

# “结合法”表示的下垫面温湿非均匀 对夏季风气候影响的数值试验\*

曾新民\*\* 赵 鸣 苏炳凯

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

P4 A

**摘 要** 用能较好表示陆面非均匀性且计算高效省时的“结合法”(马赛克法及统计-动力法解析表达型两者的结合), 在区域气候模式 RegCM2 中 BATS1e 方案内考虑下垫面附近各种温度、各种湿度的非均匀性, 选用 1991 年夏季梅雨期实测资料, 进行了模拟试验。与 Giorgi 针对暖季温度非均匀的单点独立试验结论不同, 应用较线性概率密度函数(PDF)计算效率更高的余弦函数型 PDF, 发现总体上大气对陆面温度非均匀的响应是敏感的; 与 Giorgi 结论类似, 气候场对陆面湿度非均匀更为敏感, 且其变化较有规律。可见, 对夏季风气候的模拟能力可通过适当的温湿非均匀表示来提高。此外, 其他结果也显示出单点独立试验的局限性, 要反映陆气相互作用, 耦合模式试验非常必要。

**关键词:** 陆面温湿非均匀; 区域气候; 数值试验

## 1 引言

一个理想的陆面过程模式应该真实客观地反映下垫面附近发生的各种物理过程(如水分、动量、能量等的交换), 还应尽量表示出下垫面附近的特征量的非均匀性(如粗糙度、叶面积指数、温度湿度等), 且计算尽量省时。目前的陆面过程模式大都基于“大叶”理论, 在涉及非均匀时, 只考虑块间变率(interpatch variability)——如一个格元中裸土小块与植被小块之间的差异, 而极少考虑块内变率(intrapatch variability)——如格元中植被小块内部的差异; 即使考虑了块内变率, 计算花费也非常的大。在目前陆面模式用到的各种具体方法中, 马赛克法(mosaic approach)主要用于考虑块间变率<sup>[1~6]</sup>, 统计-动力法(statistical-dynamical approach)可用于考虑块内变率。在统计-动力法中, 由于应用了表征特征量的非均匀性分布的概率密度函数(probability density function, 简称 PDF), 在具体计算时, 既可以在分布范围内很多细小间隙内通过数值积分进行, 并假定在每一间隙内特征量是均匀的; 也可以在分布范围内通过解析积分进行。我们这里把前者称作统计-动力法的数值表达型<sup>[7~10]</sup>, 后者称作统计-动力法的解析表达型<sup>[11~14]</sup>。显然, 统计-动力法的解析表达型的计算花费最小, 而其他方法尽管研究较多, 但计算量非常的大。

1999-07-05 收到, 2001-04-28 收到再改稿

\* 国家重点基础研究发展规划项目 G1999043400 以及国家自然科学基金资助项目 49875005、49735180 共同资助

\*\* 现在通讯地址: 解放军理工大学气象学院, 南京 211101

Giorgi<sup>[11,12]</sup>用马赛克法及统计-动力法解析表达型提出了一个陆面模式,并用该模式考虑了近地层及土壤内部温度湿度非均匀。其中块内变化可由类似 Entekhabi 和 Eagleson<sup>[14]</sup>的分布函数方法,非均匀变量(下垫面附近温度、湿度两因子)的 PDF 取为分段线性、对称的(由半宽度、高度比及变量平均值 3 个参量完全确定,见附录),由此表示出非均匀的一阶影响(first-order effects),并通过解析解而非数值解达到其计算上的高效率,即,这里没有在非均匀分布上用数值方法积分整套方程,而是用解析方法积分一些影响大的非线性项。Giorgi<sup>[12]</sup>用此陆面模式做了单点的独立(stand-alone, off-line)试验,并得出了许多有意义的结论。

要表示出下垫面非均匀或下垫面特征量之间、下垫面特征量与近地层气象特征量之间强烈的非线性作用,仅靠单独的陆面过程模式及其独立试验是远远不够的,陆面过程模式与大气模式(大气环流模式或区域气候模式)的耦合极其重要。Zeng 等<sup>[15,16]</sup>在 Giorgi<sup>[11,12]</sup>的基础上提出的“结合法”(combined approach)为马赛克法,统计-动力解析法的结合,同时由于将 PDF 的自变量推广到基本气象特征量的单值函数,使“结合法”的应用较 Giorgi<sup>[11,12]</sup>更具广泛性,从而粗糙度(或零平面位移)和叶孔阻抗非均匀经“结合法”处理后,得到了受其影响的拖曳系数、雪盖率、植被层内部风速、叶面空气动力阻抗等的解析表达式,并通过改进的陆面模式与中尺度模式 MM4 耦合数值试验,得到了短期暴雨天气对陆面非均匀性很敏感等许多结论。

本文利用“结合法”,在美国 NCAR 发展的区域气候模式 RegCM2 中的生物圈-大气圈传输方案 BATS1e<sup>[11]</sup>(下称 B0Z)内,考虑下垫面附近各种温度(近地层气温、冠层内气温、叶温、土壤表层温度、土壤下表层温度)、各种湿度(土壤表层、根层、总层的含水量)的非均匀性(下称 BATS1e 改进后方案为 B2Z),并用此改进的模式,利用 1991 年夏季梅雨期气象台站资料,进行了模拟试验,同时进一步分析了夏季风气候对下垫面温湿非均匀的敏感性。

## 2 模式及非均匀处理简介

区域气候模式 RegCM2 的大气部分是中尺度模式 MM4<sup>[17]</sup>,其辐射传输采用 CCM2 参数化方案<sup>[18]</sup>,陆面过程部分采用生物圈-大气圈传输方案 BATS1e<sup>[11]</sup>。

BATS1e 详细描述了大气、植被、土壤之间的水汽、动量、能量交换,共包括一层积雪(如存在)、一层植被、三层土壤(即 10 cm 的表层、1~2 m 的根层、3 m 左右的总层,根层包括表层、总层包括根层)。土壤温度的计算利用强迫恢复法在土壤表层及土壤下表层进行,土壤湿度的计算在表层、根层、总层上进行。由 BATS1e<sup>[11]</sup>中计算式,土壤表层温度方程关于温度为非线性;土壤下表层温度的方程关于温度为线性<sup>[11]</sup>;两方程关于湿度为非线性。

我们在 BATS1e 内考虑下垫面附近 5 种温度(近地层气温、冠层内气温、叶温、土壤表层温度、土壤下表层温度)、3 种湿度(土壤表层、根层、总层的含水量)的非均匀性。对其中非由时变方程直接积分得到的非均匀变量,在其平均值的基础上取 PDF 考虑其非均匀参与计算。对其中由时变方程直接积分得到的非均匀变量,在其平均值的基础上取 PDF 考虑其非均匀,进而通过时变方程求平均值的倾向。下面简略介

绍温度及湿度非均匀的处理。

## 2.1 温度非均匀处理略述

近地层气温是模式大气部分的输出量, 这里取此输出量为平均值, 进而取余弦函数型 PDF 考虑其非均匀参与计算。冠层内气温平均值由能量通量平衡, 通过近地层气温、叶温、土壤表层温度加权得到, 其参与计算的方式类似近地层气温。叶温平均值由植被能量守恒经迭代得到, 随后参与计算的方式也类似近地层气温。

与 Giorgi<sup>[11,12]</sup>不同, 对温度概率密度函数 (PDF) 取为余弦函数型 (见附录), 此 PDF 较其分段线性、对称的 PDF 计算效率更高, 由此我们也可看出 PDF 的多样性。这里引入类似 Giorgi<sup>[11,12]</sup>定义的对非线性  $A$  项应用的非均匀算子形式, 用以表示  $A$  经非均匀处理后的平均值:

$$W_{\text{pdf}}^x(A) = \int A f_{\text{pdf}}(x) dx. \quad (1)$$

其中  $x$  表示某一变量 (如温度或土壤水含量)。由于土壤表层温度方程<sup>[1]</sup>中与雪龄因子及土壤含水量有关,  $A$  为时间步长  $\Delta t$  的函数, 都与土壤表层温度  $T_{g1}$  无关, 强迫项  $B$  包含感热潜热辐射等各种能量通量, 关于  $T_{g1}$  为非线性。在仅考虑  $T_{g1}$  非均匀时, 对该方程有如下处理:

$$C \Delta t \frac{\partial T_{g1}}{\partial t} + 2AT_{g1} = W_{\text{pdf}}^{T_{g1}}(B). \quad (2)$$

这样, 处理后非均匀分布平均值可在整个非均匀分布上用解析方法积分一些非线性项后求得。下面讨论主要涉及温度非均匀处理的因子 (或非线性项):

(1) 季节性因子  $F_{\text{SEAS}}(T_{g2})$ 。BOZ 中植被覆盖率呈季节性变化, 与季节性因子  $F_{\text{SEAS}}(T_{g2})$  有关:

$$F_{\text{SEAS}}(T_{g2}) = \max\{0, 1 - 0.0016 \times [\max(298 - T_{g2}, 0)]^2\}, \quad (3)$$

根据土壤下表层的温度  $T_{g2}$  的不同分布,  $F_{\text{SEAS}}(T_{g2})$  的平均值分 5 种情形计算。如对于  $273.16 \text{ K} < T_{g2} < 298 \text{ K}$ ,

$$F_{\text{SEAS}}(T_{g2}) = 1 - 0.0016 \times (298 - T_{g2})^2, \quad (4)$$

对上式应用非均匀算子, 于是,  $F_{\text{SEAS}}(T_{g2})$  格体平均值可表示为

$$W_{\text{pdf}}^{T_{g2}}(F_{\text{SEAS}}) = 1 - 0.0016 \times [298^2 - 2 \times 298 \times \overline{T_{g2}} + W_{\text{pdf}}^{T_{g2}}(T_{g2}^2)], \quad (5)$$

其中  $\overline{T_{g2}}$  为  $T_{g2}$  的平均值。

(2) 饱和水汽压  $E_s(T)$ 。温度非均匀导致水汽压非均匀, 从而对地表蒸发、植被蒸腾产生影响。可能由于笔误, Giorgi<sup>[11]</sup>一文给出的饱和水汽压  $E_s(T)$  的多项式展开公式较实际差别很大 (如, 按该公式,  $E_s(273.16) > 1000 \text{ Pa}$ )。根据 Tetens 公式, 我们导出公式

$$E_s(T) = e_0 + e_1 T + e_2 T^2 + e_3 T^3 + e_4 T^4, \quad (6)$$

其中  $T \geq 273.16$  时,  $e_0 = 684730.0$ ,  $e_1 = -11244.77$ ,  $e_2 = 69.45263$ ,  $e_3 = -0.1912738$ ,  $e_4 = 1.982516 \times 10^{-4}$ ;  $T < 273.16 \text{ K}$  时,  $e_0 = 936251.5$ ,  $e_1 = -15343.88$ ,  $e_2 = 94.50716$ ,  $e_3 = -0.2593314$ ,  $e_4 = 2.675584 \times 10^{-4}$ 。在  $[-30^\circ\text{C}$ ,

35℃]内(6)式与 Tetens 公式最大差异为 4.2%。于是,由温度的非均匀分布可计算水汽压平均值:

$$W_{pdf}^T(E_s) = e_0 + e_1 W_{pdf}^T(T) + e_2 W_{pdf}^T(T^2) + e_3 W_{pdf}^T(T^3) + e_4 W_{pdf}^T(T^4). \quad (7)$$

(3) 红外辐射通量  $I_{R\uparrow}(T)$ 。在计算土壤表层温度方程的强迫项  $B$  或者利用能量平衡求叶温时,须对红外辐射通量进行非均匀处理。若红外辐射通量  $I_{R\uparrow}(T)$  有如下形式:

$$I_{R\uparrow}(T) = \sigma_B \varepsilon T^4, \quad (8)$$

其中  $\sigma_B$  为 Stefan-Boltzmann 常数,  $\varepsilon$  为比辐射率。则  $I_{R\uparrow}(T)$  经非均匀处理后平均值为

$$W_{pdf}^T(I_{R\uparrow}) = \sigma_B \varepsilon W_{pdf}^T(T^4). \quad (9)$$

## 2.2 湿度非均匀处理略述

与 Giorgi<sup>[11,12]</sup>一样,土壤湿度概率密度函数 PDF 取为分段线性、对称的。与土壤温度形式的单一性不同,每一层的土壤湿度都有 3 种形式:  $S_{sw}$ 、 $S_{rw}$ 、 $S_{tw}$  分别为表层、根层、总层上以  $m$  为单位的液水含量;与此对应的 3 个液态水含量(体积表示)相对于饱和状态时的液态水含量(体积表示)分别为  $s_2$ 、 $s_1$ 、 $s_0$ ;也对应 3 个单位体积土壤内所含液态水的体积,如表层值为  $\rho_w$ 。可以证明,对于分段线性、对称的 PDF,这 3 种不同形式的土壤湿度对应 3 种不同 PDF 都有两个相同的 PDF 参量:高度比及宽度比(半宽度与平均值的比值)。这一特点大大方便了湿度非均匀的处理。如,  $S_{sw}$  的 PDF 与  $s_2$  的 PDF 在每一时刻都具有相同的高度比及宽度比,这样,在进行时间积分时,利用  $s_2$  的非均匀性求出下一个时刻  $S_{sw}$  的平均值后,  $s_2$  的平均值可转换得到,即下一个时刻  $s_2$  的非均匀性随之确定,因而可以继续进行时间积分。

由温度方程可知,湿度非均匀对温度有影响,此外由湿度方程可知,表面径流  $R_s$ , 由根层到表层  $\gamma_{w1}$ , 由总层到根层的水流量  $\gamma_{w2}$ , 蒸腾率  $E_{tr}$ , 蒸发率  $F_q$  等,都对土壤湿度有贡献,而这些量都受湿度非均匀的影响。下面简略介绍一些具体湿度非线性项的处理。

(1) 温度方程中的非线性因子。温度方程中存在一些关于土壤湿度的非线性因子,湿度是以表层单位体积土壤内所含液态水的体积  $\rho_w$  形式出现的,如对于与土壤热扩散系数及热容量有关的非线性项:

$$F_{sk}(\rho_w) = \frac{0.9\rho_w + 0.04}{[(1 - 0.6\rho_w)\rho_w + 0.09](0.23 + \rho_w)}, \quad (10)$$

由于  $\rho_w < 1$ , 上式可按泰勒公式展开为如下 4 项:

$$F_{sk}(\rho_w) \approx 6.466794 - 5.96421\rho_w + 5.00773\rho_w^2 - 0.78215\rho_w^3, \quad (11)$$

这 4 项逼近(10)式时精度很高。对上式应用非线性算子  $F_{pdf}^{\rho_w}$ , 于是非均匀处理后的结果为

$$F_{pdf}^{\rho_w}(F_{sk}) = 6.466794 - 5.96421 F_{pdf}^{\rho_w}(\rho_w) + 5.00773 F_{pdf}^{\rho_w}(\rho_w^2) - 0.78215 F_{pdf}^{\rho_w}(\rho_w^3). \quad (12)$$

(2) 土壤干燥度因子。土壤干燥度因子直接影响植被蒸腾潜能,其形式为

$$W_{LT}^i = \frac{s_i^{-B} - 1}{s_w^{-B} - 1}, \quad (13)$$

其中  $s_i$  为第  $i$  层土壤水含量,  $s_w$  为蒸腾基本趋于零时的土壤水含量,  $B$  为表征土壤特性的量。于是经非均匀处理后,

$$F_{\text{pdf}}^{s_i}(W_{LT}^i) = \frac{F_{\text{pdf}}^{s_i}(s_i^{-B}) - 1}{s_w^{-B} - 1}. \quad (14)$$

(3) 地表径流。B0Z 中地表径流  $R_s$  分  $T_{gl} < 273.16 \text{ K}$  和  $T_{gl} \geq 273.16 \text{ K}$  两种情形处理, 前一种情形关于土壤含水量为线性, 对后一种情形,

$$R_s = \left( \frac{s_1 + s_2}{2} \right)^4 G, \quad (15)$$

$G$  为到达地面的净液水通量。由于表层与根层的液水含量分布存在一定相关性 (正相关), 即两者变化相近, 如表层湿度的大值一般对应根层湿度的大值, 于是可假定两者近似呈“同位相”变化。设

$$e_f = \frac{\bar{s}_2}{\bar{s}_1} = \frac{s_2}{s_1}, \quad (16)$$

其中  $\bar{s}_2$ 、 $\bar{s}_1$  对应  $s_2$ 、 $s_1$  的平均值。由此可这样处理地表径流

$$F_{\text{pdf}}^{s_1}(R_s) = \left( \frac{1 + e_f}{2} \right)^4 G F_{\text{pdf}}^{s_1}(s_1^4). \quad (17)$$

(4) 土壤维持的最大蒸发通量。土壤维持的最大蒸发通量  $F_{\text{qm}}$  由土壤特性及其含水量决定:

$$F_{\text{qm}} = E_{\text{VMX0}} s_1^{3+B_f} s_2^{B-B_f}, \quad (18)$$

其中  $E_{\text{VMX0}}$  与含水量无关,  $B_f$  为土壤特性量  $B$  的函数。类似地表径流处理, 引进  $e_f$  后得

$$F_{\text{pdf}}^{s_1}(F_{\text{qm}}) = E_{\text{VMX0}} e_f^{B-B_f} \times F_{\text{pdf}}^{s_1}(s_1^{3+B}). \quad (19)$$

(5) 土壤层之间水流量。  $\gamma_{w1}$ 、 $\gamma_{w2}$  分别为由根层到表层、由总层到根层的水流量。由土壤层特性及其含水量决定:

$$\gamma_{w1} = E_{\text{VMXRZ}} s_1^{3+B_f} s_2^{B-B_f-1} (s_1 - s_2), \quad (20)$$

$$\gamma_{w2} = E_{\text{VMXTZ}} s_0^{2+B_f} s_1^{B-B_f} (s_0 - s_1), \quad (21)$$

其中  $E_{\text{VMXRZ}}$ 、 $E_{\text{VMXTZ}}$  与含水量无关。利用“同位相”处理可得到  $\gamma_{w1}$ 、 $\gamma_{w2}$  经非均匀处理后平均值:

$$F_{\text{pdf}}^{s_1}(\gamma_{w1}) = E_{\text{VMXRZ}} (1 - e_f) e_f^{B-B_f-1} \times F_{\text{pdf}}^{s_1}(s_1^{3+B}), \quad (22)$$

$$F_{\text{pdf}}^{s_1}(\gamma_{w2}) = E_{\text{VMXTZ}} (e_{ff} - 1) e_{ff}^{2+B_f} \times F_{\text{pdf}}^{s_1}(s_1^{3+B}), \quad (23)$$

其中  $e_{ff}$  对应于  $e_f$ , 若  $\bar{s}_0$  对应  $s_0$  的平均值, 类似地,



$$e_{ff} = \frac{\bar{s}_0}{s_1} = \frac{s_0}{s_1}. \quad (24)$$

### 3 试验设计

#### 3.1 模式网格划分及物理过程选项

模拟区域(图1)中心位于(117.00°E, 35.20°N), 水平网格分辨率为60 km×60 km, 水平网格点共41×40个; 区域范围为(24.7~45.7°N, 100.88~133.12°E); 垂直

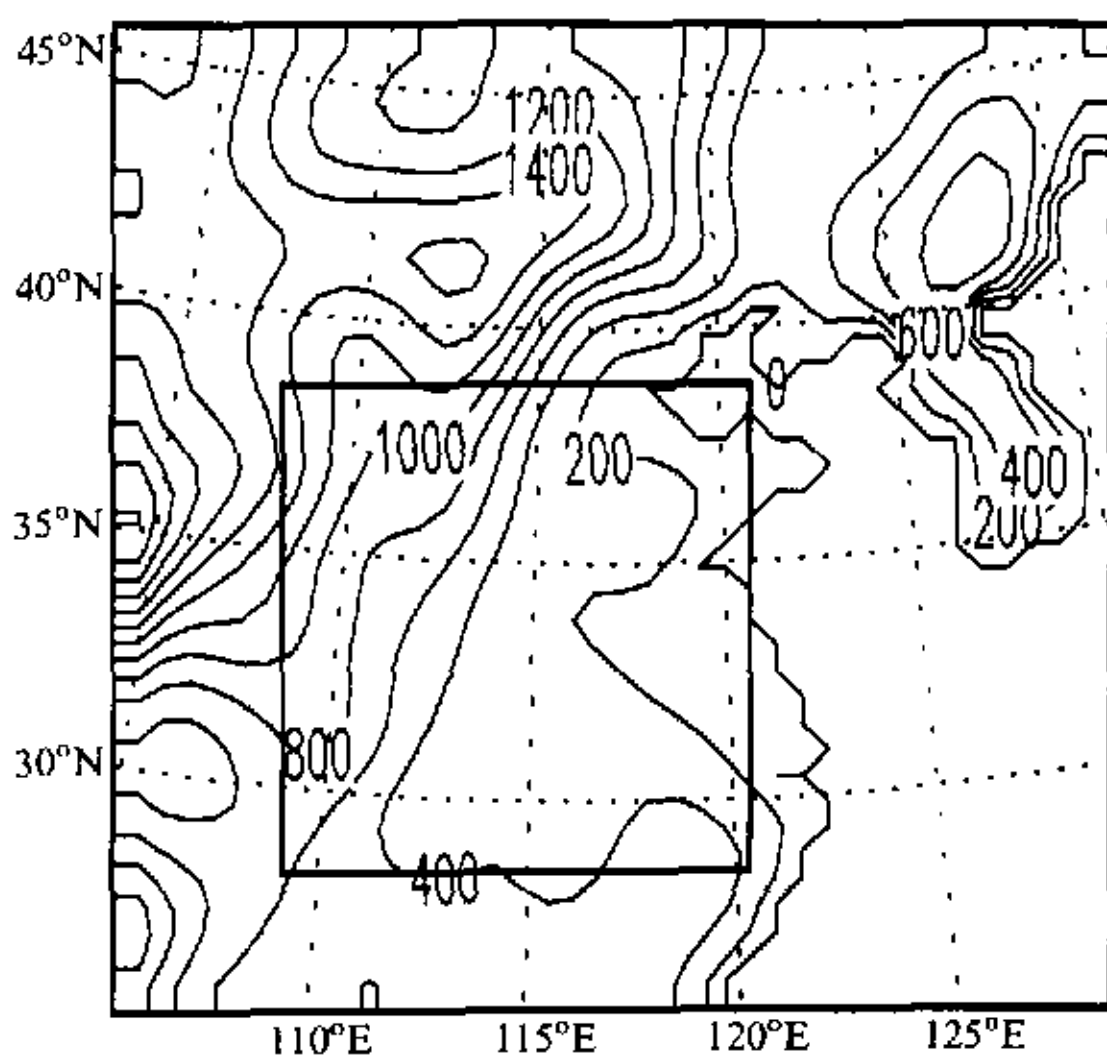


图1 模拟区域及考察的局部区域内地形高度  
(单位: m)

方向分为非均匀的11个整数面: $\sigma=0.0, 0.15, 0.30, 0.45, 0.60, 0.75, 0.85, 0.93, 0.97, 0.99, 1.00$ ; 10个半数面位于整数面之间, 半数面上直接输出的是除垂直速度之外的其他变量。

为研究“结合法”处理的陆面非均匀模式的月季气候效应, 针对每一模拟试验的结果, 我们都用到了用“结合法”处理后的BATS1e(下面简称B2Z)和标准版本的BATS1e<sup>[1]</sup>(下面简称B0Z)比较分析。为使各试验具有可比性, 这里采用统一的物理过程选项, 如, 行星边界层方案采用Holtslag的高分辨边界层模式<sup>[19,20]</sup>, 侧边界取时变的指数松弛边界条件,

积云对流参数化方案为修改的郭晓岚方案<sup>[17]</sup>等。

#### 3.2 试验中PDF参量的选取

我们采用的是1991年夏季梅雨期5、6、7月3个月气象台站资料作初边值, 每一试验模拟时段为从5月1日00UTC到8月1日00UTC的3个月。本文主要目的为研究“结合法”处理过的陆面非均匀在区域气候模式中的敏感性。作为这一方面初步性的工作, 我们对每一个试验中的温度及湿度PDF都取统一的参量, 且参量的大小尽可能选取在一般可以接受的范围内。由于温度分布中偏离平均值的量与平均值的比值较小, 而湿度分布中偏离平均值的量与平均值的比值较大, 为方便起见, 这里温度的PDF选取参量半宽度 $\alpha$ 同Giorgi<sup>[11,12]</sup>, 而湿度PDF参量中用宽度比 $\alpha_n$ (半宽度与平均值的比值)代替了温度PDF中的半宽度 $\alpha$ 。

表1为各试验中PDF参量选取值。表中 $\alpha_{nt}$ 、 $\gamma_t$ 、 $\alpha_w$ 、 $\gamma_w$ 分别表示温度PDF的半宽度、高度比、湿度PDF的宽度比和高度比, 试验1为未考虑非均匀的B0Z模式试验, 试验2~试验6仅考虑温度非均匀, 试验7~试验12仅考虑湿度非均匀, 其他两试验两种非均匀都考虑。

表 1 各试验 PDF 参量的选取

	$\alpha_m / K$	$\gamma_l$	$\alpha_w$	$\gamma_w$		$\alpha_m / K$	$\gamma_l$	$\alpha_w$	$\gamma_w$
试验 1	—	—	—	—	试验 8	—	—	0.3	0.95
试验 2	0.5	0.8	—	—	试验 9	—	—	0.3	0.15
试验 3	1.5	0.8	—	—	试验 10	—	—	0.5	0.95
试验 4	1.5	0.2	—	—	试验 11	—	—	0.5	0.45
试验 5	3.0	0.8	—	—	试验 12	—	—	0.8	0.05
试验 6	3.0	0.2	—	—	试验 13	2.0	0.1	0.3	0.1
试验 7	—	—	0.1	0.95	试验 14	2.0	0.3	0.5	0.8

## 4 模拟及分析

东亚夏季风梅雨期的大暴雨是该地区最主要的灾害性天气之一。这种天气往往与梅雨锋联系在一起。梅雨锋将强度相当的来自南部的非常暖湿的热带太平洋气团,与源自北方的相对较冷的大陆空气分隔开,在其活跃期间往往伴随大的降水。1991 年夏季长时间的降雨给华东地区造成了巨大的经济损失。当年入梅时间早(5月下旬),梅雨期持续时间长(7月上旬出梅)。这里选用 1991 年夏季梅雨期 5、6、7 共 3 个月气象台站实测资料,进行了模拟分析,以检验模式模拟的月季气候对陆面过程温湿非均匀的敏感性。

试验 1 利用 B0Z 模式模拟,未考虑温湿非均匀。图 2~4 中高空要素场仅给出了 3 个月平均的 500 hPa 观测温度场和流场及其试验 1 相应模拟结果的对比。由图可见,试验 1 较好模拟出了与观测较为一致的空中要素场形势。由图 2a 可见,6 月份模拟区域的观测降水场有如下特征:陆地上主体雨区可分为两部分,一部分主体位于  $37^\circ N$  以北,在我国华北及东北地区(以下简称北部雨区),其雨区中心在  $(118^\circ E, 41^\circ N)$  附近;另一部分主体位于  $35^\circ N$  以南,在我国长江中下游、淮河流域及其以南的华中及华东地区(以下简称南部雨区);其大雨区(降水量  $> 200$  mm)呈准纬向带状分布,中心

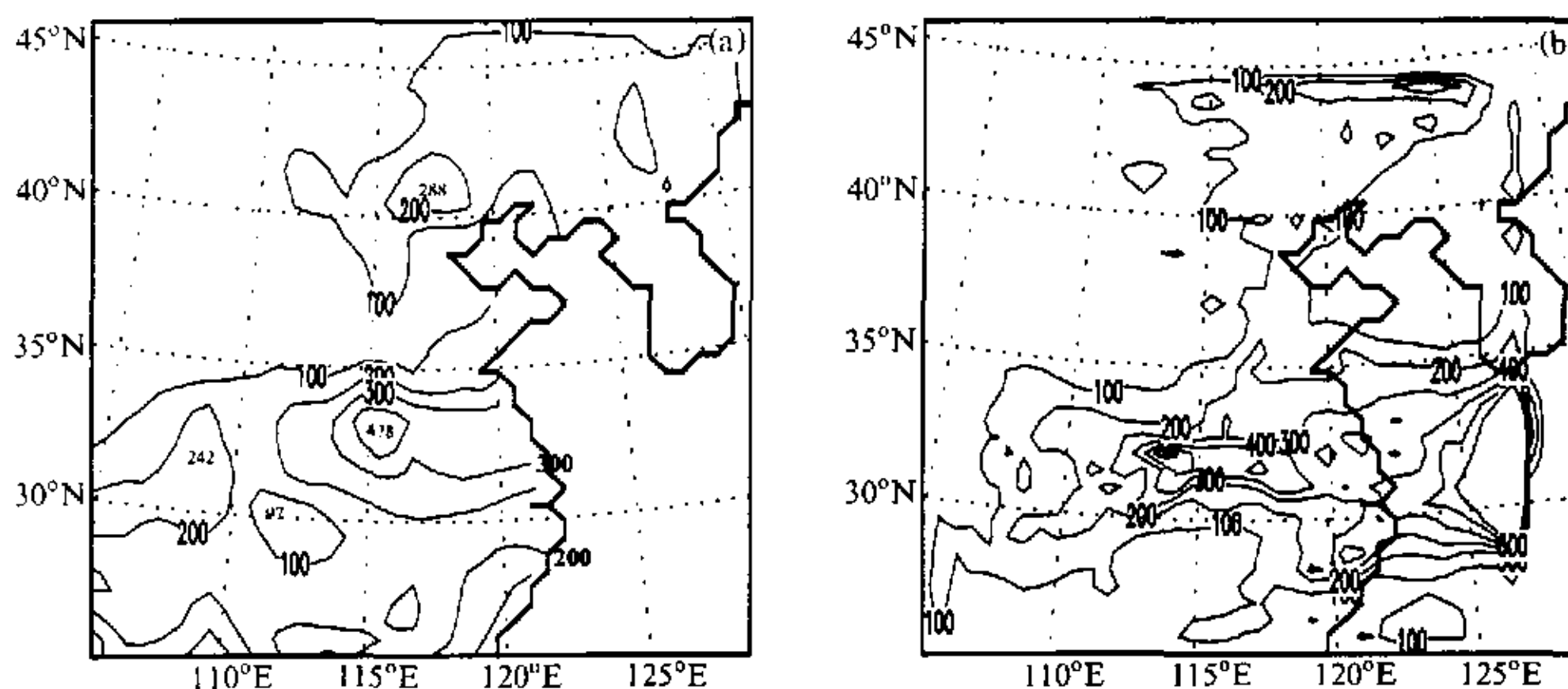


图 2 观测 (a) 及试验 1 模拟 (b) 的 6 月降水量 (单位: mm)

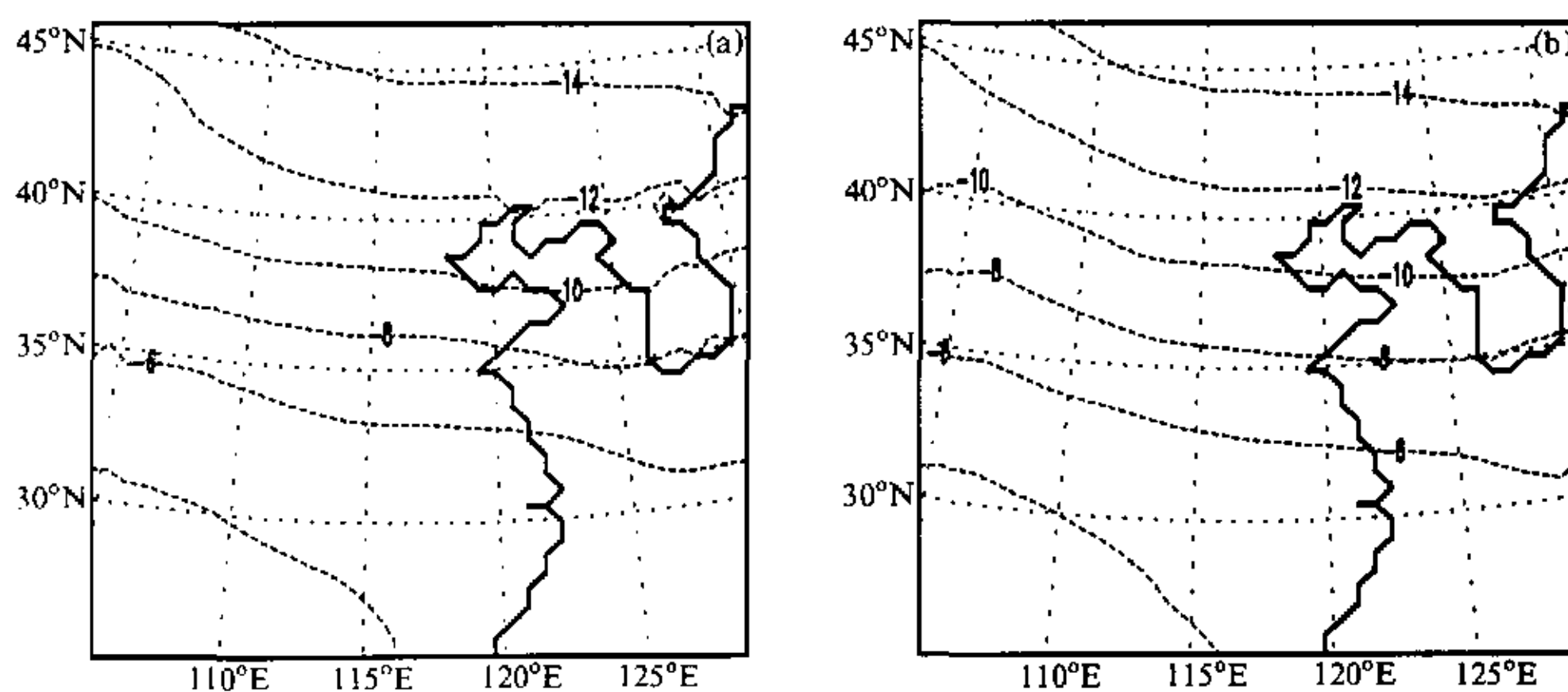


图3 观测 (a) 及试验1模拟 (b) 的5、6、7月平均的500 hPa 温度场 (单位:  $^{\circ}\text{C}$ )

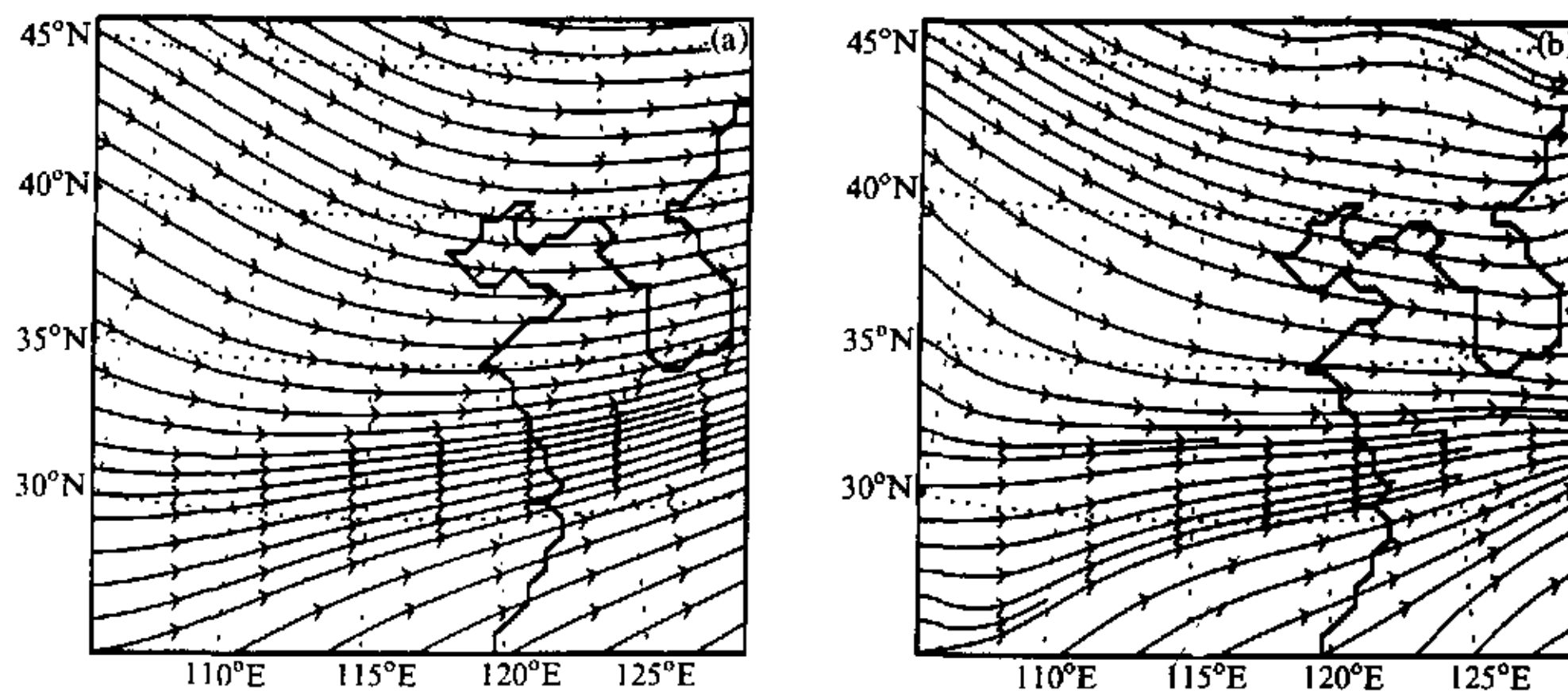


图4 观测 (a) 及试验1模拟 (b) 的5、6、7月平均的500 hPa 流场

位于江淮流域的 ( $116^{\circ}\text{E}$ ,  $33^{\circ}\text{N}$ ) 附近, 由相应的模拟场可知, 6月份的累积降水量场的基本形势与实际也大致相符。

试验2~试验14应用B2Z模式模拟, 考虑了温度、湿度非均匀。B0Z与B2Z的差别仅在于后者考虑了温湿非均匀, 因此在下面的非均匀分析中, 较多地用到了各试验与试验1相应要素场的差值。同时, 由于陆面非均匀更直接影响低层大气, 分析主要在地表附近及850 hPa进行。

#### 4.1 温度非均匀模拟分析

试验2~试验6为仅考虑温度非均匀的模拟。试验2温度PDF的半宽度 $\alpha_{\text{m}} = 0.5$  K, 尽管非均匀性不大, 但从表2模拟结果中已能看出温度非均匀的影响: 除了平均的地表感热通量 $\overline{H_S}$ 及潜热通量 $\overline{H_L}$ 与试验1有一定差别外, 模式局部区域 (本文特指中心在 ( $114^{\circ}\text{E}$ ,  $34^{\circ}\text{N}$ ) 附近, 南北或东西跨越约10个纬距的正方形区域, 取此区域来



表 2 各试验的模拟结果及其与试验 1 的比较

试验	整个模式区域模拟值				局部模式区域模拟值				$P_{1m} /$ mm	$P_{3m} /$ mm
	$\bar{T}_{sa} /$ K	$\Delta T_{sa} /$ K	$\bar{H}_S /$ $W m^{-2}$	$\bar{H}_L /$ $W m^{-2}$	$\bar{T}_{sa} /$ K	$\bar{T}_{85} /$ K	$\Delta T_{85} /$ K	$\Delta T_{50} /$ K		
试验 1	295.69	—	22.79	61.19	298.47	292.01	—	—	652	1704
试验 2	295.71	(-1.58,2.02)	23.39	60.95	298.48	292.02	(-0.15,0.28)	(-0.08,0.11)	563	1356
试验 3	295.71	(-1.51,2.00)	23.19	60.95	298.47	292.01	(-0.20,0.17)	(-0.09,0.10)	723	1464
试验 4	295.68	(-2.03,1.67)	23.20	60.79	298.45	292.02	(-0.16,0.16)	(-0.09,0.10)	565	1590
试验 5	295.71	(-2.71,1.95)	22.96	60.86	298.51	292.02	(-0.20,0.22)	(-0.08,0.08)	604	1339
试验 6	295.67	(-1.97,1.87)	22.88	60.90	298.43	292.00	(-0.17,0.24)	(-0.09,0.09)	768	1771
试验 7	295.74	(-1.45,1.50)	22.64	61.63	298.58	292.05	(-0.12,0.30)	(-0.09,0.04)	537	1529
试验 8	295.66	(-2.46,1.51)	22.44	61.09	298.54	292.13	(-0.14,0.31)	(-0.08,0.07)	631	1769
试验 9	295.69	(-1.38,1.87)	22.48	60.88	298.59	292.12	(-0.17,0.40)	(-0.11,0.05)	542	1563
试验 10	295.66	(-1.75,1.65)	27.60	54.21	298.64	292.31	(-0.21,0.65)	(-0.11,0.03)	586	1503
试验 11	295.65	(-1.91,1.80)	25.73	56.17	298.62	292.25	(-0.18,0.54)	(-0.11,0.07)	635	1645
试验 12	295.81	(-1.60,2.42)	38.57	40.97	298.99	292.66	(-0.12,1.1)	(-0.12,0.07)	632	1386
试验 13	295.68	(-2.14,1.72)	22.57	60.10	298.54	292.11	(-0.14,0.30)	(-0.09,0.08)	588	1600
试验 14	295.59	(-2.57,1.75)	26.71	54.74	298.54	292.25	(-0.15,0.54)	(-0.09,0.06)	534	1567

注: 表中  $\bar{T}_{sa}$ 、 $\bar{T}_{85}$  分别为地表气温及 850 hPa 3 个月平均气温的模拟区域平均值;  $\Delta T_{sa}$ 、 $\Delta T_{85}$ 、 $\Delta T_{50}$  分别为各试验模拟的 3 个月平均地表、850 hPa 及 500 hPa 气温与试验 1 (未考虑温湿非均匀) 相应气温的差值, 表中数据表其范围;  $\bar{H}_S$ 、 $\bar{H}_L$  分别为 3 个月平均的地表感热通量及潜热通量在整个模拟区域的平均值;  $P_{1m}$ 、 $P_{3m}$  分别为模拟的江淮流域 6 月份及 3 个月的最大降水量, 相应观测的 6 月份最大降水量为 478 mm, 各量单位见表中说明。

考察江淮流域模拟的情况, 以减小边界的影响, 下同) 6 月份及 3 个月最大降水量  $P_{1m}$  (563 mm)、 $P_{3m}$  (1356 mm) 与试验 1 的结果 652 mm、1704 mm 存在很大差异。此外从高空要素场形势及地面降水场来看, 两试验也显示了差异, 如南部雨区向北扩展了较大范围, 而北部大于 200 mm 的大雨区面积也明显增加 (图略)。

试验 3 较试验 2 的  $\alpha_{nt}$  更大, 仅从  $P_{1m}$  (723 mm) 来看, 两者还是有一定差异, 说明温度非均匀性稍有增大, 即单纯  $\alpha_{nt}$  的增大, 对局部降水量的模拟可造成较大差别。

图 5 给出了试验 3 及试验 4 的 6 月份降水量。试验 4 南部雨区降水量大于 200 mm 的面积分布较试验 3 有些不同, 如试验 3 存在等值线 200 mm 雨区的西北角, 试验 4 的 200 mm 线西部两角已经断开; 此外北部雨区分布也有较大差别。试验 3 与试验 4 仅有温度 PDF 的高度比  $\gamma_t$  的不同, 可见, 温度分布范围大致相当 ( $\alpha_{nt}$  相等) 时, 其非均匀分布中向平均值集中的程度也非常重要。

试验 5 及试验 6 中非均匀性已经很大,  $\alpha_{nt} = 3$  K。从表 2 中我们可以看到由此引起的差异。

综合试验 1 至试验 6 的结果, 温度非均匀性由无到有, 由小到大, 温度 PDF 的半宽度  $\alpha_{nt}$  及高度比  $\gamma_t$  (分别表示温度变化范围及向平均值集中的程度) 对降水都很重要。但降水与非均匀之间的关系很复杂, 如, 试验 2 中  $\alpha_{nt} = 0.5$  K,  $\gamma_t = 0.8$ ,  $P_{1m} = 563$  mm,  $P_{3m} = 1356$  mm; 试验 3 中  $\alpha_{nt} = 1.5$  K,  $\gamma_t = 0.8$ ,  $P_{1m} = 723$  mm,  $P_{3m} = 1464$  mm; 试验 5 中  $\alpha_{nt} = 3.0$  K,  $\gamma_t = 0.8$ ,  $P_{1m} = 604$  mm,  $P_{3m} = 1339$  mm。从中我们得不到诸如“随着非均匀性增大, 降水量时空分布一致增大或减小”之类的明确结

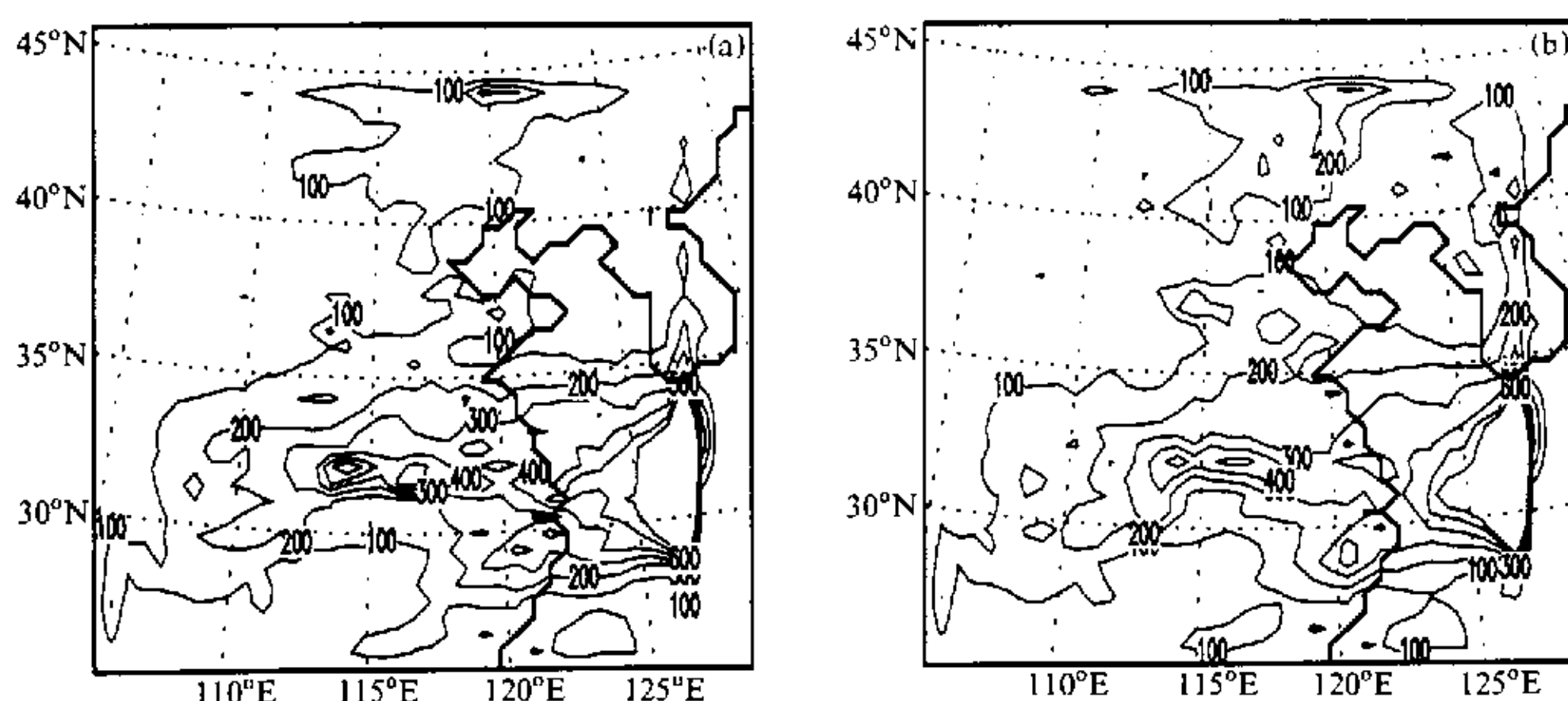


图5 试验3 (a) 及试验4 (b) 模拟的6月份降水量 (单位: mm)

论。这说明陆面与大气之间存在着非常强烈的非线性作用。

同时我们也可以看到, 除降水量外, 温度非均匀性对区域中的其他一些量也有一定影响。如对于平均的地表感热通量 $\overline{H}_S$ 及潜热通量 $\overline{H}_L$ , 针对不同的温度非均匀性, 上述试验 $\overline{H}_S$ 最大差值为 $0.6 \text{ W/m}^2$ ,  $\overline{H}_L$ 的最大差值为 $0.5 \text{ W/m}^2$ 。Giorgi<sup>[12]</sup>用自己发展的考虑温度湿度非均匀的模式对4~9月份的暖季做了单点独立试验, 其地表感热通量及潜热通量的最大差值分别为 $1.27$ 及 $0.6 \text{ W/m}^2$ 。考虑到两模式及所用资料的差异, 这两个模拟结果中两种通量的最大差值可认为是一致的。

再看气温模拟情况。考察的局部区域内地表平均气温 $\overline{T}_{sa}$ 在试验5与试验6之间相差最大, 达 $0.08 \text{ K}$ 。同时, 从整个区域内的各格点来看, 不同的温度非均匀性导致的地表气温的差值 $\Delta T_{sa}$ 最大可达 $2.71 \text{ K}$ , 说明对更小的区域范围或具体到单点, 不同的温度非均匀性导致的地表气温可有很大差别。Giorgi<sup>[12]</sup>暖季单点独立试验得到各种不同的温度非均匀性可导致地表温度最大差值为 $0.2 \text{ K}$  (较本文具体格点结果偏小), 且根据地表感热通量及潜热通量等经非均匀处理后较小的差异, 得出了对于暖季温度非均匀性影响较小的结论。这也说明了独立试验的局限性, 而要模拟出非均匀性的各种非线性影响, 大气模式与陆面模式在区域或更大范围的耦合是非常必要的。由表2结果还可看出陆面非均匀性的高空响应: 非均匀性导致的气温差别随着空间高度增加幅度减小, 在 $850 \text{ hPa}$ 最大为 $0.28 \text{ K}$ , 在 $500 \text{ hPa}$ 为 $0.11 \text{ K}$ ;  $850 \text{ hPa}$ 平均温度 $\overline{T}_{85}$ 几乎没有变化, 进而说明了非均匀引起较大范围的平均变化小, 而局地变化却可以很大。

#### 4.2 湿度非均匀模拟分析

试验7~试验12仅考虑了湿度的非均匀性。从试验7到试验12, 湿度PDF的宽度 $\alpha_w$ 比由 $0.1$ 到 $0.8$ 不断增大, 除降水量以外的其他特征量的变化都大致呈现出一种单调变化的规律性。如, 随着 $\alpha_w$ 的增加, 大致单调递增的平均地表感热通量 $\overline{H}_S$ 增幅达 $16.13 \text{ W/m}^2$ ; 大致单调递减的潜热通量 $\overline{H}_L$ 减幅达 $20.66 \text{ W/m}^2$ ; 受其影响, 在不同的湿度非均匀性中变化极小的 $850 \text{ hPa}$ 平均温度 $\overline{T}_{85}$ 基本也呈递增趋势, 最大增幅达 $0.61 \text{ K}$ ; 由于受地形等因子影响区域范围内分布不均的地表气温, 其平均值 $\overline{T}_{sa}$ 的最大

增幅也达 0.45 K。对具体格点来说,经非均匀处理后地表气温最大可有 2.5 K 左右的差别。Giorgi<sup>[12]</sup>暖季单点独立关于各种不同的湿度非均匀性试验中,随非均匀性增大,不但各量的变化趋势与本文一致,而且其幅度也相当吻合,如,得到的可导致地表温度升高的最大差值为 0.9 K,地表感热通量 $\overline{H_s}$ 增幅达  $13.81 \text{ W/m}^2$ ,潜热通量减幅达  $21.02 \text{ W/m}^2$ 。考虑 Giorgi<sup>[12]</sup>中应用的模式框架结构与本文有很大不同,而结果与本文极为相近,可以认为,“湿度非均匀有利于感热增加、潜热减小、从而使得低层气温升高”的结论更具广泛性。

图 6 给出了试验 12 的 850 hPa 及 300 hPa 经湿度非均匀处理后的温度偏差场(该试验中模拟的气温与试验 1 相应高度气温之差)。非常有趣的是,湿度非均匀使得 850 hPa 气温几乎在整个模拟域内有所增加(增加的大值中心在模拟域中心附近,很显然这里面存在边界的影响),进一步证实了湿度非均匀有利于低层气温升高的结论;同时 300 hPa 气温几乎在整个模拟域内有所减小。这个湿度非均匀性很大( $\alpha_w = 0.8$ ,  $\gamma_w = 0.05$ )的例子显示出,湿度非均匀有利于低层气温升高,同时高层气温反馈恰与低层相反。而这一现象正是能量守恒等因素制约的结果:由于湿度非均匀改变了土壤表层导热性能从而改变表层温度,进而有利于向大气输送更多的感热,但潜热输送并没有直接受影响(即其反应滞后于感热),从而使得低层气温升高,同时整个模式大气的能量大致守恒,因此作为高层大气的一种反馈形式,高层气温随之有所下降。

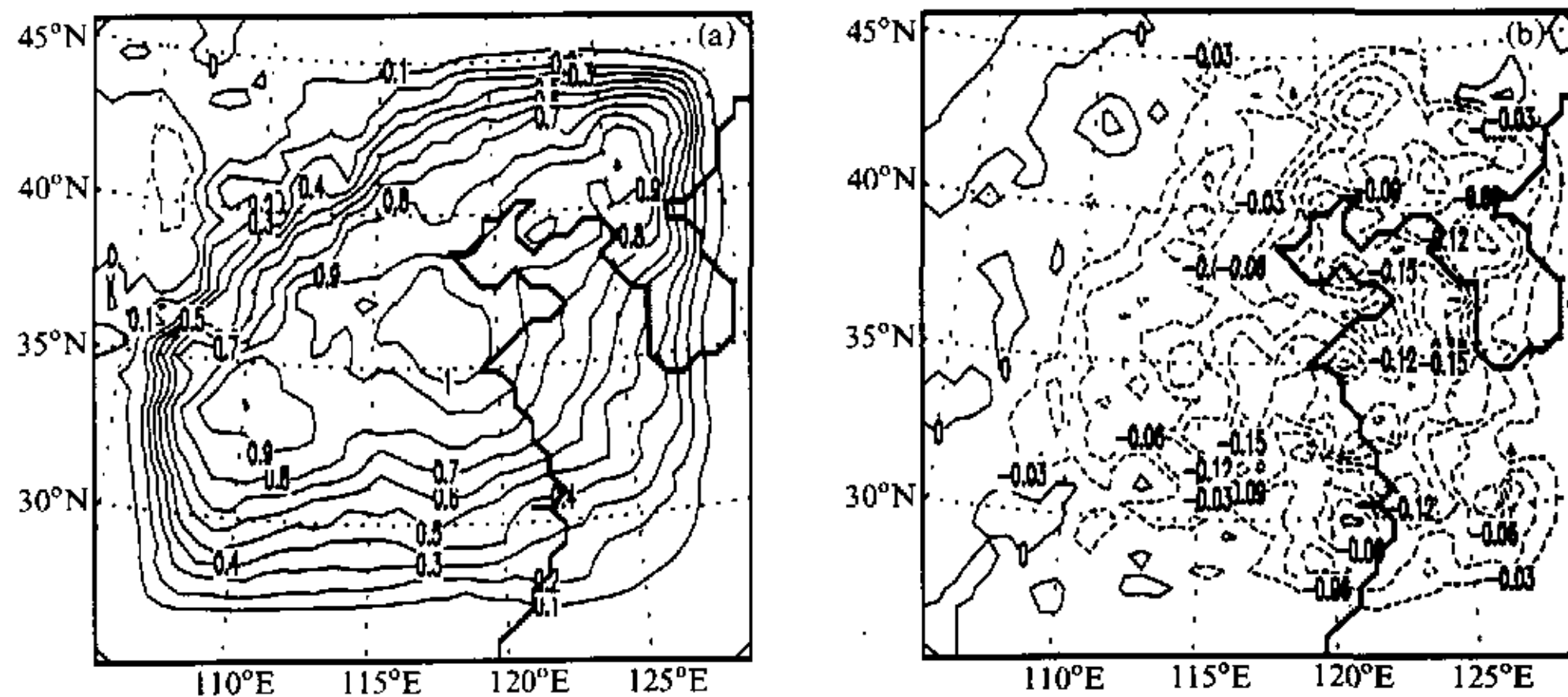


图 6 试验 12 模拟的 3 个月平均的 850 hPa (a), 300 hPa (b) 温度场与试验 1 相应结果之差(单位:  $^{\circ}\text{C}$ )

从试验 7~ 试验 11 中我们可以看到一个特点(如试验 10 的 850 hPa 温度偏差场图 7):湿度非均匀增温幅度最大的位置在河套地区至云贵高原一线附近的陡峭地形带。考虑到边界影响,增温范围似还可在上述陡峭地形带向西、向北有所推移。这可能意味着地形陡峭处湿度非均匀作用更为显著,增温幅度也就更大。

从图 7 也可以看出,由于试验 10 的非均匀性不如试验 12 显著,其 850 hPa 温度偏差场也就不象图 6a 一样呈现出显著的增温特征,在整个模式范围内温度偏差的空间分布差异很大。

除影响温度外,湿度非均匀的不同分布(或非均匀 PDF 两参量的不同配置)对降

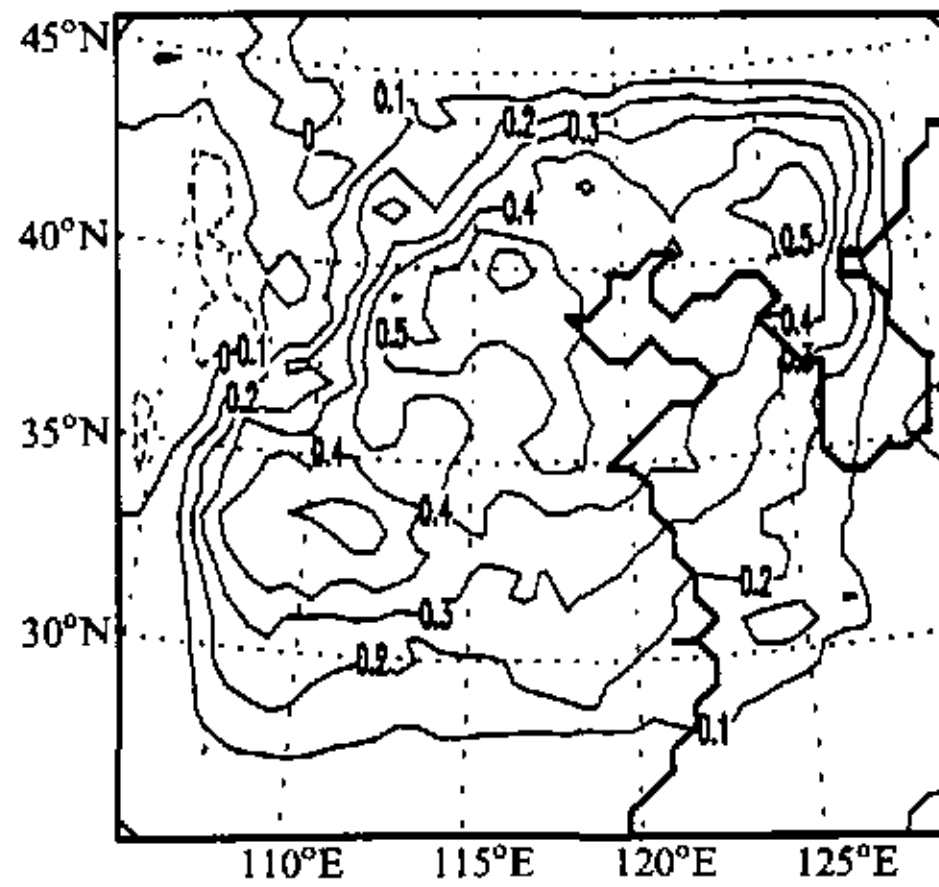


图7 试验10模拟的3个月平均的850 hPa温度场与试验1相应结果之差(单位:  $^{\circ}\text{C}$ )

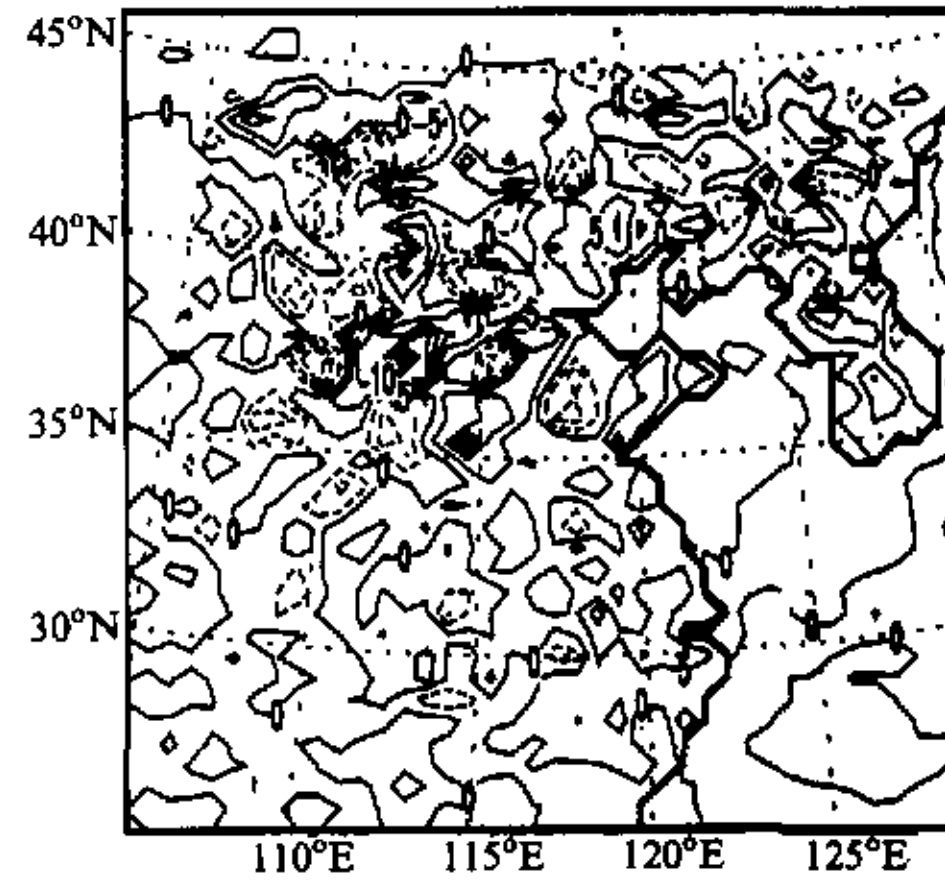


图8 试验8与试验9模拟的3个月平均的地表潜热通量之差(单位:  $\text{W}/\text{m}^2$ )

水也有很大影响。如, 即使对考虑较小非均匀的试验7( $\alpha_w = 0.01$ ,  $\gamma_w = 0.95$ ), 其6月份最大降水量 $P_{1m} = 537 \text{ mm}$ , 与试验1的652 mm相差较大, 也更接近观测结果; 试验7与试验8的差别在于湿度PDF宽度比 $\gamma_w$ 的不同, 两者 $P_{1m}$ 也有较大差别; 试验8与试验9的差别在于湿度PDF高度比 $\gamma_w$ 的不同, 两者 $P_{1m}$ 同样有较大差别。而上面各试验的两两差异如从模式区域平均值来看, 可能很不显著; 但若从更小的区域或具体格点来看, 差别却可以很显著, 如图8所示的试验8与试验9的潜热通量 $LH$ 差值场, 显示出两试验潜热通量分布的极大差异性(而两试验平均潜热通量 $\bar{H}_L$ 分别为 $61.09 \text{ W}/\text{m}^2$ 及 $60.88 \text{ W}/\text{m}^2$ , 差别很小), 正是这种极大能通量输送的差异性, 使得具有不同湿度非均匀性的范围较小的局地区域内气候要素场, 可以呈现出很大的差别。

#### 4.3 温湿非均匀模拟对比分析

如前所述, 试验2~试验6(仅考虑温度非均匀)较试验7~试验12(仅考虑湿度非均匀)的平均地表感热通量 $\bar{H}_S$ 、潜热通量 $\bar{H}_L$ 、平均地表气温 $\bar{T}_{sa}$ 和850 hPa平均温度的变化幅度要小。从试验6及试验11来看,  $\alpha_{nl} = 3. \text{ K}$ 表示出很大的温度非均匀, 且 $\gamma_t = 0.8$ 也表示出较大的温度非均匀(PDF宽度比越大表示非均匀变量分布越分散, 即非均匀性较大);  $\alpha_w = 0.5$ 、 $\gamma_w = 0.45$ 表示了中等程度的湿度非均匀, 而 $\bar{H}_S$ 、 $\bar{H}_L$ 、 $\bar{T}_{sa}$ 、 $\bar{T}_{85}$ 的变化幅度试验11的要大; 相对于试验1的6月份降水量分布, 试验11的变化也要大(图略)。这些都说明湿度非均匀较温度非均匀作用更显著。

很有意思的是, 陆面的湿度非均匀较温度非均匀对大气中水汽含量及降水影响更直接更客观。如, 考虑湿度非均匀后对水汽比湿的模拟中, 消除了试验1相应结果所出现的与实况不相符的“湿舌”, 而考虑温度非均匀却不能够(图略)。

试验13、14同时考虑了温湿非均匀性。只从6月份降水最大值来看, 试验14的534 mm较其他试验更接近观测的478 mm。这说明了考虑适当的温湿非均匀可以改进模拟或预测的降水强度。同时从各试验6月份降水最大值来看, 相差的幅度可达44%



(试验 6 与试验 14), 可见温湿非均匀对降水的模拟影响非常之大。

## 5 总结及讨论

本文用“结合法”在美国 NCAR 发展的区域气候模式 RegCM2 中的生物圈-大气圈传输方案 BATS1e<sup>[1]</sup>内, 考虑下垫面附近各种温度、各种湿度的非均匀性, 并用此改进的模式, 选用 1991 年 5、6、7 共 3 个月气象台站实测资料进行了模拟分析, 以检验模式模拟的夏季风气候对陆面过程温湿非均匀的敏感性。

在温度非均匀表示中, 我们提出了与 Giorgi<sup>[11,12]</sup>不同的余弦函数型的温度概率密度函数 (PDF), 其计算效率较分段线性、对称的 PDF 更高。与 Giorgi<sup>[11,12]</sup>针对暖季温度非均匀的单点独立试验结论不同, 通过对温度非均匀试验的分析, 我们发现总体上大气对陆面温度非均匀的响应是敏感的, 即, 对某一具体格点, 3 个月时间平均的地表感热通量、潜热通量及地表气温等气候场经温度非均匀处理后差异可以很大, 正是这种差异导致了降水对温度非均匀的很大敏感性。产生这两种结论差异的原因在于单点独立试验的局限性。而要表示出陆气之间强烈的非线性作用, 陆面过程模式与大气模式的耦合极其重要。

通过对湿度非均匀试验的分析, 我们发现气候场对陆面湿度非均匀非常敏感, 如, 模式区域内 3 个月的时间平均及整层的空间平均的地表感热通量、潜热通量及地表气温等量经湿度非均匀处理后差异较大; 对某一具体格点, 3 个月的时间平均的气候场经湿度非均匀处理后差异可以更大。此外分析还发现, 因湿度非均匀低层气温增幅最大的位置在由河套地区至云贵高原一线附近的陡峭地形带; 湿度非均匀有利于地表感热增加, 潜热减小, 从而使得低层气温升高。这种平均值的变化规律与 Giorgi<sup>[12]</sup>针对暖季湿度非均匀的单点独立试验结论相当一致, 且在增减幅度上也非常吻合, 从而可能也意味着这种规律的一般性。

通过温度、湿度非均匀敏感性试验及其比较, 我们还可以得出其他一些结论, 如, 陆面非均匀对低层大气的的影响最大, 也最直接; 随着高度的增加, 非均匀影响减小; 湿度非均匀较温度非均匀作用更显著, 且对大气中水汽含量及降水影响更直接、更客观。

作为陆面非均匀的初步性工作, 本文仅做了一些敏感性试验, 但这些试验对我们还有一些启示:

(1) PDF 参量半宽度  $\alpha$  高度比  $\gamma$  的选取。选取的 PDF 参量应与所用数值模式、模拟区域特征保持较好的一致性。因此要得到较好结果, 必需在关于土壤湿度、地形、植被等较高分辨资料的基础上求得 PDF 参量。但这并不影响上述敏感性试验一般结论的可信性, 这是因为: ① 由于数值模式的特征, 我们不可能特别详细、详尽地表示出非均匀性, 只能表示出它的一阶影响, 即非均匀变量分布概率“中间大、两头小”的特征, 而这一点通过  $\alpha$ 、 $\gamma$  的不同配置是可以做到的。② 对某一格点 (如湖泊区域, 本文未应用湖泊模式),  $\alpha$ 、 $\gamma$  的不同配置可能没有较好表示出其非均匀性, 但对绝大多数区域却是能表示出的。

(2) 模拟区域及其边界的选取。从模拟的降水及 850 hPa 气温偏差场来看, 边界作用不仅影响一般气候场的模拟, 在考虑非均匀后非均匀的影响也会在边界附近被掩盖。



虽然这对我们考察月季气候变化对非均匀的敏感性影响不大,但为了更好地模拟或预测我们感兴趣区域的气候变化,该区域应放置在更大的受边界影响较小的模式区域范围内。

(3) 其他物理过程的重要性。本文分析的试验证实了夏季风气候对陆面温湿非均匀性的敏感性。从而这也为我们发展和改善动力气候模式提供了一条思路,即数值模式预测系统中应该考虑详细的描述温湿非均匀的陆面过程模式。单纯从降水量的模拟来看,考虑非均匀后模拟结果可在较大程度上得到改善。但也应该同时看到这种改善是有限的,如,各试验模拟的6月份降水一致偏大。造成这种差异的原因似乎应在温湿非均匀以外去找。这也说明了发展包含陆面过程模式在内的数值模式的长期性与艰巨性。模拟结果与实际观测存在偏差有两个模式方面的来源:一是大气模式方面,对气候模拟来说,直接描述大气运行规律的大气模式涉及到很多过程,如大气辐射、积云对流、边界层湍流等,陆面过程不一定比对这些过程的正确描述更重要;二是陆面过程模式方面,这一方面首先要求正确定性地表示出下垫面附近的动量、水汽及感热的交换,其次要求真实客观地表示各种非均匀性。本文只考虑温湿非均匀而未涉及粗糙度、叶孔阻抗等重要的陆面参量的非均匀性(有关这方面的讨论,可见文献[15]和[16])。单从陆面过程模式方面来看,对陆面物理过程的正确描述是非均匀表示的基础,要准确评价非均匀的影响,一个较好的陆面过程模式是必需的。

### 参 考 文 献

- 1 Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy and M. F. Wilson, Biosphere / Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model, NCAR Tech. Note TN-387+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 1993.
- 2 Deardorff, J. W., Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation, *J. Geophys. Res.*, 1978, **83**(4), 1889~1891.
- 3 Avissar, R. and R. A. Pielke, A parameterization of heterogeneous land surface for atmospheric numerical models and its impacts on regional meteorology, *Mon. Wea. Rev.*, 1989, **117**, 2113~2136.
- 4 Koster, R. and M. Suarez, Modeling the land-surface boundary in climate models as a composite of independent vegetation stands, *J. Geophys. Res.*, 1992, **97**, 2697~1715.
- 5 Leung, R. L. and S. J. Ghan, A sub-grid parameterization of orographic precipitation, *Theor. Appl. Climatol.*, 1995, **52**, 95~118.
- 6 魏和林, 符淙斌, 下垫面非均匀性的模拟, *气候与环境研究*, 1997, **2**, 106~114.
- 7 Avissar, R., Conceptual aspects of a statistical-dynamical approach to represent landscape sub-grid heterogeneities in atmospheric models, *J. Geophys. Res.*, 1992, **97**, 2729~2742.
- 8 Famiglietti, J. S. and E. F. Wood, Multi-scale modeling of spatially-variable water and energy balance processes, *Water Resour. Res.*, 1994, **30**, 3061~3078.
- 9 Sivapalan, M. and R. A. Wood, Evaluation of the effects of general circulation model sub-grid variability and patchiness of rainfall and soil moisture on land surface water balance fluxes, *Scale Issues in Hydrological Modeling*, J. D. Kalma and M. Sivapalan, Eds., John Wiley and Sons, 453~473, 1995.
- 10 Li Bin and R. Avissar, The impact of spatial variability of land surface characteristics on land-surface heat fluxes, *J. Climate.*, 1994, **7**, 527~537.
- 11 Giorgi, Filippo, An approach for the representation of surface heterogeneity in land surface heterogeneity in land surface models, I: theoretical frame work, *Mon. Wea. Rev.*, 1997, **125**, 1885~1899.
- 12 Giorgi, Filippo, An approach for the representation of surface heterogeneity in land surface heterogeneity in

- land surface models, II: validation and sensitivity experiments, *Mon. Wea. Rev.*, 1997, **125**, 1900~1919.
- 13 Moore, R. J. and R. T. Clarke, A distribution function approach to rainfall runoff modeling, *Water Resour. Res.*, 1981, **17**, 1367~1382.
- 14 Entekhabi, D. and P. Eagleson, Land surface hydrology parameterization for the atmospheric general models including subgrid-scale spatial variability, *J. Climate*, 1989, **2**, 816~831.
- 15 Zeng Xinmin, Zhao Ming and Su Bingkai, A numerical study on effects of land-surface heterogeneity from “combined approach” on atmospheric process, Part I: principle and approach, *Adv. Atmos. Sci.*, 2000, **17**, 103~120.
- 16 Zeng Xinmin, Zhao Ming and Su Bingkai, A numerical study on effects of land-surface heterogeneity from “combined approach” on atmospheric process, Part II: coupling-model simulations, *Adv. Atmos. Sci.*, 2000, **17**, 441~455.
- 17 Anthes, R. A., E. Y. Hsie and Y. H. Kuo, Description of the Penn State / NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4), NCAR Tech. Note, NCAR / TN-283+STR, 1987, 66pp.
- 18 Briegleb, B. P., Delta-Eddington approximation for solar radiation in NCAR community climate model, *J. Geophys. Res.*, 1992, **97**, 7603~7612.
- 19 Holtslag, A. A. M., E. I. F de Bruijn and H. L. Pan, A high resolution are mass transformation model for short range forecasting, *Mon. Wea. Rev.*, 1990, **118**, 1561~1575.
- 20 Holtslag, A. A. M. and B. A. Boville, Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in global climate model, *J. Climate*, 1993, **6**, 1825~1842.

## A Numerical Study of Effects of Land-Surface Heterogeneity in Temperature and Moisture from “Combined Approach” on Summer Monsoon Climate

Zeng Xinmin, Zhao Ming and Su Bingkai

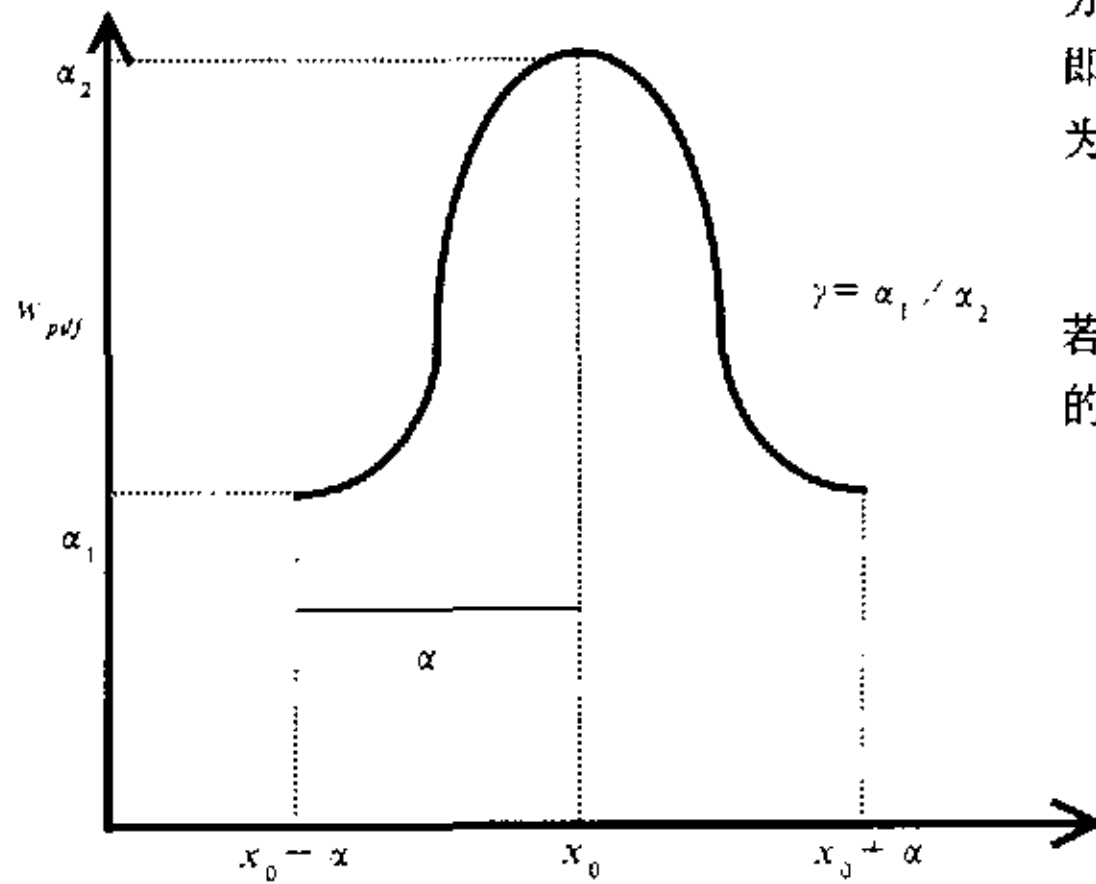
(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

**Abstract** The BATS1e in regional climate model RegCM2, is treated with “combined approach” which is computationally effective to represent land surface heterogeneities in temperature and moisture, and is tested against real data of summer monsoon of 1991. Different from the results of the off-line simulations for warm season, we used a cosine probability density function (PDF), which is more effective in computation and different from the linear PDF applied by Giorgi. We can see, as a whole, that the summer monsoon climate is sensitive to the temperature heterogeneity. Similar to Giorgi’s result, the summer monsoon climate seems to be more sensitive to the moisture heterogeneity, which shows a regularity as changing with the heterogeneity. Therefore, the capability of simulations for summer monsoon climate may be improved via the appropriate representation of the heterogeneities in temperature and moisture. In addition, other results also reveal the limitations of off-line experiments, and that the coupling of the land surface scheme to the atmospheric model is very important and necessary for the studies on land-atmosphere interactions.

**Key words:** land surface heterogeneities in temperature and moisture; regional climate; numerical experiment

## 附录: 本文采用的余弦型 PDF

基于真实客观反映非均匀分布、解析可积及计算省时等原则, 如附图 1 所示, 我们设计一种余弦



附图 1 本文表征非均匀的余弦 PDF

$w_{pdf}$  为余弦 PDF, 其中  $a_1$ 、 $a_2$ 、 $x_0$ 、 $\alpha$ 、 $\gamma$  分别为 PDF 的最小值、最大值、平均值、半宽度及高度比

分布 PDF, 其参量类似 Giorgi<sup>[11,12]</sup>推荐的 PDF, 即有平均值  $x_0$ 、半宽度  $\alpha$  及高度比  $\gamma$ , 假定其形式为

$$w_{pdf}(x) = A + B \cos k(x - x_0), \quad (A1)$$

若  $x$  在定义域  $(x_0 - a, x_0 + a)$  对应于的  $k(x - x_0)$  的  $(-\pi, \pi)$  变动范围, 可以证明,

$$\begin{cases} k = \frac{\pi}{\alpha}, \\ A = \frac{1}{2\alpha}, \\ \gamma = \frac{A - B}{A + B}, \\ B = \frac{1 - \gamma}{2\alpha(\gamma + 1)}. \end{cases} \quad (A2)$$

具有可比性。

这样, 对  $n \leq 4$  的正整数来说, 利用三角函数性质对非线性项在非均匀变量分布范围内积分, 可以得到:

$$W_{pdf}^n(x^n) = \int x^n w_{pdf}(x) dx = M_1 + \frac{B}{k} (M_2 + M_3), \quad (A3)$$

上式中, 若  $x_1 = x_0 - a$ ,  $x_2 = x_0 + a$ , 则

$$M_1 = \int x^n dx = A \frac{x^{n+1}}{n+1} \Big|_{x_1}^{x_2},$$

$$M_2 = \frac{n}{k} x^{n-1} \cos k(x - x_0) \Big|_{x_1}^{x_2},$$

$$M_3 = -\frac{n(n-1)(n-2)}{k^3} x^{n-3} \cos k(x - x_0) \Big|_{x_1}^{x_2},$$

由  $M_1$ 、 $M_2$ 、 $M_3$  表达式, (A3) 仅由 6 项组成。而 Giorgi 的 PDF 由于其线性函数斜率的不连续性, 绝大多数情形下都要求完全积分 (在格体内有冰相存在, Giorgi 考虑温度非均匀处理时用到部分积分), 即需 8 项相加。同时, (A3) 式涉及的  $x$  的高阶项幂次较低。