

谱逼近方法对区域气候模式性能的改进： 不同权重函数的影响^{*1}

曾先锋^{1,2,3} 周天军¹
ZENG Xianfeng^{1,2,3} ZHOU Tianjun¹

- 1. 中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学数值模拟国家重点实验室，北京，100029
- 2. 中国科学院研究生院，北京，100049
- 3. 兰州军区空军气象中心，兰州，730020

- 1. *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*
 - 2. *Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*
 - 3. *Meteorology Center, Lanzhou Air Force, Lanzhou 730020, China*
- 2011-10-22 收稿, 2012-03-28 改回.

Zeng Xianfeng, Zhou Tianjun. 2012. Impact of the spectral nudging on the simulation of a regional climate model: Different weight function. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(5): 1084-1097

Abstract The spectral nudging technique is incorporated into wind fields in the regional climate model, RegCM3, and validated with the 2003 meiyu event. The results show that, with the spectral nudging, the ability of the model to simulate a local short-time scale climate scenario, such as the meiyu event, can be improved obviously. It can correct efficiently the circulation and meiyu front northward biases which induce the precipitation northward biases during the meiyu produced by the model. Furthermore, two key variables to the spectral nudging: the weight function and the intensity index are tested. From the comparison among two weight functions and two corresponding intensity indices respectively, we find that the improvement of the spectral nudging depend mainly on the intensity coefficient. The spectral nudging with the weight function designed by von Storch, et al. in 2000 and the intensity coefficient set to 0.05, gets the greatest improvement in the simulation of 2003 meiyu among the five experiments. Although the spectral nudging can make simulated circulation close to the forcing fields and the position and intensity of meiyu rainbelt close to the observation, respectively, this technique can not eliminate all the biases of the model. The better simulation of those variables that are closely related to physics processes, such as the positions of the low level temperature and the high temperature and high humid areas, should be relied on the further physics process improvement.

Key words Spectral nudging, RegCM3, Meiyu

摘 要 为减小区域气候模式环流模拟偏差,对 RegCM3 中的风场采用谱逼近方法,并以 2003 年江淮梅雨过程为例,检验了谱逼近方法对模拟效果的改进能力。结果表明,采用谱逼近方法后,模拟技巧得到显著提高,能明显改进模式对梅雨过程的模拟能力,校正了模式模拟的梅雨期环流和梅雨锋偏北导致降水偏北的偏差。针对谱逼近方法中权重函数及其强度系数的敏感性数值试验表明,谱逼近方法的改进效果主要决定于强度系数的选择。采用 von Storch 等 2000 年提出的权重函数且强度系数取为 0.05 时改进效果最显著。但谱逼近方法并不能完全解决区域气候模拟面临的问题,该方法能够保证大气环流更接近强迫场,也能较大程度地改进模式对梅雨期降水位置和强度的模拟,但对于与模式物理过程联系更紧密的低层大气温度及高温高湿中心的南北位置等的模拟,则仍有赖于模式物理过程的进一步改进。

关键词 谱逼近, RegCM3 模式, 梅雨

中图法分类号 P435

^{*} 资助课题:海洋公益性行业科研专项(201105019-3)、国家高新技术研究发展计划(863 计划)项目(2010AA012304)、中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-YW-Q11-04)和(中-英-瑞)中国适应气候变化项目——气候科学。

作者简介:曾先锋,主要从事区域气候模拟研究。E-mail: xianfengzeng@mail.iap.ac.cn

1 引言

数值模式是开展气候研究的重要工具。全球大气模式由于分辨率较低,且采用全球统一的参数化方案,使其难以再现较高分辨率的局地气候特征(Wang B, et al, 2004, 2009; Zhou, et al, 2008, 2009a, 2009b; Chen, et al, 2010)。区域模式由于分辨率较高,能更好地再现区域尺度的气候特征(Giorgi, et al, 1999; Gao, et al, 2002, 2008; Wang Y Q, et al, 2004),对于梅雨也有较全球模式更好的再现能力(Ninomiya, 2009; 李鲲鹏等, 2005)。但在区域较大的情况下,区域气候模式的环流模拟容易出现较大偏差,从而影响模拟效果;区域越大,模拟的环流偏差也越大(Giorgi, et al, 1993; 赵宗慈等, 1999; 刘术艳等, 2008; 宋寔等, 2011)。如何改进环流场的模拟是制约区域气候模式模拟效果的瓶颈。

区域气候模式的大尺度信息主要来自于侧边界,因此如何给定侧边界强迫是改进环流模拟效果的关键。常用的方法有两种:(1)尽可能地减小模式区域,或选用更优的侧边界嵌套方案,如 RegCM3 提供了 6 种侧边界嵌套方案(Pal, et al, 2007),或进一步修正嵌套方案(钟中等, 2004; Zhong, et al, 2010; Wang, et al, 2010);(2)加大缓冲区的圈数,如将缓冲区设定为区域格点数的 $1/4-1/6$ (Giorgi, et al, 1993; 赵宗慈等, 1999)。但即使采用上述方法,若模拟区域较大,环流模拟偏差仍然存在,而模式高层的偏差是关键(Giorgi, et al, 1999)。因此,有学者提出将缓冲区圈数随高度逐渐增加(Giorgi, et al, 1999; Liang, et al, 2001; Wang, et al, 2003; Hourdin, et al, 2006)。由于高空偏差主要出现在大尺度波动,故有研究提出,可以把谱逼近的方法运用到区域气候模式中,即在模式高层,将大尺度波动向强迫场恢复,区域气候模式只负责中小尺度波动的模拟(Kida, et al, 1991; Waldron, et al, 1996)。实际的模拟试验表明,谱逼近方法能较大程度地改善区域气候模式的模拟效果(von Storch, et al, 2000)。因此,目前许多区域气候模式都采用谱逼近方法(Denis, et al, 2002; Cha, et al, 2009, 2011; Leduc, et al, 2009; Tang, et al, 2010)。然而,RegCM 系列模式作为国际最早发展的模式,尚未引入谱逼近方案。

近年来,谱逼近方法在东亚季风模拟中的适用性逐渐引起中国学者的关注,已经有工作开始验证该方法对于中国 1991、1998 和 2003 年夏季降水模

拟效果的改进,讨论谱逼近对于不同模式区域范围和位置的影响(宋寔等, 2011; Tang, et al, 2010)。中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)在发展全球海-气耦合模式的同时,近年来亦开始发展区域海-气耦合模式 IAP/LASG FROALS(邹立维等, 2012; Zou, et al, 2011),目的是通过与全球耦合模式的嵌套,形成一套完善的从全球到区域的海-气耦合模式系统。但是当前的 IAP/LASG FROALS 模式在季风区依然存在较明显的模拟偏差,分析发现这和其大气分量模式 RegCM3 的模拟偏差有关(邹立维等, 2012)。本文的目的是在 RegCM3 中引入谱逼近方法,研究其对减少模式偏差的作用。此外,梅雨是中国夏季重要的降水过程(Ding, et al, 2005),而以前的区域气候模拟多是将梅雨纳入整个夏季降水模拟,用 6 或 7 月降水代替梅雨降水,少有专门针对梅雨时段的模拟研究,这可能和区域气候模式对梅雨过程降水模拟偏差有关。而针对梅雨个例的天气模拟则最长不超过 1 候的时间尺度。可见,对于 1 个月以下,1 候以上时间尺度的降水模拟是天气模式和气候模式的难点。谱逼近方法能否提高区域气候模式对梅雨(而非整个夏季)的模拟能力,尤其是梅雨独特的环流配置和垂直结构,此前尚缺乏类似的研究。

本文将以 2003 年夏季梅雨为模拟个例,检验谱逼近对于梅雨期独特的环流配置和垂直结构模拟的改进,并进一步检验其对梅雨降水的模拟能力。通过对比 Cha 等(2009)和 von Storch 等(2000)设计的两种谱逼近权重函数及谱逼近强度系数对中国梅雨降水模拟的影响,寻求适合梅雨模拟的区域气候模式谱逼近权重函数和谱逼近强度系数,探索进一步减小区域海-气耦合模式模拟误差的途径。

2 谱逼近方法简介和数值试验设计

2.1 谱逼近方法

谱逼近的思想是假设区域气候模式(RCM)的模拟结果存在误差,为减少模拟误差,在模式预报场上加上一个修正项,该修正项主要针对区域气候模式模拟的大气环流偏差较大的现象,将强迫场与模式预报场的差值进行滤波,保留大尺度的波动,然后,按照一定的权重,把这部分大尺度波动加到区域气候模式的预报场上。其原则是加入尽量小的修正项,得到最为理想的模拟效果。尽管有学者不仅对风场,还对其他预报量同时做谱逼近处理,但研究证实,只对风场

进行谱逼近就可以得到较好的模拟效果(von Storch, et al, 2000; Cha, et al, 2009; Tang, et al, 2010)。故本文只对风场进行谱逼近处理。

模式的预报风场按经纬方向可展开为

$$\psi^R(\lambda, \phi, t) = \sum_{i=-I_R, j=-J_R}^{I_R, J_R} [\alpha_{i,j}^R(t) \cdot \exp(ik\lambda/L_\lambda) \exp(jk\phi/L_\phi)] \quad (1)$$

式中, λ 为经向坐标, ϕ 表示纬向坐标, t 为时间, L_λ 和 L_ϕ 则分别是模拟区域的经向宽度和纬向宽度, I_R 和 J_R 分别是经向和纬向的最大波数。

模式预报风场和强迫场必然存在着偏差 $\Delta\psi$, 记为 $\psi^G - \psi^R$, 其中, ψ^G 是强迫场风速, ψ^R 是模式预报风场。区域气候模式的模拟偏差主要体现在环流上, 即大尺度偏差, 把这一大尺度偏差场滤波后再乘上一个强度系数, 所得结果作为预报修正项

$$\Delta\psi(\lambda, \phi, t) = \sum_{i=-I_G, j=-J_G}^{I_G, J_G} \eta [\alpha_{i,j}^G(t) - \alpha_{i,j}^R(t)] \cdot \exp(ik\lambda/L_\lambda) \exp(jk\phi/L_\phi) \quad (2)$$

式中, I_G 和 J_G 分别是经向和纬向保留的波数。将 1100 km 作为大尺度和中尺度的分界线, 据此, 本文选择保留南北方向 6 波和东西方向 8 波(Cha, et al, 2009)。滤波标准的选择其实有多种, 例如 von Storch 等(2000)保留前 3 个波, Tang 等(2010)采用的滤波标准是模式区域的 1/3。而 η 是强度系数和垂直坐标的函数, 称为权重函数。

将修正项与模式预报场之和作为下一步的初始场:

$$\psi_N(\lambda, \phi, t) = \psi_F(\lambda, \phi, t) + \Delta\psi(\lambda, \phi, t) \quad (3)$$

对于垂直方向在 p_0 之上的风场, 短波部分主要来自区域气候模式的预报结果, 长波部分则在区域气候模式预报的长波基础上, 再加入模式与强迫场差值滤波后的部分结果, 即

$$\beta_N = \beta_R + \eta(\beta_G - \beta_R) \quad (4)$$

式中, β_N 、 β_R 和 β_G 分别表示逼近后的长波、逼近前的长波和强迫场的长波, 整理后可得

$$\beta_N = (1 - \eta)\beta_R + \eta\beta_G \quad (5)$$

可见, 订正后的模式长波部分, 实际上由模式预报的长波和强迫场的长波加权平均构成。

2.2 模式简介和数值试验设计

使用的区域气候模式是 RegCM3(Pal, et al, 2007), 该版本较之以前的版本在物理过程等方面做了诸多改进; 加入包含次网格尺度云变化的大尺度云和次网格显式水汽降水参数化方案 SUBEX(Pal, et al, 2000); 对流参数化方案包括 Grell 方案(Grell,

1993)和 Emanuel 方案(Emanuel, et al, 1999); 辐射过程采用 CCM3 辐射传输方案(Kiehl, et al, 1998)。行星边界层方案和陆面过程分别采用非局地边界层方案(Holtslag, et al, 1993)和 BATS1e(Dickinson, et al, 1993); 海表潜热、感热及表面湍流通量则是通过块体公式计算(Zeng, et al, 1998)。在侧边界处理上包括 6 种嵌套方案, 效果较好且常用的是指数松弛方案(Giorgi, et al, 1993)。

本文主要考查在模式中加入谱逼近时的两个不同构造的权重函数及对应的两个不同的强度系数对结果的影响。Cha 等(2009)简单地取权重函数为垂直坐标的函数

$$\eta(\sigma) = 0.05(1 - \sigma)^2 \quad (6)$$

为不影响模式区域内中小尺度过程的自由发展, 须在边界层以上加入谱逼近, 而 Cha 等(2009)在模式整层大气都加入了谱逼近。本文数值试验均加上限制, 即设定一个添加谱逼近的最低临界高度层 p_0 , 这里取为 700 hPa, 只有当模式层气压低于 p_0 、且在边界层以上才采用谱逼近修正长波, 近地层则由区域气候模式自由发展。而 von Storch 等(2000)的权重函数是气压的函数, Tang 等(2010)对 MM5 进行谱逼近仍采用这一权重函数, 结果表明其能较好地改善东亚地区夏季降水模拟。故本文的谱逼近权重函数采用以下两种方案:

第一种权重函数, 记为 SIGQ, 对应的表达式为

$$\eta(\sigma) = \begin{cases} \gamma(1 - \sigma)^2 & p \leq p_0 \\ 0 & p > p_0 \end{cases} \quad (7)$$

第二种权重函数, 记为 VONQ, 对应的表达式为

$$\eta(p) = \begin{cases} \gamma(1 - \frac{p}{p_0})^2 & p \leq p_0 \\ 0 & p > p_0 \end{cases} \quad (8)$$

在 RegCM3 中, 采用 σ 坐标作为垂直坐标, 相应层次上的气压为

$$p = (p_s - p_t)\sigma + p_t \quad (9)$$

其中, p_s 表示地表气压, p_t 表示模式层顶气压。

在两个权重函数表达式中, γ 为强度系数, Cha 等(2009)和 Tang 等(2010)所选用的强度系数均参照 von Storch 等(2000)的 0.05, 对于复杂的东亚区, 更大的强度系数能否取得更好的模拟效果是值得研究的问题。为此, 以中国梅雨过程为例, 对两种权重函数分别选取不同的强度系数, 检验其模拟能力。为讨论更集中, 本文只给出 1.0 和 0.05(改进效果最明显)两个值的分析, 更细致的关于强度系数

的数值试验将另成文分析。

这样,总计有 5 组数值试验(1 个控制试验和 4 个敏感性试验),分别用 CNTL, SIGQ、SIGQ05、VONQ 和 VONQ05 表示(表 1)。

表 1 模拟试验的权重函数和强度系数
Table 1 The weight function and the intensity coefficient used in the experiments

试验名称	权重函数	强度系数
CNTL	无	无
SIGQ	式(7)	1.0
SIGQ05	式(7)	0.05
VONQ	式(8)	1.0
VONQ05	式(8)	0.05

模拟区域采用兰伯特投影方式,中心为 35°N, 105°E,经纬向 150×110 格点(图 1)。可以看出,投影方式不同于宋寔等(2011)的研究,对于中高纬度地区模拟而言,兰伯特投影可能比墨卡托投影更为合理;此外,本文的模拟区域更大,所分析的时间尺度更短。模式垂直分为 23 层,模式层顶为 100 hPa。

模式初始场和侧边界场强迫数据由 NCEP/DOE(NCEP2)再分析资料(Kanamitsu, et al, 2002)插值得到,原始资料水平分辨率为 2.5°×2.5°。海表面温度数据来自于 NOAA OISST 逐周资料(Reynolds, et al, 2002)。模式侧边界采用指数松弛方案(Davies, 1976),取 12 圈缓冲区。本文采取“算大取小”的方式,即模式运行区域为图 1 中的最外圈,而分析工作主要针对标注 Domain1 的区域,其中,垂直廓线分析则主要针对江淮流域(标注 YHV 的黑色粗框所示),简称江淮梅雨区。

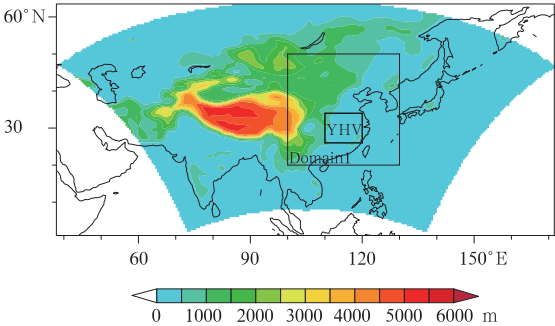


图 1 模式区域及地形高度
(标有 Domain1 黑框区域为模拟结果分析区域,标有 YHV 的黑框小区域为江淮梅雨区(26°—34°N, 110°—120°E))
Fig. 1 Model domain and the topography
(the box labeled ‘Domain1’ is for the domain in which the main results are analyzed and the box labeled ‘YHV’ denotes the Yangtze – Huai River Valley (26° – 34°N, 110° – 120°E))

2003 年江淮流域发生了洪涝,给人们生产生活带来了极大的损失,是检验气候模式模拟能力的典型个例。该年夏季的主要降水发生在梅雨期,即 6 月 21 日至 7 月 12 日。本文的模式积分时间从 2003 年 5 月 1 日 00 时(世界时,下同)开始,到 9 月 1 日 00 时结束,主要针对江淮梅雨期(6 月 21 日—7 月 12 日)进行模拟结果对比分析。

为检验模拟结果,用到以下观测或再分析数据:(1)日本气象厅逐日格点降水资料 APRHO V1003 版,分辨率为 0.25°×0.25°(Yatagai, et al, 2009);(2)NCEP2 再分析资料(Kanamitsu, et al, 2002)。

2.3 统计评分方法简介

所使用的统计评分方法是空间相关系数和均方根误差。

表征模式模拟与观测的线性相关程度的空间相关系数定义为

$$C_{SC} = \frac{\sum_{i=1}^N (\phi_i^O - \bar{\phi}^O)(\phi_i^M - \bar{\phi}^M)}{(\sum_{i=1}^N (\phi_i^O - \bar{\phi}^O)^2)^{1/2} (\sum_{i=1}^N (\phi_i^M - \bar{\phi}^M)^2)^{1/2}}$$

其中, $\bar{\phi} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \phi_i$ 表示区域平均,上角标 O 表示观测、M 表示模式结果, i 对应区域内的格点, N 为区域内总格点数。

用模式输出场与观测场的均方根误差表示模拟偏差

$$E_{RMS} = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\phi_i^M - \phi_i^O)^2 \right]^{1/2}$$

3 结果分析

由于只对风场进行了谱逼近处理,因此,在下文的分析中,首先检验采用该方法后对环流场的改进效果。而环流变化是决定降水变化的大尺度因子,故在对环流场进行分析后,进一步检验谱逼近方法对降水场的改进效果。

3.1 梅雨期环流特征

从再分析资料和模式模拟的梅雨期 200 hPa 平均纬向风分布(图 2)可以看出,再分析资料中急流中心位置位于 38°N 附近(图 2a),而控制试验模拟的急流中心位置明显偏北 4°,且成弓型向北突出(图 2b)。加入谱逼近后,模式模拟的纬向风更接近

强迫场,尤其是急流中心位置得到准确模拟(图2c—f)。两种权重函数所得到的结果相近,强度系

数越强,改进越明显,但由于 SIGQ 加入的强迫信息强于 VONQ,故 VONQ 的改进效果更优。

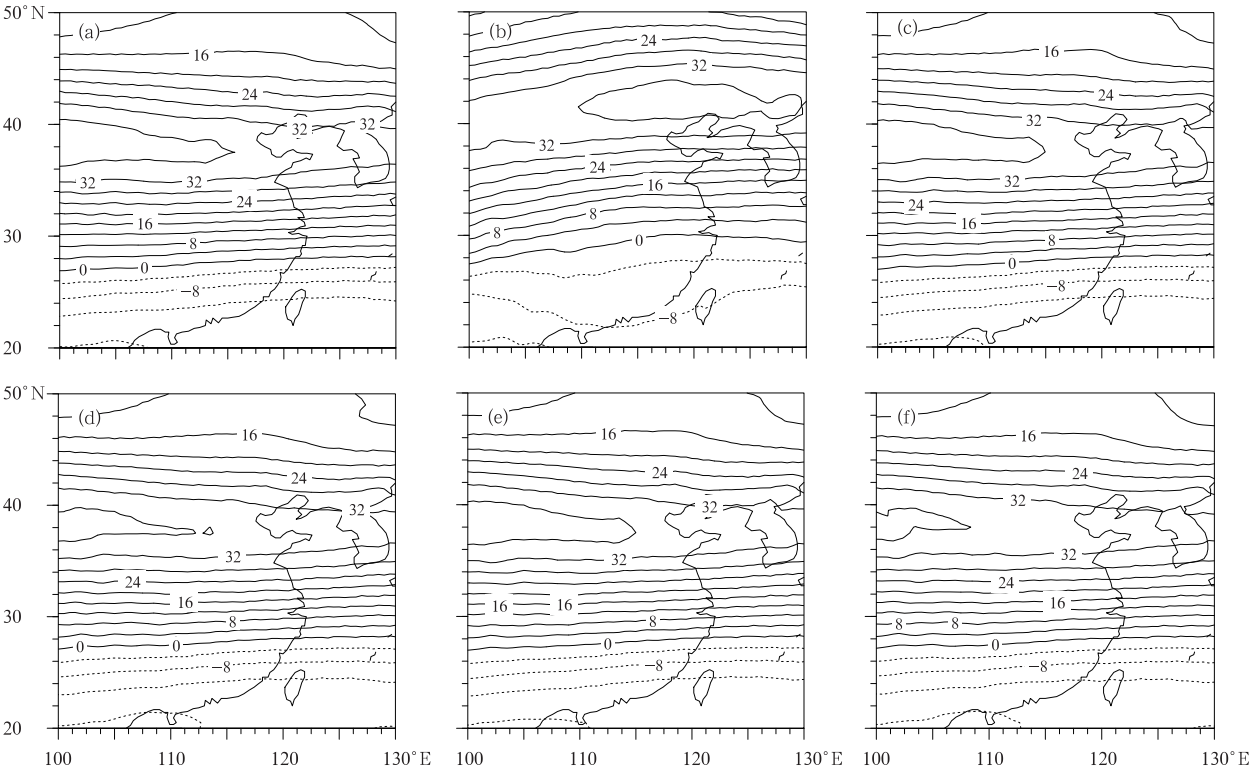


图2 梅雨期 200 hPa 纬向风(单位:m/s)分布
(a. NCEP2, b. CNTL, c. SIGQ, d. SIGQ05, e. VONQ, f. VONQ05)
Fig. 2 200 hPa zonal wind (unit: m/s) distribution during the meiuyu period
(a. NCEP2, b. CNTL, c. SIGQ, d. SIGQ05, e. VONQ, f. VONQ05)

谱逼近对于 850 hPa 风场的改进如图 3 所示。NCEP2 再分析资料显示,梅雨期强劲的西南气流来自北方的冷空气阻挡,并与其在江淮流域交汇,形成风场和水汽的辐合(图 3a),进而形成降水带。控制试验模拟的西南气流明显偏北,在江淮流域存在反气旋偏差,使西南低空急流所携带的水汽明显向北输送(图 3b)。加入谱逼近后,对于低空西南气流的模拟明显优于控制试验,尤其是强度系数为 0.05 的改进更为明显(图 3d、f);比较图 3d 和 f 可见,不同权重函数对于低层风场的改进差异不大。

从江淮地区风场偏差的垂直廓线(图 4)来看,控制试验模拟的纬向风在 700 hPa 以下为正偏差,700 hPa 以上为负偏差,且随高度逐渐增大,到 200 hPa 最大,可达 -8 m/s,200 hPa 以上逐渐减小。经向风正偏差随高度逐渐增大,到模式顶部可达 4.25 m/s。加入谱逼近后,偏差明显缩小,尤其

是纬向风场。

由不同试验对于 200 和 850 hPa 风场的相关系数和均方根误差评分(表 2)可以看出,控制试验对于经向风的模拟偏差很大,尤其是对 200 hPa 经向风模拟误差更大。对比可知,控制试验对于高层风场的模拟偏差很明显,故对高层风场进行谱逼近是必要的,加入谱逼近后的统计评分更有力地证明了这一点。相比较而言,加入谱逼近后,改进效果更明显的是 VONQ05。首先,在 4 组敏感性试验中,VONQ05 所加入的大尺度信息最少,而模拟的 200 hPa 纬向风和经向风的均方根误差分别为 0.989 和 0.895 m/s,是 4 组敏感性试验中最小的;模拟的 850 hPa 经向风的均方根误差为 1.129 m/s,是 5 组试验中最小的;850 hPa 纬向风的均方根误差为 1.210 m/s,也是 4 组敏感试验中最小的。同时,相关系数也比控制试验有较大程度的提高。

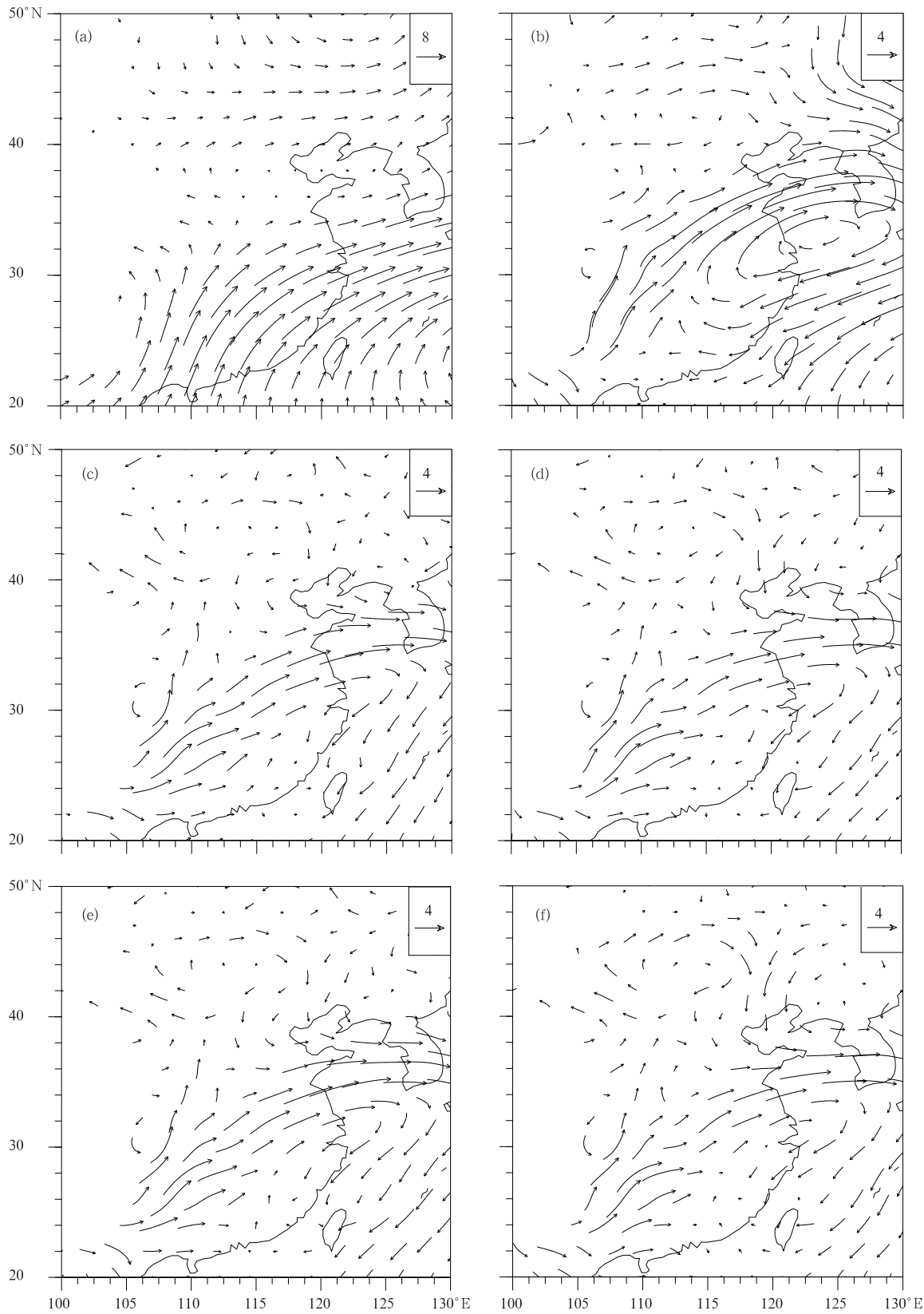


图 3 梅雨期 850 hPa 风场分布及模式偏差(单位:m/s)

(a. NCEP2, b. CNTL - NCEP2, c. SIGQ - NCEP2, d. SIGQ05 - NCEP2, e. VONQ - NCEP2, f. VONQ05 - NCEP2)
Fig. 3 Distribution of the averaged 850 hPa wind and model bias during the meiyu period (unit: m/s)
(a. NCEP2, b. CNTL - NCEP2, c. SIGQ - NCEP2, d. SIGQ05 - NCEP2, e. VONQ - NCEP2, f. VONQ05 - NCEP2)

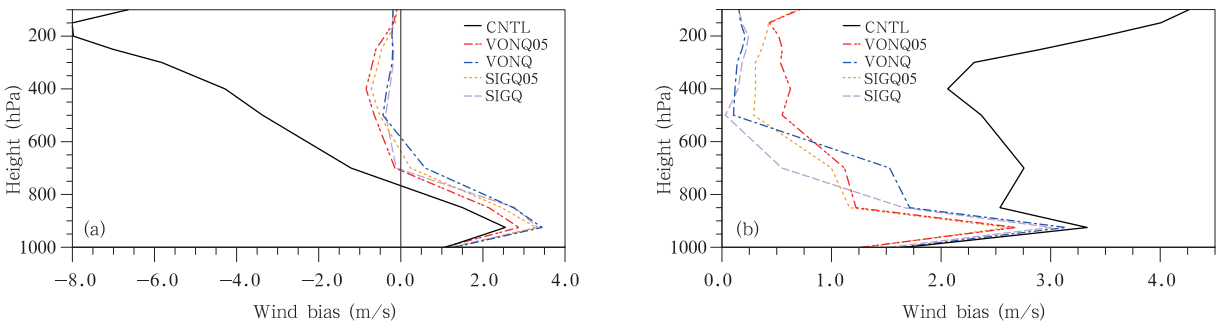


图 4 模式模拟的 YHV 区域风场垂直廓线与 NCEP2 的偏差分布(a. 纬向风, b. 经向风,单位:m/s)

Fig. 4 Profile distributions of the zonal wind (a) and the meridional wind (b) bias to the NCEP2 over the YHV (unit: m/s)

表 2 风场统计评分(20°—50°N, 100°—130°E)

Table 2 The statistical skills for the winds (20°—50°N, 100°—130°E)

变量	指标	CNTL	SIGQ	SIGQ05	VONQ	VONQ05
200 hPa 纬向风 (m/s)	空间相关系数	0.883	1.000	1.000	1.000	1.000
	均方根误差	0.978	1.005	0.995	1.006	0.989
200 hPa 经向风 (m/s)	空间相关系数	0.092	0.994	0.963	0.992	0.962
	均方根误差	1.346	0.943	0.901	0.944	0.895
850 hPa 纬向风 (m/s)	空间相关系数	0.523	0.849	0.843	0.814	0.824
	均方根误差	1.118	1.272	1.241	1.266	1.210
850 hPa 经向风 (m/s)	空间相关系数	0.705	0.878	0.890	0.869	0.883
	均方根误差	1.138	1.133	1.132	1.131	1.129

注:黑体字表示模拟效果相对最好。

西太平洋副热带高压(副高)通过影响水汽输送而影响夏季风的降水分布(Zhou, et al, 2005)。副高的模拟偏差,将对降水模拟有直接影响。从对流层中层(500 hPa)的位势高度分布(图 5)可以看出,再分析资料显示梅雨期江淮流域受副高边缘西南暖湿气流控制,如以 584 dagpm 等值线代表副高边缘,可以清楚看到,梅雨期副高位于华南到西北太平洋,江淮流域处于副高西北部(图 5a)。控制试验中模拟的副高明显偏北,相应的环流系统也整体偏北,如再分析资料中位于华北上空的 572 dagpm 等值线,在模式中偏北两个纬度(图 5b)。加入谱逼近后,模式模拟的位势高度场得到明显改善,副高位置更接近再分析资料(图 5c—f),相对而言,VONQ05 模拟的位势高度场和再分析资料最接近(图 5f)。

从温度和湿度廓线的模拟偏差来看(图 6),控制试验模拟的江淮流域大气 700 hPa 以下温度偏低,700 hPa 之上偏高,对应模式模拟的环流场更稳定,对流活动发生更少,而水汽较再分析资料明显偏少将会使辐合上升的水汽偏少。结合图 3 可知,这主要是由于控制试验模拟的低层南风偏强,使水汽偏北,导致江淮流域水汽含量偏少。

加入谱逼近后,700 hPa 以下温度廓线比控制

试验更偏冷,尤其是强度系数为 1.0 时偏冷更明显,可见,谱逼近的强度也不是越强越好,过强反而会过度抑制中小尺度系统的发展,引起低层更大的温度偏差。谱逼近对于整个夏季(6—8 月)平均温度和湿度廓线的改进比较明显(图略),但对于梅雨期(6 月 21 日—7 月 12 日)的低层温度廓线模拟并没有明显改进,反而使低层温度较强迫场更冷。这可能和模拟的梅雨期低层温度场更多的受潜热释放的影响,主要取决于模式的物理过程,而大气环流的影响是次要因素有关。谱逼近对于湿度场的改善很明显,总体上使低层更湿,其中,VONQ05 最明显。同样结合图 3 可知,对模式风场进行谱逼近后,低层的南风分量更接近再分析资料,从而使更多的水汽存留于江淮流域。

从表 3 给出的高度场、温度场和湿度场的定量比较可以看出,控制试验对于梅雨期高度、温度和湿度的模拟均存在较大偏差,主要表现在相关系数偏小,均方根误差偏大。加入谱逼近,明显使模拟结果更接近强迫场。同时也不难看出,强度系数为 0.05 的模拟结果优于强度系数为 1.0 的结果。不同权重函数的差异较小,如对比 SIGQ05 和 VONQ05,模拟的 500 hPa 高度与再分析资料的均方根误差为 1.172 和

1. 214 dagpm,较控制试验的误差 2. 149 dagpm 明显减小,而二者差异不大;模拟 700 hPa 温度场与再分析资料的相关系数分别为 0. 981 和 0. 977,均比控制试验的 0. 945 有明显提高,而二者差异也较小;模拟

的 700 hPa 湿度与再分析资料的均方根误差分别为 0. 820 和 0. 824 g/kg,比控制试验的 0. 837 g/kg 有所减小,但二者差异较小。

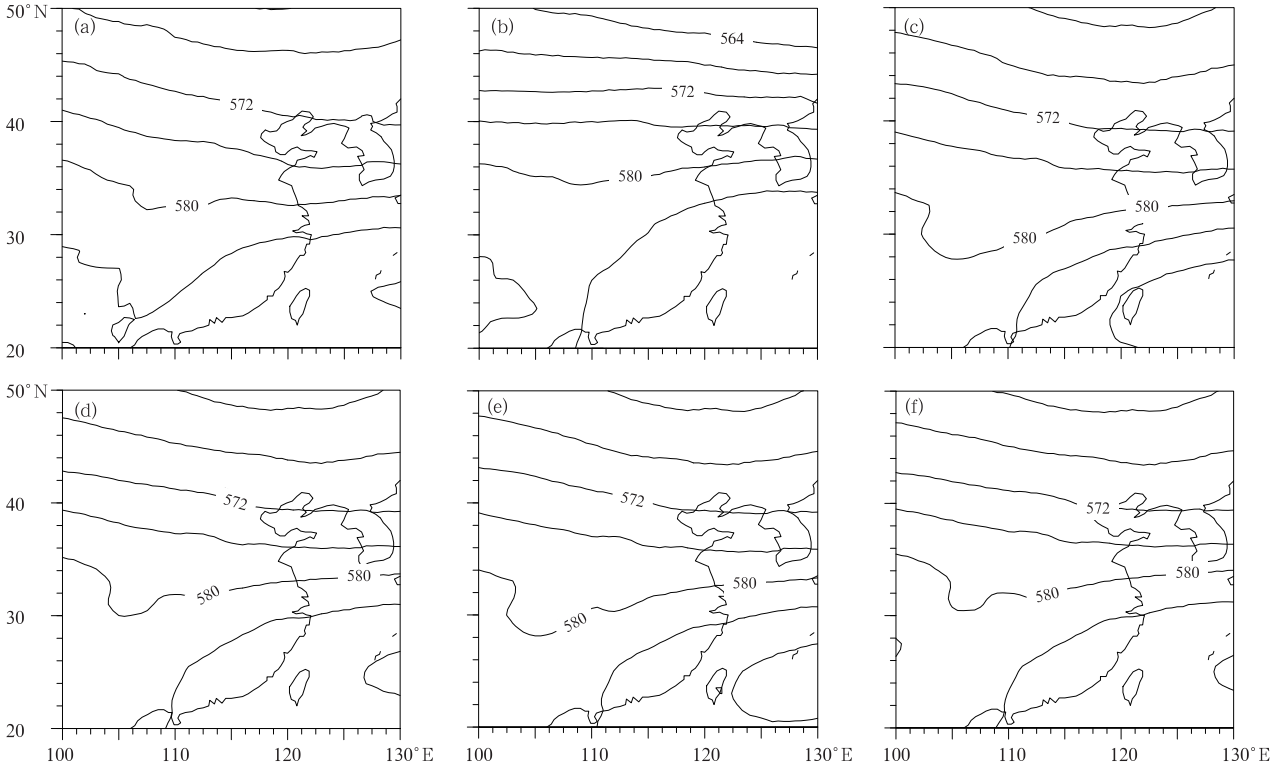


图 5 同图 2,但为 500 hPa 高度场(单位: dagpm)

Fig. 5 As in Fig. 2 but for 500 hPa geopotential height (unit: dagpm)

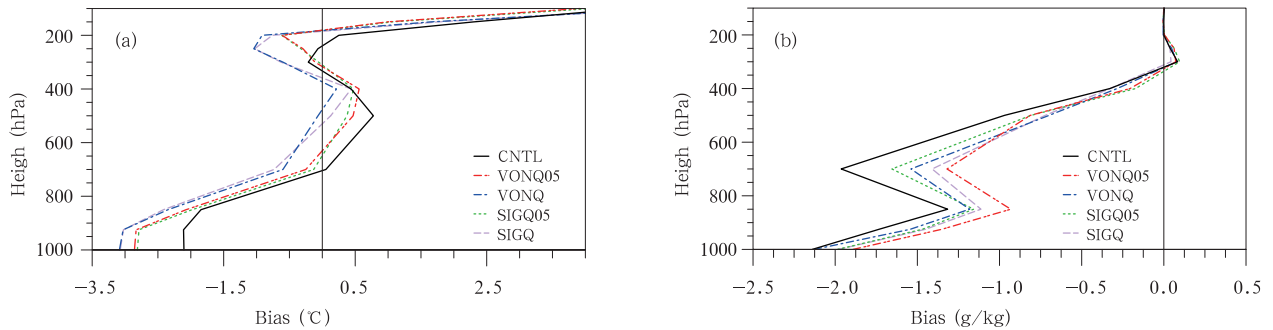


图 6 同图 4,但为温度(a)和比湿(b)

Fig. 6 As in Fig. 4 but for the temperature (a) and the humidity (b)

表 3 其他环流场统计评分(20°—50°N, 100°—130°E)

Table 3 The statistical skills for the other variables (20°-50°N, 100°-130°E)						
变量	指标	CNTL	SIGQ	SIGQ05	VONQ	VONQ05
500 hPa 高度 (dagpm)	空间相关系数	0. 965	0. 991	0. 998	0. 995	0. 997
	均方根误差	2. 149	1. 645	1. 172	1. 451	1. 214
700 hPa 温度 (℃)	空间相关系数	0. 945	0. 974	0. 981	0. 975	0. 977
	均方根误差	1. 061	1. 019	1. 082	1. 000	1. 096
700 hPa 比湿 (g/kg)	空间相关系数	0. 793	0. 860	0. 841	0. 852	0. 884
	均方根误差	0. 837	0. 812	0. 820	0. 809	0. 824

注:黑体字表示模拟效果相对较好。

3.2 梅雨锋的垂直结构

梅雨锋的垂直结构直接决定梅雨的位置和强度。假相当位温及其梯度可以很好地表征梅雨锋的垂直结构。再分析资料中梅雨锋位于假相当位温等值线密集的 34°N 附近(图中阴影区), 低层由下往上随高度倾斜较小, 在 400 hPa 以上逐渐向北倾斜(图 7a)。梅雨主要位于梅雨锋南侧, 同时由于强降水导致较大的潜热释放, 使梅雨锋南侧中低层 700—400 hPa 为假相当位温高值区, 对应于梅雨上空的高温高湿区域, 中心位于 30°N 附近。

控制试验中梅雨锋很弱且明显偏北, 高温高湿中心区强度偏弱, 中心偏北 5° , 垂直高度偏低(图 7b)。加入谱逼近后, 能明显地使梅雨锋位置南移, 锋面增强(图 7c—f), 更接近 NCEP2 再分析资料。但高温高湿区强度仍偏弱, 位置偏北, 大值中心偏低, 可能是谱逼近对于低层温度模拟的改进不明显所致, SIGQ05 和 VONQ05 改进的效果更明显。

由以上的分析可知, 谱逼近对于环流场以及与环流场有关的物理量的改进效果很明显, 但是, 也会抑制受物理过程影响更多的物理量的模拟。已有的研究也得到过类似结果, 例如用整层加入谱逼近的 WRF2.2 模式模拟台风, 发现谱逼近能改善和环流相关的台风路径模拟, 但对于台风强度的模拟却较差(Cha, et al, 2011)。本文加入谱逼近后, 模式对于风场和湿度场的模拟都有较大改善, 但对于低层温度及与之密切相关的低层高温高湿中心的南北位置的改进并不明显, 其中, 低层温度模拟偏差反而更大, 逼近强度越强偏差越明显。这也说明在区域模式中加入谱逼近的强度不宜太强、空间尺度不宜太小, 否则会限制模式区域内中小尺度系统的发展。

3.3 梅雨期平均降水

水汽输送是降水的关键条件, 水汽输送主要集中在低层, 通常可用 850 hPa 的水汽输送分布(图 8)来表征。梅雨期来自西南暖湿气流的水汽和来自南海的水汽与北方来的弱水汽输送在江淮流域汇合, 然后减弱并转向日本, 在江淮流域存在明显的水汽辐合。RegCM3 各试验结果均在江淮流域存在一个反气旋偏差(图 8b—f), 这样的水汽输送偏差使得向江淮流域辐合的水汽减少, 因而导致控制试验模拟的梅雨期降水强度比再分析资料偏弱。加入谱逼近后, 江淮流域的反气旋偏差明显减小, VONQ05 试验更是如此, 但在反气旋北沿的偏差仍

然存在(图 8f)。这说明不能完全依赖谱逼近来消除模拟偏差, 还需要改进模式物理过程。对比谱逼近对于不同对流参数化方案的改进能力发现, 谱逼近对于降水模拟的改进能力依赖于参数化方案本身(Song, et al, 2011), 这和本文的结果较一致。所以, 在对区域气候模式引入谱逼近方法时, 须同时配合模式物理过程方案的改进。

环流场模拟的改进, 是否能够最终带来降水模拟效果的改进? 为回答这一问题, 图 9 给出了观测和几组试验对应的梅雨期降水分布。可见观测的梅雨期降水主要位于江淮流域, 成西南—东北向(图 9a)。控制试验的降水较观测整体偏北 4° 左右, 与梅雨锋位置偏北对应(图 9b)。谱逼近能明显地改进降水模拟(图 9c—f), 主要表现在降水位置较控制试验南移, 更接近观测。另外控制试验降水强度偏弱, 加入谱逼近后, 模拟的降水也更接近观测, 从空间相关系数的对比也能很好地看出这一点。控制试验在图中区域与观测的相关系数为 0.278, 而加入谱逼近后, 相关系数提升到 0.451 以上, VONQ05 的相关系数最大, 达到 0.555。

而对于江淮流域而言, 控制试验中, 模拟的降水相关系数为 -0.15 , 均方根误差为 11.56 mm/d。加入谱逼近后, 无论从相关系数还是均方根误差的对比上看, 模拟结果都得到了明显改善。综合来看, VONQ05 的效果最好(图略)。

4 结论与讨论

为克服 RegCM3 模式区域偏大时环流模拟偏差较大的现象, 本文在该区域气候模式中加入谱逼近方案, 验证谱逼近对于区域气候模式梅雨模拟的改进能力, 并对比了两种不同的谱逼近权重函数及相应的两个不同强度系数的模拟效果。针对 2003 年江淮梅雨期间环流和降水模拟, 主要结论如下:

(1) 谱逼近不仅能改善区域模式对于东亚夏季降水的模拟能力(Cha, et al, 2009; 宋寔等, 2011), 也能较好地改善区域气候模式对更短时间尺度的梅雨的模拟, 尤其是梅雨期独特的环流配置和垂直结构, 减小了控制试验在梅雨期急流偏弱偏北、副高偏北偏东、低空急流偏强偏北的误差, 使模拟的环流更接近再分析资料。从垂直廓线分布上看, 谱逼近在一定程度上修正了控制试验在江淮流域模拟的空气偏干现象, 尤其是 850—500 hPa 的中低层; 而对

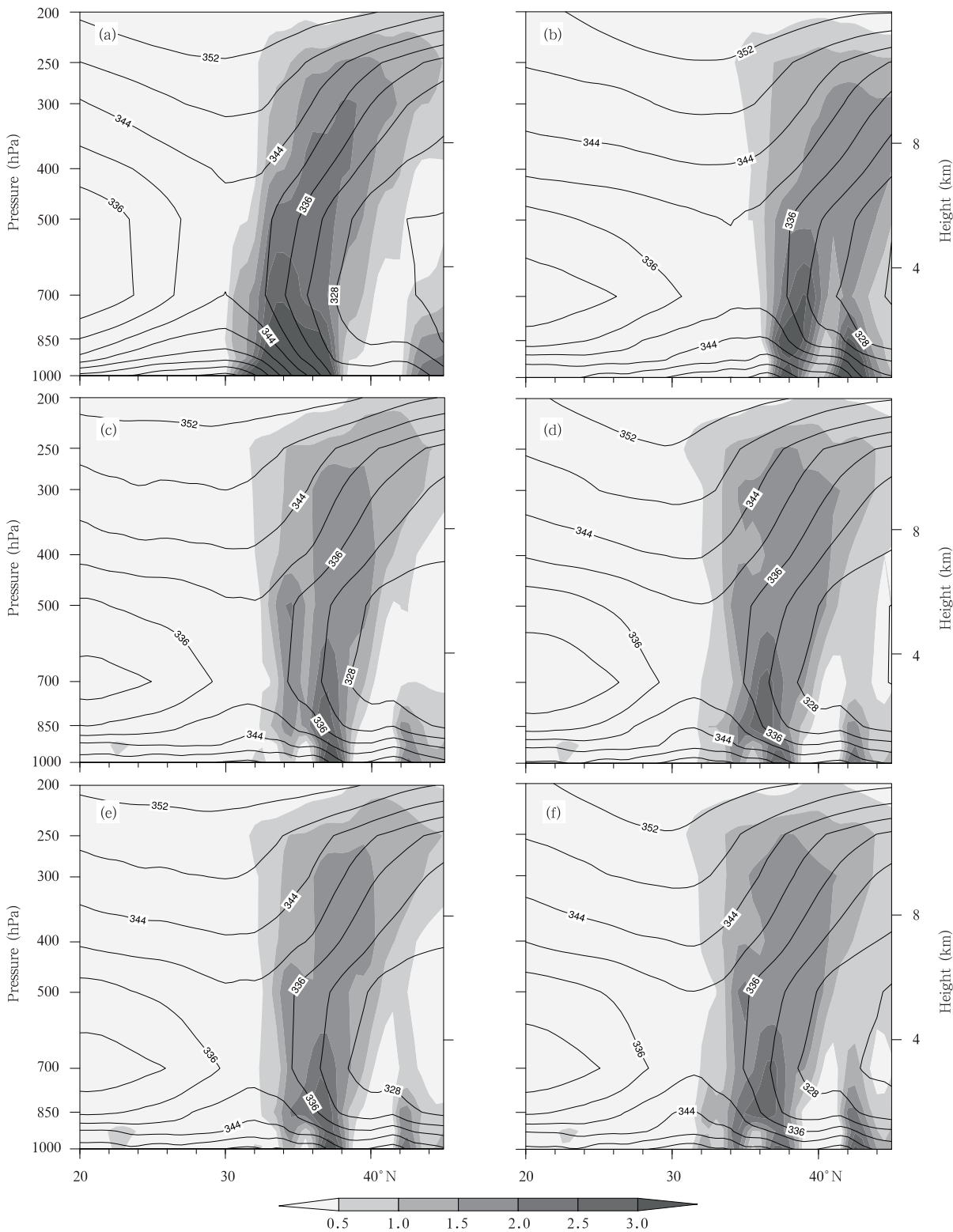


图 7 沿 110°—120°E 平均的梅雨锋的垂直结构

(a. NCEP2, b. CNTL, c. SIGQ, d. SIGQ05, e. VONQ, f. VONQ05; 等值线表示假相当位温,单位:K,阴影代表其梯度,单位:K/(°))

Fig. 7 Vertical structure of the meiuyu front, averaged over 110–120°E

(a. NCEP2, b. CNTL, c. SIGQ, d. SIGQ05, e. VONQ, f. VONQ05; the contour lines denotes the pseudo equivalent potential temperature, unit: K; the shaded area denotes its gradient, unit: K/(°))

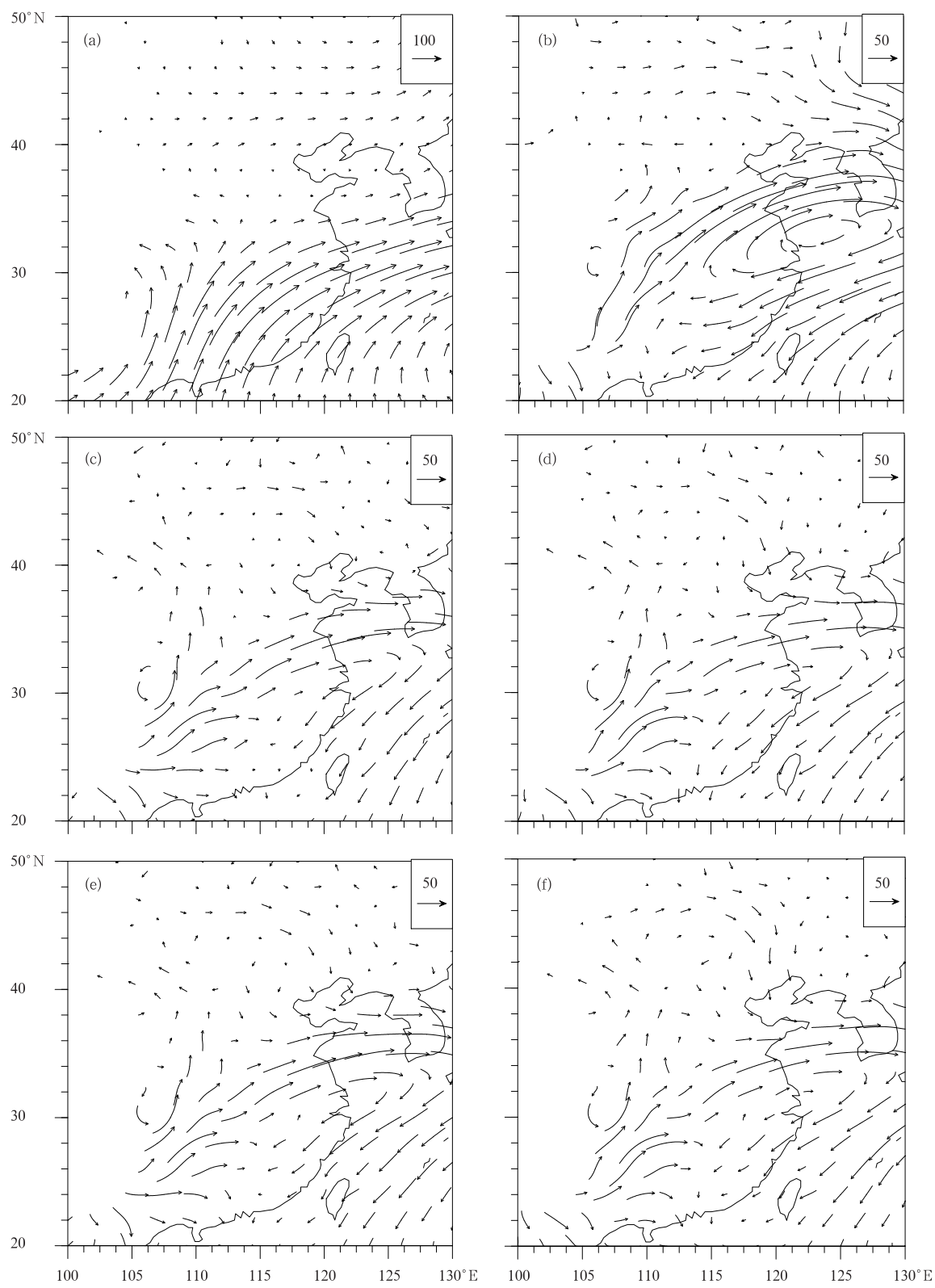


图 8 梅雨期 850 hPa 水汽输送及模拟偏差(单位:kg/(m·s))

(a. NCEP2, b. CNTL - NCEP2, c. SIGQ - NCEP2, d. SIGQ05 - NCEP2, e. VONQ - NCEP2, f. VONQ05 - NCEP2)
Fig. 8 Distribution of the averaged 850 hPa water vapor transport and the model bias during the meiuyu season (unit: kg/(m·s))
(a. NCEP2, b. CNTL - NCEP2, c. SIGQ - NCEP2, d. SIGQ05 - NCEP2, e. VONQ - NCEP2, f. VONQ05 - NCEP2)

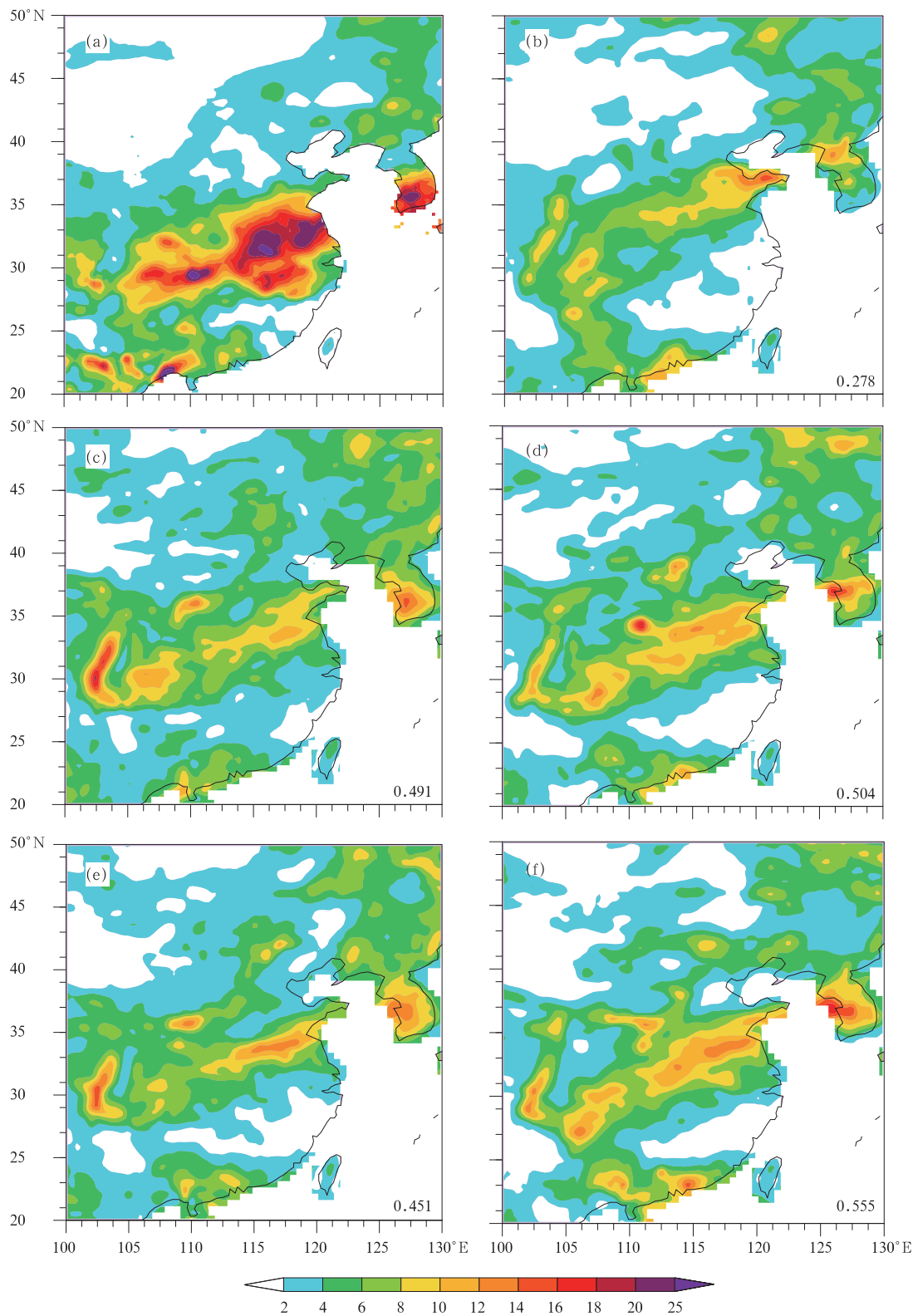


图 9 2003 年梅雨期降水(单位: mm/d)分布

(a. APHRO, b. CNTL, c. SIGQ, d. SIGQ05, e. VONQ, f. VONQ05; 右下角数字表示试验模拟的梅雨降水与观测的空间相关系数)

Fig. 9 Spatial distribution of the precipitation (unit: mm/d) during the mei-yu season

(a. APHRO, b. CNTL, c. SIGQ, d. SIGQ05, e. VONQ, f. VONQ05; the values at the right-bottom corner of the figures denote the correlation between the model results and the observation)

中高层温度场的改进也较为明显。环流场模拟效果的改进,进一步改善了对水汽输送和梅雨锋位置的模拟,从而最终明显改进了模式对于降水的模拟。

(2)本文对比了两种不同权重函数和两个强度系数对中国梅雨模拟的改进效果。模式模拟效果的改进对于权重函数的依赖较小,但对于强度系数比较敏感。相对而言,采用 von Storch 等(2000)设计的谱逼近权重函数,权重系数取为 0.05 时,谱逼近对于梅雨模拟的改进效果最佳。

(3)谱逼近方法的显著效果主要体现在对与环流相关的物理量模拟方面,而对与模式物理过程相关的物理量,例如低层温度,改进效果不明显,甚至更差。因此,模拟效果的进一步改进仍需要结合模式物理过程的改进。

针对 2003 年梅雨个例的模拟,检验了谱逼近对于区域气候模式模拟的改进能力。结果表明,在当前环流模拟效果亟待改进的情形下,谱逼近方法不失为一条有效途径。谱逼近可能也能进一步减小区域海-气耦合模式对于中国气候模拟的误差。不过,该方法虽能改进模式中与环境相关的物理量模拟效果,但它对和物理过程相关的物理量的改进效果并不显著。因此,模式物理过程改进依然非常重要,特别是对复杂的东亚季风区气候的模拟。

最后需要说明的是,针对强度系数本文做了多组敏感性试验,系数从 0.005 到 1.0 不等,分析得出强度系数为 0.05 时,对模拟的改进最为明显。限于篇幅,只给出了强度系数为 1.0 和改进效果最佳的 0.05 的敏感试验。只对风场采用逼近可能仍不能较好地减小模拟误差,对风场以外的其他物理量(如温度)也采用谱逼近,可能是进一步改进模拟效果的潜在途径。此外,一个梅雨个例的模拟结果尚不能充分说明谱逼近的优势,未来将进一步通过多个例来证实谱逼近对中国气候模拟的改进能力。

参考文献

- 李鲲,徐幼平,宇如聪等. 2005. 梅雨锋上三类暴雨特征的数值模拟比较研究. *大气科学*, 29(2): 236-248
- 刘术艳,梁信忠,高炜等. 2008. 气候-天气研究及预报模式(CWRF)在中国的应用: 区域优化. *大气科学*, 32(3): 457-468
- 宋窠,汤剑平. 2011. 谱逼近方法在东亚夏季降水区域模式模拟中的适用性研究: 区域大小和位置的影响. *气象学报*, 69(2): 297-309
- 赵宗慈,罗勇. 1999. 区域气候模式在东亚地区的应用研究: 垂直分

- 辨率与侧边界对夏季季风降水影响研究. *大气科学*, 23(5): 522-532
- 钟中,苏炳凯,赵鸣等. 2004. 区域气候模式中侧边界地形缓冲区作用的数值试验. *高原气象*, 23(1): 48-54
- 邹立维,周天军. 2012. 一个区域海气耦合模式的发展及其在西北太平洋季风区的性能检验: 不同大气分量的影响. *中国科学 D: 地球科学*, 42(4): 614-628
- Cha D H, Lee D K. 2009. Reduction of systematic errors in regional climate simulations of the summer monsoon over East Asia and the western North Pacific by applying the spectral nudging technique. *J Geophys Res*, 114: D14108, doi: 10.1029/2008jd011176
- Cha D H, Jin C S, Lee D K, et al. 2011. Impact of intermittent spectral nudging on regional climate simulation using weather research and forecasting model. *J Geophys Res*, 116: D10103, doi: 10.1029/2010JD015069
- Chen H M, Yu R C, Li J, et al. 2010. Why nocturnal long-duration rainfall presents an eastward-delayed diurnal phase of rainfall down the Yangtze River Valley. *J Climate*, 23(4): 905-917, doi: 10.1175/2009JCLI3187.1
- Davies H C. 1976. A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quart J Roy Meteor Soc*, 102(432): 405-418
- Denis B, Côté J, Laprise R. 2002. Spectral decomposition of two-dimensional atmospheric fields on limited-area domains using the discrete cosine transform (DCT). *Mon Wea Rev*, 130(7): 1812-1829
- Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. 1993. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model. NCAR Technical Note. NCAR/TN-387+STR, NCAR, Boulder, CO, 72 pp
- Ding Y H, Chan J C L. 2005. The East Asian summer monsoon: An overview. *Meteor Atmos Phys*, 89(1-4): 117-142, doi: 10.1007/s00703-005-0125-z
- Emanuel K A, Živković-Rothman M. 1999. Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. *J Atmos Sci*, 56(11): 1766-1782
- Gao X J, Zhao Z C, Giorgi F. 2002. Changes of extreme events in regional climate simulations over East Asia. *Adv Atmos Sci*, 19(5): 927-942
- Gao X, Shi Y, Song R, et al. 2008. Reduction of future monsoon precipitation over China: Comparison between a high resolution RCM simulation and the driving GCM. *Meteor Atmos Phys*, 100(1-4): 73-86, doi: 10.1007/s00703-008-0296-5
- Giorgi F, Marinucci M R, Bates G T. 1993. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon Wea Rev*, 121(10): 2814-2832
- Giorgi F, Mearns L O. 1999. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *J Geophys Res*, 104(D6): 6335-6352

- Grell G A. 1993. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon Wea Rev*, 121(3): 764-787
- Holtzlag A A M, Boville B A. 1993. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. *J Climate*, 6(10): 1825-1842
- Hourdin F, Musat I, Bony S, et al. 2006. The LMDZ4 general circulation model; Climate performance and sensitivity to parameterized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dyn*, 27(7-8): 787-813, doi: 10.1007/s00382-006-0158-0
- Kanamitsu M, Kumar A, Juang H M H, et al. 2002. NCEP dynamical seasonal forecast system 2000. *Bull Amer Meteor Soc*, 83(7): 1019-1037
- Kida H, Koide T, Sasaki H, et al. 1991. A new approach for coupling a limited area model to a GCM for regional climate simulations. *J Meteor Soc Japan*, 69: 723-728
- Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B, et al. 1998. The national center for atmospheric research community climate model; CCM3. *J Climate*, 11(6): 1131-1150
- Leduc M, Laprise R. 2009. Regional climate model sensitivity to domain size. *Climate Dyn*, 32(6): 833-854, doi: 10.1007/s00382-008-0400-z
- Liang X Z, Kunkel K E, Samel A N. 2001. Development of a regional climate model for U. S. Midwest applications. Part I: sensitivity to buffer zone treatment. *J Climate*, 14(23): 4363-4378
- Ninomiya K. 2009. Characteristics of precipitation in the meiyu-baiu season in the CMIP3 20th century climate simulations. *J Meteor Soc Japan*, 87(4): 829-843, doi: 10.2151/jmsj.87.829
- Pal J S, Small E E, Eltahir E A B. 2000. Simulation of regional-scale water and energy budgets; Representation of sub-grid cloud and precipitation processes within RegCM. *J Geophys Res*, 105(D24): 29579-29594
- Pal J S, Giorgi F, Bi X Q, et al. 2007. Regional climate modeling for the developing world; The ICTP RegCM3 and RegCNET. *Bull Amer Meteor Soc*, 88(9): 1395-1409, doi: 10.1175/bams-88-9-1395
- Reynolds R W, Rayner N A, Smith T M, et al. 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J Climate*, 15(13): 1609-1625
- Song S, Tang J P, Chen X. 2011. Impacts of spectral nudging on the sensitivity of a regional climate model to convective parameterizations in East Asia. *Acta Meteor Sinica*, 25(1): 63-77, doi: 10.1007/s13351-011-0005-z
- Tang J P, Song S, Wu J. 2010. Impacts of the spectral nudging technique on simulation of the East Asian summer monsoon. *Theor Appl Climatol*, 101(1-2): 41-51, doi: 10.1007/s00704-009-0202-1
- von Storch H, Langenberg H, Feser F. 2000. A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Mon Wea Rev*, 128(10): 3664-3673
- Waldron K M, Paegle J, Horel J D. 1996. Sensitivity of a spectrally filtered and nudged limited-area model to outer model options. *Mon Wea Rev*, 124(3): 529-547
- Wang B, Kang I S, Lee J Y. 2004. Ensemble simulations of Asian-Australian monsoon variability by 11 AGCMs. *J Climate*, 17(4): 803-818
- Wang B, Xie X, Li L J. 2009. A review on aspects of climate simulation assessment. *Adv Atmos Sci*, 26(4): 736-747, doi: 10.1007/s00376-009-9038-y
- Wang X D, Zhong Z, Hu Y J, Yuan H H. 2010. Effect of lateral boundary scheme on the simulation of tropical cyclone track in regional climate model RegCM3. *Asia-Pacific J Atmos Sci*, 46(2): 221-230, doi: 10.1007/s13143-010-0019-y
- Wang Y Q, Sen O L, Wang B. 2003. A highly resolved regional climate model (IPRC-RegCM) and its simulation of the 1998 severe precipitation event over China. Part I: Model description and verification of simulation. *J Climate*, 16(11): 1721-1738
- Wang Y Q, Leung L R, McGregor J L, et al. 2004. Regional climate modeling; Progress, challenges, and prospects. *J Meteor Soc Japan*, 82(6): 1599-1628
- Yatagai A, Arakawa O, Kamiguchi K, et al. 2009. A 44-year daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges. *SOLA*, 5: 137-140, doi: 10.2151/sola.2009-035
- Zeng X B, Zhao M, Dickinson R E. 1998. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using Toga coare and Tao data. *J Climate*, 11(10): 2628-2644
- Zhong Z, Wang X T, Min J Z. 2010. Testing the influence of western Pacific subtropical high on precipitation over eastern China in summer using RegCM3. *Theor Appl Climatol*, 100(1-2): 67-78, doi: 10.1007/s00704-009-0166-1
- Zhou T J, Yu R C. 2005. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. *J Geophys Res*, 110: D08104, doi: 10.1029/2004jd005413
- Zhou T J, Yu R C, Li H M, et al. 2008. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half-century. *J Climate*, 21(15): 3833-3852, doi: 10.1175/2008jcli2067.1
- Zhou T J, Wu B, Wang B. 2009a. How well do atmospheric general circulation models capture the leading modes of the interannual variability of the Asian-Australian monsoon? *J Climate*, 22(5): 1159-1173, doi: 10.1175/2008jcli2245.1
- Zhou T J, Gong D Y, Li J, et al. 2009b. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian summer monsoon - recent progress and state of affairs. *Z Meteor*, 18(4): 455-467, doi: 10.1127/0941-2948/2009/0396
- Zou L W, Zhou T J. 2011. Sensitivity of a regional ocean-atmosphere coupled model to convection parameterization over Western North Pacific. *J Geophys Res*, 116: D18106, doi: 10.1029/2011JD015844