

遥感瞬时作物表面温度估算农田全日 蒸散总量*

谢贤群

(中国科学院地理研究所)

1990年10月11日收稿

摘 要

本文介绍了用一日一次观测资料计算全日农田蒸散总量的模式,该模式由二部分公式组成,一是计算瞬时农田蒸散量的空气动力学阻抗——能量平衡公式,另一是根据遥感作物表面温度、农田净辐射、土壤热通量等参数的一次观测资料,计算全天蒸散总量。

关键词 蒸散 空气动力学阻抗

一、引 言

估算区域的农田蒸散量,采用传统的方法是在一个测点上测定瞬时的蒸散速率,然后对一日中多次瞬时观测值进行累加或积分方法,算出总量,再用经验公式进行推广,这样做既不方便,又由于下垫面的复杂多变,使单点上的数据很难具有区域的代表性,同时工作起来也不方便,因而目前大多倾向于应用遥感技术来估算区域的农田蒸散量。但是多数遥感手段都不能在一日中进行许多次定时观测,为此必须考虑一种仅根据一次观测资料就能计算出全天日总量的方法。本文提出一个简易的计算模式,该模式分为二部分,一是首先根据遥感资料测定出晴天一日中任意时刻的瞬时蒸散速率,二是根据这一瞬时资料计算出全日的蒸散总量。这个计算公式在中国科学院禹城综合试验站所进行的农田蒸散联合观测试验中经与实际观测的资料对比验证,获得了满意的结果。

二、计算瞬时蒸散速率的能量平衡——空气动力学阻抗遥感蒸散模式

这个模式是以遥感作物表面温度,计算边界层阻抗为基础。即根据下垫面能量平衡和湍流运动规律结合遥感作物表面温度来测量和计算农田蒸散量。

早在60年代初期 Monteith 就把 Penman 提出的单片气孔蒸腾概念推广到整个植被层表面创立了著名的计算作物蒸散量的 Monteith 公式^[1,2]:

* 国家自然科学基金资助课题。

$$E = \frac{\rho c_p [e_s(T_a) - e]}{\gamma(r_a + r_c)} \quad (1)$$

式中, E ——蒸散量; $e_s(T_a)$ ——空气温度为 T_a 时的饱和水汽压; e ——实际的空气水汽压, ρ ——空气密度, c_p ——空气定压比热。 γ ——干湿表常数, r_a ——空气动力学阻抗; r_c ——作物冠层阻抗。

由于当时测量技术手段的限制, 很难测定作物冠层阻抗和空气动力学阻抗, 因而 Monteith 公式最初并未得到普遍推广应用。 70 年代以后随着红外测温遥感技术的发展, Brown 和 Rosenberg (1973) 等人提出在能量平衡模式中利用冠层表面温度和近地面湍流交换运动的关系来改进 Monteith 公式, 其基本形式为^[3]:

$$\lambda E = R_n - G - \rho c_p (T_c - T_a) / r_a \quad (2)$$

式中 λE ——蒸散耗热量, R_n ——净辐射, G ——土壤热流量, T_c ——作物表面温度, T_a ——空气温度, r_a ——中性温度层结下的空气动力学阻抗。

考虑到近地面空气层的层结稳定度对 r_a 的影响, Hatfield 等又提出了一个订正公式^[4]:

$$r_{ac} = r_a [1 - n(z - d) \cdot g \cdot (T_c - T_a) / T_a u^2] \quad (3)$$

式中, r_{ac} 为经温度层结订正后的空气动力学阻抗, n 为经验常数, z 为参考高度, d 为零平面位移, T_a 为以绝对温度表示的空气平均温度 $T_a = T_a + 273\text{K}$, u 是在 z 高度上的风速, g 为重力加速度。

作者根据在中国科学院禹城综合试验站农田上的蒸散观测资料, 对公式(2)和(3)进行了验证, 发现它们在 $T_c - T_a > 0$, 且差值很大和风速 u 很小 ($u < 1.0$ 米/秒) 时不能获得满意的结果。为了完善公式(2)和(3), 作者从讨论近地面运动规律出发, 提出了下述改进的订正模式^[5,6]。

根据近地面层物质输送的垂直运动方程得:

$$\left. \begin{aligned} \tau &= \rho K_M \frac{\partial u}{\partial z} \\ H &= -\rho c_p K_H \frac{\partial T}{\partial z} \\ \lambda E &= -\rho \lambda K_w \frac{\partial q}{\partial z} \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

式中 τ ——动量输送通量, H ——热量输送通量, K_M , K_H , K_w ——动量、热量和水汽量的湍流交换系数, $\frac{\partial u}{\partial z}$, $\frac{\partial T}{\partial z}$, 和 $\frac{\partial q}{\partial z}$ ——速度、温度和湿度的垂直梯度。(4)式积分后, 可改写为:

$$\left. \begin{aligned} \tau &= \rho K_M^* (u_2 - u_1) \\ H &= -\rho c_p K_H^* (T_2 - T_1) \\ \lambda E &= -\rho \lambda K_w^* (q_2 - q_1) \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

式中, K_M^* , K_H^* 和 K_w^* 分别为动量、热量和水汽量输送的积分交换系数, $u_2 - u_1$, $T_2 - T_1$ 和 $q_2 - q_1$ 分别为二个高度上的风速差、温度差和湿度差。

仿照电学中的欧姆定律, 可把动量、热量和水汽量作为“动量流”、“热量流”和“水汽量

流”,它们与动量、热量和水汽量的“源”和“汇”之间的位势差成正比,与阻碍它们运动的空气动力学阻抗成反比,即有:

$$\left. \begin{aligned} \tau &= \rho(u_2 - u_1)/r_{aM} \\ H &= -\rho c_p(T_2 - T_1)/r_{aH} \\ \lambda E &= -\rho\lambda(q_2 - q_1)/r_{aW} \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

式中 r_{aM}, r_{aH}, r_{aW} 被分别定义为动量、热量和水汽量的空气动力学阻抗。与湍流交换系数类似,在中性层结下 $r_{aM} = r_{aH} = r_{aW}$, 且

$$r_{aM} = \frac{\rho(u_2 - u_1)}{\tau} = \frac{u_2 - u_1}{u_*^2} \quad (7)$$

式中 u_* 为摩擦速度。

在非中性层结下,必须对 r_{aH} 进行稳定度订正。近几年来,在近地面层的湍流理论研究中, Businger, Dyer 和 Webb 等对近地层的气象要素分布廓线进行了研究,得出了各种稳定度普遍适用函数 $\phi_i(\xi)$, 并指出在不稳定层结下呈指数分布形式,中性为对数分布,稳定层结为对数加线性分布^[7]。为此作者引入了影响湍流交换强度的热量稳定度函数 ϕ_H , 来对中性层结下的 $r_{aM} = r_{aH}$ 进行订正,令订正后的空气动力学阻抗 r_{ac} 等于

$$\begin{aligned} r_{ac} &= r_a + \frac{\phi_H}{u_* k} \\ &= r_a \left(1 + \frac{\phi_H}{\ln \frac{z-d}{z_0}} \right) \end{aligned} \quad (8)$$

式中 ϕ_H 为热量的层结稳定度函数, d 为零平面位移, z_0 为下垫面粗糙度, 卡尔曼常数 $k = 0.41$, 作者又综合了 Dyer. (对不稳定层结)和 Webb(稳定层结)两人对层结稳定度函数 $\phi_i(\xi)$ 的研究结果^[9], 把热量层结稳定度函数 ϕ_H 分别归纳为下列联合形式:

$$\begin{aligned} \phi_H &= (1 - 16R_i)^{-\frac{1}{2}} \quad R_i < -0.03 \quad (\text{不稳定}) \\ \phi_H &= 1 + 5R_i \quad \begin{cases} R_i > 0 \quad (\text{稳定}) \\ -0.03 < R_i < 0 \quad (\text{微弱不稳定}) \end{cases} \end{aligned} \quad (9)$$

式中 R_i 为理查逊数,

$$R_i = -\frac{g}{T_0}(\partial T/\partial z) / \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \quad (10)$$

式中, g 为重力加速度, T_0 为以绝对温度表示的空气平均温度。 $T_0 = T_a + 273K$ 。

由(2)式可知,作物蒸散与作物冠层温度和净辐射等有关,而净辐射 R_n 可以表达为:

$$R_n = (1 - \alpha)Q + \sigma \varepsilon_a T_a^4 - \sigma \varepsilon_c T_c^4$$

式中 α 为反照率, Q 为入射的总辐射, ε_a 和 ε_c 分别为空气和冠层的发射率, σ 为 Stefan-Boltzmann 常数。而 G 又与 R_n 有关。由以上各式可知,可以用遥感的可见和近红外数据估算反照率,而冠层辐射温度可以从遥感的红外数据获得。其余数据取自气象站资料。

这样,根据农田上作物的光谱信息和反射率信息及作物表面的热红外辐射信息获得净辐射 R_n 和土壤热通量 G 和作物的表面温度 T_s ,再根据地面气象站资料,得空气温度和风速。即可用式(2)和(8)–(10)计算出瞬时的蒸散速率。在计算中,零平面位移 d 取作物植株高度的 $2/3$,下垫面粗糙度系数 z_0 等于 $0.13h$ (h 为植株高度)^[8]。

为检验本文提出的公式的精确度,作者用中国科学院禹城综合试验站 1986–1987 年二年小麦田各生育期间每日的各次瞬时观测资料进行了计算,并与大型原状土自动称重土壤蒸发渗漏仪 (Lysimeter) 的实测资料进行了比较(图 1),结果表明,在各种稳定度层结下,计算值的相对偏差平均仅为 13% 左右^[9]。

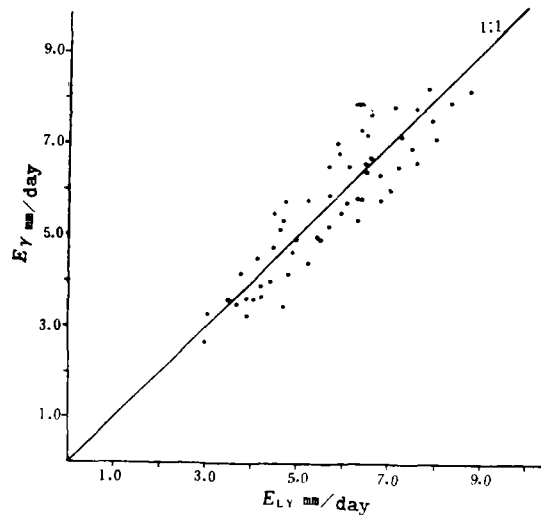


图 1 本文推荐公式计算的瞬时蒸散量 E_r 与用 lysimeter 实测的蒸散量 E_{Ly} 之间的关系

Fig. 1 Comparison of evapotranspiration calculated by formula E_r with measured data E_{Ly} by Lysimeter.

三、用一次瞬时观测资料计算日总蒸散量的模式

据研究^[9,10],在晴朗天气条件下,农田上太阳辐射平衡各分量和农田蒸散量的日变化曲线呈正弦变化形式。因而任一时刻到达地面上的太阳辐射通量密度 S_i 的日变化呈下述正弦关系:

$$S_i = S_m \cdot \sin(\pi t/N) \quad (11)$$

式中 S_m 为中午时刻的最大辐射通量密度, t 是从日出到 S_i 出现时的时间间隔, N 为日出到日落的时间长度,在中午 $S_i = S_m$, $t = \frac{N}{2}$ 。

对(6)式进行积分,可得到晴天全天的辐射通量日总量,即:

$$S_d = \int_0^N S_m \cdot \sin(\pi t/N) dt = \left(\frac{2N}{\pi}\right) \cdot S_m \quad (12)$$

因而全天的辐射日总量对 t 时刻的瞬时辐射通量密度之比为:

$$\frac{S_d}{S_i} = \frac{2N}{\pi \cdot \sin(\pi t/N)} \quad (13)$$

在中午时刻,则为:

$$\frac{S_d}{S_m} = \frac{2N}{\pi} \quad (14)$$

为确定 N (日出和日落的时间间隔), Jackson 等人^[10]提出了下述经验公式:

$$N = a + b \sin^2[\pi(D + 10)/365] \quad (15)$$

式中 a 和 b 为取决于纬度的经验系数, D 为观测日在一年中的日数。例如观测日为 2 月 1 日,则 $D = 32$ 。观测日为 12 月 30 日, $D = 364$ 。其余日子依此类推。文献[10]并得出了 a 和 b 的经验推算式:

$$\left. \begin{aligned} a &= 12.0 - 5.69 \times 10^{-2}L - 2.02 \times 10^{-4}L^2 + 8.25 \times 10^{-6}L^3 \\ &\quad - 3.15 \times 10^{-7}L^4, \\ b &= 0.123L - 3.10 \times 10^{-4}L^2 + 8.00 \times 10^{-7}L^3 + 4.99 \times 10^{-7}L^4 \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

式中 L 为: 地理纬度。

上述文献[10]推荐的经验关系比较烦杂。本文作者认为 N 可以直接从气象观测中的可能日照时数来确定,即可从日出和日落的时间来确定,日出和日落时刻则根据地区的地理纬度和观测日的太阳赤纬,从下述关系中计算出:

$$\sin h_0 = \cos L \cdot \cos \delta \cos t + \sin L \cdot \sin \delta \quad (17)$$

式中 h_0 为太阳高度角, L 为地理纬度, δ 为太阳赤纬(从天文年历中查出), t 为时间。

作者曾用禹城试验站实测的晴天太阳辐射资料对公式(11)~(13)的计算结果进行了验证,式中 N 是用公式(17)进行计算的。二者的日变化曲线几乎一致(图 2),它们的日总量相比较, $\sum Q_{\text{计算}} = 21.892$ 兆焦/米²。 $\sum Q_{\text{测量}} = 20.816$ 兆焦/米², 相对偏差为 5.2%,

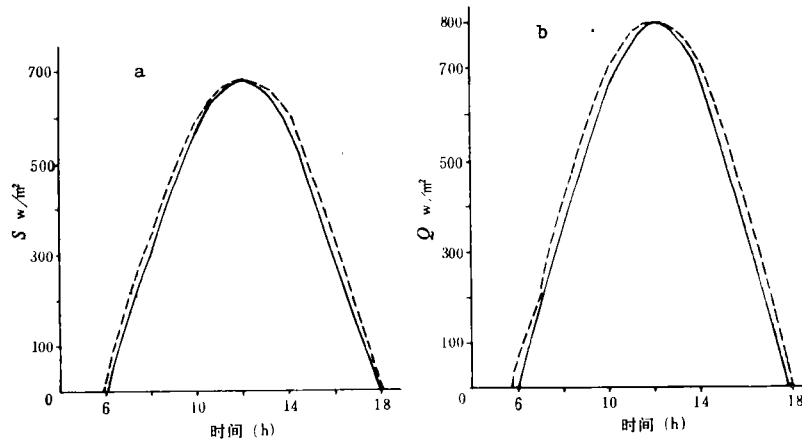


图 2 1987 年 9 月 25 日太阳辐射的日变化曲线

Fig. 2 Diurnal trend of solar radiation. on Sept. 25, 1987.

直线表示实测值,虚线为计算值, a——直接辐射, b——总辐射

$\sum S_{\text{计算}} = 18.462$ 兆焦/米², $\sum S_{\text{测量}} = 17.122$ 兆焦/米², 相对偏差为 7.8%^[11]。

根据作者对禹城试验站实测的晴天蒸散量日变化曲线分析^[12], 蒸散量日总量与任一时刻的蒸散速率之间也存在着如(12)式所表示的正弦关系(图 3), 也即:

$$\left. \begin{aligned} E_i &= E_M \cdot \sin(\pi t/N_E) \\ \frac{E_d}{E_i} &= \frac{2N_E}{\pi \cdot \sin(\pi t/N_E)} \end{aligned} \right\} \quad (18)$$

$$\frac{E_d}{E_M} = \frac{2N_E}{\pi} \quad (\text{中午时刻}) \quad (19)$$

式中, N_E 为清晨蒸散过程开始时刻到傍晚蒸散减弱到接近于零时的时间长度。 N_E 与(12)式中的 N 不同, 不能把 N_E 取为从日出到日落的时间间隔, 因为根据农田能量平衡

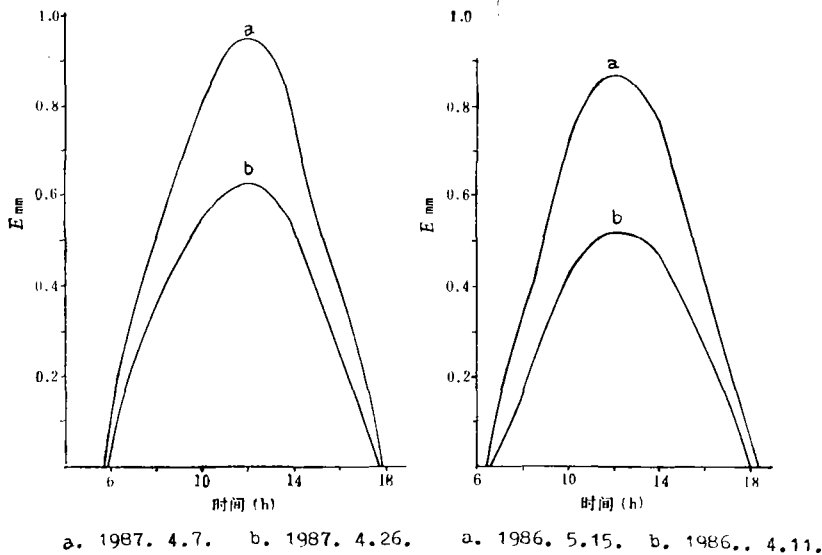


图 3 晴朗天气条件下,禹城试验站麦田的蒸散日变化曲线

Fig. 3 Diurnal trend of evapotranspiration on the wheat field at Yucheng Experimental Station in clear day.

方程,当到达农田上的净辐射与土壤热通量之差为零时,蒸发速率为零。此时刻按我们在农田上的热量平衡观测资料分析,在华北平原农田上平均出现在日出后 1 小时和日落前 1 小时左右^[12]。因而, N_E 比 N 约少 2 小时,即 $N_E = N - 2$ 。

(18)式说明瞬时蒸散和日蒸散的关系。而瞬时蒸散,可以由(2)式通过遥感获得的地面一次的信息及有关气象资料估算出。由此关系推算出日蒸散总量。从而实现了用遥感瞬时资料估算农田全日蒸散量的目的。

应用公式(2),(8)~(10),作者计算了禹城试验站 1986—1987 年二年麦田上瞬时小麦蒸散速率和累加积分计算出的蒸散日总量。又应用公式(18)、(19),仅根据中午时刻的瞬时蒸散速率,计算出了晴天条件下的蒸散日总量。二者的结果见图 4,它们之间相当吻合,经统计,计算的值与累计值之间的平均相对偏差在 10% 左右。这表明,本文建议的仅

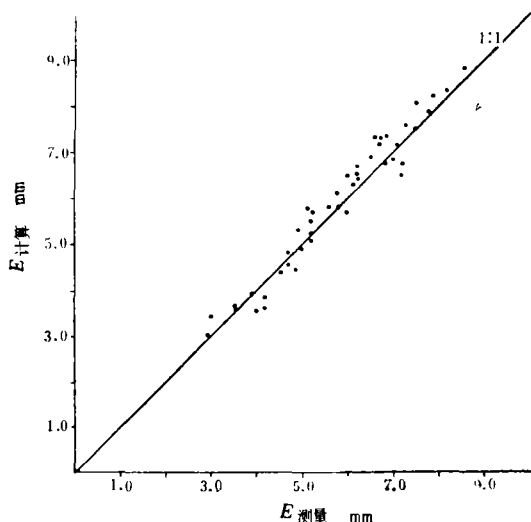


图 4 麦田上累计蒸散日总量与公式(18)、(19)计算的日总量之比较

Fig. 4 Comparison of the daily total evapotranspiration on the wheat field by accumulated method with the total values by formulas (18) and (19)

用一次瞬时蒸散速率计算晴朗天气条件下全日总蒸散量的方法是可行的。它为用遥感技术估算一定区域内的农田蒸散总量提供了一个较好的依据。

参 考 文 献

- [1] Monteith, J. L., Gas exchange in plant communities. In: L. T. Evans (Editor), Environmental Control of Plant Growth, pp. 95—112. Academic Press, New York, NY, 1963.
- [2] Monteith, J. L., Principles of Environmental Physics, Edward, Arnold, London, 241. pp. 1973.
- [3] Brown, K. W. and Rosenberg, N. J., A resistance model to predict evapotranspiration and its application to a sugar beet field, *Agron. J.*, 68: 635—641. 1973.
- [4] Hatfield, J. L., A. Perrier and K. D. Jackson, Estimation of evapotranspiration at one-time-of-day using remotely sensed surface temperature, *Agric. Water Management*, 7, 341—350, 1983.
- [5] Xie Xianqun, The estimation of evapotranspiration of wheat field—An improved energy balance-aerodynamic resistance model. Proceedings of International Symposium on Agricultural Meteorology. 1987. Beijing.
- [6] 谢贤群, 一个改进的计算麦田蒸发量的能量平衡-空气动力学阻抗模式, *气象学报*, Vol. 46, No.1, 1988.
- [7] D. A. 豪根, 李兴生等译, *微气象学*, 科学出版社, 69—100, 1984.
- [8] Rosenberg, N. J., *Microclimate—The Biological Environment* pp. 138—139. JOHN WILEY & SONS, New York, 1983.
- [9] Hirshman, J. R., The cosine function as a mathematical expression for the process of solar energy, 16: 117—124. 1974.
- [10] Jackson, R. D., J. L. Hatfield, Estimation of daily evapotranspiration from one-time-of-day measurement, *Agricultural Water Management*, 7, 351—362, 1983.
- [11] 谢贤群, 日环食对地面辐射场的影响, 1987年中国日环食观测文集研究, 科学出版社, 101—112, 1990.
- [12] 谢贤群, 叶芳德, 农田辐射观测概况和辐射场基本特征, 《农田水分与能量试验研究》, 科学出版社, 125—137, 1990.

ESTIMATION OF DAILY EVAPO-TRANSPIRATION (ET) FROM ONE TIME-OF-DAY REMOTELY SENSED CANOPY TEMPERATURE

Xie Xianqun

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

A simple model estimated daily total value of ET from one time of day measurement has been introduced in this paper.

The model is made by two formulas, first is the aerodynamic resistance-energy balance model for estimating instantaneous values of ET, second is a formula to assessment the daily total value of ET from one time of day measurements of net radiation, soil heat flux, air temperature, wind speed, crop canopy temperature, the data of latitude and solar declination.

Key words Evapo-transpiration aerodynamic resistance