

不同下垫面水分与能量传输模式

刘和平 刘树华 桑建国

(北京大学地球物理系, 北京 100871)

摘 要 首先从简单生物圈模式(Simple Biosphere Model)的物理模型出发, 对其控制方程进行了修改。土壤温度使用求解热传导方程得到, 土壤湿度使用了水汽扩散方程、Darcy的水流方程同时求解得到, 目的是使简单生物圈模式既能在有植被下垫面使用, 又能扩展到考虑水汽运动的沙漠地区使用。为了检验修改后的模式能适用于计算不同下垫面的地气之间水分和能量交换, 选择了草原、森林和沙漠三种类型, 在4个不同的实验点得到的资料, 进行了单点模式(OFF LINE)检验。结果表明, 修改后的简单生物圈模式模式可使用于不同下垫面地气之间水分和能量交换, 尤其是解决了沙漠地区水热传输的模拟问题。

关键词 简单生物圈模式 水流运动 水汽运动 下垫面

1 引言

不论是数值天气预报还是气候预报大气环流模式(GCM)都需要确定低层大气的辐射、感热、潜热和动量通量。

在GCM中使用的许多陆面过程模式都在每一网格点内独立确定反照率、曳力和能量分配特征, 但实际上在某种植被条件下, 这几种特征是相互紧密联系在一起的^[1]。植被叶子的光学特征、大小、数量、几何分布决定了表面的反照率和表面曳力特征, 同时与植被的生理参数一起又决定植被对蒸散的控制。陆面过程参数化的最完善的方式是模拟植被本身, 以相互关联的方式去计算反照率、曳力和地气交换的辐射通量、感热通量、潜热通量和动量通量, 这些通量进而反馈到位于其上的大气中, 影响大气环流的发展^[1,2]。

Dickinson等^[3]发展了一个生物圈-大气圈传输模式[Biosphere Transfer Scheme (BATS)]; Sellers等^[4]发展一个简单生物圈模式[Simple Biosphere Model, 以下简称为SiB], 较细致地考虑了植被在地气相互作用中的重要性。从这两个模式敏感性实验结果看, 在GCM模式中考虑植被的作用, 使得地气通量交换的计算更加趋于合理。在SiB模式中, 考虑植被作用的主要方法是模拟植被本身的生物物理交换过程, 让植被本身来确定它同大气和土壤之间的交换过程^[1,3~7]。

SiB模式是基于植被下垫面发展起来的生物圈物理过程模式, 但由于其土壤水热过程的局限性, 不能应用于干旱半干旱地区的水热输送问题^[8]。本文首先从SiB的物理模型出发, 对SiB的控制方程进行了修改(MSiB)。土壤温度使用求解热传导方程得到, 土壤湿度使用了水汽扩散方程和Darcy的水流方程同时求解得到, 目的是使SiB既能

1997-08-17收到, 1998-10-19收到再改稿

* 国家自然科学基金资助项目49575251, 并得到中国科学院沙坡头沙漠试验站基金(No. 9702)的资助

在有植被下垫面使用, 又能扩展到考虑水汽运动的沙漠地区使用。为了检验模式能适用于计算不同下垫面的地气之间水分和能量交换, 选择了草原、森林和沙漠三种类型, 在 4 个不同的实验点得到的资料, 进行了单点模式 (OFF LINE) 检验。

详细的 SiB 模式请参见文献[1,6,7], 下面仅给出其修改的部分。

2 修改后的 SiB (Modified SiB) 控制方程

2.1 陆面温度控制方程

在 SiB 中, 假设植被冠层有一定的热贮存^[1]:

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = R_{n,c} - H_c - \lambda E_c. \quad (1)$$

在 SiB 模式中, 土壤分为三层, 第一层为表面层 (通常为 0.02 m); 第二层为根区层, 分成若干层 (如 k 层); 第三层为重力渗透层。但在 MSiB 中, 为了更细致地描述土壤内的水热过程, 根区层进一步被分成若干层 (如 k 层), 重力渗透层也被分成若干层 (如 $n-k-1$)。土壤表层的温度主要是由地表的能量收支及其与下层之间的热量交换过程来决定, 而表层以下各层土壤温度则由土壤的热传导过程决定。

$$C_{gs} \frac{\partial T_{gs}}{\partial t} = \frac{R_{n,gs} - H_{gs} - \lambda E_{gs}}{d_1} + \frac{2}{(d_1 + d_2)d_1} \lambda(1)(T(2) - T_{gs}). \quad (2)$$

在方程(1)和(2)中, T_c 和 T_{gs} 分别为冠层和土壤表层温度 (单位: K); $T(i)$ 为第 i 层土壤温度, 其中 $T(1) = T_{gs}$; $R_{n,c}$ 、 $R_{n,gs}$ 为冠层土壤表层及其覆盖物吸收的净辐射 (单位: $W \cdot m^{-2}$); H_c 、 H_{gs} 为冠层土壤表层及其覆盖物的感热通量 (单位: $W \cdot m^{-2}$); E_c 、 E_{gs} 为冠层和土壤表层及其覆盖物的蒸散量 (单位: $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$); C_c 、 C_{gs} 为冠层和土壤表层及其覆盖物的热容量 (单位: $J \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$); $\lambda(i)$ 为热传导系数 (单位: $W \cdot K^{-1} \cdot m^{-1}$); 下标 c 表示植被冠层, g 表示地面覆盖物, s 表示裸土, gs 表示地面覆盖物及裸土共同作用。

考虑水汽运动, 热传导共同作用, 土壤中热传导方程可以用来计算表层以下土壤的温度:

$$C(i) \frac{\partial T(i)}{\partial t} = - \frac{\partial q_h(i)}{\partial z}, \quad (3)$$

其中 $q_h(i)$ 是第 i 层土壤的热通量:

$$q_h(i) = - \lambda(i) \frac{\partial T(i)}{\partial z} - \rho_1 L D_v(i) C_1(i) \frac{\partial T(i)}{\partial z} - \rho_1 L D_v(i) C_\theta(i) \frac{\partial \theta(i)}{\partial z}. \quad (4)$$

其中 $\lambda(i)$ 和 $C(i)$ 分别为热传导系数和土壤热容量, L 为蒸发潜热。式 (4) 右边第一项是由于热传导引起的热通量, 第二、第三项是由于水汽扩散而导致的热通量。 $C_\theta(i)$ 、 $D_v(i)$ 和 $C_1(i)$ 参见方程 (20)、(21) 和 (22)。

2.2 陆面水分控制方程

冠层的蒸散量 E_c 有二个分量: (1) E_{wc} 冠层潮湿部分的蒸发; (2) E_{dc} 根系从土壤抽吸导致的由冠层干的部分向大气输送的蒸腾量。

地面覆盖物和土壤层的蒸散量 E_g 有三个分量: ① E_{gc} 为地表覆盖物潮湿部分的蒸发, ② E_{dc} 为根系从土壤抽吸作用导致的、通过地表覆盖物干的部分向大气输送的蒸腾量, ③ E_s 为从土壤表层直接的蒸发量。

冠层和地表覆盖物水份收支是由其截留的降水、蒸发和凝结决定, 其控制方程为:

冠层:

$$\frac{\partial M_c}{\partial t} = P_c - \frac{E_{wc}}{\rho_l}, \quad (5)$$

地表覆盖物:

$$\frac{\partial M_g}{\partial t} = P_g - \frac{E_{wg}}{\rho_l}, \quad (6)$$

其中 M_c 、 M_g 为在冠层及地表覆盖物上水分贮存量 (单位: m); $M_c \leq M_{c, \max}$, $M_g \leq M_{g, \max}$, 其中 $M_{c, \max}$ 、 $M_{g, \max}$ 分别是冠层和地面覆盖物的最大水分储量 (单位: m), 等价为单位叶面面积 0.2 mm 深的水量。 P_c 、 P_g 为冠层及地表覆盖物的水分截留 (单位: $m \cdot s^{-1}$); E_{wc} 、 E_{wg} 为冠层及地表覆盖物润湿的部分的水分蒸发 (单位: $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$); ρ_l 为水的密度 (单位: $kg \cdot m^{-3}$)。

土壤表层湿度是由其水分收支 (降水、蒸散、灌溉) 及其向下的重力渗透、水力扩散所决定, 土壤表层以下各层的土壤湿度是由重力渗透、水力扩散及蒸腾抽吸所决定。其水分的控制方程如下:

$$\frac{\partial W(1)}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s d_1} \left[p_l - \frac{1}{\rho_l} (E_s + E_{dc,1} + E_{dg,1}) - Q(1) \right], \quad (7)$$

$$\frac{\partial W(i)}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s d_i} \left[\frac{\partial Q(i)}{\partial z} - \frac{1}{\rho_l} (E_{dc,i} + E_{dg,i}) \right] \quad 2 \leq i \leq k, \quad (8)$$

$$\frac{\partial W(i)}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s d_i} \left[\frac{\partial Q(i)}{\partial z} - Q_n \right] \quad k < i < n, \quad (9)$$

d_i 为第 i 层土壤厚度 (单位: m); $Q(i)$ 为第 i 层土壤水的通量 (单位: $m \cdot s^{-1}$); K_s 为饱和土壤的水力扩散系数 (单位: $m \cdot s^{-1}$); $Q(i)$ 是第 i 层水通量, 由两部分组成, 一是水流通量 $U_l(i)$, 另一个是水汽通量 $U_v(i)$, 这样可以得到:

$$Q(i) = U_l(i) + U_v(i). \quad (10)$$

设 k 层的深度为根系的最大深度; 设 P 为冠层上的降水率 (单位: $m \cdot s^{-1}$); P_1 为降水后在第一层土壤中贮存的部分:

$$P_1 = \min(P_0, K_s), \quad (11)$$

P_0 为降到地面的有效降水率:

$$P_0 = P - (P_c + P_g), \quad (12)$$

当 $W(i)=1$ 时, $P_1 = 0$ 。

在土壤的底部, 仅考虑重力流的作用, 流出的水分被称为深层土壤径流, 将流入地下水。深层土壤径流 $Q_n = K_s \cdot W(n)^{2B+3}$ (单位: $m \cdot s^{-1}$)。

当表层土壤饱和或降水速率（或灌溉）大于表层土壤的最大水分入渗率时，到达地面的水分就形成表面径流。表面径流 $(p_0 - p_1)$ 与重力渗透率的重力出水流 Q_n （即深层径流）共同形成径流(run off)（单位： $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ）：

$$R_{\text{off}} = (P_0 - P_1) + Q_n. \quad (13)$$

2.3 土壤中的水流运动

在土壤含水量较大时，土壤中的水分运动主要是受重力和毛细管力的共同作用下运动，目前描述水分运动的较为常用的方案是 Darcy 给出的经验关系式：

$$U_1(i) = -\rho_1 K(i) \cdot \frac{\partial}{\partial z} [\psi(i) + z], \quad (14)$$

$U_1(i)$ 为第 i 层的水流量， $K(i)$ 为第 i 层土壤水力传导率（hydraulic conductivity）， $\psi(i)$ 为第 i 层土壤水势。方程右边的第一项为毛细管力作用项，第二项为重力作用项。土壤水力扩散系数 $k(i)$ 是与水势有关系的函数，根据文献[8]~[10]可以得出：

$$K(i) = K_s W(i)^{2B+3}, \quad (15)$$

B 为在对数坐标下的土壤水分持结曲线斜率， $W(i)$ 为第 i 层土壤的饱和度。其中土壤水势 $\psi(i)$ 可以写成^[8]

$$\psi(i) = \psi_s \cdot W(i)^{-B}, \quad (16)$$

ψ_s 为饱和土壤的水势。把式（15）、（16）代入式（14）后，可得水流量为

$$U_1(i) = -\rho_1 \left[K_s \cdot W(i)^{2B+3} - K_s \cdot \psi_s \cdot B \cdot W(i)^{B+2} \cdot \frac{\partial W(i)}{\partial z} \right]. \quad (17)$$

2.4 土壤中的水汽运动

在目前的陆面参数化方案中，基本忽略了汽态水的扩散在土壤水分输送和土壤表面蒸发的贡献，许多研究表明^[11,15]：当土壤体积含水量低于 0.05 时，水汽的输送比液态水更为重要，干旱沙漠约占全球陆面的 $1/4$ ，而其中的水分运动基本上表现为水汽运动，所以在 MSiB 模式中考虑水汽的运动是十分必要的。

土壤中的水汽通量 $U_v(i)$ 可以表示成^[10~12,15]

$$U_v(i) = -C_\theta(i) D_v(i) \frac{\partial \theta(i)}{\partial z} + D_v(i) C_1(i) \frac{\partial T(i)}{\partial z}. \quad (18)$$

其中，

$$C_\theta(i) = \frac{h_r g}{R_w^2 T(i)^2} \frac{B \psi_s}{\theta_s} \left[\frac{\theta(i)}{\theta_s} \right]^{-B-1} = \frac{h_r g}{R_w^2 T(i)^2} \frac{B \psi_s}{\theta_s} W(i)^{-B-1}, \quad (19)$$

$$D_v(i) = 229 \times 10^{-7} \left(\frac{1000}{P_s} \right) \left[\frac{T(i)}{273.15} \right]^{1.75} [\theta_s - W(i) \theta_s]^{5/3}, \quad (20)$$

$$C_1 = -\frac{h_r}{R_w^2 T(i)^2} \left\{ T(i) \frac{de_{\text{sat}}[T(i)]}{dt} - \left[\frac{\psi(i)g}{R_w T(i)} + 1 \right] e_{\text{sat}}[T(i)] \right\}. \quad (21)$$

式中， h_r 为土壤相对湿度， $h_r = \exp[\psi(i)g / R_w T(i)]$ ， R_w 为水的气体常数（ $461.296 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ）， P_s 为表面大气压；其中， $e_{\text{sat}}(T)$ 是温度为 $T(i)$ 时的饱和水汽压。

3 实验场地及资料来源

3.1 HEIFE 实验

黑河地区地气相互作用野外观测实验研究(HEIFE)属于 HAPEX 的一部分^[16], HEIFE 实验地区位于中国西北干旱地区黑河流域中部, 属于亚洲内陆腹地典型的干旱地区, 下垫面类型包括绿洲、沙漠、戈壁。本文使用的资料是“加强观测期(IOP)”观测中 1992 年 6 月 6 日 00:00 至 1992 年 6 月 12 日 23:00 沙漠站(日方)的观测资料强迫场资料和湍流通量。

3.2 中国科学院沙坡头沙漠试验研究站资料

沙坡头位于(37°27'N, 104°57'E), 属于我国西北内陆半荒漠区, 在气候上具有高温干燥、多风的特征。土壤以细粒沙为主, 物理性粘粒含量很少, 不利于植物生长发育。地下水埋藏很深, 达几十米以下, 不能为植物所利用, 沙土的持水力很弱, 沙层除表面干沙层以外, 湿沙层的稳定含水量为 2%~3%, 这说明沙层内尚有 1.4%~2.4% 的含水量可供植物利用。田间持水量为 3.34%~3.96%, 凋萎含水量 0.7%。格状沙丘多呈裸露状态, 植物极少, 主要有沙米、籽蒿及花棒等, 覆盖率仅 1%~2%。本文使用的资料是 1993 年 8 月 14 日~8 月 18 日在沙坡头测量的降雨量、土壤体积含水量和蒸发量^[14]。其中土壤含水量是利用中子水分仪测得的, 测量深度从裸沙地表面到 2.07 m。由于裸沙地, 覆盖率几乎为零, 不考虑其作用。

3.3 草原下垫面 Cabauw 实验

Cabauw 实验点位于荷兰中部平坦的草原上(51°58'N, 4°56'E), 实验是 1987 年在 200 m 的铁塔上进行, 得到了 30 min 一次, 长达一年的观测资料, 本文选用的是 7 月份资料。观测的项目有: 大气强迫场资料、表面通量、土壤和植被的物理特征参数。观测高度为 20 m, 观测场周围 200 m 无任何障碍物, 盛行风方向的远处, 有一些零星的小树, 观测期间, 草的覆盖度为 99%, 叶面面积指数为 1.8。

3.4 亚马孙流域微气象实验

实验观测点设在离巴西亚马孙马瑙斯(Manuas) 25 km 的森林中(2°57'S, 59°57'W), 树高 35 m, 地表和植被特征都具有相当的代表性。强迫场资料是在距地面 45 m 处用 2 个自动气象站测得。观测的项目有每小时平均的净辐射、太阳短波辐射、气温、湿球温度、风向、风速和雨量。本文使用了 1983 年 9 月 5 日至 9 月 8 日的观测资料; 其中土壤参数和植被参数来源于参考文献[6,7,13]。

4 结果及讨论

在 MSiB 模式中, 本文把 SiB 模式中描述土壤内的水热交换参数化方案进行了修改, 用热传导方程代替了强迫恢复方法; 在水流运动基础上, 同时使用了水汽运动方程, 为的是使模式既能在植被覆盖的下垫面使用, 又能在沙漠中使用。

为了说明在干旱或半干旱沙漠地区考虑水汽运动的必要性, 下面做了一个数值实验, 利用本模式模拟了沙漠地区的蒸发与土壤含水量的变化情况。设模式中沙漠的总厚

度为 60 cm, 被分为 30 层, 设每层土壤饱和度的初始值为 0.072, 同时假定表面以 $4 \times 10^{-4} \text{ mm} \cdot \text{s}^{-1}$ 的速率蒸发 (沙漠中蒸发的特征值约为 $10^{-4} \text{ mm} \cdot \text{s}^{-1}$)。图 1 是在模式中仅考虑水流运动的模拟结果 (SiB 模式仅考虑了水流运动), 可以看出, 只有第一层的土壤含水量由于蒸发而减少, 但以下各层的含水量均没有变化。而图 2 是既考虑了水流运动又考虑了水汽运动的结果, 可以看出随着时间的推移, 以下各层的水汽由于表层蒸发的驱动均向上运动, 到 10 小时后已经影响到 12 cm 处土壤含水量的变化。这个数值实验的结果表明了, 仅用水流方案描述土壤内水分传输过程是不真实的, 必须考虑水汽运动。

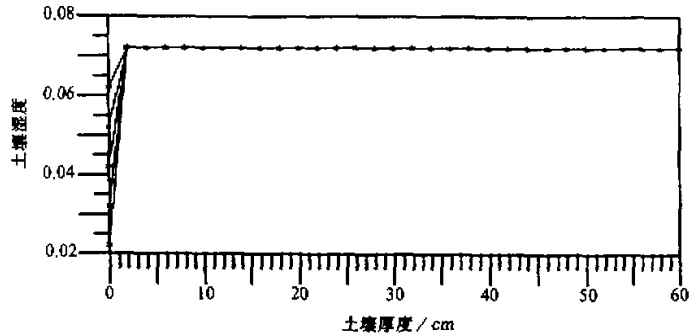


图 1 沙漠中仅考虑水流运动时土壤含水量模拟结果

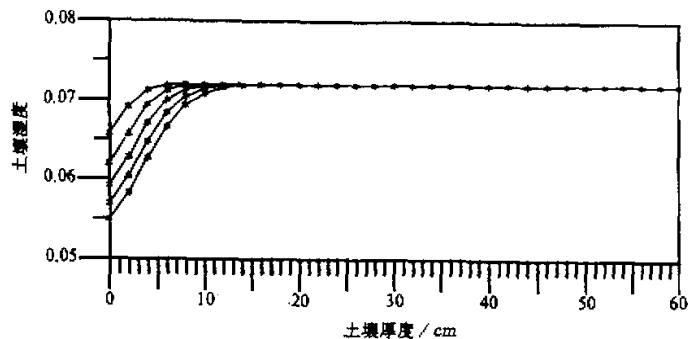


图 2 沙漠中考虑水流和水汽运动时土壤含水量模拟结果

在上面数值模拟的基础上, 我们使用 HEIFE 沙漠站和沙坡头站的实验资料对模式进行验证。

在不同的植被和土壤的下垫面, 不同的参数控制着地气之间的通量交换。裸地是一种近乎理想的下垫面类型。在这种情况下, 物理交换过程大大简化。因为在完全裸地或覆盖度很小且植被底矮的情况下, 植被的作用消失或几乎没有影响, 这样与植被有关的参数就不再起作用。通量大小主要取决于土壤内的水热传输过程及裸土表面与大气之间的交换过程。同时地表与参考高度之间的空气动力学阻抗 γ_a , 土壤表层阻抗 γ_{surf} 等参数

变得十分重要。因此只要土壤的水热传输过程描述准确, 土壤的特征参数选择正确, 模拟的精度会大大地提高。而通过分析表明沙漠内水热传输过程描述的正确与否和土壤内水热传输系数的计算有密切的关系。

图 3 和图 4 是对 1993 年 8 月 14 日至 8 月 15 日沙坡头裸沙地一次降雨的下渗过程和蒸发过程的模拟。图 3 中的“△”是 8 月 14 日 00 点的一次用中子水分仪测得的土壤含水量廓线^[14], 并以这次观测值为初始场, 经历一次夜间降雨过程后 (22.2 mm), 模拟降雨的下渗过程和蒸发过程, 比较结果十分理想。而图 4 是再经过蒸发过程, 到 8 月 18 日 12 点时模拟值与观测值的比较图, 从结果来说模式能真实反映沙漠的水流和水汽运动。由于土壤内部的水分扩散系数非线性地依赖于土壤水量, 因此土壤含水量较小的误差, 必然导致水分扩散系数的误差, 进而又影响土壤含水量的计算精度, 所以我们在处理水汽扩散系数 (沙漠下垫面) 和水的扩散系数 (湿润下垫面) 时, 采取了十分谨慎的态度。另外在土壤参数的选取方面, 如饱和土壤的水力传导率, 饱和水势等由于没有观测值, 在总结了文献中介绍的取值范围内^[13,15], 做了大量的数值实验。模拟的结果也说明了沙漠的土壤参数的选择是合理的。

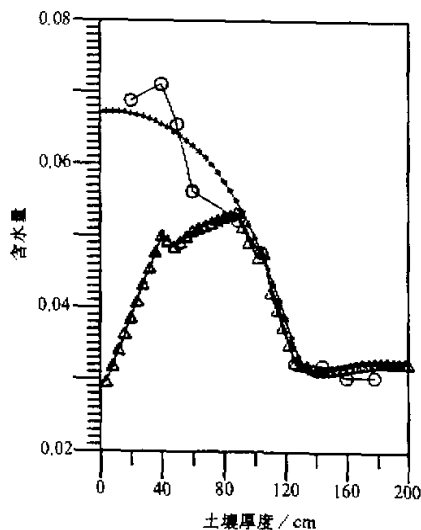


图 3 沙坡头沙地降雨入渗和蒸发后土壤含水量观测和模拟

△: 1993 年 8 月 14 日 00:00 观测值;
○: 1993 年 8 月 15 日 08:00 观测值;
*: 1993 年 8 月 15 日 08:00 模拟值

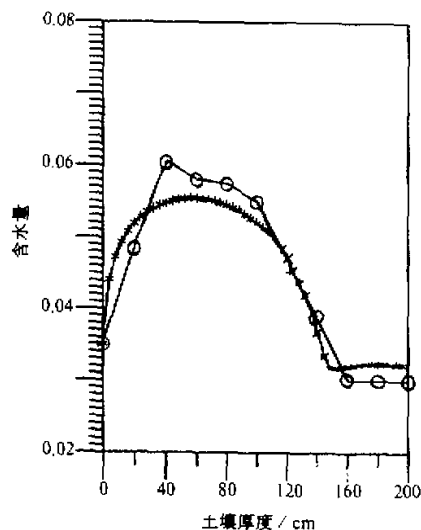


图 4 沙坡头沙地经蒸发过程后土壤含水量的观测和模拟

○: 1993 年 8 月 18 日 12:00 观测值;
*: 1993 年 8 月 18 日 12:00 模拟值

在上面对土壤过程验证的基础上, 下面计算表面与大气之间的通量交换。图 5a~c 是在 HEIFE 沙漠地的净辐射、感热通量和潜热通量的模拟值和观测值的比较结果。从图中可以看出模拟值和观测值有较好的吻合。在 HEIFE 沙漠地的白天, 约 61% 的辐射收支用于感热输送, 约有 6.5% 的能量用于微弱的沙地蒸发, 约 32.5% 的辐射收支以土

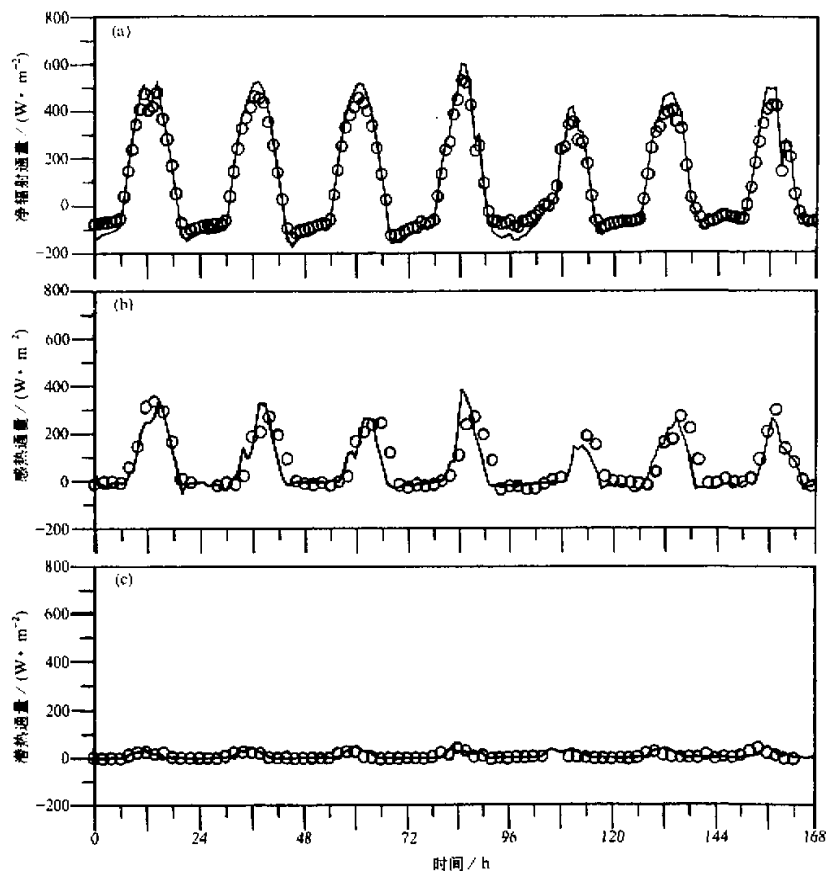


图5 HEIFE 沙漠地区净辐射 (a)、感热通量 (b)、潜热通量 (c) 的观测和模拟
(1992 年 6 月 6 日 00:00~12 日 23:00)
——: 模拟值; ooo: 观测值

壤热通量的形式储存在土壤内，晚上又以长波辐射的方式向大气发射，因此正确描述占如此大比重的能量收支显得十分重要。辐射收支是影响局地气候或区域性气候的关键因子，为此土壤内的温度的计算方案是决定能量交换的一个重要因素。从图 6 结果可以看出，修改后的模式能正确描述土壤内各层温度的周日循环。在计算的过程中，我们还发现土壤热容量和热传递传导系数的确定对计算结果的精度有较大的影响。

为了证明修改后的模式仍然适用于润湿的植被下垫面下的水热输送模拟，本文选择了 Cabauw 草原和亚马孙森林的实验资料进行了模拟。可以预计，在茂密的森林（如亚马孙热带雨林），土壤表层与大气之间的能量交换处于次要的地位，因此土壤表面阻抗(γ_{surf})、土壤表面与冠层之间的交换阻抗(γ_d)、土壤表面的分光的反照率以及地表覆盖物的一些物理参数都变得相对不重要。同时，冠层气孔阻抗的计算、冠层边界层阻抗的计算、冠层与大气之间空气动力学阻抗等参数变得至关重要。这样便使通量传输过程变得较为简单，只要使那些敏感的控制参数确定准确，就能得到比较好的结果。

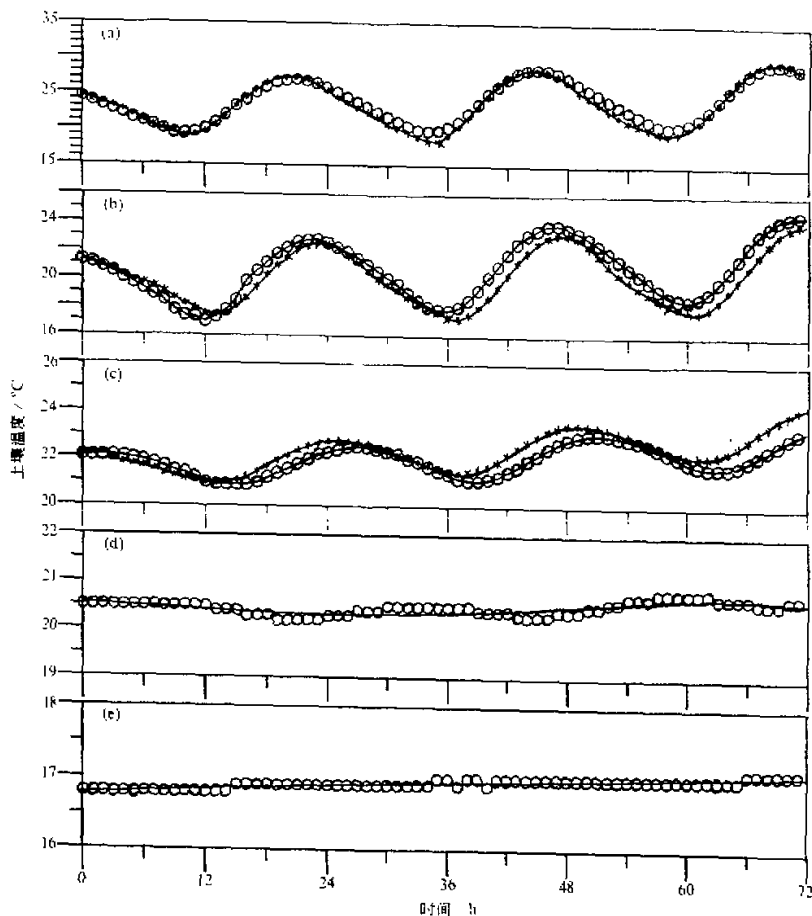


图 6 HEIFE 沙漠地区土壤温度的观测和模拟

(1992 年 6 月 6 日 00:00~8 日 23:00)

(a) 5 cm; (b) 10 cm; (c) 20 cm; (d) 40 cm; (e) 80 cm. o: 观测值; -: 模拟值

在亚马孙森林, 覆盖度高达 98%, 而 SiB 模式是基于这种高大而又稠密的植被下垫面设计的。这种下垫面对于 SiB 几乎是一种近于理想的植被覆盖类型, 因此描述辐射传输的二流近似方法、表面与大气之间交换阻抗、冠层的总体边界层阻抗等计算的条件得到充分的满足。同样在 Cabauw 实验中, 下垫面类型是稠密的草地 (覆盖度达 99%), 选择合适的植被参数, 其物理交换过程仍然满足 SiB 设计的物理框架, 得到的通量精度仍然很高。

图 7 和图 8 分别是 Cabauw 草原和亚马孙森林的净辐射通量、感热通量、潜热通量的模拟值与观测值的比较图, 可以看出两者有很好的吻合。能量的分配与下垫面特征的关系十分密切, 它不仅与下垫面的类型有关, 而且与植被的覆盖度和生理特征、土壤类型、土壤含水量等有关。有植被的情况下植被体所获得的净辐射大部分用于植被的蒸

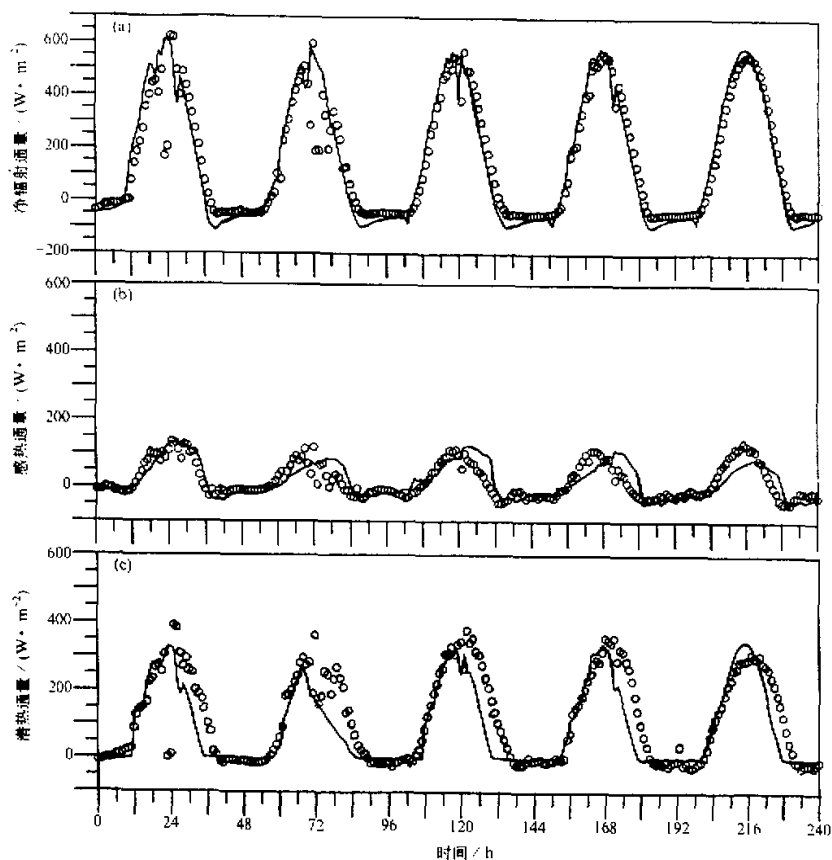


图7 Cabauw 草原净辐射 (a)、感热通量 (b)、潜热通量 (c) 的观测和模拟
(1987年7月1日00:00~5日23:00)
——: 模拟值; ooo: 观测值

散作用 (>50%), 这是植物生命活动的标志。植被通过叶面的不断蒸腾作用来保持叶面温度在光合作用最适宜的温度范围之内。另一方面植被的光合作用需要保持 CO_2 和 O_2 的输送, 这样不可避免地造成水分损失。因此在植被覆盖表面特定情况下, 植被生命活动旺盛时, 蒸腾的潜热多; 生命活动停止 (如枯死) 后, 感热便随之增大而潜热逐渐减小。

5 结论

从模式的结果看, 修改后的模式对稠密的下垫面 (如森林和草原) 仍有较好的模拟的能力。由于模式采用了不同于 SiB 的处理方法, 对裸土, 尤其在沙漠的地气交换和土壤内的水分传输方面也得到比较好的结果。在目前的陆面过程模式中不同程度地考虑

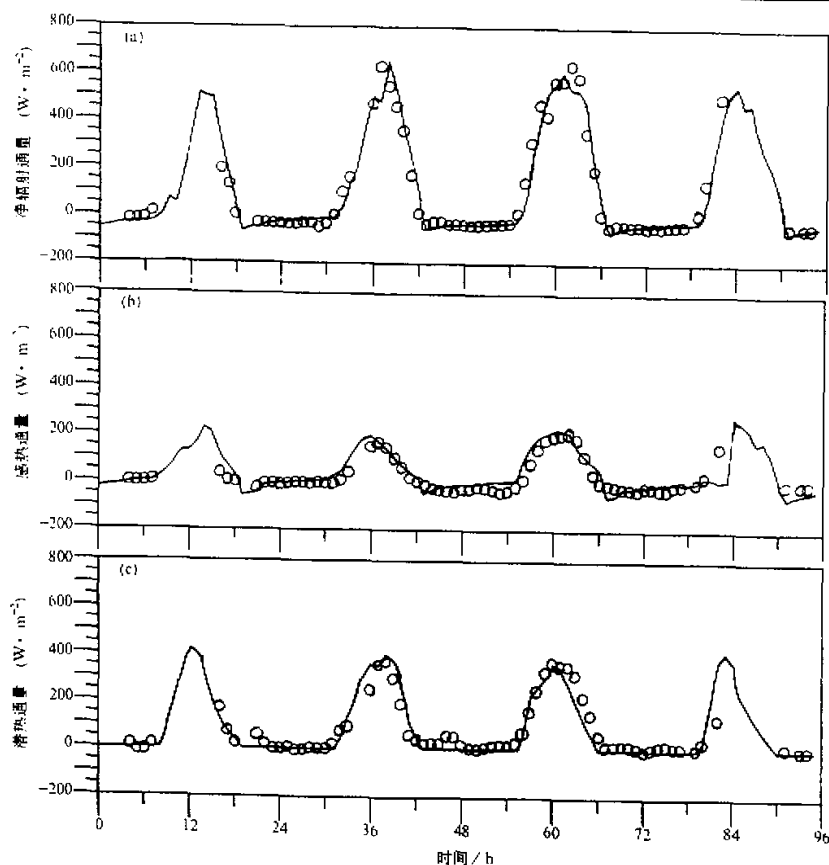


图8 亚马孙森林净辐射 (a)、感热通量 (b)、潜热通量 (c) 的观测和模拟
(1983 年 9 月 5 日 00:00~8 日 23:00)
——: 模拟值; ooo: 观测值

了植被在地气交换中的作用, 随着跨学科研究的不断深入, 人们对土壤-植被-大气之间的相互作用将研究得越来越深入, 对陆面物理过程的考虑会越来越复杂。目前一个关键的问题是在复杂研究的基础上怎么合理地简化模式, 找出陆面在水分和能量交换过程中的关键因子, 而得到一个既简单又能合理描述陆面过程的、能在 GCM 中应用的陆面过程方案。这是以后模式研究的一个关键问题。本模式仅考虑植被和裸土的情况, 其他几个常见类型的下垫面如雪盖、冻土、稀疏植被下垫面等均未涉及, 而这几种下垫面对全球气候变化的影响也是十分重要的, 到目前为止仍没有公认的很好的参数化方案。

修改的 SiB 模式 (MSiB) 可为我国气候敏感带 (37~40°N) 的草原和森林下垫面的土壤-植被-大气之间相互作用的研究能提供一个参数化方案。另外我国干旱半干旱地区占有很大的比重, 也是我国气候敏感带研究的一个重要方面, 本模式也可为干旱半干旱地区大面积植树造林、提高覆盖度、改善局地生态环境、沙漠合理化逆转提供一个水热交换方案。

致谢: 十分感谢戴永久博士、孙岚博士提供了部分资料并提出了许多宝贵的建议。特别感谢孙淑芬教授, 他的指教使作者受益匪浅。

参 考 文 献

- 1 Sellers, P. J., Mintz, Z., Sud, Y. C. and Dalcher, A., 1986, A simple Model (SiB) for use within general circulation Models, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505~531.
- 2 Sato, N., Sellers, P. J., Randall, D. A., Schneider, E. K., Shukla, J., Kinter, J. L., Hou, T-T. and Albertai, E., 1989, Effects of implementing the simple biosphere model in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2757~2782.
- 3 Dickinson, R. E. et al., 1986, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR community climate model, NCAR / TN~275+STR.
- 4 Dickinson, R. E. and Sellers, A. H., 1988, Modelling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parameterizations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **114**, 439~462.
- 5 Dickinson, R. E. et al., 1993, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as coupled to the NCAR community climate model, NCAR / TN~387+STR.
- 6 Sellers, P. J., Shuttleworth, W. J. and Dorman, J. L., 1989, Calibrating the simple biosphere model for Amazonian tropical forest using field and remote sensing data. Part I: Average calibration with field data, *J. Appl. Met.*, **28**, 727~759.
- 7 Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Dorman, 1987, Testing the simple Biosphere Model (SiB) with point micrometeorological and biophysical data, *J. Climate Appl. Meteorol.*, **26**(5), 622~651.
- 8 Clapp, R. B., 1978, Empirical equations for some soil hydrologic properties, *Water Resour. Res.*, **14**, 601~604.
- 9 Milly, P. C. D., 1984, A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil, *Water Resour. Res.*, **20**, 1087~1098.
- 10 Milly, P. C. D., 1992, Potential evaporation and soil moisture in general circulation models, *J. Climate.*, **5**, 209~226.
- 11 Philip, J. R. and de Vries, D. A., 1957, Moisture movement in porous materials under temperature gradients, *Transaction, American Geophysical Union*, **38**, 222~232.
- 12 Philip, J. R., 1957, Evaporation, and moisture and heat fields in the soil, *J. Meteor.*, **14**, 354~366.
- 13 Xue, Y., Sellers, P. J., Kinter, J. L. and Shukla, J., 1991, A simplified biosphere model for global climate studies, *J. Climate.*, **4**, 345~364.
- 14 刘家琮等, 1995, 沙漠生态系统研究, 兰州: 甘肃科学技术出版社.
- 15 牛国跃, 1995, 干旱区非均匀陆面过程的数值模拟及参数化, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文.
- 16 Gao Youxi and Hu Yinqiao, 1993, *Advances in HEIFE Research (1987~1994)*, Special Issue 1, Beijing: China Meteorological Press.

A Modified SiB to Simulate Momentum, Heat and Water Transfer over Various Underlying Surfaces

Liu Heping, Liu Shuhua and Sang Jianguo

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871)

Abstract Based on the Simple Biosphere Model (SiB), a Modified SiB model (MSiB) is developed to simulate momentum, heat and water fluxes over different underlying surfaces such as grassland, forest and desert. Instead of using Force-Restore method, the heat conductive equation is used in the MSiB model to get soil temperatures at different depths. Since the MSiB model is aimed to be used not only

over the vegetated surfaces but also over deserts where water vapor movement dominants, the water vapor diffusion equation and Darcy's water flow equation are used simultaneously. By using the data observed in HEIFE and Shapotou desert, this scheme is proved to perform well in simulating water and heat flux transfer in the deserts. In order to examine its ability to simulate water and energy exchange between vegetated surfaces and the atmosphere after modification, two off-line experiments are made by using observed data in Cabauw grassland and Amazon forest. The good agreement achieves between the simulated and observed results.

Key words Simple Biosphere Model (SiB) heat and water exchange water vapor and liquid water movement

勘 误

刊登在 1998 年(第 22 卷)第 4 期 408~417 页的曾庆存文“一个可供现代数学分析研究的气候动力学模型”,有如下几处需要更正:

位 置	误	正
409 页公式(3)中右侧方括号中第 2 项	$\zeta \left(\kappa \frac{\partial p'_s}{\partial t} + v_\theta \frac{\partial p_s^*}{a \partial \theta} + v_\lambda \frac{\partial p_s^*}{a \sin \theta \partial \lambda} \right)$	$\zeta \left(\kappa \frac{\partial p'_s}{\partial t} + v_\theta \frac{\partial p_s^*}{a \partial \theta} + v_\lambda \frac{\partial p_s^*}{a \sin \theta \partial \lambda} \right)$
413 页倒数第 9 行	q_m 为饱和水汽压,	q_m 为饱和比湿,
413 页倒数第 5 行	q_m 变小 ($dq_m / dt < 0$)	q_m 变大 ($dq_m / dt > 0$)
414 页公式(34)	$\delta_{21} \delta_{22} = \exp \left\{ -\frac{(q - q_m)^2}{b^2} \right\},$	$\begin{cases} \delta_{21} = \exp \left\{ -\frac{(q - q_m)^2}{b^2} \right\}, \\ \delta_{22} = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2}{\pi} \arctan \frac{m_m}{b'} \right], \end{cases}$
414 页第 6 行	当取 b 足够小时,	当 b 和 b' 足够小时,
414 页倒数第 9 行	同(32)	同(33)
415 页第 1 行	(当 $\zeta \rightarrow 0$)	(当 $\zeta \rightarrow 1$)

由于编辑部工作中的疏漏,出现以上差错,谨向读者和作者致歉。

《大气科学》编辑部

1999 年 5 月