

## 陆面过程和大气边界层相互作用敏感性实验\*

刘树华 文平辉 张云雁

(北京大学地球物理系暴雨预测国家重点实验室,北京,100871)

洪钟祥 胡 非 刘辉志

(中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室,北京,100029)

### 摘 要

文中建立了一个研究陆面物理过程与大气边界层相互作用的模式。模拟了草原下垫面的土壤环境物理、地面热量通量、蒸发、蒸散及大气边界层结构特征。并对主要的环境物理参数进行了敏感性实验。结果表明,本模式能合理地模拟地表热量平衡、土壤体积含水量、植被蒸发阻抗、地表水汽通量日变化和湍流交换系数、湍流动能、位温和比湿廓线等。该模式还可进一步应用于研究城市陆面物理过程与大气边界层相互作用机制,及与中尺度大气模式耦合用于区域气候的研究。

**关键词:** 陆面过程, 参数化方法, 土壤环境物理, 地面热量通量, 大气边界层结构。

### 1 引 言

陆地表面土壤含水量、植被覆盖率、叶面积指数和反射率等物理状况,直接影响到近地面层与大气之间的物质、能量的交换,从而影响大气边界层结构、大气环流和气候,所以,无论在气候模式还是在大气边界层模式中,都必须考虑它们的影响,特别是在不同下垫面局地中小尺度气候模式和大气边界层模式的研究中尤为重要。

土壤-植被-大气之间物质、能量的输送及地-气相互作用过程对边界层的发展非常重要。特别是两者之间的辐射通量、动量通量、感热通量、潜热通量影响着大气的运动、温度、湿度和降水场,自 Deardorff<sup>[1]</sup>于 1978 年提出了地-气相互作用的参数化以来,许多学者在此方面做了大量工作。Dickinson<sup>[2]</sup>在 1984 年首先提出了一个考虑到植被影响的陆面过程模式。他本人又在 1986 年对模式进行了完善,发展了一个生物圈-大气圈传输模式(Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme(BATS))<sup>[3]</sup>;与此同时,Sellers 在 Dickinson 植被模式

\* 初稿时间:1999 年 7 月 12 日;修改稿时间:2000 年 5 月 23 日。

资助课题:国家自然科学基金(49575251)和中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室基金资助。

的基础上,发展了一个简单生物圈模式(Simple Biosphere model(SiB))<sup>[4]</sup>。另外,Mcum-ber 和 Pielke<sup>[5]</sup>的多层土壤模式也被广泛应用在大气环流及中小尺度气候模式中。

本文模式提出的陆面过程参数化方法,与 NP-89 模式<sup>[6]</sup>比较,其特点是参数少,简单实用,只包括植被和土壤层的一些物理参数,未考虑土壤与植物根系、潜水层与土壤层界面上水分的通量。模式中的参数,是根据作者研究的陆面植被特征,及参考文献[1~6]而设定的。该模式不但可应用于一般的陆地表面与大气之间的相互作用过程,还可应用于研究城市化陆面物理过程与大气边界层相互作用机制,及与中尺度大气模式耦合用于区域气候的研究。

## 2 模式

### 2.1 基本方程组

大气边界层二维数值模式方程组为:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + F_u \quad (1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - w \frac{\partial \theta}{\partial z} + F_\theta \quad (2)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = -\frac{g}{\theta} \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial R}{\partial t} = -u \frac{\partial R}{\partial x} - w \frac{\partial R}{\partial z} + F_R \quad (5)$$

式中,  $g$  为重力加速度;  $x, z$  分别为水平和垂直坐标;  $u, w$  分别为水平和垂直方向风速;  $\theta$  为位温(K),  $\theta = T \left(\frac{p_0}{p}\right)^{0.286}$ ;  $R$  为比湿(kg/kg);  $\pi$  为 Exner 函数,  $\pi = C_p \left(\frac{p}{p_0}\right)^{0.286}$ , 其中,  $C_p$  为定压比热,取 1005 J/(K·kg);  $p$  为大气压强,  $p_0$  一般取 1000 hPa;  $F_u, F_R, F_\theta$  为湍流项,用  $\varphi$  分别代替  $u, R$  和  $\theta$ , 则

$$F_\varphi = K_H \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) \quad (6)$$

其中,  $K_H$  为水平方向湍流交换系数,本模式取 1.0;  $K_z$  对应于  $u, R$  和  $\theta$  分别为  $K_m, K_R$  和  $K_\theta$ , 一般取  $K_R = K_\theta, K_m$  的取法将在下文中讨论。

### 2.2 边界层湍流参数化

本模式采用 K 模式来参数化边界层湍流动能。引入混合长假设,将湍流交换系数与湍流动能联系起来。湍流动能方程为<sup>[7]</sup>:

$$\frac{\partial q^2}{\partial t} = -u \frac{\partial q^2}{\partial x} - w \frac{\partial q^2}{\partial z} + K_H \frac{\partial^2 q^2}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) + K_m \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 - K_\theta \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{B_1 q^3}{L} \quad (7)$$

其中,  $q^2 = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{w'^2})$ , 是湍流动能;  $\frac{B_1 q^3}{L}$  为湍流耗散率,  $B_1$  为经验常数,本文取 0.25<sup>[7]</sup>; 根据 Yamada 提出的经验公式<sup>[7]</sup>

$$L = \frac{K_z}{\left(1 + \frac{K_z}{L_\infty}\right)} \quad (8)$$

$$L_{\infty} = 0.1 \frac{\int_0^{\infty} q^2 Z dz}{\int_0^{\infty} q^2 dz} \quad (9)$$

$K_q^2 = K_m, K_m = 0.5L(q^2)^{1/2}, K_H = K_R = K_{\theta} = 1.35 K_m$ , 其中  $K$  为卡曼常数, 本文取 0.4。

### 2.3 地表能量平衡参数化

地面吸收的直接太阳辐射通量为<sup>[8]</sup>:

$$Q_K = (t - a)(1 - a)S_0 \cos Z \quad (10)$$

其中,  $t = 1.03 - 0.08 \left[ \frac{0.000949P + 0.051}{\cos Z} \right]^{1/2}$ , 式中  $P = 980$  hPa;  $a$  是大气对整个太阳光谱的吸收系数, 采用以下公式计算<sup>[8]</sup>

$$a = \frac{2.9\delta p}{(1 + 141.5\delta p)^{0.635} + 5.925\delta p} \quad (11)$$

其中  $\delta p$  为大气水汽光学厚度, 本文取  $\delta p = \int_0^{\infty} \rho_w R dz \approx 10$ ;  $S_0$  为太阳常数 (取  $1367 \text{ W/m}^2$ )

$$\cos Z = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos h \quad (12)$$

其中,  $\varphi$  为地理纬度, 取  $45.6^\circ\text{N}$ ;  $\delta$  为太阳赤纬, 取

$$\delta = -23.5 \frac{\pi}{180} \cos \left( \frac{2\pi(t_i + 16)}{365} \right) \quad (\text{弧度}) \quad (13)$$

式中,  $t_i$  为一年中的第几天, 本文中  $\delta$  取  $19^\circ$ ;  $h$  为时角,  $h = \pi \frac{12 - t_t}{12}$  (弧度);  $t_t$  为一天中的时间。 $\alpha$  为地表反射率, 本文取 0.15;  $t$  为 Kondratyev 考虑了天空漫反射后, 提出的经验参数<sup>[8]</sup>。

地面吸收的长波辐射通量为<sup>[8]</sup>

$$Q_R = \epsilon_a \sigma T_a^4 - \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (14)$$

其中,  $\sigma$  为 Stefan-Boltzman 常数,  $\sigma = 5.68 \times 10^{-8} \text{ W/(m}^2 \cdot \text{K}^4)$ ;  $T_a$  为参考层大气温度, 本文参考层取在 10 m 高度;  $T_s$  为地表温度;  $\epsilon_s$  为地表长波放射系数, 本文取 0.98;  $\epsilon_a$  为大气长波放射系数, 采用经验公式计算

$$\epsilon_a = k e_a^{\frac{1}{7}} \quad (15)$$

其中,  $k$  为经验常数, 本文取 0.4;  $e_a$  为参考层水汽压, 取

$$e_a = \frac{\gamma}{0.622 + \gamma p} \quad (16)$$

其中,  $p$  为大气压强;  $\gamma$  为混合比湿。

则地表面吸收的净辐射通量为<sup>[8]</sup>:

$$R_n = Q_K + Q_R \quad (17)$$

另外, 从热量平衡考虑可写成:

$$R_n = H + L_E + G \quad (18)$$

式中,  $H, L_E$  和  $G$  分别为地-气之间的感热、潜热和土壤热通量, 它们的计算方法将在下文给出。

## 2.4 地表温度、水分和热通量的参数化

地表温度参数化方程为<sup>[6]</sup>

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T G - \frac{2\pi}{\tau} (T_s - T_2) \quad (19)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau} (T_s - T_2) \quad (20)$$

式中,  $T_s$  和  $T_2$  分别为地表温度和地表日平均温度;  $G$  为土壤热通量,  $G = R_n - H - L_E$ ;  $\tau$  为时间常数, 取 86400 s;  $C_T$  为土壤热力系数, 取

$$C_T = \frac{1}{\frac{1 - V_{eg}}{C_G} + \frac{V_{eg}}{C_V}} \quad (21)$$

其中,  $C_V = 10^{-3} \text{ K}/(\text{m}^2 \cdot \text{J})$ ;  $C_G = 0.6 C_{Gsat} (\frac{\omega_{sat}}{\omega_2})^{\frac{b}{2n-10}}$ ;  $V_{eg}$  为植被覆盖率, 当  $V_{eg} = 1$  时, 由式(21)得,  $C_T = C_V$ , 故  $C_V$  代表  $V_{eg} = 1$  时的地表热系数;  $C_{Gsat}$  为饱和土壤热传导系数, 本文取  $3.593 \times 10^9 (\text{K} \cdot \text{m}^2)/\text{J}$ ;  $\omega_{sat}$  为土壤饱和体积含水量, 本文取  $0.532 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ;  $\omega_2$  为土壤日平均体积含水量。

地表水分参数化方程为<sup>[1,6]</sup>

$$\frac{\partial \omega_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} (P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau} (\omega_g - \omega_{geq}) \quad 0 \leq \omega_g \leq \omega_{sat} \quad (22)$$

$$\frac{\partial \omega_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{tr}) \quad 0 \leq \omega_2 \leq \omega_{sat} \quad (23)$$

$$\frac{\partial \omega_r}{\partial t} = V_{eg} P - (E_v - E_{tr}) - R_r \quad 0 \leq \omega_r \leq \omega_{r \max} \quad (24)$$

式中,  $\rho_w$  为液态水密度;  $P_g$  为到达土壤表面的液态水通量(文中取  $P_g = 0$ );  $P$  为降水量(文中取  $P = 0$ );  $R_r$  为截留降水径流量(文中取  $R_r = 0$ );  $E_g$  为土壤的蒸发量;  $E_{tr}$  为植被叶面生理蒸腾通量;  $E_v$  为植被生理蒸腾与叶面蒸发总通量;  $\omega_{geq}$  为当重力与毛细管张力平衡时, 土壤表面体积含水量, 即

$$\omega_{geq} = \omega_2 - a \left( \frac{\omega_2}{\omega_{sat}} \right)^p \left( 1 - \frac{\omega_2}{\omega_{sat}} \right)^{\delta p} \omega_{sat} \quad (25)$$

$\omega_{r \max}$  为叶面截留降水量的最大值,  $\omega_{r \max} = 0.2 P V_{eg} L_{AI} (\text{mm})$ ;  $d_1$  为与  $\omega_g$  (土壤表面体积含水量) 有关的土壤层厚度(取 0.01 m);  $d_2$  为  $\omega_2$  (土壤日平均体积含水量) 有关的土壤层厚度(取 1 m); 土壤系数  $a$  和  $p$  的选取参见文献[6]; 系数  $C_1$  和  $C_2$  的计算式如下

$$C_1 = C_{1sat} \left( \frac{\omega_{sat}}{\omega_g} \right)^{\frac{b}{2} + 1} \quad (26)$$

$$C_2 = C_{2ref} \left( \frac{\omega_2}{\omega_{sat} - \omega_2 + \omega_{ft}} \right) \quad (27)$$

其中,  $\omega_{ft}$  为土壤达到饱和时, 使上式有意义的一个小量(本文取 0.05)。

地表热通量参数化中, 地表感热通量的计算式为<sup>[6]</sup>:

$$H = \rho_a C_p \frac{(T_s - T_a)}{R_a} \quad (28)$$

其中,  $T_s$  为地表温度;  $C_p$  空气定压比热, 取  $C_p = 1005 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$ ;  $R_a$  为空气动力学阻力;  $R_a$

$= \frac{1}{C_H |u_a|}$ ;  $u_a, \rho_a$  和  $T_a$  分别为参考层空气的风速、空气密度和温度;参考层高度  $Z_a = 10 \text{ m}$ ;  $C_H$  为拖曳系数,取  $4.2 \times 10^{-3}$ 。

地表潜热通量的计算式为<sup>[6]</sup>:

$$L_E = L(E_g + E_v) \quad (29)$$

其中,  $L$  为水的汽化潜热 ( $2.5 \times 10^6 \text{ J/kg}$ );  $E_g$  为地表水汽蒸发通量,即

$$E_g = \frac{(1 - V_{eg})\rho_a [h_u q_{\text{sat}}(T_s) - q_a]}{R_a} \quad (30)$$

其中,  $h_u$  为地表相对湿度,即

$$h_u = 0.5 \left[ 1 - \cos \left( \frac{w_g}{w_{fc}} \pi \right) \right] \quad w_g \leq w_{fc} \quad (31)$$

$$h_u = 1 \quad w_g > w_{fc} \quad (32)$$

式(30)中,  $q_a$  为参考层空气比湿;  $q_{\text{sat}}(T_s)$  为地表温度为  $T_s$  时的饱和比湿,由 Tetten 方程,得

$$e_s(T_s) = 6.1 \exp \left( 17.269 \frac{T_s - 273.16}{T_s - 35.86} \right) \quad (\text{hPa}) \quad (33)$$

$$q_{\text{sat}}(T_s) = 0.622 \frac{e_s(T_s)}{p - 0.378 e_s(T_s)} \quad (\text{kg/kg}) \quad (34)$$

植被生理蒸腾与叶面蒸发总量  $E_v$ 、叶面截留水量的蒸发通量  $E_r$  和植被叶面生理蒸腾通量  $E_{tr}$  的计算式如下<sup>[6]</sup>:

$$E_r = V_{eg} \rho_a \frac{\delta}{R_a} [q_{\text{sat}}(T_s) - q_a] \quad (35)$$

$$E_{tr} = V_{eg} \rho_a \frac{1 - \delta}{R_a + R_s} [q_{\text{sat}}(T_s) - q_a] \quad (36)$$

$$E_v = E_r + E_{tr} = V_{eg} \rho_a \frac{h_v}{R_a} [q_{\text{sat}}(T_s) - q_a] \quad (37)$$

其中,  $h_v$  为折合因子,  $h_v = \frac{(1 - \delta)R_a}{R_a + R_s} + \delta$ , 式中  $\delta$  为截留水的叶面积覆盖率,  $\delta = \left( \frac{w_r}{w_{r, \text{max}}} \right)^2$ ;  $R_s$  是地面与植被系统的表面阻抗,由下式计算

$$R_s = \frac{R_{s, \text{min}}}{L_{AI}} F_1 F_2^{-1} F_3^{-1} F_4^{-1} \quad (38)$$

其中,  $F_1$  为叶面用于生理作用的太阳短波辐射量因子,即

$$F_1 = \frac{1 + f}{f + \frac{R_{s, \text{min}}}{R_{s, \text{max}}}} \quad (39)$$

$$f = 0.55 \frac{Q_K}{L_{QK}} \frac{2}{L_{AI}} \quad (40)$$

其中,  $L_{QK}$  为常数,对于森林可取  $30 \text{ W/m}^2$ ,对于作物可取  $100 \text{ W/m}^2$ ,本文取  $80 \text{ W/m}^2$ ;  $F_2$  为土壤湿度因子,

$$F_2 = 1 \quad w_2 > w_{fc} \quad (41)$$

$$F_2 = \frac{\tau w_2 - \tau w_{\text{wilt}}}{\tau w_{\text{fc}} - \tau w_{\text{wilt}}} \quad \tau w_{\text{wilt}} \leq \tau w_2 \leq \tau w_{\text{fc}} \quad (42)$$

$$F_2 = 0 \quad \tau w_2 < \tau w_{\text{wilt}} \quad (43)$$

$F_3$  为空气湿度因子,即

$$F_3 = 1 - 0.06(q_{\text{sat}}(T_a) - q_a) \quad q_{\text{sat}}(T_a) - q_a \leq 12.5 \text{ g/kg} \quad (44)$$

$$F_3 = 0.25 \quad \text{其它} \quad (45)$$

$F_4$  为空气温度因子,即

$$F_4 = 1 - 1.6 \times 10^{-3}(T_0 - T_a)^2 \quad (46)$$

### 3 模式初始、边界条件及数据处理方法

#### 3.1 模式初始条件

本模式假设一个水平尺度30 km的草原地区,大气边界层高度为4 km。参考现场边界层的直接观测结果,而设定的初始风速、位温、比湿和湍流动能廓线如下,适用初始时间为6时,式中数组标号  $I$  代表水平方向格点,  $J$  代表垂直方向格点。

初始风速廓线(单位:m/s,负号代表方向)

$$u(I, J) = \begin{cases} -4.5 \left(\frac{Z}{10.0}\right)^{0.14} & Z \leq 1500 \text{ m} \\ u|_{z=1500 \text{ m}} & 1500 \text{ m} \leq Z \leq 4000 \text{ m} \end{cases} \quad (47)$$

初始位温廓线(单位:K)

$$\theta(I, J) = \begin{cases} 298.0 & Z \leq 1000 \text{ m} \\ 298.0 + \frac{1.5(Z - 1000)}{100} & 1000 \text{ m} \leq Z \leq 1500 \text{ m} \\ 305.5 + \frac{0.5(Z - 1500)}{100} & 1500 \text{ m} \leq Z \leq 4000 \text{ m} \end{cases} \quad (48)$$

初始比湿廓线( $R$ , 单位:g/kg)

$Z$ (m)	0	10	20	50	80	100	150	200	250	300
$R$ (g/kg)	10.5	10.5	10.0	9.8	9.5	9.3	9.0	8.8	8.7	8.5

$Z$ (m)	400	500	750	1000	1250	1500	2000	2500	3000	4000
$R$ (g/kg)	8.4	8.1	7.9	7.7	7.5	6.6	6.0	5.0	4.1	4.0

初始湍流动能( $q^2$ , 单位: $\text{m}^2/\text{s}^2$ )

$$q^2(I, J) = \begin{cases} 0.1 & Z \leq 1000 \text{ m} \\ 0.05 & 1000 \text{ m} \leq Z \leq 1500 \text{ m} \\ 0.01 & 1500 \text{ m} \leq Z \leq 4000 \text{ m} \end{cases} \quad (49)$$

初始地表日平均温度(单位:K)

$$T_2(I) = 298.0$$

初始土壤含水量

$$w_g(I) = 0.410(\text{m}^3/\text{m}^3), \quad w_2 = 0.470(\text{m}^3/\text{m}^3), \quad w_r = 0.0(\text{kg}/\text{m}^2)$$

### 3.2 模式的边界条件

上边界:  $Z = 4000 \text{ m}$ ,  $\pi = C_p \left(\frac{p}{1000}\right)^{0.286} \approx 875.0$

下边界:  $U(I, J) = 0$

左边界:  $W(1, J) = W(2, J) = 0, T(1, J) = T(2, J)$

右边界:  $W(30, J) = W(29, J) = 0, T(30, J) = T(29, J)$

### 3.3 数据处理方法

考虑到近地面层物理量变化剧烈,网格高度采用下密上疏的方法。差分格式采用时间向前差,空间除平流项采用中央差外,其它采用向前差。为了保持差分格式的稳定性,积分时间步长取  $\Delta t = 10 \text{ s}$ 。由于初始湍流动能式(49)为假设,在积分过程中  $q^2$  值会逐渐与风、温场匹配,因此,在积分初始阶段的1 h内,积分结果是不完全可靠的。另外,由于边界效应,在边界处格点上的结果也不适用。其它时间和格点上的计算结果是稳定的。文中给出的是水平格点  $I = 15$  处的计算结果。

## 4 结果与讨论

本文陆面物理过程与大气边界层相互作用模拟和参数敏感性实验中的参数,是根据作者研究的陆面植被特征,及参考文献[1~6]而设定的,具体参数见表1。

表1 模式基本参数的赋值<sup>[1~6]</sup>

基本变量	物理意义	单位或赋值
$T_s$	地表温度	K
$T_2$	地表日平均温度	K
$w_g$	土壤地表体含水量	$0.41 \text{ m}^3/\text{m}^3$
$w_2$	土壤日平均体含水量	$0.47 \text{ m}^3/\text{m}^3$
$w_r$	叶面截留降水量	$\text{kg}/\text{m}^2$
$d_1$	与 $w_g$ (土壤表面体含水量)有关的土壤层厚度	$0.01 \text{ m}$
$d_2$	与 $w_2$ (土壤日平均体含水量)有关的土壤层厚度	$1 \text{ m}$
$w_{\text{sat}}$	土壤饱和体含水量	$0.532 \text{ m}^3/\text{m}^3$
$w_{\text{wilt}}$	植物枯萎点土壤体含水量	$0.230 \text{ m}^3/\text{m}^3$
$w_{\text{fc}}$	田间土壤持水量	$0.451 \text{ m}^3/\text{m}^3$
$V_{\text{eg}}$	植被覆盖率	0.47
$L_{\text{AI}}$	叶面积指数	1.9
$\alpha$	地表反射率	0.17
$C_{\text{gsat}}$	饱和土壤热传导系数	$3.593 \times 10^6$
$C_{1 \text{ sat}}$	土壤类型参数	0.213
$C_{2 \text{ ref}}$	土壤类型参数	0.8
$a$	$w_{\text{geq}}$ 公式系数	1.35
$p$	$w_{\text{geq}}$ 公式系数	6.0
$b$	水分滞留曲线系数	5.39
$R_{s \text{ min}}$	叶面阻抗最小值	$40 \text{ s}/\text{m}$
$R_{s \text{ max}}$	叶面阻抗最大值	$5000 \text{ s}/\text{m}$
$C_{\text{H}}$	拖曳系数	$4.2 \times 10^{-3}$
$T_0$	植物气孔打开时的最佳温度	298 K

为了进一步研究植被覆盖率、叶面积指数、地表反射率和土壤含水量的陆面物理过程与大气边界层的相互作用,进行了如下敏感性实验,实验参数见表2,结果见图2,3,4。

表2 敏感性实验参数

	$V_{eg}$	$L_{AI}$	$\alpha$	$w_g$	$w_2$
实验一	0.63	2.5	0.12	0.41	0.47
实验二	0.45	1.8	0.18	0.41	0.47
实验三	0.53	2.1	0.15	0.43	0.50

本模式只考虑了白天的情况,因此净辐射量一般大于零。只有在日落前后地表的长波辐射占主导地位时,可能出现净辐射通量小于零的情况。其中,感热通量反应了大气湍流热交换的状况,它是地表与大气进行热传递的表征量。潜热通量则反映了地气之间的水汽交换状况。本模式模拟了草原下垫面在7月和8月的情况,土壤体积含水量较大。在如此湿润的地表,水汽的蒸发通量和植被的生理蒸腾通量较大。土壤水分向水汽的转化消耗了大部分地表热量,使得在热量平衡方程中,感热通量相对地大大减少,从而削弱了湍流热交换的强度,使得湍流混合的最大高度相对降低,而达到最大高度的时间相对加长。地表吸收来的净辐射除以感热、潜热的形式散发到大气中之外,还有一部分往下传导到土壤中去,即为土壤热通量。

图1为表1模式基本变量和参数的计算结果。从图1中可看到,净辐射通量主要受太阳高度角的影响,在12时出现最大值。潜热通量和植被表面水汽通量最大值出现的时间比净辐射通量有些提前,并且,12时以后出现迅速下降,这是由于地表层水分由于蒸发而迅速减少所致,从图1b地表水分含量的迅速减少可证明。这时植物开始自我保护,关闭气孔而使植被蒸发阻抗迅速增大,最大值出现在13时左右。另外,由于蒸发潜热的迅速减少,使得进入土壤的热通量和进入大气的感热通量增加,使它们的最大值出现在13~14时。由于地表和气温的升高,虽然地表层水分和水汽通量迅速减少,但是植物的根系可从土壤的较深层吸收水分,所以,植物的生理蒸腾和叶面的蒸发总量的最大值出现在15时左右,见图1d。

影响感热通量的主要因子是参考层空气温度与地表温度的差值。由图1和图2的比较可发现,在其它条件不变的情况下,只增大了植被覆盖率,叶面积指数和减小了地表反射率时,净辐射通量和潜热通量增加,感热通量和土壤热通量及植被蒸发阻抗减小,特别是地表植被水汽通量(见图1d和图2d)由于植被覆盖率的增加,不仅明显增大,而且最大值出现的时间也延时,土壤表面的水汽通量虽增大不明显,但最大值时间同样出现延迟现象。潜热通量代表的是地表的水汽蒸发和植被的蒸散的总量之和,植被的蒸散总量包括叶面截留降水的蒸发和植被的生理蒸腾两部分。本文未考虑有降水的情况,因此叶面截留水量为零,仅考虑了植被的生理蒸腾。这一物理量与地表以及参考层的比湿紧密相关。地表比湿与参考层比湿差值最大值出现在13时前后(图略),而植被水汽蒸散最大值出现在14时前后,存在时间的滞后。比湿的差值越大,水汽向上的输送越强烈,水分蒸散的速度也随之增大。植被蒸散的水分来源与地表蒸发有所不同,植被蒸散主要依赖于植物根部从较深层土壤吸收水分,通过植物内部的输送和生理作用到达植物表面;而地表蒸发水分来源主



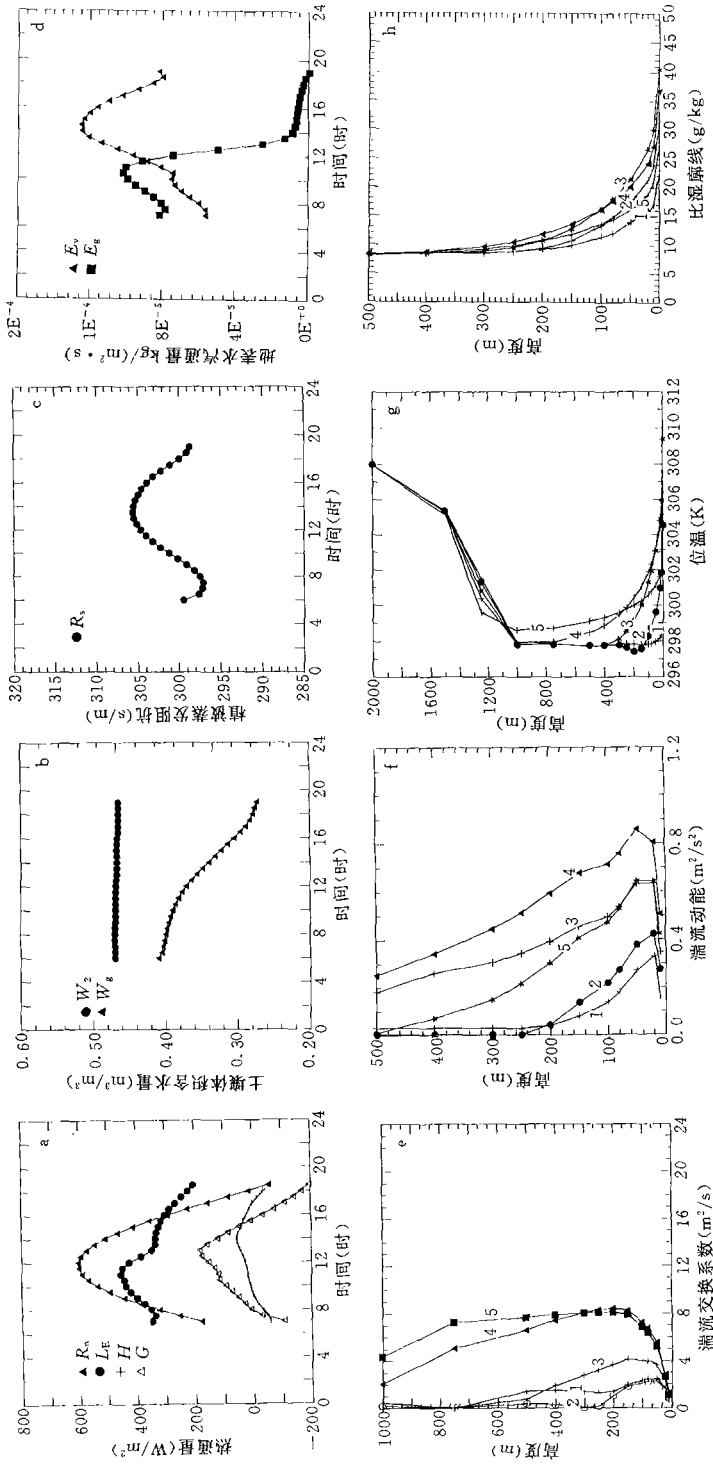


图1 草原下垫面陆面过程和大气边界层结构的模拟

(a. 热量平衡, b. 土壤含水量, c. 植被蒸发阻力, d. 地表水汽通量, e. 湍流交换系数, f. 湍流动能, g. 位温廓线, h. 比湿廓线; e~h 中数字1~5分别表示时间: 8时、10时、13时、15时和17时)

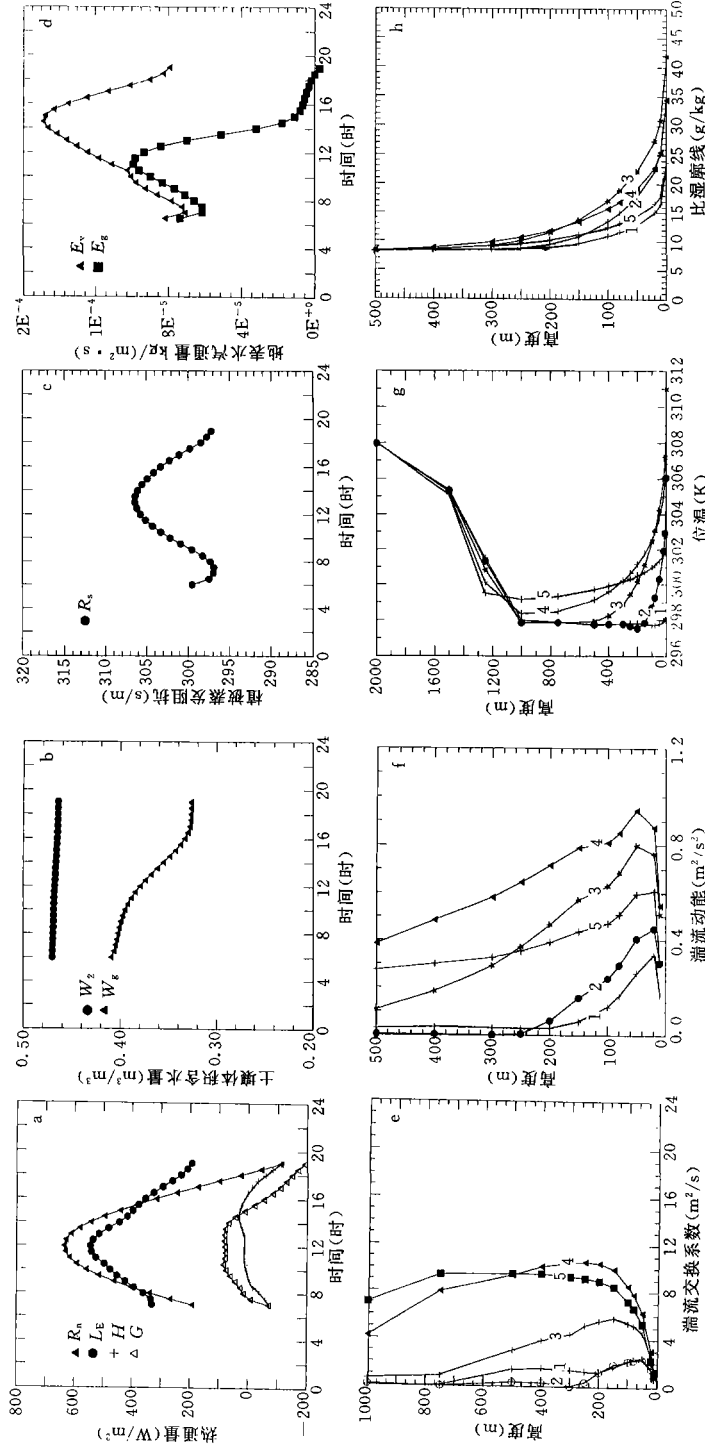


图2 模拟陆面过程和大气边界层结构的实验一  
 (a. 热量平衡, b. 土壤体积含水量, c. 植被蒸发阻抗, d. 地表水汽通量, e. 湍流交换系数, f. 湍流动能, g. 位温廓线, h. 比湿廓线; e~h 中的数字同图1)

要为土壤表面层的含水量。只有在表面含水量降低到一定程度时,如果地势较低,则地下水有可能上升达到新的平衡,使得表面层继续保持湿润。由于地表蒸发和植被蒸散出现最大值的时间不同,则潜热通量的最大值出现的时间在两者之间。从图1b和图2b可见,模式模拟的地表体积含水量在11时以后下降迅速加快,但植被覆盖率小时(图1b)比植被覆盖率高(图2b)时更快。由以上模拟结果可见,地表物理特征对陆面过程的影响是显著的。

那么,陆面过程对大气边界层的影响又是如何呢?从图1和图2的 $e\sim h$ 比较分析发现,在其它条件不变的情况下,减小了地表土壤体含水量和土壤日平均体含水量,增大了植被覆盖率、叶面积指数和减小了地表反射率时,对大气边界层廓线结构产生了一定影响。在晴天,混合层的发展机制主要为地表的太阳加热。在日出之后半小时,湍流混合开始。由于暖空气的热泡从地表面上升,混合层因静力不稳定而导致混合加强,通过夹卷或将上部较弱湍流空气向下混合而得到发展。最终结果是使热量、水汽、动量在垂直方向趋于均匀。在13时以前,由于植被覆盖率的增加,一方面增加了地表的粗糙度和摩擦速度,另外也增加了地表的蒸散耗热,所以抑制了湍流交换系数、湍流动能和位温廓线的发展;而在13时以后,则由于对流作用湍流交换旺盛,加强了湍流交换系数、湍流动能和位温廓线的发展。

植被覆盖率是陆面过程参数化中地表类型的主要物理参数,与其紧密相关的两个参量为叶面积指数和地表反照率。植被覆盖率与植物的生理周期和季节变换有关。叶面积指数是指所有叶面面积与其在地表的投影面积之比。本模式中,叶面积指数取为植被覆盖率的4倍。表面反照率的定义为地表面反射的太阳辐射与入射的太阳辐射的比率。一般来说,对太阳短波辐射的可见光波段,反照率随植被覆盖率的增大而减小。它不仅与地表的物理特征有关,还与太阳高度角、太阳辐射的入射方式以及太阳辐射的光谱有关,具有日变化的特点。

对植被覆盖率作了如下实验:在其它物理参数不变的情况下,改变植被覆盖率,叶面积指数和反照率随之发生变化,参数见表2。其目的是检验其参数变化对陆面过程中热量通量、水汽通量日变化与大气边界层相互的影响。

在土壤体积含水量相同的情况下,实验一和实验二的陆面过程中热量通量的日变化见图2a和图3a,由图2a和图3a可见,植被覆盖率为0.63时,潜热通量的最大值为 $548\text{ W/m}^2$ ,出现在12时前后;而在实验二的0.45时,其最大值为 $400\text{ W/m}^2$ ,出现时间为10时左右。在植被覆盖率相对低的地表条件下,潜热通量较小。主要是因为植被覆盖率高时,供蒸腾的植被叶面积也相应大,并有更多的植物根系抽吸土壤中的水分供植物蒸腾。这一点从图2d和图3d中可得更清楚。在图2d中实验一的情况下,植被覆盖率为0.63,土壤表面的水汽蒸发始终小于植被的水汽蒸腾通量,并且土壤表面的水汽通量最大值出现在11时左右,植被表面水汽通量最大值出现的时间在15时左右;而在图3d中实验二的情况下,植被覆盖率为0.45时,地表水汽蒸发通量在12时以前均大于植被蒸散,12时以后植被蒸散占优势。这一现象说明随着植被覆盖率的增大,植被的蒸散量逐渐在潜热的输送中占较大比例。从图2d和图3d的比较中还可发现,植被覆盖率为0.63时的植被蒸散是0.45时的1.7倍左右。这都充分说明了,植被覆盖率在陆面过程的热量平衡和水汽输送中的作用。从图2a和图3a中感热通量和土壤热通量的比较可看出,在植被覆盖率为0.63时,其日变化缓慢且峰值不明显,而在植被覆盖率为0.45时,感热通量的日变化较大,峰值达 $250\text{ W/m}^2$ ,出

现在12时左右。土壤热通量的峰值出现在13时左右。

图2b和图3b给出了实验一和实验二的地表土壤含水量的日变化,在实验一植被覆盖率为0.63情况下,地表土壤体积含水量下降的幅度为0.1;而实验二植被覆盖率为0.45时,这一变化幅度为0.2。这一现象是对前一现象的有利补充,即地表植被覆盖率相对低时,土壤表面的蒸发占优势。即在相对短的时间里,会有更多的水从表层土壤中蒸发到大气中去,致使表层土壤损失较多的水分。本模式中土壤分为两层。表面层仅有1 cm,表面体积含水量仅与地表液态水通量、地表的蒸发、重力水的渗透有关。本文模拟无降水情况。考虑土壤日平均含水量时,土壤深度为1 m。在本模式中,这一物理量与地表蒸发和植被生理蒸腾有关。

从图2e~h和图3e~h的比较,可看出植被覆盖率对大气边界层结构的影响,结果表明;当植被覆盖率增大时,由于地表层摩擦阻力增大,湍流交换系数廓线明显减小;15时和7时的湍流动能廓线有所减小,而8,10和13时的湍流动能廓线有所增大;由上面陆面过程的分析发现,由于植被覆盖率增加增大了地表层潜热通量对到达地表层太阳能量的损耗,使15时和7时的位温廓线明显减弱,但比湿廓线有较明显的增强。

在实验三中,其它物理量的选取同图1,仅改变土壤含水量,相应参数见表2。其目的是检验土壤含水量对陆面过程中热量通量、水汽通量日变化与大气边界层相互作用的影响。

图4a,d分别给出了实验三的热量通量和水汽通量的日变化。图4a与图1a比较发现,在实验三中,潜热通量明显增大,最大值为 $520 \text{ W/m}^2$ ,出现时间为12时左右;而在图1a的情况下,最大值为 $450 \text{ W/m}^2$ ,出现时间为11时左右。这说明土壤湿润状况对潜热通量峰值的大小及出现时间均有影响。在图1a中出现潜热通量日变化特征的原因是,当地表土壤含水量和土壤日平均含水量较小时,由于蒸发消耗的太阳能量相对较少,所以,随着太阳辐射的增强,地表蒸发和植被蒸腾消耗的潜热迅速增大,但很快就受到土壤含水量供应不足的限制,而使蒸发潜热迅速减弱,然后由于深层土壤水分的补充,而使蒸发潜热减少速度变缓。另外,其感热通量表明,随着太阳辐射能量的增加,感热通量逐渐增加,并在13时左右达到最大值,然后迅速下降。土壤热通量的日变化也较明显,并且潜热通量、感热通量和土壤热通量峰值出现的时间依次后延。而在图4a中表明,由于地表土壤含水量和土壤日平均含水量充足,随着太阳辐射能量增强的过程中,不出现土壤水分用于土壤蒸发和植被蒸腾的的亏缺现象,所以潜热通量随着太阳辐射能量的增加呈现均匀规律的增加,并在太阳辐射能量达到最大时(12时左右),蒸发潜热通量也达到最大。由于绝大部分太阳辐射能量用于蒸发潜热,而使得感热通量和土壤热通量的日变化相对较小,并且感热通量和土壤热通量峰值出现的时间不明显。由图4d与图1d的比较发现,在地表土壤体含水量和土壤日平均体积含水量增大到一定程度时,土壤表面水汽通量和植被表面水汽通量日变化规律截然不同。当地表土壤体含水量和土壤日平均含水量不足时,土壤表面水汽通量小,并在11时左右达到最大值,然后迅速下降,而植被表面的水汽通量在15时左右达到最大值。当地表土壤体含水量和土壤日平均含水量充足时,土壤表面水汽通量大,并在12时左右达到最大值,并且其最大值大于图1d的相应值;而植被表面水汽通量增加缓慢,在16时左右达到最大值,并且其最大值小于图1d的相应值。

以上分析表明,植被覆盖率对陆面过程和大气边界层的影响较敏感。特别是对地表蒸

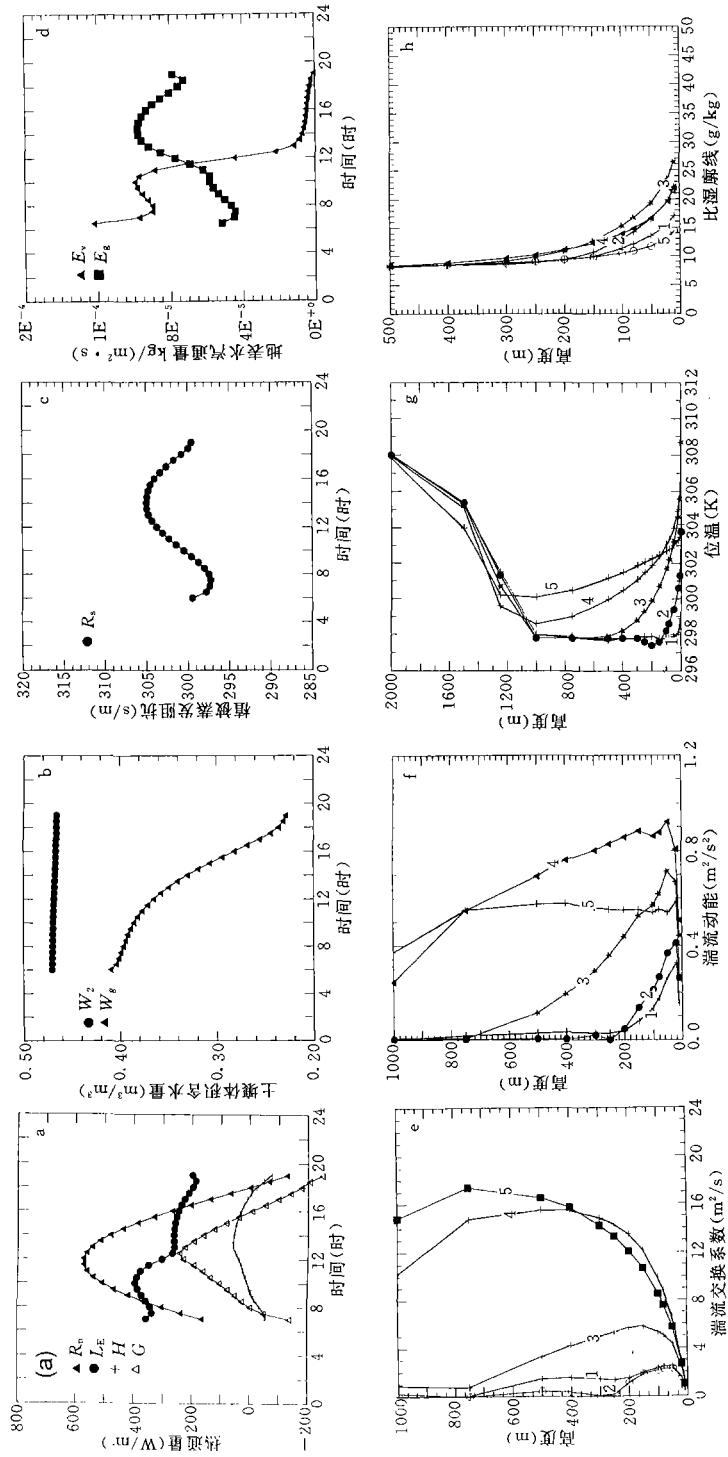


图3 模拟陆面过程和大气边界层结构的实验二  
 (a. 热量平衡, b. 土壤体积含水量, c. 植被蒸发阻抗, d. 地表水汽通量,  
 e. 湍流交换系数, f. 湍流动能, g. 位温廓线, h. 比湿廓线; e~h 中的数字同图1)

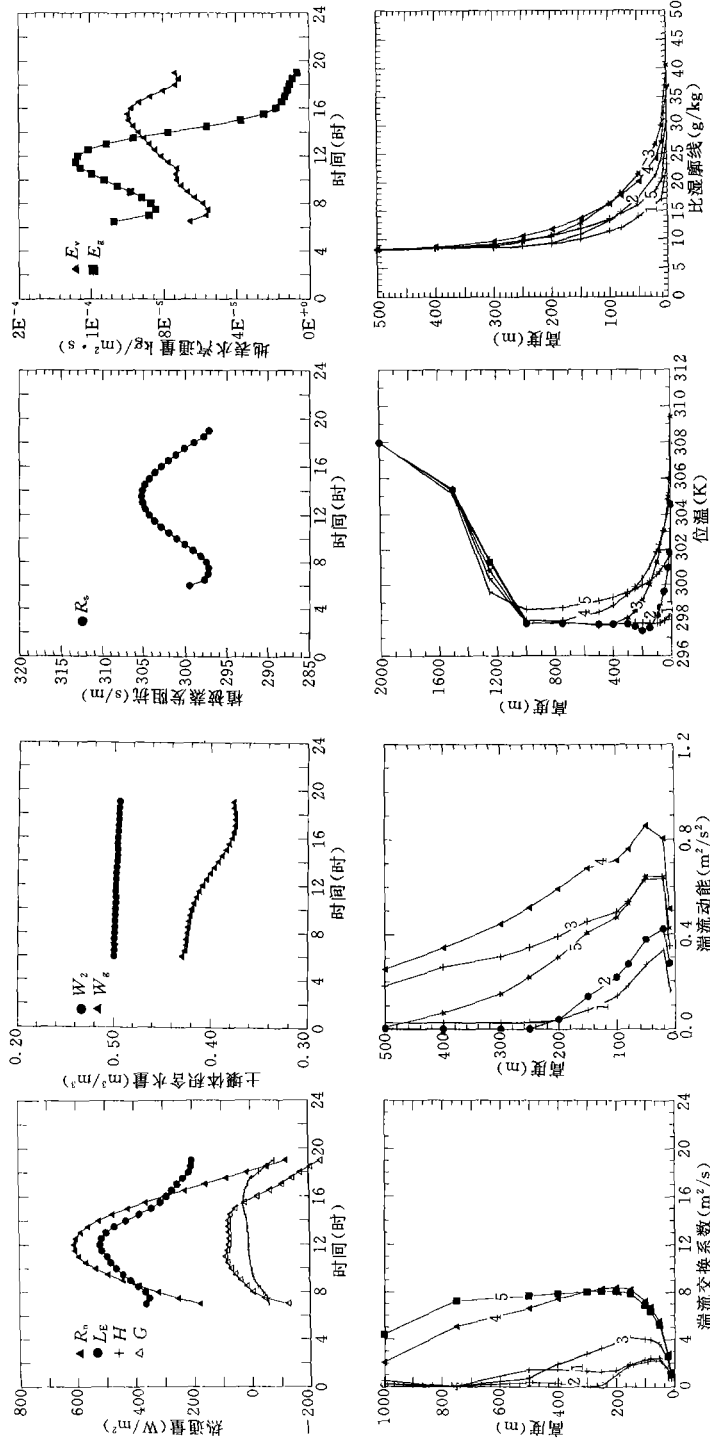


图4 模拟陆面过程和大气边界层结构的实验三

(a. 热量平衡, b. 土壤体积含水量, c. 植被蒸发阻力, d. 地表水汽通量, e. 湍流交换系数, f. 湍流动能, g. 位温廓线, h. 比湿廓线; e~h 中的数字同图1)

发和植被蒸腾极其敏感。土壤表面含水量和土壤日平均含水量对陆面过程的影响较敏感而对大气边界层的影响次之。

## 5 结 论

本模式采用二维大气运动、热力、连续及能量方程等和陆面物理过程参数化方案。模拟了陆面物理过程和大气边界层的相互作用,并针对几个主要物理参数进行了敏感性实验,结果表明,本模式能合理地模拟地表热量平衡、土壤体积含水量、植被蒸发阻抗、地表水汽通量日变化和湍流交换系数、湍流动能、位温和比湿廓线等。该模式还可进一步应用于研究城市陆面物理过程与大气边界层相互作用机制,及与中尺度大气模式耦合用于区域气候的研究。分析发现本模式还存在不足之处,例如,本模式只考虑了白天的陆面过程和大气边界层,而对夜间的情况未加处理,这对于一些物理量的连续变化的分析存在问题;模式未把植被和地表分开处理,没有考虑植被与地表的相互作用及植被的热储存。因为本模式参数的选取考虑了湿润地区的因素,无法将植被覆盖率调得太小,否则各参数之间会有不匹配的问题出现,而导致模拟结果无意义。因此,小植被覆盖率的情况在文中未讨论。另外,模式中考虑各个物理量之间的耦合较少,使得各物理量在模拟过程中相互独立性较强。是否应该加入相关性因子,加强模式中各物理量的整体协调性,在以后的工作中是值得探讨的问题。

## 参考文献

- 1 Deardorff 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 Dickinson R E. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. In: J E Hanson and Takahashi T. Ed. *Climate Process and Climate Sensitivity.* Geophys Monogor. Amer Geophys Union. 1984. 29: 58~72
- 3 Dickinson R E. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model. NCAR/TN-275+STR. 1986. 169pp
- 4 Sellers P J, Mintz Z, Sud Y C and Dalcher A. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J Atmos Sci.* 1986. 43: 505~531
- 5 Mccumber M C, Pielke R A. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part 1: Soil layer. *J Geophys Res.* 1981. 86: 9929~9938
- 6 Noilhan J, Planton S. A simple parameterization of land surface process for meteorological models. *Mon Wea Rev.* 1989. 117: 536~549
- 7 Yamada T. Simulations of nocturnal drainage flows by a  $q^2$ -L turbulence closure model. *J Atmos Sci.* 1983. 40: 91~106
- 8 Kondratyev J. *Radiation in the Atmosphere.* Academic Press. New York. 1969. 912pp

## SENSITIVITY TESTS OF INTERACTION BETWEEN LAND SURFACE PHYSICAL PROCESS AND ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER

Liu Shuhua Wen Pinghui Zhang Yunyan

*(State Key Laboratory for Severe Storm Research,  
Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871)*

Hong Zongxiang Hu Fei Liu Huizhi

*(State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and  
Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)*

### Abstract

An interactive model between land surface physical process and atmospheric boundary layer is established, and is used to simulate the features of soil environmental physics, surface heat fluxes, evaporation from soil and evapotranspiration from vegetation and structures of atmosphere boundary layer concerning the grassland underlying surface. The sensitivity experiments are engaged in primary physics parameters. The results show that this model can obtain a reasonable simulating for the diurnal variations of heat balance, soil volumetric water content, resistance of vegetation evaporation, flux of surface moisture, and profiles of turbulent exchange coefficient, turbulent momentum, potential temperature, and humidity mixing ratio. The model developed can be used to study the interaction between land surface processes and atmospheric boundary layer in city regions, and it can also be used in the simulation of regional climate incorporating a mesoscale model.

**Key words:** Surface process parameterized, Soil environmental physics, Surface heat fluxes, Atmospheric boundary layer structure.