PlateCal 方法计算结果差异显著。从表 2 中可知:在下垫面为裸地时(6 月 25 日至 7 月 15 日、10 月 10 日至 11 月 8 日), HM 方法计算的地表土壤热通量与 PlateCal 方法计算结果之间的差异达到最大。由于地表裸露期间,直达地表的太阳辐射致使浅层土壤因蒸发而大量丧失土壤水分,导致浅层土壤与深层土壤之间湿度差异较大,而

在冬小麦和玉米覆盖期间,由于地表未暴露于太阳辐射下,不同深度土壤湿度之间的差异较小。随深度增加而变化较大的土壤湿度很可能导致土壤热扩散率同样随深度增加而变化较大<sup>[35,37]</sup>,致使地表裸露期间,土壤热扩散率随深度变化的程度比冬小麦和玉米覆盖期间更为显著,因此相对于冬小麦和玉米覆盖时期,在地表裸露时期,更不宜采用 HM 方法计算地表土壤热通量,这也是导致在地表裸露的 6 月 25 日至 7 月 15 日以及 10 月 10 日至 11 月 8 日期间, HM 方法计算的地表土壤热通量与 PlateCal 方法计算结果之间的差异达到最大的原因。

TCAV 方法采用 2~6 cm 之间平均温度随时间变化计算热储存项,由于浅层土壤温度变化十分剧烈<sup>[31]</sup>,采用平均温度难以准确计算浅层土壤热储存量,因此导致 TCAV 方法计算的地表土壤热通量与 PlateCal 方法计算结果之间差异显著。ITCC 方法采用正弦曲线模拟土壤温度<sup>[13,33]</sup>,Cenis<sup>[41]</sup>指出采用单一正弦波并不能准确地模拟土壤温度,因此 ITCC 方法难以精确地计算出土壤热扩散率和液态水通量密度,从而造成 ITCC 方法计算结果与 PlateCal 方法计算结果之间差异较大。此外,在获取热扩散率和液态水通量密度之后, ITCC 方法采用热流板之上土层上、下边界土壤温度的平均值代表浅层土壤平均温度来计算热储存项<sup>[13]</sup>,同样由于浅层土壤温度变化剧烈<sup>[31]</sup>,难以如实反映浅层土壤的实际热力情况,这也是导致 ITCC 方法计算结果与 PlateCal 方法计算结果之间差异较大的另一个原因。

### 3.1.2 浅层土壤热通量

由于 ITCC、TCAV 方法只能获取地表土壤热通量,因此,本节只进行 PlateCal、TDEC 和 HM 方法获取的 15 cm 土壤热通量与 15 cm 土壤热流板观测值之间差异的比较。不同下垫面状况下,15 cm 土壤热通量比较结果见表 3。

从表 3 可知,在馆陶站不同的下垫面时,PlateCal 方法得到的土壤热通量与观测值之间相关系数均较高,TDEC 方法计算结果次之,而 HM 方法计算结果相对较大。3 种方法与观测值之间的均方差一般在  $10 W/m^2$  上下。图 4 为综合不同下垫面几种方法测算土壤热通量与观测值的比较图,可以看到 PlateCal 方法与观测值相关性非常高,而 HM 方法离散很大。综合来看,PlateCal 方法最好,TDEC 方法次之, HM 方法差异较大。在各种下垫面状况下, PlateCal、TDEC 和 HM 方法得到的 15 cm 处土壤热通量都大于 15 cm 处土壤热流板观测值。



表 3 馆陶站 15 cm 处土壤热通量的比较结果  
Table 3 The comparison results of soil heat flux at the depth of 15 cm at Guantao site

日期(月-日)	方法	拟合式	R	RMSE/(W/m <sup>2</sup> )
06.01-06.23 (冬小麦)	PlateCal	$y = 1.84x$	0.97	11.71
	TDEC	$y = 1.33x$	0.91	8.29
	HM	$y = 1.40x$	0.78	14.48
07.20-08.09 (玉米)	PlateCal	$y = 1.70x$	0.96	9.11
	TDEC	$y = 1.37x$	0.87	9.25
	HM	$y = 1.25x$	0.85	8.87
06.25-07.15 (裸地)	PlateCal	$y = 2.06x$	0.97	9.34
	TDEC	$y = 1.42x$	0.80	9.03
	HM	$y = 1.29x$	0.86	6.40
10.10-11.08 (裸地)	PlateCal	$y = 1.43x$	0.93	6.62
	TDEC	$y = 1.18x$	0.68	12.16
	HM	$y = 1.49x$	0.76	13.55

关于 HM 方法计算结果与 15 cm 处土壤热流板观测值之间的差异较大的原因,与上节地表土壤热通量中的解释相同。另外,图 4 显示根据不同方法计算得到的 15 cm 深度处土壤热通量均大于该处土壤热流板观测值。关于这种现象, Yang 等<sup>[31]</sup>在使用 TDEC 方法计算青藏高原安多站 10、20 cm 处土壤热通量值并与热流板观测结果进行比较时, TDEC 方法计算结果是热流板观测值的 2.93 倍,通过分析,发现这种现象是由土壤热传导率和热流量板热传导率之间的差异所导致的。本文中,馆陶站安装的 HFT3 土壤热流板的热传导率为 1.22 W/(m·K)<sup>[27]</sup>,小于馆陶站土壤热传导率 1.67 W/(m·K),因而也导致 PlateCal、TDEC 和 HM 方法计算的

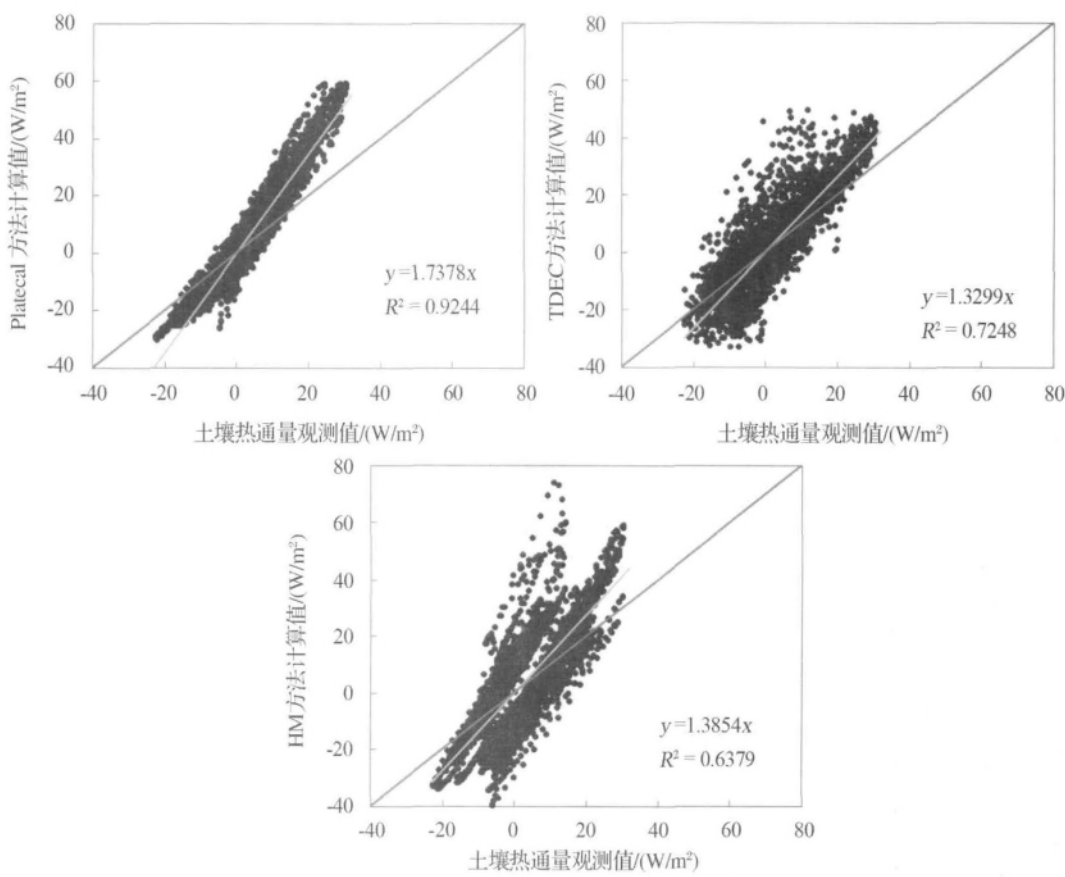


图 4 不同下垫面各种方法测算土壤热通量与观测值的比较

Fig. 4 The comparison of soil heat flux calculated by different methods and the measurements under different land covers

15 cm 土壤热通量大于 15 cm 处土壤热流板观测值。同时,由于馆陶观测站下垫面为农田,受灌溉等因素的影响,土壤热流板的埋置深度很可能因此下沉,致使其观测值偏小,这是导致 PlateCal、TDEC 和 HM 方法计算的 15 cm 土壤热通量大于热流板观测值的另一个原因。

3.2 敏感性分析  
3.2.1 地表温度  
鉴于 ITCC、TCAV 方法分别通过 2、5 cm 土壤温度及 8 cm 以上土壤浅层平均温度(2、6 cm)获取地表土壤热通量,与地表温度无关,本节只对 PlateCal、TDEC 和 HM 方法进行地表温度的敏感

性分析。将上述 3 种方法分别利用  $T_{s\_0}$  cm ,  $T_{s\_CNR}$ 与  $T_{s\_IRT}$  作为地表温度计算的地表土壤热通量。以  $T_{s\_0}$  cm 计算得到的土壤热通量作为

参考值 ,其他 2 种方法计算得到的地表土壤热通量与其比较 ,结果见表 4。

从表4可知 ,不同下垫面时 ,PlateCal和TDEC

表 4 馆陶站采用不同地表温度计算地表土壤热通量的比较结果(以  $T_{s\_0}$  cm 计算结果为参照)  
Table 4 The comparison results of surface soil heat flux with different surface temperature observations at Guantao site ( take  $T_{s\_0}$  cm calculated soil heat flux as the reference)

日期(月-日)	方法	地表温度	拟合式	R	RMSE/(W/m <sup>2</sup> )
06.01-06.23 (冬小麦)	PlateCal	$T_{s\_CNR}$	$y = 1.01x$	0.99	3.39
		$T_{s\_IRT}$	$y = 1.02x$	0.99	3.45
	TDEC	$T_{s\_CNR}$	$y = 1.02x$	0.98	3.42
		$T_{s\_IRT}$	$y = 1.03x$	0.97	4.41
	HM	$T_{s\_CNR}$	$y = 1.20x$	0.87	23.78
		$T_{s\_IRT}$	$y = 1.22x$	0.86	26.74
07.20-08.09 (玉米)	PlateCal	$T_{s\_CNR}$	$y = 1.02x$	0.98	4.40
		$T_{s\_IRT}$	$y = 1.03x$	0.98	5.81
	TDEC	$T_{s\_CNR}$	$y = 1.02x$	0.99	4.52
		$T_{s\_IRT}$	$y = 1.03x$	0.98	5.88
	HM	$T_{s\_CNR}$	$y = 1.21x$	0.88	27.79
		$T_{s\_IRT}$	$y = 1.23x$	0.86	30.16
06.25-07.15 (裸地)	PlateCal	$T_{s\_CNR}$	$y = 1.00x$	0.99	3.00
		$T_{s\_IRT}$	$y = 1.01x$	0.99	3.20
	TDEC	$T_{s\_CNR}$	$y = 1.00x$	0.99	3.02
		$T_{s\_IRT}$	$y = 1.01x$	0.99	3.32
	HM	$T_{s\_CNR}$	$y = 0.93x$	0.90	12.98
		$T_{s\_IRT}$	$y = 0.94x$	0.89	14.04
10.10-11.08 (裸地)	PlateCal	$T_{s\_CNR}$	$y = 0.99x$	0.99	3.34
		$T_{s\_IRT}$	$y = 1.00x$	0.99	3.67
	TDEC	$T_{s\_CNR}$	$y = 1.00x$	0.99	3.48
		$T_{s\_IRT}$	$y = 1.01x$	0.98	4.25
	HM	$T_{s\_CNR}$	$y = 0.88x$	0.91	16.51
		$T_{s\_IRT}$	$y = 0.89x$	0.90	18.42

方法采用不同地表温度计算的地表土壤热通量基本一致; HM 方法采用不同地表温度计算的地表土壤热通量差异十分明显。PlateCal 和 TDEC 方法计算地表土壤热通量 ,其结果受到多层土壤温度的影响 ,而 HM 方法将土壤温度看成正弦谐波<sup>[8]</sup> ,地表温度直接决定正弦谐波的振幅与位相 ,进而影响到地表土壤热通量的计算 ,因而对地表温度敏感。

3.2.2 土壤湿度

关于土壤湿度对多种土壤热通量观测与计算方法的影响 ,涉及到的方法有 PlateCal ,TDEC ,HM ,TCAV 和 ITCC 方法。

本文通过 2 种土壤湿度数据来分析各种地表土壤热通量观测与计算方法对土壤湿度的敏感性: ①实测土壤湿度 ,即土壤湿度廓线的观测数据; ②将各层土壤湿度观测数据分别增加 10% 。

各种观测与计算方法采用实测土壤湿度与增加

10% 土壤湿度获取的地表土壤热通量的比较结果见表 5 ,可知在馆陶站 ,采用增加 10% 土壤湿度计算地表土壤热通量与采用实际土壤湿度观测数据计算的地表土壤热通量相比有不同程度的增加 ,变化范围为 11% ~ 14% ,说明在冬小麦、玉米覆盖以及地表裸露时期 ,各种地表土壤热通量的观测与计算方法 ( PlateCal ,TDEC ,HM ,TCAV ,ITCC) 方法均对土壤湿度敏感 ,各种观测与计算方法计算的地表土壤热通量随土壤湿度的增加而加大。由于土壤湿度是影响土壤容积热容量大小的关键因素 ,土壤容积热容量在土壤能量传输与传导过程中占有重要作用 ,土壤湿度通过土壤容积热容量对地表土壤热通量的计算产生重要影响。

3.3 地表土壤热通量的日、季节变化特征

3.3.1 日、季节变化特征

从3.1和3.2的分析结果看 ,在观测方法中 ,

表 5 馆陶站采用增加 10 % 土壤湿度、实际土壤湿度数据  
获取地表土壤热通量的比较

Table 5 The comparison results between soil heat flux  
calculated based on observed soil moisture and plus 10 %  
real soil moisture at Guantao site

日期(月-日)	方法	拟合式	R	RMSE/(W/m <sup>2</sup> )
06.01-06.23 (冬小麦)	PlateCal	$y = 1.12x$	0.99	1.22
	TDEC	$y = 1.11x$	0.99	1.90
	HM	$y = 1.10x$	0.99	1.18
	TCAV	$y = 1.12x$	0.99	0.60
	ITCC	$y = 1.13x$	0.99	0.65
07.20-08.09 (玉米)	PlateCal	$y = 1.13x$	0.99	1.05
	TDEC	$y = 1.12x$	0.99	1.46
	HM	$y = 1.11x$	0.99	0.61
	TCAV	$y = 1.12x$	0.99	0.64
	ITCC	$y = 1.13x$	0.99	0.62
06.25-07.15 (裸地)	PlateCal	$y = 1.12x$	0.99	0.51
	TDEC	$y = 1.12x$	0.99	0.80
	HM	$y = 1.11x$	0.99	0.71
	TCAV	$y = 1.13x$	0.99	0.36
	ITCC	$y = 1.13x$	0.99	0.27
10.10-11.08 (裸地)	PlateCal	$y = 1.12x$	0.99	1.12
	TDEC	$y = 1.12x$	0.99	1.20
	HM	$y = 1.13x$	0.99	1.10
	TCAV	$y = 1.13x$	0.99	0.77
	ITCC	$y = 1.13x$	0.98	0.84

PlateCal 方法最优; 在计算方法中,TDEC 方法最优。  
本文选用 TDEC 方法,采用  $T_s_{-0}$  cm 作为地表温度  
来计算馆陶站全年地表土壤热通量。挑选典型晴天  
6 月 12 日、7 月 11 日、8 月 6 日、10 月 31 日分别代  
表冬小麦完全覆盖地表、冬小麦收割—玉米苗覆盖  
地表、玉米完全覆盖地表、玉米收割—冬小麦苗覆盖  
地表 4 个阶段,分析不同下垫面状况下地表土壤热

通量的日变化特征。

由图 5 可知,馆陶站冬小麦和玉米覆盖及地表  
裸露时期,地表土壤热通量日变化趋势与净辐射日  
变化趋势基本一致。太阳升起后,地表土壤热通量  
随着地表温度的升高而增加,于中午 11:00-13:00  
达到峰值,地表土壤热通量到达峰值时间先于净辐  
射,之后随净辐射下降而下降,全天呈现明显的日变  
化趋势。

本文采用 TDEC 方法计算得到馆陶站地表土壤  
热通量,图 6 为 2008—2010 年馆陶站日平均土壤热  
通量的变化特征,并绘制日均净辐射。

由图 6 可知,馆陶站日均净辐射具有明显的年  
变化特征,一般在  $-30 \sim 200 \text{ W/m}^2$  之间变化,在 5  
~6 月达到最大值;而日均土壤热通量一般在  $-10$   
~ $50 \text{ W/m}^2$  之间变化,一般在 5~6 月达到最大值,  
冬季土壤热通量较小,土壤热通量在年际间没有明  
显的变化特征。

3.3.2 地表能量平衡的闭合率

采用涡动相关仪测量的感热、潜热通量,结合净  
辐射以及 TDEC 计算的地表土壤热通量,计算了馆  
陶站 2010 年逐月及全年的能量平衡闭合率,并将 2  
cm 土壤热通量观测值计算的能量平衡闭合率进行  
比较(表 6)。

由表 6 可知,相对于 2 m 处热流板观测值,采用  
地表土壤热通量能够不同程度地提高月、年的地表  
能量平衡闭合率。采用地表土壤热通量而非浅层土  
壤 2 cm 处热流板观测值可将 2010 年各月能量平衡  
闭合率提高 4%~11%。尤其在生长季的 6~10 月,  
地表能量平衡闭合率的提高效果十分显著。

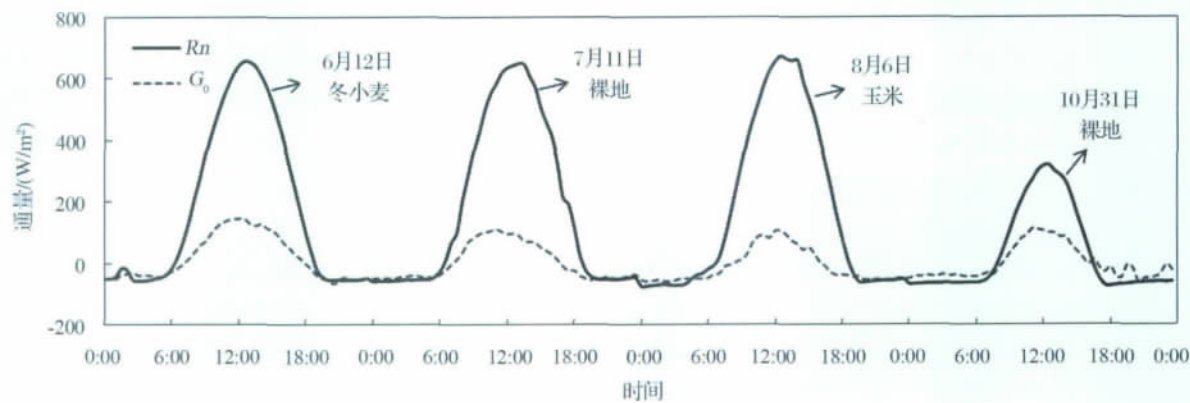


图 5 2010 年馆陶站晴天净辐射( $R_n$ )、地表土壤热通量( $G_0$ )日变化特征

Fig. 5 Diurnal variations of net radiation ( $R_n$ ), surface soil heat flux ( $G_0$ ) in clear day at Guantao site

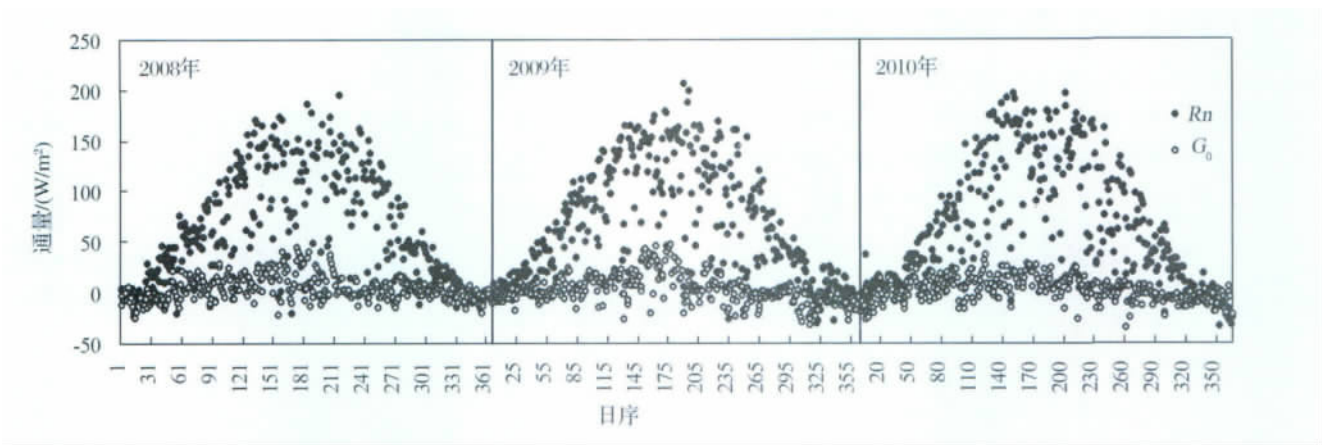


图 6 2008—2010 年馆陶站净辐射 ( $R_n$ )、地表土壤热通量 ( $G_0$ ) 的季节变化特征

Fig. 6 Seasonal variations of net radiation ( $R_n$ ) ,surface soil heat flux ( $G_0$ ) at Guantao site during 2008-2010

利用 2008—2010 年涡动相关仪测量的感热、潜热通量,以及净辐射、土壤热通量(2 cm 观测值)以及地表土壤热通量(TDEC 方法)计算了连续 3 年馆陶站的能量平衡闭合率,可利用能量与感热、潜热的散点图(图 7)。在土壤热通量订正前,2008、2009 和 2010 年馆陶站的能量平衡闭合率分别为 0.87、0.82 和 0.88;采用 TDEC 方法对土壤热通量订正后,对 2008—2010 年的年能量平衡闭合率提高了 3%~5%,3 年的能量平衡闭合率分别为 0.91、0.87 和 0.91。影响能量平衡不闭合的原因目前还没有定论,但较广泛的认为单点涡动相关仪观测不到低频涡旋贡献是引起能量平衡不闭合的主因<sup>[3,42]</sup>。

4 结 论

本文利用 2010 年馆陶站土壤热通量等相关观测数据对多种观测和计算土壤热通量的方法:实测土壤热通量和热储存量的结合方法(PlateCal)、热传导方程校正法(TDEC)、谐波分析法(HM)、TCAV 平均土壤热电偶法(TCAV)、耦合热传导-对流法(ITCC)获取的地表及浅层 2 cm 土壤热通量进行了对比分析,对各种土壤热通量观测与计算方法进行了地表土壤温度及土壤湿度的敏感性分析,并且挑

选出以上诸多方法中最优的地表土壤热通量计算方法。同时采用最优方法计算馆陶站 2008—2010 年全年地表土壤热通量,分析了该站全年地表土壤热通量日、季节变化特征,并计算了馆陶站的能量平衡的闭合率,结果表明:

PlateCal 和 TDEC 方法能够较好地获取地表及浅层土壤热通量,PlateCal 和 TDEC 法分别为获取土壤热通量的最优观测与计算方法。PlateCal 和 TDEC 法对地表土壤温度均不敏感, HM 法对地表土壤温度敏感;各种方法均对土壤湿度敏感;地表土壤热通量呈现典型的日、季节变化特征,与净辐射变化趋势较一致。

土壤热储存不可忽略,采用地表土壤热通量代替 2 cm 土壤热流板观测值可将馆陶站 2010 年各月地表能量平衡闭合率提高 4%~11%,对 2008—2010 年的年能量平衡闭合率提高 3%~5%。

由于采用土壤热流板观测土壤热通量并不十分可靠<sup>[14]</sup>,因此今后需要对土壤热流板观测值进行傅里叶校正,或者采用 Hukseflux 公司生产的 HFP-01SC 自校正土壤热流板进行观测,以便得到更可靠的土壤热通量观测值。另外,如何得到区域尺度的地表土壤热通量也是今后工作的一个挑战。

表 6 2010 年馆陶站在地表土壤热通量订正前后地表能量平衡闭合率的比较

Table 6 The energy balance ratio of each month before and after soil heat flux correction at Guantao site

能量平衡闭合率	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
$(H + LE) / (R_n - G_0)$	0.77	0.78	0.78	0.77	0.79	0.91	0.90	0.94	0.96	0.95	0.82	0.80
$(H + LE) / (R_n - G)$	0.73	0.73	0.74	0.73	0.74	0.82	0.81	0.84	0.85	0.85	0.77	0.76

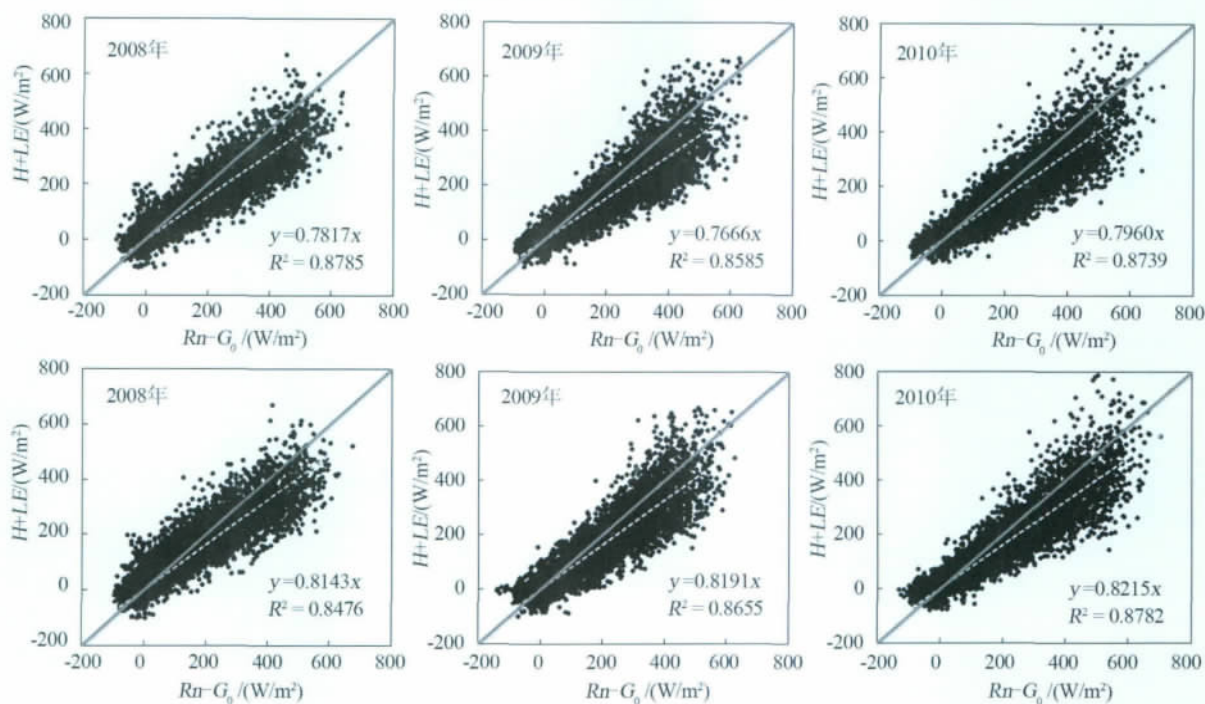


图 7 2008—2010 年馆陶站能量平衡闭合率

Fig. 7 The energy balance closure during 2008-2010 at Guantao site

上面 3 幅图为采用 2 cm 测量的土壤热通量, 下面 3 幅图为订正后土壤热通量

The pictures in the above adopted the soil heat flux measured at 2 cm, the pictures in the below are the corrected soil heat flux by TDEC meathod

## 参考文献(References):

- [1] Wilson K, Goldstein A, Falge E *et al.* Energy balance closure at FLUXNET sites [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 113: 223-243.
- [2] Li Zhengquan, Yu Guirui, Wen Xuefa *et al.* Energy balance closure at ChinaFLUX sites [J]. *Science in China (Series D)*, 2005, 48 (Suppl. II): 51-62. [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 2): 46-56.]
- [3] Foken T, Wimmer F, Mauder M *et al.* Some aspects of the energy balance closure problem [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2006, 6 (12): 4 395-4 402.
- [4] Oncley S, Foken T, Vogt R *et al.* The energy balance experiment EBEX-2000. Part I: Overview and energy balance [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2007, 123 (1): 1-28.
- [5] Jacobs A, Heusinkveld B, Holtslag A. Towards closing the surface energy budget of a mid-latitude grassland [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2008, 126 (1): 125-136.
- [6] Liu Ximing, Hu Fei, Jiang Jinhua *et al.* Energy budget over the water-land heterogeneous surface in Baiyangdian region [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2008, 32 (6): 1 411-1 418. [刘照明, 胡非, 姜金华, 等. 白洋淀水陆不均匀地区能量平衡特征分析 [J]. 大气科学, 2008, 32 (6): 1 411-1 418.]
- [7] Zuo Jinqing, Wang Jiemin, Huang Jianping *et al.* Estimation of ground heat flux for a semi-arid grassland and its impact on the surface energy budget [J]. *Plateau Meteorology*, 2010, 29 (4): 840-848. [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.]
- [8] Heusinkveld B, Jacobs A, Holtslag A *et al.* Surface energy balance closure in an arid region: Role of soil heat flux [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004, 122: 21-37.
- [9] Liu H, Foken T. A modified Bowen ratio method to determine sensible and latent heat fluxes [J]. *Meteorologische Zeitschrift*, 2001, 10 (1): 71-80.
- [10] Foken T. The energy balance closure problem: An overview [J]. *Ecological Applications*, 2008, 18 (6): 1 351-1 367.
- [11] Panin G N, Tetzlaff G, Raabe A. Inhomogeneity of the land surface and problems in the parameterization of surface fluxes in natural conditions [J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 1998, 60 (1): 163-178.
- [12] Beyrich F, Foken T, Herzog H J. Editorial: The LITFASS-98 experiment [J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 2002, 73 (1): 1-2.
- [13] Gao Z. Determination of soil heat flux in a Tibetan short-grass prairie [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2005, 114 (1): 165-178.
- [14] Kanemasu E T, Verma S B, Smith E A *et al.* Surface flux measurements in FIFE: An overview [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1992, 97 (D17): 18 547-18 555.



- [15] Lee X, Black T A. Atmospheric turbulence within and above a douglas-fir stand. Part II: Eddy fluxes of sensible heat and water vapour [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1993, 64 ( 4 ): 369-389.
- [16] Turnipseed A A, Blanken P D, Anderson D E, *et al.* Energy budget above a high-elevation subalpine forest in complex topography [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 110 ( 3 ): 177-201.
- [17] Meyers T P, Hollinger S E. An assessment of storage terms in the surface energy balance of maize and soybean [J]. *Agricultural and Forest Meteorology* 2004, 125: 105-115.
- [18] Oliphant A J, Grimmond C S, Zutter H N, *et al.* Heat storage and energy balance fluxes for a temperate deciduous forest [J]. *Agricultural and Forest Meteorology* 2004, 126: 185-201.
- [19] Choudhury B J, Idso S B, Reginato R J. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1987, 39: 283-297.
- [20] Verhoef A, Hurk B J, Jacobs A F, *et al.* Thermal soil properties for vineyard ( EFEDA-I ) and savanna ( HAPEX-Sahel ) sites [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1996, 78: 1-18.
- [21] Idso S, Aase J, Jackson R. Net radiation—Soil heat flux relations as influenced by soil water content variations [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1975, 9 ( 1 ): 113-122.
- [22] Liebenthal C, Huwe B, Foken T. Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches [J]. *Agricultural and Forest Meteorology* 2005, 132: 253-262.
- [23] Tanaka K, Ishikawa H, Hayashi T, *et al.* Surface energy budget at Amdo on the Tibetan plateau using GAME/Tibet IOP98 data [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2001, 79 ( 1B ): 505-517.
- [24] Ogée J, Lamaud E, Brunet Y, *et al.* A long-term study of soil heat flux under a forest canopy [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2001, 106: 173-186.
- [25] Mayocchi C L, Bristow K L. Soil surface heat flux: Some general questions and comments on measurements [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1995, 75: 43-50.
- [26] Campbell. TCAV Averaging Soil Thermocouple Probe Instruction Manual [Z]. 2006.
- [27] Campbell. HFT3 Soil Heat Flux Plate. Instruction Manual [Z]. 2003.
- [28] Loon W K, Bastings H M, Moors E J. Calibration of soil heat flux sensors [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1998, 92: 1-8.
- [29] Yu G, Wen X, Sun X, *et al.* Overview of ChinaFLUX and evaluation of its eddy covariance measurement [J]. *Agricultural and Forest Meteorology* 2006, 137: 125-137.
- [30] Aubinet M, Grelle A, Ibrom A, *et al.* Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology [J]. *Advances in Ecological Research*, 1999, 30: 113-175.
- [31] Yang K, Wang J. A temperature prediction-correction method for estimating surface soil heat flux from soil temperature and moisture data [J]. *Science in China ( Series D )*, 2008, 51 ( 5 ): 721-729.
- [32] Horton R, Wierenga P. Estimating the soil heat flux from observations of soil temperature near the surface [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1983, 47 ( 1 ): 14-20.
- [33] Fan Xin'gang, Tang Maocang. A preliminary study on conductive and convective soil heat flux [J]. *Plateau Meteorology*, 1994, 13 ( 1 ): 14-19. [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. ]
- [34] Liu S M, Xu Z W, Zhu Z L, *et al.* Measurements of evapotranspiration from eddy-covariance systems and large aperture scintillometers in the Hai River Basin, China [J]. *Journal of Hydrology*, 2013, 487: 24-38.
- [35] Li Yi, Shao Ming'an. Latest advance of thermo-pulse method for measuring soil thermal properties [J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2005, 42 ( 1 ): 134-139. [李毅, 邵明安. 热脉冲法测定土壤热性质的研究进展 [J]. 土壤学报, 2005, 42 ( 1 ): 134-139. ]
- [36] Gao Z, Fan X, Bian L. An analytical solution to one-dimensional thermal conduction-convection in soil [J]. *Soil Science*, 2003, 168 ( 2 ): 99-107.
- [37] Gao Z, Lenschow D H, Horton R, *et al.* Comparison of two soil temperature algorithms for a bare ground site on the Loess Plateau in China [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2008, 113: D18105.
- [38] Rubio E, Caselles V, Badenas C. Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8 ~ 14  $\mu\text{m}$  Wave band: Analysis of two field methods [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1997, 59 ( 3 ): 490-521.
- [39] Jiménez-Muñoz J C, Sobrino J A, Gillespie A, *et al.* Improved land surface emissivities over agricultural areas using ASTER ND-VI [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2006, 103 ( 4 ): 474-487.
- [40] Horton R, Wierenga P, Nielsen D. Evaluation of methods for determining the apparent thermal diffusivity of soil near the surface [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1983, 47 ( 1 ): 25-32.
- [41] Ceniz J. Temperature evaluation in solarized soils by Fourier analysis [J]. *Phytopathology*, 1989, 79 ( 5 ): 506-510.
- [42] Foken T. The energy balance closure problem: An overview [J]. *Ecological Applications*, 2008, 18 ( 6 ): 1351-1367.

## The Observation and Calculation Method of Soil Heat Flux and Its Impact on the Energy Balance Closure

Xu Ziwei , Liu Shaomin , Xu Tongren , Ding Chuang

( *State Key Laboratory of Remote Sensing Science School of Geography ,  
Beijing Normal University Beijing 100875 , China* )

**Abstract:** The soil heat flux is an important component of the surface energy balance equation and the observation and calculation method of soil heat flux is of great significance. The surface soil heat flux was calculated and analyzed using the observation and calculation methods including PlateCal ,TDEC ,HM ,TCAV ,ITCC based on the meteorological data of Guantao site in 2010. With the comparison of the results derived from these five methods ,the optimal method is selected and used to obtain the land surface heat fluxes of Guantao site during 2008–2010 and the diurnal and seasonal variation characteristics are analyzed. The main conclusions are: ①PlateCal and TDEC are the optimal observation and calculation methods for obtaining land surface soil heat flux ,respectively; while the results of HM ,TCAV and ITCC method are not satisfied. ②The PlateCal and TDEC methods are both sensitive to the surface soil temperature ,however ,the HM method is not sensitive to the surface soil temperature and all the observation and calculation methods are sensitive to soil moisture. ③The surface soil heat flux showed a typical diurnal variations during winter wheat ,corn and bare soil and the seasonal variation is consistent with the trend of net radiation. ④When the soil heat storage was considered ,the monthly surface energy balance closure ratio in 2010 could increase 4% ~ 11% and the annual energy balance closure ratio increased 3% ~ 5% in the year of 2008–2010 at Guantao site.

**Key words:** Surface soil heat flux; Soil heat flux plate; Energy balance closure.