

塔里木盆地陆面水文模式研究*

姚德良 沈卫明 李家春

(中国科学院力学研究所, 北京, 100080)

摘要 研究土壤、植被、大气统一体内水分循环和能量交换过程的复杂特性, 形成一个能比较反映真实情况, 定量模拟这些交换过程模式的重要性已引起了大家的注意, 早在 1969 年 Philip^[1]就强调用这种统一观点去研究陆地与大气之间的水热交换。生态工作者过去的许多工作^[2,3]都已说明发生在陆气交界面上的水热交换过程同覆盖陆地的植被状况有密切的关系, 不同陆面生物圈结构物理及植物生理性质将对这种交换过程起着决定性的作用, 从而对气候与环境产生重大的影响。他们强调建立一个真实可行的陆地生物圈模型的重要性。Lin 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和表层与深层平均性质差异对这种交换过程的影响, 得到了比较真实的反映。

本文在前人^[4-6]工作的基础上, 提出了干旱区陆气水热交换土壤分层模式, 分析了数学模型中温度变化与水分运动分层的物理原因, 特别是详细分析了气候状况对地表面能量交换的影响, 改进了强迫恢复法, 提出了有限差分计算中的具有二阶精度的 Euler 隐式格式, 采用了新的计算净辐射, 地表温度, 土壤蒸发以及水分变化(文献 7 中有详细介绍)的计算公式, 尽量减少对测量数据的依赖性, 使模式更趋于实用。最后利用本模式, 对新疆塔里木盆地阿克苏水平衡试验站地区的土壤、植被、大气间水热交换过程进行了数值模拟, 模拟结果与其它计算方法及实测值进行了比较, 模拟结果与实测值吻合较好。

关键词: 陆面水文模式, 陆-气水热交换, 数值模拟。

1 水热交换模型结构

水分循环和热量输运是在土壤、植被、大气统一体内的 2 个基本的交换过程。图 1 和图 2 描述了这 2 个过程, 它是 SPAC 模型所涉及过程的概括。

由于土壤层的垂直尺度远小于水平尺度, 因此, 可以认为模式是一维的, 并且, 土壤含水量用单位体积内水分所占据的体积 θ 来表示, 用温度 T 来描述土壤热力学状态, 同时考虑了 T 及 θ 的变化对水分通量及热流通量的交叉效应, 所以本文模型是耦合模型。在文献[8]中对模式结构已有详细描述, 在土壤、植被、大气统一体内, 有 6 个动力学方程决定下垫面性质的 6 个变量; 这就是土壤表面层(d_1 层)内的体积含水量 θ_1 , 土壤根区深层(d_2 层)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_{θ} , 植被层之下土壤表层(也为 δ 层厚)内的温度 T_{θ} , 植被层平均温度 T_c 以及土壤深层(\bar{d}_2)的平均温度 \bar{T} 。除这些主要变量外, 我们还需要求取土壤蒸发量 E_b 及显热 H_b , 植被的蒸腾量 E_c 及显热 H_c , 到达下垫面的净短波辐射 S_w , 到达裸土及植被层净长波辐射 S_{lb} 及 S_{lc} , 裸土及植被的反射率 α_{lb} 及 α_{lc} 等变量。下标 b, c 分别表示裸土与植被。

由于表面温湿性质决定着大气边界层内的动量, 能量及水气交换, 因此突出表层细节的 2 层分法, 对于研究土壤内部水分和温度变化是合理的。图 1 给出了 θ_1 和 θ_2 的运动方程:

* 国家自然科学基金、中国科学院资源环境局资助项目。

本课题在阿克苏水平衡站进行现场观测时, 得到了中国科学院新疆地理所阿克苏水平衡站吴申燕教授、李新站长和蒋保明副所长及有关科技人员的大力协作, 特此致谢。

收稿日期 1993 04 02, 修改稿收到日期: 1994 05 20。

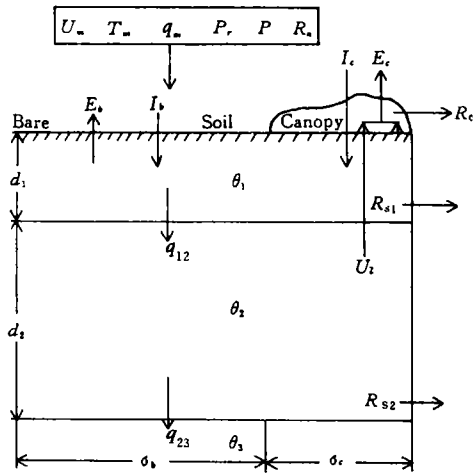


图 1 水分运动示意图
Fig. 1 Moisture movement

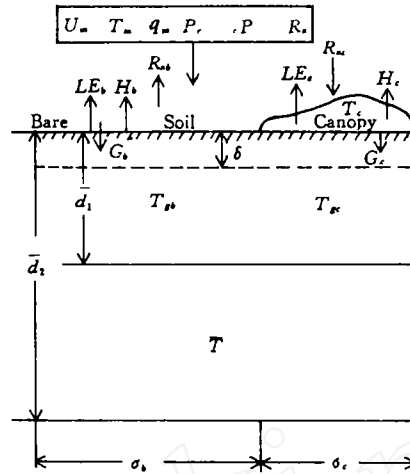


图 2 地表热量输出示意图
Fig. 2 Heat transport

$$d_1 \frac{d\theta_1}{dt} = (I_b - \frac{E_b}{e_w})\sigma_b + (I_c - U_1)\sigma - q_{12} - R_{s1} \quad (1)$$

$$d_2 \frac{d\theta_2}{dt} = q_{12} - q_{23} - U_{2c} - R_{s2} \quad (2)$$

式中： I_b 、 I_c 分别为裸土及植被层下土壤表面的入渗率， U_1 、 U_2 为根系分别从表面层及深层向上的吸水速度； E_b 为蒸发率； R_{s1} 、 R_{s2} 为第 1 层及第 2 层中的壤中流； q_{12} 、 q_{23} 分别为第 1、2 层间和第 2、3 层间的水分通量； σ_c ($\sigma_b = 1 - \sigma_c$) 为植被的覆盖率。

图 2 给出了植被温度 T_c 、地表层温度 T_{sb} 、 T_{sc} 以及深层温度 T 的数学模型：

$$h_c C_c \frac{dT_c}{dt} = G_c \quad (3)$$

$$\alpha \frac{dT_{sb}}{dt} = \frac{2G_b}{c \cdot \bar{d}_1} - \frac{2\pi}{86400} (T_{sb} - \bar{T}) \quad (4)$$

$$\alpha \frac{dT_{sc}}{dt} = \frac{2G_{cb}}{c \cdot \bar{d}_1} - \frac{2\pi}{86400} (T_{sc} - \bar{T}) \quad (5)$$

$$\frac{d\bar{T}}{dt} = \frac{\sigma_c G_{cb} + \sigma_b G_b}{c \cdot \bar{d}_2} \quad (6)$$

其中： G_b 、 G_{cb} 分别为进入裸土表面和植被下土壤表面的净热通量， G_c 为植被层单位时间吸收或放出的热能， h_c 为植被高度， C 、 C_c 分别为土壤热容和单位高度植被平均热容量。 α 为系数， $\alpha = 1 + 2\epsilon\delta/\bar{d}_1$ ($0 < \epsilon < 1$)， $\bar{d}_1 = [24\lambda/(\pi c)]^{1/2}$ ， $\bar{d}_2 = (365\pi)^{1/2}\bar{d}_1$ ， λ 为热传导系数。根据能量平均原理，它们可由下面各式求出：

$$G_b = R_{sb} - H_b - L \cdot E_b \quad (7)$$

$$G_{cb} = R_{scb} - H_{cb} - L \cdot E_{cb} \quad (8)$$

$$G_c = R'_{sc} - H'_c - L \cdot E'_c \quad (9)$$

$$R'_{sc} = R_{sc} - R_{scb} \quad (10)$$

$$H'_c = H_c - H_{cb} \quad (11)$$

$$L \cdot E_c' = L \cdot E_c - L \cdot E_{cb} \quad (12)$$

$$L \cdot E_{cb} = (1 - \sigma_b)L \cdot E_b \quad (13)$$

其中 R_{nb} 、 R_{nc} 、 R_{ncb} 分别为到达裸土, 植被及植被层下土壤的净辐射, 计算公式由第 2 节中给出 S_w 为到达下垫面的实际太阳总辐射量(或净短波辐射), S_{tb} 、 S_{tc} 、 S_{tcb} 为到达裸土, 植被层及植被层下土壤的有效辐射(或净长波辐射), 可使用实测值或计算值, 本文采用计算值, 具体方法见本文第 3 部分。 L 为单位质量水的蒸发潜热, L_c 为叶面积指数, X_c 为消光系数, σ 为 Boltzman 常数。

本模型的初始值由计算值或实测值给出, 在图 1 及图 2 中, U_m 、 T_m 、 q_m , 分别为大气平面边界层中平均风速, 平均温度与平均比湿, P_r 为降雨率, P 为大气压力, R_n 为太阳净辐射量。

2 净辐射, 地表温度的计算方法

2.1 地面净辐射量的计算

地面辐射平衡对裸土, 植被及植被层下土壤的净辐射公式分别为:

$$R_{nb} = S_w(1 - \alpha_{tb}) - S_{tb} \quad (14)$$

$$R_{nc} = S_w(1 - \alpha_{tc}) - S_{tc} \quad (15)$$

$$R_{ncb} = S_w \exp(-L_c \cdot X_c) - S_{tcb} \quad (16)$$

实际太阳总辐射 S_w 可表示为

$$S_w = S + q \quad (17)$$

式中 S 为太阳直达辐射量, q 为太阳散射辐射量。

裸土, 植被及植被层下土壤的有效辐射量分别为

$$S_{tb} = U_b - G \quad (18)$$

$$S_{tc} = U_c - G \quad (19)$$

$$S_{tcb} = \sigma(T_{gc}^4 - T_c^4) \quad (20)$$

其中 U_b 、 U_c 分别为裸土和植被的地面辐射量, G 为大气逆辐射量。

2.1.1 太阳时总辐射量的计算 计算太阳时总辐射量的公式为:

$$S_a = \frac{I_0}{\rho^2} (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega_i) P_m^m \quad (21)$$

其中 I_0 为太阳常数, $I_0 = 8.24 (\text{J}/\text{cm}^2 \cdot \text{min})$, P_m 为积分平均透明系数, 从表中查阅, m 为大气质量, 即

$$m = \frac{1}{\sin h_0 + a'(h_0 + b')^{-c}} \quad (22)$$

式中 φ 为地理纬度, δ 为太阳赤纬, ω_i 为太阳时角。

2.1.2 实际太阳时总辐射量的计算 地球上实际太阳时总辐射量是天文辐射量经过大气减弱所得的量, 不仅与透明程度有关, 也与天空晴朗程度有关。用云量计算实际太阳时总辐射量得:

$$S_w = S_a [1 - (a + bn)n] \quad (23)$$

其中 n 为总云量, a 、 b 为随季节和纬度而变的系数。

2.1.3 地面长波辐射的计算 按照黑体辐射定律, 地球表面射出的长波辐射 U 与地面温度 T 的 4 次方成正比。即

$$U = \delta' \sigma T^4 \quad (24)$$

式中 σ 为 Boltzman 常数, δ 是相对黑体系数, 又称灰体系数, 地面平均灰体系数为 0.90—0.95。

2.1.4 大气长波逆辐射的计算 计算大气长波逆辐射的公式为:

$$G = \sigma(T_a + 273.16)^4(0.605 + 0.048 \sqrt{1370H_a}) \quad (25)$$

其中: T_a 为空气温度, H_a 为空气湿度。

2.2 地表温度的计算

由文献[9]得出计算地表温度的公式。

已知当天的最高温度 TX_n 及最低温度 TN_n , 前一天的最高温度 TX_{n-1} 及最低温度 TN_{n-1} , 下一天的最高温度 TX_{n+1} 及最低温度 TN_{n+1} 。同时, 已知当天的日出时间 R_n 及日落时间 S_n , 前一天的日出时间 R_{n-1} 及日落时间 S_{n-1} , 下一天的日出时间 R_{n+1} 及日落时间 S_{n+1} 。

2.2.1 晚上 0 点至日出加上 2h 地表温度 T_H 的计算公式如下:

$$T_H = TN_{n-1} + (TX_{n-1} - TN_{n-1}) \sin \frac{\pi(s_{n-1} - R_{n-1} - 2)}{S_{n-1} - R_{n-1}} \\ - \frac{[TN_{n-1} + (TX_{n-1} - TN_{n-1}) \sin \frac{\pi(s_{n-1} - R_{n-1} - 2)}{S_{n-1} - R_{n-1}} - TN_n](H + 24 - S_{n-1})}{24 - S_{n-1}R_n + 2} \quad (26)$$

2.2.2 落时间至晚上 24:00 计算地表温度 T_H 的公式为:

$$T_H = TN_n + (TX_n - TN_n) \sin \frac{\pi(s_n - R_n - 2)}{S_n - R_n} \\ - \frac{[TN_n + (TX_n - TN_n) \sin \frac{\pi(s_n - R_n - 2)}{S_n - R_n} - TN_{n+1}](H - S_n)}{24 - S_n + R_{n+1} + 2} \quad (27)$$

2.2.3 日出时间加上 2 小时至日落时间 地表温度的计算公式为:

$$T_H = TN_n + (TX_n - TN_n) \sin \frac{\pi(H - R_n - 2)}{S_n - R_n} \quad (28)$$

其中 H 是时间, T_H 为在 H 时间里的温度。

2.3 计算其它中间变量

2.3.1 壤中流的决定

$$\begin{cases} R_{ni} = d_i \cdot (\theta_i - \theta_{fc}) \cdot r / 1800 & \theta_i > \theta_{fc} \\ R_{ni} = 0 & \theta_i < \theta_{fc} \end{cases} \quad (29)$$

其中 $r = 0.5 \cdot (\theta_i - \theta_{fc}) / (\theta_i - \theta_{fc}), i = 1, 2$ 。

2.3.2 覆盖率 σ_c 随时空变化的调整 覆盖率 σ_c 一般来说随时空而变化的, 对小麦来讲在生长早期, σ_c 较小, 而到生长后期 σ_c 接近 1。因此, 如果要从一开始就计算的话, 需要确定其生长期, 确定植被的 σ_{min} , 然后采用插值的办法近似处理。本文是在小麦生长后期开始计算的, 因此 $\sigma_c \approx 1$ 。

2.3.3 水通量 q_{ij} 的计算 各层间水通量的公式为:

$$q_{ij} = -D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial Z} + K(\theta) \quad (ij = 12 \text{ 或 } 23) \quad (30)$$

式中: $D(\theta)$ 为土壤水扩散率, $K(\theta)$ 为土壤导水率。

蒸发量、显热、吸水率及入渗率的计算公式由文献[7]给出。

3 基本方程的数值解法

3.1 对水分方程采用二阶精度 Euler 格式进行离散后得:

$$\begin{cases} d_1 \frac{\theta_1^n - \theta_1^{n-1}}{\Delta t} = (I_c^{n-\frac{1}{2}} - \frac{E_s^{n-\frac{1}{2}}}{\rho_w}) + (I_c^{n-\frac{1}{2}} - U_1^{n-\frac{1}{2}})\sigma_c - q_{12}^{n-\frac{1}{2}} - R_{11}^{n-\frac{1}{2}} \\ d_2 \frac{\theta_2^n - \theta_2^{n-1}}{\Delta t} = q_{12}^{n-\frac{1}{2}} - q_{23}^{n-\frac{1}{2}} - U_2^{n-\frac{1}{2}}\sigma_c - R_{22}^{n-\frac{1}{2}} \end{cases} \quad (31)$$

其中:

$$\begin{cases} f^{n-\frac{1}{2}}(\theta) = \frac{1}{2}[f^n(\theta) + f^{n-1}(\theta)] \\ f^n(\theta) = f(\theta^n) \end{cases} \quad (32)$$

若将 $R_n^{n-\frac{1}{2}}(\theta)$ 改成 $R_n^{n-1}(\theta)$, 则上述格式的精度将降低一阶。为了保持精度, 需要对 R_n 项进行特殊处理。

具体办法将 R_n 进行外插, 记

$$\bar{R}_n^n = \frac{3}{2}R_n^{n-1} - \frac{1}{2}R_n^{n-2} \quad (33)$$

把 \bar{R}_n^n 代替式(4-1)中 $R_n^{n-\frac{1}{2}}$, 这样仍保持了格式的二阶精度。上述格式是一个 2×2 阶方程组, 此格式不仅无条件稳定而且精度也高。

3.2 对热量方程(2-4), (2-5)通常办法是采用 Runge-Kutte 法, 这里采用特殊的办法来计算, 为了书写方便以(2-5)为例:

$$a \frac{T_{gc}^n - T_{gc}^{n-1}}{\Delta t} = \frac{2G_{cb}(T_{gc}^n)}{c \cdot d_1} - \frac{2\pi}{86400}(T_{gc} - \bar{T}^n) \quad (34)$$

由于 $G_{cb}(T_{gc}^n)$ 是非线性的, 因此需要对它线性化, 具体办法如下:

$$G_{cb}(T_{gc}^n) = G_{cb}(T_{gc}^{n-1}) + \Delta t \frac{\rho_a C_p}{\gamma H_c} \frac{T_{gc}^n - T_{gc}^{n-1}}{\Delta t} \quad (35)$$

将 G_{cb} 代入(34)化简得:

$$T_{gc}^n = \frac{T_{gc}^{n-1} + [\frac{2}{c \cdot d_1}(G_{cb}T_{gc}^{n-1}) - \frac{\rho_a C_p}{\gamma H_c}T_{gc}^{n-1} + \frac{2\pi}{86400}\bar{T}^n] \frac{\Delta t}{a}}{a + \frac{2\pi\Delta t}{86400a}} \quad (36)$$

其中 $a = 1 - \Delta t \frac{\rho_a C_p}{\gamma H_c} \frac{2}{c \cdot d_1} \cdot \alpha$

这是一个由稳式格式得到的显式表达式。

3.3 对方程(2-3)的差分格式采用改进的二阶精度的 Euler 差分格式:

$$h_c \cdot C_c \frac{T_c^n - T_c^{n-1}}{\Delta t} = \frac{1}{2}[G_c(T_c)^n + G_c(T_c^{n-1})] \quad (37)$$

同 $G_{cb}(T_{gc}^n)$ 的处理法类似:

$$G_c(T_c^n) = G_c(T_c^{n-1}) + \Delta t \left[\frac{dG_c(T_{gc}^{n-1})}{dT_c} \frac{dT_c}{dt} + \frac{dG_c(T_{gc}^{n-1})}{dT_{gc}} \frac{dT_{gc}}{dt} \right] \quad (38)$$

4 模拟结果讨论

为了检验模型和应用模型, 利用上述数学模型及差分格式, 对新疆塔里木盆地阿克苏水平衡站地区的土壤、植被、大气之间的水热交换过程进行了数值模拟。

1991年6月作者和中国科学院新疆地理研究所及新疆农一师塔北水管处气象站的科技人员一起,对阿克苏水平衡站地区小麦生长过程中有关的气象、土壤、植被的水热参数进行了将近一个月的考察和测量。阿克苏水平衡站位于北纬 $40^{\circ}30'$,东经 $80^{\circ}45'$,海拔高度1028m,土壤质地为粉砂壤土,植被种类为小麦、水稻、棉花等。气候属于暖温带内陆型,与同纬度地区相比,夏季温度偏高,冬季偏低,春秋季节气温升降剧烈,常常出现春季低温和秋季过早降温。无霜期200d,全年日照时数2940h,平原地区平均年降水量为44.8mm,对生产无实用意义,水分供给依靠高山降水和冰雪融化。年平均风速2.4m/s,光热资源丰富,具有一定的水资源,等待开发的土地还很多,这对发展农业生产比较有利,因此,研究新疆干旱地区的水热交换,不仅有着很高的学术意义,而且对边疆社会主义现代化建设具有重要的经济价值。

影响陆气水热交换的因素主要是当地的气候状况(例如辐射、风速、雨量等),还有下垫面的性质(例如植被类型,土壤性质以及地表面的温湿状况)。因此本文对上述参变量作了必要的分析与讨论,特别关于气候条件对地表面的温湿影响进行了详细分析。这里需要指出的是:文中对地表温度的计算采用了2种计算方法,即模型计算与简单的公式计算,但后者只是一个经验公式,缺乏物理意义,在这里用来纯粹为了比较,而模型是从热传导方程推导演变而来,详见参考文献[4]。

数值模拟时,把塔里木盆地阿克苏水平衡试验站地区植被种类确定为小麦,土壤类型为粉砂壤土,模拟时间6月14日至6月21日共8d。凋萎含水量 $\theta_{pwp}=0.145$,田间持水量 $\theta_{fc}=0.25$,饱和含水量 $\theta_s=0.389$,植被粗糙度 $Z_0=3.2\text{cm}$,土壤深度 $d=100\text{cm}$,根密度 $R_{d1}=0.80$, $R_{d2}=0.20$,叶面积指数 $L_c=3.0$ 。图3—6给出了模拟结果与实测值的比较图形,*代表实测值,曲线代表相应的模拟结果,从图中可以看出模拟结果与实测值基本上是一致的,能够较好地反映实际情况。

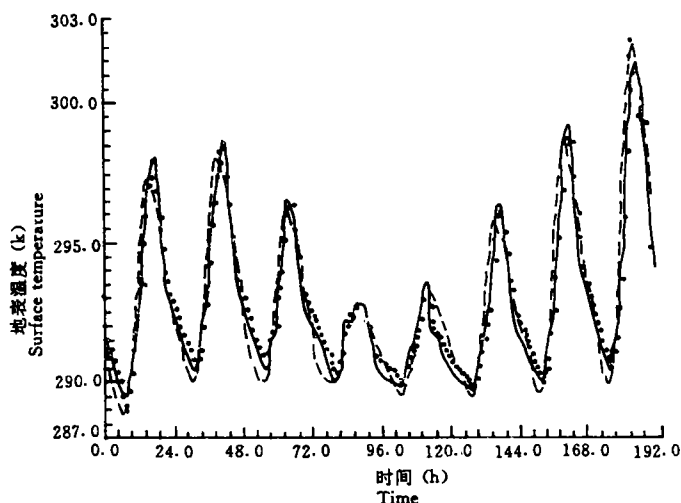


图3 地表温度随时间的变化

Fig. 3 Surface temperature

图3给出了土壤表层温度的模拟结果,地表层温度计算公式的结果及实测值的比较,实线代表模拟结果,虚线代表公式计算结果,*代表实测值。模拟结果,计算公式的结果都与实测值相符合,模拟结果的精度比公式计算的结果高,因此,模拟结果更接近实测值,但公式计算的计

算比较简单,有一定的参数价值。

土壤表面温度具有日周期性变化,主要是由于到达地表面的太阳辐射和地面有效辐射的日变化引起的,在日变化中有一个最大值(塔里木盆地阿克苏地区大约在 16:00)和一个最小值(在日出以前)。白天土壤表面增热最强烈,夜晚土壤表面冷却最激烈,所以土壤表面日变化最大,模拟结果和公式计算的结果都符合了上面的实际情况。从 8:00 至 24:00,每隔 2h 测量一次,所以模拟结果与测量值十分接近,夜里的测量值是由插值得到的,所以夜里有一些差别,这主要是插值的误差引起的,与模拟没有直接关系。

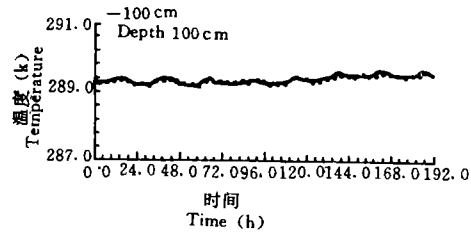


图 4 100cm 深处土壤温度随时间的变化
Fig. 4 100cm deep temperature variance

图 4 给出了 100cm 深处土壤温度的模拟结果与实测值的比较,图中看出模拟结果与测量值相当接近。一般来说,100cm 深处土壤日变化振幅开始消失,在这个深度以下,土壤温度在一天内将维持恒定,而随季节而变化,图 4 与实际情况是符合的。

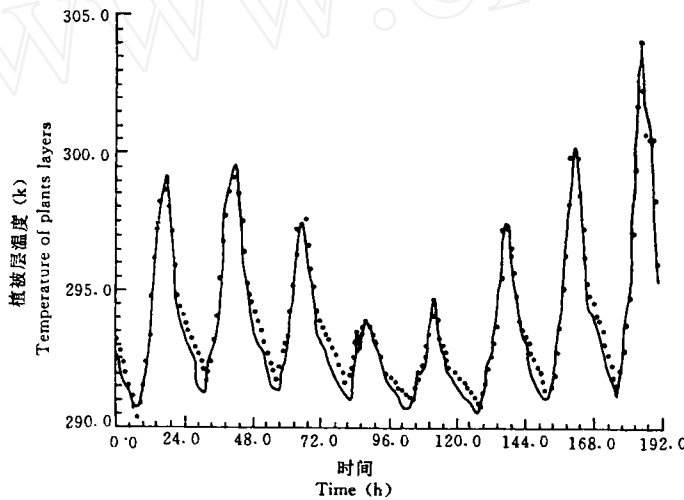


图 5 植被层温度随时间的变化
Fig. 5 Vegetation layer temperature variance

图 5 给出了植被层温度的模拟结果与实测值的比较,从图中看出模拟结果与测量结果比较接近。植被层温度与土壤地表层温度的趋向是一致的,符合日周期性变化及以植被层温度要比地表温度要高的规律。

图 6 给出了地面净辐射量的模拟结果与测量值的比较,从图中看出模拟结果与测量值较吻合。地面净辐射量的大小及变化特征是由短波辐射差额和长波辐射差额两部分决定的,凡能影响这两部分的因素,如日照长短、大气透明度、天气条件和下垫面状况等,都同样影响净辐射量的大小,所以地表净辐射量是因昼夜变化、季节转换、地理纬度,地面性质以及大气中温湿状况,大气成分和云状的不同而不同。在一天中,白天短波辐射差额起决定作用,而夜间长波辐射差额起决定作用,最大值出现在正午前后,最小值出现在夜间。一天中每时刻的净辐射量大小

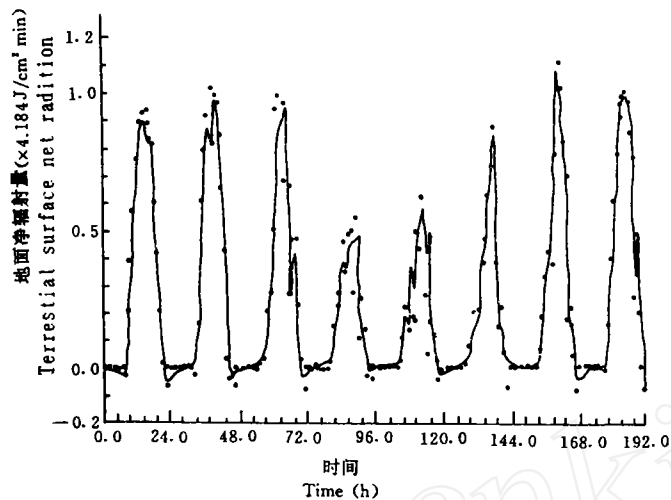


图 6 地面净辐射量随时间的变化

Fig. 6 Net radiation

是不一样的,同时不同的天气状况下,各天的净辐射量是不同的。我们模拟结果是和上述实际情况相符的。

分析了图 3—6 后,作者认为本文所建立的数学模拟的可靠性是令人满意的,可以增强预测生态环境及其变化的能力,为有关部门提出提高农业生产,保持生态平衡以及准确估算植物需水量,预测气候提供科学依据。

参 考 文 献

- 1 Philip J R. The Soil-plant atmosphere continuum in the hydrological cycle. *Hydrological Forecasting, Tech Note No. 92*, 1969
- 2 Mintz Y. Sensitivity of numerical simulating climate to land surface conditions *The Global Climate* J Houghton, Ed, Cambridge University Press, 1984, 79—105
- 3 Shukla J and Mintz Y. Influence land-surface evapotranspiration on the earth's surface. *Science*, 1982, **215**: 1498—1501
- 4 Lin J D, J G R. On the force-restore method for prediction of ground surface temperature. 1980, **85**: 3251—3254
- 5 Sun S F, Lu Z B. A ground hydrologic model with inclusion of a layer of vegetation canopy that can interact with general circulation model. *Science in China (Series B)*, 1990, **33**(3): 334—342
- 6 Yao D L, Shen W M, Li J C. Numerical simulation of water cycling and heat balance in agricultural ecosystem. *Acta Mechanica*, 1992
- 7 沈卫明,姚德良等.阿克苏地区陆面蒸发的数值研究. *地理学报*, 1993, **48**(5)
- 8 Lin J D and Sun S F *J. of climate and applied meteorology*, 1986, **25**(12): 1971—1976
- 9 Reicosky D C, Winkelman L J, Baker J M, et al. Accuracy of hourly air temperatures calculated from daily minima and maxima. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1989, **46**: 193—209

NUMERICAL STUDY ON A LAND HYDROLOGY MODEL IN THE TARIN BASIN

Yao Deliang Shen Weiming Li Jiachun

(Institute of mechanics,CAS,Beijing,100080)

A land hydrology model coupling stratified soil with vegetation effects for the water and heat exchange between land and atmosphere in arid area was suggested. The physical reasons for the temperature changes and water movements stratification were analyzed, especially in relation to the effects of climate changes on surface energy exchange. The forced restoration method was improved. Euler implicit difference schemes with two orders accuracy were proposed. The new computational formulae of net radiation and the ground temperature were adopted. Finally, by using this model a numerical simulation for this system has been carried out in the area where the Aksu water Balance Station is located. The results have been compared with other methods and better fit the observed data.

Key words: land hydrology model, land-atmosphere water and heat exchanges, numerical simulation.