

# 陆面生态过程的一维数值模拟<sup>D</sup>

杨志勇 朱平 蒋瑞宾

(北京气象学院, 100081)

## 提 要

建立了一个研究大气、植被、土壤相互作用的传播模式。模式是由多层大气模式、多层土壤模式和植被模式通过界面上能量、水汽传输平衡方程耦合而成。对植被和土壤的不同性质,进行了一系列的数值试验。结果表明,不同的植被覆盖以及降水等因素会对大气、植被、地表界面上能量、水汽传输以及热状态产生显著的影响。此模式还可以耦合进中尺度模式用以研究非均匀区域陆面过程和大气的作用。

**关键词:** 植被 通量 表面温度

## 引 言

生物圈和大气圈的相互作用在很大程度上是通过地表植被来实现的。比如植物的蒸发、蒸腾作用将水分返回大气;植物的颜色、结构影响地表对太阳辐射的吸收;植物的叶片、枝杆加大了蒸发及截留雨水的表面;植物的腐烂和分解改变了土壤的质地,影响了土壤对水的渗透能力等等。这些陆面过程对大气、植被、土壤界面上能量、水汽传输有着非常重要的影响。由于生物圈和大气圈的相互作用涉及了注重不同尺度研究的气象学、水文学和生态学,因而它们之间复杂的相互作用尚未得到充分的研究。

近几十年来,为了研究土壤、植被和大气边界层之间复杂的联系和反馈,已经建立了多种描写陆面过程的传输模式,有些是从生态学基础上发展起来的,如 MAESTRD<sup>[1]</sup>, FOREST-EGC<sup>[2]</sup>;有些是从气象学基础上发

展起来的,如 BATS<sup>[3]</sup>, SIB<sup>[4]</sup>。虽然这些模式都能模拟大气、植被、土壤之间能量、水汽的传输,但不同的模式在描写或参数化时差异很大,而且多数模式需要几十个参数来描写土壤和植被的性质,使模式难以在实际中应用。而忽略或极为简单地处理某些重要物理过程又不能很好的描写各种陆面过程之间的相互作用对各种通量输送的影响,因此在模式中合理并简单表示各种物理过程是很有必要的。

本文建立了一个一维大气、植被、土壤相互作用的传输模式,其目的是研究大气、植被、土壤界面上能量、水汽的垂直交换以及地表蒸发等问题。该模式由大气模式、土壤模式和植被模式组成,采用了多层土壤模式改进了常见的所谓强迫恢复方案,同时改进并简化了 SIB 植被参数化方案,考虑了植被覆盖率对各种阻抗的影响,并对重要参数和过程

进行了细致的数值试验。

### 1 模式

#### 1.1 大气模式

一维大气边界层模式由下列预报方程组成：

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}) + f(\bar{v} - v_g) \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}) - f(\bar{u} - u_g) \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_h \frac{\partial \theta}{\partial z}) \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_q \frac{\partial q}{\partial z}) \quad (4)$$

$$\frac{\partial e}{\partial t} = K_m [(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z})^2 + (\frac{\partial \bar{v}}{\partial z})^2] - \frac{g}{\theta} K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} (C_1 K_m \frac{\partial e}{\partial z}) - \epsilon \quad (5)$$

$$K_m = C_2 L_0 e^{1/2}; K_h = K_q = \alpha_h K_m; \epsilon = \frac{C_3}{L_0} e^{-3/2} \quad (6)$$

方程中,  $\bar{u}$ 、 $\bar{v}$ 、 $u_g$ 、 $v_g$  分别为  $x$ 、 $y$  方向上的风速和地转风,  $\theta$  为位温,  $q$  为比湿,  $e$  为湍流动能,  $\epsilon$  为湍流耗散率,  $K_m$ 、 $K_h$ 、 $K_q$  分别为动量、热量和水汽的湍流交换系数,  $L_0$  为混合长,  $C_1$ 、 $C_2$ 、 $C_3$  为经验常数,  $\alpha_h$  取 1.35 (参见文献 [5])。

#### 1.2 土壤模式

土壤中热量和水分输送的控制方程为：

$$C \frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (\lambda \frac{\partial T_s}{\partial z}) \quad (7)$$

$$\rho_w \frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [K_7 \rho_w \frac{\partial (\Psi + Z)}{\partial z}] \quad (8)$$

方程中  $T_s$ 、 $\eta$  分别为土壤温度和土壤容积水分含量 ( $m^3/m^3$ ),  $C$  为土壤容积热容量,  $\rho_w$  为液体水的密度,  $K_7$  为土壤液压传导率,  $\lambda$  为土壤导热率,  $\Psi$  为土壤水势。  $C$ 、 $K_7$ 、 $\lambda$  和  $\Psi$  的参数化形式参见文献 [6]。

#### 1.3 植被模式

覆盖于地表的植被被简单地处理成厚度为  $Z_2 \sim Z_1$  的植物层。植物层由植物叶片和叶

片间空气组成, 植被的性质由植被覆盖率  $\sigma_f$ 、植被叶面指数  $L_c$ 、叶面拖曳系数  $C_d$  等参数组成。图 1 为大气、植被、土壤界面上显热通量、潜热通量输送示意图。

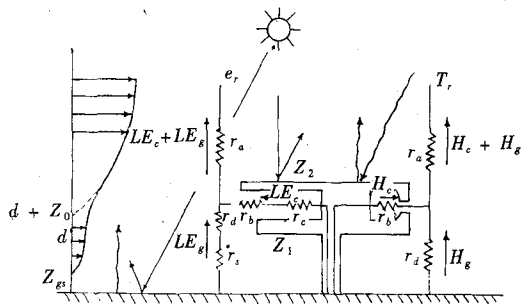


图 1 大气、植被、土壤界面上能量、水汽输送示意图。

植被模式的预报方程组为：

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = R_n - H_c - LE_c \quad (9)$$

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = R_{ng} - H_g - LE_g - (H_s)_g \quad (10)$$

$$\frac{\partial M_c}{\partial t} = P_c - D_c - \frac{E_{cw}}{\rho_w} \quad (11)$$

$$\frac{\partial \eta_g}{\partial t} = \frac{1}{D_s} [P_s - \frac{E_g}{\rho_w} - (W_s)_g] \quad (12)$$

方程中,  $T_c$ 、 $T_g$  分别为植被叶片温度和土壤表面温度,  $M_c$  为植物层叶片截留的雨水,  $\eta_g$  为土壤表面含水量,  $C_c$  和  $C_g$  为植被叶片和土壤表面的面积热容量,  $C_c$ 、 $C_g$  的确定参见文献 [4] 和 [7],  $(H_s)_g$  为地表的土壤热量通量,  $E_c$  为植物表面蒸发率,  $E_{cw}$  为植物叶片湿润部分的蒸发率,  $E_g$  为土壤表面蒸发率,  $L$  为蒸发潜热,  $(W_s)_g$  为地表面的土壤水分输送通量,  $D_s$  为有效厚度, 其参数化参见文献 [5]。

上式中植被和土壤的净辐射通量, 考虑由植物层和地表吸收的净短波辐射和净长波辐射两部分所组成; 雨水截留量主要是截留的降水率、地面有效降水率及植被叶面雨水

流泄率的影响;近地层显热通量的输送完全由湍流决定,湍流的强弱决定阻抗的大小;近地层水气的输送不仅和湍流运动有关,还与土壤及叶片表面的湿润程度有关,当叶片表面干燥时,叶片表面气孔会部分关闭,阻碍植物体内水分向外蒸发,形成叶片表面阻抗;对于土壤表面来说水分子要从土壤表面溢出必须克服土壤粒子的吸引,形成土壤表面的阻抗,因此显热和潜热的计算可通过阻尼规律

$$e_a = \frac{\left[ \left( \frac{W_c}{\gamma_b} + \frac{\gamma W_c}{\gamma_d + \gamma_c} \right) \sigma_f e_s(T_c) + h_g e_s(T_g) \frac{1}{\gamma_d + \gamma_s} (1 - \sigma_f) + \frac{e_r}{\gamma_a} \right]}{\left[ \left( \frac{W_c}{\gamma_b} - \frac{1 - W_c}{\gamma_b + \gamma_c} \right) \sigma_f + \frac{1}{\gamma_d + \gamma_s} (1 - \sigma_f) + \frac{1}{\gamma_a} \right]} \quad (14)$$

$$q_a = 0.622 e_a / P_0 \quad (15)$$

式中,  $T_r$  和  $e_r$  分别为参考点的温度和水汽压,  $\gamma$  为干湿表常数  $C_p/L$ ,  $W_c$  为植物层叶片的潮湿率,  $h_g$  为地表相对湿度,  $e_s(T_c)$  和  $e_s(T_g)$  分别为  $T_c$  和  $T_g$  时的饱和水汽压,  $P_0$  为地面气压,  $\gamma_b$  为植物层叶片与植物层空气之间的空气动力学阻抗,  $\gamma_a$  为植物层空气与土壤表面之间的空气动力学阻抗,  $\gamma_c$  为叶片阻抗,  $\gamma_d$  为土壤表面阻抗。  $T_a$ 、 $q_a$  作为大气模式所需要的温度和湿度的下边界条件。大气模式风速的下边界条件为:

$$\bar{u} = \bar{v} = 0 \quad \text{当 } Z = Z_0 + d \quad (16)$$

式中粗糙度  $Z_0$  和零平面位移  $d$  在计算阻抗时可同时获得。

由植被模式预报方程(10)、(12)确定的地表温度  $T_g$  和土壤表面含水量  $\eta_g$  分别作为土壤模式中土壤温度和土壤水分预报的上边界条件,地表相对湿度  $h_g$  由 Philip 方程<sup>[9]</sup>给出:

$$h_g = \exp(-g \Psi_g / R_v T_g)$$

式中  $\Psi_g$  为土壤表面的水势,  $R_v$  为水汽的比气体常数。

大气模式的上边界条件和土壤模式的下边界条件为刚性边界条件。

### 1.5 模式的结构

大气模式和土壤模式采用交替网格,大

进行计算(以上各量参数化方程略)。

### 1.4 模式的耦合和边界条件

根据参数化方程可以求出植物层内空气的温度  $T_a$ 、水汽压  $e_a$  和比湿  $q_a$

$$T_a = \frac{\frac{\sigma_f T_c + \frac{1 - \sigma_f}{\gamma_d} T_g + \frac{1}{\gamma_a} T_r}{\frac{\sigma_f}{\gamma_b} + \frac{1 - \sigma_f}{\gamma_d} + \frac{1}{\gamma_a}}} \quad (13)$$

气模式共分  $35 \times 2$  层,模式顶为 6000m;土壤模式共分  $14 \times 2$  层,模式底为 1.2m。本模式的分层和厚度可根据需要任意改变,只要保证大气模式的第二层取在近地层内,此层作为植被模式中的参考高度  $Z_r$ 。

## 2 结论和分析

### 2.1 模式和检验

为了检验本模式的合理性,我们对 1992 年黑河实验(HEIFE)获得的资料进行了数值模拟,实验在甘肃省张掖市郊小麦田内进行,实验包括 20m 铁塔风、温、湿梯度资料,地表、土壤温度测量(0、5、10、20、40、80cm)以及土壤湿度资料(10、20、40、80cm),大气模式初始风、温、湿廓线(20m 以上)是根据附近气象站常规高空探空插值而获得,地表和土壤 10cm 深度初始土壤湿度场也是通过外推插值而获得。

由于本模式是一维的,我们选取了 1992 年 5 月 1 日 18 时到 5 月 3 日 00 时静稳天气条件下的实测资料,进行了数值模拟。因为这段时间内该地区明显不受特殊天气系统的影响,处于匀压场内。模拟的初始场取 1 日 18 时的资料;根据文献[10],张掖市郊的土壤类型为灰钙土和黑钙土,其性质近似于沙性土壤,它的主要特性参数详见文献[8]。模拟时

主要植被参数见附表。由于实验没有叶片温度  $T_c$ 、植被间空气温度  $T_a$  的测量,所以我们假定模拟初始时  $T_c = T_a = T_g$ 。

附表 植被和土壤的主要参数

植物	土壤类型	$Z_2 - Z_1$	$\alpha_f$	$L_{rc}$	$\alpha_f$	$\gamma_{c0}$	$Z_{ga}$
小麦	灰、黑钙土	0.8m	0.85	4.0	0.2	200	0.01

图2给出了5月2日00时至3日00时的

实测和模拟的地表、土壤温度和湿度变化。可以看到模拟曲线和实测曲线吻合较好,但5cm和10cm处土壤温度曲线模拟的相位落后于实测的相位。造成这种差异的原因可能是我们没有精确地确定该层的土壤类型和相应的土壤含水量。土壤相对湿度在一昼夜内变化很小,模拟和实测相对一致。

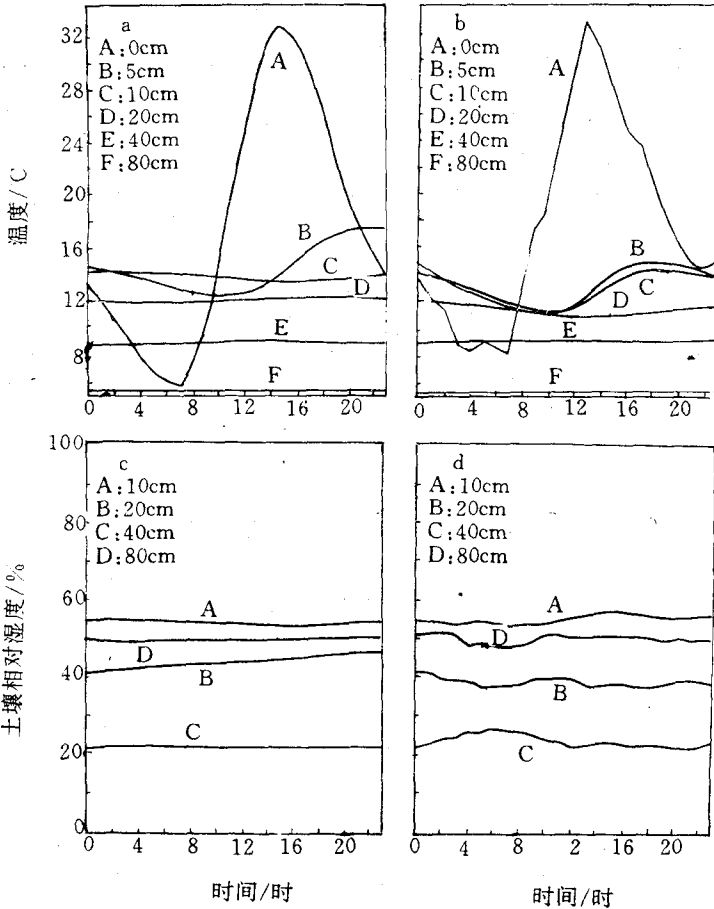


图2 5月2日00时~3日00时实测(a)和模拟(b)地表、土壤温度变化曲线及实测(c)和模拟(d)土壤相对湿度曲线

## 2.2 数值实验结果

如前所述,植物层的存在和变化将影响大气、植被、土壤界面上能量、水汽的输送和大气的热状况。为了研究这些通量及大气状况对描写植被、土壤性质参数的敏感性,本文进行了

一系列的数值试验。这里我们着重研究植被覆盖率  $\sigma_f$ 、叶面指数  $L_{rc}$ 、粗糙度  $Z_0$ 、土壤含水量及降水的影响。模拟时选择  $39^\circ\text{N}$ , 初始太阳赤纬度为  $15^\circ$ , 土壤为沙性。选取这一纬度、这一季节傍晚 18 时典型的温、湿廓线作为模式的

初始温、湿场,地转风取  $5.0\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。初始大气风场是经过动力初始化后得到的理想场,同时假定初始时刻土壤等温等湿。

### 2.2.1 植被覆盖率 $\sigma_f$

由于覆盖率  $\sigma_f$  从 0 变到 1 时代表了从裸露下垫面逐步过渡到完全植物覆盖的下垫面,故通过这一参数的变化我们可以研究土壤沙漠化或森林化带来的影响。

选择的植物仍为小麦,对于植被覆盖率  $\sigma_f$  为 0.2、0.5、0.8、1.0 时,本文进行了 10 天的数值模拟。模拟结果表明,随着植物覆盖率的减小,叶片温度  $T_c$ 、植被间空气温度  $T_a$ 、地表温度  $T_g$  都明显升高,同时随着时间的推移土壤水分的蒸发,  $T_c$ 、 $T_a$ 、 $T_g$  的日变化振幅增加明显。

图 3 描绘地表湿度  $\eta_g$  随时间的变化。图中曲线表明了植被的存在对于保存土壤水分十分重要。当地面完全由植被覆盖时,地表水分在 10 天内几乎保持不变。当地面裸露或植物稀少(如  $\sigma_f = 0.2$ ) 时,土壤水分损失很快,由于蒸发,前 8 天地表水分大约减低了 40%,8 天后地表水分减少趋于平缓。这是由于此时地表已经很干燥,土壤表面阻抗迅速增大,阻碍了地表水分的蒸发。表明地表植物层的破坏将加剧土壤水分的流失,从而加速植被的枯萎,这一正反馈过程将加速土壤的沙漠化。

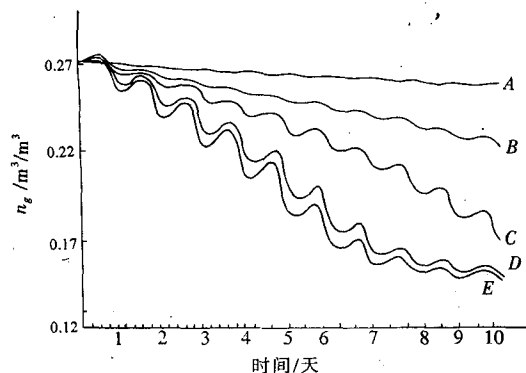


图 3 植被覆盖率  $\sigma_f$  不同时地表湿度的变化

A:  $\sigma_f = 1.0$  B:  $\sigma_f = 0.8$  C:  $\sigma_f = 0.5$  D:  $\sigma_f = 0.2$  E:  $\sigma_f = 0.2$

图 4 为模拟第 3 天上午 6 时和 14 时大气、土壤温度廓线,植被覆盖率分别为 1.0、0.5、0.0。由图中看到地表植被的影响,由于大气湍流的作用可以扩展到 100m 以上,同时对土壤的影响也可以大致扩展到 0.3m 以下。由此可知,地表植被覆盖率的变化不仅可以影响大气、植被、土壤界面上物理量的变化,而且对大气边界层低层和土壤有着显著的影响。

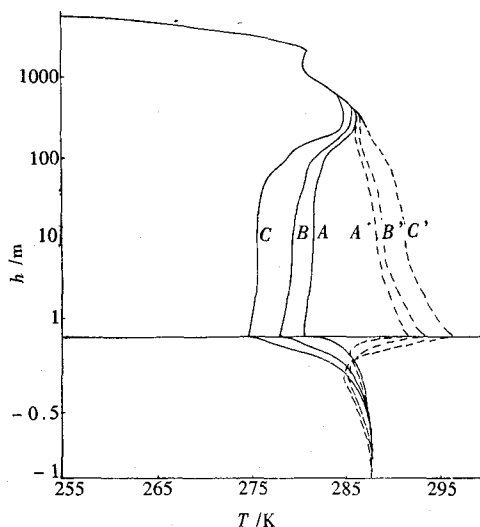


图 4 模拟第三天 6 时(实线)和 14 时(虚线)的温度廓线  
A, A':  $\sigma_f = 1.0$  B, B':  $\sigma_f = 0.5$  C, C':  $\sigma_f = 0.0$

### 2.2.2 叶面指数

叶面指数表示了单位水平面积上植被叶子的总面积。在本实验中,植被覆盖率  $\sigma_f = 0.7$ ,其余参数保持不变。对于 3 个不同的叶面指数 15.0、6.0 和 2.0 进行了 5 天的模拟。图 5 是各阻抗在模拟 5 天内的变化曲线。除  $\gamma_a$  没有明显的变化外,其余的均有不同程度的变化。这说明叶面指数的改变将会影响植被叶面和土壤表面能量和水汽的收支平衡。

引起我们注意的是,土壤表面阻抗  $\gamma_s$  的变化,对于较小的叶面指数,  $\gamma_s$  随时间的增长较快。造成这种情况的原因是具有较小叶面指数的植物其蒸发截面小,有利于植物水分

的存储,从而较多的水分通过土壤表面蒸发出去,土壤表层水分失去较快,使得模拟后几天土壤表面阻抗迅速增加。

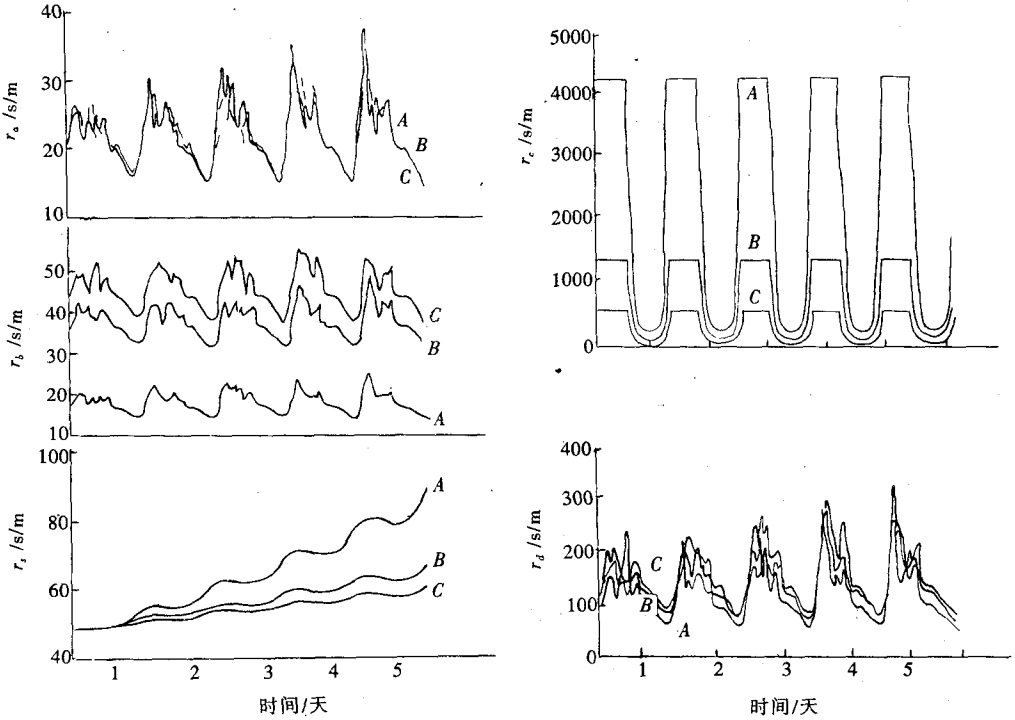


图5 各阻抗随时间的变化

A:  $\sigma_f = 2.0$  B:  $L_{ve} = 6.0$  C:  $L_{ve} = 15.0$

### 2.2.3 粗糙度

地表植物种类的不同可以造成粗糙度较大的差异。比如,平坦的大草原上粗糙度常常比较小;而在树木参差不齐的森林中,粗糙度往往很大。因而我们可以通过改变模拟初始时间植被粗糙度来近似表示地表植被的这种变化。固定叶片指数  $L_{ve} = 6.0$ , 植被覆盖率  $\sigma_f = 0.7$ , 其余参数不变,对初始植被粗糙度

为 0.1m、0.5m、0.8m 三种情况进行数值模拟。结果表明,随粗糙度的减小,地表温度  $T_g$ 、植被叶片温度  $T_l$ 。白天升得较高,而夜间变化不明显。这种变化是由于当下垫面较均匀,粗糙度较小时,近地层机械湍流较弱,显热通量和潜热通量的输送不强,使得叶片温度  $T_l$  和地表温度  $T_g$  较高。

### 2.2.4 土壤湿度

土壤湿度是关系到大气、植被、土壤界面水汽输送强弱及陆面水循环的一个非常重要的参数。为了研究方便,假定初始时刻土壤是等湿的,在粗糙度取 0.1m,植被覆盖率  $\sigma_f = 0.7$ 、叶片指数  $L_{ic} = 6.0$ ,其他参数不变时,对初始土壤湿度为 0.234、0.273、0.320 三种情况进行了 5 天的数值模拟。模拟表明,土壤湿度较小时,地表温度  $T_g$  的日变化振幅较大。

图 6 给出了土壤湿度  $\eta$  为 0.234 和 0.320 两种情况下土壤表面潜热通量和植被叶面潜热通量变化的模拟结果。由图 6 看出,土壤湿度的降低不仅减小了土壤表面蒸发量,而且抑制了植被叶片水分的蒸发。

图 7 给出地表温度  $T_g$ 、植被叶片温度  $T_c$ 、土壤表面潜热通量和植被叶面潜热通量在模拟 5 天内的变化。图中地表温度  $T_g$  的变化表明降水的影响是非常显著的,降水过后

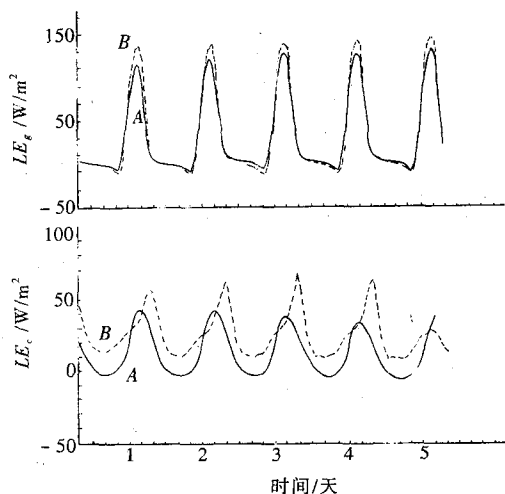


图 6 植被潜热通量  $LE_c$  和土壤表面潜热通量  $LE_g$  随时间的变化

A:  $\eta = 0.234$  B:  $\eta = 0.320$

4 天,  $T_g$  的日变化和同样条件下晴天的变化仍有明显的差异。其原因是降落到土壤表面的雨水由于植被的存在不易在短时间内被蒸

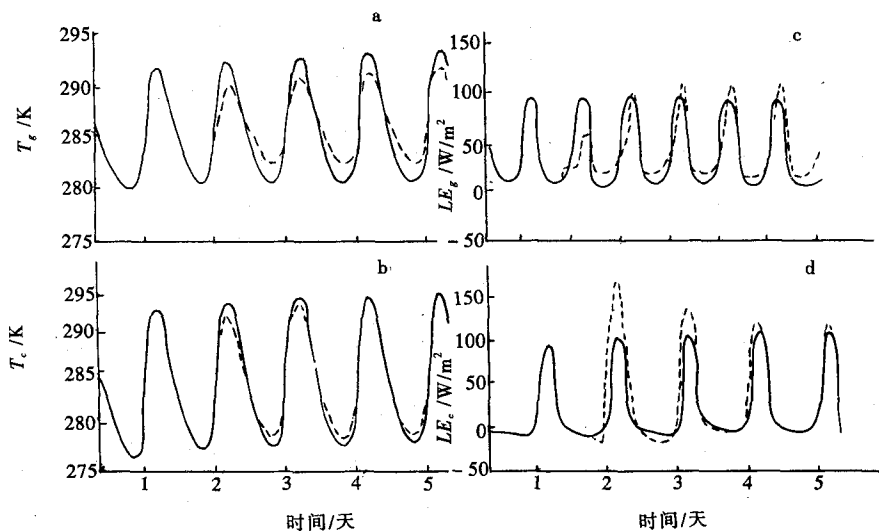


图 7 土壤表面温度  $T_g$  (a)、叶面温度  $T_c$  (b)、土壤表面潜热通量  $LE_g$  (c)、植被潜热通量  $LE_c$  (d) 变化  
实线:晴天 虚线:降水

发掉。土壤表面潜热通量在降水后几天中增大也说明了这一点(图 7c)。相反被植物叶片

截留的雨水,由于太阳辐射很快蒸发返回大气,图 7(d)清楚地表明降水那一天叶面潜热

通量明显增大,随着叶面截留的雨水蒸发完毕,叶面潜热通量很快恢复正常,和叶面潜热通量相对应,叶片温度  $T$ 。除在降水那一天明显减低外,也很快恢复正常。这一试验再次证明地表植被的存在对保持土壤水分有至关重要的作用。

### 3 小结

本模式和一般植被模式的数值试验的不同在于耦合进了大气模式,因而数值模拟结果反映了大气、植被、土壤三者之间反馈作用的影响,这对我们了解陆面过程和大气的作用是非常有帮助的。

由于本模式的模拟使用了理想的初始场,与实际情况有所差异,故有待进行进一步的对比试验。

### 参考文献

- 1 Wang, Y. P. & Jarvis, P. G. Description and validation of an array model-MAESTRO. *Agricultural and forest Meteorology*, 1990,51:257~280.
- 2 Running, S. W. & Coughlan, J. C. A general model of forest ecosystem processes for regional application. I. Hydrologic balance, canopy gas exchange and primary

- production process. *Ecological Modeling*, 1988,42:125~154.
- 3 Wilson, M. F. et al. Sensitivity of the biosphere-atmosphere transfer acheme (BATS) to the inclusion of vaiable soil characteristics. *Jour. Climate and Applied Meteor.* 1987,26:341~362.
- 4 Sellers, P. J. et al. A simple Biosphere model (SIB) for use within general circulation models. 1986, *J. of Atmos. Sci.* 1986,43:505~531.
- 5 Stull, R. B. *An Introduction to Boundary Meteorology* Kluwer Academic Publishers. 1988.
- 6 McCumber, M. C. & Pielke, R. A. Simulation of the effect of surface fluxes of heat moisture in mesoscale numrical model. *Journal of Geophysical Research*, 1981,86(10):9929~9938.
- 7 Zhang, D. & Anthes, R. A. A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and SESAME-79 data. *Journal of Applied Meteorology*, 1982, 21:1595~1609.
- 8 Pielk, R. A. *Mesoscale meteorology modeling* Academic Press, New York, 1984:612.
- 9 Philip, J. Evaporation and moisture and heat fields in the soil. *J. Meteorol.* 1957,354~366.
- 10 李素华. 黑河地区高分辨陆地分类的综合分析. *高原气象*,1990,9(2).

## One-dimensional Numerical Simulation of the Land Surface Ecological Processes

Yang Zhiyong Zhu Ping Jiang Ruibin

(Beijing Meteorological Institute, Beijing 100081)

### Abstract

A transfer model is established, which can be used to study the interaction between atmosphere, vegetation and soil. The model is composed of multilayer atmosphere, multilayer soil model and vegetation model which are coupled by balance equation describing the energy and moisture transfer at the interface. A series of tests are preformed to assess the sensitivity of the scheme to the inclusion of variable soil and vegetation characteristics. The results show different vegetation cover, different soil and vegetation types and precipitation exert great influence on energy, water transfer between soil, vegetation and atmosphere. The model developed can be coupled in mesoscale models to study the interaction between land surface processes and the atmosphere in inhomogeneous regions.

**Key Words:** vegetation energy balance soil moisture transfer surface temperature