三温模型——基于表面温度测算蒸散和评价环境 质量的方法 I . 土壤蒸发

邱国玉 王 帅 吴 晓

(北京师范大学资源学院, 北京 100875)

摘 要 三温模型是近年提出的测算蒸散量和评价环境质量的一种方法, 因为该模型的核心是表面温度、参考表面温度、气温, 所以被称为“三温模型”。该文通过理论分析结合实验的方法, 讨论了用三温模型测算土壤蒸发量的方法及其验证。通过引入没有蒸发的参考土壤的概念, 三温模型中用下式计算土壤蒸发量:

$$LE = R_n - G - (R_{nd} - G_d) \frac{T_s - T_a}{T_{sd} - T_a}$$

式中, E 为土壤蒸发量, L 为水汽的汽化潜热, R_n 和 R_{nd} 为蒸发土壤面和参考土壤面的净辐射, G 和 G_d 为蒸发土壤和参考土壤热通量, T_s 、 T_{sd} 、 T_a 分别为蒸发土壤的表面温度、参考土壤表面温度、气温。试验结果表明, 在参考土壤和蒸发土壤中, 能量通量存在明显差异, 参考土壤中的土壤热通量和净辐射通量均小于蒸发土壤, 而显热通量则大于蒸发土壤; 在一般情况下, 参考土壤的表面温度最高, 蒸发土壤表面温度次之, 大气温度最低, 在土壤湿润时, 这些差异更为显著。经过与大型称重式蒸渗仪的实测值比较, 三温模型能较好地计算土壤蒸发量, 在 22 d 的实验期间内, 绝对平均误差仅为 $0.17 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 相关系数达 $r^2 = 0.88$ 。与热电偶测温结果相比较, 采用红外温度计测温的结果更为精确, 和实测值的绝对平均误差仅为每天 $0.15 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 相关系数达 $r^2 = 0.94$, 表明三温模型有较好的精度。另外, 三温模型在计算土壤蒸发量时, 所需要的参数种类少(净辐射、土壤热通量、温度), 不含经验系数, 不需要空气动力学阻抗和表面阻抗等参数, 因此简便实用, 具有较好的应用前景。

关键词 参考土壤 三温模型 土壤蒸发 蒸发土壤 遥感应应用 环境评价

THREE TEMPERATURE (3T) MODEL——A METHOD TO ESTIMATE EVAPOTRANSPIRATION AND EVALUATE ENVIRONMENTAL QUALITY

QIU Guo-Yu WANG Shuai and WU Xiao

(College of Resource Science and Technology, Beijing Normal University, Beijing 100875, China)

Abstract The “Three temperatures (3T) model” is a recently proposed method to estimate evapotranspiration and evaluate environmental quality. Because the key components for this model are three temperature variables, it is referred to as the “3T model”. This study discusses the procedures used to estimate evaporation, and model is verified based on a theoretical analysis and experimental data.

By introducing a reference dry soil (a soil without evaporation), soil evaporation (E) can be calculated by:

$$LE = R_n - G - (R_{nd} - G_d) \frac{T_s - T_a}{T_{sd} - T_a}$$

where L is latent heat of vaporization, R_n and R_{nd} are the net radiations of drying and dry soil, respectively. G and G_d are soil heat fluxes in drying soil and dry soil, respectively. T_s and T_{sd} are the surface temperatures of drying soil and dry soil, respectively. T_a is the air temperature. Results of the experimental work indicated that the energy fluxes over drying and dry soil were significantly different. Soil heat flux and net radiation on the dry soil are smaller than that on the drying soil, whereas the heat flux of the dry soil is higher than that of the drying soil. Typically, the dry soil surface temperature was higher than that of the drying soil surface temperature and the drying soil surface temperature was higher than the air temperature. Results of a field experiment showed that the measured E (using of a weighing lysimeter) and the calculated E using the 3T model agreed with each other and the mean absolute error (MAE) between them was $0.17 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ with a regression

coefficient of $r^2 = 0.88$. Furthermore, by using the temperature measured by infrared thermometers, the MAE between measured and estimated evaporation was $0.15 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ with a regression coefficient of $r^2 = 0.94$. These results showed that evaporation as estimated by 3T model is accurate. The main advantage of the 3T model is that only a few parameters (temperature, net radiation and soil heat flux) are required. Soil surface resistance, aerodynamic resistance, and other empirical parameters are not necessary.

Key words 3T Model, Dry soil, Drying soil, Soil evaporation

蒸发是地表能量平衡和水分平衡的重要组成部分。在目前水资源日益短缺的情况下,为了合理的定量管理和分配水资源,包括土壤水分蒸发的区域水分蒸散研究日益成为各个领域的研究热点。土壤水分蒸发研究已有百余年历史, Penman(1948)提出了计算湿润下垫面的蒸发潜力(潜在蒸发量)公式,并且认为实际蒸发量与潜在蒸发量成正比。Penman 公式至今还是该领域的重要理论基础之一。在 Penman 公式的基础上,通过导入了阻抗的概念(空气动力学阻抗和表面阻抗), Monteith(1965)提出了 Penman-Monteith 公式,可应用于非饱和和下垫面条件下蒸散量的测算。空气动力学阻抗可以根据风速来计算,表面阻抗的确定至今仍是蒸散研究和测定的难点,因此, Penman-Monteith 公式的应用范围受到了一定限制。

三温模型是由邱国玉(Qiu, 1996; Qiu *et al.*, 1996a, 1996b, 1998, 1999a, 1999b, 2000, 2002, 2003)近年提出的一种测算蒸散量和评价环境质量的一种方法,因为该模型的核心是表面温度、参考表面温度和气温,所以被称为“三温模型”。该模型由于所含参数少、容易遥感观测等特点,被称为是“应用遥感技术观测实际水文过程非常有价值,非常有意义的一步¹⁾”。

三温模型包括 5 个基本模型:土壤蒸发模型、土壤蒸发扩散系数(评价土壤水分状况和土壤环境质量)、植被蒸腾模型、植被蒸腾扩散系数(评价植被的水分状况和植被环境质量)和作物水分亏缺系数。三温模型通过引入参考土壤的概念,不需要输入阻抗就可以计算土壤蒸发量。本研究的目的就是详细讨论三温模型在计算土壤蒸发量时的理论推导和实验验证,以期为我国的水资源评价和管理提供参考。

1 理论

当地表为裸露土壤时,其能量交换过程可以用地表能量平衡方程来表示:

$$LE = R_n - G - H \tag{1}$$

式中, R_n 为地表净辐射通量, H 为从土壤到大气的显热通量, LE 为消耗于蒸发的潜热通量(E 为蒸发量、 L 为水汽的汽化潜热), G 为土壤热通量。上式中所有通量的单位均为 $\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。其中显热通量 H 又可以表示为:

$$H = \frac{\rho C_p (T_s - T_a)}{r_a} \tag{2}$$

式中, ρ 为空气密度($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$), C_p 为空气定压比热($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$), ρC_p 表征空气的体积热容量($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$), T_s 为土壤表面温度($^\circ\text{C}$), T_a 为参考高度的空气温度($^\circ\text{C}$), r_a 为空气动力学阻抗($\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$)。

假设在土壤中放入一个截面积比较小($< 100 \text{ cm}^2$)而又比较长的干土柱(称之为参考土壤,周围有蒸发的土壤称之为蒸发土壤),我们认为周围的空气温度、湿度、风速以及其它大气条件不会因为这个微小的参考土壤的存在而发生显著改变。由于在参考土壤中没有水分蒸发,所以其中的土壤水分蒸发(LE)是可以忽略不计的。又因为其参考高度的空气温度与周围是一样的,也就可以说参考土壤和蒸发土壤的空气动力学阻抗 r_a 也是一样的,从而 r_a 也就可以表示为:

$$r_a = \frac{\rho C_p (T_{sd} - T_a)}{R_{nd} - G_d} \tag{3}$$

式中, T_{sd} 是参考土壤的表面温度($^\circ\text{C}$), R_{nd} 是参考土壤的净辐射通量($\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), G_d 是参考土壤热通量($\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)。

将公式(1),(2)和(3)合并,就可以得到计算土壤蒸发的公式:

$$LE = R_n - G - (R_{nd} - G_d) \frac{T_s - T_a}{T_{sd} - T_a} \tag{4}$$

在公式(4)中,需要输入的变量有温度(包括 T_s 、 T_a 和 T_{sd}),净辐射通量(R_n 和 R_{nd}),以及土壤热通量(G 和 G_d)。在这些变量中,温度和土壤热通量是可以通过测量得到的,净辐射通量既可以测量,也可以通过计算得到,下面简单介绍计算地表净辐射

¹⁾ As a very informative and a significant step towards using remote sensing to truly measure hydrologic processes. Professor Roger Clapp, University of Tennessee, USA, personal communication

通量的过程。根据 Jensen 等(1990), R_n 可由下面的公式得出:

$$R_n = (1 - \alpha) R_s + \Delta R_1 \tag{5}$$

式中, R_s 是太阳辐射($J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$), α 是地表反照率, 都可以通过测量得到。 ΔR_1 是净长波辐射($J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$), 通常是用太阳辐射和表面温度计算出来的。 Weiss (1982)和 Burman 等(1983)提出的计算方法:

$$\Delta R_1 = (0.4 + 0.6 \frac{R_s}{R_{so}})(\epsilon_a \sigma T_a^4 - \epsilon_s \sigma T_s^4) \tag{6}$$

式中, R_{so} 是晴天的太阳辐射量($J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$), 可以用常数来代替, ϵ_a 是大气放射率, ϵ_s 是地表放射率, σ 是斯特藩-玻尔兹曼常数($5.67 \times 10^{-8} J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1} \cdot K^{-4}$)。其中因为土壤的放射率一般在 0.90 到 0.95 之间 (Monteith & Unsworth, 1990), 所以取其平均值 0.925来计算净长波辐射。而大气放射率可以用下面的公式 (Hatfield, 1983)得到:

$$\epsilon_a = 0.92 \times 10^{-5} T_a^2 \tag{7}$$

2 材料和方法

2.1 试验地简介

于 1995 年 5 月 5 日至 6 月 6 日共 33 d 的时间在日本鸟取大学干燥地研究中心(35°32' N; 134°13' E)的一块约 1 hm² 的平坦沙地(土壤粒径在 0.25 ~ 2.00 mm 的颗粒占 95.8%)上进行试验。其间, 由于降雨和其它原因, 有 11 d 没有记录。该地区地下水位埋深大于 5 m, 沙土的田间持水量和永久萎蔫点分别为 0.074 m³·m⁻³和 0.022 m³·m⁻³, 饱和导水率为 2.7 × 10⁻⁴ m·s⁻¹。试验期间用喷灌进行了灌溉, 灌溉时间是从 20:00 到 22:00, 灌溉水量为 13 mm。

将干土装在塑料管加铝底做成的筒里, 然后埋在土壤中就是参考土壤。我们共做了 4 个参考土壤柱, 其中 1 个长为 110 cm, 直径为 30 cm, 壁厚约 1 cm, 其它 3 个均长 55 cm, 直径 20 cm, 壁厚 0.5 cm。所有的塑料管壁都是绝热的, 热量交换只通过下部的铝底进行。参考土壤的表面平时裸露并且与周围土壤持平, 在下雨和灌溉时覆盖以保持干燥。

2.2 测量方法

用安装在试验地中心的称重式蒸渗仪对土壤蒸发进行了实测。该蒸渗仪直径 1.5 m, 深度 1.5 m, 具有 50 g 的灵敏度, 即相当于 0.028 mm 的水深, 每 15 s 测量 1 次, 30 min 取 1 次平均值记录。

利用直径约 0.32 mm 的 Cu-Co 热电偶测量土壤表面温度和大气温度, 包括参考土壤(12 个重复)和

蒸发土壤(15 个重复), 以及在 10 cm 高度(5 个重复)和 20 cm 高度(4 个重复)的大气温度。试验时在热电偶的上面覆盖了约 1 mm 的薄土层以避免太阳直射。在试验的最后阶段(从 5 月 30 日到 6 月 6 日), 还利用了红外温度计(THI-500, Tasco Co. Ltd.)测量土壤表面温度。这些数据都通过 DL-350 (Teac Co. Ltd.) 数据采集仪和 Thermodac Model 5001A (Eto Electric Co. Ltd.) 数据采集仪每 30 min 记录 1 次。利用 Makino AVH 风速仪 (Makino Co. Ltd.) 测定距地面 0.3、0.6、1.5 和 2.0 m 的高度的风速。用太阳辐射仪 (MS-42, Eko Co. Ltd.) 和净辐射仪 (MS-45, Eko Co. Ltd.) 测定 2.0 m 高度的太阳辐射通量和净辐射通量。利用一个太阳辐射仪 (MS-33, Eko Co. Ltd.) 和两个太阳能电池 (S227-1010BR, Hamamatsu Photonics Co. Ltd.) 测得土壤的反照率, 长和宽各 1 cm 的太阳能电池在试验前用太阳辐射仪进行了校准并且分别安装在距参考土壤 5 cm 和蒸发土壤 10 cm 的高度。把土壤热通量板 (MF-9L Eko Co. Ltd.) 埋在距地表 0.5 cm 的地方(认为在其上面没有热量存储)测得土壤热通量, 蒸发土壤取 3 个重复, 参考土壤取 2 个重复。气象数据是用 DL-350 数据采集仪和 Thermodac Model 5001A 数据采集仪每 30 min 测量和记录 1 次。

3 结果与讨论

3.1 参考土壤与蒸发土壤中的能量通量

由于在参考土壤中没有水分蒸发, 所以造成参考土壤与蒸发土壤中的能量通量有明显差异。图 1 为 5 月 22 日至 29 日(其中 5 月 24 日因为降雨而没能记录)参考土壤和蒸发土壤中土壤热通量、净辐射通量和显热通量日平均值之间的比较。

3.1.1 净辐射通量

净辐射通量是指地表净得的短波辐射和长波辐射的和, 是地表能量、动量、水分输送与交换过程中的主要能源。从图 1 可以看出, 参考土壤表面的地表净辐射量要小于蒸发土壤, 并且表现为在灌溉之后差异增大, 然后逐渐减小。因为净辐射通量是通过公式(5)和(6)计算得出, 所以根据公式(5)和(6)可知, 在这两种土壤之间, 只有反射率和地表温度可以造成地表净辐射通量的不同。图 2 表示的是通量的日变化过程, 可以看出, 参考土壤的反照率和地表温度都大于蒸发土壤, 所以就造成参考土壤的地表净辐射通量小于蒸发土壤, 在灌溉之后, 这种差异更明显。计算过程中, 也可以将实测所得净辐射通量

图1 蒸发土壤与参考土壤间土壤热通量(G 与 G_d)、净辐射通量(R_n 与 R_{nd})和显热通量(H 与 H_d)日平均值的比较

Fig.1 Comparison of the soil heat fluxes (G and G_d), net radiation (R_n and R_{nd}), and sensible heat fluxes (H and H_d) of the drying soil and dry soil
 G : 蒸发土壤热通量 Soil heat flux in drying soil G_d : 参考土壤热通量 Soil heat flux in reference dry soil R_n : 蒸发土壤面净辐射通量 Net radiation of drying soil R_{nd} : 参考土壤面净辐射通量 Net radiation of reference dry soil H : 蒸发土壤显热通量 Sensible heat flux above drying soil H_d : 参考土壤显热通量 Sensible heat flux above reference dry soil

代入公式(4)得到土壤蒸发量,实验过程中测得的净辐射通量与计算值的回归方程为 $Y = 9.689 + 0.955 X$ ($r^2 = 0.87$)。

3.1.2 土壤热通量

土壤热通量是土壤内部的热交换,与热流方向的土温梯度、导热率成正比,对土壤蒸发、地表能量交换均有影响。从图1可以看出,蒸发土壤的土壤热通量要远远大于参考土壤,尤其是在灌溉之后,然后差异逐渐减小。主要的原因是随着土壤含水量的增加,导热率也会增加。

3.1.3 显热通量

显热通量是指地表和大气间进行的热交换。从图1可以看出,显热通量也表现出了在灌溉之后差异最大,之后慢慢减小的特点。影响这种变化的主要因素是温度梯度,在大气温度和空气动力学阻抗较为一致的情况下,参考土壤较高的表面温度造成了它的显热通量比蒸发土壤大。

3.2 3种温度的日变化

在三温模型中,最重要的变量就是3个温度(T_s 、 T_a 、 T_{sd})。从图3可以看出,这3种温度之间,存在着较大的差异,有时温度差可以达到20~25℃之大。一般情况下,参考土壤的表面温度最高,蒸发土壤表面温度次之,大气温度最低。两种土壤表面温度之间的差异主要受土壤蒸发量的影响,蒸发量越大,差异也会越大,所以在通常情况下,在土壤含

水量较高,或者是在适合蒸发的天气条件下,差异较大,可以达到10℃左右,如在5月27日(图2),8:00左右差异较大,然后逐渐缩小,而在5月30日(图3)上午差异逐渐增大,中午达到最大,下午又趋于减小。

3.3 计算蒸发量与实测蒸发量的比较

图4表示了每日计算蒸发量和实测量之间的比较。因为夜间的蒸发量较少,所以没有考虑。由于试验期间降雨的影响,只有22 d的资料可以分析。从图4可以看出,实测量和计算量之间吻合的比较,22 d的绝对平均误差是每天0.17 mm($r^2 = 0.88$)。统计分析表明,在0.05的置信水平上,计算值和实测值没有明显不同,说明用三温模型计算土壤蒸发量是可靠的。

3.4 遥测温度的计算结果

用遥感的方法测算土壤蒸发量是研究地表蒸发量的重要手段,具有独特的优势(Chanzy *et al.*, 1995; Otte & Vidal-Madiar, 1994)。通过红外温度计遥测的土壤表面温度,也可以用于三温模型计算土壤蒸发量。

在我们试验的最后8 d,用红外温度计对土壤温度进行了测量,图5表示了实测蒸发值、热电偶测温度的计算结果和红外温度计测温度的计算结果,由于6月3日降雨而没能记录,所以只有7 d的数据。从中可以看出,红外温度计所测得结果要比热电偶

图2 蒸发土壤和参考土壤的净辐射通量(R_n , R_{nd})、温度(T_s , T_{sd})和地表反照率(α , α_d)在1995年5月27日随时间的变化
Fig.2 Net radiation (R_n , R_{nd}), temperature (T_s , T_{sd}), and albedo (α , α_d) of the drying soil and dry soil measured during a day, data were collected on May 27, 1995
 R_n 、 R_{nd} 同图1 See Fig. 1 T_s : 蒸发土壤表面温度 Surface temperature of drying soil T_{sd} : 参考土壤表面温度 Surface temperature of reference dry soil α : 蒸发土壤地表反照率 Albedo of drying soil α_d : 参考土壤地表反照率 Albedo of reference dry soil

所测结果更接近于实测值,和实测值的绝对平均误差为每天0.15 mm($r^2=0.94$),而热电偶侧温度的结果和实测值在这几天的绝对平均误差为每天0.20

mm($r^2=0.76$). 由此看来,尽管可以用各种方法测量温度计算土壤蒸发,但用红外温度计测温所得结果更为精确。

3.5 其它传统方法的比较

通常用于计算蒸发量的方法有很多,我们选取较为常用的 Penman-Monteith 公式和温度差法和三温模型比较。Penman-Monteith 公式表示为:

$$LE = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p [e_s - e_a] / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)} \tag{8}$$

其中,Δ 为饱和和水气压对温度的斜率; *e_s* 是大气温度下的土壤饱和水气压(hPa); *e_a* 是大气的水汽压; γ 为干湿球常数(hPa·℃⁻¹); *r_s* 是土壤表面阻抗。

温度差法可以表示为:

$$LE = (R_n - G) - \rho C_p \frac{T_s - T_a}{r_a} \tag{9}$$

从表 1 可以看出,三温模型具有 3 个优点。首先,在这种方法中,不需要 *r_s* 和 *r_a*,这是很重要的,

图 3 参考土壤表面温度(*T_{sd}*)、蒸发土壤表面温度(*T_s*)和气温(*T_a*)在 5 月 30 日随时间的变化
Fig.3 Daily variation of the temperature of the dry soil surface (*T_{sd}*), temperature of the drying soil surface (*T_s*), and temperature of air (*T_a*), data were collected on May 30, 1995

图 4 三温模型计算的土壤蒸发量(Calculated *E*)与大型蒸渗仪实测的土壤蒸发量(Measured *E*)的比较
Fig.4 The relationship between calculated daily evaporation (Calculated *E*) and measured daily evaporation (Measured *E*)

表 1 用三温模型、温度差法和彭曼-蒙蒂思公式计算蒸发所需参数的比较

方法 Method	三温模型 3T Model	温度差法 Temperature difference	彭曼-蒙蒂思公式 Penman-Monteith
所需参数 Required parameters	温度 Temperature	温度 Temperature	温度 Temperature
	净辐射通量 Net radiation	净辐射通量 Net radiation	净辐射通量 Net radiation
	土壤热通量 Soil heat flux	土壤热通量 Soil heat flux	土壤热通量 Soil heat flux
		水汽压 Vapor pressure	水汽压 Vapor pressure
		空气动力学阻抗 <i>r_a</i>	空气动力学阻抗 <i>r_a</i>
			土壤表面阻抗 <i>r_s</i>

The *r_a* represents aerodynamic resistance and *r_s* represents soil surface resistance

图5 红外测温(IRT)和热电偶测温(TMC)计算的累积蒸发量以及实测值之间的比较

Fig.5 Comparison of the cumulative evaporation measured with lysimeter (Measured), estimated from temperatures measured by the thermocouple (TMC) and estimated from temperature measured by infrared thermometer (IRT)

因为确定这两个量是通常计算土壤蒸发量最大的难点;其次,需要的变量很少,在 Penman-Monteith 公式中,需要输入 6 种参数,温度差法中需要 4 种参数,三温模型需要 3 种参数;最后,三温模型中包含参数的测量相对比较简单。

4 结 论

通过引入参考土壤,结合能量平衡观点和微气象学方法,三温模型在一定程度上揭示了土壤蒸发的规律和本质。试验结果表明用三温模型测算土壤蒸发不仅操作简单,而且结果准确。只需要输入 3 种变量,即温度、净辐射通量和土壤热通量,就可以计算得出土壤蒸发量,与实测值相比较,精度较高。

在遥感应用时,地表温度可以从遥感获得的温度图像中来提取,其中的最高地表温度可以作为参考土壤表面温度,大气温度可以通过当地气象站获得。净辐射通量可以用太阳辐射和表面温度计算得出,土壤热通量也可以用净辐射量等参数估算。

实验结果表明,用红外温度遥测得结果较热电偶的结果更为准确,随着遥感技术的发展,这种方法给遥感技术在研究土壤蒸发中的应用提供了条件,使得通过遥感技术准确测量大区域土壤蒸发量成为可能。

同时,这种方法由于简便,结合其它方法,可以用计算出的土壤蒸发量反演其它参数。例如,通过结果,可以反演空气动力学阻抗和土壤表面阻抗,解决这些土壤蒸发研究中一直很难解决的难题,为进一步研究提供便利。

参 考 文 献

Burman RD, Cuenca RH, Weiss A (1983). Techniques for estimating irrigation water requirements. In: Hillel D ed. *Advance in Irrigation*. Academic press, New York, 335 – 394.

Chanzy A, Breckler L, Perrier A (1995). Soil evaporation monitoring: a possible synergism of microwave and infrared remote sensing. *Journal of Hydrology*, 165, 235 – 259.

Hatfield JL (1983). Comparison of long-wave radiation calculation methods over the United States. *Water Resources Research*, 19, 285 – 288.

Jensen ME, Burman RD, Allen RG (1990). Evapotranspiration and irrigation water requirements. In: American Society of Civil Engineers ed. *Manuals and Reports on Engineering Practice*. American Society of Civil Engineers, New York, 25 – 41.

Monteith JL (1965). Evaporation and environment. *Symposia of the Society for Experimental Biology*, 19, 205 – 234.

Monteith JL, Unsworth MH (1990). *Principle of Environmental Physics* 2nd edn. Edward Arnold, London.

Ottle C, Vidal-Madjar D (1994). Assimilation of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX-MOBILHY region. *Journal of Hydrology*, 158, 241 – 264.

Penman HL (1948). Nature evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceeding of the Royal Society of London A*, 193, 120 – 145.

Qiu GY (1996). *A New Method for Estimation of Evapotranspiration*. PhD dissertation, the United Graduate School of Agriculture Science, Tottori University, Japan.

Qiu GY, Ben-Asher J, Yano T, Momii K (1999a). Estimation of soil evaporation using the differential temperature method. *Soil Science Society of American Journal*, 63, 1608 – 1614.

Qiu GY, Miyamoto K, Sase S, Gao Y, Shi P, Yano T (2002). Comparison of the three temperatures and conventional models for estimation of transpiration. *JARQ-Japan Agricultural Research Quarterly*, 36, 73 – 82.

Qiu GY, Miyamoto K, Sase S, Okushima L (2000). Detection of crop transpiration and water stress by temperature related approach under the field and greenhouse conditions. *JARQ-Japan Agriculture Research Quarterly*, 34, 29 – 37.

Qiu GY, Momii K, Yano T (1998). An improved methodology to measure evaporation from bare soil based on comparison of surface temperature with a dry soil. *Journal of Hydrology*, 210, 93 – 105.

Qiu GY, Momii K, Yano T, Lascano RJ (1999b). Experiment verification of a mechanistic model to partition evaporation into soil water and plant evaporation. *Agriculture for Meteorology*, 93, 79 – 93.

Qiu GY, Sase S, Shi S, Ding G (2003). Theoretical analysis and experimental verification of a remotely measurable plant transpiration coefficient. *JARQ-Japan Agricultural Research Quarterly*, 37, 141 – 149.

Qiu GY, Yano T, Momii K, (1996a). Estimation of plant transpiration by imitation leaf temperature. I. Theoretical consideration and field verification. *Transactions of the Japanese society of irrigation, Drainage and Reclamation Engineering*, 64, 401 – 410.

Qiu GY, Yano T, Momii K (1996b). Estimation of plant transpiration by imitation leaf temperature. II. Application of imitation leaf temperature for detection of crop water stress. *Transactions of the Japanese society of irrigation, Drainage and Reclamation Engineering*, 64, 767 – 773.

Weiss A (1982). An experimental study of net radiation, its component and prediction. *Agronomy Journal*, 74, 871 – 874.

责任编辑：周广胜 责任编辑：姜联合

热带生物学与保护协会(ATBC)年会将于 2006 年 7 月在昆明召开

经中国科学院报请国务院批准(科发外审字[2005]148 号“关于同意举办热带生物学与保护协会 2006 年年会的批复”)。热带生物学与保护协会(ATBC)2006 年年会将于 2006 年 7 月 18 ~ 21 日在昆明组织召开。

会议主题:热带生物学——应对变化的热带生态系统的需要

会议议题包括:

- 1)热带地区的生物多样性保护
- 2)入侵物种
- 3)热带森林与全球变化
- 4)热带地区的长期生态学研究
- 5)民族植物学在热带地区生物多样性保护中的应用
- 6)生物间相互作用的生态进化
- 7)热带地区退化生态系统恢复

“热带生物学与保护协会(ATBC)”成立于 1963 年,是全球最具影响的热带生物学研究国际性协会,其宗旨是促进全球范围的热带生物学研究、教育和保护。ATBC 每年在不同的国家举办年会,2006 年会址选在中国昆明,由中国科学院西双版纳热带植物园承办。

本次会议的召开,有利于促进和加强中国与国际热带生物学研究、生物资源利用以及自然保护工作者间的交流与合作,充分展示中国热带生物学研究与热带、亚热带地区自然保护的工作成果,进一步巩固中国与东南亚热带国家生态环境保护、生物资源利用的长期科技合作关系,提高我国在世界热带生物研究与生态保护工作中的影响力。

本次会议的规模约为 400 人,其中,境外代表 300 人,国内代表 100 人。

会议信息已发布于网站(atbc.xtbg.ac.cn),欢迎前往该站在线注册。

会议秘书处联系方式:

ATBC2006 秘书处
电话:0871-5171169
传真:0871-5160916
邮箱:atbc2006@xtbg.ac.cn
网址: http://atbc.xtbg.ac.cn