第 56 卷 第 3 期
1998 年 6 月

气 象 学 报
ACTA METEOROLOGICA SINICA

Vol. 56, No. 3
Jun., 1998

# 土壤–植被–大气系统水分能量传输模拟和验证*

莫兴国

(中国科学院地理所农业生态与环境技术试验站, 北京, 100101)

## 摘 要

本文建立了包括地下水的土壤–植被–大气系统水分能量传输综合模型, 并对模型中冠层动量湍流交换反梯度传输现象的描述进行了改进。在此基础上, 依据冠层内动量和热量的交换以及辐射传输过程, 同时求解地表、冠层能量平衡方程, 进而模拟饱和–非饱和土壤的水热传输。用浅地下水地区冬小麦田间试验资料对模型进行验证, 结果表明, 系统能量平衡各分量和土壤含水量的模拟与观测结果相当一致。模型敏感性分析发现, 叶面积指数对总蒸散量的影响随叶面积指数的增加而逐渐减弱; 叶片最小气孔阻力对总蒸散量的影响, 在该阻力较小时更显著; 地下水位对蒸散量的影响在它小于 1.5 m 时不显著, 而在 1.5～1.75 m 之间时, 蒸散减小较快, 主要由于土壤蒸发减小显著, 冠层蒸腾稍有增加。

关键词: 土壤–植被–大气系统, 地下水, 饱和–非饱和土壤, 蒸散, 敏感性分析。

## 1 引 言

土壤–植被–大气系统物质能量传输转化过程对水资源利用、作物产量形成和环境变化等都有重要影响。迄今为止, 土壤–植被–大气系统水分能量传输模型已经不少, 按其对作物冠层的处理, 大致可分为 3 类, 即单层模型[1,2]、双层模型[3~5]和多层模型[6~8]。单层模型能够反映大气和植被下垫面间总的能量、动量和物质交换过程, 且因其计算简洁而被广范采用, 但这类模型忽略植被冠层与土壤二者间的水热特性差异; 双层模型将冠层与土壤分开, 分别考虑两者的动量吸收、能量和物质转化传输过程, 以及两者的相互作用, 具有较清晰的物理含义; 多层模型将冠层分成若干层, 高分辨地描述冠层小气候、辐射分布, 以及叶气界面交换过程。这些模型一般包括 5 个方面的物理和生物过程: (1) 冠层辐射传输过程, (2) 土壤水热传输过程, (3) 冠层降水截留过程, (4) 与物质传输有关的作物生理过程, (5) 物质能量的湍流输送过程。

目前上述 3 类模型对土壤–植被–大气系统重要过程的处理仍不够完善, 如作物冠层内动量反梯度传输现象, 以及地下水对系统水分能量传输的影响等都有待于进一步研究。本文试图在改进上述两个不足之处的基础上, 建立冠层为单层、土壤为多层的土壤–植被–大气系统水分能量传输模型, 并用浅地下水地区田间试验资料对模型进行验证, 以期能够更好的模拟生态系统水分能量转化传输过程。

* 初稿时间: 1996 年 5 月 23 日; 修改稿时间: 1997 年 4 月 21 日。
资助课题: 国家攀登项目和国家自然科学基金项目。

## 2 总体模型

假设土壤和植被水平均匀, 水分热量的传输仅发生在垂直方向上, 且不考虑降水的冠层截留及叶面截留水的蒸发过程。根据传输原理上的差异以及叙述方便, 将系统相对独立地分为两部分, 即地表–冠层–大气子系统和非饱和–饱和土壤子系统。

### 2.1 地表–冠层–大气子系统

假设冠层不直接吸收由地表产生的潜热和显热通量, 能量和水分传输在系统内具有守恒性和连续性, 并忽略作物层生物体和空气的热储量。

#### 2.1.1 辐射传输

对随机均匀分布的作物冠层, 短波辐射和长波辐射的冠层消光系数可分别取 0.4 和 0.8[9], 令

$$\eta_s = 1 - \exp(-0.4\mathrm{LAI}) \tag{1}$$

$$\eta_l = 1 - \exp(-0.8\mathrm{LAI}) \tag{2}$$

其中 LAI 为叶面积指数。则冠层的净辐射 $R_{nc}$ 为

$$R_{nc} = \eta(1-\alpha_c)Q_t + (1-\eta)\alpha_g(1-\alpha_c)Q_t + \eta_l\varepsilon_c L^{\downarrow} + (1-\eta_l)(1-\varepsilon_g)\varepsilon_c L^{\downarrow} - 2\eta_l\varepsilon_c\sigma T_f^4 + \varepsilon_g\varepsilon_c\eta_l\sigma T_g^4 \tag{3}$$

地表的净辐射 $R_{ns}$ 为:

$$R_{ns} = (1-\eta)(1-\alpha_g)(1-\alpha_c)Q_t + (1-\eta)\varepsilon_g L^{\downarrow} + \varepsilon_c\varepsilon_g\eta\sigma T_f^4 - \varepsilon_g\sigma T_g^4 \tag{4}$$

其中 $Q_t$ 为到达冠层顶的太阳短波辐射, $L^{\downarrow}$ 为大气逆辐射, $\alpha_c$ 为地表–冠层反射率(取 0.19), $\alpha_g$ 为地表反射率(取 0.21), $\varepsilon_g$ 和 $\varepsilon_c$ 分别为土壤和冠层比辐射率(取 0.98), $T_c$ 为冠层温度, $T_g$ 为地表温度, $\sigma$ 为 Boltsman 常数, $\eta$ 为短波辐射的冠层吸收量与地表–冠层吸收量之比, 与 $\eta_s$ 的关系可用下式表示,

$$\eta = \frac{\eta_s - \alpha_c}{1-\alpha_c} \tag{5}$$

大气逆辐射根据 Brunt 公式计算[10]:

$$L^{\downarrow} = (0.614 + 0.0557\sqrt{e} + 0.08N^2)\sigma T_a^4 \tag{6}$$

其中 $e$, $T_a$ 分别为空气水汽压和空气温度。

根据湍流扩散理论, 冠层的显热通量 $H_c$ 和潜热通量 $LE_c$ 分别表示为:

$$H_c = \rho c_p \frac{T_c - T_0}{r_{ac}} \tag{7}$$

$$LE_c = \frac{\rho c_p}{\gamma}\frac{e_s(T_c) - e_0}{r_{ac} + r_c} \tag{8}$$

其中 $T_0$, $e_0$ 分别为热量交换源和汇处的温度, $r_{ac}$ 和 $r_c$ 分别为冠层叶面空气动力学阻力和

冠层气孔阻力, $e_s(T_c)$ 为冠层饱和水汽压, $\rho$ 为空气密度, $c_p$ 为空气定压比热, $\gamma$ 为干湿常数。

地表的显热通量 $H_s$ 和潜热通量 $LE_s$ 分别表示为:

$$H_s = \rho c_p \frac{T_g - T_0}{r_{as} + r_g} \tag{9}$$

$$LE_s = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_s(T_g) - e_0}{r_{as} + r_g + r_s} \tag{10}$$

其中 $r_{as}$ 为地表到冠层空气动力学阻力, $r_g$ 为地表阻力, $r_s$ 为土壤阻力, $e_s(T_g)$ 为地表饱和水汽压。

土壤热通量表示为:

$$Q_s = -\lambda \frac{\partial T_s}{\partial z} \tag{11}$$

式中 $\lambda$ 为土壤热传导率, $T_s$ 为土温。

地表-冠层-大气子系统的潜热 $LE$ 和显热 $H$ 满足下列连续方程:

$$LE = LE_c + LE_s \tag{12}$$

$$H = H_c + H_s \tag{13}$$

$$R_n = LE + H + Q_s \tag{14}$$

式(7)、(8)、(9)和(10)中引入了 4 个未知变量 $T_0$, $e_0$, $T_f$ 和 $T_g$, 这四个变量可通过地表-冠层-大气系统的能量守恒和连续方程, 用梯度迭代优化方法求出。

2.1.2　冠层风速衰减和热量传输阻力

为描述冠层动量反梯度传输, Li 等[11]认为冠层内的动量交换可看成包括平均量梯度成比例的局地湍流扩散及与较大尺度范围内特征量差异有关的大尺度扩散。本文认为该过程应包括冠层内湍流耗散和植物体动能吸收两过程, 物理含义比前者更明确, 依此将冠层动量湍流扩散表达式右边的风速 $u$ 改成 $u^2$, 得到下式:

$$\frac{\partial}{\partial z}\left(K_m \frac{\partial u}{\partial z}\right) = C_d S(z) u^2 - \frac{\alpha(u_h^2 - u^2)z}{1 + \beta A_r h} \tag{15}$$

式中 $u$ 为风速, $K_m$ 为动量湍流交换系数, 取 0.23$u$, $C_d$ 为植被拖曳系数, 取 0.21, $S(z)$ 为叶面积比密, $A_r$ 为叶面积比密最大值, $\alpha$, $\beta$ 为常数, 分别取 0.04 和 0.8, $h$ 为冠层高度。

热量交换的空气动力学阻力与系统吸收的动量有关。系统吸收的动量包括冠层吸收和地面吸收两部分, 表示为:

$$\rho u_*^2 = \rho u_{*c}^2 + \rho u_{*g}^2 \tag{16}$$

其中 $\rho u_*$ 为系统吸收的动量; $\rho u_{*c}$, $\rho u_{*g}$ 分别为冠层和地面吸收的动量。

根据湍流扩散规律, 得冠层叶面空气动力学阻力 $r_{ac}$ 和地表阻力 $r_g$, 如下式:

$$r_{ac} = \frac{u_0}{u_{*c}^2} \tag{17}$$

$$r_g = \frac{u_0}{u_{*g}^2} \tag{18}$$

其中 $u_0$ 为源汇高度处的风速, 而

$$u_{*c}^2 = \int_0^h \left[ C_d S(z) u^2 - \frac{\alpha(u_h^2 - u^2)z}{1 + \beta A_{sh}} \right] dz \tag{19}$$

式中 $u_h$ 为冠层顶的风速。由式(16)、(17)、(18) 和(19) 即可求出 $r_{ac}$ 和 $r_g$。

地表到冠层空气动力学阻力 $r_{as}$ 可表示成:

$$r_{as} = \int_{z_{os}}^{h - z_0} \frac{dz}{K_m} \tag{20}$$

其中 $d$ 为零平面位移, $Z_0$ 为冠层粗糙度, $z_{os}$ 为地面粗糙度。

土壤阻力调节表层土壤蒸发, 是表层土壤含水量的函数[12], 可表示为:

$$r_s = 3.5\left(\frac{\theta_f}{\theta_f}\right)^2 + 33.5 \tag{21}$$

其中 $\theta_f$ 为地表 0～5 mm 的土壤含水量, $\theta_f$ 为田间持水量。

本文采用 Noihan 等[13]提出的冠层阻力 $r_c$ 参数化模型, 其中气孔开启的水分调节因子为根层土壤的平均含水量。模型由下式表示:

$$r_c = \frac{r_{min}}{LAI} \cdot (F_1 \cdot F_2 \cdot F_3 \cdot F_4)^{-1} \tag{22}$$

其中

$$F_1 = \frac{\frac{r_{min}}{r_{max}} + f}{1 + f} \tag{23}$$

而

$$f = 0.55 \frac{Qt}{Q_{cri}} \cdot \frac{2}{LAI} \tag{24}$$

$$F_2 = \frac{\theta - \theta_W}{\theta_f - \theta_W} \tag{25}$$

$$F_3 = 1 - \alpha[e_{sat}(T_a) - e_a] \tag{26}$$

$$F_4 = 1 - 1.6 \times 10^{-3}(T_0 - T_a)^2 \tag{27}$$

其中 $r_{min}$ 和 $r_{max}$ 分别为最小和最大气孔阻力, 对冬小麦, 取 85 s/m 和 1700 s/m, $\alpha$ 为系数, 取 0.06, $T_0$ 为叶温参考值, 取 298K, $Q_{cri}$ 为辐射临界值, 取 100 W/m$^2$, $\theta_w$ 为凋萎湿度。

**2.2** 非等温饱和–非饱和土壤子系统模型

非等温饱和–非饱和土壤子系统模型分土壤水热传输和根–土界面水流运动两部分。土壤水热传输方程组基于 Philip 等[14]和 Camillo 等[15]的方程, 加入了饱和层的壤中流项

$R_{nsl}$ 和作物根系吸水项 $S_u(z,t)$ 。方程组形式如下:

$$C_\psi \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_\psi \frac{\partial \psi}{\partial z}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(D_T \frac{\partial T_s}{\partial z}\right) - \frac{\partial K_{\psi,L}}{\partial z} - R_{nsl} - S_u(z,t) \tag{28}$$

$$C_h \frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda \frac{\partial T_s}{\partial z}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda D_T \frac{\partial \psi}{\partial z}\right) - Q_\psi \frac{\partial T_s}{\partial t} \tag{29}$$

其中 $K_\psi$ 为土壤导水率, $D_T$ 为温度梯度引起的土壤水分扩散率, $C_\psi$ 为土壤水容, $Q_\psi$ 为土壤水分通量, $C_h$ 为土壤体积热容量, $\psi$ 为土壤水势。

根系吸水通量 $S_u(z,t)$ 为:

$$S_u(z,t) = \frac{\psi_s - \psi_r}{R_p + R_s} \tag{30}$$

其中 $\psi_s$ 为土壤水势, $\psi_r$ 为根水势, $R_p$ 为根系阻力, $R_s$ 为土壤阻力。假设蒸腾 $E_c = \int_0^r S_u(z,t)\,dz$, 则

$$\psi_r = \frac{\int_0^r \frac{\psi_s}{R_s + R_p} dz - E_c}{\int_0^r \frac{1}{R_s + R_p} dz} \tag{31}$$

其中 $h_r$ 为根系深度。$R_s$ 的计算根据 Gardner[16]; $R_p$ 由下式得:

$$R_p = \frac{r}{L_v} \tag{32}$$

其中 $r$ 为单位根长阻力, 约 $1\times10^{10}$ s/m, $L_v$ 为植物根系密度(m/m$^3$)。

**2.3**　总体模型的数值实现

将冠层以上参考高度处的温度、湿度、风速和太阳辐射作为驱动总体模型的外界因子, 由田间观测资料给定。下边界在地表以下 2.5 m 深处, 试验期间地下水埋深最高值未超过此层, 假设下边界为不透水层, 土壤温度恒定; 水势在土壤饱和-非饱和界面、根-土界面处连续。用隐式有限差分求解土壤水热运动偏微分方程组。

## 3　田间试验

试验在华北平原的冬小麦高产试验田(36°57′N, 116°38′E, 海拔 23 m)里进行。试验田宽 56.5 m, 长 130 m, 土壤为潮质壤土, 呈低度盐碱。地下水位埋深在 1.5～2.5 m 之间。观测时间从冬小麦返青期开始, 到黄熟期结束。麦田行距 0.24 m, 邻近农田作物均为冬小麦, 具有足够的风浪区。其间每 10 d 取植株样测定叶面积指数, 每 20 d 取根样测定根系密度。

采用可交换式波文比——能量平衡系统测定冠层以上 0.5 m 和 2 m 高度处的干、湿球温度和风速, 以及总辐射、反射辐射、净辐射和土壤热通量。温度探头用铂电阻, 灵敏度为 0.01 ℃, 精度为 0.1 ℃。风速用三杯风速仪, 起动风速为 0.2 m/s。短波辐射用反射率表、净辐射用净辐射表、土壤热通量用热通量板测定。这些辐射表在试验前进行过标定。

土壤含水量用土钻取土法测定, 深度为 0.05, 0.15, 0.25, 0.35, 0.45, 0.55, 0.65,

0.75, 0.85, 0.95, 1.05, 1.15, 1.25, 1.35, 1.45 和 1.55 m。早晚各测一次地下水位埋深。

根据室内测定, 土壤液态水分传导率和特征曲线为:

$$K_{\psi,L} = K_s \exp(0.0217\psi) \tag{33}$$

$$\theta(\psi) = \frac{131.446|\psi|^{-0.09562}}{307.281 + |\psi|^{0.90438}} \tag{34}$$

其中, $K_s$ 为饱和土壤导水率, $\theta$ 为土壤体积含水量。

## 4 模拟结果及分析

以冬小麦抽穗扬花期为例, 模拟麦田能量平衡、土壤水分变化状况, 其中潜热、显热通量观测值系指波文比能量平衡法计算结果。

图 1 为5 月 2 日麦田能量平衡各项对比。由图1 可见, 净辐射最大值可达650 W/m$^2$, 净辐射日变化过程的模拟结果与实测值相当吻合, 只是在日出、日没时模拟值有微小波动。潜热通量的模拟与实测相当一致, 下午 14:00 点以后, 模拟值比实测值偏高, 这与下午的高水汽压饱和差有关。显热通量午间的最大值为 104 W/m$^2$, 日变化过程的模拟与实测值基本一致, 但上午的模拟值偏低, 下午偏高。在 8 点和 18 点左右相差较多, 模拟值明显偏低, , 因为此时大气为中性层结, 波文比法的结果误差较大是产生偏差的主要原因。土壤

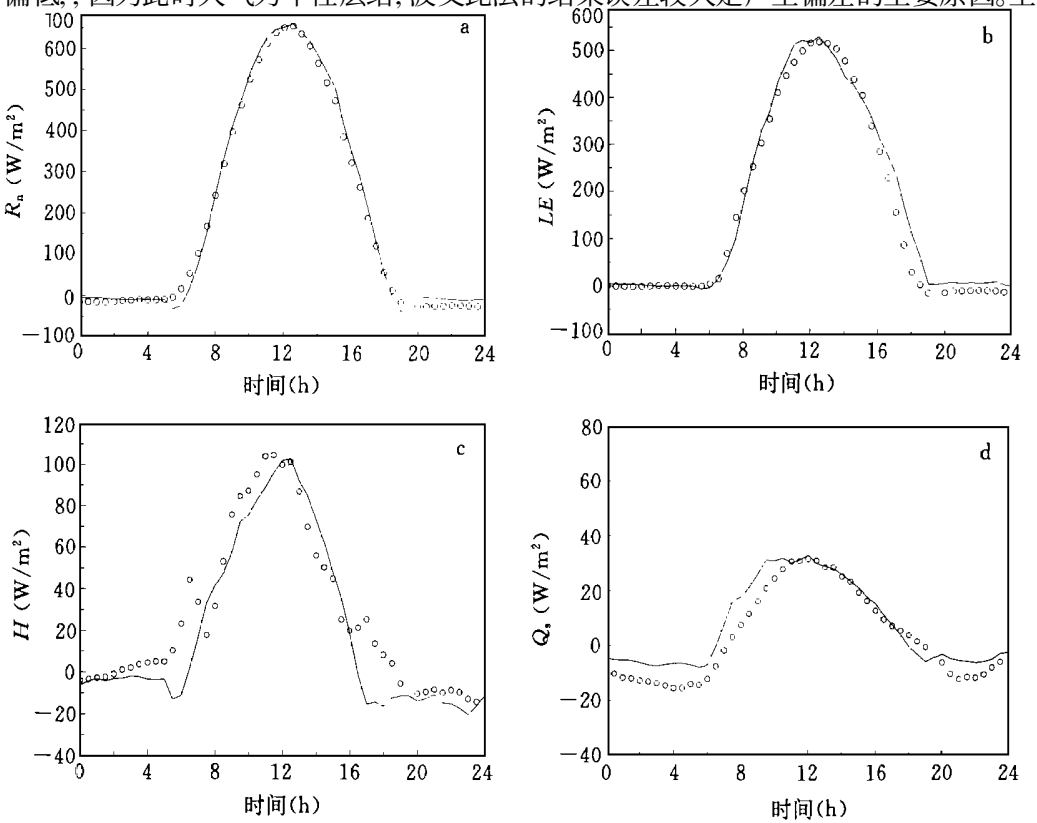



图 1 能量平衡各分量模拟与实测对比

(圆圈为实测值, 实线为模拟值)

热通量在中午 12 点之前, 模拟值比实测值偏高, 下午两者吻合得很好, 因为模拟值为地表之值, 其日最大值约出现在 10:00 左右, 而实测值为 1 cm 深度处的值, 位相有所落后。总体而言, 能量平衡的模拟结果是相当好的。

图 2 为抽穗扬花期累积蒸散量的模拟与实测对比。从模拟的 4 d 来看, 模拟值有时高于实测, 有时低于实测, 说明模型没有系统的偏高或偏低。这 4 d 的累积蒸散量为 18.1 mm, 模拟和实测偏差 7%。

图 3 为从灌水后(4 月 23 日)开始模拟, 第 7 天(4 月 28 日)土壤水分模拟值与实测值对比。从图 3 可见, 土壤水分变化最剧烈的 0～30 cm 土层, 模拟和实测吻合得相当好。从整个剖面而言, 模拟与实测还是相当一致的。

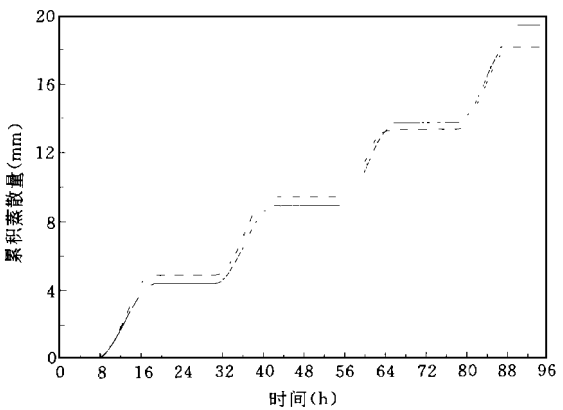



图 2　累积蒸散的模拟与实测值对比
(虚线为实测值, 实线为模拟值)

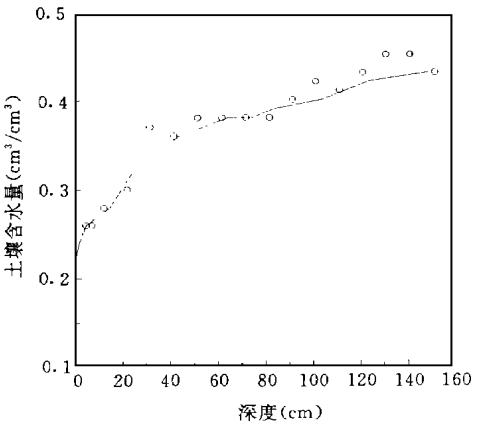



图 3　土壤含水量模拟与实测对比
(圆圈为实测值, 实线为模拟值)

## 5　敏感性分析

本文主要考虑土温梯度、最小气孔阻力、叶面积指数的变化对土壤-植被-大气系统潜热通量的影响。

**5.1**　土温梯度对土壤含水量的影响(图略)

开始时土壤含水量高, 水势较高, 温度差导致的水流不明显, 随着表层土壤水势的逐渐下降, 两者开始呈现出差别来, 而且随着表层土壤水势的减少, 这种差别进一步加大, 在积分到 144 h 后, 0.5 cm 深处的水势差达 30 cm, 因而温度梯度对土壤湿度的影响不可忽略。所以, 在较干旱地区, 模拟土壤水热动态时应该考虑温度梯度对土壤水分的影响, 以使模拟结果更加符合实际。

**5.2**　叶片气孔最小阻力 $r_{min}$ 对累积蒸散量的影响

在气孔阻力参数化模型中, 通常把最小气孔阻力作为基数, 而这个基数的选择对模拟结果有很大影响(见图 4)。图 4 中模拟时段为 DOY 114－ 119, 共 6 d。由图 4 可见, $r_{min}$ 从 60 s/m 增加到 150 s/m, 依 30 s/m 的比例增加, 而所导致的累积蒸散量变化并不一致。$r_{min}$ 由 60 s/m 增加到 90 s/m 时, 蒸散量减小约 17%; $r_{min}$ 由 120 s/m 增加到 150 s/m 时, 蒸

散量减小约 10%。由此可见, $r_{min}$ 对累积蒸散量的影响是很显著的。

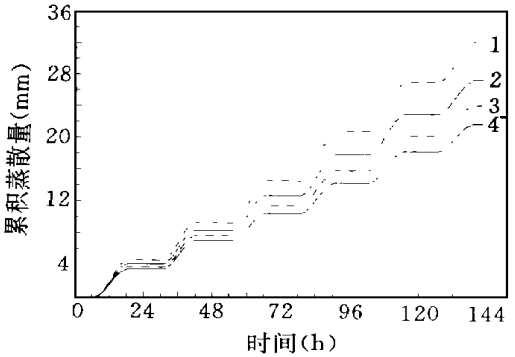



图 4 累积蒸散量对最小气孔阻力 $r_{min}$ 的响应
(图中曲线对应的 $r_{min}$ 值: 1.60 s/m; 2.90 s/m; 3.120 s/m; 4.150 s/m)

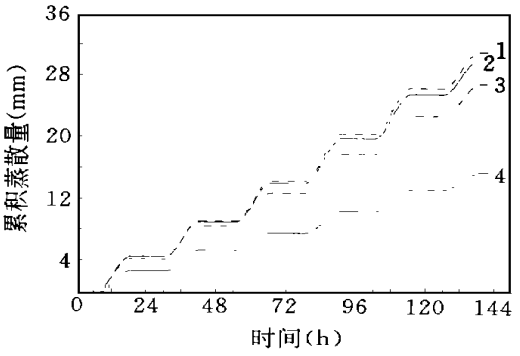



图 5 累积蒸散量对叶面积指数的响应
(图中曲线 1, 2, 3, 4 对应的 LAI 分别为 7, 5, 3, 1)

**5.3** 叶面积指数对累积蒸散量的影响

叶面积指数首先影响地表覆盖度, 其次影响冠层蒸腾表面积, 再其次是影响冠层的通风状况。图 5 为叶面积指数不同时的累积蒸散量。由图 5 可见, LAI 由 1 到 3 时蒸散量增加 73%, 由 3 到 5 时增加 11%, 由 5 到 7 时增加 3%。当 LAI 较小时, 地表的覆盖率低, 若土壤湿润, 地表蒸发大, 而土壤表层变干后, 蒸发变得很小, 总蒸散量也小; 当 LAI 较大时, 蒸散中蒸腾占主要部分, 根系吸水范围广, 在一定的土壤含水量范围内, 蒸腾不受水分限制, 随着叶面积指数的增大, 蒸散量逐渐逼近一稳定值。

**5.4** 地下水位对累积蒸散量的影响

从小麦返青到成熟, 不同地下水位对累积蒸散量、蒸腾量和土壤蒸发量的影响见图 6。地下水位小于 1.5 m 时, 它对蒸散量的影响不显著, 地下水位在 1.5～1.75 m 之间时,

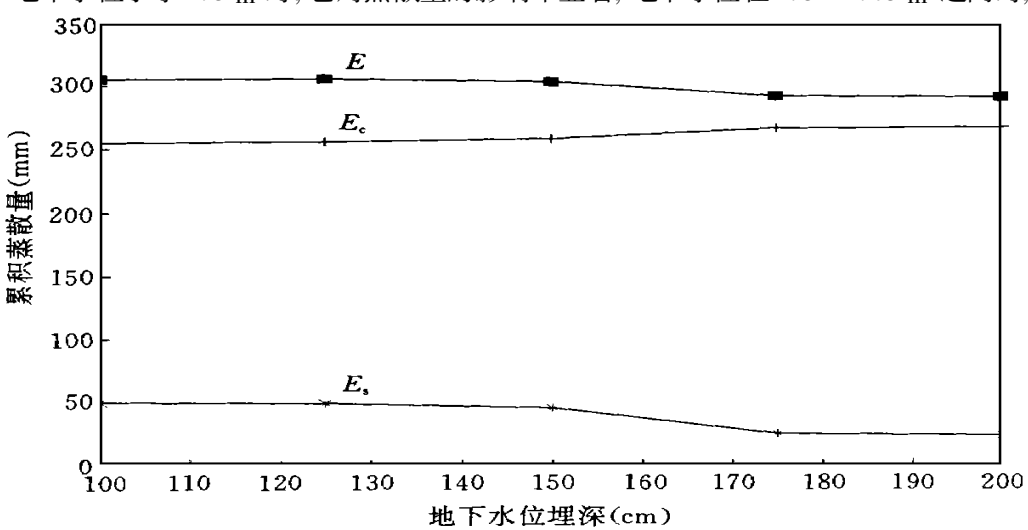



图 6 累积蒸散量、蒸腾量和土壤蒸发量对地下水位的响应
( $E$ 为蒸散, $E_c$ 为蒸腾, $E_s$ 为土壤蒸发)

蒸散减小较快, 相应地, 土壤蒸发减小近 1 倍, 而冠层蒸腾却有所增加。原因是, 当潜水通过土壤毛细管上升不能满足供应土壤蒸发时, 地表接受的辐射能更多地转化成显热, 向冠层蒸腾提供热量的缘故。

## 6 结　论

本文以界面过程为导向, 建立了土壤-植被-大气系统水分能量传输界面过程的综合模型, 其中考虑了冠层动量反梯度传输现象和地下水对该系统的影响。

将冬小麦田抽穗扬花期观测结果与模拟结果进行对比, 发现:

(1) 系统的净辐射、潜热通量、显热通量、土壤热通量和土壤含水量模拟结果和观测结果相当一致。

(2) 通过敏感性分析, 可知叶面积指数对地表-冠层-大气子系统总蒸散量的影响随叶面积指数的增加而逐渐减弱。叶片最小气孔阻力对总蒸散量影响显著。

(3) 地下水位小于 1.5 m 时, 它对蒸散量的影响不显著, 地下水位在 1.5～1.75 m 之间时, 蒸散减小较快, 相应地, 土壤蒸发减小近 1 倍, 而冠层蒸腾却有所增加。

本文模型可用于地气热量交换的遥感研究, 作为下一步, 将用本模型研究中国主要农作物耗水量的地域分异性。

致谢: 本文为作者博士论文的部分内容, 黄秉维先生和项月琴先生予以悉心的指导, 邓根云先生在本文修改过程中提出了宝贵的意见, 在此一并表示感谢。

## 参考文献

1 Monteith J E. Evaporation and environment. Symp Soc Expl Biol, 1965, 19: 205～234

2 Noilham J, Planton S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. Mon Wea Rev, 1989, 117: 536～549

3 Deardoff J W. Efficient prediction of groundsurface tempreture and moisture with inclusion of a layer of vegetation. J Geophys Res, 1978, 83: 1889～1903

4 Sellers P J, Sud Y C, Dalcher A. A simple biosphere model(SiB) for use within general circulation models. J Atmos Sci, 1986, 43: 505～531

5 Ace E, Mihailovic D T. A coupled soil moisture and surface tempreture prediction model. J Appl Meteor, 1991, 30: 812～822

6 Goudriaan J. Crop micrometeorology: a simulation study. Wageningen: Center for Agricultural Publishing and Documentation, 1977. 249pp

7 Van de Griend A A, van Boxel J H. Water and surface energy balance model with a multilayer canopy representation for remote sensing purpose. Water Resour Res, 1989, 25: 949～976

8 Yamazaki T, Kondo J. A heat balance model with a canopy of one or two layers and its application to field experiments. J Appl Meteor, 1992, 31: 86～103

9 Kanemasu E T, Rosenthal U D, Raneyand R J, Stone L R. Evaluation of an evaporation model for corn. Agron J, 1977, 69: 461～464

10 左大康等. 地球表层辐射. 北京: 科学出版社, 1991. 130～134

11 Li Z, Miller D R. A first order closure scheme to describe countergradient momentum transport in plant canopies. Boundary-Layer Met, 1985, 33: 77～83

12 Shaw R H. Pereira A R. Aerodynamic roughness of a plant canopy: a numerical experiment. Agric For Meteor,

1982, 26: 51～65

13 Sun S F. Moisture and heat transport in a soil layer forced by atmospheric conditions. M S thesis, Dept. of Civil Engineering University of Connecticut, 1982. 72pp

14 Philip J R, de Varies D A. Moisture movement in porous material under tempreture gradients. Transactions, American Geophysical Union, 1957, 38: 222～232

15 Camillo P J, Gurney R J. A sensitivity analysis of a numerical model for estimating evaporation. Water Resour Res, 1984, 20(1): 105～112

16 Gardner W R. Dynamics aspects of water availability to plants. Soil Sci, 1964, 89: 63～73

# MODELING AND VALIDATING WATER AND ENERGY TRANSFER IN SOIL-VEGETATION-ATMOSPHERE SYSTEM

Mo Xingguo

(*Station for Agro-ecology and Environmental technology, Institute of Geogrraphy, Chinese Academy of Sciences, Beijing*, 100101)

## Abstract

A one-dimensional soil-vegetation-atmosphere transfer model including groundwater(GSVAT) is constructed. The model consists of two parts, i.e. soil surface-canopy-atmosphere submodel and saturated-unsaturated soil submodel. A winter wheat field experiment is conducted to validate the model. Surface energy balance, soil moisture budget and other micrometeorological measurements are measured through jointing to mature period, of 1992 in North China Plain. The simulation of energy balance and soil moisture agree well with the observed. The sensitivity analysis show that the influence of leaf area index( LAI) to evapotranspiration(ET) is obvious, however it is becoming indistinguishable with a higher LAI; While the minimum stomatal resistance is smaller, it is more sensitive to ET; The response of ET to groundwater table is apparent while water table is between 1.5～1.75 m depth. When the water table is less than 1.5 m, ET decreases due to less intensity of soil evaporation, whereas canopy transpiration is a little bit enhance.

**Key words**: Soil-vegetation-atmosphere system, Underground water, Saturated-unsaturated soil, Evapotranspiration, Sensitivity analysis.