

p - σ RCM 模式对中国区域气候季节变化的模拟

刘华强, 钱永甫

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘要: 通过对区域气候季节变化的模拟, 对 p - σ 坐标系区域气候模式的模拟能力进行了检验。模式较准确地再现了中国区域气候系统的季节性变化特征及中国东部降水带的季节性进退, 模拟的各气候区降水的季节变化趋势也与实况基本相符, 但模式低估了华东和华南地区的春季降水, 而高估了华东、西南和西北地区的秋季降水。

关键词: 区域气候模式, 季节变化, 数值模拟

中图分类号: P435 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-2022(2001)02-0165-06

近 10 年来, 许多气象学家在注重生态环境变化和温室效应等在全球气候变化中所起的重要作用的同时, 越来越重视它们对区域气候的影响^[1]。1995 年的 IPCC 报告明确指出, 为了正确地评估气候变化的可能影响, 气候研究的一个重要长期目标是正确地预测区域气候的变化。但是, 全球模式在区域气候的模拟和预测中, 性能并不很好^[2], 迄今为止, 全球模式对区域气候的模拟结果具有很大的不确定性, 这种不确定性在东亚区域气候的模拟方面更为突出^[3]。

为了研究区域气候的变化规律和机理, 仅用目前低分辨率的全球环流模式是不够的。办法之一是提高全球模式的分辨率, 但这是一种不经济的做法。比较理想的做法是研制可变分辨率拉伸网格的全球环流模式, 但此类模式的物理过程参数化方案需考虑将不同尺度的物理过程用统一的参数化方案表达, 因而难度较大^[4]。90 年代以来, 比较流行的做法是采用嵌套的区域气候模式(RCM), 其中以 NCAR 的区域气候模式(RegCM) 最具代表性。

我国对区域气候变化进行的高分辨数值模拟研究工作主要集中在近几年, 而且几乎都采用区域气候模式, 使用较多的模式是 NCAR 的 RegCM2 和科罗拉多州立大学(CSU) 的区域天气模式 RAMS。本文在前人工作的基础上, 建立了一个有限区域的单向嵌套细网格模式, 并通过中国区域气候季节变化的模拟试验, 对该模式的性能进行了初步检验。

1 模式简介

早在 70 年代, 钱永甫等人已设计出 p - σ 混合坐标系原始方程模式。80 年代以来, 该模式的物理过程更为完善^[5,6], 用此模式所做的数值试验更多^[7~9]。大量的研究表明, 该模式在大气的数值研究上具有良好的性能。鉴于该模式较详细地考虑了辐射过程及下垫面物理过程等多种非绝热因子, 本文的 p - σ 坐标系区域气候模式(记为 p - σ RCM) 建立在该模式的基础上。

收稿日期: 2000-04-24; 修订日期: 2000-10-25

基金项目: 国家自然科学基金重点项目“中国区域气候变化分析和机理研究”(49735170)

作者简介: 刘华强, 男, 1965 年 11 月生, 博士, 讲师, 现为南京气象学院气象灾害与环境变化开放实验室博士后

p - σ RCM 模式中大气模式的物理过程和垂直结构与原模式相同,但模式的水平分辨率提高到 $1^\circ \times 1^\circ$;比湿场的计算由每小时一次改为每步进行,行星边界层的动量、热量和水汽通量计算改为采用依据相似理论设计的参数化方案^[10],保持原模式中的土壤和海洋模式。模式时间积分方案采用 1 h 欧拉后差和 5 h 中央差交替进行,时间步长为 3 min。

p - σ RCM 模式的侧边界采用单向嵌套的海绵边界,这种边界条件可表示为

$$(\partial \alpha / \partial x)_n = w(n)(\partial \alpha / \partial x)_{MC} + (1 - w(n))(\partial \alpha / \partial x)_{LS} \quad (1)$$

其中 n 为外边界($n=1$)沿法向向内的格点序号, n 的大小并不固定,本文取 $n=1, 2, 3, 4$ 。 α 表示任何变量,下标 MC 表示细网格模式算得的倾向、LS 为大尺度的倾向,权重系数 $w(n)$ 从边界向内取为 0.0, 0.4, 0.7 和 0.9,对其他区域内部的点 $w(n)=1$ 。

2 模拟方案

模式区域为($10 \sim 45^\circ \text{N}$, $90 \sim 135^\circ \text{E}$),初始场及侧边界强迫由 NCEP 再分析资料 1986 ~ 1995 年 10 a 平均的月平均场提供,资料空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$;垂直方向有 17 层,包括温度场、高度场、风场及比湿场。使用 US NAVY $5^\circ \times 5^\circ$ 地形资料和多年月平均海温资料。从 1 月 15 日 20 时(BST)开始积分至次年 1 月 31 日,2 月 1 日起输出旬平均的模拟场,共 36 旬。

3 形势场的模拟结果

3.1 500 hPa 位势高度场

众所周知,与东亚地区气候变化有着密切联系的天气系统之一是西太平洋副热带高压,因此,首先来看 p - σ RCM 模式对其季节性进退的模拟结果。图 1 为模拟的不同月份的 500 hPa 月平均高度场。从图可以看出,冬季(图 1a)环流形势比较简单,中低纬度为密集的水平等高

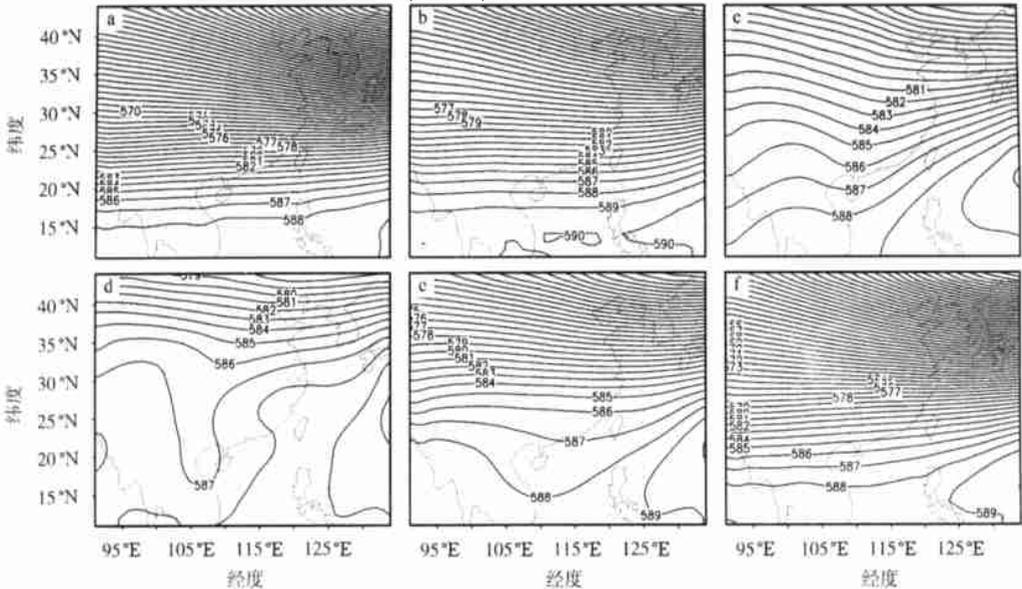


图 1 模拟的 500 hPa 月平均高度场(单位: dagpm)

a. 2 月; b. 4 月; c. 6 月; d. 8 月; e. 10 月; f. 12 月

Fig. 1 Simulated 500 hPa monthly mean geopotential height (units: dagpm)

a. February; b. April; c. June; d. August; e. October; f. December

线,西太平洋副热带高压此时的势力最弱,位置最为偏南。4月份(图 1b),副高的势力明显增强,125°E 处的脊线位置大约在 13°N 附近。到 6 月份(图 1c),副高进一步北抬,125°E 处的脊线位置到达 18°N 附近。西太平洋副热带高压在 8 月份(图 1d)达到最强,此时的副高脊线大约位于 25°N 附近。此后,副高逐渐减弱并南撤(图 1e, f)。模式模拟的西太平洋副热带高压的季节性变化特征与实际情况是相一致的,说明模式对大尺度环流系统的季节性变化有较好的模拟能力。

图 2 是从 2 月至次年 1 月,沿 125°E 经线 500 hPa 月平均高度的时间-纬度剖面图,图 2a 和图 2b 分别对应模拟场和 NCEP 再分析资料的 10 a(1986~1995)平均场。由图可更清楚地看出模拟场中西太平洋副热带高压的季节性变化特征。2~8 月,副高的北抬速度在不同的时间段并不是均匀的,在 5~6 月份之间有一个加速过程,表明模式对西太平洋副热带高压的季节性北跳有一定的揭示。同样,副高的南撤也是如此,8~10 月份副高的南撤较快,其后有所减慢。从图 2a 中还可以发现,在 8 月份,模拟场中副热带高压的位置到达最北,但此时副高的中心强度已开始减弱(如 588 dagpm 线已开始南撤,说明模拟场中 500 hPa 副热带高压的南撤首先是从系统中心开始的,其外围则相对滞后。上述特征与实际情况(图 2b)基本一致。

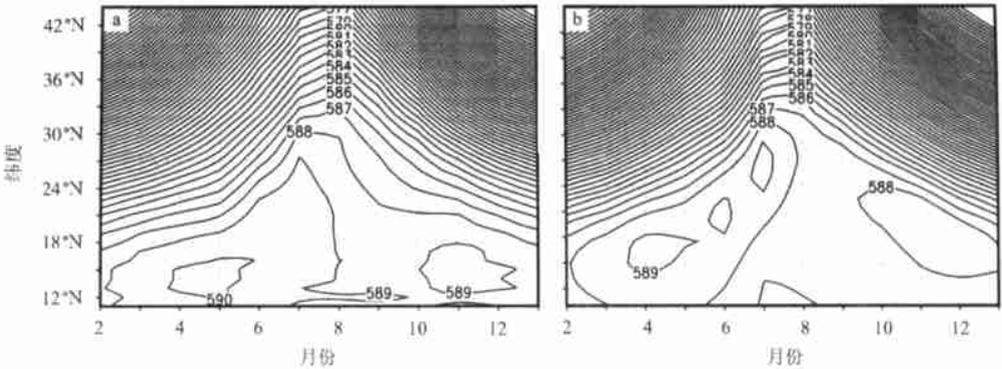


图 2 2 月至次年 1 月 500 hPa 月平均高度沿 125°E 经线的时间-纬度剖面图(单位: dagpm)

a. 模拟场; b. NCEP 再分析资料 10 a (1986~1995) 平均场

Fig. 2 Latitude-time cross section of 500 hPa monthly mean height along 125°E from February to the following January (units: dagpm)

a. for simulation; b. for NCEP reanalyses data from 1986 to 1995

3.2 海平面气压场

图 3 为模式模拟的月平均海平面气压场。在冬季(图 3a),我国大陆受冷高压控制。4 月份(图 3b),大陆上的冷高压明显减弱,而西南倒槽开始出现。夏季(图 3c、3d),大陆上的热低压进一步增强,除青藏高原地区外,在我国西北地区也有一个热低压中心,此时海上为副热带高压控制,海平面气压场呈典型的“东高西低”分布,充分反映了下垫面的热力差异对气压系统分布的影响。到 10 月份(图 3e),大陆上的热低压已明显减弱,至 12 月份(图 3f),我国大陆转受冷高压的控制。上述模拟出的海平面气压场的季节性变化特征与实际情况基本一致。

4 降水场

降水是描述气候变化最主要的要素之一,也是衡量区域气候模式(RCM)模拟效果的重要依据。众所周知,我国东部的降水带具有明显的季节性南北进退特征,在模拟场中,这种特征能否揭示出来可在一定程度上反映模式的性能。图 4 为模拟的月降水量分布图。从图中可以看

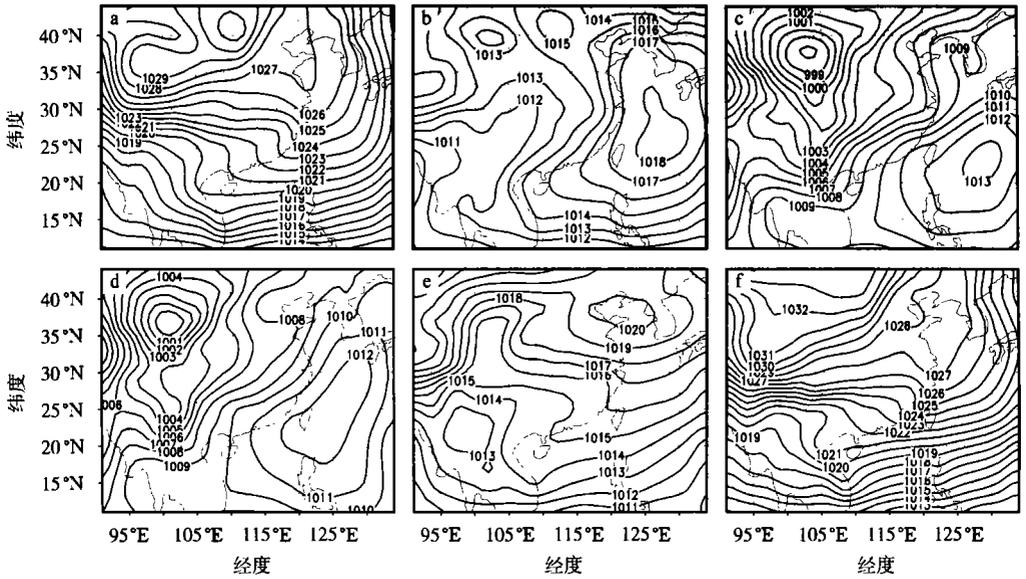


图3 模拟的海平面气压场(单位: hPa)

a. 2月; b. 4月; c. 6月; d. 8月; e. 10月; f. 12月

Fig. 3 Simulated sea level pressure fields (units: hPa)

a. February; b. April; c. June; d. August; e. October; f. December

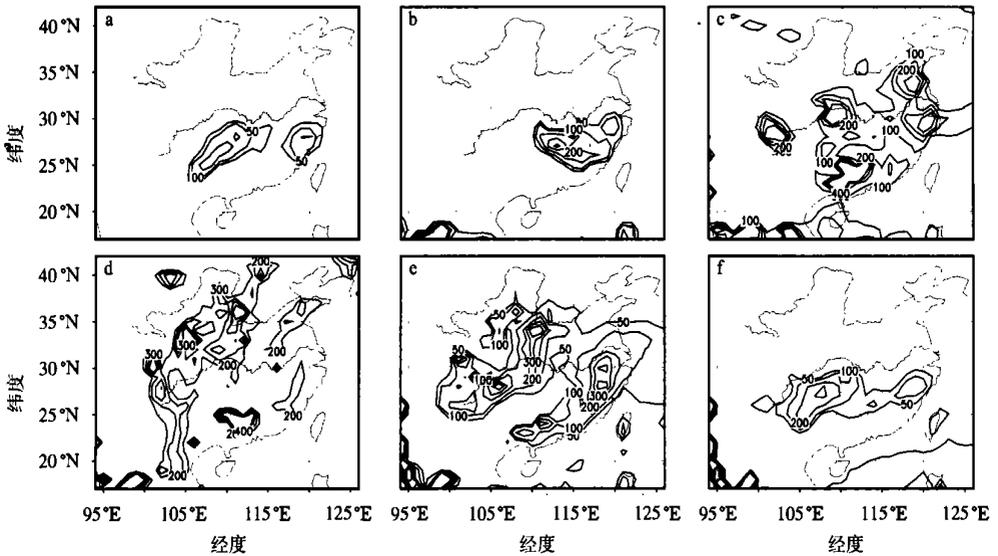


图4 模拟的月降水量分布(单位: mm)

a. 2月; b. 4月; c. 6月; d. 8月; e. 10月; f. 12月

Fig. 4 Simulated monthly total precipitation amount(units: mm)

a. February; b. April; c. June; d. August; e. October; f. December

出, 4月份之前, 雨带主要位于我国南部, 6月份雨带北移至江淮流域, 与此时江淮流域的梅雨期降水是吻合的。8月份雨带北移至 36°N 附近, 降水主要位于我国的华北地区。8月份以后, 雨带逐渐南撤, 10月份雨带南撤至 30°N 附近, 12月份雨带重新回落至我国南方地区。由此可见, 模拟的降水场中, 我国东部雨带的季节性进退特征与实际情况是相似的, 各阶段雨带的位

置与其气候分布基本一致。不足的是, 与我国 160 个地面测站 10 a 平均(1986 ~ 1995) 的月降水实况分布(图略) 相比较, 模拟的冬季雨带位置(图 4a、4f) 偏北 2 ~ 3 个纬度, 10 月份雨带中降水量的模拟值偏大。

为了进一步检验 $p-\sigma$ RCM 模式对降水季节变化的模拟效果, 将不同气候区降水的模拟值与实况进行比较。6 个气候区的划分如图 5 所示, NC、EC、SC、SWC、NWC 和 ETP 分别代表华北、华东、华南、西南、西北和高原东部地区。实况资料为我国 160 个地面观测站月的降水量观测值, 地面测站的分布见图 5。考虑到模式的边界强迫由 NCEP 重分析资料 1986 ~ 1995 年的平均场提供, 为一致起见, 这里取同期降水实况的平均值作为比较对象。某一气候区内降水量的平均值可通过对该区内所有测站求平均得到。至于测站点上降水量的模拟值, 可根据测站的经纬度位置, 由其所处格点单元的周围 4 个格点上的模式输出结果经双线性插值得到。

图 6 给出了 2 月至次年 1 月 6 个气候区内月降水率(mm/d) 模拟值和观测值的变化曲线。从图中可以看出, 各气候区内模拟值和观测值总的变化趋势是一致的。其中, 华北地区降水率的大小及其季节变化特征与实况最为接近。不足之处是华东和华南地区春季降水的模拟值明显偏弱, 而华东、西南和西北地区的秋季降水偏强, 高原东部地区降水的模拟值在除冬季外的其他季节均偏弱。

5 结 论

(1) $p-\sigma$ 坐标系区域气候模式模拟的中国区域气候系统的季节性变化特征与实际情况基

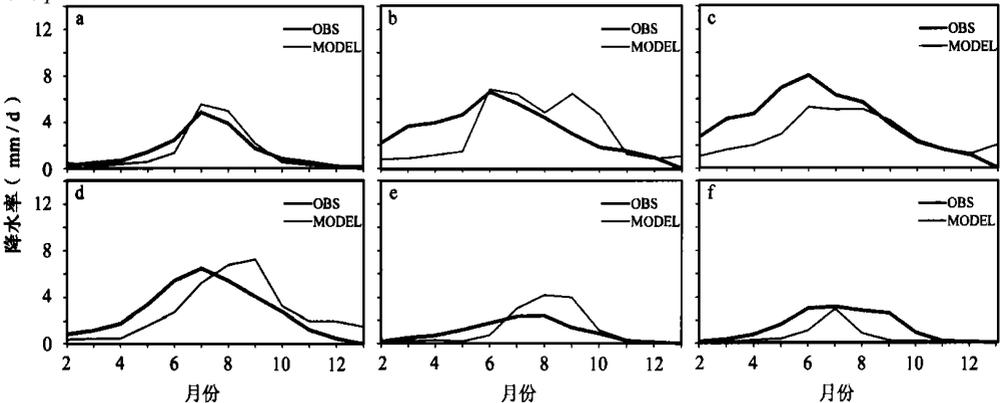


图 6 2 月至次年 1 月 6 个气候区内月降水率模拟值和观测值的变化曲线

a. 华北; b. 华东; c. 华南; d. 西南; e. 西北; f. 高原东部

Fig. 6 Seasonal change of the simulated and observed monthly mean precipitation rate from February to the following January over six subregions

a. NC; b. EC; c. SC; d. SWC; e. NWC; f. ETP

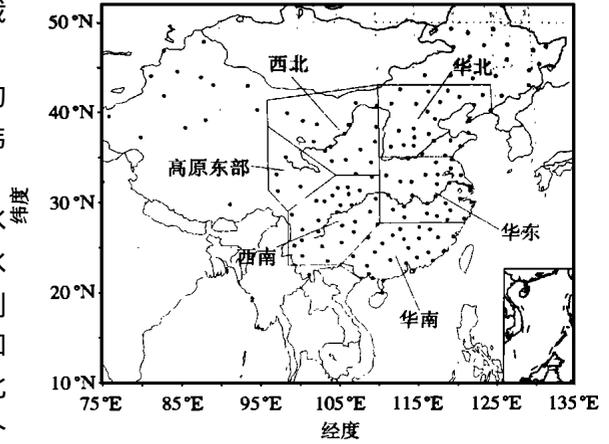


图 5 6 个气候区的划分及用于模式检验的地面测站分布

Fig. 5 Division of 6 climate zones and location of the surface stations used for model validation

本一致,模式也较好地再现了我我国东部降水带的季节性进退,初步表明该模式具有较好的模拟中国区域气候变化的能力。

(2)模拟的各气候区降水的季节变化趋势与实况基本吻合,其中对华北地区降水的模拟效果最好。不足的是,模拟的华东和华南地区的春季降水偏弱,而华东、西南和西北地区的秋季降水偏强,对此需做进一步的改进。

参考文献:

- [1] 叶笃正. 关于全球变化研究,现代大气科学前沿与展望[M]. 北京: 气象出版社, 1996. 17~22
- [2] GROTH S L, MACCRACKEN M C. The use of general circulation models to predict regional climate change[J]. *J Climate*, 1991, 4(2): 286~303
- [3] 钱永甫,王谦谦,刘华强,等. 中国区域气候变化的模拟和问题[J]. *高原气象*, 1999, 18(3): 341~349
- [4] FOX-RABINOVITZ M S, STENCHOKOV G L, SUAREZ M J, et al. A finite difference GCM dynamical core with a variable resolution stretched grid[J]. *Mon Wea Rev*, 1997, 125(11): 2943~2968
- [5] QIAN Yongfu. A five-layer primitive equation model with topography[J]. *高原气象*, 1985, 4(2): 1~28
- [6] 钱永甫. 地表热平衡温度的一种计算方法[J]. *气象科学*, 1988, 8(4): 14~27
- [7] QIAN Yongfu, WANG Qianqian. A numerical simulation of diurnal variation of meteorological fields in summer[J]. *AAS*, 1984, 1(1): 40~52
- [8] 钱永甫,王谦谦,董一平,等. 索马里低空急流的数值模拟[J]. *大气科学*, 1987, 6(1): 21~30
- [9] 钱永甫,颜宏,王谦谦,等. 行星大气中地形效应的数值研究[M]. 北京: 科学出版社, 1988. 278
- [10] ZHANG Qiong, QIAN Yongfu. Effects of boundary layer parameterization on the monthly mean simulation[J]. *AMS*, 1999, 13(1): 73~85

Numerical simulation of climate seasonal change in China by p - σ RCM

LIU Hua-qiang, QIAN Yong-fu

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

Abstract: Through the simulation of climate seasonal change in China, the performance of a regional climate model with p - σ incorporated coordinate is tested. The results show that the model can relatively well reproduce the seasonal changes of pressure systems, as well as the seasonal march and withdraw of rainbelt in the east of China. The simulated seasonal characteristics of precipitation in climatic subregions are also basically similar to the observations with discrepancies that the precipitation is underestimated over east and south China in spring and is overestimated over east, southwest and northwest China in autumn. Overall, this model has certain capacity to simulate regional climate in China and can be used as a regional climate model.

Key words: regional climate model, seasonal change, numerical simulation