

闵岫, 钱永甫. 干对流调整对区域气候模拟效果的影响. 大气科学, 2008, 32 (5): 1210~1220

Min Shen, Qian Yongfu. Impact of dry convection adjustment on regional climate modeling. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, 32 (5): 1210~1220

干对流调整对区域气候模拟效果的影响

闵岫 钱永甫

南京大学大气科学系, 南京大学灾害性天气气候研究所, 南京 210093

摘 要 利用干对流发生时大气层之间质量交换应满足守恒性原理, 改进了 $p-\sigma$ 区域气候模式中的干对流调整方案。该方案同时调整温度、比湿和风场。利用 1979~1995 年 NCEP/NCAR 再分析资料月平均场作为初始场和侧边界强迫, 模拟 1 月和 7 月的气候特征, 并用 t 检验和 F 检验方法检验敏感试验和控制试验模拟结果差异的显著性。结果表明, 无论是 1 月还是 7 月, 敏感试验与控制试验出现干对流调整的区域均一致, 但敏感试验各区域发生干对流调整的次数均比控制试验多。7 月各个物理量场的差异均比 1 月显著。两试验模拟 7 月比湿场和降水量场的均值差异不明显, 而方差差异比较显著; 温度场和风场的均值差异和方差差异均比较显著。敏感试验在 $20^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 纬度带内对 7 月 500 hPa 风场的模拟有了比较明显的改进。在对 7 月总降水量场的模拟方面, 敏感试验在新疆北部、内蒙古中部呼和浩特一带、吉林东部以及湖北和广东地区有比较好的模拟效果, 基本消除了控制试验中的虚假大值区。

关键词 干对流调整 质量交换 数值模拟 t 检验 F 检验

文章编号 1006-9895 (2008) 05-1210-11

中图分类号 P435

文献标识码 A

Impact of Dry Convection Adjustment on Regional Climate Modeling

MIN Shen and QIAN Yongfu

Department of Atmospheric Sciences, Institute of Severe Weather and Climate, Nanjing University, Nanjing 210093

Abstract Mass exchange between the layers in a numerical model should follow the mass conservation principle when dry convection happens in atmosphere. By use of this principle, the dry convection adjustment scheme in the $p-\sigma$ regional climate model is improved. The improvement is mainly to adjust specific humidity and wind at the same time when temperature is adjusted. By use of the 1979-1995 NCEP/NCAR reanalysis monthly mean data, two simulations of the climate characteristics in January and July are conducted, one is to use the original adjustment scheme and the other the newly developed scheme in this paper. The modeled results are compared with each other. Furthermore, the F and t tests are utilized to examine the confidence levels of their differences between the new and the old methods. The results show that in both months, the adjusted areas are not evidently affected by the new scheme, but the times of adjustment increases in the new scheme. The F and t tests indicate that the differences between the two simulations are more obvious in July than in January. Moreover, the general mean climates of precipitation and specific humidity are not obviously different, but the differences of their variances are much more remarkable. As far as the temperature and the wind are concerned, the general mean climates and the differences of their variances are all very prominent. The sensitivity experiment with the new scheme shows that the simulation of wind

收稿日期 2007-01-25, 2007-05-18 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418300, 国家自然科学基金资助项目 40675042、40333026

作者简介 闵岫, 女, 1984 年出生, 博士研究生, 主要从事气候变化诊断与模拟研究。E-mail: minshen1983@163.com

field from 20°N to 35°N at 500 hPa in July is improved outstandingly; as far as the simulation of the precipitation field in July, the areas with false large-value precipitation in the north of Xinjiang, the vicinity of Hohhot, the east of Jilin, Hubei and Guangdong are eliminated.

Key words dry convection adjustment, mass exchange, simulation, t test, F test

1 引言

$p-\sigma$ 九层区域气候模式是基于 20 世纪 80 年代钱永甫等^[1]发展的五层模式, 其物理过程虽然简单, 但对中国地区降水的模拟结果和实际观测结果比较接近。大量研究结果^[2~7]表明, 该模式对中国降水、青藏高原特殊的动力和热力作用以及对亚欧和中低纬地区的环流系统具有较好的模拟能力。最近, 黄丹青等^[8]将新的大尺度凝结水在降落过程中蒸发量计算的方案引入模式, 有效地改进了模式的模拟效果。

当数值模式中考虑太阳辐射的日变化后, 日间陆地上的低层大气中常会出现超绝热现象, 尤其是在高原地区。此外, 模式中引入的积云对流参数化方法所给出的潜热加热作用也可能使中层及其以上大气产生“干”不稳定层结, 即垂直温度递减率大于干绝热递减率。在这种情况下, 通常会有“干对流”发生, 要对模式大气进行以干绝热递减率为调整标准的干对流调整。当调整到垂直温度递减率小于干绝热递减率时, 干对流调整完成。这时垂直温度递减率有可能大于湿绝热递减率, 则为湿对流调整。 $p-\sigma$ 九层区域气候模式对湿对流调整采取郭氏积云对流参数方案^[9]进行处理。在进行干对流调整时, 不稳定层之间存在质量的交换, 因此, 大气上下层之间不仅存在着热能的交换, 使温度发生变化, 而且大气经过混合交换之后, 其水分和动量也同时发生变化。但目前在该模式的干对流调整方案^[10]中只对温度进行了调整, 忽略了调整过程中的湿度和动量的变化, 这就使得干对流调整方案在物理上不够完善, 从而可能影响模式模拟的结果。因此, 本文在原有的 $p-\sigma$ 混合坐标系原始方程动力和热力框架上, 考虑干对流过程中的质量交换, 对温度、水分和动量同时进行调整, 以改进模式的模拟效果。

2 模式简介及新的干对流调整方案

2.1 模式简介

早在 20 世纪 70 年代, 钱永甫等^[11]已设计出两

层 $p-\alpha$ 混合坐标系原始方程模式, 而后在郭晓岚的帮助下引入郭氏积云对流等参数化方案^[9], 发展成为一个五层模式并对东亚季风等现象进行了模拟^[12, 13]。90 年代后, 刘华强等^[14]在此基础上将其发展成一个 $1^\circ \times 1^\circ$ 的区域嵌套模式。到 2001 年, 王世玉等^[15]将五层模式发展改进为九层模式。本文使用的 $p-\alpha$ 混合坐标系原始方程模式是一个海—地—气初步耦合模式, 它包含三个子模式: 大气模式、土壤模式和海洋热力模式。大气模式在垂直方向采用九层 $p-\alpha$ 混合坐标系, 在 400 hPa 以上为 p 坐标系, 取 400 hPa、300 hPa、200 hPa、100 hPa 作为四层界面, 在 400 hPa 以下至边界层顶为 σ 坐标, 也取为四层, 每层厚度为 $\Delta\sigma=0.25$ 。近地面的边界层取为一层的 σ 坐标, 厚度为 50 hPa。

土壤模式有两层, 第一层较薄, 反映土壤温度和水分的日变化; 第二层较厚, 反映年变化。海洋混合模式也有两层, 厚度分别为 50 m 和 250 m, 假设在第一层内海温随深度没有变化, 在第二层内海温随深度线形下降, 并设底层海温梯度为零, 因为没有考虑洋流, 所以只能看作是和大气模式的简单热力耦合。模式中包含了各种绝热和非绝热物理过程, 除了地气和海气的相互作用过程外, 还包括干对流调整过程、大气扩散过程、大尺度降水过程、积云对流凝结过程和包括具有日变化的太阳短波辐射和大气长波辐射加热过程。积云对流参数化采用郭晓岚方案^[9]。模式采用了真实地形, 在模式范围内有 6 种陆地下垫面, 即粘土牧草地、热带雨林、沙漠、沼泽湿地、雪面和冰面。

2.2 新的干对流调整方案

通常, 当大气的垂直温度递减率大于干绝热递减率 $\gamma_a(0.0098 \text{ K/m})$ 时, 有干对流发生, 产生干对流调整过程。但为了使调整所需的计算过程缩短, 同时使调整后的模式大气更趋稳定, 我们将调整的判据定为 $\gamma_c=0.0095 \text{ K/m}$ 。以下给出调整的具体步骤:

(1) 自下而上计算第 k 和 $k+1$ 层之间的温度递减率 γ_k , 检验其数值是否 ≥ 0.0095 , 若是, 则将

这两层的位温 θ_k , θ_{k+1} 一起进行调整, 调整后的位温为 θ_k^* , θ_{k+1}^* , 温度为 T_k^* , T_{k+1}^* . 在调整时, 我们将位温直接作为被调整的量, 因此, 考虑了空气块在上升和下沉过程中的绝热膨胀冷却和压缩增温. 由调整前后能量守恒得:

$$\theta_k \times \Delta p_k + \theta_{k+1} \times \Delta p_{k+1} = \theta_k^* \times \Delta p_k + \theta_{k+1}^* \times \Delta p_{k+1}, \quad (1)$$

根据

$$\gamma = \frac{g}{R} \frac{\partial \ln T}{\partial \ln p}$$

以及温度和位温的关系, 得到

$$\theta_k^* = \theta_{k+1}^* \times \left(\frac{p_{k+1}}{p_k} \right)^{\frac{R}{g}(\gamma_d - \gamma)}, \quad (2)$$

式中, Δp_k , Δp_{k+1} 分别为第 k 和 $k+1$ 层的厚度, p_k , p_{k+1} 分别为第 k 和 $k+1$ 层的气压值. 其中 γ 可取任意小于 $\gamma_d = 0.0098 \text{ K/m}$ 的值, 本文取 $\gamma = 0.0095 \text{ K/m}$. 取 $g = 9.8 \text{ m/s}^2$, $R = 287 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$.

由 (1) 和 (2) 式可以得到:

$$\theta_{k+1}^* = \frac{\theta_k \Delta p_k + \theta_{k+1} \Delta p_{k+1}}{\Delta p_{k+1} + \left(\frac{p_{k+1}}{p_k} \right)^{\frac{R}{g}(\gamma_d - \gamma)} \Delta p_k}. \quad (3)$$

(2) 利用 θ_k^* , θ_{k+1}^* 计算质量通量 m_{k+1} 和质量交换系数 α_{k+1} . 设 k 和 $k+1$ 层之间的质量通量为 $m_{k+1} = \alpha_{k+1} \min(\Delta p_k, \Delta p_{k+1})$, 则两层之间的热量交换可表示为

$$m_{k+1} \times (\theta_{k+1} - \theta_k) = (\theta_k^* - \theta_k) \times \Delta p_k = (\theta_{k+1} - \theta_{k+1}^*) \times \Delta p_{k+1}. \quad (4)$$

由于两层之间质量交换不能为负值, 故当 $m_{k+1} \leq 0$ 时, 令 $m_{k+1} = 0$. 即设 k 和 $k+1$ 层之间没有质量交换. 又由于最大质量交换不能大于其中质量小的一层的质量, 故当

$$\alpha_{k+1} = \frac{m_{k+1}}{\min(\Delta p_k, \Delta p_{k+1})} \geq 1$$

时, 令 $\alpha_{k+1} = 1$, 即说明其中有一层和另一层整层交换. 利用 $m_{k+1} = \min(\Delta p_k, \Delta p_{k+1})$ 重新调整位温.

(3) 运用两层之间的质量通量 m_{k+1} 以及水汽和动量守恒原理, 对比湿 q 以及风场 u 、 v 分量进行调整. 以水汽为例, 得

$$q_{k+1}^* = \frac{(\Delta p_{k+1} - m_{k+1}) \times q_{k+1} + m_{k+1} \times q_k}{\Delta p_{k+1}}, \quad (5)$$

$$q_k^* = \frac{(\Delta p_k - m_{k+1}) \times q_k + m_{k+1} \times q_{k+1}}{\Delta p_k}. \quad (6)$$

(4) 由于干对流调整后, 被调整的各层中温度和水汽均发生了变化, 有可能在某个被调整层中出现过饱和的现象, 从而产生凝结降水释放潜热并进一步改变该层的温度. 设第 k 层中有过饱和现象, 于是温度的变化应为

$$\delta T_k = \frac{L}{c_p} \delta q_k = \frac{L}{c_p} \times [q_k^* - q_s(T_k^* + \delta T_k)], \quad (7)$$

其中, q_k^* 和 T_k^* 为干对流调整后的湿度和温度值, q_s 为饱和比湿. 根据泰勒展式及饱和水汽的克拉伯龙-克劳修斯方程, 得

$$\delta T_k = \frac{q_k^* - q_s(T_k^*)}{\frac{c_p}{L} + \frac{L}{R_v} \times \frac{q_s(T_k^*)}{(T_k^*)^2}}. \quad (8)$$

而凝结后的温度和湿度分别为

$$T_k = T_k^* + \delta T_k, \quad (9-1)$$

$$q_k = q_k^* - \frac{c_p \delta T_k}{L}, \quad (9-2)$$

其中, $R_v = 461.496 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, $L/c_p = 2500$.

(5) 用调整之后的温度 T_k 重新开始自下而上计算温度递减率, 如此循环. 如果每层的温度递减率均小于等于 0.0095 K/m , 且九层均不存在过饱和的现象时终止循环, 调整结束. 但是, 在某些层结条件下, 在一次调整中, 某些层之间的温度递减率仍可能大于 0.0095 K/m , 此时, 若被调整格点的气柱中每两层间的温度递减率均小于 0.0098 K/m , 且九层均不出现过饱和现象也认为已满足调整要求.

3 理想场的试验结果

3.1 理想场的设置

首先设定初始温度值. 从模式下层往上逐层计算出各层的温度. 由 (2) 式得出递推公式:

$$T_i = T_{i+1} \times \left(\frac{p_i}{p_{i+1}} \right)^{\frac{\gamma(i)R}{g}}, \quad i = 1, 2, \dots, 9,$$

其中, i 代表模式层. 设地面温度 $T_{10} = 288 \text{ K}$, $\gamma(i)$ 取不同的值, 以设定不同层之间的稳定度分布. 由设定的温度场可计算出各层的初始饱和水汽压和饱和比湿, 而后设定初始相对湿度 $f(i)$, 则可得各层比湿. 再根据各层之间的垂直温度递减率和静力关系, 由初始温度场可得到初始高度场. 风场的 u 、 v 分量可取不同的值以模拟动量的垂直分布情

况。

3.2 理想场的试验结果

在调整前，设定 $\gamma(6)$, $\gamma(7)$, $\gamma(8)$ 的值均大于 γ_a ，说明第 6~9 层之间不稳定。干对流调整后整层都达到稳定状态，且 $\gamma(1)$, $\gamma(4)$, $\gamma(6)$, $\gamma(7)$, $\gamma(8)$ 已达到 $\leq \gamma_c$ 的稳定程度（图略）。位温 θ 等物理量的变化见图 1。由图 1a 可以看到，调整前从第 9 层往上至第 6 层，位温是逐渐减小的，说明这几层处于不稳定状态；调整后，从下往上整层大气的位温都是递增的，说明调整后整层大气都达到稳定状态。

由图 1b 可知调整前低层比湿出现大于饱和比湿的过饱和现象，此时低层大气中的水分会凝结释放潜热。由图 1c 可以看到调整后的比湿均小于等于饱和比湿，不再出现过饱和的现象。

风速分量 u 、 v 的调整结果表明，调整前设定 u 的最大风速在第 5 层，调整后最大风速在第 6 层（图略），调整前设定 v 的最小风速出现在第 6 层，调整后最小风速出现在第 5 层（图略），说明调整后模式大气中的动量垂直分布也发生了变化。

4 数值模拟试验的设计

理想试验往往因参数的设定而带有人为性，因此，我们用数值模拟对新干对流调整方案的合理性

作检验。所用模式为 $p-\sigma$ 混合坐标系九层模式。模拟区域选择为 $(10^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}, 70^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E})$ ，模式使用真实地形，青藏高原最高处达 5000 m 以上。水平方向的分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ ，时间积分方案采用 1 小时欧拉后差和 5 小时中央差交替进行，时间步长为 3 分钟。边界嵌套采用单向指数松弛方案，每月改变一次边界值。初始场和侧边界强迫由 1979~1995 年 NCEP 再分析资料多年月平均场提供，该资料的空间分辨率为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ ，垂直方向 17 层，包括温度场、风场、高度场和比湿场，用双线性差值将该资料插成 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 。下文中与数值试验模拟结果相比较的高空观测资料（包括温度场、比湿场、风场和位势高度场）为插值后的 NCEP 值；总降水量的观测资料由中国 160 站的站点资料插值得到。逐月表层海温 SST 由 1948~1999 年多年月平均的海温资料提供。

设计两个数值试验，即控制试验和敏感试验，分别采用目前模式中使用的原干对流调整方案和本文中论述的新干对流调整方案，其他物理过程没有差异。模式分别从 12 月 15 日和 6 月 15 日开始积分，都积分 45 天，每天输出一次结果，取后 30 天的输出结果作为 1 月份和 7 月份的模拟结果，把它们作为冬季和夏季的代表月份，对敏感试验和控制试验的模拟结果进行对比分析。

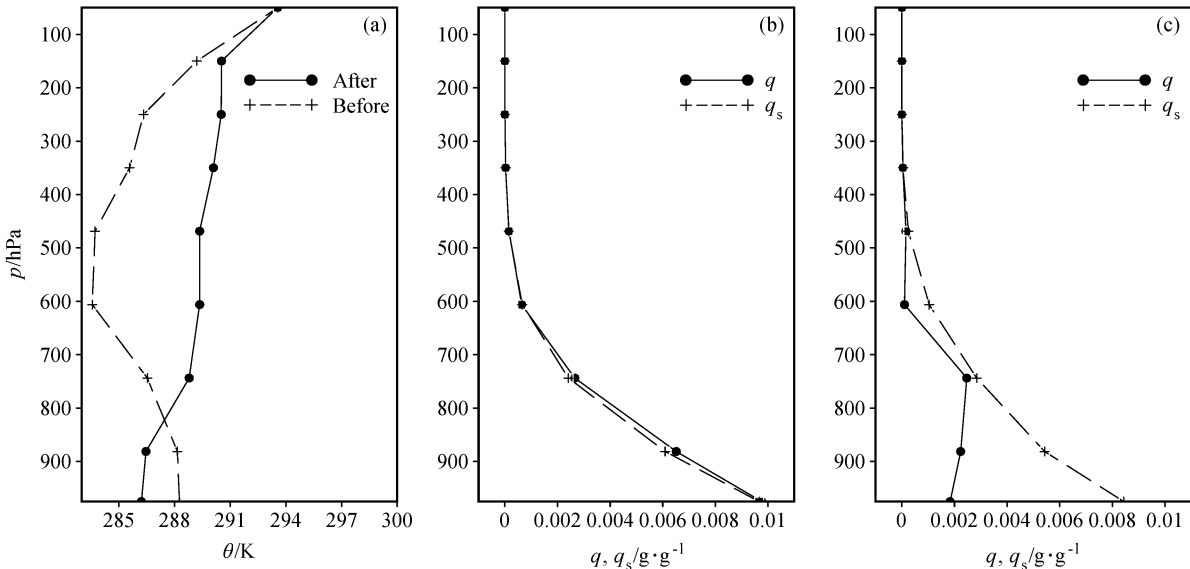


图 1 (a) 干对流调整前(虚线)、后(实线)位温随高度的分布；(b) 干对流调整前比湿和饱和比湿随高度的分布；(c) 同 b，但为干对流调整后
Fig. 1 (a) The distribution of potential temperature with height before and after the dry convection adjustment; the distribution of specific humidity and saturated specific humidity with height before (b) and after (c) the dry convection adjustment

5 试验结果的分析与比较

5.1 7月模拟结果比较

5.1.1 7月出现干对流的区域以及各区域发生干对流调整的次数

敏感试验(图 2a)和控制试验 7 月出现干对流的区域基本一致,两试验的干对流均发生在陆地上。敏感试验中各区域 7 月平均每天干对流调整的次数均比控制试验多,其中,在中国东部沿海和东北地区、贝加尔湖以及中南半岛差异比较明显(图 2b)。由于在敏感试验的干对流调整方案中增加了对比湿的调整,从而影响温度进而影响温度垂直递减率,这是两试验干对流调整次数出现差异的主要原因。

5.1.2 温度场的比较

敏感试验和控制试验模拟的温度场分布形势类似(图略),在 40°N 以北两试验均能较好地模拟出温度场的实际分布形势。两试验模拟出的温度与观测资料的差值为负,且在西藏东部至青海南部有负差值中心(图略)。在敏感试验与控制试验的温度场差值图(图略)上,西藏、青海地区为正差值,这减小了控制试验与观测场的差异图中西藏、青海地区负差值中心的强度。

本文对模式模拟的平均场和方差场做了统计检验,平均场采用 t 检验,方差场则采用 F 检验。 t 检验和 F 检验均可通过逐点检验得到直观的局地显著区域分布^[16]。本文中给定的 t 检验和 F 检验的显著性水平分别为 0.01 和 0.05 (下同)。另外,不相关场定义为 $(1-r)$ 的分布(r 为各个格点上两

试验模拟的物理量场的时间序列相关系数),能在一定程度上反映两试验结果差异的程度。阴影区域内两试验物理量场的相关性较小,不能通过 95% 的信度检验,甚至反相关,因此是不相关显著区域。

图 3 为敏感试验和控制试验温度的不相关场以及 t 检验和 F 检验。从不相关场分布可知(图 3a),两试验模拟的温度场在中国的云南、海南一带以及台湾以南地区不相关性明显。从 t 检验图(图 3b)上可以看到,在 25°N 以南的大部分低纬地区、中国东部沿海、陕西山西一带以及西藏、青海地区可以通过 t 检验。中国中部、东部以及中国以东和以南的海域均能通过 F 检验(图 3c)。这说明两试验模拟的温度场均值差异和方差差异都比较明显。

5.1.3 比湿场的比较

两试验模拟的比湿分布形势类似(图略),基本都能模拟出比湿的实际分布形势。图 4 为 7 月 850 hPa 比湿场的观测场、敏感试验与观测的差值以及敏感试验与控制试验差值分布图。在内陆地区,敏感试验(图 4b)和控制试验(图略)模拟出的比湿与观测资料的差基本均为负值;但从图 4c 上可以看到在中国东部地区有正差值中心,且在 $15^{\circ}\text{N} \sim 25^{\circ}\text{N}$ 的低纬地区基本为正。以上结果表明相对于控制试验,敏感试验模拟的比湿分布更接近观测场。

由比湿场的不相关场分布(图略)可以看到,阴影主要出现在内陆地区,其分布形式比较零散,说明在这些区域两试验模拟的比湿结果差异较大。另外,在整个模式模拟区域内几乎没有通过 t 检验的区域(图略),而通过 F 检验的区域较多(图略),

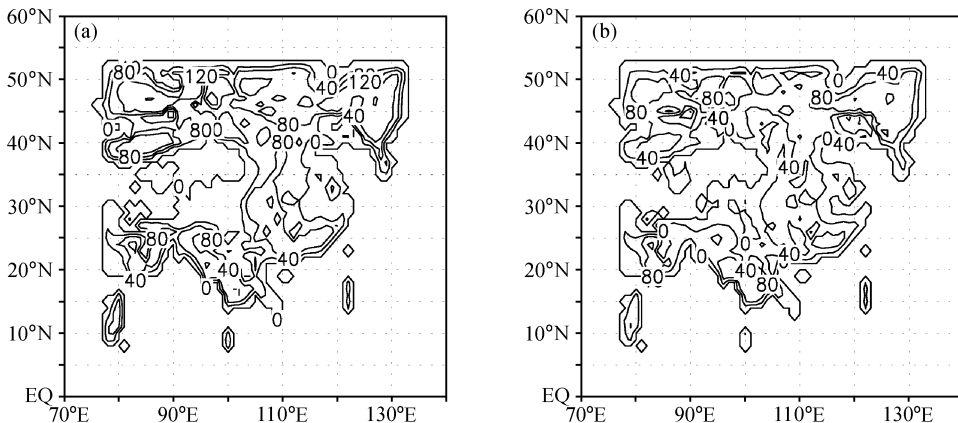


图 2 7 月发生干对流调整的次数: (a) 敏感试验; (b) 敏感试验与控制试验的差值

Fig. 2 The numbers of the dry convection adjustment in Jul: (a) Sensitivity experiment (SEN); (b) the difference between the sensitivity experiment and control experiment (CON)

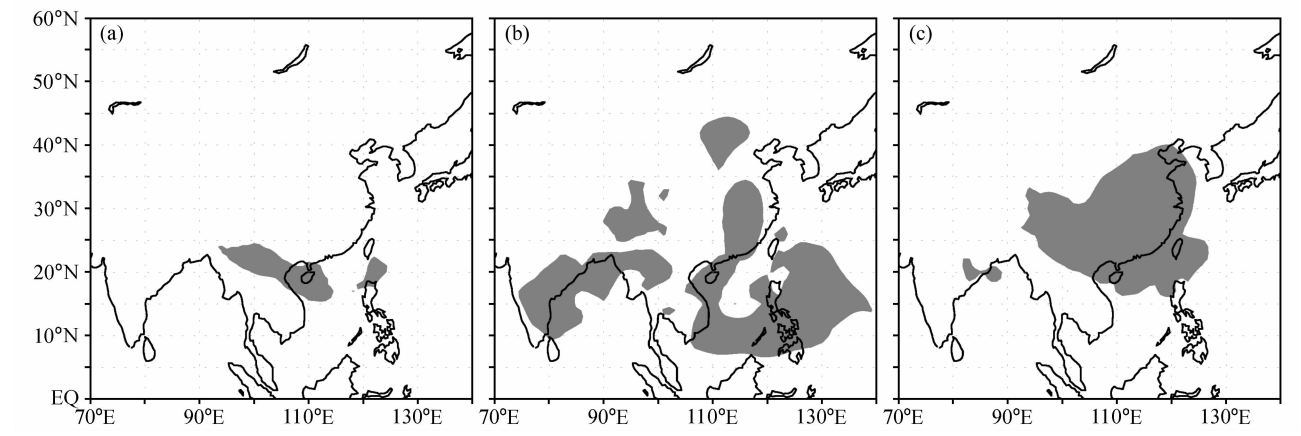


图 3 7 月 500 hPa 温度场的相关与检验：(a) 两试验温度场的不相关场，阴影为不能通过 95% 信度检验；(b) t 检验，阴影为通过 99% 信度检验；(c) F 检验，阴影为通过 95% 信度检验

Fig. 3 The statistical tests of the 500-hPa temperature field in Jul: (a) The irrelevance of the temperature field between the two experiments; (b) the t test; (c) the F test. The shaded areas are those with the confidence levels exceeding (b) 99%, (c) 95%, and (a) not exceeding 95%

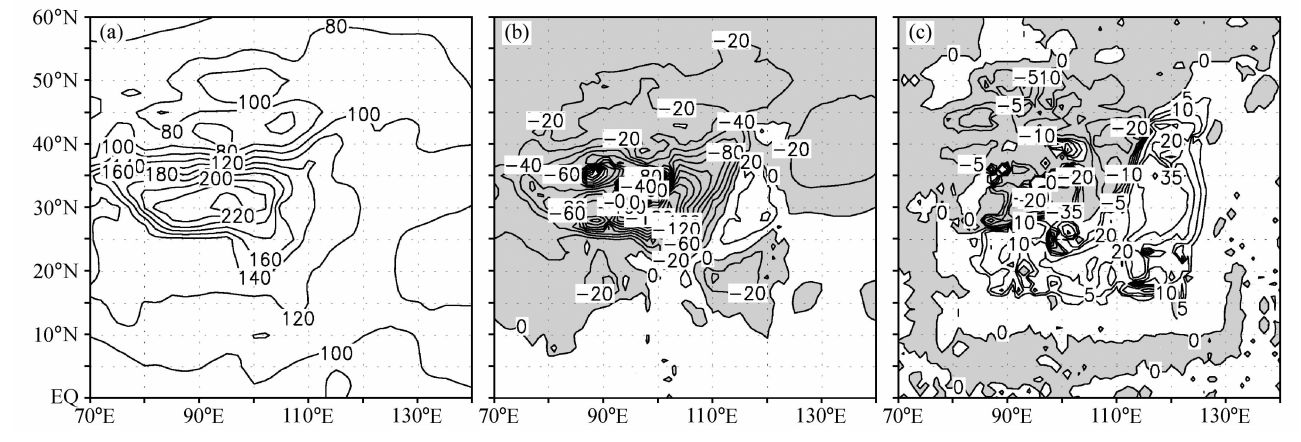


图 4 7 月 850 hPa 比湿场的比较 (单位: 10^4 g/g): (a) 观测场; (b) 敏感试验与观测场的差值; (c) 敏感试验与控制试验的差值。阴影为负值区

Fig. 4 The 850-hPa specific humidity (10^4 g/g) field in Jul: (a) Observation; (b) the difference between the SEN and observation; (c) the difference between the SEN and the CON. The shaded areas are those with negatives values

尤其在中国东部地区覆盖范围较广。表明两试验模拟的比湿场均值差异不大，但方差差异较明显。

5.1.4 高度场以及风场的比较

敏感试验和控制试验模拟的 500 hPa 高度场分布形势类似 (图略)，在 45°N 以南能较好地模拟出高度场的实际分布形势。图 5a~c 为观测场、敏感试验模拟的 7 月 500 hPa 高度场及敏感试验与控制试验差值的分布图，由图可知，模式模拟的高度场比观测值偏低，两试验模拟结果的差值基本均为正，说明相对于控制试验，敏感试验模拟高度场的结果更接近观测值。在两试验模拟结果的不相关场上，没有能通过检验的不相关区域 (图略)。在中

国西南部、海南以及南海地区能通过 t 检验，区域成片状分布 (图 5d)；在四川以及西藏和云南的部分地区能通过 F 检验，但区域范围较小 (图 5e)。

两试验均较好地模拟出 v 分量的实际分布形势。图 6 为观测和敏感试验模拟的 7 月 500 hPa 风场 v 分量分布以及敏感试验与控制试验差值的分布图，由图可见，两试验模拟的青海地区的北风和中国东部地区的南风风速均偏大。由两试验 v 分量的差值分布可以看出，在陕西、宁夏、内蒙古中部地区以及 $20^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 范围内，敏感试验对控制试验的误差有一定的修正。这说明在干对流调整过程中同时考虑 v 分量的调整，对模式模拟风场会有改

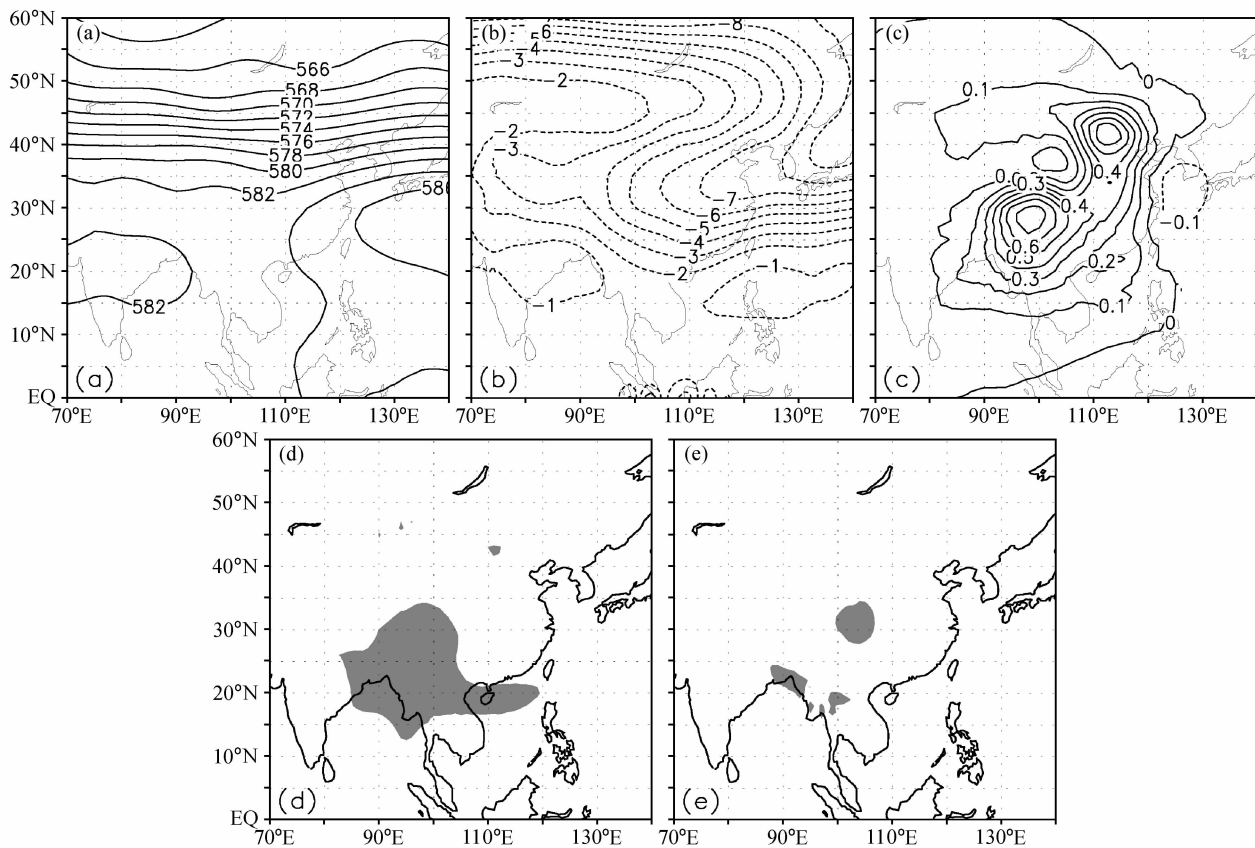


图 5 7 月 500 hPa 高度场 (单位: dagpm): (a) 观测场; (b) 敏感试验与观测场的差值; (c) 敏感试验与控制试验的差值; (d) t 检验, 阴影为通过 99% 信度检验; (e) F 检验, 阴影为通过 95% 信度检验

Fig. 5 The 500-hPa height (dagpm) field in Jul: (a) Observation; (b) the difference between the SEN and observation; (c) the difference between the SEN and the CON; (d) the t test; (e) the F test. The shaded areas are those with the confidence levels exceeding (d) 99%, (e) 95%

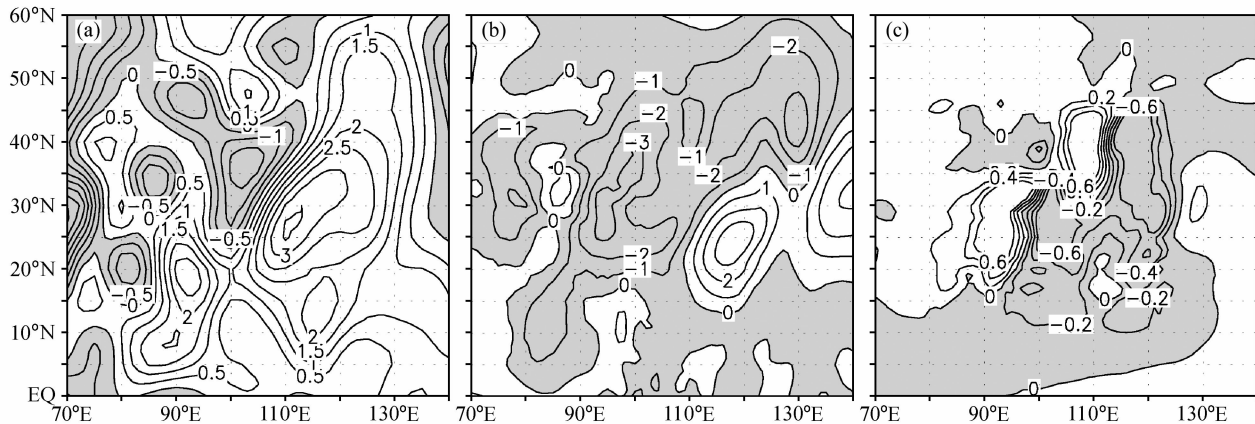


图 6 同图 4, 但为 500 hPa 风场 v 分量 (单位: m/s)

Fig. 6 Same as Fig. 4, but for 500-hPa v component (m/s)

进。从 t 检验图上 (图略) 可知, 中国东部、中部、西南部以及老挝、越南、菲律宾等大部分地区均能通过检验, 说明在这些区域两试验模拟 v 分量的均

值差异比较显著。从 F 检验图 (图略) 上可以看到, 中国西部的西藏、青海、新疆等地区以及黄海地区能通过检验, 说明在中国西部地区两试验模拟

的 v 分量方差差异显著。

两试验基本能模拟出风场 u 分量的实际分布形势(图略)。两试验与观测场的差值图上,在 15°N 以南以及 $32^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 之间为负差值,其他纬度带为正差值(以西风风速值为正)。两试验模拟的 u 分量的差异也呈现纬向分布, $10^{\circ}\text{N}\sim 28^{\circ}\text{N}$ 以及 $38^{\circ}\text{N}\sim 41^{\circ}\text{N}$ 之间为负差值,其余地区基本为正差值。敏感试验结果改善了中国 ($20^{\circ}\text{N}\sim 38^{\circ}\text{N}$, $90^{\circ}\text{E}\sim 115^{\circ}\text{E}$) 之间大部分地区以及河北北部及其以北的内蒙古地区风场 u 分量的模拟效果,且这些区域基本均能通过 t 检验,均值差异显著。通过 F 检验的区域范围比较小,主要集中在中国中部的陕西、山西、四川以及云南贵州等地,说明在这些区域两试验模拟的 u 分量方差差异显著。

5.1.5 总降水量场的比较

由图 7 可知,两试验与观测资料的差值基本均为正值,说明模式模拟的总降水量比实际偏多。从敏感试验和控制试验的差异可以知道,控制试验在新疆北部、内蒙古中部呼和浩特一带、吉林东部以及湖北和广东地区有较大的虚假降水区,在敏感试验中这些大值区已经基本不存在,说明敏感试验对这些地区的降水模拟有较大改进。但敏感试验中在山东地区有虚假降水出现,这部分仍有待改进。

从不相关场上(图略)可以看出,阴影区域范围较大,说明在中国大部分地区两试验模拟结果之间的不相关性比较显著,即两者之间差异较大。在整个模式模拟的区域中,几乎没有通过 t 检验的地区(图 7c),而能通过 F 检验的区域较多(图 7d),且在中国东部地区比较集中。说明两试验模拟降水量场的均值差异不明显,而方差差异较显著。

由以上分析可以看出,各物理量敏感试验与控制试验的差值在中国东部以及中南半岛地区比较明显,而且在中国东部和印度半岛为气流辐合区,易使得差异变明显,这也与两试验调整次数差异的分布比较一致。印度半岛以北 $30^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 地区两试验调整次数差异并不大,在这里各物理量场也有比较明显的差异,这主要是因为 30°N 以南两试验模拟的风场有明显的反气旋性差异(图略),该反气旋会将局地差异输送到周边地区。另外,两试验调整次数的差异在贝加尔湖以及中国东北地区也比较大,但由于 40°N 以北基本为较强的西风气流,因此会将两试验模拟出的物理量场差异平流扩散到其他地区。各物理量场能通过检验的区域不太一致,这主要是因为无论均值检验还是方差检验,都与各物理量平均场的性质有关,它们的平均场会部分掩盖绝对差异,使得能通过检验的区域各不相

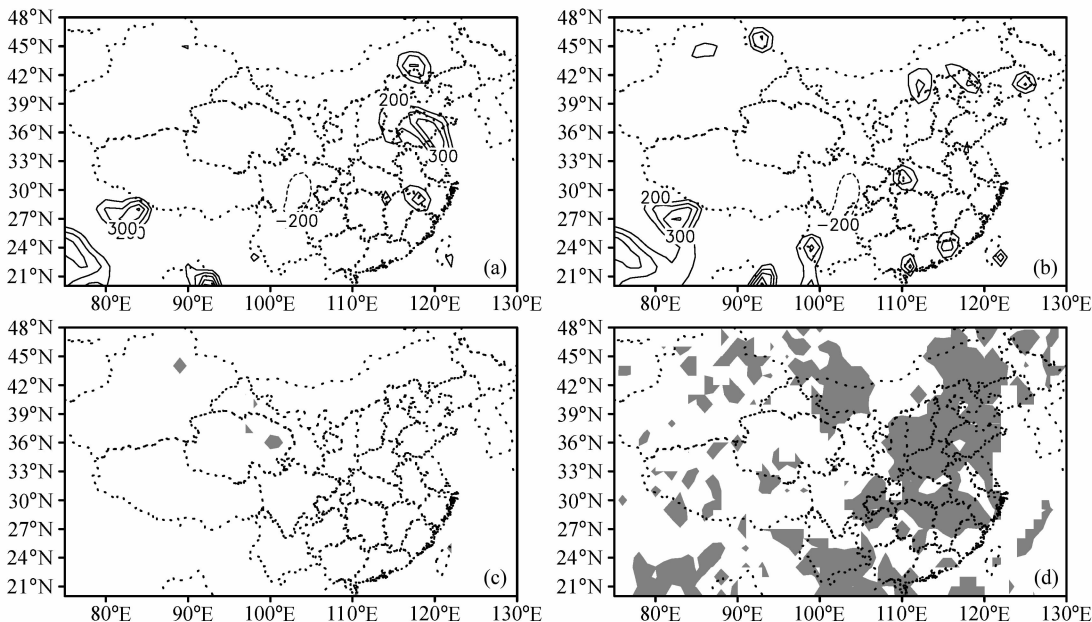


图 7 7 月降水量场的比较与检验(单位: mm): (a) 敏感试验与观测场的差值; (b) 控制试验与观测场的差值; (c) t 检验, 阴影为通过 99% 信度检验; (d) F 检验, 阴影通过 95% 信度检验

Fig. 7 The precipitation field (mm) in Jul: (a) The difference between the SEN and observation; (b) the difference between the CON and observation; (c) the t test; (d) the F test. The shaded areas are those with the confidence levels exceeding (c) 99%, (d) 95%

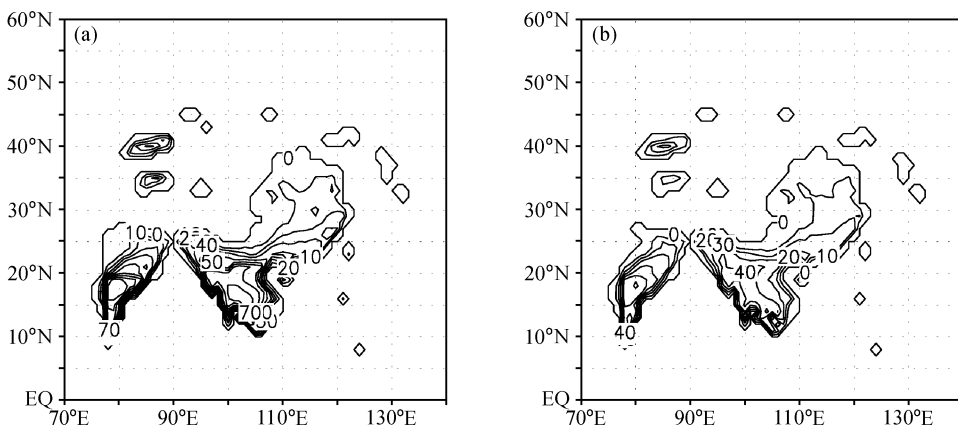


图8 同图2, 但为1月

Fig. 8 Same as Fig. 2, but for Jan

同。但比湿和降水量的检验场配合得非常好, 均值差异不明显, 而在中国东部沿海以及印度半岛方差差异却比较显著。

5.2 1月模拟结果比较

5.2.1 1月出现干对流的区域以及各区域发生干对流调整的次数

敏感试验(图8a)和控制试验1月出现干对流的区域基本一致。两试验出现干对流的区域主要集中在低纬的热带副热带地区以及中国东部沿海地区, 另外, 新疆西藏地区也有小范围出现干对流的区域。1月出现干对流的区域范围比7月小, 干对流调整次数也比7月少。说明冬季内陆地区大气层结比较稳定, 在低纬以及沿海地区比较容易不稳定, 这与现实情况相符合。敏感试验中各区域1月平均每天干对流调整的次数均比控制试验多(图8b), 这与7月的情况类似。

5.2.2 各物理量场的比较

敏感试验和控制试验均能较好地模拟出1月850 hPa比湿场、500 hPa温度场、高度场和风场 u 、 v 分量以及总降水量场的实际分布形势(图略)。两试验模拟850 hPa比湿场在45°N以南的大部分区域都有差异, 但是差异值均很小; 模拟的温度场、高度场和 u 、 v 风场在中南半岛、南海和菲律宾附近有所差异; 在菲律宾附近以及琉璃群岛一带有模拟降水的差异。

由不相关场(图略)可知, 温度场、高度场和 u 、 v 风场图上几乎没有阴影区, 说明这四个物理量场由两试验模拟得到的结果在整个模式区域范围内均有较显著的相关性。在比湿场和降水量场图上,

菲律宾以及其附近洋面上有零星分布的少许阴影区, 说明在菲律宾地区两试验模拟出来的比湿场和降水量场有些许差异。

由 t 检验(图9a、b)可知, 各物理量场在内陆地区几乎均不能通过检验, 比湿场在台湾地区以及印度的某些地区能通过检验, 温度场以及风场 v 分量在菲律宾附近有能通过检验的区域, 高度场、风场 u 分量和降水量场在整个模式模拟区域内没有能通过 t 检验的区域。由 F 检验得出的结果与 t 检验类似(图9c、d), 比湿场、温度场、风场 v 分量以及降水量场几乎只在菲律宾附近有能通过检验的区域, 而高度场、风场 u 分量几乎没有能通过 F 检验的区域。以上结果说明各物理量场在内陆地区的均值差异和方差差异均不明显, 而在低纬的中南半岛、菲律宾地区及其附近洋面上差异比较显著。由于1月出现干对流调整的区域主要出现在低纬, 因此得到这样的结论是合理的。

6 结论

本文在干对流调整方案中, 考虑了大气层之间的质量交换, 在调整温度的同时也调整了比湿和风场, 理想试验和数值试验都证明, 新方案在一定程度上改善了模式的模拟效果。主要结论有:

(1) 无论1月还是7月, 敏感试验与控制试验出现干对流调整的区域均一致, 但敏感试验各区域发生干对流调整的次数均比控制试验多。7月出现干对流的区域主要在亚洲大陆, 1月在低纬陆地和沿海地区。7月对流调整的范围比1月大, 调整次数比1月多。

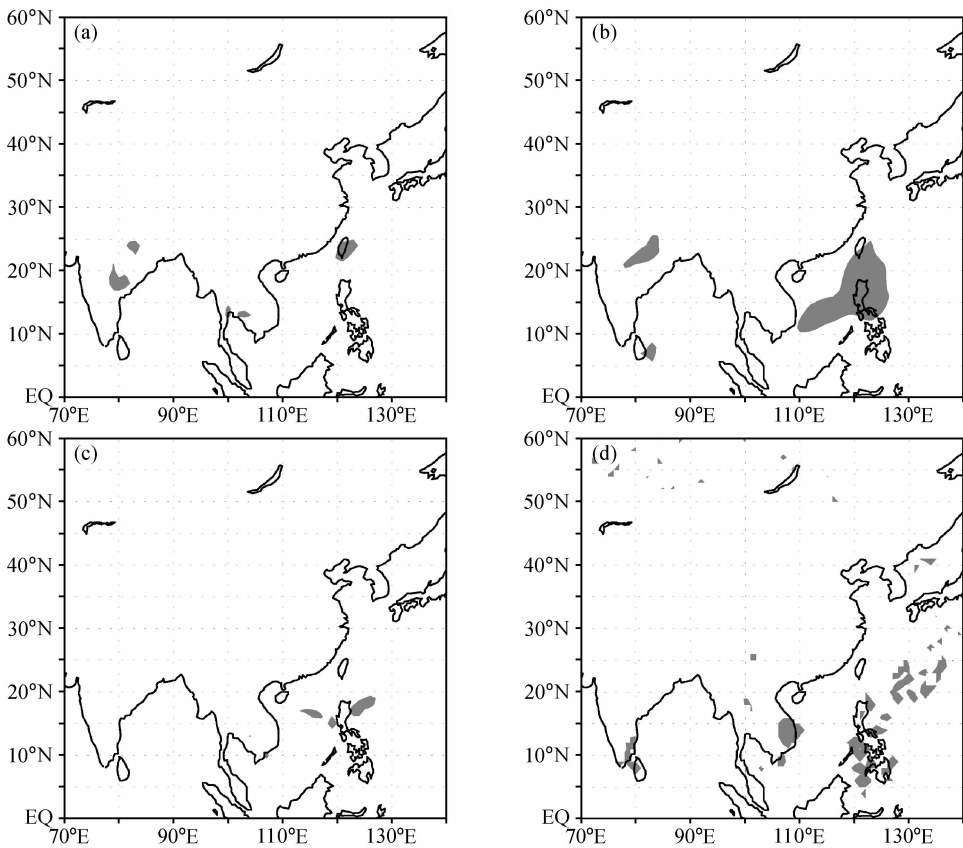


图 9 1 月各物理量模拟场的检验：(a) 比湿场和 (b) 温度场的 t 检验，阴影为通过 99% 信度检验；(c) v 分量和 (d) 降水量的 F 检验，阴影为通过 95% 信度检验

Fig. 9 Statistical tests of different climate characteristic fields in Jan; The t test of (a) specific humidity and (b) temperature; the F test of (c) v component and (d) precipitation. The shaded areas are those with the confidence levels exceeding (a, b) 99%, (c, d) 95%

(2) 敏感试验在一定程度上改进了模式对西藏、青海地区 500 hPa 温度场的模拟效果。

(3) 两试验模拟的 7 月 850 hPa 比湿场差异主要集中在 中国东部地区以及 $15^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 的低纬地区。敏感试验模拟的比湿场更接近实际观测结果。

(4) 敏感试验对 7 月 500 hPa 高度场以及风场的模拟有了比较明显的改进。在陕西、宁夏、内蒙古中部地区以及 $20^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 纬度带范围内，敏感试验模拟的风场 v 分量与实际观测结果更为接近。敏感试验同时也改善了 中国 ($20^{\circ}\text{N}\sim 38^{\circ}\text{N}$, $90^{\circ}\text{E}\sim 115^{\circ}\text{E}$) 大部分地区以及河北北部及其以北的内蒙古地区风场 u 分量的模拟效果。

(5) 对于 7 月降水量场，敏感试验在新疆北部、内蒙古中部呼和浩特一带、吉林东部以及湖北和广东地区有比较好的模拟效果，基本消除了控制试验中的虚假大值区，与实际观测结果更为符合。

(6) 两试验模拟的 7 月比湿场和降水量场的均

值差异不明显，而方差差异比较显著；温度场和风场的均值差异和方差差异均比较显著。

(7) 7 月各个物理量场的差异均比 1 月显著。

参考文献 (References)

[1] Qian Yongfu. A five layer primitive equation model with topography. *Plateau Meteorology*, 1985, **4** (Suppl.): 1~28

[2] 张耀存, 钱永甫, 王世玉. $P-\sigma$ 混合坐标全球模式模拟夏季气候的性能及系统性误差分析. *高原气象*, 1997, **16** (3): 235~242

Zhang Yaocun, Qian Yongfu, Wang Shiyu. The validation and analyses of systematic errors of modeling summer climate with $P-\sigma$ incorporated coordinate global model. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1997, **16** (3): 235~242

[3] Liu Huaqiang, Qian Yongfu. Numerical simulations of intense Meiyu rainfall in 1991 over the Changjiang and Huaihe River valleys by a regional climate model with $p-\sigma$ incorporated coordinate system. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1999, **16** (3): 395~404

- [4] Wang Shiyu, Qian Yongfu. Modeling of the 1998 East Asian summer monsoon by a limited area model with $p-\sigma$ incorporated coordinate. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2001, **18** (2): 209~224
- [5] 王世玉, 钱永甫. $P-\sigma$ 九层区域气候模式对东亚区域气候季节与年际变化的模拟. 大气科学, 2003, **27** (5): 798~810
Wang Shiyu, Qian Yongfu. Seasonal and interannual variation simulation of the regional climate of East Asia by a nine level $p-\sigma$ regional climate model. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, **27** (5): 798~810
- [6] 任雪娟, 钱永甫. 局地海陆热力对比对南海夏季风爆发影响的数值试验. 热带气象学报, 2003, **18** (4): 327~334
Ren Xuejuan, Qian Yongfu. Numerical simulation experiments of the impacts of local sea-land thermodynamic contrasts on the SCS summer monsoon onset. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 2003, **18** (4): 327~334
- [7] 杨晓娟, 钱永甫. $p-\sigma$ 坐标系数值模式中气压梯度力的递推算法. 大气科学, 2003, **27** (2): 171~181
Yang Xiaojuan, Qian Yongfu. The recurrent computational methods of pressure gradient force in the $p-\sigma$ coordinate numerical models. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, **27** (2): 171~181
- [8] 黄丹青, 钱永甫. 大尺度凝结水在下落过程中的蒸发对模拟气候特征的影响. 大气科学, 2006, **30** (6): 1160~1168
Huang Danqing, Qian Yongfu. Impact of evaporation of the large-scale condensation precipitation in dropping process on simulated climate properties. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30** (6): 1160~1168
- [9] Kuo H L, Qian Yongfu. Influence of the Tibetan Plateau on cumulative and diurnal changes of weather and climate in summer. *Mon. Wea. Rev.*, 1981, **109** (11): 2337~2356
- [10] 钱永甫, 颜宏, 王谦谦, 等. 行星大气中地形效应的数值研究. 北京: 科学出版社, 1988. 55~57
Qian Yongfu, Yan Hong, Wang Qianqian, et al. *The Numerical Research of Topography Effect in the Planetary Atmosphere* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1988. 55~57
- [11] 钱永甫, 颜宏, 骆启仁, 等. 一个有大地形影响的初始方程数值预报模式. 大气科学, 1978, **2** (2): 91~102
Qian Yongfu, Yan Hong, Luo Qiren, et al. A primitive equation numerical forecasting model under the effect of large-scale topography. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1978, **2** (2): 91~102
- [12] Kuo H L, Qian Yongfu. Influence of the Tibetan Plateau on cumulative and diurnal changes of weather and climate in summer. *Mon. Wea. Rev.*, 1981, **109** (11): 2337~2356
- [13] Kuo H L, Qian Yongfu. Numerical simulation of the development of mean monsoon circulation in July. *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110** (12): 1879~1897
- [14] 刘华强, 钱永甫. 中国区域短期气候变化的数值模拟研究. 南京大学博士学位论文, 1999
Liu Huaqiang, Qian Yongfu. Studies of numerical simulation of the short-term regional climate change in China. Ph. D. dissertation (in Chinese). Nanjing University, 1999
- [15] 王世玉, 钱永甫. $p-\sigma$ 区域气候模式的垂直分辨率对模拟结果的影响. 高原气象, 2001, **20** (1): 28~35
Wang Shiyu, Qian Yongfu. The effects of vertical resolution of $p-\sigma$ coordinate regional climate model on simulated results. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2001, **20** (1): 28~35
- [16] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术. 北京: 气象出版社, 1999. 31~35
Wei Fengying. *Modern Climatic Statistical Diagnosis and Forecasting Technology* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1999. 31~35