

刘景卫,周天军,满文敏. 变网格大气模式对 1998 年东亚夏季风异常的模拟研究. 地球物理学报, 2013, 56(1):12-26, doi:10.6038/cjg20130102.

Liu J W, Zhou T J, Man W M. Simulation study on the anomalous East Asian summer monsoon in 1998 using a variable-grid atmospheric general circulation model. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2013, 56(1):12-26, doi:10.6038/cjg20130102.

变网格大气模式对 1998 年东亚 夏季风异常的模拟研究

刘景卫^{1,2}, 周天军¹, 满文敏¹

1 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, 北京 100029

2 国家气象信息中心, 北京 100081

摘 要 本文利用法国国家科研中心(CNRS)动力气象实验室(LMD)发展的可变网格的格点大气环流模式 LMDZ4, 对 1998 年东亚夏季降水进行了模拟, 考查了变网格模式对东亚夏季降水的模拟性能. 结果表明, 模式在一定程度上能模拟出东亚夏季降水的极大值中心、夏季风雨带以及降水由东南向西北递减的空间分布特征. 模式基本再现了 1998 年夏季两次雨带的进退特征, 包括降水强度、雨带范围等, 从而合理再现了 1998 年夏季江淮地区的“二度梅”现象. 与观测相比, 模拟的不足在于: 在陡峭地形区附近存在虚假降水; 江淮和华北地区以及四川盆地存在水汽输送的气旋式辐合偏差, 同时高层环流辐散偏强, 使得下层暖湿空气辐合上升、降水偏多; 在东南地区存在反气旋式的水汽输送偏差, 30°N 以南地区降水偏少. 对于 1998 年的“二度梅”现象, 模拟偏差主要表现为长江中下游地区两次(特别是第二次)较强降水持续时间偏短, 强降水范围偏小, 而黄淮和华南地区却降水偏多. 分析表明, 模式对两次梅雨期降水的模拟偏差直接受环流形势模拟偏差的影响. LMDZ4 区域模式版本的特点一是区域加密, 二是加密区内预报场每 10 天向再分析资料恢复一次. 敏感试验结果表明, LMDZ4 加密区向强迫场的 10 天尺度恢复总体上有利于提高模式对华北降水的模拟能力, 而对长江流域和华南降水的模拟具有不利影响. 较之均匀网格模拟试验, 加密试验由于在东亚的分辨率大大提高, 对东亚夏季降水模拟效果更好.

关键词 变网格模式, LMDZ4, 东亚, 1998 年夏季降水, 模式评估

doi:10.6038/cjg20130102

中图分类号 P467

收稿日期 2011-07-01, 2012-10-29 收修定稿

Simulation study on the anomalous East Asian summer monsoon in 1998 using a variable-grid atmospheric general circulation model

LIU Jing-Wei^{1,2}, ZHOU Tian-Jun¹, MAN Wen-Min¹

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 National Meteorological Information Center, Beijing 100081, China

Abstract In this paper, a variable-grid atmospheric general circulation model LMDZ4 developed by French National Center for Scientific Research (CNRS) Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) was used to simulate the 1998 East Asian summer precipitation. The performance of the variable-grid model in the simulation of summer precipitation over East Asia is examined. The results show that the summer flood of 1998 over East Asia is generally reasonably simulated by LMDZ4. Both the maximum center and the major rain-band, including the

decreasing trend of the total precipitation from the southeast to the northwest, are reproduced to a certain degree. The strength of the model is that it reasonably reproduces two march and two retreat processes of the rain band, including both rainfall intensity and rain band coverage, and thus well reproduces the double-Meiyu over the Yangtze River Basin during the summer of 1998. However, the model still shows some weaknesses. A large bias is seen in the precipitation field over steep topography. Meanwhile, there are more low-level moisture transport convergences and stronger high-level circulation divergences over the Yangtze-Huai River Basin, North China and Sichuan Basin, which lead to more precipitation over there. Whereas, anti-cyclonic moisture transport biases and associated less precipitation are seen over the region south to 30°N. As for the double-Meiyu over the Yangtze River Basin (YRB) during 1998 summer, the duration period is shorter and the coverage is smaller than the observations for the two heavy precipitation events (especially for the second one). The model simulates more precipitation over the Yellow-Huai River Basin and South China (SC). Analysis shows that the simulated circulation biases well explain the short of model in simulating precipitation. The exceptional characteristics of LMDZ4 regional version lie in local zoom and the forecasting fields in the zoomed region recovering to reanalysis data at a 10-day timescale. The results from sensitive tests show that the recovery generally improves the simulation of precipitation over North China, but has bad effect on that over YRB and SC. Compared with the uniform-grid simulation, the local zoom at East Asia greatly increases the resolution and produces better simulation for the summer precipitation over East Asia.

Keywords Variable-grid model, LMDZ4, East Asia, 1998 summer flood, Model evaluation

1 引 言

受复杂地形和独特海陆分布的影响,东亚季风区气候表现出显著多时间尺度变率特征^[1]. 伴随夏季风的强弱变化发生的洪涝、干旱等气候异常,给该地区的经济和社会生活造成严重影响. 区域气候模式(RCM)是研究东亚区域气候异常发生规律的重要工具. 在再分析资料或全球模式(GCM)提供的大尺度环流背景场驱动下,RCM模拟的区域气候时间变化和空间分布特征,较之全球模式具有明显优势,原因在于RCM具有相对较高的分辨率,对区域地形、海陆分布、陆面过程等的刻画更为细致^[2-3]. 因此,在过去几十年中,RCM在研究东亚区域气候异常发生规律、预估未来气候变化情景等工作中发挥了重要作用^[4-7].

RCM发展至今,对环流、降水、温度等已具备较高的模拟能力,但是受区域内物理过程、侧边界条件和地形因素等的影响,依然存在着模拟偏差^[8-9]. 异常气候个例模拟是检验气候模式性能、理解模拟偏差产生原因的重要途径. 受1997/98厄尔尼诺事件的影响,1998年夏季风期间西太平洋暖池海温偏

低,西北太平洋副热带高压南移,东亚夏季风和梅雨锋异常,长江流域出现了“二度梅”现象,造成了该地区的持续性洪涝^[10]. 1998年夏季气候异常已经成为检验区域气候模式性能的典型个例. 例如,郑益群和钱永甫^[11]用区域模式RegCM2对1998年夏季风进行了模拟,指出春季开始的积分比冬季开始的积分对初始场更为敏感,不同侧边界处理方案对模拟结果具有显著影响. 汤剑平等^[12]对MM5模式中辐射、陆面、对流等三种物理过程参数化方案进行了组合试验,探讨了不同组合对1998年降水异常的模拟效果. Wang等^[13]利用区域气候模式IPRC-RegCM模拟了1998年中国强降水,表明该模式能够合理模拟雨带的时间演变、月平均降水的空间分布以及日降水强度的空间分布,特别是该模式对“二度梅”现象有较好的模拟能力. Lee等^[14]用区域气候模式SNURCM分别在60 km和20 km两种分辨率下模拟了1998年东亚夏季降水,表明模式能够再现6月份中国中部地区的强降水事件,采用60 km分辨率模拟的梅雨锋时间变化较为合理,但对华南降水模拟效果较差;采用20 km分辨率时模拟的降水增加,原因是表面潜热通量增加使对流增强. 胡轶佳等^[15]用RegCM3两种不同的积云对流参数化方案

对 1998 年中国降水异常进行了模拟,结果表明在春、夏季转换时期,两者模拟的降水形势差别较大,二者模拟的中国南方地区夏季降水差别最为明显,积云对流参数化方案对中下层大气环流的影响大于上层.刘术艳等^[16]针对 1998 年夏季降水利用区域模式 CWRP 研究了区域选择对模拟能力的影响.Wang 和 Yang^[17]利用两套不同的再分析资料 NCEP/DOE(R2) 和 ERA40 强迫 WRF 模式,对 1998 年东亚夏季风进行了模拟,发现两套再分析资料水汽通量的不同使得降水模拟结果存在显著差异.综上所述,1998 年夏季降水异常已经成为检验区域模式性能的标准之一.

除了 RCM 之外,进行区域气候模拟的另一个重要工具是变网格模式.这类模式的代表之一是法国国家科研中心(CNRS)动力气象实验室(LMD)发展的可变网格的格点大气环流模式 LMDZ^[18],该模式在欧洲、非洲等地都得到了应用^[19-20].东亚复杂的地形分布,成为检验变网格模式模拟能力的理想试验平台,围绕着 LMDZ 模式对东亚平均气候的模拟此前已有细致分析^[21].Xin 等^[22]利用该模式进行了对流层中上层变冷影响东亚春季气候的敏感性试验.不过,LMDZ 对 1998 年夏季气候异常的模拟能力如何,此前尚未得到检验.本文的目的,就是针对 1998 年夏季降水这一典型降水异常个例,考查变网格模式 LMDZ 对东亚气候的模拟能力,探讨变网格模式在东亚气候异常模拟研究中的适用性.

2 模式和资料介绍

LMDZ 模式的一个特性是经纬向均可伸缩,可用于区域加密,且在加密区外模式预报量可向再分析资料恢复,因此可用做区域气候的模拟.这里使用的是最新版本 LMDZ 4.0 版本,以下简称 LMDZ4^[18].LMDZ4 是 IPSL-CM4 耦合模式的大气模块,水平方向采用 Arakawa C 网格,垂直方向采用了 $p-\sigma$ 混合坐标,时间积分方案采用蛙跳格式,并使用了一个周期性的校正因子^[18,23].主要物理过程包括修正后的欧洲中心中尺度天气预报(ECMWF)辐射方案^[24-25],Emanuel 积云对流参数化方案^[26],ORCHIDEE 地表动态植被模块^[27-28]等.

LMDZ4 原始版本中全球经纬向网格数为 96×71 ,垂直方向为 19 层,其中地面至 1 km 高度有 4 层,20 km 以上有 4 层,2~20 km 之间垂直分辨率为 2 km.为了提高模式对东亚复杂地形的刻画能

力,本文提高了该模式的水平分辨率,将经纬向网格数设定为 200×100 ,使东亚加密区的水平分辨率提高到 $0.36^\circ(\text{经度}) \times 0.36^\circ(\text{纬度})$.模式中心点位置为 $(30^\circ\text{N}, 110^\circ\text{E})$,加密区范围 $(13.8^\circ\text{N}-46.2^\circ\text{N}, 83^\circ\text{E}-137^\circ\text{E})$,覆盖了东亚大部分地区.模式加密区域和地形如图 1 所示.此外,为保证环流模拟的准确性,在模式加密区内,预报场每 10 天向再分析资料恢复一次,在加密区外则每半小时向再分析资料恢复一次.模式积分的时间步长为 50 s.

本文所用的侧边界强迫场为 NCEP/DOE(R2) 再分析资料,时间间隔为 6 h,所用要素包括经向风、纬向风、相对湿度和温度,原始资料水平分辨率为 $2.5^\circ(\text{经度}) \times 2.5^\circ(\text{纬度})$,垂直方向 17 层,最上层气压 10 hPa^[29],本文通过双线性插值方法将原始资料插值到模式网格.模式下边界强迫场为“国际大气模式比较计划”(AMIP II)提供的气候态海表温度和海冰^[30].模式积分开始时间为 1998 年 5 月 1 日 00:00 GMT,结束于 8 月 31 日 24:00 GMT,该控制试验简称“LMD NCEP2”.

标准试验 LMD NCEP2 的特色有二:一是区域加密,二是预报场每 10 天向再分析资料恢复一次.为了检验上述两种处理方案对模拟结果的影响,在保持模式其它配置不变的情况下,进一步设计了如下两组敏感试验:(1)模式水平网格不做任何加密、全球采用 $1.8^\circ(\text{经度}) \times 1.8^\circ(\text{纬度})$ 的均匀网格,简称“LMD CON”;(2)在东亚加密区内,预报场不向再分析资料做任何恢复,简称“LMD NORE”.

为检验模拟结果,本文还用到分辨率为 $1^\circ(\text{经度}) \times 1^\circ(\text{纬度})$ 的 GPCP 逐日海上降水^[31],和分辨率为 $0.25^\circ(\text{经度}) \times 0.25^\circ(\text{纬度})$ 的 APHRO_MA_0902 逐日台站降水^[32]合成的观测降水资料.本文利用双线性插值技术,将其插值到模式网格上.

3 控制试验结果分析

本文首先考查模式对 1998 年夏季(6—8 月, JJA)日平均降水的模拟效果;随后,从 850 hPa 风场和水汽输送的角度,讨论造成降水模拟偏差的直接原因;在此基础上,从大尺度环流(500 hPa 西北太平洋副热带高压、200 hPa 东亚副热带西风急流)的角度,理解影响模式降水模拟效果的环流因素.最后,进一步讨论模式对“二度梅”现象的模拟情况.

3.1 降水

图 2 是 1998 年夏季平均降水分布.观测资料中

(图 2a),夏季的雨带分布呈“西南—东北”走向,降水大值区主要集中在青藏高原东南侧、华南、长江中下游、台湾及其周边地区,以及韩国和日本南部,总体从东南向西北递减,西北内陆地区降水相对稀少.

模式较好地再现了上述特征(图 2b).

较之观测,模拟偏差主要表现为:华南地区降水大值中心偏东,强度偏强;长江流域、华北、朝鲜半岛和日本雨带位置偏北且强度偏强,江淮地区降水偏

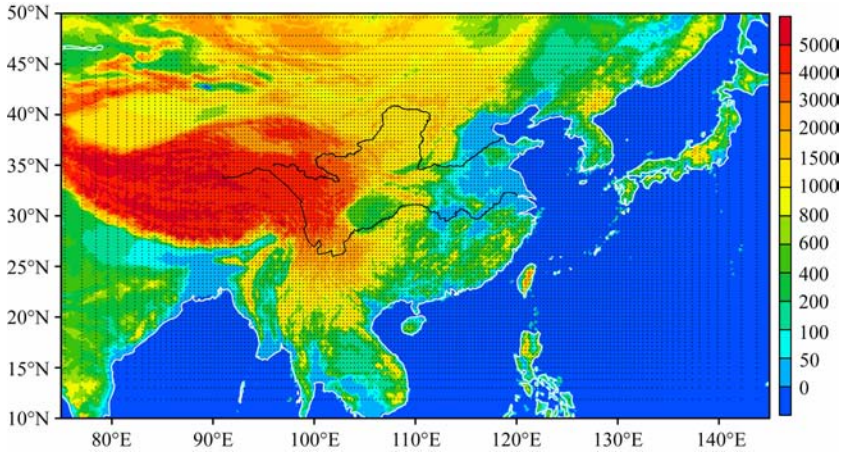


图 1 模式加密区域(散点表示模式格点)和地形分布(填色)(单位:m)
Fig. 1 The zoomed region (dots represent grids in the model) and topographic distribution (shading) in the model (unit: m)

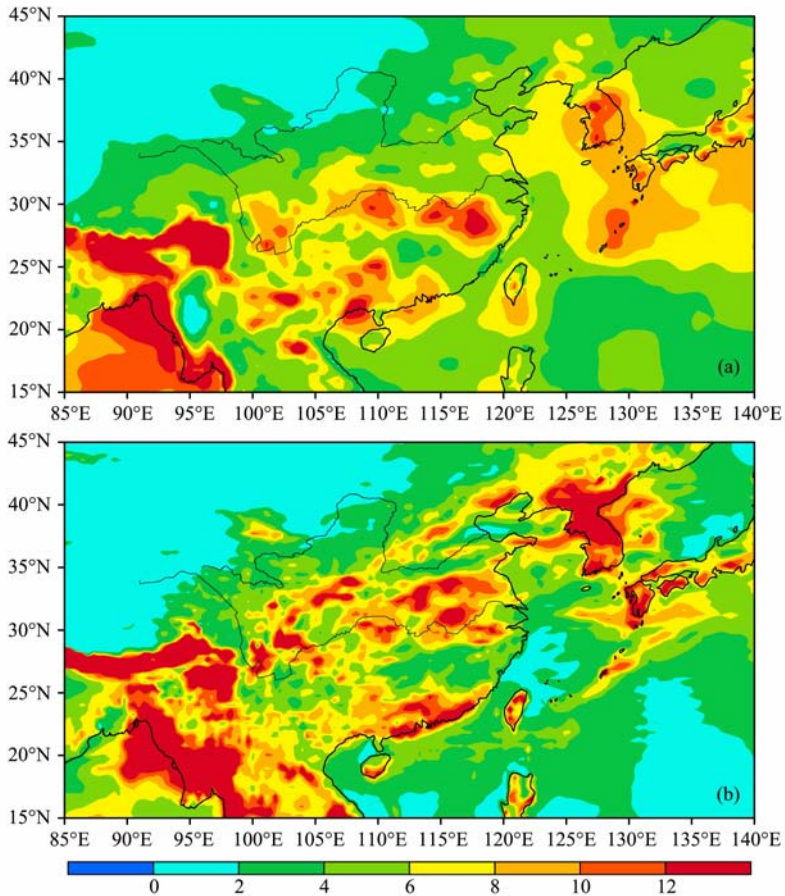


图 2 1998 年夏季(JJA)平均的降水分布:(a)观测,(b)LMD NCEP2 模拟(单位:mm/d)
Fig. 2 The summer mean (JJA) precipitation during 1998:
(a) the observation, (b) the LMD NCEP2 simulation (units: mm/d)

多、而 25°N — 30°N 之间地区降水偏少。另外,沿青藏高原南侧、海南岛南侧、东南沿海、长白山、祁连山东南侧以及秦岭—太行山—燕山等地出现虚假降水大值中心(图 2b)。对比模式地形(图 1),虚假降水几乎都发生在陡峭地形区附近,表明地形对降水模拟的影响较大。地形对降水的这种增幅作用,在许多数值模式中都有体现^[33-34]。而在陡峭地形地区的观测站过少也可能造成了台站资料对真实降水的低估^[34]。

3.2 850 hPa 风场和水汽输送

降水异常是环流异常的结果。图 3 给出低层 850 hPa 风场分布。在观测中(图 3a),受西北太平洋副热带高压和西风槽的共同影响,东亚地区夏季大气低层风场主要呈“西南—东北”走向。东亚东南部受海洋性气流和副高共同影响,表现为较强的西南气流。在高原东南侧西南气流产生切变,形成了以青藏高原为中心的气旋性环流。而东亚北部主要受中纬西风的影响,并在华北和东北地区与海洋性西南

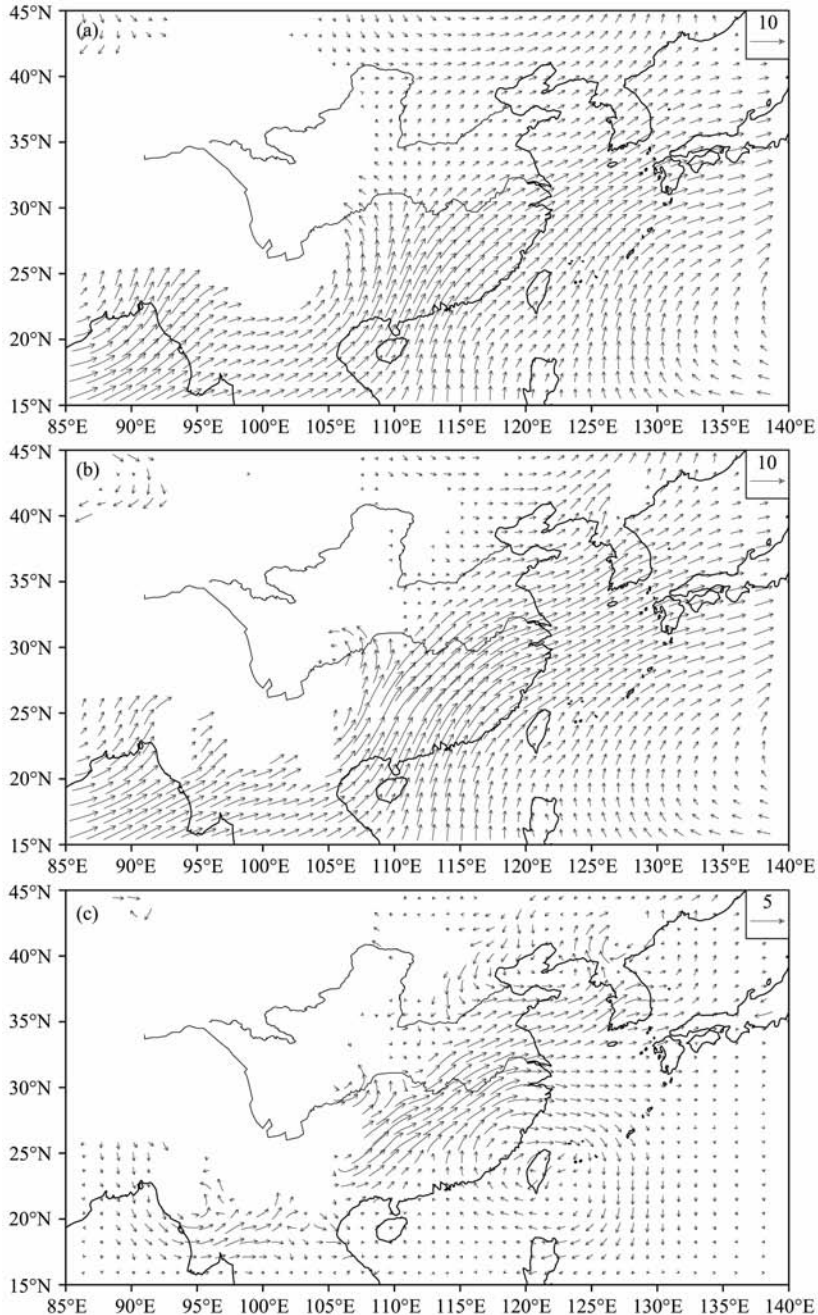


图 3 1998 年 JJA 平均的 850 hPa 风场:(a)观测,(b)LMD NCEP2 模拟,(c)模拟与观测的差(单位:m/s)

Fig. 3 The JJA mean 850 hPa wind field: (a) the observation, (b) the LMD NCEP2 simulation, (c) difference between the simulation and the observation (units: m/s)

气流汇合,产生气旋性切变。

模式较好地再现了低层西南气流和北部的低层西风,但在东南沿海产生了反气旋性偏差,在西南部四川盆地和缅甸中部均产生气旋性偏差(图 3b)。比较图 3c 可知,这些偏差对降水偏差有显著影响。

水汽输送直接决定降水分布^[35]。为检验模式对水汽输送的模拟能力,图 4 给出了整层积分水汽输送。观测资料中(图 4a),中国南部—东海—日本南部为较强的“西南—东北”走向的水汽输送大值带。模式能够模拟出水汽输送的分布特征(图 4b),包括极大值中心的位置,但模拟的水汽输送大值中心范

围过大,沿“江淮—华北—黄海—朝鲜半岛”延伸的西南水汽输送过强。较强的暖湿偏南气流与冷干的偏北气流在江淮和华北地区汇合,导致降水偏多。青藏高原东部水汽输送也呈现气旋性偏差,造成局地降水偏多。东南沿海地区为反气旋性偏差,造成 25°N—30°N 之间降水偏少。

3.3 西北太平洋副热带高压

西北太平洋副热带高压(以下简称“西太副高”)是影响东亚夏季风降水的重要系统,对东亚夏季风水汽输送和雨带位置有重要影响^[35-36]。图 5 为 1998 年夏季 500hPa 高度场分布。观测中(图 5a)西太副

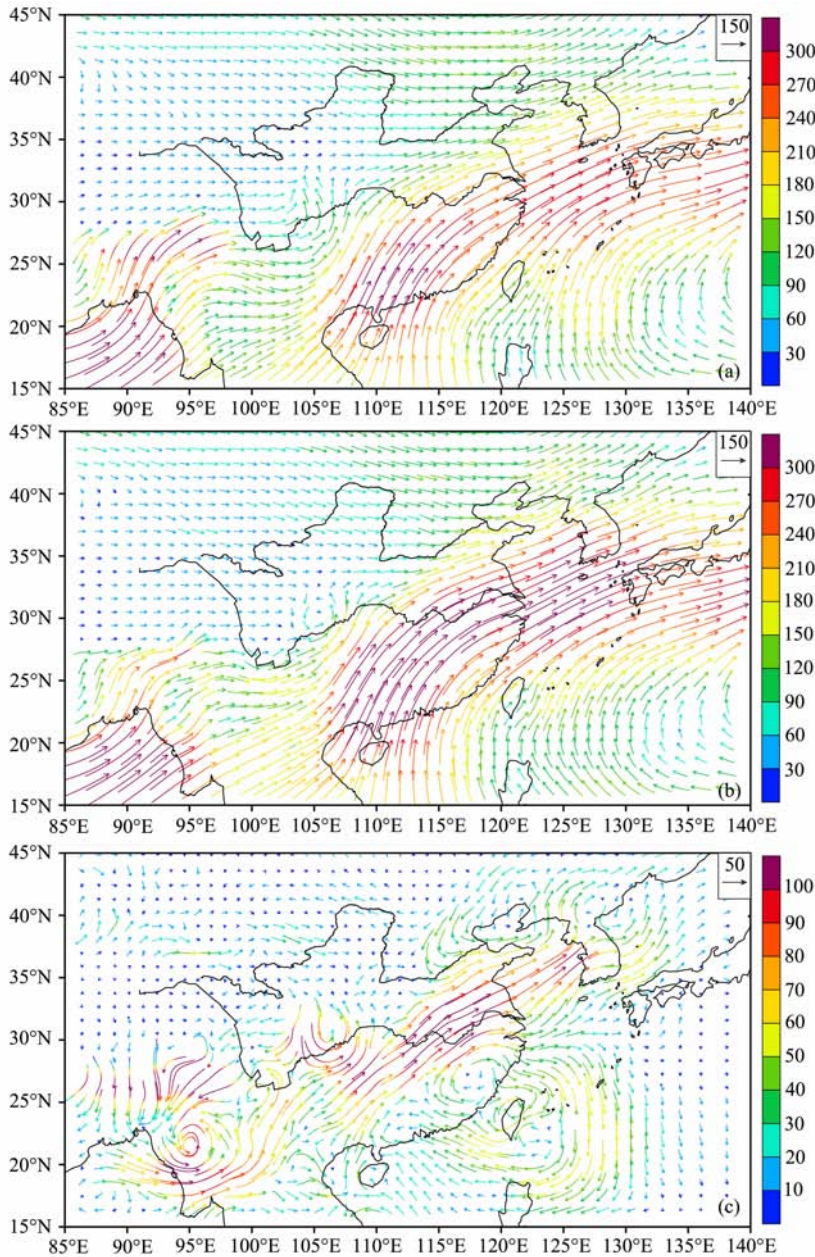


图 4 同图 3,但为整层积分的水汽输送(单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for the whole-layer integrated water vapor transport (units: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

高西部边缘位于中国东南部,最北端位于西北太平洋 30°N 附近,这种分布形势为来自印度洋和孟加拉湾的暖湿气流向长江流域、日本乃至华北和朝鲜半岛的输送创造了有利条件. 模式能够模拟出副高的空间分布特征(图 5b),但 500 hPa 高度值整体偏低(图 5c),平均偏低约 80 gpm;特别地,负偏差中心位于缅甸和中国西南部,有利于低层水汽随西南气流更多地向偏北方向输送. 与此同时,模拟的副高脊线位置偏北,也造成了偏强的向北水汽输送.

比较图 2,与较为合理的副高结构模拟结果相对应,沿副高周边的雨带分布特征亦得到合理模拟. 前人的研究指出,副高偏北将令雨带偏北、长江流域降水偏少^[35,37],上述关系在模式中亦有明显体现,意味着环流特别是副高的模拟偏差,是造成雨带偏差的直接原因.

3.4 副热带西风急流

东亚副热带西风急流是东亚季风环流系统的重要成员^[38]. 西风急流异常偏北时,我国长江中下游

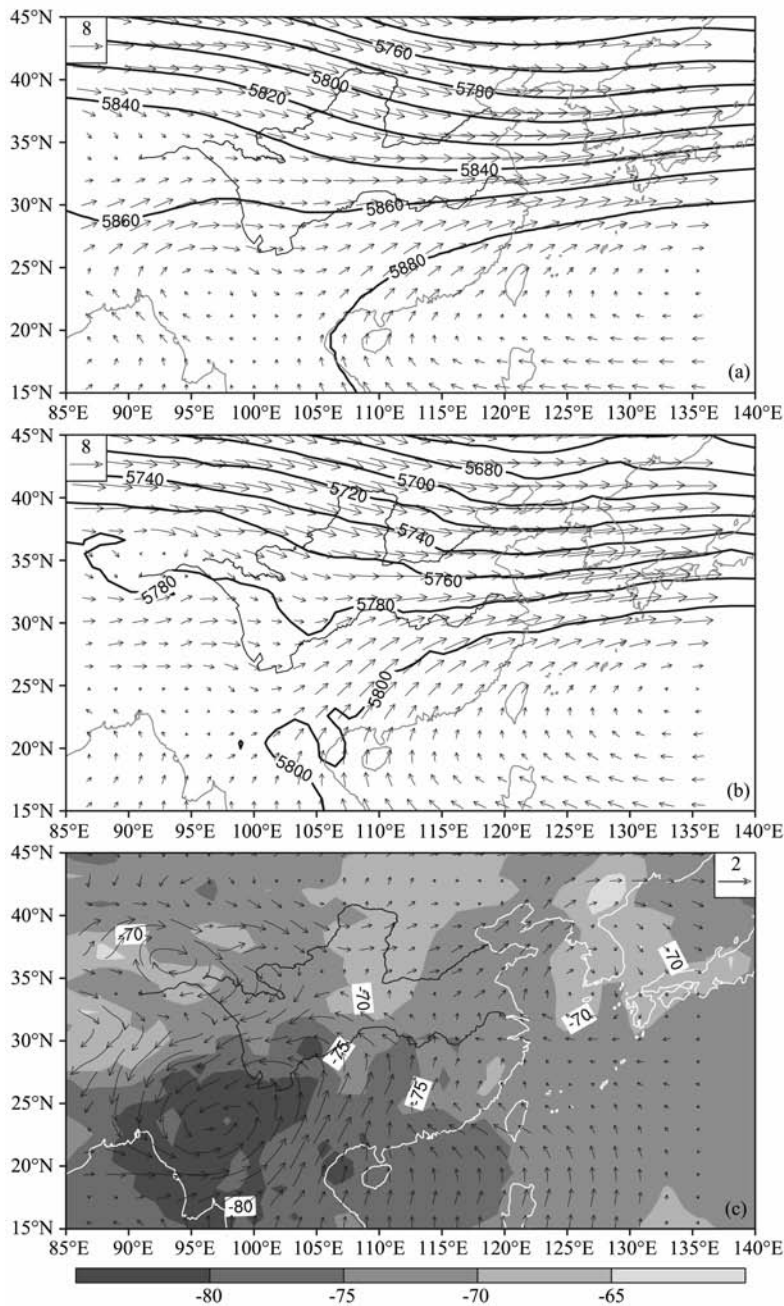


图 5 同图 3, 但为 500 hPa 位势高度(等值线, 单位: gpm)和风场(矢量, 单位: m/s). (c) 中位势高度的差值用阴影表示
Fig. 5 Same as Fig. 3, but for the 500hPa geopotential height (isolines, units: gpm) and wind field (vectors, unit: m/s) and (c) uses shading denotes the difference of geopotential height between the simulation and the observation

夏季降水偏少,河套、华北夏季降水偏多;夏季西风急流异常偏南时,降水型则与之相反^[35,39].图 6 给出 1998 年夏季 200 hPa 西风急流的分布.观测资料中(图 6a),西风急流轴(纬向风速 > 25 m/s)位于 38°N 附近,从中国西北部向东延伸至日本北部.其中急流轴以南为大尺度辐散环流控制,而低层 850 hPa 风场(图 3a)在急流轴以南、副高外围存在辐合,这样的高低层环流配置有利于低层暖湿空气的抬升进而产生降水.模式能够模拟出副热带西风急流的空间分布特征,包括急流轴的位置和急流强度(图 6a—6b),但模式中副热带西风急流强度偏弱,急流轴范围偏小且位置偏北.前人基于对高空急流区附近的涡度、涡度平流和散度分布的分析表明,急流入口区右侧高空为正涡度平流和辐散区,气流上升,而急流入口区北侧气流下沉,从而形成暖空气上升、冷空气下沉的大气环流圈^[40];急流出口区的情况恰好相反.一般在急流轴南侧,伴随气流上升,并在水汽

充足的条件下,降水较多.东亚雨带的时间演变常随着副热带急流轴位置的南北移动而同向移动.因此,模式中急流轴位置偏北,直接导致模拟的雨带位置偏北.

综上,LMD NCEP2 较合理地再现了 1998 年东亚夏季平均环流场的特征,从而在一定程度上再现了降水的分布.与观测相比,LMD NCEP2 模拟的降水位置明显偏北,特别是长江流域雨带偏北,并在陡峭地形区附近存在明显的虚假降水.模式模拟的水汽输送偏强,在江淮地区造成水汽辐合偏差,使得雨带较之观测偏北;而副热带西风急流和副高位置偏北,则为偏强的向北水汽输送提供了有利的大尺度环流背景.

3.5 对“二度梅”的模拟

上文从季节平均的角度,分析了 LMD NCEP2 模拟的降水和季风环流,下面进一步检查该模式对次季节尺度特征的模拟能力,即主要考查模式对 1998 年江淮地区“二度梅”现象的模拟能力.中国东部(105°E—122°E)纬向平均的雨带时间演变如图 7 所示.观测中(图 7a)“二度梅”特征表现为:(1)5 月下旬南海夏季风爆发,华南率先进入雨季;(2)6 月

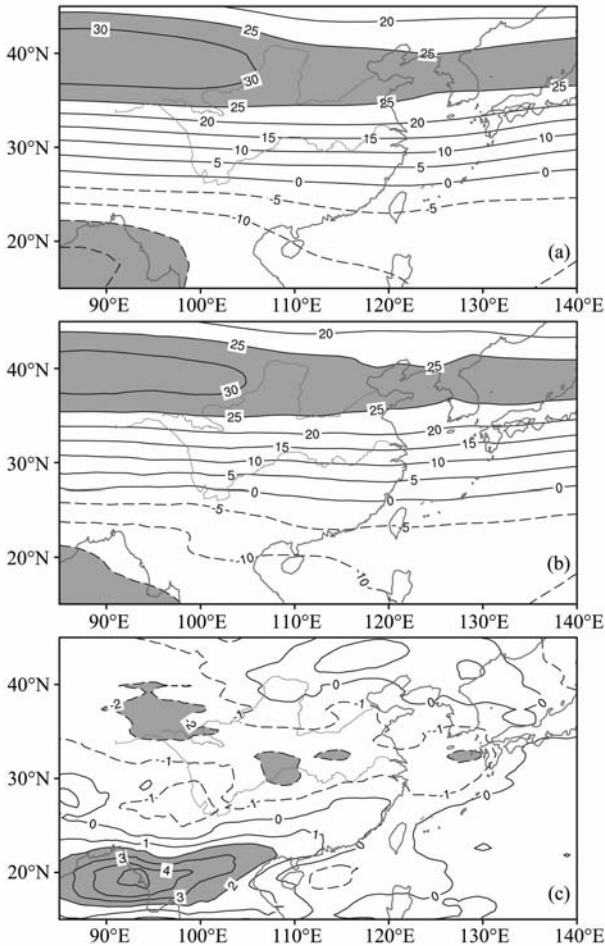


图 6 同图 3,但为 200 hPa 纬向风(单位:m/s)
Fig. 6 Same as Fig. 3, but for the 200 hPa zonal wind (units: m/s)

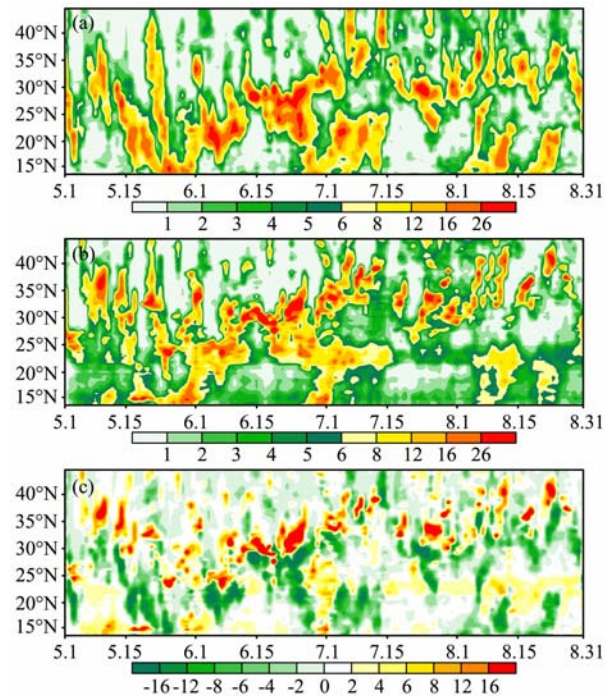


图 7 中国东部(105°E—122°E)降水的纬度-时间剖面图:
(a) 观测,(b) 模拟,(c) 模拟与观测之差(单位:mm/d)
Fig. 7 Latitude-time cross section of the precipitation over eastern China (105°E—122°E): (a) observation, (b) simulation, (c) the deviation between simulation and observation (units: mm/d)

中旬,雨带向北推进至长江流域,江淮地区进入第一个梅雨期,这次降水过程在江淮地区一直持续到7月初;(3)7月7日左右,雨带继续北进,华北进入雨季;(4)接着在7月中旬,雨带突然南撤至江淮地区,并带来持续性降水;(5)7月底8月初,雨带继续北进,我国华北迎来第二次雨季;(6)8月中旬开始,雨带迅速南撤至华南,夏季风雨季结束。

LMD NCEP2 能够模拟出 1998 年夏季雨带的次季节尺度进退特征(图 7b),包括降水强度和雨带范围等,对江淮地区的“二度梅”现象亦有合理再现,但模拟的雨带位置系统偏北,令华北降水偏多,长江流域在梅雨期降水偏少,非梅雨期降水偏多;江淮地区两次强降水持续时间偏短,尤其是第二次强降水持续时间更短,雨带范围偏小。

图 8 进一步给出两个梅雨期降水较为集中的时

段,即 6 月 15 日至 6 月 30 日和 7 月 20 日至 8 月 5 日(这里分别简记为“T1”和“T2”)平均降水的空间分布。观测中,T1 梅雨期降水大值区范围较大,从华南向东北一直延伸到日本西南部;T2 梅雨期降水大值区范围较小,仅分布在长江中下游地区。LMD NCEP2 总体上再现了两个时段降水的空间分布特征。但两个时段的降水大值区位置较之观测均偏北,长江以南降水偏少、以北降水偏多。模拟与观测降水的空间相关系数在 T1 时段为 0.49,在 T2 时段为 0.34。整体而言,模式对 T2 时段降水的模拟效果较之 T1 要差。

为理解造成两个梅雨期江淮地区降水模拟偏差的原因,以下从环流角度分别对两个梅雨期降水进行分析。图 9 给出 T1 和 T2 两个时段平均的整层积分水汽输送。观测资料中,两个梅雨期水汽输送大值

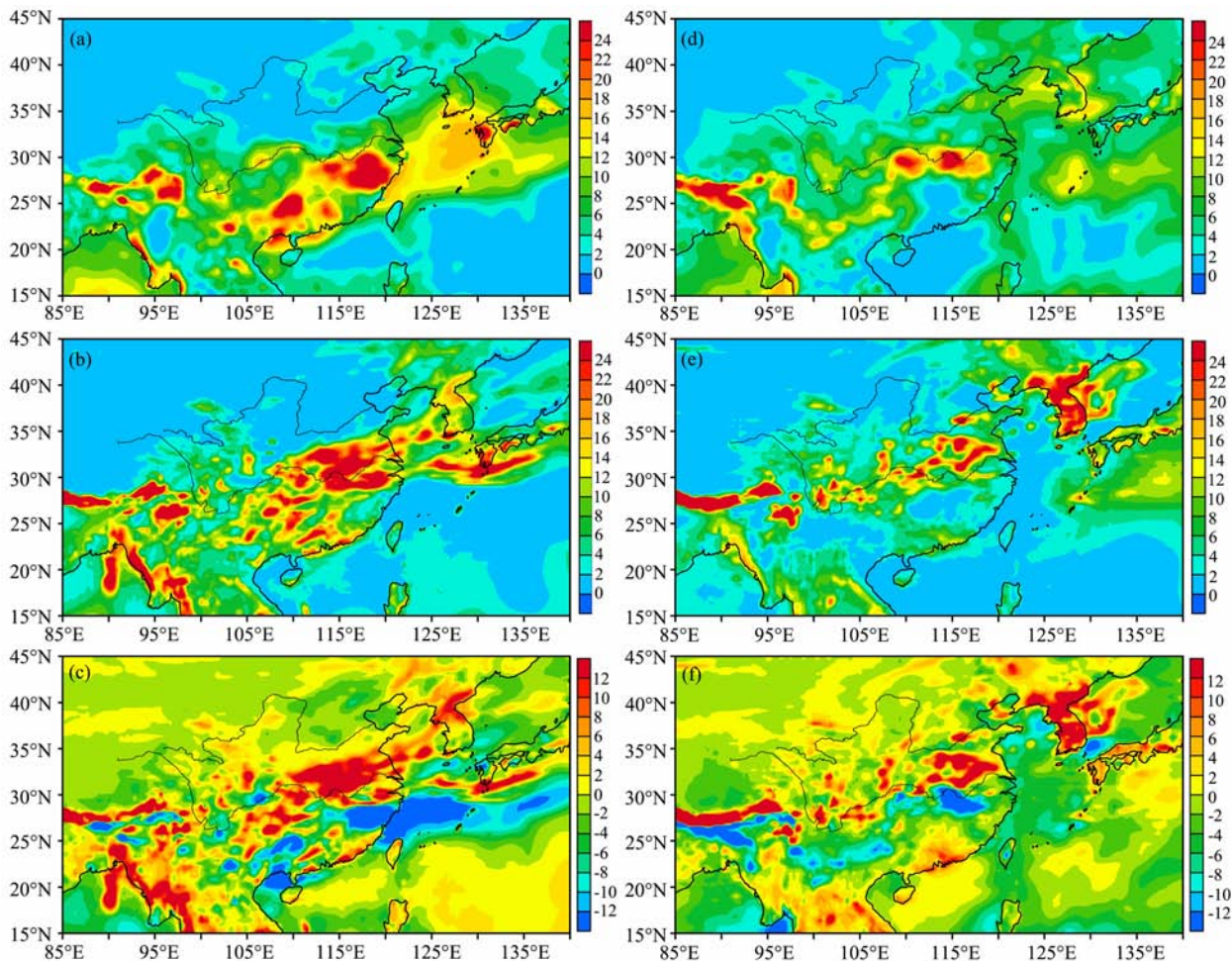


图 8 (a)观测中 6 月 15 日—6 月 30 日平均降水;(b)同(a),但为模拟结果;(c)同(a),但为模拟与观测之差;(d—f)分别同(a—c),但为 7 月 20 日—8 月 5 日(单位:mm/d)

Fig. 8 The mean precipitation from June 15 to June 30 derived from (a) the observation, (b) the simulation and (c) the difference between the simulation and the observation. (d—f) Same as (a—c) respectively, but for the period from July 20 to August 5 (units: mm/d)

区分别对应着降水大值区. 而模拟的水汽输送大值区较之观测偏强, 有利于把水汽输送到更北的位置, 造成模拟的雨带较之观测偏北. 模拟的 T1 阶段中国东南部和 T2 阶段南方地区存在反气旋式水汽输送偏差, 致使降水偏少. 在两个阶段, 北部的北风异常和南部的南风异常都有利于水汽在江淮地区辐合, 造成该地区降水偏多. 此外, T1 阶段, 在江淮地区西部存在一个较强的水汽辐合偏差, 令江淮地区降水偏多、范围偏大. T2 阶段, 在华北至江淮地区水汽辐合偏强, 对应着该地区降水的正偏差.

从 500 hPa 位势高度(图 10)来看, 观测中, T1 和 T2 两个梅雨期降水的大值区都位于西太副高外围, 这进一步反映了西太副高对降水的显著影响. 在 T1 和 T2 两个时段, LMD NCEP2 模拟的 500 hPa 高度场偏差都存在“西南—东北”走向的负异常大值中心, 亦有利于北部偏北风异常和南部偏南风异常

在江淮地区汇合. 分阶段来看, T1 阶段 500 hPa 位势高度场比观测偏低 15 gpm 左右, 且西太副高西北侧气压梯度偏大, 有利于中国东南部气旋式水汽输送偏差的形成; T2 阶段 500 hPa 平均位势高度值较之观测偏低更多(偏低 120 gpm 左右), 西太副高北部气压梯度偏差更大, 令华南大部分地区被反气旋式水汽输送偏差控制, 降水较观测偏少. 因此, 西太副高的模拟偏差通过影响水汽输送及其辐合辐散, 最终导致梅雨期降水的模拟偏差.

总体上模式对第二次梅雨期的环流形势模拟较差, 直接导致模拟的第二次梅雨期降水相对较差.

4 控制试验与敏感试验的比较

上文对标准版本的变网格模式性能进行了分析. 标准版本的特色一是区域加密, 二是预报场每

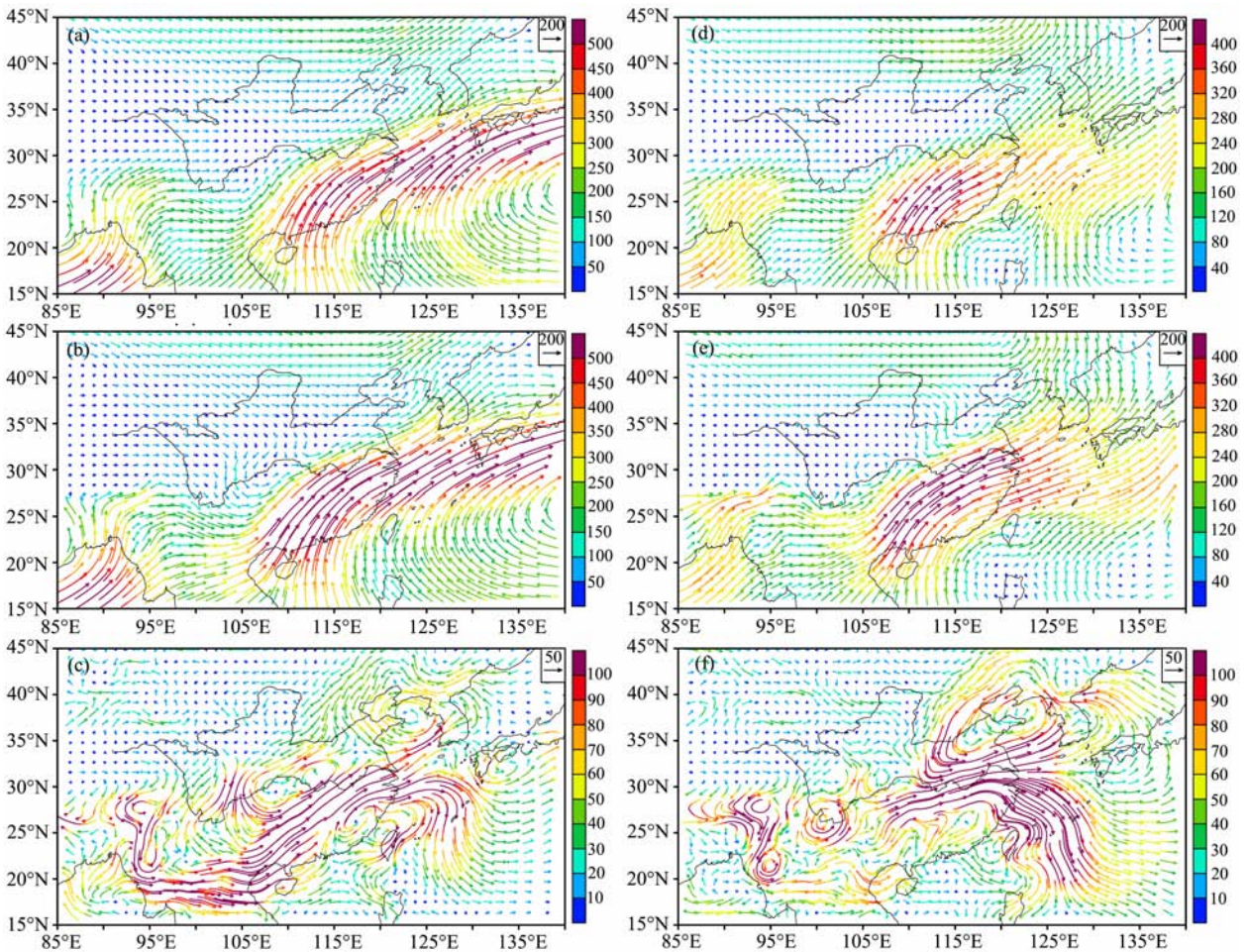


图 9 (a) 观测中 6 月 15 日—6 月 30 日平均的整层积分水汽输送(单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$); (b) 同(a), 但为模拟结果; (c) 同(a), 但为模拟与观测之差; (d—f) 分别同(a—c), 但为 7 月 20 日—8 月 5 日

Fig. 9 The whole-layer integrated water vapor transport averaged between June 15 and June 30 derived from (a) observation, (b) simulation and (c) the deviation between simulation and observation (units: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$). (d—f) Same as (a—c) respectively, but for the period between July 20 and August 5

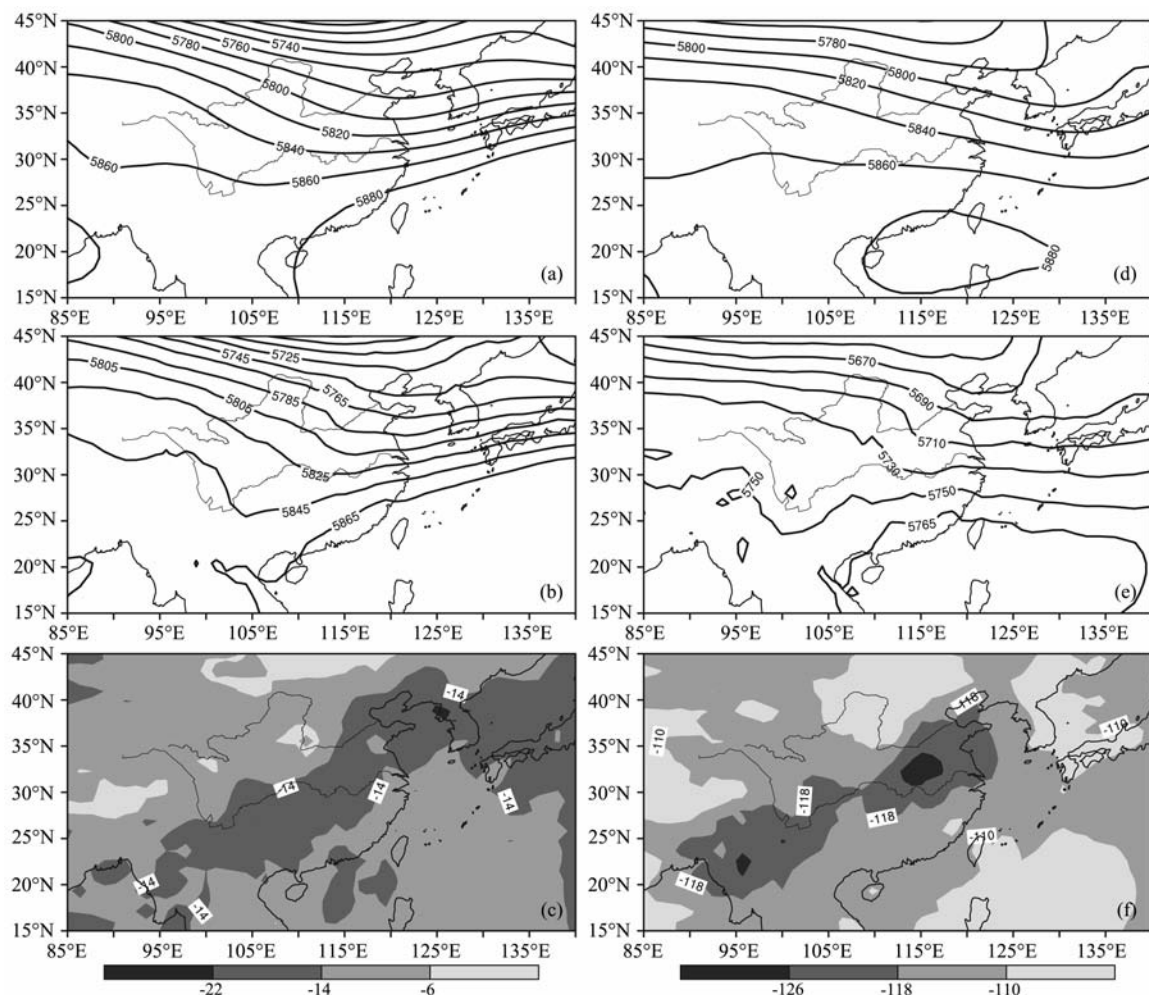


图 10 (a)观测中 6 月 15 日—6 月 30 日平均的 500 hPa 位势高度(单位:gpm);(b)同(a),但为模拟结果;(c)同(a),但为模拟与观测之差;(d—f)分别同(a—c),但为 7 月 20 日—8 月 5 日(单位:gpm)

Fig. 10 The averaged geopotential height at 500 hPa level between June 15 and June 30 derived from (a) observation, (b) simulation and (c) the deviation between simulation and observation. (d—f) Same as (a—c) respectively, but for the period between July 20 and August 5 (units: gpm)

10 天向再分析资料恢复一次. 这两种处理技术对模拟结果有何影响? 为回答上述问题, 以下将对控制试验和敏感试验模拟结果进行比较.

首先, 图 11 比较了三组试验模拟的 JJA 降水分布. LMD NCEP2 与 LMD NORE 模拟的 JJA 降水空间分布特征类似, 只有在环渤海湾地区略偏多, 在加密区两者空间相关系数为 0.92, 均方根误差为 2.38 mm/d, 差异不明显, 表明模式在加密区每 10 天向侧边界强迫场的恢复对模拟结果影响不大. LMD NCEP2 与 LMD CON 相比, 两者雨带的空间分布特征也基本一致, 但在加密区两者空间相关系数仅为 0.5, 均方根误差为 4.9 mm/d, 差异显著; 前者模拟的降水空间分布总体上与观测更为接近, 尽管其降水强度偏大雨带范围偏北; 后者较好地再现了华南和长江流域的雨带分布, 但降水强度偏小, 陡

峭地形附近依然存在虚假降水, 且在青藏高原东侧模拟出了虚假的降水大值中心, 此外, 较之 LMD NCEP2, 其模拟的降水总体上在长江以南偏多, 长江以北偏少.

为解释上述三组试验模拟的降水差异, 图 12 进一步给出模拟的整层积分水汽输送. LMD NORE 与 LMD NCEP2 模拟的水汽输送空间相关系数达到 0.99, 均方根误差为 $11.90 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 相差较小, 但较之 LMD NCEP2, LMD NORE 中中国东部向北水汽输送略有减弱, 尤其在环渤海湾地区产生了气旋式环流异常, 有利于该区域降水增加. LMD CON 与 LMD NCEP2 模拟的整层积分水汽输送差异较大, 两者空间相关系数仅为 0.76, 均方根误差为 $66.44 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 差异显著. 较之 LMD NCEP2, LMD CON 模拟的水汽输送在东亚

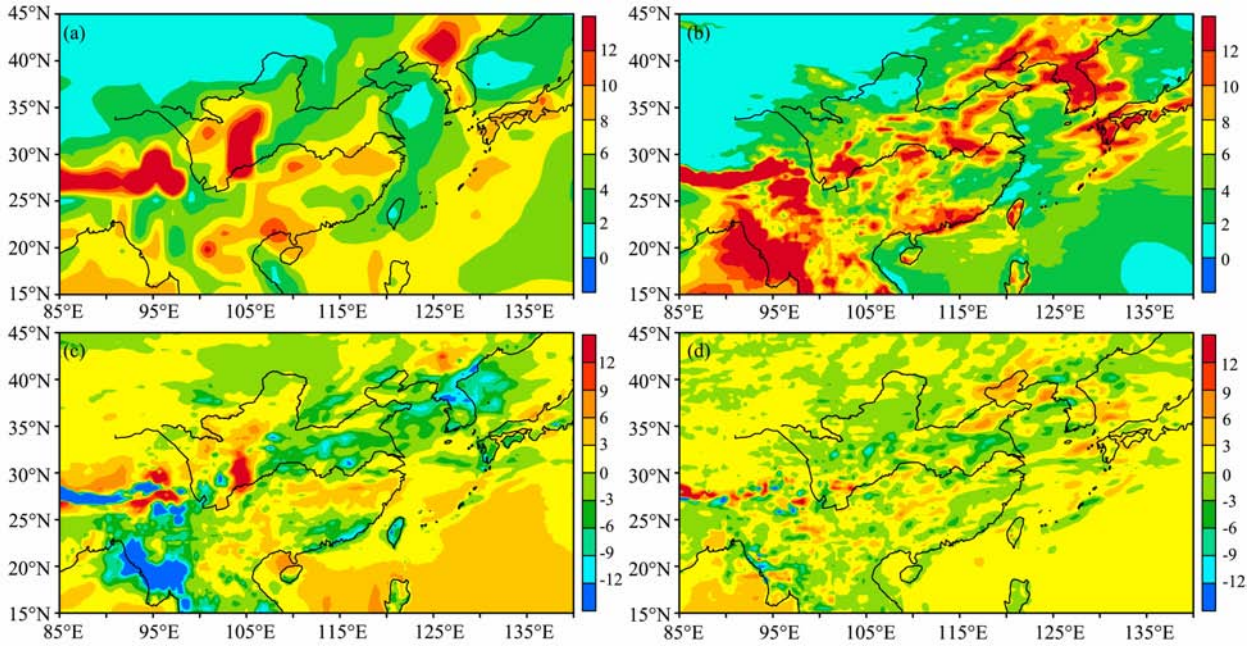


图 11 1998 年 JJA 平均的降水分布:(a)LMD CON 试验模拟结果,(b)LMD NORE 敏感试验模拟结果,
(c)LMD CON 与 LMD NCEP2 之差,(d)LMD NORE 与 LMD NCEP2 之差(单位:mm/d)

Fig. 11 The averaged JJA precipitation in 1998 from (a) LMD CON simulation, (b) LMD NORE simulation, (c) the difference between the LMD CON simulation and the LMD NCEP2 simulation and (d) the difference between the LMD NORE simulation and the LMD NCEP2 simulation (units: mm/d)

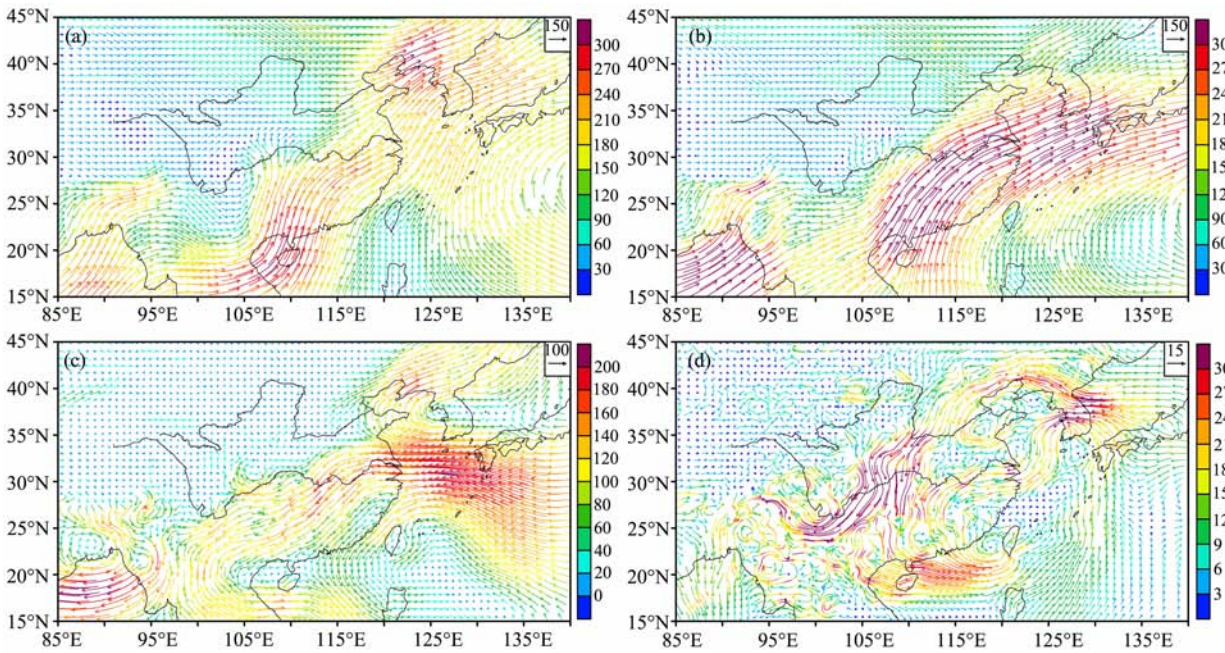


图 12 同图 11, 但为整层积分的水汽输送(单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 12 Same as Fig. 11, but for the whole-layer integrated water vapor transport (units: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

季风区总体偏弱,长江以南水汽输送大值区偏西偏南,青藏高原东部水汽输送偏多,显著受该试验分辨率较粗的影响。

泰勒图可以定量表征模拟与观测的相似度^[41],数字所在位置表示模拟与观测的相似度,半径表示

模拟与观测标准差的比率,与横坐标的角度代表模拟与观测的空间相关系数的反余弦,即离横轴和比率为 1 的半径越近,模拟越接近观测.图 13 给出三个试验模拟的 5—8 月逐日降水分别在加密区、华北、长江流域和华南的泰勒图.从相关系数上看,

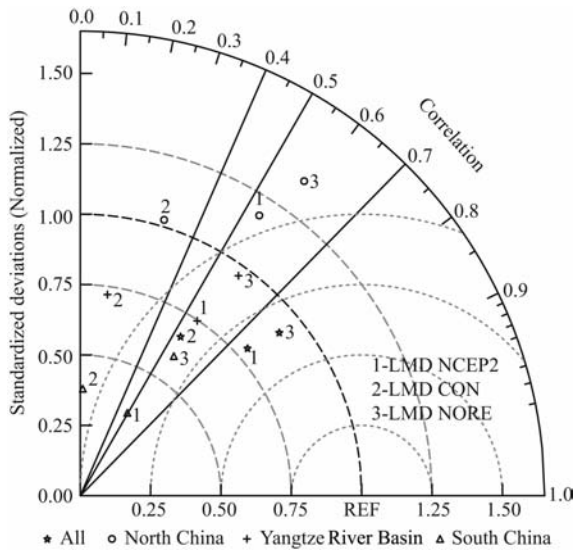


图 13 三个试验模拟的 5—8 月逐日降水泰勒图
数字所在位置表示模拟与观测的相似度. 其中, 1 代表 LMD NCEP2, 2 代表 LMD CON, 3 代表 LMD NORE; 星号代表整个加密区, 圆圈代表华北, 加号代表长江流域, 三角形代表华南.
Fig. 13 The Taylor diagram for the three experiments in simulating the precipitation during May to August of 1998
The positions of the numbers represent comparability between simulations and observation. Numbers 1, 2, 3 denote LMD NCEP2, LMD CON, LMD NORE, respectively. Stars, open circles, pluses and triangles indicate all the zoomed domain, North China, Yangtze River Basin, and South China, respectively.

在加密区, LMD NCEP2、LMD NORE 与观测的相关系数均高于 0.75 且数值相当, 而 LMD CON 与观测的相关系数仅为 0.53. 具体到华北、长江流域和华南, LMD NCEP2、LMD NORE 与观测的相关系数大致在 0.5 以上且总体相差不大; 而 LMD CON 与观测的相关系数均低于 0.3, 特别地, 在华南几乎无相关(相关系数仅为 0.02). 从变率强度上看, LMD NORE 总体相对较大, LMD NCEP2 次之, LMD CON 最小; LMD CON 在华北更接近观测, 而在其它区域, LMD NORE 和 LMD NCEP2 更接近观测. 总体上, LMD NCEP2 与 LMD NORE 对降水的模拟效果相当, 而 LMD CON 模拟效果相对较差; LMD NCEP2 在华北模拟结果优于 LMD NORE, 而在长江流域和华南差于 LMD NORE, 其原因可能是华北大尺度降水相对较多, 而长江流域和华南对流性降水相对较多^[42], 加密区向观测 10 天尺度的恢复有利于提高模式对大尺度降水的模拟能力, 而对模式对流性降水产生了不利影响, 即模式在加密区向观测 10 天尺度的恢复在一定程度上“污染”了加密区的模拟结果.

综上所述, LMD NCEP2 与 LMD NORE 对降

水的模拟能力相当, 且较为接近观测, LMD CON 对降水的模拟能力相对较差. 对比 LMD NCEP2 和 LMD NORE 结果可知, LMDZ4 加密区向强迫场的恢复有利于提高模式对华北降水的模拟能力, 而对长江流域和华南降水的模拟具有不利影响. 较之 LMD CON, 加密试验由于在东亚的分辨率大大提高, 对东亚夏季降水模拟效果更好.

5 结论与讨论

本文利用变网格模式 LMDZ4, 对 1998 年东亚夏季降水进行了模拟, 考查了该模式对东亚夏季降水的模拟能力, 并从环流角度探讨了模式模拟的降水偏差成因. 主要结论如下:

(1) LMDZ4 能再现 1998 年东亚夏季降水的空间分布特征和雨带两次向北推进过程. 但模拟的梅雨锋雨带位置偏北、强度偏强, 陡峭地形附近虚假降水较多.

(2) LMDZ4 较好地模拟出了西南气流、沿中国南部—东海—日本南部延伸的强水汽输送带. 但水汽输送大值中心范围偏大、强度偏强. 在江淮和华北地区以及四川盆地, 存在气旋式的水汽辐合偏差, 导致降水较观测偏多. 东南地区为反气旋式的水汽输送偏差, 降水偏少.

(3) LMDZ4 能够再现西太副高和高层副热带西风急流的空间分布, 但模拟的高度值整体偏低, 负距平中心位于西南地区, 使得低层“西南—东北”向的水汽输送偏强. 模拟的西太副高和副热带西风急流位置偏北有利于雨带位置偏北.

(4) 模拟的二度梅时期的水汽输送在江淮地区和华南沿海出现气旋式辐合偏差, 造成这两地区降水偏多; 模式对副高位置的模拟偏差, 导致江南地区出现反气旋式的水汽输送偏差, 降水偏少; 总体上模式对第二次梅雨期的环流形势模拟较差, 直接导致模拟的第二次梅雨期降水相对较差.

(5) LMDZ4 加密区向强迫场的 10 天尺度恢复有利于提高模式对华北降水的模拟能力, 而对长江流域和华南降水的模拟具有不利影响, 即在一定程度上“污染”了加密区的模拟结果. 较之均匀网格模拟试验, 加密试验由于在东亚的分辨率大大提高, 对东亚夏季降水的模拟效果更好.

总结本文结果, 变网格模式 LMDZ4 作为一种特殊的区域模式, 在地形复杂、气候多变的东亚地区, 同样具有较强的模拟能力. 结合前人利用普通区

域气候模式进行的同类模拟研究,变网格模式 LMDZ4 具有普通区域气候模式的共性,例如能够合理再现 1998 年东亚夏季降水的空间分布和时间演变特征,但模拟的降水偏强、雨带位置系统偏北、在陡峭地形地区降水误差较大等^[13-14,16]. 变网格模式 LMDZ4 的优越性在于,它能够模拟出 1998 年夏季分别以长江流域和华南沿海为中心的南北两条雨带,而普通区域模式对华南雨带的模拟能力一般较差.

如何有效地减缓乃至消除 LMDZ4 模拟的雨带系统偏北的问题呢? 影响模式模拟性能的原因很多,除模式物理过程外,侧边界强迫、模式分辨率及模式地形等都会对模拟结果造成影响^[17,43]. 本文 LMDZ4 在降水模拟上的偏差,究竟来自 NCEP2 再分析资料的不确定性、还是受模式分辨率乃至模式地形的影响,这都是未来亟待开展的研究工作.

参考文献 (References)

- [1] Zhou T J, Gong D Y, Li J, et al. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian Summer Monsoon-Recent progress and state of affairs. *Meteorologische Zeitschrift*, 2009, 18(4): 455-467.
- [2] Dickinson R E, Errico R M, Giorgi F, et al. A regional climate model for the western United States. *Climate Change*, 1989, 15(3): 383-422.
- [3] Giorgi F. Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *Journal of Climate*, 1990, 3(9): 941-963.
- [4] 王玉世, 钱永甫. 1998 年东亚夏季风降水的模拟. 南京气象学院学报, 2001, 24(2): 258-264.
Wang S Y, Qian Y F. Simulation to the East Asian summer monsoon precipitation in 1998. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 2001, 24(2): 258-264.
- [5] 李巧萍, 丁一汇. 区域气候模式对东亚季风和降水多年的模拟与性能检验. 气象学报, 2004, 62(2): 140-153.
Li Q P, Ding Y H. Multi-year simulation of the East Asian monsoon and precipitation in China using a regional climate model and evaluation. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2004, 62(2): 140-153.
- [6] Gao X J, Zhao Z C, Giorgi F. Changes of extreme events in regional climate simulations over East Asia. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2002, 19(5): 927-941.
- [7] Gao X J, Shi Y, Song R, et al. Reduction of future monsoon precipitation over China; comparison between a high resolution RCM simulation and the driving GCM. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2008, 100(1-2): 73-86.
- [8] 张耀存, 钱永甫. 一个包含土壤和植被的区域气候模式及其性能检验. 大气科学, 1995, 19(3): 329-338.
Zhang Y C, Qian Y F. A regional climate model with soil and vegetation and model validation. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1995, 19(3): 329-338.
- [9] 胡亚敏, 丁一汇. 东亚地区区域气候模拟的研究进展. 地球科学进展, 2006, 21(9): 956-964.
Hu Y M, Ding Y H. The progress of RCMs simulation on East Asia region. *Advances in Earth Science* (in Chinese), 2006, 21(9): 956-964.
- [10] Ding Y H, Liu Y J. Onset and the evolution of the summer monsoon over the South China Sea during SCSMEX field Experiment in 1998. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2001, 79(1B): 255-276.
- [11] 郑益群, 钱永甫, 桂祈军等. 初、边值条件对区域气候模拟的影响. 大气科学, 2002, 36(6): 794-806.
Zheng Y Q, Qian Y F, Gui Q J, et al. Effects of initial/lateral boundary conditions on regional climate simulations. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2002, 36(6): 794-806.
- [12] 汤剑平, 苏炳凯, 赵鸣. MM5v3 多种物理过程不同参数化方案的组合试验——对东亚区域气候模拟. 南京大学学报(自然科学版), 2003, 39(6): 752-769
Tang J P, Su B K, Zhao M. Combinatorial optimization using MM5v3's various parameterizations in different physical processes: regional climate simulation in East Asia. *Journal of Nanjing University (Natural Science)* (in Chinese), 2003, 39(6): 752-769.
- [13] Wang Y Q, Sen O L, Wang B. 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. *Journal of Climate*, 2003, 16(11): 1721-1738.
- [14] Lee D K, Cha D H, Kang H S. Regional climate simulation of the 1998 summer flood over East Asia. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2004, 82(6): 1735-1753.
- [15] 胡铁佳, 钟中, 闵锦忠. 两种积云对流参数化方案对 1998 年区域气候季节变化模拟的影响研究. 大气科学, 2008, 32(1): 90-100.
Hu Y J, Zhong Z, Min J Z. Impacts of cumulus parameterization scheme on the seasonal variation simulation of regional climate in 1998. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, 32(1): 90-100.
- [16] 刘术艳, 梁信忠, 高炜等. 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, 2008, 32(3): 457-468.
Liu S Y, Liang X Z, Gao W, et al. Application of climate-weather research and forecasting model (CWRF) in China: domain optimization. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, 32(3): 457-468.
- [17] Wang B, Yang H W. Hydrological issues in lateral boundary conditions for regional climate modeling: simulation of East Asian summer monsoon in 1998. *Climate Dynamics*, 2008, 31(4): 477-490.
- [18] Hourdin F, Musat I, Bony S, et al. The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dynamics*, 2006, 27(7-8): 787-813
- [19] Krinner G, Genthon C. GCM simulations of the last glacial

- maximum surface climate of Greenland and Antarctica. *Climate Dynamics*, 1998, 14(10): 741-758.
- [20] Sepulchre P, Ramstein G, Fluteau F, et al. Tectonic uplift and Eastern Africa aridification. *Science*, 2006, 313(5792): 1419-1423.
- [21] Zhou T J, Li Z X. Simulation of the East Asian summer monsoon using a variable resolution atmospheric GCM. *Climate Dynamics*, 2002, 19(2): 167-180.
- [22] Xin X G, Li Z X, Yu R C, et al. Impacts of upper tropospheric cooling upon the late spring drought in East Asia simulated by a regional climate model. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2008, 25(4): 555-562.
- [23] Li Z X. Ensemble atmospheric GCM simulation of climate interannual variability from 1979 to 1994. *Journal of Climate*, 1999, 12(4): 986-1001.
- [24] Fouquart Y, Bonnel B. Computations of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parametrization. *Contributions to Atmospheric Physics*, 1980, 53: 35-62.
- [25] Morcrette J J, Smith L, Fouquart Y. Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parameterizations. *Contributions to Atmospheric Physics*, 1986, 59: 455-469.
- [26] Emanuel K A. A cumulus representation based on the episodic mixing model: The importance of mixing and microphysics in predicting humidity. *Meteorological Monographs*, 1993, 24: 185-192.
- [27] de Rosnay P, Polcher J, Bruen M, et al. Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large scale land surface processes. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107 (D11): 4118, doi: 10.1029/2001JD000634.
- [28] Krinner G, Viovy N, de Noblet-Ducoudré N, et al. A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 2005, 19: GB1015, doi: 10.1029/2003GB002199.
- [29] Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2002, 83(11): 1631-1643.
- [30] Hurrell J W, Hack J J, Shea D, et al. A new sea surface temperature and sea ice boundary dataset for the Community Atmosphere Model. *Journal of Climate*, 2008, 21(19): 5145-5153.
- [31] Huffman G J, Adler R F, Morrissey M M, et al. Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *Journal of Hydrometeorology*, 2001, 2(1): 36-50.
- [32] Yatagai A, Arakawa O, Kamiguchi K, et al. A 44-year daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 2009, 5: 137-140.
- [33] 周天军, 钱永甫. 地形效应影响数值预报结果的试验研究. *大气科学*, 1996, 20(4): 452-462.
- Zhou T J, Qian Y F. An experimental study on the effects of topography on numerical prediction. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1996, 20(4): 452-462.
- [34] 石英, 高学杰, 吴佳等. 华北地区未来气候变化的高分辨率数值模拟. *应用气象学报*, 2010, 21(5): 580-589.
- Shi Y, Gao X J, Wu J, et al. Simulating future climate changes over North China with a high resolution regional climate model. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 2010, 21(5): 580-589.
- [35] Zhou T J, Yu R C. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110: D08104, doi: 10.1029/2004JD005413.
- [36] 吴国雄, 丑纪范, 刘屹崑等. 副热带高压研究进展及展望. *大气科学*, 2003, 27(4): 503-517.
- Wu G X, Chou J F, Liu Y M, et al. Review and prospect of the study on the subtropical anticyclone. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, 27(4): 503-517.
- [37] 张庆云, 陶诗言. 夏季西太平洋副热带高压异常时的东亚大气环流特征. *大气科学*, 2003, 27(3): 369-380.
- Zhang Q Y, Tao S Y. The anomalous subtropical anticyclone in western Pacific and their association with circulation over East Asia during summer. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, 27(3): 369-380.
- [38] Zhang Y, Kuang X, Guo W, et al. Seasonal evolution of the upper-tropospheric westerly jet core over East Asia. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33: L11708, doi: 10.1029/2006GL026377.
- [39] 方晓洁, 曾晓枚, 陈雪芹. 东亚夏季 200 hPa 西风急流时空分布特征与我国夏季降水关系的初步分析. *气象与环境科学*, 2009, 32(2): 11-15.
- Fang X J, Zeng X M, Chen X Q. Spatial and temporal distribution characteristics of westerly jet in 200 hPa in East Asia and the analysis of relationship between it and summer precipitation in China. *Meteorological and Environmental Sciences* (in Chinese), 2009, 32(2): 11-15.
- [40] 张耀存, 郭兰丽. 东亚副热带西风急流偏差与中国东部雨带季节变化的模拟. *科学通报*, 2005, 50(13): 1394-1399.
- Zhang Y C, Guo L L. Subtropical westerly jet deviation in East Asia and seasonal changes of rain band evolution in Eastern China. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 2005, 50(13): 1394-1399.
- [41] Taylor K E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106(D7): 7183-7192.
- [42] 左瑞亭, 曾庆存, 张铭. 季风及季风与西风带相互关系的数值模拟研究. *大气科学*, 2004, 28(1): 7-22.
- Zuo R T, Zeng Q C, Zhang M. A numerical simulation of monsoon and the correlation between monsoon and westerlies. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2004, 28(1): 7-22.
- [43] 高学杰, 徐影, 赵宗慈等. 数值模式不同分辨率和地形对东亚降水模拟影响的试验. *大气科学*, 2006, 30(2): 185-192.
- Gao X J, Xu Y, Zhao Z C, et al. Impacts of horizontal resolution and topography on the numerical simulation of East Asian precipitation. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, 30(2): 185-192.