

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

黄丹青 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 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 $p-\sigma$ 混合坐标系初始方程九层模式中, 运用 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, 模拟得到 1 月和 7 月气候特征, 并用 F 检验和 t 检验方法检验了原大尺度凝结方案与新方案模拟结果差异的显著性。结果表明, 在大尺度凝结降水中出现蒸发的大部分地区为我国东部和南部的沿海地区以及相应的海洋上。模拟的气候特征的差异主要集中在我国东部以及东南沿海一带的大陆和海洋, 其中在总降水场的模拟结果中, 较好地消除了原模式在华北地区的虚假大值区。检验结果表明, 7 月的差异比 1 月的显著, 而且各要素平均值的差异不大, 方差的差异比较显著。

关键词 大尺度凝结 蒸发作用 模拟 F 检验 t 检验

文章编号 1006-9895(2006)06-1160-09

中图分类号 P461

文献标识码 A

Impact of Evaporation of the Large-Scale Condensation Precipitation in Dropping Process on Simulated Climate Properties

HUANG Dan-Qing and QIAN Yong-Fu

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

Abstract In numerical models, precipitation is one of the most important simulated results. Generally, precipitation can be divided into two parts; convective and large-scale condensation precipitation. Usually, the former can be determined with various convective parameterization schemes. The latter can also be divided into two kinds; stable and unstable precipitation. In a $p-\sigma$ regional climate model, the stable precipitation is calculated and the evaporation of large-scale condensation precipitation is ignored when dropping into the lower unsaturated layers. In this paper, the evaporation is considered, and a new methodology is adopted in calculation of evaporation in the $p-\sigma$ regional climate model. By use of the 1979-1995 NCEP/NCAR reanalysis monthly mean data, simulations of the impact of the evaporation of large-scale condensation precipitation in the dropping process on climate characteristics in January and July are conducted and the 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. As a result, the numerical experiments show that the areas with evaporation of large-scale water during its falling are located over the most parts of East China, South China and the southeast coastal areas. The simulated differences of climate characteristics are found in the above areas. Especially in the simulation of the precipitation evaporation, the area of false large value in North China is excluded. The F and t tests indicate that the differences of the two simulations are more obvious in July than in January. Moreover, the general mean climate fields are not obviously different. On the contrast, the differences of their variances are much more remarkable.

Key words the large-scale condensation precipitation, evaporation, simulation, F test, t test

1 引言

在大、中尺度大气数值模式中,合理地模拟降水具有十分重要的意义。降水可分为对流降水和大尺度凝结降水两种,对流降水常用各种积云对流参数化方法给出;大尺度凝结降水则又分为饱和凝结和非饱和凝结两种。在钱永甫等^[1]设计的 $p-\sigma$ 混合坐标系初始方程模式中,采用饱和凝结法求得大尺度降水量。在大尺度凝结产生降水的过程中,通常认为各个模式层的水汽凝结后直接降落到地面,而忽略水滴降落过程中在未饱和的下层大气中的蒸发。事实上,蒸发作用的引入,减少了降落到地面的实际降水量。同时蒸发冷却,又会使下层大气的温度降低,导致大气层加热率的变化,而各层加热率的变化,不仅对本层温度产生影响,还会改变该层与周围大气的温度梯度,从而影响水平环流的结构,引发“非局地”效应。钱永甫等^[2]曾简单地讨论过大尺度凝结水在降落过程中的蒸发对 $p-\sigma$ 混合坐标系初始方程五层模式模拟结果的影响。

本文在文献^[2]的基础上,详细给出大尺度凝结水在降落过程中蒸发量的计算方案,分析了蒸发作用引入模式后,模拟得到的1月和7月气候特征相对于未引入蒸发过程的模拟结果的差异,并用 F 检验和 t 检验方法检验了这种差异的显著性。

2 模式简介及计算方案

2.1 模式简介

区域气候模式能较真实地反映与复杂地形及陆面状况有关的区域气候特征。因此,本文采用在钱永甫等五层 $p-\sigma$ 模式^[3]基础上发展起来的九层 $1^\circ \times 1^\circ$ 的区域气候模式^[4~6]。模式在 400 hPa 以上为 p 坐标系,取 400 hPa、300 hPa、200 hPa 和 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。模式中包含了各种绝热和非绝热物理过程,除了天气和海气的相互作用过程外,还包括对流调整过程、大气扩散过程、大尺度和积云对流凝结过程、辐射加热过程。辐射加热过程包含太阳短波辐射和大气长波辐射加热,太阳辐射考虑了日变化,并考虑了大气

中几种主要的吸收气体的影响以及云量的变化。积云对流参数化采用郭晓岚方案^[7]。相对于五层模式,垂直分辨率较高的 $p-\sigma$ 坐标系 9 层模式的模拟效果有较显著的改进^[8~10]。 $p-\sigma$ 混合坐标系初始方程九层模式的详细情况可参阅文献^[6]。

2.2 大尺度凝结水在下落过程中蒸发的计算方案

为了考虑凝结水在下落过程中的蒸发作用,本文对上述模式的大尺度凝结降水部分作了修改。

在原有的方案中,如果大尺度凝结在某层发生,无论该层以下的大气是否饱和,此凝结水能直接降落地表。因此,总的大尺度降水为每一模式层中凝结水的累加。具体计算方法见文献^[1]。

在新的凝结方案中,如果有大尺度凝结发生,则要考虑凝结水降落中的蒸发过程。上层凝结水到下层有完全蒸发、部分蒸发和不蒸发三种可能。对于某一特定网格点,认为上述过程是“迅速”的,即不考虑周围网格点对它的影响。具体计算方法为:首先,用模式预报出的 $k-1$ 层上的温度值 T_{k-1}^* 计算出相应的饱和比湿 $q_s(T^*)_{k-1}$, 将其与预报出的比湿 q_{k-1}^* 进行比较,当 q_{k-1}^* 比 $q_s(T^*)_{k-1}$ 大时,发生凝结,但此时凝结潜热又使温度升高,凝结量减小,用迭代方法计算出最终凝结出的水量为

$$R_{k-1} = [q_{k-1}^* - q_s(T)_{k-1}] \delta p_{k-1} = \delta q_{k-1} \delta p_{k-1}, \quad (1)$$

其中,温度 T 为受凝结加热后的值(参阅文献^[1])。 δq_{k-1} 是因凝结减少的水汽量, δp_{k-1} 是 $k-1$ 层气压厚度(下同)。

凝结后 $k-1$ 层的比湿即为温度 T 时的饱和比湿。凝结的水量 R_{k-1} 将落入 k 层。其后的计算步骤为:

(1) 检验 k 层是否满足 $q_k^* > q_s(T^*)_k$ 。若满足,说明 k 层也有凝结产生,雨量变为

$$R_k = R_{k-1} + \delta p_k [q_k^* - q_s(T)_k], \quad (2)$$

否则, R_{k-1} 中全部或一部分水要蒸发,用以增加 k 层的水汽量,但同时 k 层的温度因蒸发而降低。究竟 R_{k-1} 中有多少水量需提供给 k 层,应根据 k 层的比湿值而定。因此,要先计算 k 层达到饱和时所需的蒸发量。在蒸发量的计算中,假设 δq_{ck} 为大尺度蒸发量, δT 是因蒸发而降低的温度值,则

$$\delta q_{ck} = q_s(T_k^* - \delta T)_k - q_k^*, \quad (3)$$

其中, T_k^* 和 q_k^* 是只考虑动力过程时预测出的 k 层温度与未饱和比湿。上述方程可变为

$$\delta q_{ck} = q_s(T_k^*)_k - \frac{\partial q_s}{\partial T} \bigg|_{T_k^*} \delta T - q_k^* = q_s(T_k^*)_k - \frac{\partial q_s}{\partial T} \bigg|_{T_k^*} \frac{L}{c_p} \delta q_{ck} - q_k^*, \quad (4)$$

式中用泰勒展开方法只保留了一阶导数项。由克拉伯龙-克劳修斯公式,有

$$\frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dT} = \frac{L}{R_v T_k^2} = \frac{1}{q_{sk}} \frac{\partial q_{sk}}{\partial T_k}, \quad (5)$$

(5)式代入(4)式中并解出 δq_{ck} , 得

$$\delta q_{ck} = [q_s(T_k^*)_k - q_k^*] \left[1 + \frac{L^2 q_s(T_k^*)_k}{c_p R_v T_k^{*2}} \right], \quad (6)$$

其中, L 为水在 0°C 的汽化潜热, c_p 为空气定压比热, R_v 为水汽比气体常数, e_s 为水面上的饱和水汽压。

存在蒸发情况下, R_k 、 q_k 和 T_k 值分以下情况确定: 若 R_{k-1} 大于(或者等于) $\delta p_k \delta q_{ck}$, 则说明该层可以达到饱和。此时,

$$R_k = R_{k-1} - \delta p_k \delta q_{ck}, \quad (7)$$

$$\delta T = \frac{R_{k-1} L}{\delta p_k c_p}. \quad (8)$$

于是, k 层的温度变为

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

比湿 q_k 变为对应该温度(T_k)的饱和比湿, 即

$$q_k = q_s(T_k^* - \delta T)_k. \quad (10)$$

若 R_{k-1} 小于 $\delta p_k \delta q_{ck}$, 说明 $k-1$ 层凝结水(R_{k-1})全部蒸发还不够使下层饱和。此时,

$$R_k = 0, \quad (11)$$

$$\delta T = \frac{R_{k-1} L}{\delta p_k c_p} \quad (12)$$

$$\delta q = \frac{\delta T c_p}{L}. \quad (13)$$

于是, 下层的温度变为

$$T_k = T_k^* - \delta T, \quad (14)$$

比湿 q_k 变为

$$q_k = q_k^* + \delta q. \quad (15)$$

3 数值模拟试验的设计

以下, 我们将用数值试验来分析大尺度凝结水在降落过程中的蒸发作用对模拟气候特征的影响。

模拟试验中, 模式区域为($10^\circ\text{S} \sim 60^\circ\text{N}$, $70^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{E}$), 包括了整个青藏高原、孟加拉湾、中国邻海以及西太平洋部分海域。模式使用真实地形, 青藏高原最高处达 5000 m 以上。模式水平格距

$1^\circ \times 1^\circ$, 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 min。初始场和侧边界强迫由 1979~1995 年 NCEP/NCAR 再分析资料月平均场提供, 该资料的空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 垂直方向有 17 层 1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150、100、70、50、30、20 和 10 hPa。包括了温度场、风场、高度场和比湿场, 用双线性插值将该资料插成 $1^\circ \times 1^\circ$ 。逐月表层海温 SST 由 1948~1999 年多年月平均的海温资料提供。设计了两个数值试验, 控制(对比)试验: 计算大尺度凝结水降落的过程中不考虑蒸发作用; 敏感试验: 计算大尺度凝结水降落的过程中考虑蒸发作用。模式从 12 月 15 日开始积分, 共积分 45 天, 取后 30 天的输出结果作为 1 月份(冬季的代表月份)的模拟结果进行分析。同样从 6 月 15 日开始积分 45 天, 取后 30 天的输出结果作为 7 月份(夏季代表月份)的模拟结果进行分析。

4 统计检验方法

为检验大尺度凝结过程中蒸发作用对模拟结果是否有显著影响, 本文对模式模拟的平均场和方差场做了统计检验, 平均场检验采用 t 检验, 方差场则用 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域分布(参阅文献[11, 12])。本文简述如下:

设 d_{xt} 、 m_{xt} 分别代表所比较的两个场在空间格点 x 上的时间序列, $x=1, \dots, n_x$, $t=1, \dots, n_t$, n_x 为空间总格点数, n_t 为时间序列长度, 则 t 检验和 F 检验的统计量表达式分别为

$$t_x = (\bar{d}_x - \bar{m}_x)/s_x, \quad (16)$$

$$F_x = s_{d,x}^2/s_{m,x}^2. \quad (17)$$

本文 t 分布的自由度为 $(2n_t-2)$, 而 F 分布的分子和分母自由度均为 (n_t-1) 。(16)和(17)式中:

$$\begin{aligned} \bar{d}_x &= \sum_t d_{x,t}/n_t, \\ s_x^2 &= (s_{d,x}^2 + s_{m,x}^2)/(n_t-1), \\ s_{d,x}^2 &= \sum_t (d_{x,t} - \bar{d}_x)^2/n_t, \\ s_{m,x}^2 &= \sum_t (m_{x,t} - \bar{m}_x)^2/n_t. \end{aligned}$$

根据所计算出的 t_x 和 F_x 值以及给定的显著水平(本文分别为 0.01 和 0.05), 可查 t 和 F 分布表来确定 d_{xt} 和 m_{xt} 在 x 点的差异是否显著。

5 试验结果的分析 and 比较

5.1 7 月

5.1.1 7 月出现蒸发的地区

图 1 是 7 月份存在大尺度凝结降水中出现蒸发的地区，从图中可以看出，其中存在蒸发的大部分地区为我国东部和南部的沿海区域，而在内陆地区未出现大尺度凝结降水的下落蒸发过程。一般情况，内陆（如西北地区）更干燥，降水蒸发应该更明显，可能是降水过程，月平均反而看不出来。相反，在沿海区域蒸发作用更明显。

5.1.2 温度场的比较

图 2 为观测场、敏感试验模拟场和控制试验模拟场的 7 月 500 hPa 温度场及两个试验的温度差值场分布。从图 2 可以看出，加入蒸发作用的温度场的形势与实际场的大体一致，尤其是在 35°N 以北地区，较好地模拟出了温度场的实际分布形势。但是，无论是控制试验还是敏感试验的结果都比实际场的值要低。两个试验的主要差异集中在我国大部分陆地区域、东部沿海海域、西北西南地区以及缅甸、泰国、老挝、孟加拉国等东南亚地区。基本上，

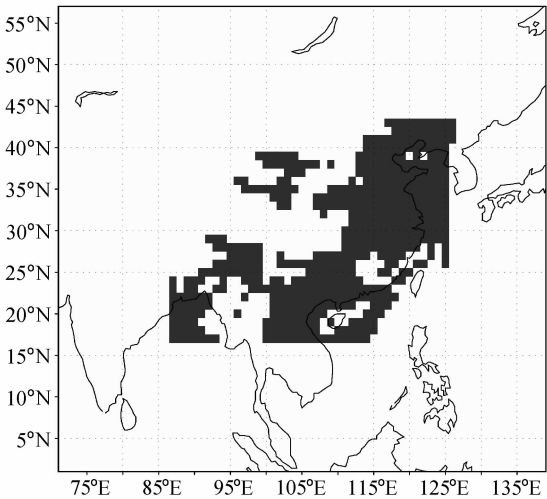


图 1 7 月出现蒸发的区域（阴影）分布
Fig. 1 Distribution of the areas with evaporation in Jul (shaded areas)

存在差异的区域均成片状而且覆盖范围较广。

上述温度场的检验结果见图 3。从图 3a 可以看出，通过 F 检验的区域比较集中，而且连成片。对于 t 检验，从图 3b 可以看出，通过检验的区域比较少而且比较零散。这说明两个试验模拟的平均值的差别不大，而方差的差别较显著。

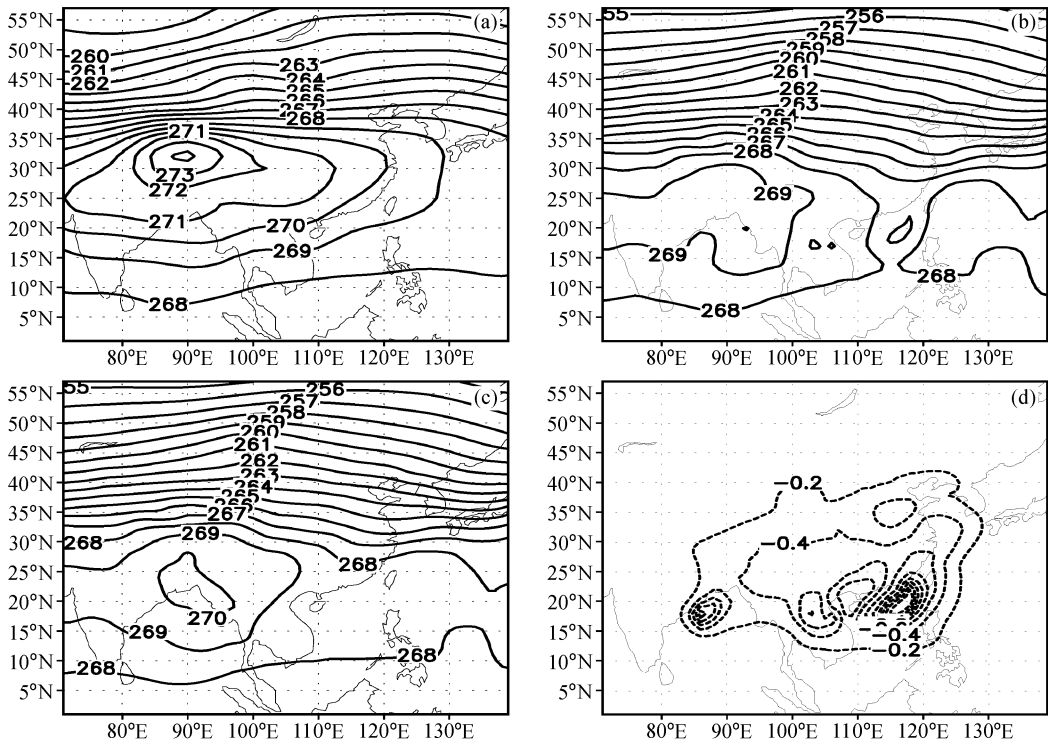


图 2 7 月 500 hPa 温度场的比较（单位：K）：(a) 观测场；(b) 敏感试验场；(c) 控制试验场；(d) 敏感试验与控制试验之差值
Fig. 2 500 hPa temperature (K) in Jul: (a) Observation; (b) sensitivity experiment; (c) control experiment (CTRL); (d) difference between the sensitivity experiment and CTRL

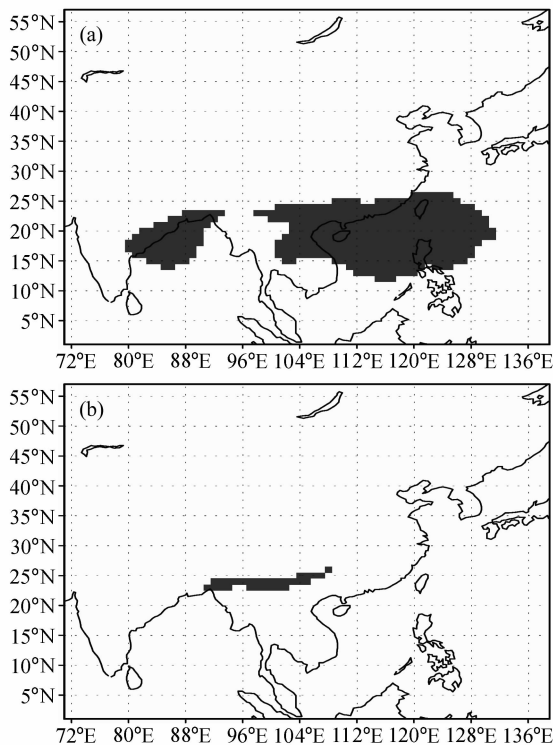


图3 温度场的检验: (a) F 检验, 阴影为通过 95% 信度; (b) t 检验, 阴影为通过 99% 信度

Fig. 3 Test of temperature field: (a) F test; (b) t test. The shaded areas are those with the confidence levels exceeding 95% (a) and 99% (b)

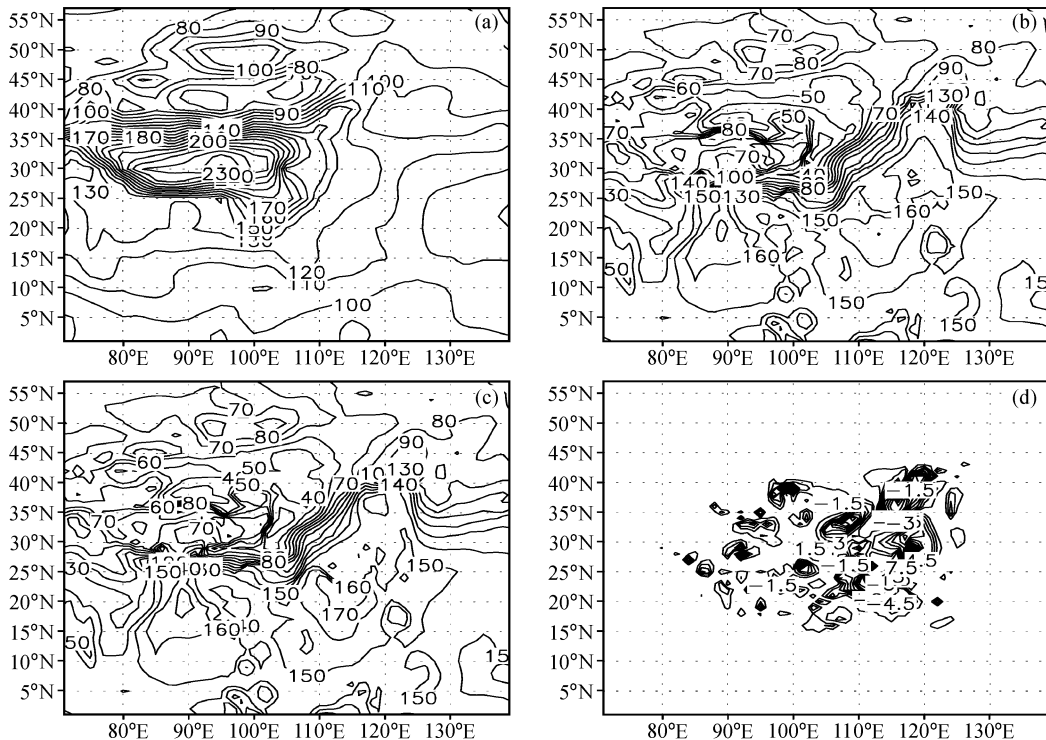


图4 7月 850 hPa 比湿场的比较 (单位: 10^4 g/g): (a) 观测场; (b) 敏感试验场; (c) 控制试验场; (d) 敏感试验与控制试验之差值
Fig. 4 850 hPa specific humidity (10^4 g/g) in Jul: (a) Observation; (b) sensitivity experiment; (c) CTRL; (d) difference between the sensitivity experiment and CTRL

5.1.3 比湿的比较

图4为观测场、敏感试验模拟场和控制试验模拟场的7月850 hPa比湿场及两个试验的比湿差值场分布。从图4可以看出,无论是控制试验还是敏感试验的结果均比原始资料的值偏高,且模拟的形势不如温度场模拟的好。两个试验的主要差异出现的地区比温度场的范围要大。除了在我国东部沿海地区以及吕宋岛以西海域以外,大部分内陆以及西北地区也出现了差异,并且基本上存在差异的区域均成片状。其中差异最大主要在中国的华北地区以及西南地区。

上述比湿场的检验结果见图5。从图5a可以看出,通过 F 检验的区域比较集中,而且连成片。对于 t 检验,从图5b可以看出,通过检验的区域比较少比较零散。这说明两个试验模拟的平均值的差别不大,而方差的差别较显著。大体上的分布和温度场较为一致,但是集中程度不如温度场的检验结果。

5.1.4 降水场的比较

从图6可以看出,敏感试验和控制试验与真实降水场的大部分差异为正的,即模拟的结果均比实

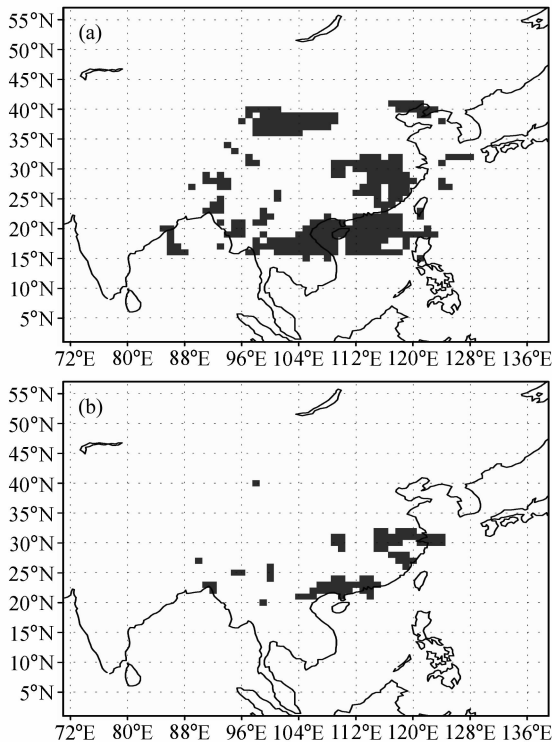


图 5 比湿场的检验：(a) F 检验，阴影为通过 95% 信度；(b) t 检验，阴影为通过 99% 信度
Fig. 5 Test of specific humidity field; (a) F test; (b) t test. The shaded areas are those with the confidence levels exceeding 95% (a) and 99% (b)

际的降水场的值偏大，出现了虚假的降水大值区。但从敏感试验和控制试验的差异来看，控制试验在华北地区比实际降水场的值偏大，在敏感试验中，这个模拟大值区已经不存在，这证明控制试验在华北地区对降水的模拟有改进，与实际的情况更为符合。而且在东南沿海地区控制试验的模拟值比实际情况要大得多，而敏感试验的模拟相对控制试验模拟出来的结果更接近实际情况。图 7 为 7 月降水场敏感试验与控制试验的差值比较，从图中可以看出，敏感试验由于考虑了蒸发作用使得总降水量有所下降，总体呈现负差异的分布。其中差异最大值出现在华北地区以及东南沿海一带。

上述降水场的检验结果见图 8。从图 8a 可以看出， F 检验通过检验的区域比较分散，但分布的区域较广。对于 t 检验，从图 8b 可以看出，通过检验的区域较少而且零散。这说明两个试验模拟的平均值的差别不大，而方差的差别较显著。

5.2 1 月

1 月出现蒸发的区域比较少，而且分布不集中。对于 500 hPa 温度、850 hPa 比湿以及总降水量的模拟，无论是敏感试验还是控制试验的形式均

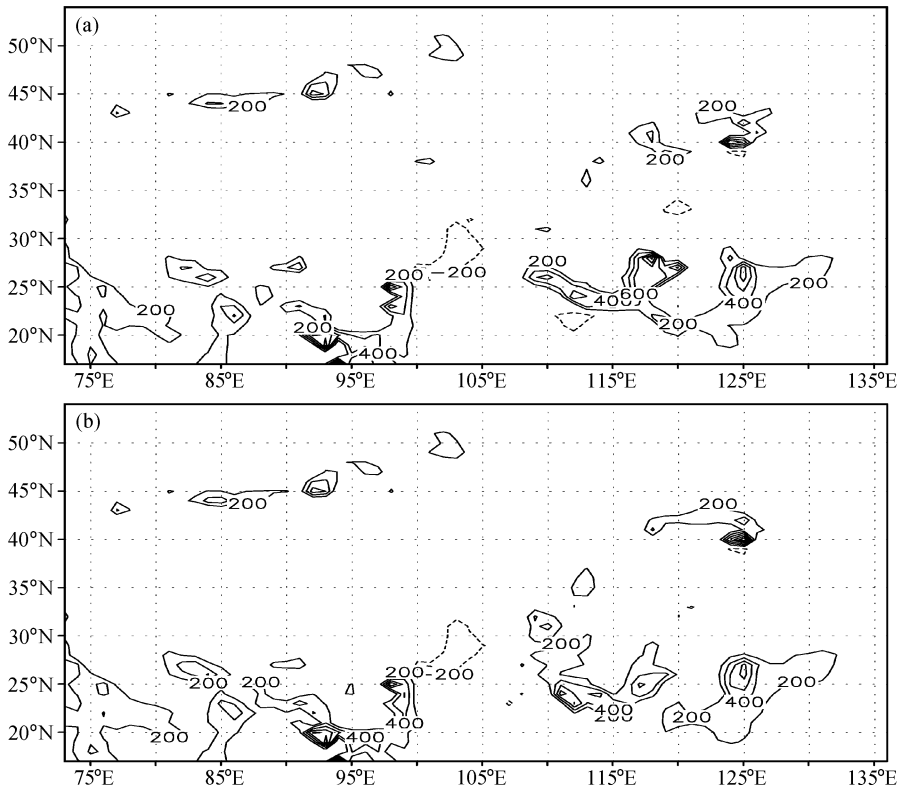


图 6 7 月总降水场的比较 (单位: mm): (a) 控制试验与观测场的差值
Fig. 6 Comparison of total precipitation (mm) in Jul: (a) Difference between CTRL and observation; (b) difference between the sensitivity experiment and observation

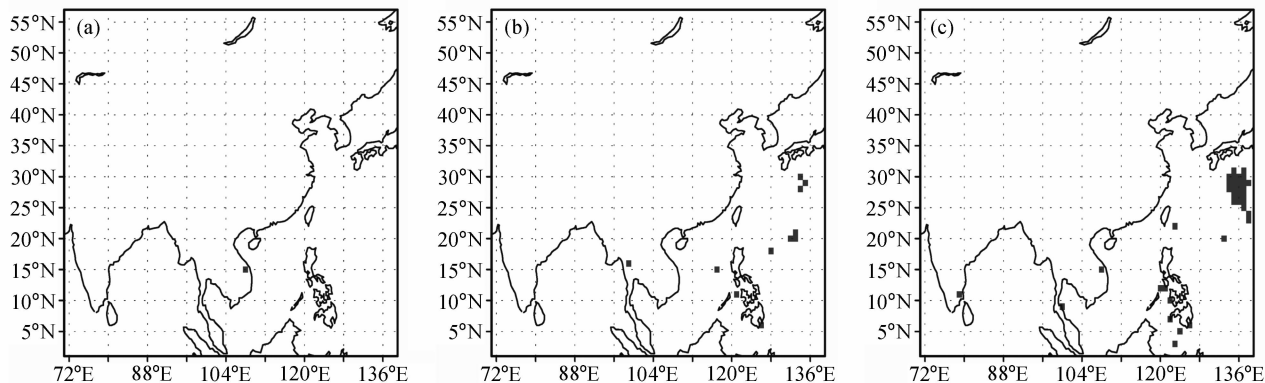


图 9 1 月各场的检验：(a) 比湿场的 t 检验，阴影为通过 99% 信度；(b) 降水场的 F 检验，阴影为通过 95% 信度；(c) 降水场的 t 检验，阴影为通过 99% 信度

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

而且比较分散。从图 9b 可以看出，对于总降水量通过 F 检验的区域较少，而且大部分集中在海洋中。从图 9c 可以看出，对于总降水量通过 t 检验的区域相对比较集中，而且连成片。这说明大部分场的平均值差异不显著，而方差的差异相对较显著。

6 结论

大尺度凝结的蒸发作用引入到 $p-\sigma$ 混合坐标系初始方程九层模式中，减少了降落到地面的实际降水量。同时蒸发冷却，使下层大气的温度降低，导致大气层加热率的变化，而各层加热率的变化，不仅对本层温度产生影响，还会改变该层与周围大气的温度梯度，从而影响水平环流的结构。具体结果表明：

(1) 大尺度凝结降水中出现蒸发的地区大部分为我国东部和南部的沿海区域，而在内陆地区未出现大尺度凝结降水的下落蒸发过程。一般情况，内陆（如西北地区）更干燥，降水蒸发应该更明显，可能是降水过程，月平均反而看不出来。相反，在沿海区域蒸发作用更明显。

(2) 比湿和温度场的差异主要集中在我国东部以及东南沿海一带的大陆和海洋，而内陆地区差异不显著。

(3) 模拟的降水场中，敏感试验在华北地区和东南沿海地区对降水模拟较好，基本上消除了控制试验中的虚假大值区，与实际的情况更为符合。这是加入大尺度凝结蒸发作用对原模式明显的改进之处。

(4) 检验场的分布表明，通过 F 检验的区域比较集中，而且成片状。通过 t 检验的区域较少而且零散。这说明平均值的差异不大，而方差的差异比较显著。

(5) 7 月份各个气候特征场的差异均比 1 月份的显著。

从本文的结论可以看出，在有限区域 $p-\sigma$ 混合坐标系初始方程九层模式中加入大尺度凝结的蒸发作用，可以在一定程度上提高模式的模拟性能，尤其是对降水场的模拟有较好的改进。本文仅对对比模拟结果进行了初步分析，至于其物理机制，还有待作进一步的数值模拟及理论分析研究。

参考文献 (References)

- [1] 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. 63~65
Qian Yongfu, Yan Hong, Wang Qianqian, et al. *The Numerical Research of Topography Effect in the Planetary Atmosphere* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1988. 63~65
- [2] 钱永甫, 杨子为. 地形和大气湿过程在夏季季风气候形成中的作用. 气候变化若干问题研究. 北京: 科学出版社, 1992. 99~110
Qian Yongfu, Yang Ziwei. The effect of topography and atmospheric moist process on monsoon climate in summer. *The Reserches about Climate Variety* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1992. 99~110
- [3] Qian Yongfu. A five-layer primitive equation model with topography. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1985, 4 (Suppl.): 1~28
- [4] Wang Shiyu, Qian Yongfu. Modeling of the 1998 East Asian

- monsoon by a limited area model with $P-\sigma$ incorporated coordinate. *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, **18** (2): 209~224
- [5] 赵鸣, 方娟. $P-\sigma$ 混合坐标原始方程模式的改进和试验. 高原气象, 1996, **15** (2): 195~203
- Zhao Ming, Fang Juan. The improvement and experiments of primitive equation model with mixed $P-\sigma$ coordinates. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1996, **15** (2): 195~203
- [6] 王世玉, 钱永甫. $P-\sigma$ 坐标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
- [7] 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
- [8] 刘华强, 钱永甫. $P-\sigma$ 坐标系区域气候模式对冬夏季月平均场的模拟试验. 南京大学学报 (自然科学), 1999, **35** (3): 337~345
- Liu Huaqiang, Qian Yongfu. Numerical simulation of monthly mean field in summer and winter by a limited area model with $P-\sigma$ incorporated coordinate. *Journal of Nanjing University* (Natural Sciences) (in Chinese), 1999, **35** (3): 337~345
- [9] 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
- [10] 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 inter annual 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
- [11] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术. 北京: 气象出版社, 1999. 269pp
- Wei Fengying. *Modern Climatic Statistical Diagnosis and Forecasting Technology* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1999. 269pp
- [12] 邵慧, 钱永甫, 王谦谦. 太阳辐射日变化对 R15L9 气候模拟效果的影响. 高原气象, 1998, **17** (2): 158~169
- Shao Hui, Qian Yongfu, Wang Qianqian. The effects of the diurnal variation of solar radiation on climate modeling of R15L9. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1998, **17** (2): 158~169