

一个简单的陆面过程模式*

戴永久 曾庆存 王 斌

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘 要 本模式为针对大气环流模式所发展的一个简单的陆面过程模式, 它包含: (1) 地表温度计算, (2) 冠层叶面贮水量和土壤温度计算, (3) 陆面与大气之间的水分和能量交换。对于表面温度和含水量的计算, 采用的是联立求解计算方案, 即耦合计算。植被冠层叶面的辐射特性和冠层形态对冠层中的辐射交换的影响得到有效和尽可能简单的模拟。另外, 植被的气孔阻抗、表面与大气之间的水热交换通量和土壤中的水热传导作了较为细致的描写。利用此模式开展了对两个不同覆盖类型的陆面过程的模拟, 模拟和观测的表面通量、温度和湿度较为相近。

关键词 地表温度 湿度 陆面与大气的水热交换

1 引言

自从 Charney^[1,2]等人研究非洲撒哈拉地区的表面反照率与该地区的大气降水的相关性以来, 气候研究者对陆地生物圈、冰雪圈、岩石圈中的物理过程以及陆面与大气的相互作用给予了极大的关注。为此发展了许多陆面过程模式, 并开展了一系列的气候对陆面状况的敏感性试验。

80年代前期用于大气环流模式的陆面模式十分简单, 且大部分不考虑植被的作用, 气候对陆面的敏感性试验也主要集中于诊断大气对表面特征改变的响应, 为了获得明显的反馈和揭示大气的响应机理, 所选择的变化大都为大量级的变化。正是通过众多的理想式的敏感性试验, 使人们对大气与陆面的相互作用有了一定的认识。为了使数值气候模式的模拟结果更趋合理, 就必须使其陆面方案较为真实地反映客观过程。

中国科学院大气物理研究所已发展了有自己特色的大气环流模式^[3], 这个模式已广泛应用于短期和长期气候模拟与预测研究。其中的陆面方案仍为经典的水桶方案, 由于缺乏对植被和土壤水热传导特性的考虑, 不能很好地描述真实的陆面过程, 关于它的缺陷在很多工作中已有详细的论述^[4]。建立本模式的目的是: (1) 充分考虑植被在表面水热平衡中的作用, 即植被的形态和辐射特性对表面辐射交换的影响、植被生理特性和土壤含水量等对蒸腾的影响; (2) 土壤质地特性对其中的水热传导的影响; (3) 实现陆面温度和湿度的耦合计算。另外将尽可能使它的结构简单, 所需的参数易于确定, 计算省时, 而且对陆面的主要过程有较好的描述。

1996-09-11收到, 1996-11-20收到修改稿

* 本文得到国家科委攀登项目“气候动力学及预测理论研究”的支持

2 模式结构

本模式为只考虑在垂直方向上的能量与水分交换过程的一维模式。对陆面的能量交换过程,按照介质(植被、土壤等)中热量传递的时间尺度作空间离散。为了简单,只

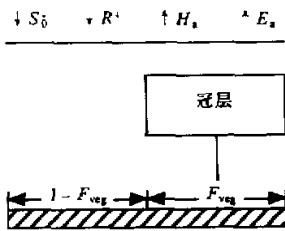


图1 表面介质热力分层示意图

分两个垂直层次:一是介质温度变化表现为日变化的表面层(包括植被和表层土壤),二是介质温度变化为季节性变化的深层土壤层(图1)。对陆面的水分输运过程,如果表面有植被存在,土壤按植被的根系分布深度分为:浅层根区层、深层根区层和水分重力渗漏层,另外整个植被作为一层来考虑,即植被冠层。如果表面为裸土,土壤按有植被覆盖情况的同等深度分层,见图2。

2.1 陆面温度控制方程

Deardorff^[5]对当时用于数值天气模式的6个陆表

土壤温度计算方案,分别针对5种不同表面介质

(雪、干燥石英沙土和粘土等),在相同的大气强迫和初始下,开展对土壤温度的模拟,结果发现强迫-恢复方法的性能较好。后来Lin^[6]和Dickinson^[7]等相继对这方法作了进一步的论证和发展。目前这方法已为众多的陆面模式所应用。本模式也将应用这方法,但对其强迫项作了适当的修正。

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T [(1 - \alpha) S_0^{\downarrow} + R^{\uparrow} - H_a - L E_a - \varepsilon_s \sigma T_s^4] - 2\pi \frac{T_s - T_x}{\tau}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial T_d}{\partial t} = \frac{1}{\tau} (T_s - T_d), \quad (2)$$

方程(1)右边的第一项为强迫项,第二项为恢复项。其中: T_s 为表面温度(K), T_d 为深层土壤温度(K), t 为时间变量(s), $S_0^{\downarrow}$ 为到达表面的太阳辐射通量(W m^{-2}), $R^{\uparrow}$ 为大气向下的长波辐射通量(W m^{-2}), H_a 为表面向上的感热通量(W m^{-2}), E_a 为表面向上的蒸散水汽通量($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), ε_s 为表面的长波辐射发射率, σ 为Stefan-Boltzmann常数($\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$), L 为水分汽化潜热(J kg^{-1}), τ 为一天的时间长度(86400 s)。系数 C_T 为

$$C_T = 1 / [(1 - F_{\text{veg}}) C_G + F_{\text{veg}} C_v], \quad (3)$$

其中 F_{veg} 为植被覆盖度, C_v 为植被冠总的体积热容量

($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$),假定单位叶面指数的冠层的体积热容量与单位面积上0.2 mm水的体积热容量相等,即

$$C_v = 0.2 \times 10^3 \times 4.295 \times 10^6 \times I_{\text{leaf}} \quad (\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}), \quad (4)$$

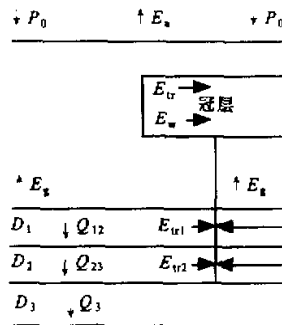


图2 表面介质水分输运示意图

其中 I_{leaf} 为叶面指数。(3) 式中的 C_G 为表面土壤层的体积热容量, 本模式将应用 McCumber^[8] 所给出的关系式为

$$C_G = \frac{1}{2} \left(\frac{\lambda C_g \tau}{\pi} \right)^{1/2}, \quad (5)$$

$$C_g = (1 - \theta_{\text{sat}}) C_{\text{soil}} + \theta_l C_{\text{H}_2\text{O}},$$

$$\lambda = \begin{cases} 418 \exp[-(|\lg|\psi| + 2.7)], & \text{当 } |\lg|\psi| \leq 5.1 \\ 0.171, & \text{当 } |\lg|\psi| > 5.1 \end{cases}$$

其中 θ_l 为表面土壤层的体积含水量 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), θ_{sat} 为水分饱和土壤的体积含水量, C_{soil} 为干土的体积热容量 ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$), $C_{\text{H}_2\text{O}}$ 为液态水的体积热容量 ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$), λ 为土壤的导热率 ($\text{J m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{K}^{-1}$), ψ 为土壤水势 (m), 且定义为

$$\psi = \psi_{\text{sat}} \left(\frac{\theta_{\text{sat}}}{\theta} \right)^B, \quad (6)$$

ψ_{sat} 为水分饱和土壤水势, B 为在对数坐标下的土壤水分持结曲线斜率。

2.2 陆表水分控制方程

根据水分在各个层次内的质量守恒性质, 冠层和土壤层中的水分含量控制方程可表示为

$$\frac{\partial w_{\text{dew}}}{\partial t} = P - \frac{E_w}{\rho_w}, \quad (7)$$

$$D_1 \frac{\partial \theta_1}{\partial t} = [P_1 - Q_{12} - \frac{E_g + E_{\text{tr1}}}{\rho_w}], \quad (8)$$

$$D_2 \frac{\partial \theta_2}{\partial t} = [Q_{12} - Q_{23} - \frac{E_{\text{tr2}}}{\rho_w}], \quad (9)$$

$$D_3 \frac{\partial \theta_3}{\partial t} = [Q_{23} - Q_3], \quad (10)$$

其中, w_{dew} 为冠层叶面积累的液态水量 (m), θ_1 、 θ_2 和 θ_3 分别为土壤浅层根区层、深层根区层和水分重力渗透层的体积含水量, P 为冠层对大气降水的截留率 (m s^{-1}), P_1 为到达土壤表面的大气降水 (m s^{-1}), E_w 为湿润叶面水分蒸发通量 ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), E_g 为土壤表面的水分蒸发通量 ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), E_{tr1} 和 E_{tr2} 分别为植被蒸腾从表面和次表面土壤层提取的水分通量 ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), Q_{12} 和 Q_{23} 分别为表层向次表层土壤和次表层向深层土壤的水流通量 (m s^{-1}), Q_3 为深层径流通量 (m s^{-1}), ρ_w 为液态水密度 (kg m^{-3}), D_1 、 D_2 和 D_3 分别为土壤层的厚度 (m)。

表 1 土壤参数

θ_{sat}	水分饱和时的土壤的体积含水量
C_{soil}	土壤的体积热容量 ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$)
K_{sat}	水分饱和时的土壤水力输运系数 (m s^{-1})
ψ_{sat}	水分饱和时的土壤水势 (m)
B	对数坐标下的土壤水分持结曲线斜率
α_{sat}	水分饱和时的土壤表面反照率
α_{dry}	干燥土壤的表面反照率

2.3 模式参数

模式所需的参数有两类, 一类是基本参数, 即植被类型和土壤类型; 二类是与基本参数对应的植被、土壤的特征及物理性质参数。本模式所需的第二类参数见表 1 和表 2。

表 2 植被参数

F_{veg}	植被覆盖度	z_m, z_h	表面动力学和热力学粗糙长度 (m)
I_{leaf}	叶面指数	T_0, T_H, T_L	植被光合作用的最佳、上限和下限温度 (K)
N_i	绿叶比例	κ_i	叶角方位分布函数
r	表面层根密度与总的根密度比率	a, b, c, c_1, c_2	气孔阻抗系数
d	叶子特征宽度的负平方根值 ($\text{m}^{-1/2}$)	k	冠层消光系数
A_i	冠层叶子的平均面积 (m^2)	α_i	单叶的表面反照率
h, h_1	冠层顶与冠层底离地面的高度 (m)	D_1, D_2, D_3	表面层、次表面层和深层土壤厚度 (m)

3 辐射通量

太阳辐射经过大气的反射、散射和吸收后大部分到达地球表面, 这部分太阳辐射中的一部分将被表面反射回大气和空间, 另一部分则为表面所吸收。表面对太阳辐射的吸收取决于表面的吸收能力, 其中最关键参数就是表面反照率。表面反照率不仅依赖于表面的特征性质, 而且依赖于太阳光的入射方式 (直射和散射)、太阳高度角及太阳光光谱, 它是一个非常复杂的参数。为了简便, 本模式不考虑表面反照率对不同太阳光光谱的差别, 只考虑总谱反照率。

设 $S_0^{\downarrow}$ 为到达表面的向下的太阳辐射通量, $S^{\downarrow}(z)$ 和 $S^{\uparrow}(z)$ 分别为通过冠层高度为 z 的平面的向下和向上的太阳辐射通量, 见图 3。通过冠层的太阳辐射通量可表示为

$$S^{\downarrow}(h) = (1 - \alpha'_f) S_0^{\downarrow}, \quad (11)$$

$$S^{\uparrow}(h) = (1 - \alpha'_f) \alpha_s x_m x S_0^{\downarrow}. \quad (12)$$

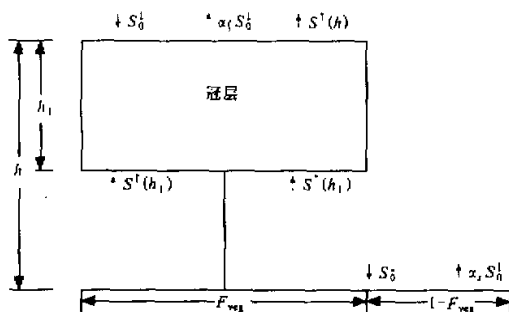


图 3 太阳辐射在表面传输示意图

于是, 表面总的反照率为

$$\begin{aligned} \alpha &= \frac{\alpha'_f S_0^{\downarrow} + S^{\uparrow}(h)}{S_0^{\downarrow}} F_{\text{veg}} + \alpha_s (1 - F_{\text{veg}}) \\ &= [\alpha'_f + (1 - \alpha'_f) \alpha_s x_m x] F_{\text{veg}} + \alpha_s (1 - F_{\text{veg}}), \end{aligned} \quad (13)$$

其中 x_m 和 x 分别为冠层对直射光和散射光的透光系数, 定义为

$$x_m = \exp \left[- (h - h_1) \frac{k}{\mu} \right], \quad (14)$$

$$x = \exp[-1.66(h - h_1)k]. \quad (15)$$

μ 为太阳天顶角的方向余弦, k 为冠层对太阳辐射的消光系数, α'_f 为冠层叶面总的反射率, 且可表示为

$$\alpha'_f = (1 - x_m)\alpha_f, \quad (16)$$

α_f 为单片叶子的表面反射率, α_s 为土壤表面反射率, 它是土壤颜色和含水量的相关函数。本模式取为

$$\alpha_s = \begin{cases} \theta_1(\alpha_{\text{dry}} - \alpha_{\text{sat}})/0.2 + \alpha_{\text{dry}}, & \text{当 } \theta_1 \leq 0.2 \\ \alpha_{\text{sat}}, & \text{当 } \theta_1 > 0.2 \end{cases} \quad (17)$$

其中, α_{sat} 和 α_{dry} 分别为水分饱和和干燥时的土壤表面反射率。

4 陆表与大气边界层之间的水热交换通量

4.1 水热交换通量表示式

表面与大气边界层整体感热 (H_a) 和水汽通量 (E_a) 分别为

$$H_a = \rho_a c_p C_h \bar{U}(T_{\text{af}} - T_a), \quad (18)$$

$$E_a = \rho_a C_q \bar{U}(q_{\text{af}} - q_a), \quad (19)$$

其中 ρ_a 为空气密度 (kg m^{-3}), c_p 为空气比热 ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), C_h 和 C_q 分别为表面与大气边界层的感热和水汽的整体交换系数, $\bar{U}$ 、 q_a 和 T_a 分别为参考高度上的风速 (m s^{-1})、空气湿度和空气温度 (K), q_{af} 和 T_{af} 分别为冠层高度上的空气湿度和空气温度 (K)。

冠层高度上的空气与土壤表面之间的整体感热 (H_g) 与水汽通量 (E_g) 分别为

$$H_g = \rho_a c_p (T_s - T_{\text{af}})/r_d, \quad (20)$$

$$E_g = \beta \rho_a [q_{\text{sat}}(T_s) - q_{\text{af}}]/r_d, \quad (21)$$

其中 r_d 为冠层高度上的空气与地面之间的水热交换阻抗, $q_{\text{sat}}(T_s)$ 为土壤表面空气的饱和比湿, β 为土壤表面蒸发的水分可利用系数。本模式根据 Tsengdar^[9]拟合公式给出:

$$\beta = \begin{cases} \frac{1}{4} \left[1 - \cos\left(\frac{\theta_1 \pi}{0.75\theta_{\text{sat}}}\right) \right]^2, & \text{当 } \theta_1 < 0.75\theta_{\text{sat}} \\ 1, & \text{当 } \theta_1 \geq 0.75\theta_{\text{sat}} \end{cases} \quad (22)$$

植冠叶面与周围空气之间的水汽交换通量 (湿润叶面上的水分蒸发 E_w 和通过叶面气孔的蒸腾率 E_{tr}) 及感热通量 H_c 分别为

$$E_w = \rho_a (\delta / \bar{r}_b) [q_{\text{sat}}(T_s) - q_{\text{af}}], \quad (23)$$

$$E_{\text{tr}} = \rho_a \frac{1 - \delta}{\bar{r}_c + \bar{r}_b} [q_{\text{sat}}(T_s) - q_{\text{af}}], \quad (24)$$

$$H_c = \rho_a c_p (T_s - T_{\text{af}})/\bar{r}_b, \quad (25)$$

其中 $\bar{r}_c$ 为植冠整体气孔阻抗 (s m^{-1}), $\bar{r}_b$ 为植冠叶面与周围空气间的整体空气动力学阻抗 (s m^{-1}), δ 为叶面湿润比例, 取值为

$$\delta = \left(\frac{W_{\text{dew}}}{W_{\text{dewmax}}} \right)^{2/3}, \quad W_{\text{dewmax}} = 0.2 \times 10^{-3} F_{\text{veg}} I_{\text{leaf}}, \quad (26)$$

4.2 整体交换系数 C_h 和 C_q

大气边界层与表面间的能量与物质的交换主要为湍流交换。在本模式中的大气边界层只考虑近地面层 (即常通量层)。对于常通量层, 已有较为完善的观测及通量廓线关系式, 本模式将应用 Businger 等^[10]所拟合的关系式为

$$C_m = \frac{k^2}{\left[\ln \frac{z}{z_m} - \psi_m \left(\frac{z}{L}, \frac{z_m}{L} \right) \right]^2}, \quad (27)$$

$$C_{k,q} = \frac{k^2}{\left[\ln \frac{z}{z_m} - \psi_m \left(\frac{z}{L}, \frac{z_m}{L} \right) \right] \times \left[\ln \frac{z}{z_{hq}} - \psi_{hq} \left(\frac{z}{L}, \frac{z_{hq}}{L} \right) \right]}, \quad (28)$$

其中 k 为卡曼常数, 取为 0.4, 而 z_m, z_{hq} 分别为动力、温度和水汽粗糙长度, 本模式假定 $z_b = z_q, L$ 为 Monin-Obkhov 长度, ψ_m 和 ψ_{hq} 分别为风速、温度和水汽廓线关系函数, 对式 (27)、(28) 进行迭代可得出 C_m 和 C_{bq} , 见文献[11]。

4.3 气孔阻抗 $\bar{r}_c$ 、叶面空气动力学阻抗 $\bar{r}_b$ 及冠层空气与地面间的动力学阻抗 r_d

4.3.1 气孔阻抗

气孔阻抗即叶面毛细孔对叶子内水分蒸发的阻抗, 它是非常复杂的量, 它与植被叶子周围的气象条件、阳光、植被种类及土壤含水量等诸多因子有关, 对它至今没有完整的理论模型及定量结果。目前众多的陆面模式所应用的主要是 Dickinson^[12]所发展的方法, 以及 Sellers^[13]在 Dickinson 方法的基础上发展的方法。本模式应用 Xue 等^[14]的简化 Sellers 方法。它的表达式如下:

白天:

$$\bar{r}_c^{-1} = \frac{F_{\text{veg}} N_c}{k c} F(\sum) \left[\frac{b}{f F_\pi(0)} \ln \left(\frac{\mu f e^{k L_{\text{ic}}} + G(\mu)}{\mu f + G(\mu)} \right) - \ln \left(\frac{\mu f + G(\mu) e^{k L_{\text{ic}}}}{\mu f + G(\mu)} \right) \right], \quad (29)$$

$$f = (a + b) / c F_\pi(0), \quad L_{\text{ic}} = I_{\text{leaf}} / F_{\text{veg}},$$

其中 N_c 为冠层的绿叶比例, k 为冠层的消光系数, a, b, c 为与植被类型相关的气孔阻抗系数, $F_\pi(0)$ 为光合作用获取的人射太阳辐射通量, μ 为太阳天顶角的余弦。

$$F_\pi(0) = 0.5077 S_0^{\frac{1}{2}} F_{\text{veg}}, \quad (30)$$

$$G(\mu) = \varphi_1 - \varphi_2, \quad (31)$$

$$\varphi_1 = 0.5 - 0.633 x_l - 0.33 x_l^2, \quad \varphi_2 = 0.877(1 - 2\varphi_1),$$

其中 x_l 为叶子角度分布函数。

夜间:

$$\bar{r}_c^{-1} = F_{\text{veg}} N_c \frac{0.5}{a/b + c} L_{\text{ic}} F(\sum), \quad (32)$$

式 (29)、(32) 中的 $F(\sum)$ 为一乘积相关函数:

$$F(\sum) = f(\psi)f(T_s)f(T_{af}, e_{af}),$$

$$f(\psi) = 1 - \exp\left\{-c_1 \left[c_2 - B \ln\left(-\psi_{\text{sat}} \frac{2\theta_{\text{sat}}}{\theta_1 + \theta_2}\right)\right]\right\},$$

$$f(T_s) = h_3(T_s - T_L)(T_H - T_s)h_4,$$

$$h_3^{-1} = (T_s - T_L)(T_H - T_O), \quad h_4 = (T_H - T_O)(T_O - T_L)^{-1},$$

其中 T_O 、 T_H 和 T_L 分别为植被光合作用的最佳温度、上限温度和下限温度。上面各式的物理意义的详细说明见文献[13, 14]。

4.3.2 叶面空气动力学阻抗 $\bar{r}_b$

根据 Goudriaan^[15]由平板传热理论导出的单叶的热传导阻抗, 对整个冠层求积分平均, 可得

$$\bar{r}_b = 0.009 A_l / (F_{\text{veg}} I_{\text{leaf}} \bar{U}^{1/2} d), \quad (33)$$

其中 A_l 为平均的单叶面积 (m^2), d 为单叶叶面的平均宽度。

4.3.3 地面与冠层间的水热交换阻抗 r_d

为了简单, 本模式取

$$r_d = 1 / (1.5 \times 10^{-3} \bar{U}), \quad (34)$$

4.3.4 冠层空气温度 T_{af} 与水汽混合比 q_{af}

根据能量与质量平衡原理, 在冠层顶有

$$H_a = H_c + H_g, \quad (35)$$

$$E_a = E_{tr} + E_w + E_g \quad (36)$$

则有

$$T_{af} = \frac{a_1 T_s + C_b \bar{U} T_a}{a_a + C_h \bar{U}}, \quad a_1 = \frac{1}{r_d} + \frac{1}{\bar{r}_b} \quad (37)$$

$$q_{af} = \frac{a_2 q_{\text{sat}}(T_s) + C_q \bar{U} q_a}{a_a + C_q \bar{U}}, \quad a_2 = \frac{\delta}{\bar{r}_b} + \frac{1 - \delta}{\bar{r}_b + \bar{r}_c} + \frac{\beta}{r_d} \quad (38)$$

把 T_{af} 和 q_{af} 代入式 (18) ~ (21) 和 (23) ~ (25), 则有

$$H_a = \rho_a c_p \frac{a_1 C_b \bar{U}}{a_1 + C_h \bar{U}} (T_s - T_a), \quad (39)$$

$$E_a = \rho_a \frac{a_2 C_q \bar{U}}{a_2 + C_q \bar{U}} [q_{\text{sat}}(T_s) - q_a], \quad (40)$$

$$H_c = \rho_a c_p \frac{1}{\bar{r}_b} \frac{C_h \bar{U}}{a_1 + C_h \bar{U}} (T_s - T_a), \quad (41)$$

$$E_w = \rho_a \frac{\delta}{\bar{r}_b} \frac{C_h \bar{U}}{a_1 + C_q \bar{U}} [q_{\text{sat}}(T_s) - q_a], \quad (42)$$

$$E_{tr} = \rho_a \frac{1 - \delta}{\bar{r}_b + \bar{r}_c} \frac{C_h \bar{U}}{a_2 + C_q \bar{U}} [q_{\text{sat}}(T_s) - q_a], \quad (43)$$

$$H_g = \rho_a c_p \frac{1}{r_d} \frac{C_h \bar{U}}{a_1 + C_h \bar{U}} (T_s - T_a), \quad (44)$$

$$E_g = \rho_a \frac{\beta}{r_b} \frac{C_h \bar{U}}{a_2 + C_h \bar{U}} [q_{sat}(T_s) - q_a], \quad (45)$$

本模式根据根区密度比率（该层根密度占总根密度的比例）大小，来确定因蒸腾从表面层和次表面层提取的水分通量，则有

$$E_{tr1} = r \times E_{tr}, \quad E_{tr2} = (1 - r) \times E_{tr}, \quad (46)$$

其中 r 为表面层占总根密度比例。

5 植被冠层和土壤内的水流通量

5.1 植被冠层对大气降水的截留

表面有植被覆盖时，通过冠层的大气降水，一部分会直接穿透叶子空隙或落到叶面后再溅落到土壤表面；另一部分则为叶面截留，当叶面水分积累大于叶子的最大承载能力时，多余的水分直接滴落到地面或沿叶茎表面流向地面。冠层对大气降水的截留率可表示为

$$P = \begin{cases} P_0 \{1 - \exp[1 - (\varphi_1 + \varphi_2) I_{leaf} / F_{veg}]\} F_{veg}, & \text{当 } w_{dew} < w_{dewmax} \\ 0, & \text{当 } w_{dew} \geq w_{dewmax} \end{cases} \quad (47)$$

5.2 土壤表面水分渗漏与土壤内水流通量

当表面层土壤水分饱和或落到表面的水分速率大于表面的最大水分渗漏率 K_s 时，降水会以表面径流的方式流走，否则渗漏进入土壤层，于是有

$$P_1 = \min(P_0 - P, K_s). \quad (48)$$

土壤内的水分运动，决定它的有两方面的作用，一是土壤基质毛细作用，二是重力作用。根据 McCumber^[8]给出的关系式

$$Q = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right)^{2B+3} + \frac{K_s \psi_{sat} B}{\theta_{sat}} \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right)^{B+2} \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (49)$$

式（49）右边第一项为重力项，第二项为毛细项。 z 的方向向下为正，原点取在土壤表面。对上式的差分，戴永久^[16]比较试验了 9 种差分方案，结果发现以中央差效果较为理想，式（49）的差分形式可表示为

$$Q_{i,i+1} = K_s \left(\frac{\theta_i + \theta_{i+1}}{2\theta_{sat}} \right)^{2B+3} + \frac{K_s \psi_{sat} B}{\theta_{sat}} \left(\frac{\theta_i + \theta_{i+1}}{2\theta_{sat}} \right)^{B+2} \frac{2(\theta_{i+1} - \theta_i)}{(D_i + D_{i+1})}. \quad (50)$$

($i = 1, 2$)

深层径流通量，本模式假定深层土壤与其下面土壤的水分交换以重力渗漏为主，忽略毛细势的作用，这样深层径流项可写为

$$Q_3 = K_s \left(\theta_3 / \theta_{sat} \right)^{2B+3}. \quad (51)$$

6 数值方案

温度和水控制方程 (1) ~ (2) 和 (7) ~ (10) 可以用下列发展方程表示:

$$\frac{\partial \bar{F}}{\partial t} = f(t, \bar{F}), \quad (52)$$

$$\bar{F}|_{t=0} = \bar{F}^0, \quad (53)$$

其中 $\bar{F}$ 为预报变量, $\bar{F}^0$ 为初始时刻的 $\bar{F}$ 值。应用王斌^[17]的拟牛顿迭代算法, 方程 (52) 的差分形式可写为

$$\bar{y}_0 = \bar{F}^n + \tau f(t_{n+1}, \bar{F}^n), \quad (54)$$

$$\bar{y}_{k+1} = \bar{y}_k - \frac{\bar{y}_k - \bar{F}^n - \tau f(t_{n+1}, \frac{\bar{y}_k + \bar{F}^n}{2})}{1 - \frac{1}{2} \tau f_F(t_{n+1}, \frac{\bar{y}_k + \bar{F}^n}{2})}, \quad (55)$$

其中 n 为时间步数, k 为迭代步数, τ 为时间步长。当 $\|\bar{y}_{k+1} - \bar{y}_k\| < \varepsilon$ 时, 则有

$$\bar{F}_{n+1} = \bar{y}_{k+1}. \quad (56)$$

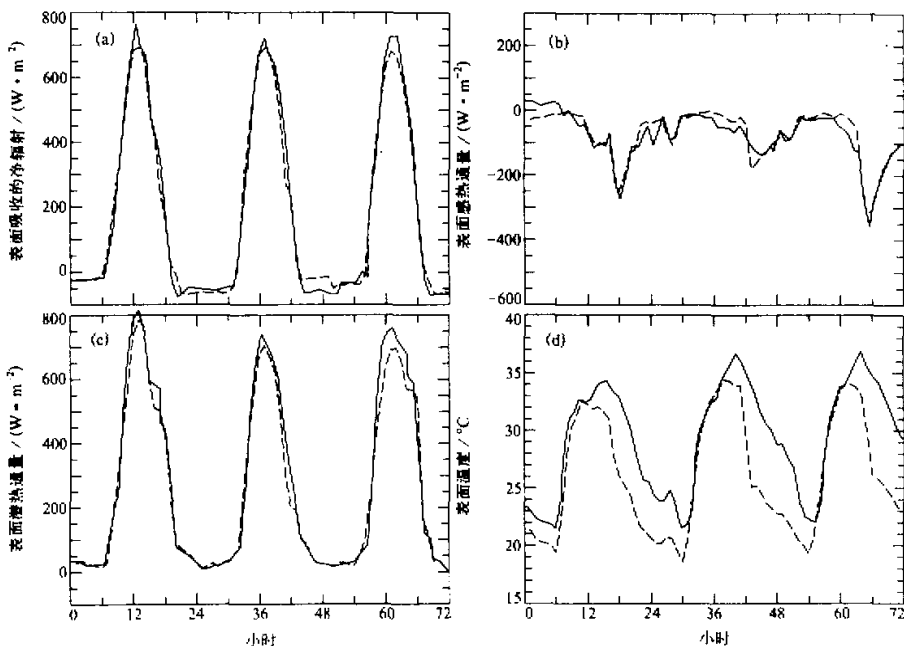


图4 吉勒盖勒地区棉田表面能量和温度日变化(1987年8月18~20日)模拟与观测对比
虚线为模拟结果, 实线为观测值, 图(d)的观测为1.4 m 高的空气温度

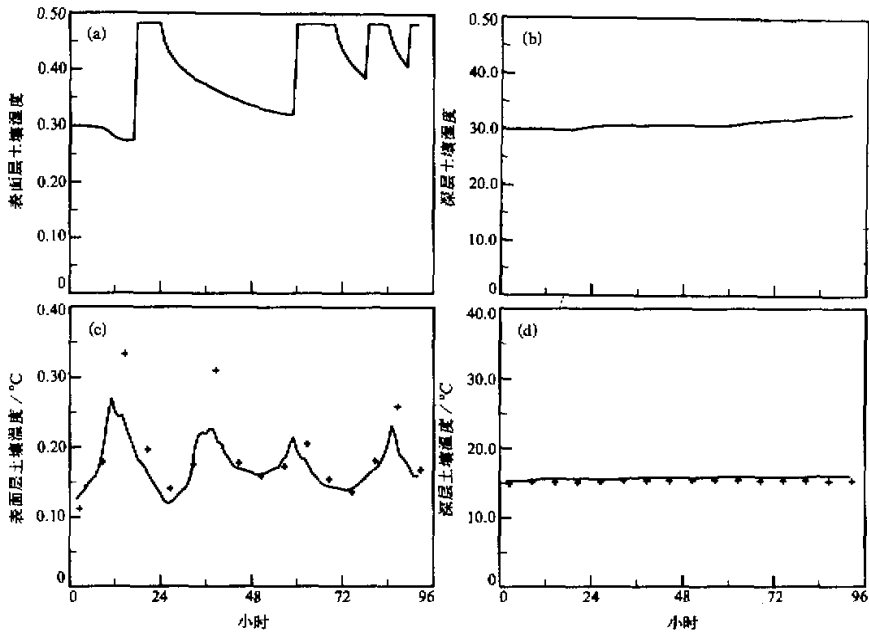


图5 长白山—森林皆伐地表面层土壤和深层土壤湿度及温度的日变化(1990年7月1~4日),
模拟与观测对比(实线为模拟值,“+”为观测值)

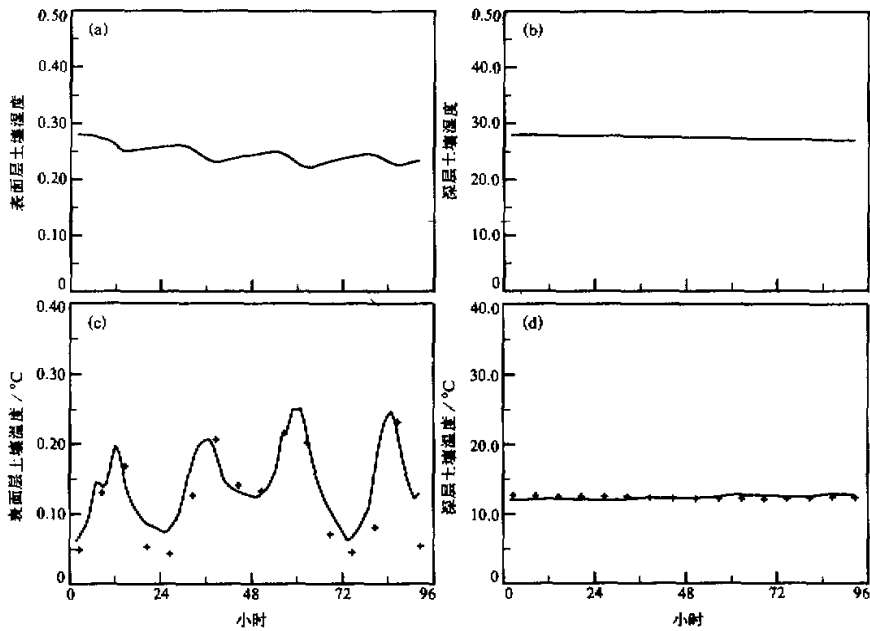


图6 长白山—森林皆伐地表面层和深层土壤湿度及温度日变化(1990年10月1~4日),
模拟与观测对比(实线为模拟值,“+”为观测值)

7 模式验证试验

为了检验模式性能, 首先对单点上的陆面过程进行模拟。运行模式, 必须有大气边界层的气象要素场(风速、空气温度、空气湿度、气压和大气降水)和到达表面的向下的太阳辐射和大气向下的长波辐射通量, 另外还必须知道表面的相关参数。利用两组观测资料, 开展了模式的验证试验。这两组资料分别是: 以色列吉勒盖勒地区棉田观测资料 and 长白山森林生态观测站林间空地上观测资料。下面将分别介绍这两组试验。

7.1 对吉勒盖勒棉田的表面过程模拟

吉勒盖勒位于以色列死海北面约 25 km 的约旦山谷中的一个非常干燥和炎热的地区, 海拔高度 300 m。我们选用了 1987 年 8 月 18 日至 20 日 3 天的观测资料, 这份资料有: 向下的太阳辐射、风速、空气温度和湿度(离土壤表面 4 m 的高度上, 没有大气降水, 土壤水分来自灌溉), 表面吸收的净太阳辐射, 表面向上的感热、潜热通量, 表面气温(0.1 m 的高度上)和深层土壤温度(0.2 m 深处)。另外, 还有与表面相关的特征及物理参数(见文献[18])。

图 4a~d 给出了表面吸收的太阳净辐射通量、感热、潜热和表面度的模拟与观测对照结果。在上午这段时间表面吸收的净辐射 100% 用于棉花叶子蒸腾。中午后, 当干热的风到达时, 感热和潜热之和超过了净辐射, 大气向叶面和土壤传送感热。气温度相对表面温度有一滞后, 这主要由热风影响。模拟与观测有较好的符合, 但模拟的净辐射和潜热在峰值点相对观测值略低。

7.2 对长白山森林生态站林间空地的表面过程模拟

这份资料是长白山林区的一个森林皆伐地空地上的常规气象观测, 观测要素有: 空气温度和湿度、风速, 大气降水和气压以及土壤层温度(表面和 0.8 m 深处)。表面参数见文献[19]。选用 1990 年 7 月 1 日至 4 日和 1990 年 10 月 1 日至 4 日两段时间的资料。

图 5a~d 给出了 1990 年 7 月 1 日至 4 日的表面与深层土壤的湿润度和温度的观测与模拟对照结果。降水与表面湿润度有着很好的对应关系。一有降水, 表面湿润度达到最大值。当降水结束后, 由于蒸发, 又慢慢干燥。在开始两天观测的温度有一很强的峰值, 这可能是由于观测的误差。图 6a~d 给出了 1990 年 10 月 1 日至 4 日的表面与深层土壤的湿润度和温度的观测与模拟的对照结果。由于这时段没有大气降水, 模拟结果相对 7 月份的情形稍好些。

8 结束语

本模式结构相对简单, 但它仍能较为全面地考虑了陆面的各种物理过程, 也有好的精度, 它可以大大减少计算量。本模式是针对大气环流模式所设计的, 它应该且必须描述全球各种陆面类型的表面过程, 为此还需做许多工作, 一是考虑雪盖表面过程, 二是完善本模式所必须的全球陆地各种表面类型的相关参数。

致谢: 第一作者对李劲钧研究员、欧阳兵副研究员和王暄工程师所给予的大力帮助表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 1 Charney, J.G., 1975, Dynamics of deserts and drought in Sahel, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101**, 193~202.
- 2 Charney, J.G., W.K. Quirk, S.H. Chow and J. Kornfield, 1977, A comparative study of the effects of albedo changes on drought in semiarid regions, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1366~1385.
- 3 Zeng Qingcun, Zhang Xuehong, Liang Xuezheng, Yuan Chongguang and Chen Shengfang, 1989, Documentation of IAP two-level atmospheric general circulation model, DOE/ER/60314-HI, TR044, 383pp.
- 4 Garratt, J.R., 1993, Sensitivity of climate simulations to land-surface and atmospheric boundary-layer treatments - A review, *J. Climate*, **6**, 419~449.
- 5 Deardorff, J.W., 1978, Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation, *J. Geophys. Res.*, **20**, 1889~1903.
- 6 Lin, J.D., 1980, On force-restore method for prediction of ground surface temperature, *J. Geophys.*, **86**, 3251~3254.
- 7 Dickinson, R.E., 1988, The force-restore model for surface temperatures and its generalizations, *J. Climate*, **1**, 1086~1097.
- 8 McCumber, M.C. and R.S. Pielke, 1981, Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model, 1. Soil Layer, *J. Geophys. Res.*, **86**, c10, 9929~9938.
- 9 Tsendar, J.L. and R.A. Pielke, 1992, Estimating the soil surface specific humidity, *J. Appl. Meteor.*, **31**, 480~484.
- 10 Businger, J.A., J.C. Wyngarrd, Y. Izumi and E.F. Bradley, 1971, Flux profile relationships in the atmospheric boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181~189.
- 11 赵鸣, 苗曼倩、王彦昌, 1991, 边界层气象学教程, 北京: 气象出版社, 360pp.
- 12 Dickinson, R.E., A. Henderson-Sellers, P.J. Kennedy and M.F. Wilson, 1986, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BTS) for the NCAR Community Climate Model, NCAR Tech. Note NCAR/TN-275+STR, 69pp.
- 13 Sellers, P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud and A. Dalcher, 1986, The design of a simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505~531.
- 14 Xue, Y., P.J. Sellers, J.L. Kinter and J. Shukla, 1991, A simplified biosphere model for global climate studies, *J. Climate*, **4**, 345~364.
- 15 Goudriann, J., 1977, *Crop Micrometeorology, A Simulation Study*, Wageningen Center for Agricultural Publishing and Documentation, 249pp.
- 16 戴永久, 1995, 陆面过程模式及其与GCM耦合模拟研究, 中国科学院大气物理所博士论文.
- 17 王斌, 1993, 一类改进的隐式迭代法, 全国博士后论文集, 北京: 国防工业出版社.
- 18 Naot, O. and Y. Mahrer, 1989, Modelling microclimate environments, A verification study, *Boundary-Layer Meteor.*, **46**, 333~354.
- 19 中国科学院长白山森林生态观测站, 1985, 森林生态观测研究 (I), 北京: 林业出版社, 412pp.

A Simple Land Surface Model for Use in AGCM

Day Yongjiu, Zeng Qingcun and Wang Bin

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract A simple land surface model for AGCM is introduced. It incorporates the calculations of ground temperature, canopy interception and soil wetness with a complete coupled numerical scheme. Plant morphology and leaf radiative properties have been considered in the treatment of radiation transfer within canopy simply and effectively. The parameterization for stomatal resistance, turbulent fluxes between surface and atmosphere, and heat and water transfer within soil has been presented. The scheme has been tested in three off-line experiments with the help of observational time series.

Key words ground temperature wetness water and heat transfer between surface and atmosphere