

# 一个改进的陆面过程模式及其模拟试验研究 第一部分: 陆面过程模式及其“独立 (off-line)”模拟试验和模式性能分析

张 晶 丁汇

(国家气候中心, 北京, 100081)

## 摘 要

文中在综合比较过去各类陆面过程模式优缺点的基础上, 主要参考 BATS 模式, 发展了一个陆面过程模式(LPM-ZD)。它具有以下几个特征:

1. 采用物理方程和经验解析公式相结合的方法进行土壤温度和土壤水汽的求解。在上层土壤, 土壤分层较细并采用温度传导和水汽扩散方程求解, 而在下层土壤, 土壤分层较粗并利用经验方法处理。

2. 考虑了降水分布的次网格特征及其对陆面水文产生的重要影响。

3. 较全面地考虑了雪盖对陆面过程的各种影响: 对陆面水文的影响、对土壤热传导的影响以及雪盖的高反照率对辐射收支的影响。

利用 3 组单点观测试验资料对陆面过程模式 LPM-ZD 进行了“独立(off-line)”模拟试验。模拟结果表明陆面过程模式 LPM-ZD 具有较好的模拟性能, 能够比较准确地模拟不同气候区的多种下垫面类型的陆面过程变化特点, 模拟结果与观测基本一致。进而又利用一组观测资料和模式 LPM-ZD 进行了一系列敏感性模拟试验, 试验结果表明模式 LPM-ZD 对一些参数的确定非常敏感, 如初始土壤水汽、植被的物理特性参数以及降水次网格分布因子等, 因此提高确定这些参数的准确性是改进陆面模式的重要内容之一。

关键词: 陆面过程模式, “独立(off-line)”模拟试验, 敏感性模拟试验。

## 1 引 言

陆面过程对气候的重要作用在许多研究工作中得到了证实, 如 Charney<sup>[1]</sup>的地面反照率研究, Yeh, et al.<sup>[2]</sup>的土壤水汽研究, 他们的工作都表明: 陆面特征对气候有明显影响。

目前, 在大气模式中发展更加详尽的陆面过程模式已成为气候研究问题中的热点问题。自 Deardorff<sup>[3]</sup>将植被的影响考虑到陆面过程后, 一系列比较复杂的考虑植被生物物理作用的陆面过程模式相继发展起来, 如 Dickinson<sup>[4]</sup>的生物圈-大气圈传输方案 BATS, Sellers<sup>[5]</sup>的简单生物模式 SiB, Ji<sup>[6]</sup>的陆面过程模式 LSPM, 戴永久<sup>[7]</sup>的陆面过程模式

\* 初稿时间: 1996 年 9 月 10 日; 修改稿时间: 1997 年 3 月 9 日。

资助课题: 国家“九五”重中之重科技项目 95-906-02-04。

IAP94 等等。另一方面,陆面要素在模式格点内存在着明显的次网格变化,特别是陆面水文,它包括的降水过程、径流过程都存在很强的次网格不均匀性。为此,考虑次网格变化的陆面过程模式也相继出现,如 Entekhabi<sup>[8]</sup> 的陆面水文模式。

许多复杂程度各异的陆面模式相继发展起来。生物物理模式对植被的作用作了细致地刻画,但是关于陆面过程的次网格变化特征很少考虑。而次网格特征模式往往又只侧重于某一方面,如 Entekhabi<sup>[8]</sup> 的模式为陆面水文模式。另外,模式中关于土壤温度和土壤水汽的计算,有的模式(如 BATS)采用强迫-回复法和经验推理方法处理,没有准确显式地描述土壤温度传导和水汽扩散的实际物理过程,特别是用强迫-回复法处理非均匀、有雪盖的土壤,或做长时间的模拟积分时,还需要作相当的改进;有的模式虽然运用符合物理定律的温度传导和水汽扩散方程,但考虑到计算量等问题,对土壤分层较少,各层间隔相差很大,这在计算中会带来较大的截断误差。这些都会影响土壤温度和土壤水汽的计算精度,从而影响陆气间湍流通量的模拟质量。

针对目前陆面过程模式中存在的不足,同时考虑到季风区陆面温度、湿度对季风气候的重要影响,需要在模式中有精确的求解。文中在前人工作的基础上,主要参考 BATS 模式,发展了一个陆面过程模式 LPM-ZD。考虑到强迫-回复法的不够准确,以及利用传导扩散方程求解具有较大截断误差问题,在 LPM-ZD 中采用物理方程和经验解析公式相结合的方法对土壤温度和土壤水汽进行求解,即在需要精确求解的上层土壤,进行较细的土壤分层并采用温度传导和水汽扩散方程求解,而在下层土壤,物理量变化幅度较小,对土壤分层间隔较大利用经验方法处理。在 LPM-ZD 中对降水的次网格分布特征及其对陆面水文过程的影响也进行了考虑,另外还考虑了雪盖对陆面过程的各种影响。

陆面模式的研制旨在用于陆面物理过程研究和大气模式的陆面过程参数化方案中。将陆面过程模式 LPM-ZD 运用到陆面物理过程研究和与大气模式相耦合之前,首先必须对模式的物理过程和物理参数进行标定,彻底检验它的各个部分和各种功能是否正常运行、是否能够模拟实际的物理过程。利用各种外场观测资料对模式作“独立(off-line)”模拟试验是检验模式性能的常用方法。在下面几节中首先对陆面过程模式 LPM-ZD 的构造作一简单介绍,然后介绍利用 LPM-ZD 和 3 组不同气候区的单点试验资料开展的“独立(off-line)”模拟试验,在文章的第四部分,对 LPM-ZD 进行敏感性模拟试验以探讨模式对参数和初值的敏感程度,这样在发展模式时提高确定敏感参数的准确性。最后给出结论。

## 2 陆面过程模式简介

陆面过程模式 LPM-ZD 的结构如图 1 所示。林冠层被处理为一个水平均匀的“大叶子”,以一定覆盖度覆盖在土壤表面,土壤共分 4 层,各层厚度为:  $d_1 = 0.03\text{m}$ ,  $d_2 = 0.12\text{m}$ ,  $d_3 = 0.85 - 1.85\text{m}$ ,  $d_1 + d_2 + d_3 + d_4 = 10\text{m}$ 。土壤表层的物理量值需要有精确的模拟,因此模式 LPM-ZD 对表层土壤作了较细的分层,第一层尽量薄,使第一层土壤的温度和水汽值可以代表土壤表面的值,第三层对应于植被根系层,并大致与土壤变量的季节变化层相对应,第四层为深层土壤。在这样的土壤分层中,对分层较细的第一层、第二层土壤利用物理方程求解土壤温度和水汽的变化;第三层土壤,考虑到较粗的分层以及这一层的物理量主要受季节因子影响,变化幅度小,利用 Dickinson<sup>[9]</sup> 提出的强迫-回复法处理

这层土壤的温度变化, 利用经验推理方程处理这一层土壤的水汽变化; 第四层土壤处于土壤深层, 物理量随时间变化较慢, 可用气候值表征第四层土壤的温度和水汽。选取这样的构造, 旨在达到既精确又节约计算机机时的目的。

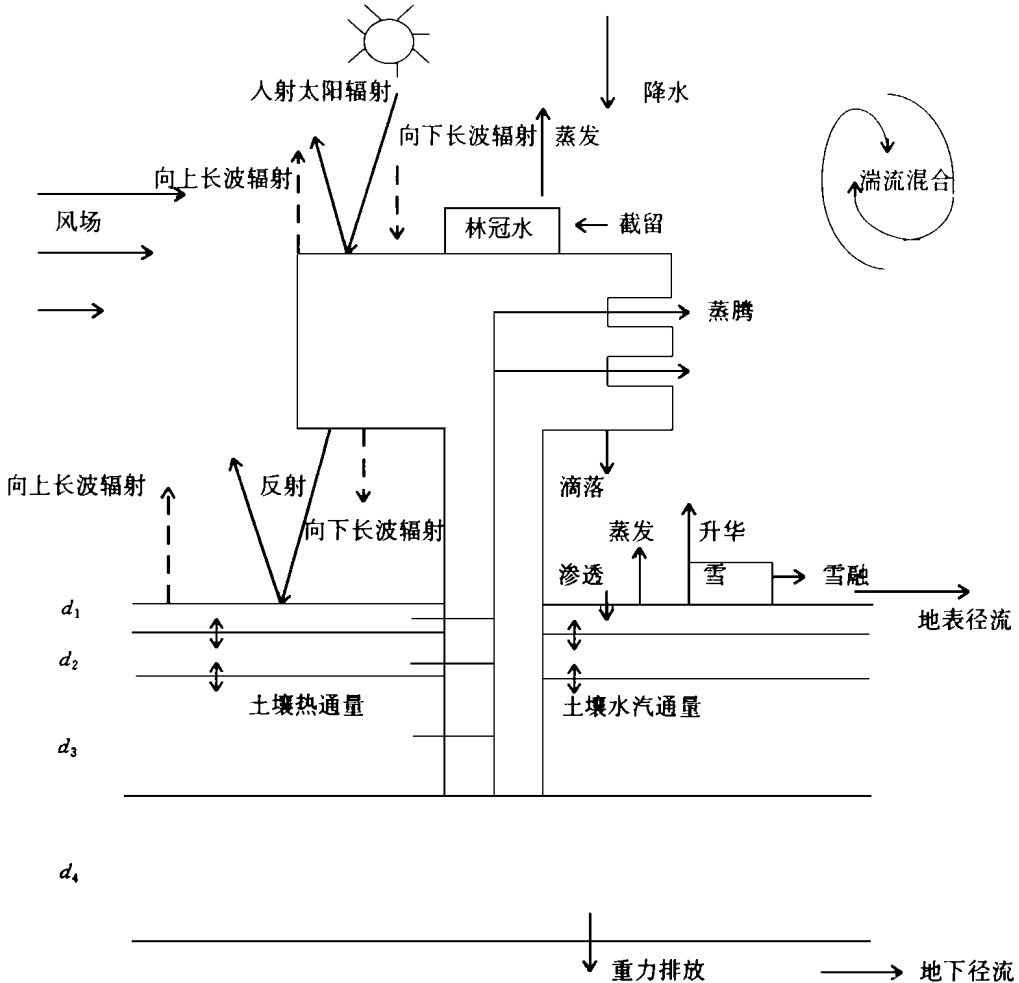


图1 陆面过程模式结构示意图

上述陆面模式结构中的物理过程考虑如下: 对于降水, 假定降落到下垫面的降水一部分被植被叶子所截留, 一部分直接降落到地面。叶子所截留的降水一部分用于蒸发, 另一部分滴落到地面, 与直接降到地面的降水一起或渗入土壤中或形成表面径流。在这一过程中考虑了降水的次网格分布特征及其影响。蒸散过程中, 除湿润土壤表面、湿润叶子表面直接向大气蒸发水汽外, 植被根系从土壤中抽吸水分再由干叶面向大气蒸腾水汽。太阳辐射到达植被林冠或土壤表面之后, 一部分被吸收, 一部分被反射。植被和土壤表面吸收的太阳辐射能量绝大部分以感热、潜热和长波辐射形式输送回大气, 部分能量用于土壤、林冠增加自身温度。在通量计算中考虑了两类阻抗作用: 湍流阻抗和表面阻抗。对于冬季积雪, 模式利用了一个简单的雪盖模式处理。

陆面模式 LPM-ZD 的控制方程组为:

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = \frac{1}{C_1 d_1} (R_g - H_s - L_v E_q + R_{12})$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{C_2 d_2} (R_{23} - R_{12})$$

$$\frac{\partial T_3}{\partial t} = Y_a \frac{D_a}{D_d} (T_1 - T_3) - Y_a (T_3 - T_4)$$

$$\frac{\partial T_f}{\partial t} = \frac{1}{C_f} (R_f - L_v E_f - H_f)$$

$$\frac{\partial S W_1}{\partial t} = (P_g + D_f - \frac{1}{\rho_w} E_q - R_s) - Q_{12} - \frac{\beta_1}{\rho_w} E_{tr}$$

$$\frac{\partial S W_2}{\partial t} = Q_{12} - Q_{23} \frac{\beta_2}{\rho_w} E_{tr}$$

$$\frac{\partial S W_3}{\partial t} = Q_{23} - R_d - (1 - \beta_1 - \beta_2) \frac{E_{tr}}{\rho_w}$$

$$\frac{\partial S W_f}{\partial t} = P_f - \frac{E_f}{\rho_w} + \frac{E_{tr}}{\rho_w}$$

式中:  $T_i$  为第  $i$  层土壤的温度,  $d_i$  为第  $i$  层土壤的厚度,  $C_i$  为第  $i$  层土壤的平均热容量(取为干土热容和土壤水热容的加权平均),  $R_g$  为土壤表面吸收的净辐射,  $H_s$  为土壤表面的感热通量,  $L_v E_q$  为土壤表面潜热通量,  $R_{i,i+1}$  为第  $i$  层土壤和第  $i+1$  层土壤之间的热通量,  $Y_a$  为季节变化频率,  $D_d, D_a$  分别为温度日、季节变化穿透的厚度,  $T_f$  为植被温度,  $R_f$  是叶面吸收的净辐射,  $H_f$  为叶面的感热通量,  $E_f$  为叶面的水汽通量,  $C_f$  为叶子热容量,  $S W_i$  为第  $i$  层土壤水汽含量,  $P_g$  为降到未被植被覆盖的土壤表面上降水率,  $D_f = D_{swf} + D_{pf}$  为植被滴落率,  $R_s$  为地表径流率,  $E_{tr}$  为叶面总蒸腾率,  $\beta_1$  和  $\beta_2$  分别为植被根系在第一层土壤和第二层土壤分布的比率,  $\rho_w$  为水的密度,  $Q_{i,i+1}$  为第  $i$  层土壤和第  $i+1$  层土壤之间的水汽通量,  $R_d$  为土壤水地下径流,  $S W_f$  为叶面上贮存的水量,  $P_f$  为叶面截留降水率, 当计算的  $S W_f$  大于叶面能承受的最大值  $S W_{max}$  时, 令  $S W_f = S W_{max}$ , 多余的落到土壤表面, 有:

$$D_{swf} = \frac{S W_f - S W_{max}}{\Delta t}$$

模式 LPM-ZD 中通量计算方案是这样考虑的, 在辐射通量的计算中, 利用经验公式确定下垫面的反照率, 土壤表面反照率随土壤颜色和土壤表面含水量变化, 植被表面反照率随植被类型、季节和太阳高度角变化, 并且对不同波段光谱和不同入射方式的太阳辐射反照率不同。湍流通量的计算采用通量公式: 通量= 物理量位势差/ 阻抗。土壤各层间的热通量、水汽通量根据土壤热传导和水汽扩散规律计算。详细计算公式参见文献[10]。

降水的次网格分布特征引用局地降水率的概率密度函数  $f(P_1) = \frac{\mu}{P} \exp(-\frac{\mu P_1}{P})$  [11] 表征。这时格点平均植被滴落降水率  $D_{pf}$ , 截留率  $P_f$  和地表径流率  $R_s$  表示为:

$$D_{pf} = \sigma P \exp(-\frac{\mu C M}{\sigma P})$$

$$P_f = \sigma P (1 - \exp(-\frac{\mu C M}{\sigma P}))$$

$$R_s = P_s \exp\left(-\frac{\mu F}{P_s}\right)$$

$P_1$  为局地降水率,  $\mu$  为降水覆盖区域,  $P$  为格点平均降水率,  $CM = SW_{\max} - SW_f$  为植被最大贮水率,  $F$  为土壤最大渗透率,  $P_s = (1 - \sigma_f)P + D_f$  为格点平均土壤表面降水率, 格点平均土壤渗透率则为:

$$P_s - R_s = P_s(1 - \exp\left(\frac{\mu F}{P_s}\right))$$

陆面模式中的雪盖模式是这样考虑的, 积雪以一定比例覆盖在模式网格内, 地表积雪量利用雪质量守恒方程求解。积雪温度与第一层土壤温度相同, 但当土壤表面有积雪覆盖时, 土壤表面的热容、热传导率等参数及第一层土壤厚度要进行订正。厚度订正为  $d_1 = d_1 + d_s$ ,  $d_s$  为土壤表面的平均积雪厚度。积雪温度大于 0 时, 多余的热量用于雪融。通过定义雪龄因子将雪的老化影响作了考虑。雪的密度, 雪的反照率都与雪龄因子有关。

陆面模式中对陆面覆盖、土壤类型的分类按 Dickinson<sup>[4]</sup>的分类方法, 陆面覆盖分 18 类, 土壤质地分为 12 类(沙土 1—粘土 12), 土壤颜色分为 8 类(淡 1—黑 8)。陆面覆盖及土壤的物理参数如表 1 所列。

表 1a 植被物理特性参数

植被类型	覆盖度 (最大/269K)	粗糙度 (m)	零平面位移 (m)	反照率 (< 0.7 $\mu$ m/ > 0.7 $\mu$ m)	最小叶孔 阻抗 (sm <sup>-1</sup> )	叶面指数 (最大/最小)	茎面指数	土壤 (质地/颜色)
1	0.85/0.25	0.06	0.00	0.10/0.30	120	6.0/0.5	0.5	6/5
2	0.80/0.70	0.02	0.00	0.10/0.30	200	2.0/0.5	4.0	6/3
3	0.80/0.70	1.00	9.00	0.05/0.23	200	6.0/5.0	2.0	6/4
4	0.80/0.50	1.00	0.00	0.05/0.23	200	6.0/1.0	2.0	6/4
5	0.80/0.50	0.80	18.0	0.08/0.28	200	6.0/1.0	2.0	7/4
6	0.90/0.40	2.00	0.00	0.04/0.20	200	6.0/5.0	2.0	8/4
7	0.80/0.50	0.10	0.00	0.08/0.30	150	6.0/0.5	3.0	6/4
8	0.00/0.00	0.05	0.00	0.20/0.40	200	0.0/0.0	0.5	3/1
9	0.60/0.40	0.04	0.00	0.10/0.30	200	6.0/0.5	0.5	6/3
10	0.80/0.20	0.06	0.00	0.06/0.28	200	6.0/0.5	2.0	6/3
11	0.10/0.00	0.10	0.00	0.17/0.34	200	6.0/0.5	2.0	5/2
12	0.00/0.00	0.10	0.00	0.80/0.60	200	0.0/0.0	2.0	12/1
13	0.80/0.40	0.03	0.00	0.06/0.18	200	6.0/0.5	2.0	6/5
14	0.00/0.00	0.0024	0.00	0.07/0.20	200	0.0/0.0	2.0	6/5
15	0.00/0.00	0.0024	0.00	0.07/0.20	200	0.0/0.0	2.0	6/5
16	0.80/0.60	0.10	0.00	0.05/0.23	200	6.0/5.0	2.0	6/4
17	0.80/0.50	0.10	0.00	0.08/0.28	200	6.0/1.0	2.0	5/3
18	0.80/0.60	0.80	0.00	0.06/0.24	200	6.0/3.0	2.0	6/4

表 1b 土壤物理特性参数

土壤质地 (沙 1—粘 12)	孔隙度	最大水抽吸 ( $10^{-3}\text{m}$ )	饱和水压传导 率( $10^{-6}\text{ms}^{-1}$ )	指数 $B$	萎蔫点	干土热容量 ( $10^3\text{J}/\text{m}^3\text{K}$ )
1	0.33	30	200	3.5	0.088	0.48
2	0.36	30	80	4.0	0.119	1.42
3	0.39	30	32	4.5	0.151	1.36
4	0.42	200	13	5.0	0.266	1.20
5	0.45	200	8.9	5.5	0.3	1.12
6	0.48	200	6.3	6.0	0.332	1.08
7	0.51	200	4.5	6.8	0.378	1.05
8	0.54	200	3.2	7.6	0.419	1.03
9	0.57	200	2.2	8.4	0.455	1.01
10	0.60	200	1.6	9.2	0.487	1.00
11	0.63	200	1.1	10.0	0.516	0.98
12	0.66	200	0.8	10.8	0.542	0.96

表 1c 土壤反照率

参 数	土 壤 颜 色 ( 浅 1 — 黑 8 )							
	1	2	3	4	5	6	7	8
饱和土壤反照率( $< 0.7\mu\text{m}$ )	0.12	0.11	0.10	0.09	0.08	0.07	0.06	0.05
饱和土壤反照率( $> 0.7\mu\text{m}$ )	0.24	0.22	0.20	0.18	0.16	0.14	0.12	0.10

### 3 陆面过程模式的“独立(off-line)”模拟试验

将陆面过程模式 LPM-ZD 运用到陆面过程研究和与大气模式相耦合之前,需要彻底检验它的各个部分和各种功能是否正常运行,是否能够模拟实际的物理过程。利用目前可以得到的不同气候区的 3 组单点观测资料对模式作了“独立(off-line)”模拟试验,用以检验模式的性能。在下面各组模拟试验中模拟积分步长均取为  $180s_0$ 。

#### 3.1 亚马孙单点“独立(off-line)”模拟试验

亚马孙单点试验是用亚马孙地区的一个试验点资料做为 LPM-ZD 的边界强迫进行的模拟试验。该试验点位于(3 S, 59 W),下垫面覆盖为热带常青阔叶林。观测资料时段为 1983 年 9 月—11 月,每天于当地时间每整点进行一观测。由于资料的时间长度较短,模拟试验主要考察模式对陆面过程日变化特点的模拟能力。另外观测资料中的感热通量、潜热通量等物理量只在观测的前 30d 中的几天时间内有观测值,因此只能对模拟的前 30d 结果进行对比分析。这样受初值影响会使模拟结果与观测相比不甚理想。在积分模式时土壤及植被的温湿初值作如下处理:各层土壤及植被的初值温度简单地取为观测的空气温度,植被叶面上初始水量假定为 0,土壤各层的初始土壤水汽含量根据植被类型利用经验关系式<sup>[11]</sup>确定。模式中各种参数按表 1 确定。

图 2 为 1983 年 9 月 16 ~ 30 日试验点(5 S, 59 W) 的模拟结果。图 2a 为模拟的第一层、第三层土壤温度、叶子温度以及观测的空气温度随时间的变化图。模式对土壤植被温度的日变化特点做出了模拟, 与观测的空气温度变化趋势很一致。由于该点下垫面为茂密

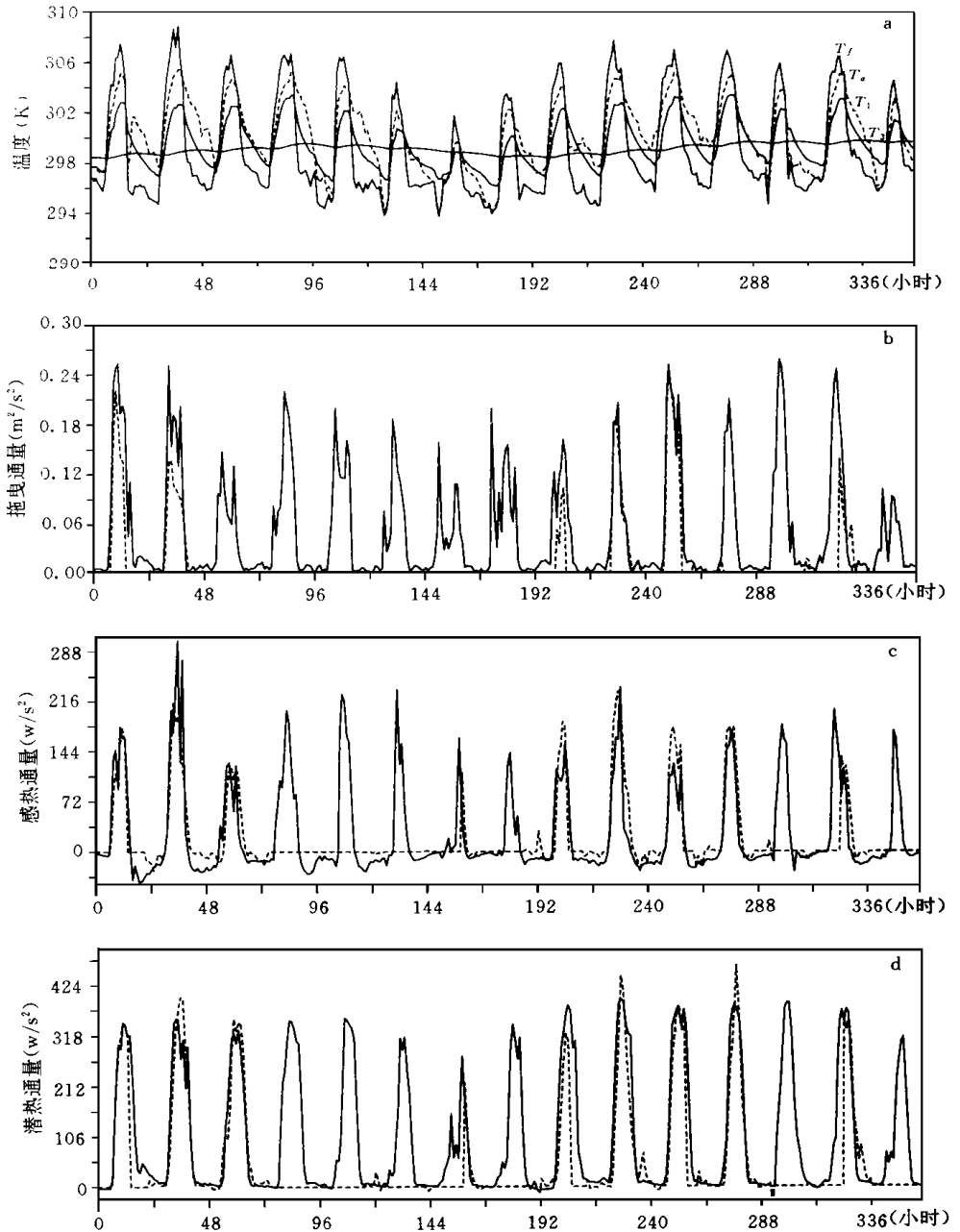


图 2 1983 年 9 月 16 ~ 30 日试验点(5 S, 59 W) 的模拟结果

(a. 模拟的第一层、第三层土壤温度、叶子温度及观测的空气温度; b. 模拟和观测的拖曳通量; c. 模拟和观测的感热通量; d. 模拟和观测的潜热通量(模拟—, 观测...))

的热带森林, 森林对土壤的隔温作用, 模式也成功地模拟出来了。由于植被的遮挡, 白天土壤温度升温不高, 最高温度平均比最高叶温低 4 左右。在夜晚, 地表土壤温度降温幅度也比植被的降温幅度小, 第三层土壤温度主要随季节变化, 因此温度变化很小。图 2b 为模拟的拖曳通量与实测的比较, 在有观测记录的几天, 模拟结果与观测结果相比是一致的。图 2c 为模拟的下垫面向大气输送的感热通量与观测结果的比较, 总体上模拟值与观测比较一致。图 2d 为模拟的下垫面向大气输送潜热通量与观测结果的比较, 观测与模拟是比较一致的。另外关于陆面水文量的模拟(图略), 模拟的地表径流随降水增强而增强, 模拟的土壤水汽在降水非常强的时刻没有立即增加, 很大原因是由于非常强的降水导致的径流也很大。另外热带森林对降水的截流也很大, 使得降水并没有都渗透到土壤中。随着降水的持续出现, 土壤水汽含量开始增加, 持续的强降水结束后, 由于蒸发作用土壤水汽开始减少。这种模拟结果符合实际。

从上面的分析可以看出, 本模式对于下垫面为热带森林的陆面过程日变化特点能够给出合理的模拟。

### 3.2 前苏联 4 个观测站单点“独立(off-line)”模拟试验

利用位于前苏联 4 个站点的观测资料作为模式 LPM-ZD 的边界强迫进行模拟试验。前苏联 4 个站分别为 Ural'sk (51.3 N, 51.4 E), Kostroma (57.8 N, 40.9 E), Khabarovsk (48.5 N, 135.3 E) 和 Ogurstovo (54.9 N, 82.9 E), 下垫面覆盖均为草地。本例模拟时间长度根据 4 个站资料时段选为 1978 年 5 月—1982 年 12 月。

根据 Schlosser(个人通信)的建议, 测站中辐射观测的净辐射观测不是非常准确, 因此在模式运行中不采用这个量作为边界条件, 只将它做为结果对比分析的参考。大气向下的长波辐射可以根据 Monteith<sup>[13]</sup>的经验公式利用云盖计算。根据气象观测资料中的总云量  $C_t$  和低云量  $C_L$ , 并假定中云  $C_M$  和高云  $C_H$  相等, 取为  $(C_t - C_L) / 2$ <sup>[13]</sup>, 于是有:

$$L_w = (1 - \exp(-e_a^{T/b})) \times (1 + 0.2(C_L + C_M)^2 + 0.04C_H^2) \sigma T_a^4$$

其中:  $L_w$  为大气向下长波辐射,  $T_a, e_a$  为气温和水汽压,  $\sigma$  为 Stefan-Boltzman 常数,  $b$  为经验常数, 取为 2016。

积分模式时土壤及植被的温湿初值按 3.1 节中的方法处理。根据下垫面覆盖类型(草地)和 4 个站的土壤类型和土壤颜色<sup>[14]</sup>:

Ural'sk(重壤土, 深栗色), Kostroma(壤土, 黑),

Khabarovsk(重壤土, 褐色), Ogurstovo(重壤土, 深栗色)。

一系列植被、土壤性质参数由表 1 确定。

由于这组观测资料时间较长, 连续模拟积分了 56 个月。因此利用这组模拟结果可以考察模式对陆面过程季节变化特点的模拟能力。首先分析模式对草地下垫面的陆面过程日变化特点的模拟, 然后再重点分析模式对陆面过程季节变化特点的模拟。

图 3 为 Ural'sk 站 1982 年 7 月 16~31 日的模拟结果。图 3a 为模拟的第一层、第三层土壤温度  $T_1, T_3$ , 植被温度  $T_f$  和观测的地表土壤温度。根据 Schlosser(个人通信)的意见, 这里观测的土壤温度值不准确。因为观测时, 温度计直接平放于地面, 这样在白天, 太阳光直接照射温度计使温度计所测温度除土壤温度之外, 还有太阳直接照射的增温, 因此温度



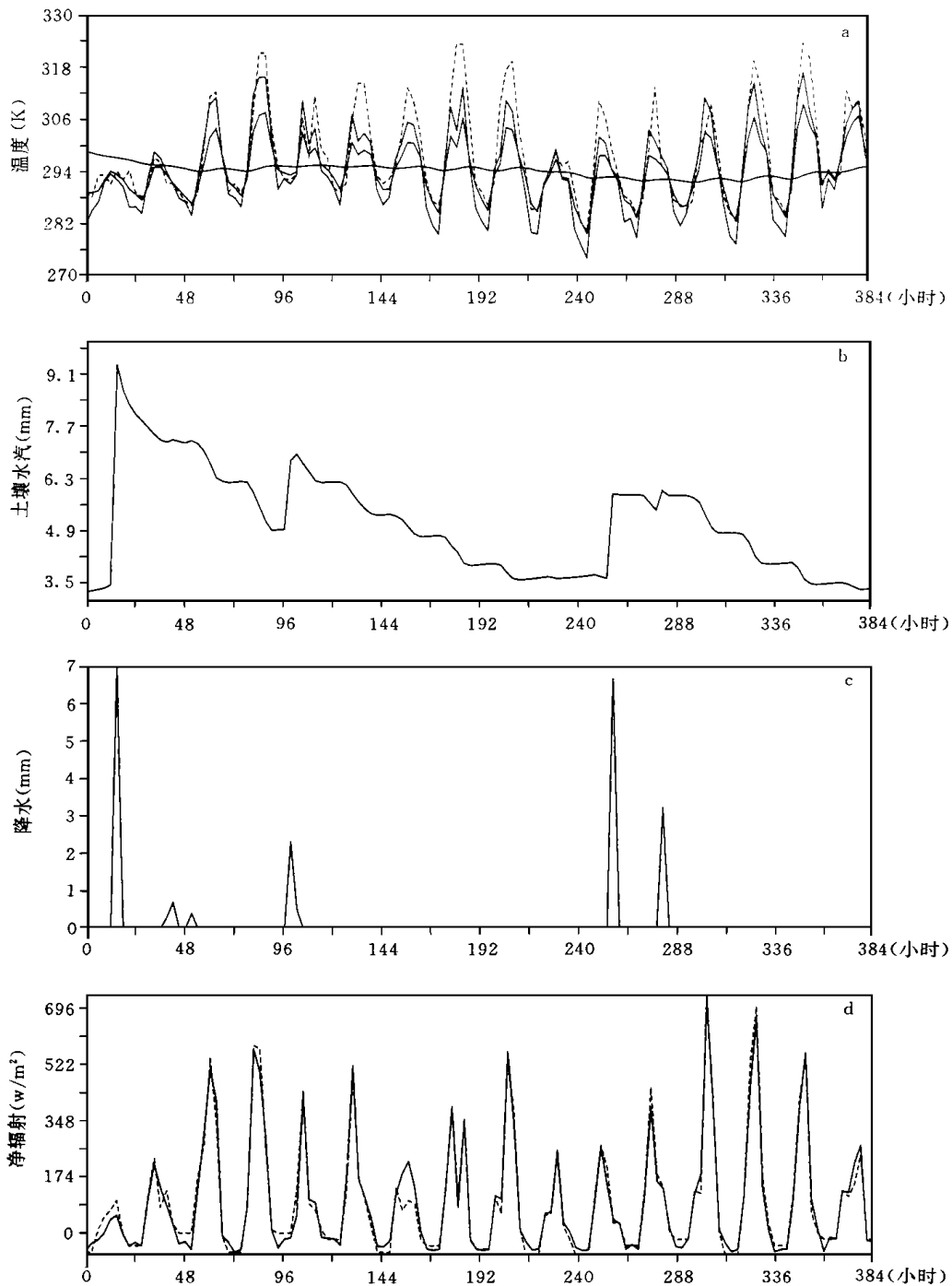


图3 Uralsk 站 1982 年 7 月 16~31 日的模拟结果

- (a. 模拟的第一层、第三层土壤温度  $T_1$ ,  $T_3$ , 植被温度  $T_f$  和观测的地表土壤温度;  
 b. 模拟的第一层土壤水汽; c. 观测的降水; d. 模拟和观测的净辐射 (模拟—, 观测...))

计所测温度高于实际土壤表面温度; 夜晚由于没有太阳辐射, 观测值比较准确。因此从图 3a 中可以看出, 白天观测的土壤表面温度明显高于模拟的第一层土壤温度, 但在夜晚两者比较一致。图 1b 为模拟的第一层土壤水汽。图 3c 为观测的降水。比较 b、c 两图可以看到土壤水汽随降水出现而增大。图 3d 为模拟的净辐射与观测的净辐射的比较, 可以看出两者是很一致的。对于感热通量和潜热通量的日变化特点模式给出了模拟, 并且模拟的感热通量要比潜热通量大(图略), 这与观测点具有干燥气候的特点是一致的。综观图 3, 模式对草地下垫面的陆面过程日变化特点的模拟是合理的。

为了研究模式对陆面过程季节变化特点的模拟, 利用模式分别对 Uralsk, Kostroma, Khabarovsk, Ogurstovo 4 个站进一步连续积分 56 个月(1978 年 5 月-1982 年 12 月), 图 4 为 Uralsk 站的模拟结果(其它站的模拟结果图略)。图中物理量以月平均值给出。图 4a-c 分别为模拟的土壤温度、反照率、净辐射与观测值的比较, 图 4d-j 分别为模拟的潜热通量、感热通量、观测的大气降水和模拟的地表径流、第一层土壤水汽含量、1m 厚土壤水汽含量以及雪盖等量随时间变化。由于前面所述的原因, 土壤温度的观测值不准确, 从图 2a 可以看到观测土壤表面温度月平均值均比模拟的值大。冬季有雪盖存在时模式模拟出

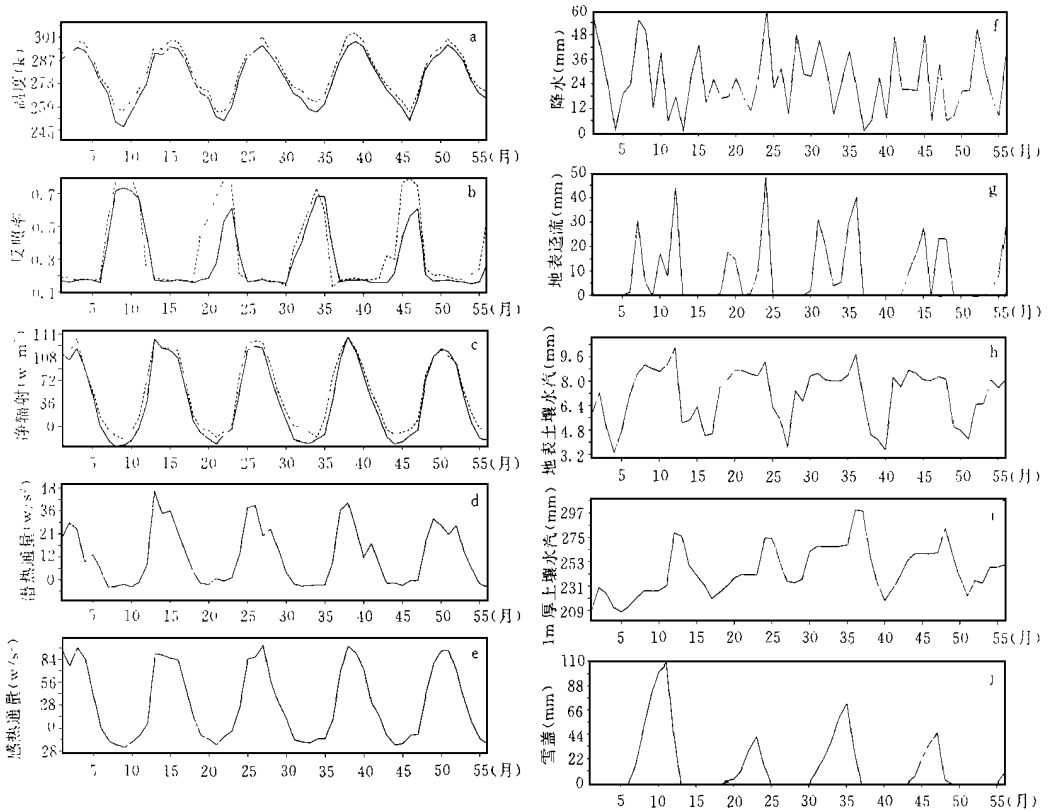


图 4 Uralsk 站 1978 年 5 月-1982 年 12 月的模拟结果

(a. 模拟和观测的土壤温度; b. 模拟和观测的反照率; c. 模拟和观测的净辐射;

d. 模拟的潜热通量; e. 模拟的感热通量; f. 观测的大气降水; g. 模拟的地表径流;

h. 模拟的第一层土壤水汽含量; i. 模拟的 1m 厚土壤水汽含量; j. 模拟的雪盖(模拟—, 观测...))

雪的高反照率值,但图 4b 中有两年冬季模拟的反照率与观测相差较大,这可能是由于这两年积雪厚度较薄(如图 4j),而模式中单位陆地面积上覆盖的雪盖比例是利用雪盖厚度参数化得到的,这样雪盖比例会比较小,从而加权得到的反射率值也要偏小,而观测的反照率值很可能是针对某一点,不是单位区域的平均反照率。从图 4c 可以看到,模拟的净辐射与观测的结果比较一致,但当模拟的反照率不理想时,模拟的净辐射值与观测值也有一定的差别,这是必然的,所以改进反照率的模拟是改进模式的一个重要内容。由于感热、潜热通量没有观测值比较,图 4d, e 只给出它们的模拟结果,可以看出模式对感热、潜热通量的季节变化特点给出了合理的模拟,即夏季值大,冬季值小。图 4f-j 给出土壤水文量的模拟结果,从图 4g 可以看出,地表径流在春季雪融时最大,而在初冬刚下雪时也有一部分雪融造成的径流,在夏季由于蒸发强,土壤比较干燥,这时径流较小,但当降水非常强时,径流也较大,这种模拟结果是合理的。图 4h, i 为模拟的土壤水汽,模式模拟出土壤水汽的季节变化,即冬季高,夏季低。上面各种模拟结果的分析表明:模式对陆面过程的季节变化特点具备了很好的模拟能力。

### 3.3 中国甘肃黑河地区两个测站单点“独立(off-line)”模拟试验

1990~1992 年中日双方在中国甘肃黑河地区合作进行了一次较大规模的地气相互作用外场观测试验,简称黑河实验(HEIFE)<sup>[15]</sup>。利用这次观测试验资料进行模拟试验。选用张掖站(约 38.9°N, 100.6°E)和沙漠站(约 39.6°N, 100.3°E)两组观测资料,资料时段分别为:1991 年 5 月 1 日—1992 年 1 月 31 日,1992 年 5 月 1 日—1992 年 11 月 30 日。积分模式时土壤、植被的温湿初值这样确定,第一层、第二层、第三层土壤的初始温度分别取观测的地表温度、地下 0.05m 处土壤温度和地下 0.4m 处土壤温度,植被初始温度简单地取为气温,初始土壤水汽根据经验关系<sup>[11]</sup>确定。根据陶泽宏等<sup>[15]</sup>,张掖站的下垫面覆盖为绿洲,沙漠站位于沙漠边缘,根据这两类下垫面覆盖,模式中各种土壤植被参数根据表 1 确定。

图 5 和图 6 分别为张掖站 1991 年 5 月 1~10 日和沙漠站 1992 年 5 月 1~10 日的模拟结果。从这两张图可以考察模式对绿洲和沙漠陆面过程日变化特点的模拟能力。从图 5a, b 可以看出,模式对绿洲下垫面各层土壤温度的模拟比较合理,由于观测和计算的各层土壤深度不尽一致,第二层土壤温度的日变化幅度模拟的比观测的要大些,第三层土壤温度的模拟与观测相比也不尽一致。另外由于这几天没有降水发生,地表土壤水汽受土壤蒸发和植被蒸发等的影响逐渐减少(图 5c)。从图 5d 可以看出净辐射的模拟值与观测比较一致,只是每日“峰值”模拟的小些。这可能与反照率的处理和计算的  $T_1$  值偏高有关。模式模拟出感热、潜热通量的日变化特点,由于没有观测值作比较,这里图省略。图 6a, b 为模拟的沙漠下垫面各层土壤温度,模拟的第一层土壤温度在白天峰值处比观测值小,模拟的第二层土壤温度日变化振幅比观测值要大,在有降水发生时(如图 6e),模拟值与观测值相差更大,这可能与土壤中含水量大小有关,土壤中含水量增加,会增加热传导。图 6c 为模拟的土壤水汽,有降水出现时,土壤中水含量急剧增加。图 6d 为模拟和观测的净辐射,两者比较一致。模拟的感热、潜热很符合沙漠的实际,在沙漠地区潜热通量很小(图略)。

从上面分析可以发现模式对于绿洲下垫面的陆面过程日变化特点能够得到比较好的

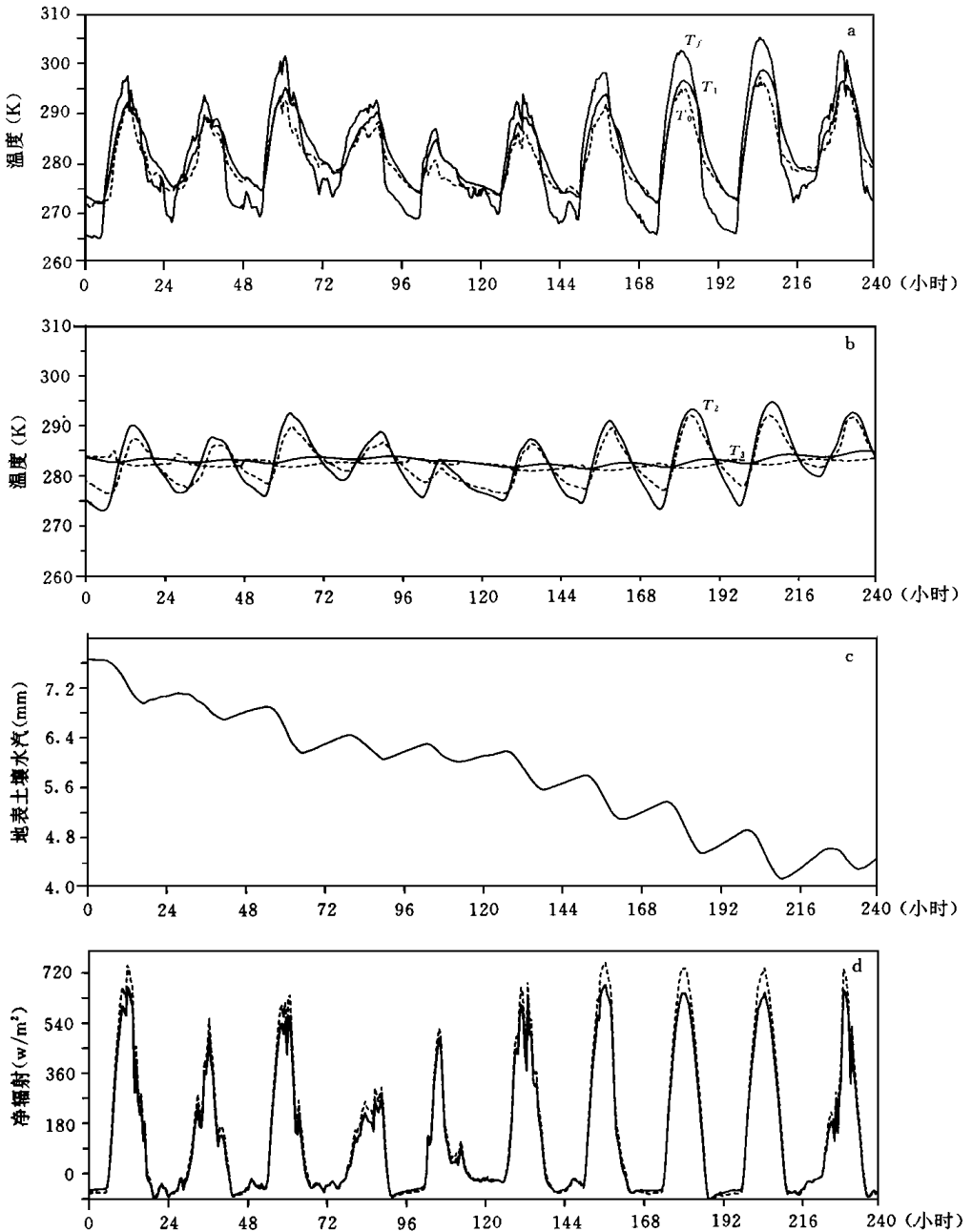


图5 张掖站1991年5月1~10日的模拟结果

- (a. 模拟( $T_1$ )和观测( $T_0$ )的地表土壤温度(模拟深度为1.5 cm, 观测为地表)、植被温度 $T_i$ ;  
 b. 模拟和观测的第二层(模拟深度为9 cm, 观测深度为5 cm)、第三层(模拟深度为57.5 cm, 观测深度为40 cm)土壤温度;c. 模拟的第一层土壤水汽;d. 模拟和观测的净辐射。(模拟—, 观测...)

模拟,但对于沙漠下垫面的陆面过程日变化特点的模拟还有一些问题存在,关于沙地的陆面特征还有待作更仔细的研究。

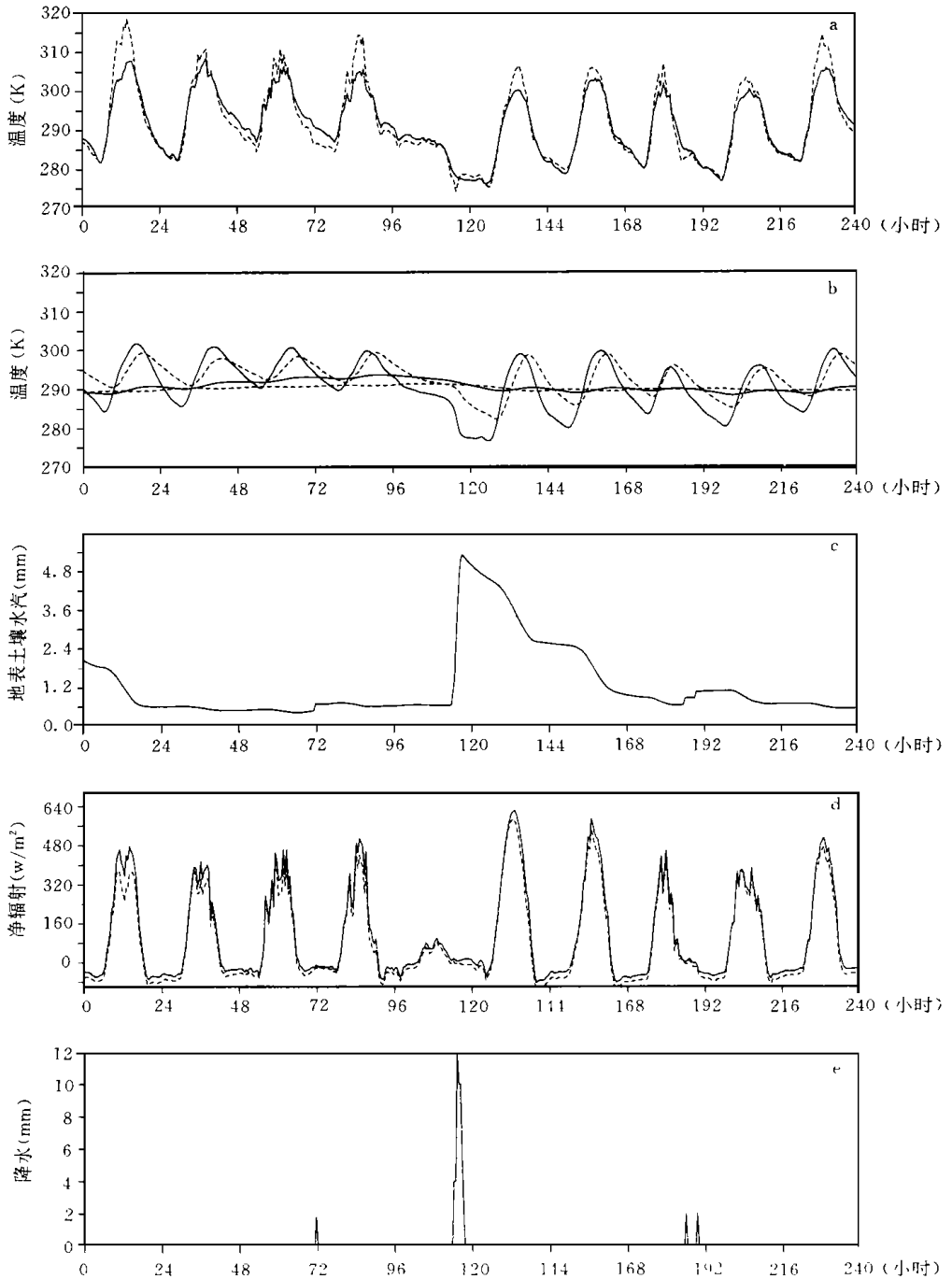


图6 沙漠站1992年5月1~10日的模拟结果

(a. 模拟( $T_1$ )和观测( $T_0$ )的地表土壤温度(模拟深度为1.5 cm, 观测为地表)、植被温度 $T_f$ ; b. 模拟和观测的第二层(模拟深度为9 cm, 观测深度为5 cm)、第三层(模拟深度为57.5 cm, 观测深度为40 cm)土壤温度; c. 模拟的第一层土壤水汽; d. 模拟和观测的净辐射; e. 观测的降水量(模拟—, 观测...))

#### 4 陆面过程模式 LPM-ZD 的敏感性模拟试验

在完成前面“独立(off-line)”模拟试验过程中,发现模式对有些参数的变化很敏感,而对另一些参数的变化则不太敏感。本节将着重讨论模式对敏感参数的敏感性模拟试验结果。在讨论这些结果时,要用一个对照试验结果进行对比分析,在这里利用亚马孙资料做敏感性试验,因而文中第一部分<sup>[1]</sup>的亚马孙“独立(off-line)”试验成为这里的对照试验。

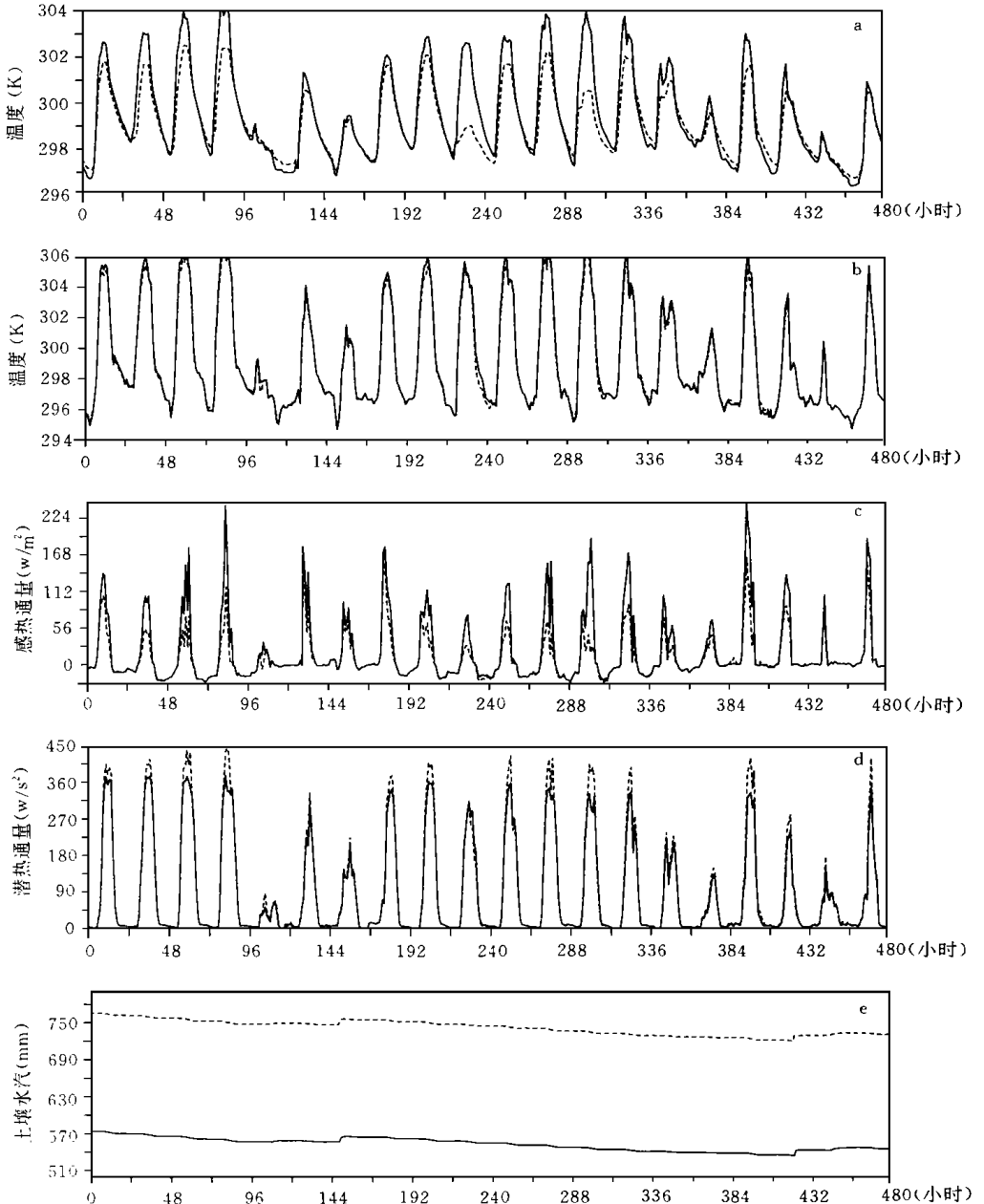


图7 亚马孙 1983 年 11 月 11~30 日初始土壤水汽 1.5 倍于对照试验的模拟  
(a. 地表土壤温度; b. 植被温度; c. 感热通量; d. 潜热通量; e. 三层土壤水汽(对照一, 敏感...))

模式的敏感参数包括初始土壤水汽含量, 植被叶孔阻抗, 植被叶面指数及降水增湿地面的因子  $\mu$ 。下面分析模拟结果。

图 7 为初始土壤水汽含量取对照试验 1.5 倍条件下的模拟结果(第四层的气候值土壤水汽含量不变)。可以看出, 由于初始土壤水汽增加而产生的影响是很大的, 会使感热减少, 潜热增加, 土壤温度和叶温都有所降低, 高的土壤水汽含量一直维持着。初始土壤水汽

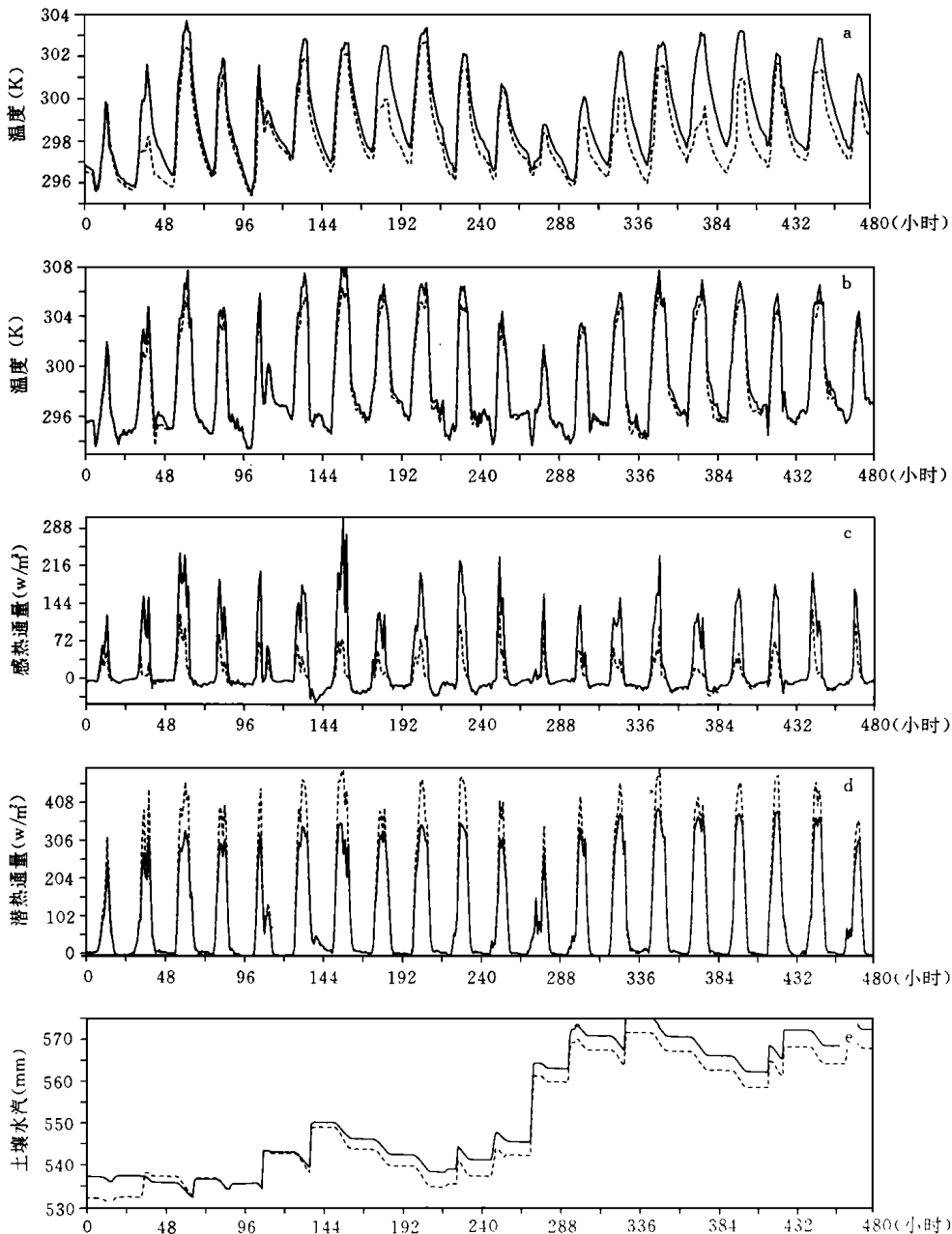


图 8 亚马孙 1983 年 9 月 11 ~ 30 日最小叶孔阻抗为  $100(\text{s}^{-1})$  的模拟

(a. 地表土壤温度; b. 植被温度; c. 感热通量; d. 潜热通量; e. 三层土壤水汽(对照一, 敏感...))

取对照试验 0.5 倍的模拟结果(图略), 情形相反, 低的土壤水汽含量一直维持着。从这两种模拟结果可以看出, 初始土壤水汽的选取是非常重要的, 它在模式中的“记忆”时间很长。

对照试验中热带阔叶林的最小叶孔阻抗为  $200(\text{s}^{-1})$ , 图 8 为最小叶孔阻抗取  $100(\text{s}^{-1})$  与对照试验的比较。由于叶孔阻抗减小, 植被蒸腾作用加强, 潜热通量增大, 感热通量减小, 从而叶面温度特别是在白天(植被蒸腾主要发生在白天)降温较多。由于植被的蒸腾作用增强, 使土壤中水汽含量减小, 土壤热容量随即而减小, 使得土壤表面温度在夜晚

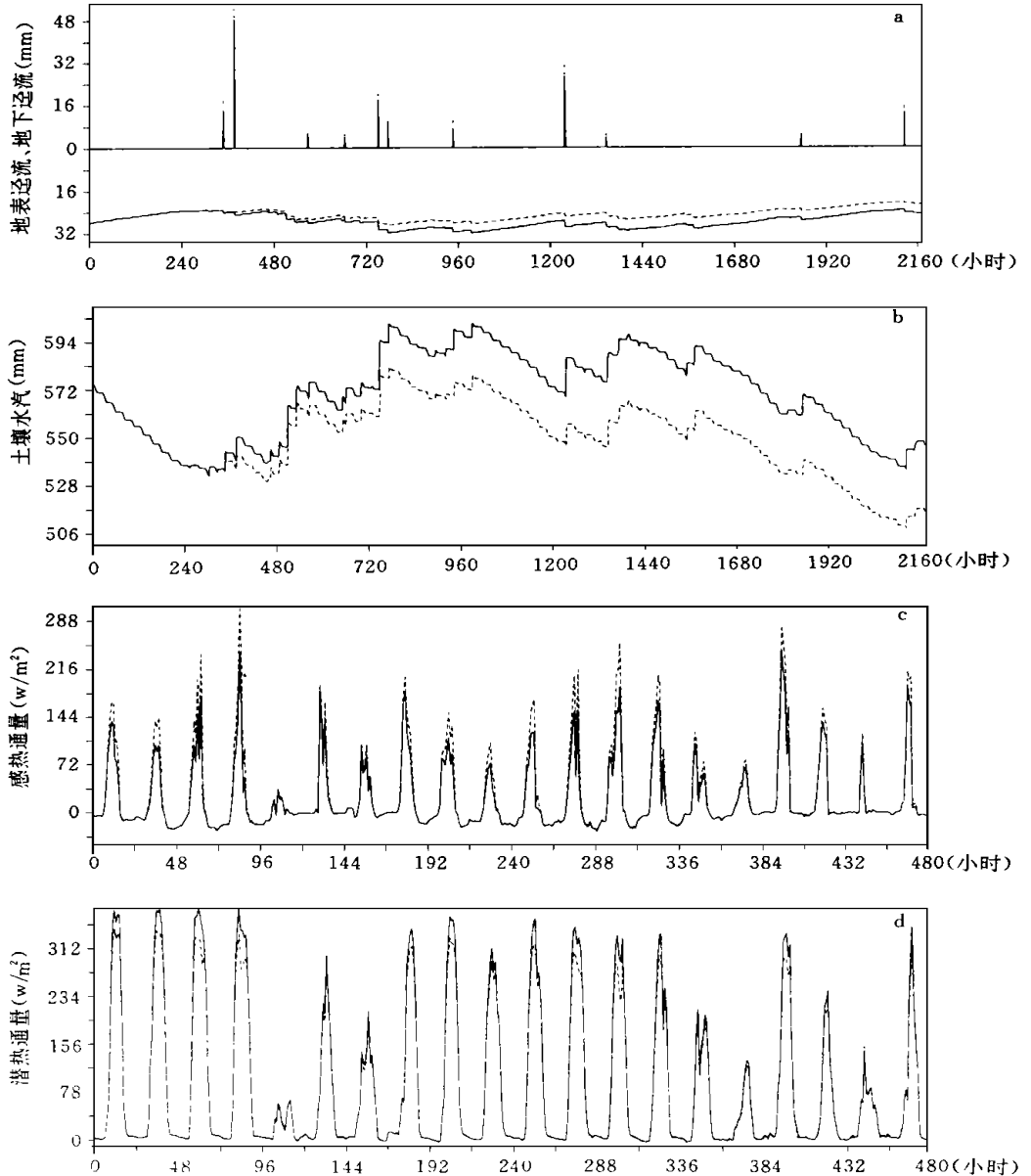


图9 亚马孙 1983年9月1日-11月30日  $\mu = 0.5$  的模拟

(a. 地表径流和地下径流; b. 三层土壤水汽; c. 感热通量; d. 潜热通量(对照一, 敏感...))



降温很明显。在白天由于受叶面温度降温低的影响, 土壤表面温度也降低。最小叶孔阻抗取  $250(\text{s}^{-1})$  的模拟结果(图略)情形相反。在对照试验中, 最大、最小叶面指数为 6 和 5, 在  $L_{\text{max}}^{\text{ai}} = 8$  和  $L_{\text{min}}^{\text{ai}} = 5$  的敏感性试验中(图略)可以发现, 由于叶面指数增大产生的效应与减小叶孔阻抗的效应是一样的。同样由于叶面指数减小产生的效应(图略)与增大叶孔阻抗的效应也是一样的。可以看出植被这两个特征参数的变化, 不仅影响植被温度及土壤水汽含量的变化, 也影响土壤温度的变化, 同时对感热、潜热通量之间的分配影响更明显, 直接影响局地气候特点。

图 9 考察降水分布因子  $\mu$  参数的影响。 $\mu$  参数取为 1 时为大尺度降水的情形,  $\mu$  越小, 表明对流性降水越大。图 9 为  $\mu = 0.5$  与  $\mu = 1$  的比较, 可以看出, 当有降水发生后, 由于  $\mu$  的不同导致径流大小不同(如图 9a)。 $\mu = 0.5$  时, 地表径流强, 从而使土壤中水汽含量减少(如图 9b), 土壤水汽含量的减小最终使得感热通量增强, 潜热通量减少(如图 9c, d), 直接影响局地气候特征。因此考虑降水分布的次网格特征, 提高大气模式中大尺度降水与对流性降水的准确模拟对准确模拟陆面特征, 进而提高大气模式模拟质量非常重要。

这里对 LPM-ZD 非常敏感的几个参数的影响进行了讨论, 旨在重视对这些参数的选取并提高确定这些参数的准确性, 它们是发展模式的一个重要组成部分。

## 5 结 论

在近几年陆面过程模式发展和陆气相互作用研究成果的基础上, 主要参考 BATS 模式, 发展了一个 4 层土壤和一层植被的陆面过程模式 LPM-ZD; 并利用 3 组外场观测试验资料对模式 LPM-ZD 进行了初步检验。可以得到以下几点主要结论:

(1) 陆面过程模式 LPM-ZD 成功地将物理方程和经验解析方法结合在一起求解各层土壤温度和土壤水汽, 即在模式 LPM-ZD 中, 根据土壤上下各层物理量变化时间尺度的差别, 对于上层土壤采取较细的土壤分层并采用物理方程, 而对于物理量季节变化层和气候层分层较粗并采用经验解析法。这样既提高和保证了土壤各层的计算精度, 又节省了计算时间。另外陆面过程模式 LPM-ZD 对陆面水文过程的处理, 考虑了降水次网格分布特征及其对陆面水文过程的影响。

(2) 利用 3 组单点外场试验观测资料作为边界条件对模式 LPM-ZD 进行了“独立(off-line)”模拟试验, 模拟结果表明: 陆面过程模式 LPM-ZD 能够比较准确地模拟不同气候区的多种下垫面类型的陆面过程变化特点。模拟结果与观测基本一致。这表明, 模式 LPM-ZD 中关于各层土壤温度方程和土壤水汽方程的处理是可行的, 关于各种物理过程的考虑是合理的。

(3) 利用模式 LPM-ZD 对前苏联 4 个站点进行长达 56 个月的单点“独立(off-line)”模拟试验中, 在得到陆面过程季节变化特点的满意模拟结果的同时, 也得到了模式中关于积雪对土壤温度影响, 对地表径流的影响以及对地表反照率影响的满意模拟结果, 表明模式 LPM-ZD 中关于积雪的处理简单可行。

(4) 利用亚马孙观测试验资料和模式 LPM-ZD 进行的初始土壤水汽和植被物理特性参数的敏感性试验表明, 模式对这些参数相当敏感。初始土壤水汽在模式中有很长的

“记忆”，它对模式的影响不仅很大而且影响时间很长。因此提高初始土壤水汽确定的准确性是必要的。植被叶孔阻抗和叶面指数的变化直接影响植被的蒸腾作用，进而影响土壤和植被的温度、水汽变化以及陆气间感热、潜热通量的分配。因此表征植被物理特性的参数要有准确的定义。目前利用各种观测手段和卫星资料准确定义下垫面物理特性参数的工作已开展起来。

(5) 降水次网格分布增湿因子  $\mu$  的敏感性模拟试验表明，陆面过程模式中考虑降水的次网格分布特征是必要的。模式中考虑降水的次网格分布特征，对陆面过程的模拟，特别是地表径流、土壤水汽的模拟有明显的影响。

致谢：感谢叶笃正先生、陶诗言先生、季劲均教授、王绍武教授、巢纪平教授、黄荣辉教授的热情指导和鼓励以及赵宗慈老师、张向东博士的精心帮助。徐建军博士、胡隐樵老师以及 GFDL 的 Dr. Schlosser 为文中模式运行所需要的资料提供了很多帮助，也感谢 NCAR 的 Giorgi 博士同意使用他们的模式。

## 参考文献

- 1 Charney J G, Quirk W K, Chow S H, and Kornfield J. A comparative study of the effects of albedo changes on drought in semi-arid regions. *J Atmos Sci*, 1977, 34: 1366 ~ 1385
- 2 Yeh T C, Wetherald R T and Manabe S. The effect of soil moisture on the short-term climate and hydrologic change: A numerical experiment. *Mon Wea Rev*, 1984, 112: 474 ~ 490
- 3 Dearhoff J W. Efficient prediction of ground surface temperature with inclusion of a layer of vegetation. *J Geophys Res*, 1978, 83: 1889 ~ 1903
- 4 Dickinson R E, Henderson-Sellers A and Kennedy P J. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model. NCAR/TN387+ STR, 1993. 72pp
- 5 Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C and Dalcher A. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J Atmos Sci*, 1986, 43: 505 ~ 531
- 6 Ji J J and Hu Y C. A simple land surface processes model for use in climate study. *Acta Meteor Sinica*, 1989, 3: 344 ~ 353
- 7 戴永久. 陆面过程模式及其与大气环流模式的耦合模拟研究: 学位论文 J. 北京: 中国科学院, 1995. 287pp
- 8 Entekhabi D and Eagleson P S. Land surface hydrology parameterization for atmospheric general circulation models including subgrid scale spatial variability. *J Climate*, 1989, 2: 816 ~ 831
- 9 Dickinson R E. The force-restore method for surface temperature and its generalizations. *J Climate*, 1988, 1: 1086 ~ 1097
- 10 张晶. 陆面过程模式及其与区域气候模式的耦合模拟研究: 学位论文 J. 北京: 北京大学, 1996. 101pp
- 11 Shuttleworth W J. Macrohydrology ~ the new challenge for process hydrology. *J Hydr*, 1988, 100: 31 ~ 56
- 12 Giorgi F and Bates G T. The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Mon Wea Rev*, 1989, 117: 2325 ~ 2347
- 13 Monteith J L. Evaporation and surface temperature. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1981, 107: 1 ~ 27
- 14 Robock A, Vinnikov K Y, Schlosser C A, Speranskaya N A and Xue Y. Use of midlatitude soil moisture and meteorological observations to validate soil moisture simulations with biosphere and bucket models. *J Climate*, 1995, 8: 15 ~ 35
- 15 陶泽宏, 左洪超, 胡隐樵. 黑河地区地气相互作用观测实验研究 (HEIFE) 数据使用手册. 兰州: 中国科学院兰州高原大气物理研究所, 1994. 44pp

# AN IMPROVED LAND-SURFACE PROCESSES MODEL AND ITS SIMULATION EXPERIMENT PART 1: LAND-SURFACE PROCESSES MODEL (LPM-ZD) AND ITS "OFF-LINE" TESTS AND PERFORMANCE ANALYSES

Zhang Jing Ding Yihui

(National Climate Center, Beijing, 100081)

## Abstract

Based on the existing (mainly BATS model) land-surface schemes and models, a new Land-surface Processes Model(LPM-ZD) has been developed. It has the following major characteristics:

1. The combination of physical equations with empirical analytical formulae are used to construct the governing equations of soil temperature and moisture. Higher resolution of model level and physical equations are adopted for upper soil layers, and for the low soil layers, lower resolution of model level is adopted and empirical analytic formulae are used.

2. In the land surface hydrological processes, the sub-grid distribution of precipitation and its effects are taken into account.

3. A simple snow cover model has been used in LPM-ZD which includes effects of snow cover on soil thermodynamics and hydrology, as well as albedo.

By use of model LPM-ZD and three groups of point observation data, a series of "off-line" tests have been carried out. The simulation results indicate that LPM-ZD has good performance and can accurately simulate diurnal and seasonal variation of land surface processes for many kinds of land-surface covers(forest, grass, crops and desert) in different climate zone. The results simulated by LPM-ZD are consistent with the observations. Later, by use of one group of observation data and LPM-ZD, a series of sensitive experiments have been done. It is shown that LPM-ZD is much sensitive to some parameters, such as initial soil moisture, vegetation physical parameters as well as sub-grid distribution factor  $\mu$  of precipitation. Therefore it is much important for land-surface processes model to define these parameters as accurately as possible.

**Key words:** Land-surface processes model, "Off-line" test, Sensitive experiment.