

土壤-植物-大气连续体模型 中的蒸散发计算*

刘昌明 窦清晨

(中国科学院地理研究所 北京 100101)
(国家计划委员会)

提要 土壤-植物-大气连续体(SPAC)中包括一系列的水分与能量交换过程。本文侧重探讨蒸发与蒸腾的过程及其定量。主要内容包括(SPAC)综合模型;各种蒸散发参数的确定;作物蒸腾量的确定;裸间土壤表面蒸发量的确定。用实际观测资料进行验算,得出比较符合实测过程的蒸发和蒸腾计算结果。

关键词 土壤-植物-大气连续体 蒸发 蒸腾 气孔阻力

1 引 言

1966年澳大利亚水文与土壤物理学家菲利普(Philip)提出的SPAC概念,在60年代后得到了不断发展,尤其是80年代后期兴起的国际地圈生物圈计划(IGBP),把水文循环的生物圈方面(Biospheric Aspects of Hydrological Cycle)作为四大核心课题之一,更加促进了SPAC系统研究的进展。水分从土壤经植物体(根、茎、枝叶)向大气层的运移,是现代水文学理论中一个崭新的前沿课题。在SPAC系统中,蒸散发过程是最为关键的环节之一,对其进行研究具有重要意义。

2 SPAC系统水流运动基本方程

SPAC系统包括的主要过程有:(1)入渗和径流的形成(包括植被影响下的土壤水分通量);(2)辐射与植物的相互影响;(3)植物生长和对环境物理条件的响应(根的生长、分布形态、气孔控制、光合作用、蒸腾和降水截留)。

对应于上述主要过程,可以建立描述各过程的子模型,然后综合各子模型,组成描述SPAC系统的综合模型。一个较完整的描述SPAC系统水流运动的模型一般包括下述子模型:(1)农田裸间蒸发模型;(2)植物蒸腾模型;(3)作物根系吸水模型;(4)大气边界层阻力模型;(5)作物表面阻力模型;(6)植物截留降水模型;(7)获取土壤物理参数的经验模型(如非饱和导水率计算模型等)。这些子模型都在土壤水运动的基本方程以及定解条件中得到应用。

本文于1991年10月29日收到,1992年2月26日收到修改稿。

* 国家自然科学基金委员会资助课题。

据达西定律和水量平衡方程, 可以得出垂向的描述根区土壤水分运动的基本方程

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \left(-\frac{\partial \psi_m}{\partial z} + 1 \right) \right] - S(z, t) \quad (1)$$

式中 θ 为土壤水体积含水率(cm^3/cm^3); t 为时间(d); z 为深度(cm); $K(\theta)$ 为非饱和土壤水运动的导水率(cm/d); ψ_m 为土壤水基质势(cm 水柱); $S(z, t)$ 为作物根系吸水项(cm/d)。

华北平原农田水量转化中地下水和灌溉水均很重要^[1], 据此设定符合华北平原的定解条件如下

$$\theta(z, t)|_{t=0} = \theta_0(z) \quad \text{初始条件} \quad (2-a)$$

$$q(z, t)|_{z=0} = I + R_t - E_0 \quad \text{上边界条件} \quad (2-b)$$

$$\theta(z, t)|_{z=L} = \theta_s \quad \text{下边界条件} \quad (2-c)$$

式中 $\theta_0(z)$ 为初始土壤含水率垂直剖面分布; I 为灌溉水量(cm/d); R_t 为穿透雨量(cm/d); E_0 是农田棵间蒸发率 (cm/d); L 为当前地下水埋深 (cm); θ_s 为饱和土壤水含水率 (cm^3/cm^3)。

3 棵间实际蒸发率

在全面分析蒸发蒸腾各影响因子的基础上, 最大程度地逼近蒸发蒸腾的实际环境条件, 试图得出计算实际蒸发率和蒸腾率的模型。

3.1 由 Penman-Monteith 公式求蒸散的辐射项和空气动力学项

充分湿润的蒸散面通量可用 Penman 公式计算

$$ET_0 = \frac{\delta R_N + 86400 C_p \rho D / R_a}{(\delta + \gamma) L} \quad (3)$$

式中 ET_0 为蒸散量(mm/d); δ 为环境温度下饱和水汽压曲线的斜率 ($\text{hPa}/^\circ\text{C}$); R_N 为每天的净辐射($\text{J}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$); C_p 为干空气的比热(J/kg); ρ 为环境温度下干空气密度(g/cm^3); D 为空气饱和差(hPa); R_a 为边界层阻力(S/m); γ 为湿度计常数; L 为汽化潜热(J/kg)。

式(3)由两部分组成: 蒸散的辐射项 $\delta R_N / [(\delta + \gamma) L]$ 和蒸散的空气动力学项 $86400 C_p \rho D / [(\delta + \gamma) L R_a]$ 。前者是由 R_N 所决定, 后者则主要是由蒸散面上的空气饱和差 D 和与风速联系的边界层阻力 R_a 所共同决定, 即蒸散的辐射项是由辐射能供能于蒸发蒸腾, 蒸散的空气动力学项是由显热交换供能于蒸发蒸腾。

式(3)中边界层阻力 R_a 用 Thom 1972 年提出计算边界层阻力的模式^[2]确定:

$$R_a = R_{am} + 6.27 \left(\frac{\bar{U}_z}{R_{am}} \right)^{-\frac{1}{3}} \quad \text{充分湿润表面}$$

$$R_a = R_{am} + 5.25 \left(\frac{\bar{U}_z}{R_{am}} \right)^{-\frac{1}{3}} \quad \text{非充分湿润表面}$$

式中 $R_{am} = \frac{\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right)^2}{k^2 \bar{U}}$, $\bar{U}_z$ 为 $z=1\text{m}$ 高处的平均风速(m/s); k 为 Karman 常数, $k=$

0.41; z_0 为蒸散面粗糙长度 (cm); d 为排移厚度 (cm)。

利用 Stanhill 1969 年给出经验公式^[3]计算 d :

$$\lg d = 0.9791 \lg h - 0.1536$$

利用 Szeicz 1969 年给出经验公式^[3]计算 z_0 :

$$\lg z_0 = 0.9971 \lg h - 0.883$$

上两式中 h 为作物冠层的平均高度(m)。

3.2 裸间潜在蒸发率(E_p)的计算

E_p 为在给定气象条件下, 土壤有充分供水时的裸间土壤最大蒸发率。按照上述对 Penman 公式两部分的划分, 计算 E_p 可以转化为计算土壤表面蒸散的辐射项中蒸发量和蒸散的空气动力学项中蒸发量之和。

3.2.1 植冠下蒸散的辐射项中裸间土壤蒸发量的确定

$\delta R_n / [(\delta + \gamma)L]$ 包括蒸发和蒸腾两项。其中裸间土壤蒸发量大小依叶面指数而变化。据 Bouguer Camber 定律^[4],

$$R_{in} = R_0 e^{-k \cdot lai} \quad (4)$$

式中 R_{in} 为到达地表面的净辐射能 [$J/(cm^2 \cdot d)$]; R_0 为植冠上的净辐射能 [$J/(cm^2 \cdot d)$]; k 为植被的消光系数, 据中国科学院地理研究所大电站的测定^[5], 冬小麦的消光系数为 0.45; lai 为叶面指数 (m^2/m^2)。

因此, 按能量分配, 蒸散的辐射项中的裸间土壤蒸发量为

$$\delta R_n e^{-k \cdot lai} / [(\delta + \gamma)L] \quad (5)$$

3.2.2 植冠下蒸散的空气动力学项中裸间土壤蒸发量的确定

第一种情形: 无植物时, 土壤表面裸露, 显热交换的源汇在土壤表面处, 显热交换能产生的蒸发即 Penman 公式中第二部分。

第二种情形: 植物覆盖度较大, 叶面指数大于某一临界值时, 显热交换的源汇主要在冠层。地表处风速减少到近于零, 其饱和差也较小, 在这种情况下, 土壤表面的显热交换可视为零, 因此空气动力学项中蒸发量为零。

第三种情形: 当植物叶面指数介于零与某一临界值之间时, 叶冠层内和土壤表面均有相当数量的显热交换, 叶冠表面的显热交换供能于蒸腾, 土壤表面的显热交换供能于土壤表面蒸发。显然, 叶面指数越小, 土壤表面的显热交换能较冠层的显热交换能越大。当叶面指数为零时, 则土壤表面的显热交换达最大, 即为第一种情形; 当叶面指数超过临界值时, 即为第二种情形。可以近似假定地面显热交换能大小与叶面指数呈线性关系, 以线性发展模拟。

一般认为 $lai = 1$ 可以较好地代表叶面指数临界值。当 $lai \geq 1$ 时, 土壤表面的显热交换可视为零。据以上情形的讨论, 写出蒸散的空气动力学项中土壤表面的蒸发量为

$$\begin{cases} 86400 C_p \rho D (1 - lai) / [(\delta + \gamma) L R_s] & (0 \leq lai < 1) \\ 0 & (lai \geq 1) \end{cases} \quad (6)$$

结合(5)、(6)式, 得到裸间潜在蒸发率的计算公式

$$E_p = \begin{cases} \delta R_n e^{-k \cdot lai} / [(\delta + \gamma)L] + 86400 C_p \rho D (1 - lai) / [(\delta + \gamma) L R_s] & (0 \leq lai < 1) \\ \delta R_n e^{-k \cdot lai} / [(\delta + \gamma)L] & (lai \geq 1) \end{cases} \quad (7)$$

式中 86400 为每天的秒数, 其它参数意义同前。

式(7)考虑了辐射因子、边界层条件、作物生长不同阶段的叶面指数变化,但未考虑土壤表层的具体供水条件。实际上湿润土壤的蒸发在灌溉或降水后一二天内迅速降低,其实际蒸发率较潜在蒸发率明显减小,有时可差几个数量级。

3.3 裸间实际蒸发率(E_a)的计算

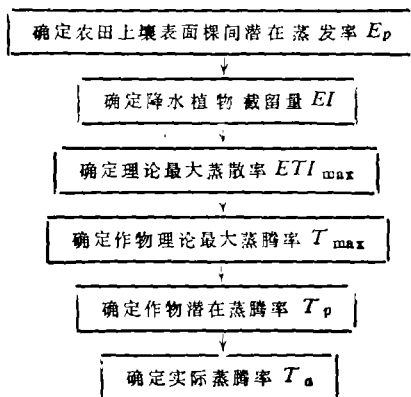
一般把农田蒸发划分为三个阶段*,稳定蒸发阶段,表土蒸发强度随土表含水率变化阶段和表土蒸发强度减小近于零阶段。

据实际观测,一般可以认为,当土壤表层 5cm 深度处土壤水基质势大于 -20cm 水柱时,土壤表层处于稳定蒸发阶段;当土壤表层 5cm 深度处土壤水基质势小于 -20cm 水柱时,蒸发处于第二、三阶段。由实验得出

$$E_a = \begin{cases} E_p & \psi_m > -20\text{cm 水柱} \\ [1.78 - 0.5767 \lg(-\psi_m)] E_p & \psi_m \leq -20\text{cm 水柱} \end{cases} \quad (8)$$

4 农田作物实际蒸腾率(T_a)的计算

作物水分交换过程是极其复杂的。作物的蒸腾不但受到环境条件的限制,如辐射条件、大气边界条件、土壤物理性质、土壤剖面水分含量及其在剖面上的分布差异等,而且还受到作物本身生理因素的限制或调控,如叶面指数、根系生长速率及其在土壤剖面上的分布形式、叶面气孔的数量及气孔对环境条件变化的响应特征等。因此,讨论 SPAC 系统中作物蒸腾必然要涉及到众多性质不同的因子,而且涉及到诸因子之间相互作用对蒸腾的影响,增加了建立计算 T_a 模式的困难。综合分析 T_a 的影响因子,建立 T_a 模式的思路流程示意如下。



4.1 理论最大蒸散率(ETI_{max})的计算

Penman 公式可以直接给出蒸发面充分湿润的每日理论最大蒸发量

$$ETI_{max} = \frac{\delta R_s + 86400 C_p \rho D / R_a}{(\delta + \gamma) L} \quad (9)$$

ETI_{max} 为理论上假定土壤表层充分供水、植物叶面气孔畅通无阻时的农田蒸散量。它包

* 有的分为两个阶段,即把后两个阶段合并为一。

括潜在蒸发(E_p)、作物理论最大蒸腾($T_{\max}$)和降水植物截留量(EI)。因此, 式(9)可写成

$$ETI_{\max} = E_p + T_{\max} + EI \quad (10)$$

4.2 降水植物截留量(EI)的确定

植物对降雨的截留作用与降雨强度、植物覆盖度有关, 以经验公式表示如下:

$$EI = \begin{cases} 0.55S_c R^{(0.52 - 0.0085(R - 5.0))} & R \leq 17 \text{ mm/d} \\ 1.85S_c & R > 17 \text{ mm/d} \end{cases} \quad (11)$$

式中 EI 为每天平均降水植物截留量; S_c 为作物覆盖度; R 为雨强(mm/d)。

4.3 作物理论最大蒸腾率($T_{\max}$)的计算

$T_{\max}$ 是计算 T_a 的第一中间参量, 其物理含义是: 假定气孔充分开启, 气孔阻力为零, 考虑辐射条件、作物生长阶段、大气环境条件下的蒸腾率。据式(10)可得:

$$T_{\max} = ETI_{\max} - EI - E_p \quad (12)$$

将式(7)中的 E_p 、式(9)中的 $ETI_{\max}$ 和式(11)中的 EI 代入式(12), 即求得 $T_{\max}$ 。

实际上在气孔充分开启时, 仍有一最低值的气孔阻力存在。另外, 表面阻力还包括土壤表面阻力、叶片表面阻力, 因此 $T_{\max}$ 不能反映实际蒸腾率。

4.4 作物潜在蒸腾率(T_p)的计算

T_p 是计算 T_a 的第二中间参量, 其物理含义是: 在 $T_{\max}$ 的基础上, 再考虑加入植物叶面气孔最小阻力因素得到的蒸腾率。计算 T_p 基于下述假定

$$\frac{T_{\max}}{T_p} = \frac{ET_p}{ET} \quad (13)$$

式中 $T_{\max}$ 为作物理论最大蒸腾率; ET_p 为充分湿润蒸散面的蒸散率; ET 是非充分湿润蒸散面的蒸散率, ET 的计算考虑了最小气孔阻力, 即

$$ET = \frac{\delta R_N + 86400 C_p \rho D / R_a}{[\delta + \gamma(1 + R_{c,\min} / R_a)]L} \quad (14)$$

式中 $R_{c,\min}$ 为作物冠层最小总表面阻力, 由后面的式(17)给出; 其它参数意义同前。

给出式(13)的理由: (1) $T_{\max}$ 、 ET_p 是考虑相同限制因子如辐射、气象、土壤根系层充分供水, 并假定气孔阻力为零; T_p 、 ET 则是考虑以上因子, 并考虑气孔最小阻力的计算式。因此, 式(13)的比例关系在物理意义上是合理的。(2) 从量上看, 由于农田蒸腾量占总蒸散量的很大部分, 所以考虑最小气孔阻力与不考虑最小气孔阻力的蒸腾量的比值约等于蒸散量的比值。

由式(13)可得

$$T_p = \frac{ET}{ET_p} T_{\max} \quad (15)$$

将式(3)中的 ET_p 、式(14)中的 ET 代入上式, 得

$$T_p = \frac{(\delta + \gamma) T_{\max}}{\delta + \gamma(1 + R_{c,\min} / R_a)} \quad (16)$$

式中 $T_{\max}$ 由式(12)给出, $R_{c,\min}$ 由后面式(17)给出。

式(16)中的冠层总表面阻力包括土壤表面阻力、叶面表面阻力和气孔阻力。其中气孔阻力是冠层总表面阻力的主要项。据大电站观测研究, 得出冠层最小总表面阻力由最小叶面气

孔阻力确定, 即

$$R_{e \cdot \min} = \frac{a R_{l \cdot \min}}{l_{ai}} \quad (17)$$

式中 $R_{l \cdot \min}$ 为正常生长叶片的平均最小阻力值 (由实验测定); a 为参数, 当 $l_{ai} \leq 3.0$ 时, $a = 1.15$, 当 $l_{ai} > 3.0$ 时, $a = 1.46$ 。

式(16)计算的 T_p 是充分供水条件下作物潜在蒸腾率。当根系层土壤水不能满足作物蒸腾需水时, 即根系供水速率小于作物潜在蒸腾率时, 叶片水分不平衡, 保卫细胞膨压降低, 气孔收缩, 阻力则增大, 蒸腾速率随之降低, 与根系供水率达到新的平衡。这时的蒸腾速率可以视为实际作物蒸腾率。

4.5 作物实际蒸腾率 (T_a) 的计算

土壤根系层水分含量与气孔开启程度存在密切关系。计算 T_a 有两种方案: 一是分析出土壤含水量和冠层实际气孔阻力的关系式, 据土壤根系层实际含水量求出冠层实际总气孔阻力, 由上述方程组求解 T_a 。但这方面资料少, 而且冠层总气孔阻力的影响因子很多, 使上述关系不能确切地反映实际冠层总气孔阻力的变化。二是在求出 T_p 之后, 研究 T_a 时从根系吸水函数入手, 即将 T_p 乘以一个修正系数求得 T_a 。

$$T_a = f(\psi_m) T_p \quad (18)$$

下面讨论 $f(\psi_m)$ 的形式。

当根系层土壤水吸力介于 $0 \sim 300$ cm 水柱时, 冬小麦叶片的气孔阻力基本上保持最小阻力值 (据卢振民等在大电站实测^[6]), 说明在这范围内土壤水分能充分满足蒸腾。因此

$$f(\psi_m) = 1.0 \quad 0 < -\psi_m \leq 300 \text{ cm 水柱}$$

当根系层含水量饱和, 空气被水分排挤, 根系呼吸代谢活动受限, 吸水机能将出现障碍, 使蒸腾受限。因此

$$f(\psi_m) = 0 \quad \psi_m = 0 \text{ cm 水柱}$$

当植物达到永久萎蔫范围时, 实验证明土壤水的平均势值为 15 巴当量吸力, 即相当于吸力为 15296 cm 水柱时, 土壤水分含量减少到不足以维持生存, 严重地限制了蒸腾作用。因此

$$f(\psi_m) = 0 \quad -\psi_m \geq 15296 \text{ cm 水柱}$$

当根系层土壤水吸力介于 $300 \sim 15296$ cm 水柱时, 根系吸水率将受到吸力大小的限制, 可以认为其关系为线性, 以线性模拟, 即

$$f(\psi_m) = \frac{15296 + \psi_m}{15296 - 300} \quad 300 < -\psi_m < 15296 \text{ cm 水柱}$$

综合以上讨论, $f(\psi_m)$ 的形式为

$$f(\psi_m) = \begin{cases} 0 & \psi_m = 0 \text{ 或 } -\psi_m \geq 15296 \text{ cm 水柱} \\ 1.0 & 0 < -\psi_m \leq 300 \text{ cm 水柱} \\ 1.02 + 6.67 \times 10^{-5} \psi_m & 300 \text{ cm 水柱} < -\psi_m < 15296 \text{ cm 水柱} \end{cases} \quad (19)$$

应用式(18)、(19)可以求出 T_a 。但存在一个问题, 即由于根系层土壤水基质势在剖面不同深度处有较大差异, 式(19)中 ψ_m 值无法确定。如果以剖面平均的 ψ_m 值代入式(19), 显然误差太大。

Novak 提出的作物根系吸水模式^[7]:

$$S(z, t) = T_a a(z, t) \quad (20)$$

式中 $S(z, t)$ 为根系吸水函数, 即单位时间单位体积土壤根系的吸水量; $a(z, t)$ 是根量随深度的分布, 一般为指数形式[7],

$$a(z, t) = \frac{m \exp[-m(z/z_r)]}{z_r[1 - \exp(-m)]} \quad (21)$$

式中 m 为参数, 据由懋正等[8]给出的冬小麦 m 值为 1.84; z_r 为根系层深度 (cm), 由经验公式给出。

某一时刻作物实际蒸腾率是全部根系带吸收水分之和,

$$T_a = \int_0^{z_r} S(z, t) dz$$

将式(18)、(20)代入上式, 则有

$$T_a = \int_0^{z_r} a(z, t) T_p f(\psi_m) dz \quad (22)$$

对根系层土壤剖面离散, 以离散单元 i 内中间点 ψ_{m_i} 代入 $f(\psi_m)$, 取得修正函数 $f(\psi_{m_i})$, 同时由式(21)取得 $a(z_i, t)$, z_i 为单元 i 的深度, 则由式(22)可得:

$$T_a = \sum_{i=1}^N [f(\psi_{m_i}) T_p a(z_i, t) \Delta z] \quad (23)$$

式中 N 为离散单元的总数; Δz 为单元步长 (cm)。由上式可以计算出作物实际蒸腾率, 它是 SPAC 水流运动综合模型中的一个重要子模型。

5 模拟与验证

本文使用山东齐河1989年9月~1990年12月连续观测资料对上述模型进行验算。农田作物为冬小麦。

模拟结果主要输出项是: 降水植物截留量 E_l , 棵间潜在蒸发率 E_p , 棵间实际蒸发率 E_a , 作物理论最大蒸腾率 T_{max} , 作物潜在蒸腾率 T_p 与作物实际蒸腾率 T_a 。图1反映了 E_p 和 E_a 。

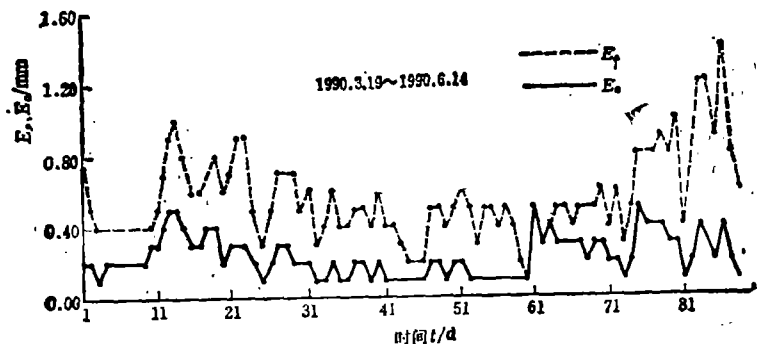


图1 棵间潜在蒸发率(E_p)和棵间实际蒸发率(E_a)的模拟比较

Fig. 1. Comparison of simulated of potential and actual evaporations from farm land

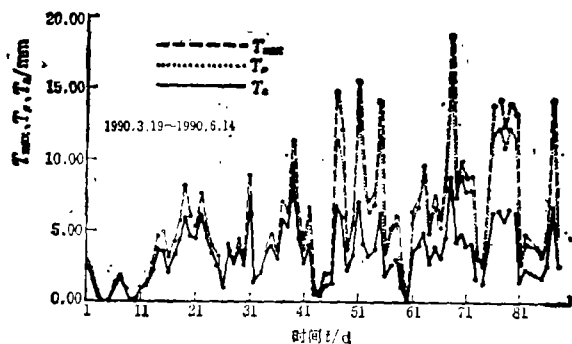


图 2 理论最大蒸腾率($T_{\max}$)、潜在蒸腾率(T_p)和实际蒸腾率(T_a)的模拟比较

Fig. 2. Comparison of simulated maximum, potential and actual transpiration rates

发皿测值与 E601 型水面蒸发测值之间, 尤其是它们的平滑趋势线相当接近, 证明 ET 有一定可靠性。

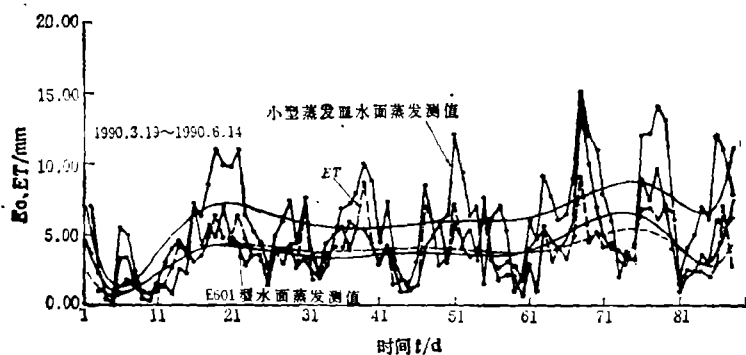


图 3 田间蒸散率模拟值(ET , 虚线)与实测水面蒸发率(E_o , 实线)的比较

Fig. 3. Comparison of simulated values of evapotranspiration from farm and measured evaporations from water surface

6 结 语

在土壤-植物-大气连续体中, 水分由土壤经植物根系吸收, 再由植株经冠层气孔逸向大气层, 这是水文循环的生物圈方面的重要研究内容之一。以往水文学中的蒸散发研究, 很少考虑植物体内的水文过程, 采用集总的计算方法。本文则按蒸发与蒸腾的机制对其过程进行了分解。通过 SPAC 模型分别模拟蒸发与蒸腾过程, 有助于深入了解蒸散发的性质, 特别是植物蒸腾在农田水循环中的作用, 为水循环的生物学调控研究提供了一些初步的认识。

应用 SPAC 模型原理推求作物实际蒸腾率, 采用了三个中间参量: ETI , $T_{\max}$ 与 T_p , 以此分析蒸腾的限制因子, 即无气孔阻力, 最小气孔阻力情形下蒸腾率, 然后据土壤剖面的含

过程线较为一致, 但数值不同, 说明土表水分条件对棵间蒸发构成经常性限制。

由图 2 可见, 理论最大蒸腾率 $T_{\max}$ 与实际蒸腾率 T_a 有一定差异, 而且差异量较稳定, 说明叶片的最小气孔阻力对 SPAC 系统的水分交换过程起着重要的作用, 这种作用是稳定且经常性的。 T_p 与 T_a 在第 1 天~第 45 天时段内大致重合, 说明水分供应充足, 叶面气孔实际阻力接近气孔最小阻力值。在第 45 天~第 88 天时段内, 特别是第 71 天~第 81 天时段, T_p 与 T_a 有较大差异, 说明土壤水分供应不充足, 叶面气孔实际阻力大于气孔最小阻力值。

由图 3 可见, 模拟值 ET 介于小型蒸

水率求出作物实际蒸腾率 T_a 。

模拟结果与实测蒸散参数比较较为满意，说明了本文采用的模型的适用性。

参 考 文 献

- 1 刘昌明, 魏忠义等. 华北平原农业水文及水资源. 北京: 科学出版社, 1989. 96~97
- 2 Thom A S. Momentum, Mass and heat exchange of vegetation. *Journal of Royal Meteorology Society*. 1972, 98: 124~134
- 3 Stanhill G A. Simple Instrument for the Field Measurement of Turbulent Diffusion Flux. *Journal of Application Meteorology*. 1969. 509p
- 4 [英] J R 埃塞林顿. 环境和植物生态学. 北京: 科学出版社, 1989. 15~16
- 5 牛文元, 周允华, 张翼等. 农业生态系统能量物质交换. 北京: 气象出版社, 1987. 151~154
- 6 中国科学院北京农业生态系统实验站. 农业生态环境研究. 北京: 气象出版社, 1989. 377~379
- 7 Novak V. Estimation soil-water extraction patterns by roots. *Agricultural Water Management*. 1987, 12: 271~278
- 8 刘昌明等. 水量转换. 北京: 科学出版社, 1988. 51~52

Method of Evapotranspiration Estimation in Soil-Plant-Atmosphere Continuum (SPAC)

Liu Changming and Dou Qingchen

(*Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences*)

Abstract: A series of processes of exchange of water and energy are contained in SPAC. This paper mainly deals with the processes and the determination of evapotranspiration, which includes mainly: a comprehensive SPAC model, description and determination of the parametric equations of evapotranspiration, and estimation of actual evapotranspiration from field. Based on the measured data obtained from Qihe County, Shandong Province, the models of evapotranspiration are developed and the fairly results in comparison with measurements are obtained.

Key words: soil-plant-atmosphere continuum; evaporation; transpiration; stomatal resistances.

欢迎对本刊论文进行讨论, 讨论稿请寄本刊编辑部。