

植被对近地面层水热交换影响的参数化模型^{*}

刘树华 (北京大学地球物理系, 北京 100871)

黄子琛 刘立超 冯金朝(中国科学院兰州沙漠研究所, 兰州 730000)

【摘要】 应用植被对地表面与大气之间水热交换影响的参数化模型, 研究了不同植被类型的覆盖度、土壤湿度下垫面的土壤温度、叶温、近地面层气温及地表面与大气之间热量和水分交换. 并与相应的观测资料进行了比较. 结果表明, 模拟不同植被的温湿状况、辐射特征和能量平衡关系是合理的. 因此, 该参数化模型可应用于中尺度气象模拟、气候模拟和环境生态学的研究.

关键词 参数化模型 土壤-植被-大气系统 能量平衡

A parameterized model on moisture-heat exchange at near-ground layer. Liu Shuhua (Peking University, Beijing 100871), Huang Zichen, Liu Lichao and Feng Jinzhao (Institute of Desert Research, Academia Sinica, Lanzhou 730000). -Chin. J. Appl. Ecol., 1995, 6(2): 149-154.

This paper advances a parameterized model to study the influence of vegetation on the moisture-heat exchange at near-ground layer. With this model, the moisture-heat exchange between earth surface and atmosphere is studied under conditions of different vegetation and soil moisture regime. The results show that the simulation states of temperature, moisture, radiation and energy balance are reasonable, and thus, this parameterized model is capable of using to study mesoscale meteorological modeling, climate modeling and environmental ecology.

Key words Parameterized model. Soil-vegetation-atmosphere system, Energy balance.

1 引言

近年来, 大气和生态环境科学工作者对地-气相互作用过程的研究愈来愈重视^[1-13]. 动量、能量和水汽交换是地面与大气相联系的重要途径. 地表特征直接影响地-气之间的各种物质交换, 最终影响气候系统. 在大气环流和气候模式中, 对陆面参数化过程也极为敏感. 所以, 建立准确的陆面过程参数化模型, 已成为大气环流和气候模式发展的一个重要方向. 要准确建立陆面过程参数化模型, 就必须了解地表许多气象、水文和植物生理的特性, 因而需要气象学、土壤学和植物学等多学科科技人

员的广泛合作.

目前所掌握的关于热通量、水汽通量及 CO₂ 等气体在植被中的交换与吸收方面的观测资料和理论结果都非常有限. 由于全球广大地区都有植被, 且分布不匀, 所以在区域中尺度气象模式中忽略地表植被特征这一重要因素是很不合理的. 即使在植被稀少的干旱、半干旱地区, 植被对局地生态平衡、水热通量交换及气候特征也有重要影响^[4, 8]. 本文旨在提出一个研究植被和土壤特性对近地面层水热交换和能量平

^{*} 北京大学预研基金和中国科学院沙坡头沙漠研究站基金资助项目.

1993年3月14日收到, 6月6日改回.

衡影响的参数化模型,并应用该模型研究了我国华北、东北和西北不同植被和土壤类型的土壤、植被、大气温度和地-气能量平衡特征.

2 模 型

2.1 资料来源

土壤温度梯度,植被内及植被上近地面层气温梯度及叶温分别于 1984 年 4 月 17 日-6 月 8 日,1989 年 5 月 8-28 日,1992 年 8 月 8-18 日取自中国科学院地理研究所北京大屯生态系统试验站麦田,吉林省乾安县境内草原和中国科学院兰州沙漠研究所沙坡头沙漠研究试验站人工生态植被.

土壤温度采用自制热敏电阻地温表检测,仪器分辨率为 0.1 . 气温和叶温采用自制热电偶探头,仪器常数为 $200\mu\text{V}/^\circ\text{C}$,温度分辨率为 0.01 . 气温探头作了防辐射和电动通风处理. 叶温测量采用叶正反面 6 点测量取其平均的方法(麦田). 沙漠生态植被采用的是红外辐射仪测量.

净辐射通量和土壤热通量分别采用澳大利亚产 CN-1 型和 CN-3 型净辐射表和土壤热通量仪测量. 净辐表为通风积分式,安装高度为 1.5m. 土壤热通量仪埋深 1cm. 为提高代表性,麦田中采用作物行间 3 点测量取其平均的方法. 在草原和荒漠人工生态植被采用了单点测量.

2.2 建模

地表与大气能量和水汽的交换,主要是通过地表能量的传输过程、植被生物物理过程和水文过程进行的. 所以,模式由近地面层、植被冠层和土壤层组成. 植被覆盖度由 σ_f 表示,它是一个冠层阻挡短波辐射到达地面的面积平均遮蔽因子. 取值范围为 $0 \leq \sigma_f \leq 1$, $\sigma_f = 0$ 表示裸地,太阳总辐射完全达到地面,而 $\sigma_f = 1$ 则表示太阳总辐

射完全被冠层所遮蔽. 所以,冠层内的热量收支方程可由下式表示

$$(S_h - S_h) + (L_h - L_h) + (H_h - \lambda E_h) - (S_g - S_g) - (L_g - L_g) - (H_g + \lambda E_g) = 0 \quad (1)$$

式中 S 和 L 分别表示短波和长波辐射通量, H 和 λE 分别表示感热和潜热通量,脚标 h 和 g 分别表示植被顶面和地面, λ 为水汽化潜热. 上式中热量收支各项计算式为

短波辐射通量计算式:

$$S_h = (1 - A_z - A_f)S \quad (2)$$

$$S_h = [(1 - \sigma)(A_g + A_z) + \sigma_f(A_f + A_z)]S_h \quad (3)$$

$$S_g = (1 - \sigma_f)S_h \quad (4)$$

$$S_g = (A_g + A_z)(1 - \sigma)S_h \quad (5)$$

长波辐射通量计算式:

$$L_h = (0.616 + 0.0826 \ln e_a)(1 + 0.092n^2)\sigma T_a^4 \quad (6)$$

$$L_h = (1 - \sigma)[\epsilon_g \sigma T_g^4 + (1 - \epsilon_g)L_h] + \sigma[\epsilon_f \sigma T_f^4 + (1 - \epsilon_g)L_h] \quad (7)$$

$$L_g = (1 - \sigma)L_g + \sigma[\epsilon_f \sigma T_f^4 + (1 - \epsilon_f)\epsilon_g \sigma T_g^4]/(\epsilon_g + \epsilon_g - \epsilon_g \epsilon_g) \quad (8)$$

$$L_g = (1 - \sigma)[\epsilon_g \sigma T_g^4 + (1 - \epsilon_g)L_g] + \sigma_f[\epsilon_g \sigma T_f^4 + (1 - \epsilon_g)\epsilon_f \sigma T_f^4]/(\epsilon_g + \epsilon_g - \epsilon_g \epsilon_g) \quad (9)$$

式中 e_a 和 T_a 为近地层 $2m$ 处的水汽压和温度, n 为总云量($0-1$), T_g 和 T_f 分别为地面和植被表面的平衡温度(计算方法后面给出). ϵ_g 和 ϵ_f 分别为地面和植被表面的比辐射率, A_f 是植被表面反射率. ϵ_g 和

ϵ_f 和 A_f 值见表 1. S 为太阳总辐射(太阳直接辐射+ 散射辐射), 即

$$S = S_0 \cdot \sin Z \{ 1 - 0.024(\sin Z)^{-1/2} - 0.132(1.5/\sin)^{1/4} - [0.35/(1 + 6.43\sin Z) - 0.07(A_f + A_z)] \} \quad (10)$$

式中 S_0 为太阳常数, 取 $S_0 = 1367 \text{ W m}^{-2}$, Z 为太阳高度角, A_g 和 A_z 分别为地表面反射率和太阳高度角对地表面反射率的影响函数, 计算方法参见文献^[10].

感热和潜热通量项的计算式为

$$H_h = 1.1 N \rho_a C_p C_f U_{af} (T_f - T_{af}) \quad (11)$$

$$\lambda E_h = \lambda N \rho_a C_f U_{af} [q_s(T_f) - q_{af}] \quad (12)$$

$$H_g = \rho_a C_p C_{Hg} U_{af} (T_g - T_{af}) \quad (13)$$

$$\lambda E_g = \lambda \rho_a C_{Hg} U_{af} [q_g - q_{af}] \quad (14)$$

由(11) - (14)式得土壤-植被-大气连续体中垂直感热和潜热通量为

$$H_{gh} = H_g + H_h = p_a C_p C_{Hg} U_{af} (T_g - T_{af}) + 1.1 N p_a C_p C_f U_{af} (T_f - T_{af}) \quad (15)$$

$$\lambda E_{gh} = \lambda E_g + \lambda E_h = \lambda p_a C_{Hg} U_{af} (q_g - q_{af}) + \lambda N p_a C_f C_f U_{af} [q_s(T_f) - q_{af}] \quad (16)$$

式中 ρ_a 为空气密度, C_p 为干空气定压比热, N 为叶面积指数, 取值见表 1. U_{Hg} 为植被内地表无量纲水、热输送系数, 计算式为^[6]

$$C_{Hg} = (1 - \sigma_f) C_{Ho} + \sigma_f C_{Hh} \quad (17)$$

式中 C_{Ho} 和 C_{Hh} 为裸露土壤和植被顶的无量纲输送系数(表 1). C_f 为植被内无量纲水、热输送系数, 由下式计算^[6]

$$C_f = 0.01(1 + \frac{0.3}{U_{af}}) \quad (18)$$

风速 U_{af} 由下式计算^[2]

$$U_{af}(Z) = U_f \exp[\alpha(Z/h) - 1] \quad (19)$$

式中 $U_{(h)}$ 为植被顶处的风速, 衰减系数 α 取值见表 1. T_{af} 和 q_{af} 的值分别由下式确

定^[6]

$$T_{af} = (1 - \sigma_f) T_a + \sigma_f (a T_a + b T_f + c T_g) \quad (20)$$

$$q_{af} = (1 - \sigma_f) q_a + \sigma_f (a q_a + b q_f + c q_g) \quad (21)$$

式中 a 、 b 、 c 的取值分别为 0.3、0.6 和 0.1.

叶面感热和潜热通量为

$$H_f = H_h - H_g \quad (22)$$

$$\lambda E_f = \lambda E_h - \lambda E_g \quad (23)$$

将(2) - (9)式代入(1)式, 整理可得热量收支方程为

$$\begin{aligned} & \sigma_f [(1 - A_f) S_h + \epsilon_f L_h + \\ & \frac{\epsilon_f \epsilon_g}{(\epsilon_f + \epsilon_g - \epsilon_f \epsilon_g)} \sigma T_g^4 - \\ & \frac{(\epsilon_f + 2\epsilon_g - \epsilon_f \epsilon_g)}{(\epsilon_f + \epsilon_g - \epsilon_f \epsilon_g)} \epsilon_f \sigma T_f^4] = H_f + \lambda E_f \end{aligned} \quad (24)$$

可用 Newton-Raphsen 方法求得(24)式对 T_f 的解. T_g 用土壤-维热扩散方程求得^[3].

$$\frac{\partial T_g}{\partial z} = K_s \frac{\partial^2 T_g}{\partial z^2} \quad (25)$$

其中土壤热扩散系数 K_s , 在粘土和沙土中分别取值为 7.0×10^{-7} 和 $5.0 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

叶面平衡温度 T_f 的热量平衡方程为

$$C_c \frac{\partial T_f}{\partial t} = \sigma_f R_{nf} - H_f - \lambda E_f \quad (26)$$

式中, C_c 为植被热容量.

$$C_c = 0.02 N C_w \quad (27)$$

其中, C_w 为水的比热.

植被层顶净辐射通量 R_{nf} 为

$$R_{nf} = S (1 - A_f) + L_h - \epsilon_g \sigma T_g^4 - \epsilon_f \sigma T_f^4 \quad (28)$$

式中, σ 为 Stefan-Boltzmann 常数.

3 结果分析

模拟所需参数见表 1.

植被覆盖度 σ_f 反映了地表生态环境特征. 植被影响地表层与大气过程首先是

表 1 植被特征参数
Table 1 Characteristic parameters of vegetation

植被类型 Vegetation type	ϵ_g	ϵ_f	A_f	α_f	N	a	C_{H0}	C_{Hh}
小麦 Wheat	0.96	0.96	0.20	0.90	6	2.5	5.0×10^{-3}	9.6×10^{-3}
草原 Grassland	0.97	0.97	0.16	0.56	—	—	5.5×10^{-3}	9.0×10^{-3}
油蒿 <i>Artemisia ordica</i>	0.91	0.91	0.20	0.30	2	2	6.0×10^{-3}	8.56×10^{-3}
柠条 <i>Caragana korshinskii</i>	0.92	0.92	0.26	0.30	1.5	1.5	6.0×10^{-3}	8.5×10^{-3}

ϵ_g : 地面比辐射率 Ground emissivity; ϵ_f : 叶面比辐射率 Foliage emissivity; A_f : 叶面反射率 Foliage albedo; α_f : 植被覆盖度 Vegetation cover degree; N: 叶面积指数 Leaf area index; a: 衰减系数 Attenuation coefficient; C_{H0} : 裸露土壤无量纲、水热输送系数 Dimensionless heat and moisture transfer coefficient on bare land; C_{Hh} : 植被顶无量纲水、热输送系数 Dimensionless heat and moisture transfer coefficient at the top of canopy.

因为冠层蒸散量一般比裸地表面的蒸发大. 其次冠层的空气动力学粗糙度比平坦裸地面大. 因此, 植被表面物质和能量的垂直交换强于土壤表面. 由于这些作用, 随着植被覆盖度的变化, 不但引起地表与大气之间水、热通量的变化, 还将使得叶温和土壤温度的不同.

图 1 是湿润麦田、草原及半干旱沙漠稀疏人工植被区土壤表层模拟和实测湿度的日变化. 由图 1 可见, 地表层土壤温度受地表特征(植被覆盖度、土壤湿度等)影响较大. 植被覆盖度和地表土壤湿度最大的小麦植被土壤温度 T_g 的日变化最小, 只有 7.6 . 草原喝地麦湿度大, 但植被覆盖度小, T_g 的日变化为 13.6 . 而植被覆盖度为 0.3, 地表湿度仅为 0.05 的半干旱沙漠稀疏人工植被 T_g 的日变化可达 24.0 . 另外, 由图 1 还可看出, 在日出后, 半干旱沙漠稀疏人工植被的 T_g 迅速增大, 而湿润麦田地表层土壤温度 T_g 增大最缓慢. 3 种地表条件下 T_g 达到最大值的时间均在 13 时(地方时, LST)左右. 半干旱沙漠稀疏人工植被的 T_g 达到最大值后迅速减小, 草原 T_g 减小速度次之, 湿润麦田 T_g 减小速度最缓慢. 由图 1 可见, 湿润麦田的 T_g 模拟与实测值一致性最好, 而半干旱沙漠稀疏人工植被在中午前后, T_g 的模拟值小于实测值 2 左右.

图 2 为湿润麦田和半干旱沙漠稀疏人工植被平衡温度 T_f (平均叶温)和植被内

空气温度 T_{af} 的模拟和实测值的日变化. 由图 2 可见, T_f 和 T_{af} 的日变化形式同 T_g 很相似. 湿润故乡田植被 T_f 日变化振幅为 17.7 , 比相应的 T_g 振幅大 11.1 . 半干旱沙漠稀疏人工植被因种类不同, 其表面反射率不同, 而使 T_f 也不同. 实测柠条植被 T_f 日变化振幅为 19.2 , 油蒿为 22.5 . 在同一土壤条件下, 两种植物叶面平衡温度日变振幅的差异, 除与叶面反射率有关外, 还与植物根系深度、叶面蒸发率有关. 若植物根系深, 可吸收到较深处的土壤水分供植物叶面蒸发, 而导致叶面平衡温度较低. 从中国科学院兰州沙漠研究所沙漠头沙漠科学研究所的科技人员多年对柠

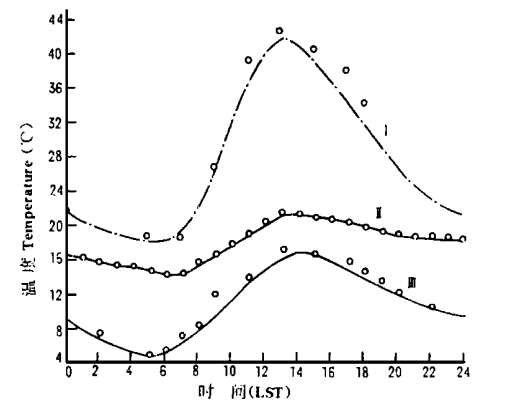


图 1 麦田、草原和半干旱沙漠人工稀疏植被区土壤表层(2.5cm)模拟和实测温度的日变化(其中 为实测值)
Fig 1 Diurnal variation of simulated and observed temperature of soil surface layer (2.5cm) in wheat field, grasslands and artificial vegetation of semi-arid desert regions(where 是 observation values).
. 荒漠 Desert, . 麦田 Wheat field, . 草原 Grassland.

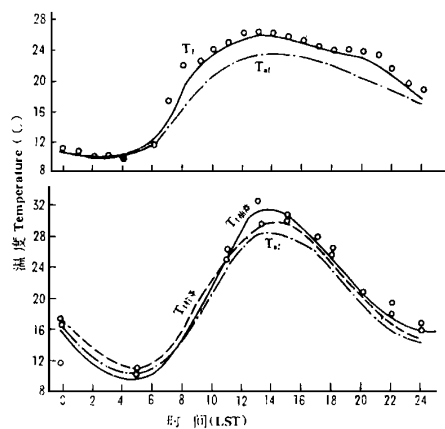


图2 麦田(a)、半干旱沙漠人工植被区(b)模拟和实测平衡叶温 T_f 和植被内空气温度 T_a 的日变化(其中 $T_{f,obs}$ 、 $T_{f,sim}$ 为观测值)

Fig. 2 Diurnal variation of simulated and observed leaf surface temperature (T_f) and mean air temperature in the wheat field (a) and the artificial vegetation (b) of semi-arid desert regions (where $T_{f,obs}$, $T_{f,sim}$ are observation values).

条和油蒿极系发育研究结果得到证实. 他们的研究表明, 柠条根系集中在 60—80cm 深处, 最大深度可达 150cm 左右. 而油蒿在近地面 10cm 沙层的水平根系较多, 主要根系在 40cm 左右的沙层中较密集, 65cm 以下基本无根系^[1]. 所以, 柠条除了叶面反射率较大外, 根系深还能吸收较深层土壤水分供叶面蒸发, 而导致叶面温度较低, 这充分说明了柠条叶面平衡温度低于油蒿的原因.

柠条和油蒿叶面平衡温度的模拟值与实测值比较表明, 模拟值在中午前后偏低 2 左右, 这可能是此时过高地估计了植被蒸散的作用所致. 麦田叶面平衡温度的模拟值与实测值较吻合.

图3是模拟计算的感热通量(H_h)、潜热通量(λE_h)、土壤热通量(G)和净辐射通量(R_{nf})的日变化与实测 R_{nf} 和 G 的比较. 图中 H_h 、 λE_h 正值表示植被和土壤表面吸收太阳短波辐射和大气长波辐射, 形成向上的通量输送. R_{nf} 和 G 则向下输送为正. 从图3可见不同地表植被和土壤湿度条件

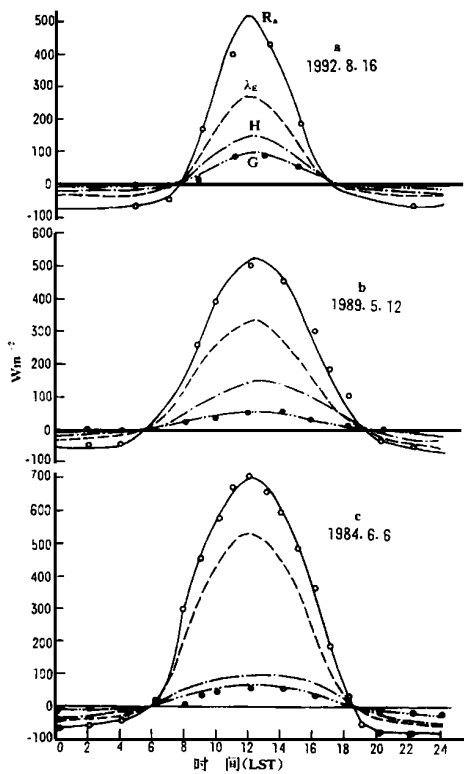


图3 地表面热量平衡各分量的日变化(图中 R_{nf} 、 λE_h 分别为净辐射通量和土壤热通量的实测值)

Fig. 3 Diurnal variation of heat balance components on surface (where R_{nf} , λE_h are observation values of net radiation and soil heat flux).

(a) 荒漠人工植被 Artificial vegetation in semi-arid desert regions, (b) 草原 Grassland, (c) 麦田 Wheat field.

的辐射平衡分量日变化的差异. 在湿润麦田, R_{nf} 的模拟和实测值较吻合, 而在半干旱沙漠人工植被区中午前后模拟值大于实测值.

5 结 论

5.1 植被覆盖度及土壤物理特征直接影响着土壤表面及近地面层大气的水热输送和能量平衡. 它们对局地气候和生态环境起着重要的调节作用.

5.2 模式能较准确地预测不同地区单点地表湿温状况和各种地表植被覆盖下垫面近地面层热量和水汽通量及其平衡关系.

5.3 本文参数化模型可应用于中尺度环

流和气候模式及环境生态学的研究. 但未作各种参数的综合比较敏感性试验的工作, 仍需通过敏感性试验研究, 使该参数化模型进一步完善.

参考文献

- 1 中国科学院兰州沙漠研究所沙坡头科学研究所. 1991. 包兰铁路沙坡头段固沙原理与措施. 宁夏人民出版社, 银川, 181- 185.
- 2 刘树华. 1990. 植被内部的风速分布规律和湍流交换. 气象, 16(3): 8- 12.
- 3 刘树华、崔艳、刘和平. 1991. 土壤热扩散系数的确定及其应用. 应用气象学报, 2(4): 337- 345.
- 4 Auen, L. H., Lemon, E. R. 1972. Net radiation frequency distribution in a corn crop. *Boundary Layer Meteorology*, 3(3): 246- 254.
- 5 Bouttier, F. et al. 1993. Sequential assimilation of soil moisture from atmospheric low-level parameters. Part I: Sensitivity and calibration studies. *J. Appl. Met.*, 32(8): 1335- 1351.
- 6 Deardorff, J. W. 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 84(C4): 1889- 1903.
- 7 Dragutin, T. M. et al. 1993. A resistance representation of schemes for evaporation from bare and partly plant-covered surface for use in atmospheric models. *J. Appl. Met.*, 32(12): 1938- 1954.
- 8 Kumar, A. et al. 1971. Convective heat transfer measurements of plants in a wind tunnel. *B. L. Met.*, 2(3): 218- 227.
- 9 Lin, J. D. Sun, S. F. 1986. A method for coupling a parameterization of the planetary boundary layer with a hydrological model. *J. Climate and Applied Met.*, 25(12): 1971- 1976.
- 10 McCumber, M. C., Pielke, R. a. 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.
- 11 Sellers, P. J. Dorman, J. L. 1987. Testing the simple biosphere model using point micrometeorological and biophysical data. *J. Climate and Applied Met.*, 26(4): 622- 651.
- 12 Wilson, M. F. et al. 1987. Investigation of the sensitivity of the land surface parameterization of the NCAR community climate model in regions of tundra vegetation. *J. Climatology*, 7(4): 319- 343.
- 13 Xinmei, H., Lyons, T. J. 1993. Estimation of surface energy balance from radiant surface temperature and NOAA AVHRR sensor reflectances over agricultural and native vegetation. *J. Appl. Met.*, 32(8): 1441- 1449.