

一个可与大气环流模式相耦合的 陆地水热交换模式*

孙菽芬 卢志洎

(中国科学院力学研究所, 北京)

摘 要

本文发展了一个全球陆地水文模式, 它较真实地刻划了复杂的陆地下垫面(包括植被覆盖在内)与大气之间能量、水分及动量之间的交换过程。利用它曾对仅能得到的三个不同的下垫面的局部测量数据进行数值模拟, 发现计算结果与实测结果吻合较好。利用 GCM (大气环流模式的简称) 的天气输出数据作为本模式上边界条件来驱动本模式, 得到的结果与 GCM 中水文模式的结果有相当差别, 说明建立一个真实反映地表活动结果来提供地气之间交换的预测模式是十分重要的。

关键词: 大气环流模式, 陆地水热交换, 全球气候模式

一、引 言

陆地下垫面的表层与大气之间的质能交换, 既决定着陆地的生态环境, 也影响着天气的变化, 因为地表温度及地表产生的潜热、显热和摩擦阻力决定着 GCM 诸方程中的几个源项和下边界条件。Mintz^[1] 讨论了 11 个已有的数值试验, 明确地指出 GCM 模拟的大气温度场、风场及降雨等, 明显受到复杂下垫面性质及相应变化的摩擦交换、各种能量交换及分配机理的重大影响, 因此发展一个能真实反映地表物理过程, 并能摸清每一个子过程作用的模式是十分必要的。

任何大气环流模式都需要一个刻划陆地水热循环的水文模式。早期 GCM 中水文模式十分简单, 已不常用。Manabe^[2] 提出了容器式 (Bucket model) 模式, 应用较广。但此模式未能考虑全球陆地不同地区土壤质地的差别、植被种类差别及覆盖度的时空差异的影响。为此 Deardorff^[3] 曾提出了一个包含植被层效应在内能预报土壤温度及含水量变化的模式设想。同年, Lin 等人亦为配合 GCM 的研究计划发展了包含植被效应的土壤分层陆地水文模式, 其中植被与土壤随空间与时间的分布及相应特性变化以及表层与深层平均性质差异对这种交

本文 1987 年 5 月 8 日收到, 1988 年 9 月 24 日收到修改稿。

* 国家自然科学基金资助项目。

换过程的影响,得到了较真实的反映。Mintz 等人(1983)曾提出能与 GCM 模式相耦合分层植被圈的模型设想,并称之为“简化型生物圈”模式(Sellers 等^[4])。本模式是在 Lin^[5]等人模式基础上有所发展,更重要的是进行了一系列数值试验。本模型得到结果相对 Lin 等人的模式,强化了植被层对水热交换过程的细节,还利用 Deardorff^[6]为 GCM 作的关于地面及大气间水热交换的大气边界层内参数化建议。对于入渗率则利用了具有清楚物理概念的 Green-Ampt^[7]公式来计算。

二、模式结构及有关方程式

本模式是土壤分层模式,在有植被部分还有一植被层置于土壤表面上方,并与土壤中根部相连通,水分及热的垂直输运是一维的。大气与土壤、大气与植被以及植被与其下土壤表面和土壤中的水热交换,见图 1 及图 2 所示。模式的一些结构已在文献[8]中讲述。简单而言,以纬度 $4^\circ \times$ 经度 5° 大小的网格,将全球陆地表面分割成上千个网格,每一个网格中土质及植被种类按现有数据加以确定,而植被覆盖度 σ_c 则按较真实规律作时空调整。在每一网格中,有六个动力学方程决定着下垫面性质的六个因变量。它们是土壤表层(d_1 厚)内的体积含水量 θ_1 ; 土壤根区深层(d_2 厚)内的体积含水量 θ_2 ; 裸土表面薄层(\bar{d}_1 层内的 δ 厚薄层)内的温度 T_{g_b} , 植被层之下土壤表层(也为 δ 厚薄层)内的温度 T_{g_c} , 植被层(作为一层)平均温度 T_c 以及土壤深层(\bar{d}_2 厚)的平均温度 \bar{T} 。伴随求得的是直接决定 GCM 模型中的源项值,它们有从裸土的蒸发量 E_b 及显热 H_b , 从植被层输送的蒸散量 E_c 及显热 H_c , 还有相应摩擦速度 U_{*b} 及 U_{*c} 。模式之所以为一维的是因为土壤层的垂直尺度远小于网格的水平尺度。

1. 土壤中水分运动方程

整个非饱和水运动的根区被分为二层(d_1 厚及 d_2 厚),由于表层温湿性质决定着大气边界层内动量、能量及水气交换,所以突出表层细节的二层分法,对于研究土壤内部水分(包括以下讲到温度)变化是合理的。当然计算机许可的话可分更多层。图 1 给出了 θ_1 及 θ_2 的控制方程。其中 I_b 及 I_c 为裸土表层及植被下土壤表层的入渗率。 U_1 及 U_2 为根系分别从表面层及底层吸水向上输送的速率,蒸腾率 $E_c = \rho_w(U_1 + U_2)$ 。由于植被下土壤表面蒸发量已在变化的植被覆盖度中得到反应,故本模式不再另行计算。 R_0 为地表迳流, R_{r1} 及 R_{r2} 为第一层及第二层中的壤中流。 q_{12} 为第一、二层界面上水分通量。 q_{23} 为第二、三层间水分通量。它作为下边界条件给定,或当下边界条件以 θ_3 给定时,由水通量公式给定。各层间水通量公式为^[9]:

$$q_{ij} = -D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial E} + K(\theta) \quad (ij = 12 \text{ 或 } 23).$$

2. 土壤及植被温度变化的控制方程

在一般的地球物理研究中,常用的 Force-restore 法(强迫恢复法)^[9],发现土壤中温度变化出现二个区域,即由气温日变化引起土壤表层内(\bar{d}_1 厚)温度日变化区域及由天气年季度变化而引起土壤较厚一层(\bar{d}_2 厚)内平均温度的年季变化区域。根据文献[9]等分析,真正决定输运作用的薄层 δ ($\approx 1\text{cm}$)内温度 $T_{g_b}(c)$ 的变化方程由图 2 给出,图中还给出了 \bar{d}_2 层内平均温度 \bar{T} 的控制方程。 C 为土壤的热容。 C_c 为单位高度植被平均热容量, $h_c \cdot C_c$ 则为植被层的平均热容(h_c 为植被高度), X_M 为植被层单位时间吸收的(或放出)热能。 G_b 及 G_c 分别为进入裸土表面及植被下土壤表面的净热通量, L 为单位质量水的蒸发潜热。 G_b , G_c 及 X_M 为:

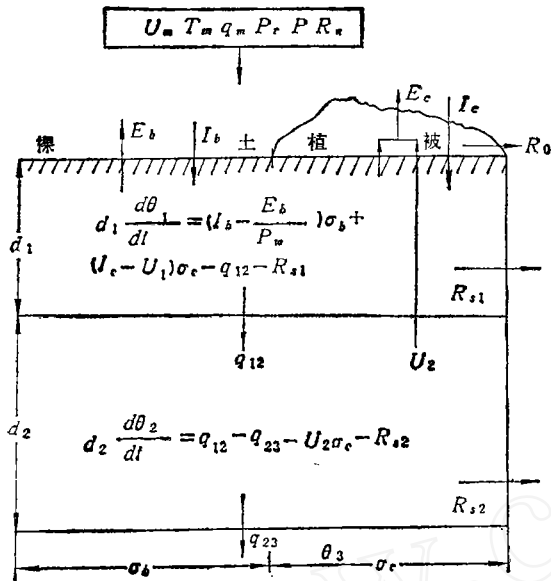


图 1 水分运动示意图

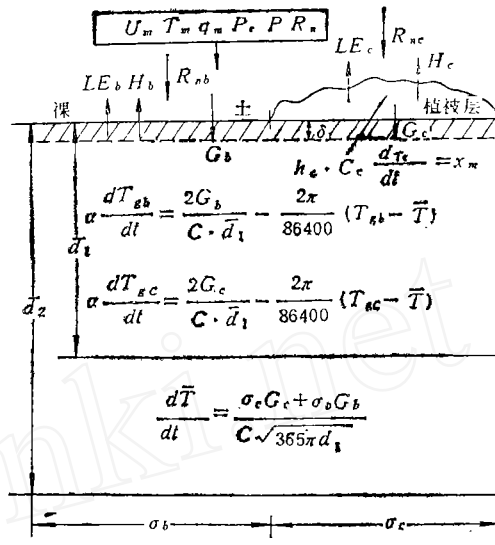


图 2 地热的热输运示意图

(U_m ——大气平面边界层中平均风速 (cm/s), T_m ——大气平面边界层中平均温度 (K), q_m ——大气平面边界层中平均比湿, P_r ——降雨率 (cm/s), P ——大气中压力(hPa), R ——太阳净辐射量 (ly/s))

$$G_b = R_{nb} - H_b - L \cdot E_b,$$

$$G_c = S_w \cdot \exp(-L_e \cdot X_c)(1 - \alpha_{lc}) - H_{cb} - \sigma(T_{gc}^4 - T_c^4),$$

$$X_M = R_{nc} - L \cdot E_c - H_c - S_w \exp(-L_e \cdot X_c)(1 - \alpha_{lc}) + H_{cb} + \sigma(T_{gc}^4 - T_c^4),$$

$$R_{nb} = S_w(1 - \alpha_{lb}) + S_{Lb},$$

$$R_{nc} = S_w(1 - \alpha_{lc}) + S_{Lc}.$$

上述诸式中 S_w 为到达下垫面的净短波辐射, S_{Lb} 及 S_{Lc} 为到达裸土及植被层净长波辐射, 它们与大气状态有关, 也与下垫面性质有关. α_{lb} 及 α_{lc} 分别为裸土及植被的反射率, 与裸土性质及植被性质有关, 细节参见文献 [5]. L_e 为叶面积指数, 本模型只区分高大植被及低矮植被, 对前者令 $L_e = 6-7$, 后者令 $L_e = 3-4$. X_c 为消光系数, 其值也分二种, 对高大植被令 $X_c = 0.4-0.5$, 低矮植被 $X_c \approx 0.3$. σ 为 Boltzmann 常数. 上述诸量中, S_w 及 S_{Lb} 和 S_{Lc} 应该由 GCM 模式作为输出给出 (或由实测给出). 方程中 $\alpha = 1 + \frac{\delta}{d_1}$.

3. 边界条件及初始条件

本模式为初边值问题. 初值需给定初始的 $\theta_1, \theta_2, T_{gb}, T_{gc}, T_c$ 及 \bar{T} 的全球陆地下垫面分布. 边界条件分底部及表面边界条件.

底部边界条件只是土壤水运动方程需要, 对于全球分布不易给定. 本模式设想了二类边界条件, 即认为 $q_{23} = 0$ 或 $\theta_3 = \theta_{lc}$ (田间特水量), 两类边界条件差异可由参数敏感性试验讨论(另文).

上边界条件即为 E_b, E_c, H_b 及 H_c 的确定, 它们的值取决于下垫面的温湿条件及大气边界层的条件. 本模式采用了 Deardoff^[6] 给定的参数化公式, 求得摩擦系数 C_u 及热交换系数

C_θ , 由此求得 H_b 及 H_c , 并求得了势蒸发 E_{pb} 及势蒸腾 E_{pc} 和摩擦速度 U_{*b} 及 U_{*c} , 随之求得了对热和蒸发(腾)交换的大气阻抗 r_{av} , 然后利用对裸土的比例因子 β_b 及对植被的比例因子 β_c 求取实际的蒸发 E_b 和蒸腾 E_c . C_u 及 C_θ , H_b 及 H_c , U_{*b} 及 U_{*c} 和 E_{pb} 及 E_{pc} 的求取, 可参见文献 [8]. E_b 及 E_c 由下述公式给出:

$$E_b = \beta_b \cdot E_{pb}, \quad E_c = \beta_c \cdot E_u,$$

$$E_u = E_{pc} / \left(1 + \frac{r_{cmin}}{r_{av}} \right),$$

其中 E_u 为植物充分得到供水, 气孔阻抗为最小 ($=r_{cmin}$) 时的蒸腾量. 本模型中 r_{cmin} 的选择根据 Mintz^[4] 文献中的引用值, 即高大植被 $r_{cmin} = 100s/m$, 低矮植被 $r_{cmin} = 50s/m$.

β_b 与土壤含水量有关, 间接反映了土壤阻抗的影响, 本模式采用:

$$\beta_b = (\theta - \theta_{pwf}) / [\alpha_1(\theta_{fc} - \theta_{pwf})]^{\alpha_2},$$

θ_{pwf} 为萎蔫点含水量. Alfaro^[9] 根据 Bruce 等人及 Jackson 等人实测裸土蒸发数据拟合得 $\alpha_1 = 5-6.5$, $\alpha_2 = 3$.

β_c 关系的确定, 根据 Demead 及 Shaw^[10] 的实验结果.

$$\begin{cases} \beta_c = (\theta - \theta_{pwf}) / (\theta_t - \theta_{pwf}), & \text{当 } \theta < \theta_t, \\ \beta_c = 1, & \text{当 } \theta > \theta_t, \end{cases}$$

其中 θ_t 与 E_u 与土壤平均含水量有关, 具体关系式见文献 [5].

对于分层土壤, 根部从每层吸取水的速率 U_i 及 U_2 应由下述公式给出:

$$\begin{cases} P_w U_i = \beta_{ci} R_{di} \cdot E_u = \frac{(\theta_i - \theta_{pwf})}{(\theta_t - \theta_{pwf})} \cdot R_{di} \cdot E_u \quad (i = 1, 2), \\ \beta_c = \beta_{c1} R_{d1} + \beta_{c2} (1 - R_{d1}), \end{cases}$$

R_{di} 为第 i 层中根部密度比数.

4. 其它各通量的决定.

1. 地表径流 R_0

$$R_0 = \max(P_r / \rho_w - \sigma_b \cdot I_b - \sigma_c \cdot I_c, 0).$$

2. 各层壤中流 $R_{si} (i = 1, 2)$ 的决定^[9]

根据 Arakawa 及 Mintz 的建议, 壤中流 R_{si} 取决于 i 层含水量及层厚 d_i , 公式为:

$$\begin{cases} R_{si} = d_i \cdot (\theta_i - \theta_{fc}) \cdot r \quad [\text{cm}/0.5\text{h}], & \text{当 } \theta > \theta_{fc}, \\ r = 0.5 \cdot (\theta_i - \theta_{fc}) / (\theta_t - \theta_{fc}), & i = 1, 2, \\ R_{si} = 0, & \text{当 } \theta < \theta_{fc}. \end{cases}$$

3. 入渗速率 $I_b(I_c)$ 的决定

本模型使用具有明确物理意义的 Green-Ampt^[7] 柱塞流入渗公式来确定入渗速率, 在不考虑地表积水的情况下, $I_b(I_c)$ 大小为:

$$I_{b(c)} = \min \left[K(\theta_s) \cdot \left(1 + \frac{s}{L_f} \right), P_r / \rho_w \right],$$

θ_s 为当地土壤的饱和含水量, s 为吸力头大小, L_f 的湿润锋面离地面的距离.

4. 植被层与其下土壤表面的显热交换 H_{cb}

森林内的湍流比大气湍流弱得多, 故 H_{cb} 较小, 本模型中 H_{cb} 近似为:

$$H_{cb} = \rho_a c_p (T_c - T_{gc}) / r_{Hc},$$

其中 ρ_a 为空气密度, c_p 为空气定压比热, r_{Hc} 为植被内部空气对显热交换的阻抗。

三、模式中地表下垫面特性的确定

本模式将全球陆地下垫面分成近千个网格,并充分考虑下垫面的特性。

1. 土壤的分类及在陆地上分布

土壤中水分流动与土壤质地密切相关,根据美国农业部提出的土壤质地分类的三角形 (Bridgl, 1979)。本模式把全球陆地上土质归结为五类: 中等细砂土、中等轻砂壤土、砂壤土、壤土及粉砂粘壤土。利用世界土壤图 (Eyre, 1968 及 Strahler, 1963), 并把五种质地与世界的土壤分类联系起来 (Mitchall, 1976), 确定每个网格上的土质, 以最终确定便于计算机模拟的所有网格土质的数据库^[5]。

2. 植被的分类及在陆地上分布

植被对于太阳能的吸收、反射以及水分的蒸腾均与裸土有极大差别,因此在每一网格中要区分裸土与植被,分别用覆盖度 σ_c (植被), σ_b (裸土, $\sigma_b = 1 - \sigma_c$) 来表示其所占比例。植被在地球上分布很复杂。采用文献 [5] 中建议,植被分 11 类,本模型将每网格中植被归为其中一类,从而形成全球所有网格的植被种类数据库。

3. 土壤性质的确定

土壤性质主要分为二大部分: 与水分运动有关的水动力学性质及与温度变化有关的热力学特性,前者包括水势 $\psi(\theta)$, 导水度 $K(\theta)$ 及扩散系数 $D(\theta)$, 后者则是热容量 C 及导热系数 λ 。

本模式利用 Rijtema^[11] 提供的其中五类土质 (即本模式采用的五类) 性质 $D(\theta)$, $K(\theta)$, 为了以后积分运算的方便起见,还采用分段拟合法,将 $K(\theta)$ 及 $D(\theta)$ 拟合指数形式公式,即:

$$\begin{aligned} K(\theta) &= a_1 e^{a_2(\theta-a_3)}, \\ \nu(\theta) &= b_1 e^{b_2(\theta-b_3)}, \end{aligned}$$

其中 a_1, a_2, a_3 及 b_1, b_2, b_3 分别为与土质及所处分段有关的常数。本模式分三段土壤含水量范围加以拟合,详见文献 [5]。

另外有关土壤水分性质的 θ_s, θ_{fc} 及 θ_{pwp} 的确定是根据 Rijtema 所确定的 $\varphi(\theta)$ 的函数关系,然后令 $\psi(\theta_{fc}) = -350 \text{ H}_2\text{O} - \text{cm}$ 及 $\psi(\theta_{pwp}) = -16,000 \text{ H}_2\text{O} - \text{cm}$ 来确定 θ_{fc} 及 θ_{pwp} 值,而 θ_s 已由 Rijtema 文献所确定^[9]。

土壤热容量 C 可表达为:

$$C = 0.46\theta_{mir} + 0.6\theta_{oga} + \theta,$$

其中 θ_{mir} 及 θ_{oga} 分别为土壤中矿物质及有机物的体积百分比, θ 为体积含水量。

土壤的热传导系数与相应体积含水量有关, Alfano^[5] 给出了各种成分的热传导系数与含水量有关的拟合公式。它为本模式所采用。若 λ_k 为第 k 种成分的热传导系数,而 θ_k 为 k 种成分的体积含量百分比,则总的平均热传导系数

$$\lambda = \sum_{k=1}^N \lambda_k \theta_k.$$

4. 植被性质的确定

植被性质主要有植被覆盖度 σ_c 随时空变化, 植被的最小阻力 r_{cmin} , 植被的叶面指数 L_c , 植被的根区根密度分布 R_{d1} 及 $R_{d2}(=1 - R_{d1})$, 单位体积内植被的平均热容量 C_c .

r_{cmin} 及 L_c 已在前面讨论过. σ_c 随时空变化确定办法如下^[3]. 由资料 (Strahler, 1971, Lee, 1977) 可以确定每个网格生长最盛季节的植被密度 σ_{cmax} , 然后根据各网格所在纬度决定其生长季节长短, 生长开始及终止时间, 然后用近似线性插值办法确定某天的 σ_c , 而裸土的 $\sigma_b = 1 - \sigma_c$.

植被层热容量 C_c (J/cm) 的确定缺乏足够资料, 但由于 C_c 很小, 所以对于能量平衡过程影响较小, 它的存在主要起了一个挡板作用, 避免或减少热量往下传递, 这就是 Deardorff^[3] 在他的模型假设 $C_c = 0$ 的原因. 在 Sellers^[4] 等人文章中, $h_c \cdot C_c$ 与 L_c 成正比, 并建议单位叶面积指数使植被具有 0.083736 J 的热容. 本模型有类似的设想, 即认为植被总热容为 $h_c \cdot C_c$, 而 C_c 除了主要来自叶面积指数, 还有周围空气等小部分作用. 我们取 C_c 分别为 0.0209 J/cm (对应于低矮植被) 及 0.0125538 J/cm (对应于高大植被), 这二个数据主要根据少数测定数据的推算结果. 随测量数据增多, C_c 精度会增加.

植被根区根密度与土壤各层水分分布变化密切相关, 本模式暂采用 Hillel^[12] 提出的浅根及深根植物的根部分布, 来确定第一层及第二层中根密度分布 R_{d1} 及 $R_{d2}(=1 - R_{d1})$.

5. 反射率

反射率对下垫面上能量平衡过程有着决定性作用 (Dickinson^[13]). 本模式根据 Idso (1975) 等工作, 给出土壤反射率 a_{1b} 与含水量的关系为^[3]:

$$a_{1b} = 30.0 - 2.0\theta_{avf}/0.6, \text{ 当 } \theta_{avf} < 0.6, \\ = 2g - 16(\theta_{avf} - 0.6)/0.4, \text{ 当 } 0.6 < \theta_{avf} < 1,$$

其中 $\theta_{avf} = (\theta_1 - \theta_{pwf}) / (\theta_{fc} - \theta_{pwf})$. 植被的 a_{1c} 主要参考 Corby et al (1977) 工作, 详细 11 个表达式参见文献 [5].

四、模式的评价及讨论

要对全球性地气交换模式进行验证是件困难的事, 很难找到这样完整的测量数据来进行对照. 但由于本模式在垂直方向上是一维的, 所以局部点上一维测量数据可以用来作为本模式检验之用. 作者与 Lin 曾利用三个实测点的数据作过模拟, 这三个数据是 Arizona 州的 Phoenix 区域所作的裸土及小麦测量数据和对 British Columbia 区域的 Douglas 枞树所作的测定. 数据既包括土壤或植被的水热参数测定, 还包括同步的所需气象输入数据的测定. 计算结果与实测结果吻合较好 (详见文献 [8]). 表明本模式在 $\sigma_c = 1$ 或 $\sigma_b = 1$ 的纯裸土或纯植被情况下的模拟是比较符合真实情况的.

为了说明构造一个真实模式的重要性, 本研究利用一 NASA/GLAS GCM 输出的天气结果作为边界条件 (Halem 等^[14]), 对美国地区八种典型下垫面条件进行了数值模拟, 并将计算结果与 GCM 中原来的水文模式结果进行比较. 原 GCM 模式中水文模式基本接近容器式模式.

模拟时间为 7 月 10 日至 8 月 25 日, 为期 45 天. 模拟地区分别包括沙漠地、草地、高原山地及森林, 土质涉及壤土、砂壤土和砂土等. 图 3 给出了其中三块, 它们的位置和区域特性如

表 1. 图 3 给出本模式关于地表温度、潜热通量及显热通量结果与原 GCM 中水文模式结果作了每天平均值的比较。可以看出两者有较大差别。

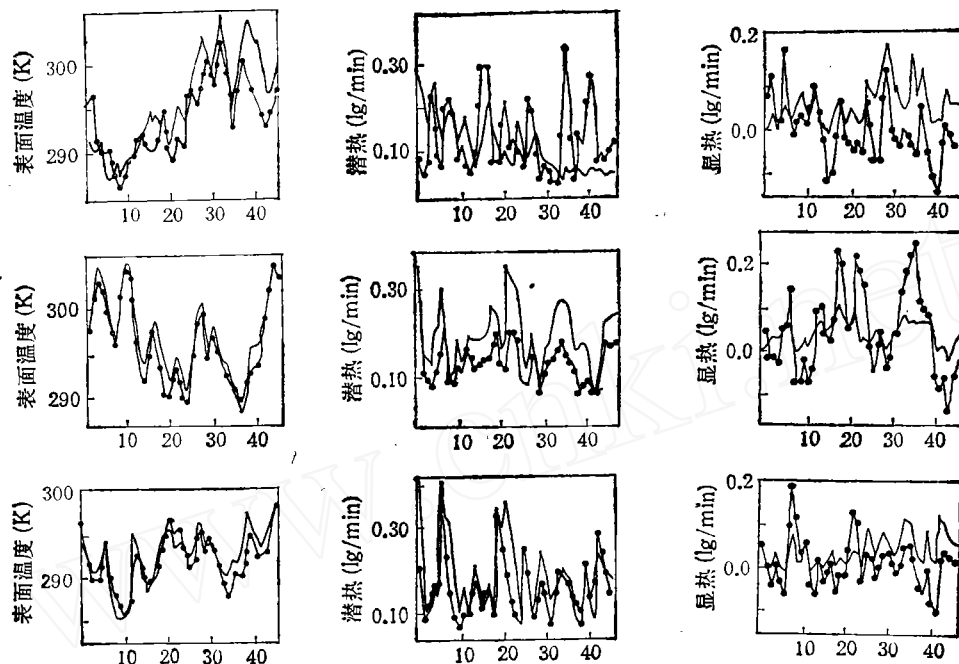


图 3 本模式与原水文模式结果对比(美国三块地区)

(—●—为本模式, ---为原水文模式. 上三图为沙漠地, 沙壤土, $\sigma_b = 75\%$; 中三图为季节性森林, 壤质砂土, $\sigma_b = 25\%$; 下三图为草地, 壤土, $\sigma_b = 50\%$. 所有潜热、显热单位均为 Ly/min)

表 1

区域编号	土壤类型	θ_s	θ_{fc}	θ_{pwp}	植被种类	最大的 $\sigma_c(\%)$	纬度	经度
1	砂壤土	0.465	0.162	0.061	沙漠	25	N 36°—40°	W107.5°—112.5°
2	壤性砂土	0.394	0.220	0.100	季节性森林	75	N 40°—44°	W72.5°—77.5°
3	壤土	0.503	0.270	0.098	草地	50	N 44°—48°	W97.5°—102.5°

以中国科学院大气物理研究所输出的天气结果做为边界条件, 对中国 30 块地区进行模拟, 为时 60 天, 从 5 月 1 日至 6 月 30 日. 下垫面包括高原、沙漠、半沙漠及森林, 土质亦涉及壤土、砂土、砂壤土等. 表 2 给出了其中三块地区的位置及区域特性. 图 4 给出了这三块地区的计算结果, 包括日平均的地表温度、潜热通量、显热通量, 并与大气物理研究所 GCM 模式中的水文模式结果进行了比较, 其中符号及比较方式同上. 亦可看出, 两者有不少差别.

表 2

区域编号	土壤类型	θ_s	θ_{fc}	θ_{pwp}	植被种类	最大的 $\sigma_c(\%)$	纬度	经度
4	砂土	0.35	0.066	0.023	高原丘陵	50	N 28°—32°	E 87.5°—92.5°
5	壤性砂土	0.394	0.22	0.10	热带雨林	75	N 24°—28°	E 97.5°—102.5°
6	砂土	0.35	0.066	0.023	沙漠	25	N 36°—40°	E 82.5°—87.5°

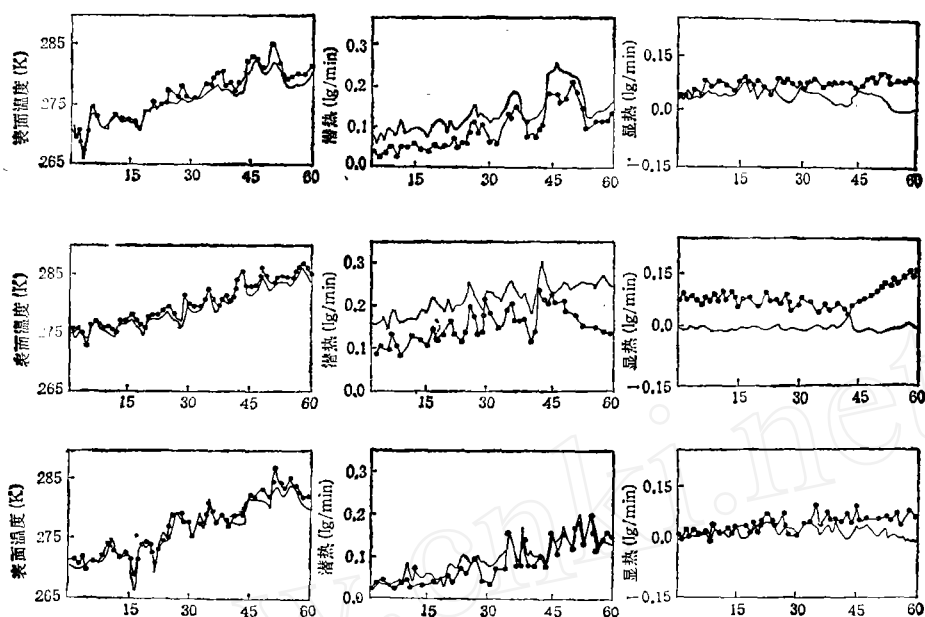


图4 本模式与大气物理研究所 GCM 水文模式结果对比(中国三块地区)

(—●—为本模式, ————为大气物理研究所。上三图为高原丘陵, 砂土, $\sigma_b = 50\%$; 中三图为热带雨林, 壤性砂土, $\sigma_b = 25\%$; 下三图为沙漠地, 砂土, $\sigma_b = 75\%$ 。所有潜热、显热, 单位均为 Ly/min)

从结果看, 本模式与 GCM 水文模式计算的地表温度(简称温度)在发展趋势上是一致的, 但具体数值上有差别。从美国八个地区 45 天看, 两模式日平均温度最大差值为 $1.5^\circ - 6.5^\circ\text{C}$, 两模式日平均温度差 45 天的平均值为 $0.7^\circ - 2.9^\circ\text{C}$ 。从中国 30 个地区看, 两模式日平均最大差值为 $1.59^\circ - 10^\circ\text{C}$, 两模式日平均温差 60 天的平均值为 $0.51^\circ - 4.32^\circ\text{C}$ 。

本模式与 GCM 水文模式在蒸发量计算上也有较大差别。对美国 8 个地区, 两模式 45 天蒸发量平均值相差 $10 - 30\%$, 有一个地区一天的蒸发量两者的计算甚至相差 3 倍; 中国 30 个地区, 两模式 60 天蒸发量平均值两者之差为 $6.3 - 48.5\%$ 。本模式在计算中看到, 在降雨初始时刻, 地表总蒸散增大, 而地表温度却有较大下降, 这与实测结果是一致的, 也说明了本模式的合理性。

另外, 在夏天植被下土壤温度的总平均值 \bar{T}_{gc} 应小于裸土温度 \bar{T}_{gb} , 本模式计算美国 8 个地区 45 天 \bar{T}_{gc} 小于 \bar{T}_{gb} 约 $2^\circ - 3^\circ\text{C}$, 中国 30 个地区 60 天 \bar{T}_{gc} 小于 \bar{T}_{gb} 约 $0.1^\circ - 1.7^\circ\text{C}$ 。

上述对比充分说明不同模型会对地表发生的物理过程的定量描述产生很大差别。因此发展一个真实的地表水文模式(包括植被、土壤的生理物理性质描述)是十分重要的。这种模式与大气环流模式的耦合必将提高对气候预测的能力, 并可进行一系列的敏感性试验。这种模式还可进一步推广至研究植被对全球 CO_2 循环所产生的影响。

此外, 本模式还可用于中尺度的气候及地表物理过程研究, 只是网格要缩小, 对每个网格的植被及土壤的生理、物理性质的确定要更具体更细致。只要有足够的资料, 求解并不难。

林家鼎教授对本工作给予热心指导, 特此致谢。

参 考 文 献

- [1] Eaglson, P. S. (Ed.), *Proc. JSC Study Conference*, World Meteorological Organization, 1984.
- [2] Manabe, S., *Mon. Wea. Rev.*, 97(1969), 739—774.
- [3] Deardorff, J. W., *J. G. R.*, 93(C4) (1978), 1839—1903.
- [4] Sellers, P. J. et al., *J. Atmos. Sci.*, 43(1986), 505—531.
- [5] Alfano, J. A., PhD. Dissertation, *Dept. of Civil Eng. The Univ. of Connecticut* (U. S. A), 1981.
- [6] Deardorff, J. W., *Mon. Wea. Rev.*, 100(1972), 93—100.
- [7] Green, R. E. and Ampt, G. A., *J. Agr. Sci.*, 4(1911), 1—24.
- [8] Lin, J. D. and Sun, S. F., *J. of Elimate and Applied Meteorology*, 25(1986), 12; 1971—1976.
- [9] Lin, J. D., *J. G. R.*, 86(1980), 3251—3254.
- [10] Denmead, O. T. and Shaw, R. H., *Agron. J.*, 54(1962), 385—439.
- [11] Rijtema, P. E., *Soil Moisture Forecasting*, Rep. No. 513, Institute for land and water management Research, Wageningen, The Netherlands, 1970.
- [12] Hillel, D., *Computer Simulation of Soil Water Dynamics, A Compendium of Recent Work*, International Department Research Center, Ottawa, Canada, 1977.
- [13] Dickinson, R. E., *Advances in Geophysics*, Vol. 125, Academic Press, 1983, 305—353.
- [14] Halem, M. et al., *Report of the Jsc Study Conference on Climate Models, GARP*, Vol. 1, No. 22, 1979.