

780-786

第19卷第6期  
1999年11月生态学报  
ACTA ECOLOGICA SINICAVol. 19, No. 6  
Nov., 1999

## 用 GSVAT 模型研究地表/大气界面传输

莫兴国<sup>1</sup>, 林忠辉<sup>1</sup>, 刘苏峡<sup>2</sup>5487 5161.41  
Q515 2.75

(1. 中国科学院地理研究所农业生态与环境技术站; 2. 中国科学院地理研究所水文室)

**摘要:** 用麦田水分和能量平衡资料验证了包括地下水的土壤-植被-大气水热传输模型(GSVAT), 结果显示, 模型能较好地模拟地表/大气水热传输特征, 以及土壤水分的动态变化。通过敏感性分析, 探讨叶/气界面, 土壤/空气界面的节水调控效应, 结果发现这两个界面对水汽传输的交互影响显著, 若同时增加它们的水汽传输阻力, 节水效果尤其明显。

**关键词:** GSVAT 模型; 地表/大气界面; 蒸散; 土壤水分

## Gsvat for transfer among land/atmosphere interface

MO Xing-Guo, LIN Zhong-Hui, LIU Su-Xia (1. Station for Agro-ecology and Environmental Technology, Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100101, China; 2. Dept. of Hydrology, Inst. of Geography, CAS, Beijing 100101, China)

**Abstract:** A realistic model of soil-vegetation-atmosphere water and energy transfer including groundwater (GSVAT) is established here. The model is validated with data obtained in winter wheat field with shallow groundwater, which is collected from recovering to maturity period lasting 71 days. The results show that GSVAT is capable of simulating energy and water exchange between land/atmosphere interface, as well as soil water dynamic movement. Through the sensitivity analysis, the impacts of resistances among the leaf/air and the soil/air interfaces on evapotranspiration is investigated. The results show that these two interfaces interact with each other, while both the resistances are enhanced, the evapotranspiration is reduced much obviously.

**Key words:** GSVAT model; land/atmosphere interface; evapotranspiration; soil moisture

文章编号: 1000-0933(1999)06-0780-07 中图分类号: Q144 文献标识码: A

水分在土壤-植被-大气系统中的迁移和转换是陆面能量平衡和水分循环的重要组成部分。IGBP 核心计划之一的 BAHC (biosphere aspect of hydrology cycle) 研究就是以此为重点, 在田间尺度和区域尺度上研究植被对水分循环的控制。基于该系统水分和能量交换物理过程和生物物理过程的土壤-植被-大气传输模型 (soil-vegetation-atmosphere transfer, 简称 SVAT)<sup>[1-4]</sup> 较详细地描述了冠层辐射传输、湍流交换和土壤垂直方向的水分和能量迁移过程, 能够揭示陆面/大气物质和能量交换、土壤水热迁移的动态特征, 以及该系统各组成要素间的相互作用机制。此外该模型也可以利用遥感表面温度估算区域水热通量。

本文首先利用麦田水分、能量平衡的观测资料验证包括地下水的土壤-植被-大气传输模型 (GSVAT), 分析浅地下水地区冬小麦生育期土壤水分动态变化、作物蒸腾和土壤蒸发变化特征; 然后根据模型的敏感性分析, 探讨土壤-空气界面、叶片-空气界面的水分调控效应, 为寻找农田节水措施提供科学依据。

## 1 模型介绍

GSVAT 模型由两部分组成, 即土表-冠层-大气湍流交换和非饱和-饱和土壤水势传输, 主要过程由图 1 所示。

## 1.1 冠层、地表辐射收支

假设冠层叶片均匀和随机分布, 则冠层和地表吸收的净辐射  $R_n$ ,  $R_{ng}$  可分别表示为:

**基金项目:** 国家自然科学基金项目 (49771019, 49880330) 和“95”攀登项目资助

**收稿日期:** 1997-03-29; **修订日期:** 1999-06-05

$$R_{n_s} = (1 - \alpha_c)Q_i - \eta_c(1 - \alpha_g)Q_i + (1 - \eta_l)\epsilon_c L^{\downarrow} - 2\epsilon_c \sigma T_c^4 + (1 - \eta_l)\epsilon_g \sigma T_g^4 \quad (1)$$

$$R_{n_g} = \eta_l(1 - \alpha_g)Q_i + \eta_l \epsilon_g L^{\downarrow} - \epsilon_g \sigma T_g^4 - \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (2)$$

式中,  $Q_i$  为到达冠层顶的太阳短波辐射,  $L^{\downarrow}$  为大气逆辐射,  $\alpha_c$  为冠层反射率, 取 0.19;  $\alpha_g$  为地表反射率, 取 0.20;  $\epsilon_g$  和  $\epsilon_c$  为分别为土壤和冠层植物体比辐射率, 取 0.98 和 0.95,  $\eta_c$ 、 $\eta_l$  为分别为冠层短波辐射和长波辐射透过率,  $T_c$  为冠层温度,  $T_g$  为地表温度,  $\sigma$  为 Boltzman 常数,  $\eta_c$ 、 $\eta_l$  分别由如下式子给出<sup>[5]</sup>:

$$\eta_c = \exp(-0.5LAI) \quad (3)$$

$$\eta_l = \exp(-0.8LAI) \quad (4)$$

其中,  $LAI$  为叶面积指数。

### 1.2 土表-冠层-大气湍流交换

根据电路相似法, 冠层的潜热  $LE_c$ 、感热通量  $H_c$  可表示为:

$$LE_c = \frac{\rho C_p e_s(T_c) - e_0}{\gamma r_{ac} + r_s} \quad (5)$$

$$H_c = \rho C_p \frac{T_c - T_0}{r_{ac}} \quad (6)$$

土壤潜热  $LE_s$ 、感热通量  $H_s$  可表示为:

$$LE_s = \frac{\rho C_p e_s(T_g) - e_0}{\gamma r_{sa} + r_g} \quad (7)$$

$$H_s = \rho C_p \frac{T_g - T_0}{r_{sa}} \quad (8)$$

总的潜热  $LE$ 、感热通量  $H$  可表示为:

$$LE = \frac{\rho C_p e_s(T_c) - e_0}{\gamma r_a} \quad (9)$$

$$H = \rho C_p \frac{T_c - T_0}{r_a} \quad (10)$$

其中,  $L$  汽化潜热,  $\rho$  空气密度 ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ),  $C_p$  空气定压比热 ( $\text{J}/\text{kg} \cdot \text{K}$ ),  $e_s(T_c)$  冠层温度  $T_c$  下的饱和水汽压,  $e_s(T_g)$  土壤表面温度  $T_g$  下的饱和水汽压 ( $\text{hPa}$ ),  $e_0$ 、 $T_0$  分别为参考高度的水汽压和气温,  $e_0$ 、 $T_0$  分别为冠层源汇高度处的水汽压和温度,  $r_a$ 、 $r_{ac}$ 、 $r_{sa}$ 、 $r_c$ 、 $r_g$  为水汽、热量的传输阻力, 参数化方法如下:

①冠层到参考高度的空气动力学阻力  $r_{ac}$ <sup>[6]</sup>

$$r_{ac} = \frac{(\ln \frac{Z_r - D}{Z_u})}{k^2 U_*^2} \delta \quad (11)$$

其中,  $Z_r$  参考高度,  $D$  零平面位移, 取  $0.64h$ ,  $Z_u$  冠层粗糙度, 取  $0.13h$ ,  $h$  为冠层高度,  $\delta$  大气稳定度订正系数,  $U_*$  摩擦速度,  $k$  Karman 常数, 取 0.4。

②冠层叶片边界层阻力  $r_{ac}$ <sup>[6]</sup>

$$r_{ac} = 90 \left( \frac{d}{u} \right)^{0.5} \quad (12)$$

其中,  $u$  冠层内风速,  $d$  叶片特征尺度, 对于小麦取  $0.01\text{m}$ 。

③地表与冠层间湍流交换阻力  $r_a$ <sup>[6]</sup>

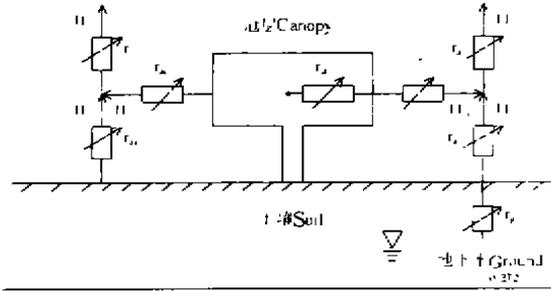


图 1 土壤-植被-大气传输电路模拟

Fig. 1 Analog scheme of soil-vegetation-atmosphere transfer

$$r_w = \int_{z_w}^{D+z_0} \frac{dz}{K_w} \quad (13)$$

其中,  $K_w$ 冠层湍流交换系数,  $Z_w$ 土壤表面粗糙度, 取 0.005m,  $\mu$ ,  $K_w$  的计算参见 Kustas<sup>[7]</sup>。

#### ④土壤阻力 $r_s$ <sup>[9]</sup>

$$r_s = 35 \left( \frac{\theta_f}{\theta} \right)^{2.3} + 100 \quad (14)$$

其中,  $\theta_f$ 田间持水量, 取 0.35m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>,  $\theta_f$ 表层土壤含水量。

#### ⑤冠层阻力 $r_c$ <sup>[9]</sup>

$$r_c = \frac{r_{\min}}{LAI} (F_1 F_2 F_3 F_4)^{-1} \quad (15)$$

其中,

$$F_1 = \frac{0.05 - f}{1 + f}, \quad f = 0.55 \frac{Q_s}{100 LAI} \quad (16)$$

$$F_2 = \frac{\theta - \theta_w}{\theta_f - \theta_w} \quad (17)$$

$$F_3 = 1 - 0.06 [e_s(T_a) - e_a] \quad (18)$$

$$F_4 = 1 - 1.6 \times 10^{-3} (298 - T_a)^2 \quad (19)$$

$r_{\min}$ 最小气孔阻力, 取 110s/m,  $\theta$ 土壤含水量,  $\theta_w$ 凋萎湿度, 取 0.15m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>。

土壤热通量为

$$G = -\lambda \frac{\partial T_s}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad (20)$$

其中,  $\lambda$ 土壤热传导率(J/m·s·k),  $T_s$ 土壤温度(k)。

根据热量平衡和连续原则

$$R_w = LE_c + H_c \quad (21)$$

$$R_w = LE_s + H_s + G \quad (22)$$

$$LE = LE_c + LE_s \quad (23)$$

$$H = H_c + H_s \quad (24)$$

(21)、(22)、(23)和(24)包括 4 个变量  $e_a$ ,  $T_a$ ,  $T_s$ ,  $T_w$ , 方程组闭合, 依据迭代法求解。

### 1.3 非饱和-饱和土壤水热运动模型

假如土壤均质, 忽略温度梯度对土壤水流的影响, 则非饱和-饱和土壤水分运动和热量传导方程可表示为

$$C_v \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_w \frac{\partial \Psi}{\partial z} + K_w) + S_w \quad (23)$$

$$C_m \frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda \frac{\partial T_s}{\partial z} \quad (24)$$

在浅地下水地区, 包气带与地下水交换非常活跃。如果忽略地下水的补给作用, 单纯考虑非饱和带的水分运动会引起一定的偏差。将非饱和带和饱和带作为一个整体是处理这种状况的理想方法, 即当土壤水分饱和(即处于潜水状态)时,  $C_w = 0$ ; 在非饱和-饱和和界面处, 水势连续。这样式(23)就成了包括地下水和包气带水相互作用的水分运动方程。式(23)、(24)中,  $\Psi$ 土壤水势,  $C_w$ 土壤水容,  $K_w$ 土壤水分传导率,  $S_w$ 作物根系吸水函数,  $C_m$ 土壤热容量,  $C_w$ ,  $K_w$ 的参数化见文献<sup>[4]</sup>,  $C_m$ ,  $\lambda$ 的计算方法见文献<sup>[3]</sup>。式(23)和(24)采用隐式差分格式离散, 然后用追赶法求解。

当土壤水势高于凋萎湿度时, 根系吸水项表示为

$$S_w = E_c \cdot r_i(z, t) \quad (25)$$

其中,  $r_i(z, t)$ 根系的相对密度分布(1/m<sup>3</sup>)。

## 2 模型的验证

2.1 试验

试验在中国科学院禹城试验站进行,该站位于鲁西北平原。试验从 1992 年 3 月 21 日小麦返青后开始到 6 月 1 日成熟为止。这一期间,麦田共灌水 3 次,每次约为 80mm。试验观测项目包括冬小麦冠层上方波文比-能量平衡、冠层温度及土壤水分、叶面积指数。其中,波文比-能量平衡观测包括两个高度温度和湿度、太阳总辐射、反射辐射、净辐射和土壤热通量 3 部分。土壤热通量用两块热流板测量,分别埋在行间和株间,深度为 2cm。冠层温度用热红外温度计以 45° 倾斜角测量。每 7d 用土钻取土 1 次,烘干称重,确定土壤含水量。

2.2 验证

图 2 为小麦返青到收获时,日净辐射量、日总蒸散量的模拟与实测结果对比。由图 2a 可见,净辐射的模拟和实测结果是相当一致的,图上的点分布在 1:1 线两侧很密的范围内,值得注意的是,点子没有集中于线的一侧,说明模型没有系统的偏差。模拟和实测日净辐射量的相关系数为 0.98,标准偏差为 0.36mm。

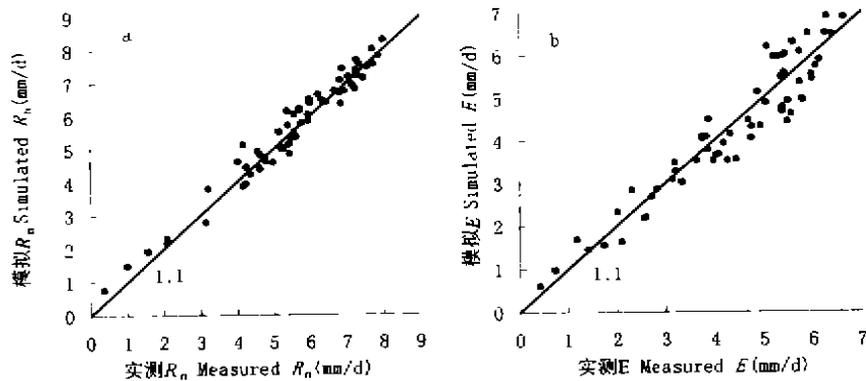


图 2 日净辐射量(a)、日总蒸散量(b)的模拟和实测结果对比

Fig. 2 Comparisons of the simulated daily net radiation and evapotranspiration with the measured values (a. net radiation, b. evapotranspiration)

由图 2b 可见,模拟的日总蒸散量与波文比-能量平衡法的日总蒸散量(称为“实测值”)吻合得比较好,基本上分布在 1:1 线的两侧,但不如日净辐射那么密集。根据逐日对比发现,在空气水汽饱和差高、平流较强的天气,日总蒸散量的模拟值和“实测值”出现较大偏差,这是因为在这种情况下,波文比-能量平衡法和近地层相似理论有较大误差的缘故。模拟和“实测”日总蒸散量的相关系数为 0.92,标准偏差为 0.61mm。

地下水位较浅时,地下水随土壤毛细管上升,补充根层土壤水分。地下水位随蒸散耗水而下降,其下降速度与蒸散强度有关。图 3 表示地下水位在灌水后的下降过程,模拟结果与实测地下水位的变化过程相当一致,即开始下降较快,而后有所变缓。

为了探讨本模型利用红外遥感温度,计算地表-大气热量交换的可行性,将红外遥感温度与土壤-冠层系统空气动力学温度对比,见图 4。由图可见,两者基本分布在 1:1 线两侧,没有系统偏差,但有

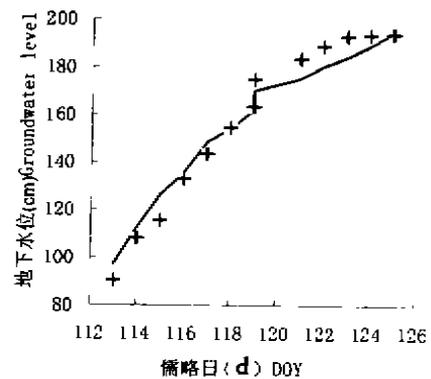


图 3 地下水位下降过程的模拟和实测对比(实线为模拟值,+号实测值,儒略日,即 DOY,表示一年中从元月一日开始的累计天数)

Fig. 3 Comparison of the simulated groundwater water table with the measured (Solid line is the simulated, + is the measured; DOY is the days of year)

些点的偏差较大,两者相关系数为 0.96,标准差为 1.70°C,两者产生偏差的原因,一是两者的物理含义有所差别,二是红外温度计本身的测量误差和模型模拟温度的误差<sup>[6]</sup>。

### 3 土壤含水量的季节变化

图 5 为 0~15cm 和 0~50cm 土壤含水量的季节变化,其中有 3 次灌水和 1 次较大的降水过程,土壤含水量随蒸散和深层渗漏而下降,随降水和灌溉而增加。在灌水后,土壤含水量大幅度增加,整个剖面土壤含水量趋于饱和,随后数天内土壤水分下渗,0~15cm、0~50cm 土层含水量的变化基本同步,但随后蒸发、蒸腾成为土壤水分消耗项,0~15cm 层含水量迅速下降,而 0~50cm 土层含水量的减小较为平稳。第 1 次灌水和第 2 次灌水前 0~15cm 土壤含水量分别为 0.24 和 0.26,根层土壤水分并没有亏缺,灌水主要是为了淋洗因蒸发而累积在根层的盐分,保证麦苗的正常生长,第 2 次灌水和第 3 次灌水时间间隔较长,灌水前土壤含水量约为 0.12。因 0~15cm 层作物根系密度最高,土壤含水量变化幅度大,对作物生长影响明显,从而其含水量可作为农田灌溉的重要指示因子。

### 4 蒸腾和土壤蒸发的季节变化

冬小麦返青到成熟的过程中,麦田经历了由部分覆盖到全部覆盖,又因叶片枯黄、凋落而部分覆盖的过程。由图 6 可见,返青初期,叶面积指数较小,棵间土壤能量平衡是土壤-冠层系统能量平衡的重要组成部分。在小麦返青期,叶面积指数较小,地表接受较多的入射辐射,但由于地表土壤较干,蒸发较小,此时总蒸散只消耗净辐射的 60%左右。在冬小麦生长旺盛期(DOY100~135),麦田因及时灌溉,根层土壤水分充沛,此期间蒸散率保持高值,仅略低于净辐射。在大气干燥、风速较高时,蒸散甚至超过净辐射,此期间土壤蒸发约为 1mm/d,作物蒸腾约为 4mm/d。在 DOY138(5 月 17 日)以后,虽然净辐射量很大,但因土壤表层含水量较低,土壤蒸发小,约 0.5mm/d,蒸散占净辐射的 70%左右。在小麦黄熟期,叶片迅速枯黄,地表覆盖度降低,而因灌水和降水等原因,土壤含水量较高,土壤蒸发量很大,略高于蒸腾,占总蒸散的一半以上。然而总蒸散比前期稍有减少。从 DOY83(3 月 24 日)~DOY153(5 月 21 日),麦田接受的净辐射总量为 376mm,总蒸散为 314mm,土壤蒸发为 76mm,土壤蒸发占总蒸散的 24%,接近四分之一。就整个模拟时段而言,总蒸散的模拟值与水量平衡法的结果相当接近,偏差小于 5%<sup>[10]</sup>。说明模型的模拟结果是可信的。

### 5 土壤-空气界面、叶片-空气界面的水分调控效应

在冬小麦返青到成熟过程中,土壤-空气界面间的水汽交换是农田总蒸散的重要组成部分。如果采用控制表层土壤含水量的灌水技术,如暗管灌水,使表层土壤含水量保持低值,从而增加土壤蒸发阻力,减少土壤蒸发,降低麦田总耗水量,节约水分。利用模型进行敏感性试验,分析水分传输阻力变化对系统水汽交换的影响(图 7)。图 7a 为不同土壤阻力下,土壤蒸发、蒸腾和蒸散的变化。当土壤阻力很小,即表层土壤保

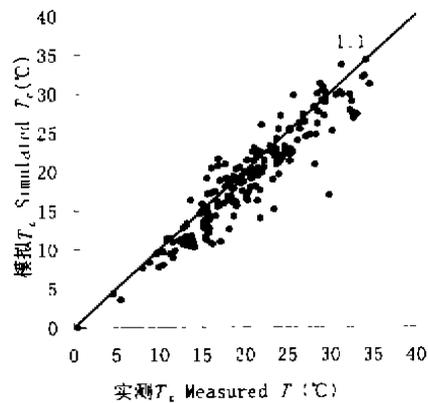


图 4 红外遥感温度的模拟和实测对比

Fig. 4 Comparison of the simulated surface temperature with the radiometric surface temperature

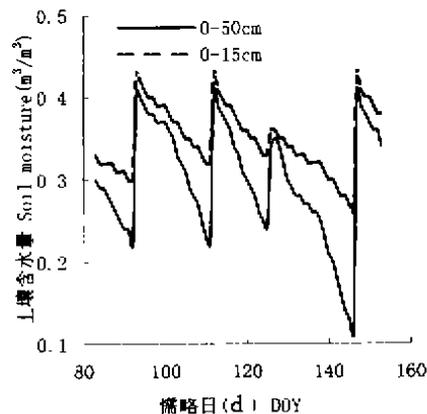


图 5 土壤含水量的季节变化

Fig. 5 Simulated seasonal variation of soil moisture in root zone

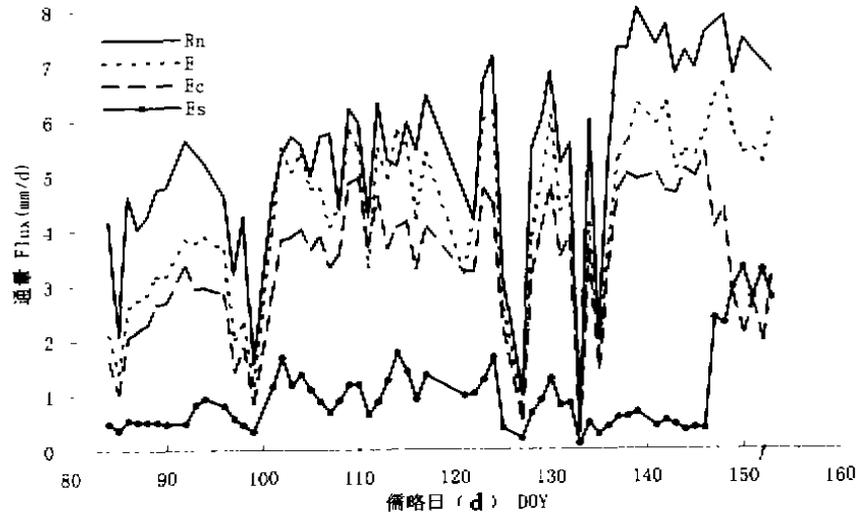


图 6 蒸腾和土壤蒸发的季节变化

Fig. 6 Simulated seasonal variation of transpiration and underneath soil evaporation

持湿润,土壤蒸发与蒸腾大致相当,土壤-冠层系统吸收的净辐射几乎完全用于蒸散。随着土壤阻力的增加,土壤蒸发迅速下降,地表吸收的净辐射更多的用于地面增温,显热由地表向冠层传输,为蒸腾提供热量,使蒸腾增大,但总蒸散仍减小。土壤蒸发、蒸腾的消长过程,体现了冠层-地表的相互作用。若表层土壤含水量保持  $0.1\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ,即风干含水量,则地表蒸发仅占总蒸散的 9%,总蒸散比正常减小 11%。

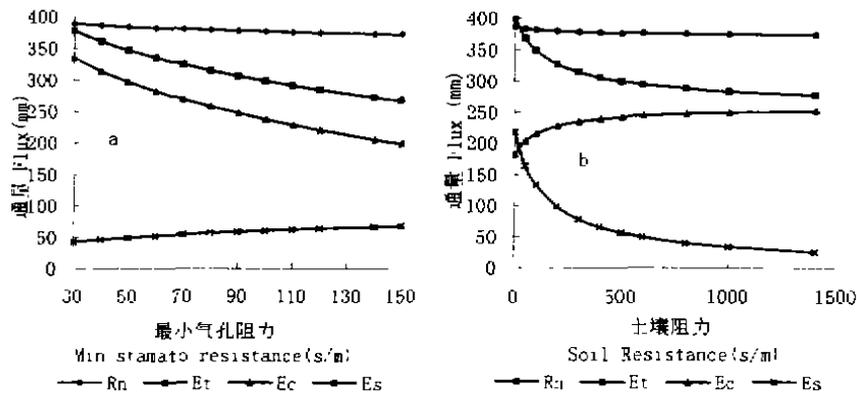


图 7 土壤-空气界面(a)、叶片-空气界面(b)的水分调控效应

Fig. 7 Sensitivities of water exchange to resistance at soil-air interface and leaf-air interface

不同作物品种其叶片最小气孔阻力也有所不同,该阻力显著影响作物蒸腾,选育气孔阻力(气孔导度)高(低)的作物品种,是寻找生物节水措施的一个方面。图 7b 为增加叶片最小气孔阻力而引起的蒸散耗水变化。增加气孔阻力,不利于作物蒸腾,而蒸腾耗热的减少,必然增加冠层温度,导致显热交换增加,部分显热向地表传输,增加土壤蒸发,但总蒸散仍减小。当最小气孔阻力由  $30\text{s/m}$  增加到  $140\text{s/m}$ (即变化近 500%)时,总蒸散仅减小 30%。若同时从增加气孔阻力和土壤阻力入手,节水效果将更明显,如表层土壤含

水量保持  $0.1\text{cm}^3/\text{cm}^3$ , 气孔阻力增加 50%, 则总蒸散将减小 23%, 约 70mm, 相当于一次灌溉水量。可见, 土壤-空气界面、叶片-空气界面对农田土壤-植被-大气系统水分传输的耦合调控效应是非常显著的。

## 6 结论

GSVAT 模型考虑了土壤-植被-大气系统中非饱和-饱和土壤水的相互作用, 即降水和灌溉对地下水的补充, 地下水通过毛细管上升对根层土壤的补给。模型能够较好地模拟冬小麦田地表/大气界面能量、水汽交换通量和土壤水分的动态变化。根据模型敏感性试验, 分析叶/气界面、土/气界面水分传输阻力变化对系统水汽交换的影响, 结果显示, 若表层土壤保持风干状态, 则地表蒸发仅占总蒸散的 9%, 总蒸散比常规减小 11%; 若叶片最小气孔阻力变化约 500%, 总蒸散仅减小 30%。然而如果表层土壤保持风干, 气孔阻力仅增加 50%, 则总蒸散将减小 23%, 耦合节水调控效果明显, 因而从两方面入手更易于达到节水目的。

## 参考文献

- [1] Deardoff J W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys Res.*, 1978, **83**:1889~1903.
- [2] Sellers P J, Randall D A, Collatz G J, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: model formulation. *J Climate*, 1996, **9**:67~705.
- [3] 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.
- [4] 莫兴国. 土壤-植被-大气系统水分能量传输模拟和验证. *气象学报*, 1998, **56**(3):323~332.
- [5] CLASS — A Canadian land surface scheme for GCMS. I. Vegetation model and coupled runs. *Int. J. Climatol.*, 1993, **13**:347~370.
- [6] Choudhury, B J, Monteith J L. A four layer model for the heat budget of homogeneous land surface. *Q J R Met. Soc.*, 1988, **114**:373~398.
- [7] Kustas, W. Estimates of evapotranspiration with a one-and two-layer model of heat transfer over partial canopy cover. *J. Appl. Meteor.*, 1990, **29**:704~715.
- [8] 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.
- [9] Noihan, J, S Planton. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**:536~543.
- [10] 莫兴国, 刘苏峡. 麦田能量转化和水分传输特征. *地理学报*, 1997, **52**(1):37~44.