孔祥慧, 毕训强. 2016. 利用区域气候模式对我国南方百年气温和降水的动力降尺度模拟 [J]. 气候与环境研究, 21 (6): 711-724. Kong Xianghui, Bi Xunqiang. 2016. Simulation of temperature and precipitation during the last 100 years over southern China by a regional climate model [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 21 (6): 711-724, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.16079.

# 利用区域气候模式对我国南方百年气温和 降水的动力降尺度模拟

# 孔祥慧<sup>1,2</sup> 毕训强<sup>1,3</sup>

1 中国科学院大气物理研究所气候变化研究中心,北京 100029

2 中国科学院大学,北京 100049

3 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

**摘 要**本文采用 NCAR 的 WRF3.5.1 模式,以 NOAA 的 20 世纪再分析资料作为区域气候模式的初始场和侧边界场,对东 亚地区进行了百年以上(1900~2010年)尺度、水平分辨率为 50 km 的动力降尺度数值模拟试验。通过与观测气候资料的 对比,分析了驱动场(20 世纪再分析资料)和区域气候模式对我国南方地区近 50 年(1961~2010年)气温和降水的气候平 均态的模拟能力。结果表明:经过动力降尺度的区域气候模式试验结果能更好地模拟我国南方地区气温气候平均态和季节循 环。WRF 模式模拟的气温与观测的气温的空间相关系数均在 0.97 以上。年平均和夏季,WRF 模式模拟的气温与观测的气温的空间相关系数均在 0.97 以上。年平均和夏季,WRF 模式模拟的气温与观测的气温的偏差大多介于−1℃ 到+1℃ 之间。对于降水,WRF 模式显著提高了我国南方降水的模拟能力。和驱动场相比,WRF 模式模拟的降水与观测的偏差明显减小。夏季,WRF 模式模拟的降水空间相关系数在 0.5 以上。由此延伸至对近百年我国 南方地区三个子区域(华南地区、江淮地区和西南地区)四个时段(1914~1942年、1943~1971年、1972~2000年和 2001~2010年)的分析,结果表明区域气候模式动力降尺度的结果在区域平均的气温和降水的模拟数值上与观测比较接近,夏季 模拟能力有明显的提高,冬季存在气温模拟偏低的误差。对气温趋势分析表明,在 20 世纪 40 年代以后的两个时间段,区域 气候模式明显提高了气温变化线性趋势的模拟性能。

关键词 区域气候模式 中国南方 动力降尺度 地表气温 降水
 文章编号 1006-9585 (2016) 06-0711-14 中图分类号 P461 文献标识码 A doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.16079

## Simulation of Temperature and Precipitation during the Last 100 Years over Southern China by a Regional Climate Model

KONG Xianghui<sup>1, 2</sup> and BI Xunqiang<sup>1, 3</sup>

1 Climate Change Research Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

**Abstract** This study analyzes the climate simulation for the past 100 years over East Asia using the WRF-ARW (version 3.5.1) model, which is forced by the Twentieth Century Reanalysis (20CR-v2) data. The model continuously runs from 1900 to 2010 at 50

收稿日期 2016-04-18; 网络预出版日期 2016-05-24

作者简介 孔祥慧,女,1989年出生,博士研究生,研究方向为区域气候变化和区域气候模式。E-mail: xhk1864@gmail.com

通讯作者 毕训强, E-mail: bixq@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2013CB430201, 国家自然科学基金项目 41575089

Funded by National Basic Research Program of China (Grant 2013CB430201), National Natural Science Foundation of China (Grant 41575089)

km horizontal resolution. Climatic means and seasonal cycles from the 20CR-v2 and WRF results are compared with observations in southern China for the last 50 years (1961–2010) with a focus on annual mean surface air temperature and precipitation and mean surface air temperature and precipitation in summer and winter. Results indicate that the dynamical downscaling method can reproduce the main spatial distributions and seasonal cycles of surface air temperature and precipitation. The WRF model outperforms the 20CR-v2 in regional details due to the high-resolution topography and land-use forcing. Compared with the 20CR-v2, biases of surface air temperature and rainfall are reduced in the dynamically downscaled WRF model experiment, especially in the annual mean and in summer. The pattern correlations between observations and WRF simulation for surface air temperature and precipitation are greater than 0.97 and 0.5, respectively. Furthermore, the simulated regionally averaged temperature and precipitation are close to observations in four periods (1914–1942, 1943–1971, 1972–2000, and 2001–2010) of the past 100 years over three sub-regions (South China, Central China, and Southwest China) of southern China. The WRF model has significantly improved the simulation in summer but temperature is underestimated in winter. Compared with the 20CR-v2, the WRF model has improved the simulation of temperature trend during the last 100 years, particularly that after the 1940s.

Keywords Regional climate model, Southern China, Dynamical downscaling, Surface air temperature, Precipitation

# 1 引言

IPCC 第五次评估报告(IPCC, 2013) 指出, 近百年来全球的气候变暖已是毋庸置疑的事实。 1880~2012 年期间,全球平均的地表面气温升高了 0.85℃(从 0.65℃ 到 1.06℃)。得出这个结论的证 据源于全球百年尺度的气候要素数据集,如 CRU

(Harris et al., 2014)、CRUTEMP4(Osborn and Jones, 2014)、GISSTEMP(Hansen et al., 2010)和 HadiSST(Rayner et al., 2003)等计算出的气温线性 趋势。然而由于早期气象仪器观测的缺乏和覆盖面 窄,以及国际间气象数据交换方面的诸多限制,这 些百年长度观测资料的时间和空间分布都不均匀, 对气候变化观测事实的描述,特别是在区域尺度 上,存有更大的不确定性。

全球气象再分析资料是仪器观测的一个补充, 也是可用于研究气候变化的很好资料。NCEP/ NCAR 再分析资料(Kalnay et al., 1996)、日本 JRA55

(Kobayashi et al., 2015)、ERA-40 (Uppala et al., 2005)和 ERA-Interim (Berrisford et al., 2011)等再分析资料已有充分应用。近年来国际上又推出了两套百年尺度的全球再分析资料,一套是 NOAA 发布的 20 世纪再分析资料 (20CR-v2, Compo et al., 2011),另一套是 ECMWF 新近推出的 20 世纪再分析资料 (ERA-20C, Hersbach et al., 2015)。在分析百年的气候变化中,这两套再分析资料也发挥着重要作用。然而,再分析资料往往水平分辨率较低(一般在 100~200 km 之间),不能准确地反映高分辨率地形、土地利用等局地气候因素导致局地温度和降水的变化特征,对我国气象要素的气候态的描述

(尤其是降水)常常有较大的偏差(Gao et al., 2001; Zhou and Li, 2002; 鞠丽霞和王会军, 2006; Gao et al., 2011)。为得到比再分析资料更高水平分辨率的 区域气候变化特征,降尺度方法是一种可选的方 法。

降尺度方法主要包括高分辨率或混合分辨率 的全球数值模式、统计降尺度和动力降尺度等,其 中动力降尺度法可以选用区域气候模式的模拟来 实现。区域气候模式最早是从有限区域模式 (LAMs)的概念上提出而来的(Dickinson et al., 1989; Giorgi, 1990)。利用 RegCM(Pal et al., 2007; Giorgi et al., 2012)、WRF(Skamarock et al., 2008)、 PRECIS(Jones et al., 2004)等区域气候模式在东亚 地区也有许多的应用研究(Liu et al., 1997;赵宗慈 和罗勇, 1998;陈明和符淙斌, 2000; Zhang et al., 2006; Gao et al., 2011; Yuan et al., 2012; Zhao, 2013; Yu et al., 2015)。但到目前为止,在东亚地区仍然没 有连续积分百年时间长度的动力降尺度数值模拟 试验。

本文的工作采用了 NOAA 最新的再分析资料 20CR-v2 驱动区域气候模式 WRF,进行了时间跨度 更长(1900~2011年)的连续积分数值试验。我们 将20CR-v2资料在东亚区域作为区域气候模式的初 始场和侧边界场进行首次尝试。通过这111年的动 力降尺度模拟试验,以评估区域气候模式对我国南 方区域气候的动力降尺度模拟能力,为进行气候预 测、改进区域气候模式提供依据。

#### 2 试验设计和方法

本试验所使用的区域气候模式是 NCAR 的非

静力平衡 WRF (WRF-ARW)模式,模式版本为 3.5.1 (Skamarock et al., 2008)。WRF 模式的初始场 和侧边界场用的是 NOAA 的 20CR-v2(Compo et al., 2011),其水平分辨率约为 1.875°×1.875°。20CR-v2 是 NCEP/NOAA 用观测的海表温度和海冰作为全 球模式的边界条件,利用集合卡曼滤波方法同化地 表气压等的一套全球大气环流数据集,能比较好地 表征过去百年来东亚的大气环流(范可和刘辉, 2013;Zhu, 2013)。我们开发了将 NOAA 的 20CR-v2 资料用于 WRF-ARW (V3.5.1)前处理模块(WPS) 的数据接口程序。对于海表温度场,1981 年以前使 用的是 Hadley 环流中心的 HadISST (Rayner et al., 2003),随后至 2010 年则替换为 NOAA 的逐日海表 温度资料 OISST (Reynolds et al., 2007)。

WRF 模式的物理参数化方案十分丰富。我们使 用了 WRF-ARW 推荐的用于气候模拟试验的方案 作为本文试验的物理参数化方案(Skamarock et al., 2008)。具体如下:微物理参数化方案是含有冰、 积雪过程等的 WSM6(WRF 单分量、六类水形态) 方案(Hong and Lim, 2006),太阳短波辐射和地表 长波辐射均为 CAM 方案(Collins et al., 2004),深 积云对流参数化方案选择了 Kain-Fritsch 方案(Kain and Fritsch, 1993; Kain, 2004),行星边界层的参数 化使用了 Hong et al. (2006)的 YSU 方案,计算海 洋表面温度的方案采用了考虑日变化的 Zeng 方案 (Zeng and Beljaars, 2005)。陆面过程方案选用了四 层的 Noah 方案(Chen and Dudhia, 2001; Ek et al.,

2003),来计算土壤温度、土壤湿度和冠层湿度等。 此外,作为气候数值模拟试验,海表面温度和深层 土壤温度均按气象观测而随着时间变化。

图1给出了模式的模拟区域和模式的地形高度 场。模拟区域的中心经纬度在(36°N,105°E),地 图投影方式是Lambert投影。模式水平分辨率为50 km,在x方向上格点数是139,y方向上格点数为 119。垂直方向上为29层,模式层顶的气压为50 hPa。20CR-v2再分析资料是由模式的最外层9个网 格的侧边界缓冲区影响驱动模式运算。为了细化分 析我国南方的区域气候特征,在图1中还划分了3 个子区域:华南地区(SC),江淮地区(JH)和西 南地区(SW)。整个试验是连续积分了111年,从 1900年1月1日到2010年12月31日。根据Giorgi and Mearns(1999)的研究,为得到与模式其他物 理量协调的土壤湿度场,我们将试验的第一年作为



图 1 WRF 模式模拟的区域和地形分布(单位: m)。红色方框内是三 个子区域: 华南地区(SC); 江淮地区(JH); 西南地区(SW) Fig. 1 The simulation domain and topography (units: m) in WRF model. The red boxes denote the three sub-regions: South China (SC); Jiang-Huai region (JH); Southwest China (SW)

模式的初始化 (spin-up) 时期,不进入统计分析。

为了减小观测资料之间的差异性,用来检验模 式模拟性能的气候观测资料有三套:CRU TS 3.21 (Harris et al., 2014,从 1901 年到 2012 年,月资料)、 CN05.1 (吴佳和高学杰, 2013,从 1961 年到 2012 年,日、月资料)及日本的 APHRO 资料(Yasutomi et al., 2011,从 1961 年到 2007 年,日、月资料)。 以上三种观测资料的水平分辨率均为 0.5°×0.5°。 特别指出,CN05.1 是基于 2416 个中国地面气象台 站的观察资料,通过插值而建立的一套格点化资料 (吴佳和高学杰, 2013)。

#### 3 结果和讨论

本节进行观测资料、驱动场 20CR-v2 和 WRF 模式模拟的气温和降水的比较分析。考虑到 CRU TS 3.21 资料和 CN05.1 资料都覆盖 1961~2010 年, 首先我们给出了我国南方地区气温和降水在近 50 年(1961~2010)气候态的比较,包括年平均及不 同季节的气候平均场、距平场和季节循环。其次, 通过对我国南方地区的气温时间序列分析,我们还 对比了南方不同地区在不同时期气温和降水的模 拟情况,以及气温的趋势等。由于观测资料、 20CR-v2 资料及 WRF 模式模拟的结果水平分辨率 各不相同,我们将 20CR-v2 资料和 WRF 模式模拟 的结果统一插值到水平分辨率为 0.5°×0.5°的格点 上。对气温的插值,采用双线性插值方法并结合考 虑了气温直减率的因素;对于降水场,依据 Torma et al. (2015)的研究,采用距离加权平均插值方法。

#### 3.1 平均气候态

图 2 给出了我国南方地区近 50 年年平均、夏季和冬季观测的气温分布,以及 20CR-v2 资料、WRF模式模拟的气温分布。从图 2a-f来看,CRU TS 3.21 和 CN05.1 两套观测资料在我国南方地区近 50

年年平均、夏季和冬季气温的分布形态是十分相似的,仅在细节上表现不同,如在夏季湖南和江西地区,CRU TS 3.21 的高温中心的覆盖范围比 CN05.1 的更大。夏季(图 2b 和 2e)观测的气温等值线大体上由东南—西北走向分布,冬季(图 2c 和 2f)气温则更近于由南向北递减,年平均(图 2a 和 2d)等值线走向介于二者之间。气温高值中心主要位于两广地区、云南南部和四川盆地。

20CR-v2 资料和 WRF 模式模拟的温度分布都 再现了观测温度的气候态。近地面气温和海拔有密 切的关系。在四川盆地,水平分辨率较粗的 20CR-v2



图 2 1961~2010 年我国南方地区观测的(a、b、c) CRU TS 3.21 资料、(d、e、f) CN05.1 资料近地面气温分布以及(g、h、i) 20CR-v2 再分析资料、(j、k、l) WRF 模式模拟的气温分布。左列:年平均;中列:夏季;右列:冬季

Fig. 2 Distributions of annual (left column), summer (middle column), and winter (right column) mean surface air temperature over southern China from observed (a, b, c) CRU TS 3.21 data and (d, e, f) CN05.1 data, (g, h, i) 20CR-v reanalysis data, (j, k, l) WRF simulation for the period of 1961–2010

6期	孔祥慧等:利用区域气候模式对我国南方百年气温和降水的动力降尺度模拟	
No. 6	KONG Xianghui et al. Simulation of Temperature and Precipitation during the Last 100 Years over Southern China	715

资料(图 2g、2h 和 2i)并未很好地体现出地形对 气温的影响;WRF模式(图 2j、2k 和 2l)则因水 平分辨率的提高很好地再现了四川盆地的高值中 心。此外,在我国东部的夏季,20CR-v2资料的高 温中心明显比观测位置偏北,WRF模式的模拟结果 则修正了再分析资料的不足,并模拟出了两广地区 气温高值中心。

图 3 给出了我国南方地区近 50 年 20CR-v2 资 料、WRF模式模拟结果与CN05.1资料的偏差分布。 CN05.1 资料是基于我国境内 2400 多个观测站点的 数据而重构的,比 CRU TS 3.21 资料基于的站点数 更多,因此我们选用了 20CR-v2 资料、WRF 模式 模拟结果与 CN05.1 资料的偏差来分析。虽然 20CR-v2 资料和 WRF 模式模拟结果都较好地模拟 出近地面气温的气候态空间分布形态,但从气温的 偏差场来看,二者有很大的区别。年平均上, 20CR-v2 资料(图 3a)除在四川东部和云南北部呈 现出负偏差外,其他地区都为正偏差,且最大正偏 差中心(大于4℃)位于四川省中北部地区;WRF 模式模拟 (图 3d) 的偏差则显示除了在西南地区的 西边为负偏差,四川省东南角为正偏差外,我国南 方的其他地区的偏差值都在-1℃到+1℃之间,比 20CR-v2 资料的偏差明显减小。在夏季, WRF 模式 的模拟性能则有了更显著的提高。图 3b 显示, 20CR-v2 资料在我国南方地区的南部及四川盆地东

部描述的气温比观测值更低,其他地区都高于观测 的气温,最大偏差中心的绝对值均超过了 4°C;WRF 模式的模拟结果(图 3e)除了在四川东部、重庆和 湖北等省市是较小的正偏差外,我国南方其他地区 的模拟温度都和观测十分接近。冬季的偏差场, 20CR-v2 资料(图 3c)在我国南方地区的东部主要 表现为正偏差,在西部主要表现为负偏差,正、负 偏差中心分别位于广东省北部和云南省北部;WRF 模式模拟的冬季气温(图 3f)则在大多数地区都比 观测的气温更低,这说明区域气候模式还有提升改 进的空间。

图 4 给出了 CRU TS 3.21 资料和 CN05.1 资料 在我国南方地区近 50 年的年平均、夏季和冬季平 均降水气候态以及 20CR-v2 资料、WRF 模式模拟 结果。近 50 年,观测的年平均降水(图 4a 和 4d) 和冬季平均降水(图 4c 和 4f)均从我国东南沿海 向西北内陆地区递减,东南沿海的年平均和冬季平 均最大降水量中心分别超过 4 mm d<sup>-1</sup>和 2 mm d<sup>-1</sup>。 夏季(图 4b 和 4e),受东亚夏季风的主要影响,我 国南方地区最大降水中心位于两广地区和云南省 南部,降水量向北向西逐步递减。

20CR-v2 资料的降水量在年平均(图 4g)和冬季平均(图 4i)呈现出自南向北递减的趋势,夏季平均(图 4h)则呈现为自西南向北递减的趋势,这与观测降水递减的方向不同。此外,20CR-v2 资料



图 3 1961~2010 年我国南方地区 (a、b、c) 20CR-v2 资料、(d、e、f) WRF 模式模拟的气温与 CN05.1 资料对应的气温偏差分布。左:年平均;中: 夏季;右:冬季

Fig. 3 Differences of annual (left column), summer (middle column), and winter (right column) mean surface air temperature over southern China from (a, b, c) 20CR-v2 data, (d, e, f) WRF simulation and CN05.1 data for the period of 1961–2010



图 4 1961~2010 年我国南方地区观测的 (a、b、c) CRU TS 3.21 资料、(d、e、f) CN05.1 资料的降水分布以及 (g、h、i) 20CR-v2 再分析资料、(j、k、l) WRF 模式模拟的降水量分布。左列:年平均;中列:夏季;右列:冬季

Fig. 4 Distributions of annual (left column), summer (middle column), and winter (right column) precipitation over southern China from observed (a, b, c) CRU TS 3.21 data and (d, e, f) CN05.1 data, (g, h, i) 20CR-v reanalysis data, (j, k, l) WRF simulation for the period of 1961–2010

的降水量明显比观测偏多,且最大降水中心也与观测所在位置不同(例如,夏季观测降水最大中心位于两广地区,冬季位于东南沿海;20CR-v2资料在夏季则位于西南地区,冬季位于长江中下游地区)。 WRF 模式的模拟结果则大大改善了再分析资料的偏差,对降水的递减方向及降水量的模拟都有很大的提高。在冬季,WRF 模式(图 41)不仅模拟出了降水递减的方向,而且成功地再现了最大降水中心;夏季,WRF 模式模拟的结果(图 4k)改善了驱动场在西南地区偏多的现象,也模拟出了广东的降水最大中心。 图 5 给出了我国南方地区 20CR-v2 资料、WRF 模式模拟的与 CN05.1 资料的降水偏差。从我国南 方地区年平均的降水距平场来看, 20CR-v2 资料的 降水(图 5a)明显比观测的偏多,在四川、云南和 贵州等省份超过观测 2.4 mm d<sup>-1</sup>;WRF 模式模拟的 年平均降水(图 5d)大大改善了再分析资料降水偏 多的现象,但在我国南方地区的西北部偏多,东南 沿海的降水则略偏少。对于夏季降水的偏差, 20CR-v2 资料(图 5b)和 WRF 模式模拟结果(图 5e)的分布形态与年平均降水偏差的分布形态相 似,但20CR-v2 资料的最大降水正偏差(2.4 mm d<sup>-1</sup>) 覆盖的区域更广,在沿海地区,湖北南部和四川东 部 20CR-v2 资料的降水比观测偏少;WRF 模式的 模拟性能有了显著的提高。在冬季,20CR-v2 资料 的降水(图 5c)仍是比观测偏多,其最大正偏差中 心位于贵州省;WRF 模式模拟的冬季降水量(图 5f)除了在华南地区比观测偏少外,在其他地区与 观测值比较接近,这与前人的研究结果也是类似的 (Zhao, 2013)。

为了定量的对我国南方地区气温和降水进行检验,我们还比较了 20CR-v2 资料和 WRF 模式模拟的结果与观测的泰勒图(Taylor, 2001)。图 6 是 20CR-v2 资料和 WRF 模式模拟的气温分别与 CRU TS 3.21 资



图 5 1961~2010 年我国南方地区(a、b、c) 20CR-v2 资料、(d、e、f) WRF 模式模拟的降水与 CN05.1 资料对应的降水量偏差分布。左:年平均; 中:夏季;右:冬季

Fig. 5 Differences of annual (left column), summer (middle column), and winter (right column) precipitation over southern China between the (a, b, c) 20CR-v2 data, (d, e, f) WRF simulation and CN05.1 data for the period of 1961–2010



图 6 1961~2010 年在我国南方地区 20CR-v2 资料和 WRF 模式模拟的气温分别与观测的 (a) CRU TS 3.21 资料、(b) CN05.1 资料的气温的泰勒分 布图。数字 1~5 分别代表春季 (MAM)、夏季 (JJA)、秋季 (SON)、冬季 (DJF) 和年平均 (ANN)

Fig. 6 Taylor diagrams for the mean surface air temperature from the 20CR-v2 data, WRF simulation and (a) CRU TS 3.21 data, (b) CN05.1 data for the period of 1961–2010 over southern China. The numbers 1–5 represent the mean values of spring (MAM), summer (JJA), autumn (SON), winter (DJF), and annual mean (ANN), respectively

料(图 6a)和 CN05.1 资料(图 6b)在 1961~2010 年四个季节及年平均的泰勒图。图中显示 20CR-v2 资料和 WRF 模式的模拟结果分别与两套观测资料的 空间相关系数和误差标准差都比较接近,但二者与 CN05.1 资料的空间相关系数比二者与 CRU TS 3.21 资料的空间相关系数略大 0.01 左右,误差标准差也 略大 0.02 左右。从四个季节和年平均来看, 20CR-v2 资料与 CN05.1 资料的空间相关系数比 WRF 模式模 拟结果与 CN05.1 资料的空间相关系数小,如在夏季 20CR-v2 资料的值为 0.968, WRF 模式模拟的值为 0.989。从误差标准差来看,除了冬季外,20CR-v2 资料的值都比1小,而WRF模式模拟的结果在所有 季节都大于 1, 说明 WRF 模式模拟的结果空间差异 性较大。WRF 模式模拟的结果在四个季节都更接近 与REF参考点,说明WRF模式模拟的气温略有改进。 20CR-v2 资料和 WRF 模式模拟的降水与两套观测资 料的泰勒图由图 7 给出。从图中可以明显地看出, 20CR-v2 资料的降水空间相关系数在四个季节都比 WRF 模式模拟的结果小, 20CR-v2 资料的误差标准 差都远大于 WRF 模式模拟的误差标准大。在降水充 沛的夏季, 20CR-v2 资料与 CN05.1 资料的空间相关 系数和误差标准差分别为 0.430 和 1.862; WRF 模式 模拟的降水与CN05.1资料的空间相关系数和误差标 准差则为 0.515 和 1.484。

#### 3.2 季节循环

本小节,将讨论在图1中三个子区域(华南地

区 SC、江淮地区 JH 和西南地区 SW) 在近 50 年气 温和降水的季节循环。如图 8 中 CRU TS 3.21 资料、 20CR-v2 资料和 WRF 模式模拟的气温季节循环所 示,20CR-v2 资料和 WRF 模式模拟的气温季节循环所 示,20CR-v2 资料和 WRF 模式模拟的气温与观测 气温的季节循环变化基本一致。在华南地区(图 8a) 的夏季,20CR-v2 资料的气温比观测的值更低,其 他月份则比观测的偏高;在江淮地区(图 8b),从 9 月至 12 月 20CR-v2 资料存在气温偏高现象;在西 南地区(8c)的夏季,20CR-v2 的气温也低于观测 的气温。WRF 模式模拟的气温在季节循环上总体表 现比较一致,在夏季与观测的气温几乎重合,但在 冬季,存在系统性的气温偏低现象,平均偏低 2℃ 左右。

图 9 是降水在我国南方三个子区域的季节循环。观测资料显示夏季降雨量多,冬季降水量少。 20CR-v2 资料能再现降水的季节变化,但在所有的月份都高估计了三个地区的降水,尤其是在华南地区和西南地区。WRF 模式模拟的降水的季节变化与观测的也基本一致,且降水量与观测更为接近。但在华南地区,WRF 模式自1月到12月呈现出负— 正一负的偏差值;在江淮地区和西南地区,WRF 模式高估了夏季降水,低估了冬季降水。总体而言, 相对于 20CR-v2 资料,WRF 模式更好地模拟出了 气温和降水的季节变化特征。

#### 3.3 不同时期的分析

鉴于过去百年的时间尺度较长,趋势的分析又





图 8 1961~2010 年(a) 华南地区、(b) 江淮地区、(c) 西南地区的 CRU TS 3.21 资料、20CRv2 资料和 WRF 模式模拟的近地面气温的季节 循环

Fig. 8 Seasonal cycles of monthly mean surface air temperature for (a) South China (SC), (b) Central China (JH), and (c) Southwest China (SW) for the period of 1961–2010 from CRU TS 3.21 data, 20CR-v2 data, and WRF simulation

与所选取的时间段息息相关,我们首先将过去百年 划分为不同的时段。分析 CRU TS 3.21 资料、CN05.1 资料和 APHRO 资料在我国南方地区区域平均的气 温时间序列(图略)可知,大约在 1942 年以前, 气温呈现出比较一致的上升趋势,随后 1971 年左 右气温为下降趋势,至 2000 年气温又是上升状态,





最后十年气温变化相对较为缓慢。因此,我们将过 去百年划分为 1914~1942 年、1943~1971 年、 1972~2000 年和 2000~2010 年四个时间段来进行 下文的分析和讨论,其中前面三个时间段时间长度 均为 29 年,第四个时间段为 11 年。此外,因 CRU TS 3.21 资料的时间长度最长,下文的分析以此作为 对比。

图 10 是三套资料的气温在我国南方三个子区 域,四个时间段年平均、夏季和冬季区域平均的柱 状图。从年平均上来看,华南地区(图 10a)和江 淮地区(图 10d) 20CR-v2 资料的气温在大多数时间段都略高于 CRU TS 3.21 资料的气温,在西南地区(图 10g) 20CR-v2 资料则比 CRU TS 3.21 资料的气温偏低; WRF 模式模拟的气温则在不同地区的不同时间段都比 CRU TS 3.21 资料的气温低 1.5°C左右。需要注意的是,CRU TS 3.21 资料的气温比 CN05.1 资料的气温高 0.5~1°C。在夏季(图 10b、10e和 10h),与 CRU TS 3.21 资料的气温相比,20CR-v2 资料的气温总体偏低,WRF 模式模拟的气温则和 CRU TS 3.21 资料的气温十分接近。在冬季(图 10c、10f和 10i),20CR-v2 资料的气温也在华南地区和江淮地区比 CRU TS 3.21 资料高出 2~3°C,在西南地区与 CRU TS 3.21 资料较为接近,WRF 模式模拟的冬季气温则存在系统性的偏低现象。因此,区域气候模式对夏季的气温模拟是很好

的,对冬季气温的模拟能力有待进一步提高。

对降水而言,除了在 1914~1942 年冬季的华 南地区(图 11c)和江淮地区(图 11f)20CR-v2资 料的降水比 CRU TS 3.21 资料的降水量偏少外, 20CR-v2 资料的降水量都比 CRU TS 3.21 资料的更 多。WRF 模式模拟的降水量则大大改善了驱动场降 水量偏多的现象,如在西南地区的冬季(图 11i), 20CR-v2 资料的降水量在不同的时间段是 CRU TS 3.21 资料的 2~3 倍,而 WRF 模式模拟的降水量与 CRU TS 3.21 资料的降水量十分接近。尽管 WRF 模式模拟的近地面气温和降水量仍与 CRU TS 3.21 资料有一定的误差,但由于区域气候模式的分辨率 更高,WRF 模式模拟的结果相对于 20CR-v2 资料 更接近观测值。

过去百年三个子区域在不同时间段年平均、夏



图 10 CRU TS 3.21 资料、20CR-v2 资料和 WRF 模式模拟的近地面气温在(a,b,c) 华南地区、(d,e,f) 江淮地区、(g,h,i) 西南地区四个时间段(1914~1942年、1943~1971年、1972~2000年和 2000~2010年)的比较。左列:年平均;中列:夏季;右列:冬季 Fig. 10 Comparison of area-averaged surface air temperature from CRU TS 3.21 data, 20CR-v2 data, and WRF simulation for the four periods (1914–1942, 1943–1971, 1972–2000, and 2000–2010): (a, b, c) South China; (d, e, f) Central China; (g, h, i) Southwest China. Left column: annual mean surface air temperature; middle column: temperature in the summer; right column: temperature in the winter



图 11 同图 10,但为降水量的区域平均 Fig. 11 As in Fig. 10, but for area-averaged precipitation

季和冬季的气温趋势由图 12 给出。由于前文中第 四个时间段(2001~2010)时间长度为 11 年, 与 前面三个时间段长度不同,故未分析这个时间段的 气温趋势。由于气温趋势与选取的起始、终止年份 有较大的敏感性,为了减小由此带来的误差,在图 中还给出了不同地区不同时间段起始、终止年份分 别提前一年(图中正方形)和推后一年(图中三角 形)的结果,如 1914~1942 年提前一年则变为 1913~1941 年。1914~1942 年,在我国南方不同 的地区 CRU TS 3.21 资料的气温趋势都为正,大约 为 0.3°C (10 a)<sup>-1</sup>; 20CR-v2 资料和 WRF 模式模拟 的气温趋势却大都接近于0或者为负趋势,均与观 测的气温趋势不同。1943~1971年, 20CR-v2 资料 的气温趋势和 CRU TS 3.21 资料的符号完全相反; 动力降尺度试验后, WRF 模式模拟的气温趋势与 CRU TS 3.21 资料的气温趋势接近。在第三个时段 的不同地区,三套资料显示的气温趋势都为正, WRF模式模拟的气温趋势大体上与 CRU TS 3.21 资料的气温趋势基本一致。从图中的结果也能看 出,起始和终止年份均提前一年或推后一年对气温 趋势虽有微小的改变,但本质上并没有改变气温趋 势变化的方向。因此,20世纪40年代以后,WRF 模式模拟的气温趋势与观察的总体比较一致,尤其 区域气候模式的动力降尺度试验扭转了 1943~ 1971年 20CR-v2 资料错误的气温趋势。

### 4 总结和讨论

本文用 NOAA 的 20 世纪再分析资料(20CRv2)作为区域气候模式 WRF-ARW(v3.5.1)的驱 动场,在东亚地区进行了百年时间长度的动力降尺 度数值试验,并在我国南方地区与观测资料及



图 12 CRU TS 3.21 资料、20CR-v2 资料和 WRF 模式模拟的近地面气温趋势在(a、b、c) 华南地区,(d、e、f) 江淮地区,(g、h、i) 西南地区的 三个时间段(1914~1942 年、1943~1971 年和 1972~2000 年)的比较。左列:年平均;中列:夏季;右列:冬季

Fig. 12 Trends of area-averaged surface air temperature from CRU TS 3.21 data, 20CR-v2 data, and WRF simulation for the three periods (1914–1942, 1943–1971, and 1972–2000): (a, b, c) South China; (d, e, f) Central China; (g, h, i) Southwest China. Left column: annual mean surface air temperature; middle column: temperature in the summer; right column: temperature in the winter

20CR-v2 资料的结果进行了对比分析,评估了模式 对区域气候的动力降尺度模拟能力。

(1) WRF 模式总体上准确模拟了我国南方地区 近 30 年气温和降水的空间分布形态,对气温的高、 低温中心以及降水由东南沿海向西北的递减均能 与观测相对应。气温和降水的空间相关系数在四个 季节和年平均上比20CR-v2资料对应的值均有不同 程度的提高。相对于20CR-v2资料的气温和降水与 观测资料的误差,WRF 模式减小了气温和降水年平 均及夏季的误差,但在冬季,WRF 模式模拟的气温 和降水与观测值相比都偏小。此外,对于我国南方 不同地区的气温和降水季节循环,WRF 模式的模拟 效果与20CR-v2资料相比也有了较大的改善。

(2) 对于过去百年我国南方不同时间段不同区

域的对比分析表明,WRF 模式模拟的区域平均气温 基本上与观测的值比较接近,但在冬季存在系统性 的冷偏差;WRF 模式模拟的降水量比 20CR-v2 资 料的降水都更接近与观测的降水量,减小了 20CRv2 资料降水偏多的误差。

(3)通过对过去百年三个主要的时间段气温趋势的分析表明,WRF模式能够很好地模拟出 20世纪 40年代以后观测的气温趋势,尤其是在 1943~1971年这段时间大大提高了模拟性能。在 20世纪 40年代以前,由于驱动场同化的气压等资料的稀缺,WRF模式的模拟结果与观测的气温趋势仍有一定的距离。

在本文中,对气温而言,WRF模式的模拟是很成功的,对其空间分布、空间相关系数及季节循环

6 期 孔祥慧等:利用区域气候模式对我国南方百年气温和降水的动力降尺度模拟 No.6 KONG Xianghui et al. Simulation of Temperature and Precipitation during the Last 100 Years over Southern China ... 723

等都和观测资料符合得很好。对降水而言,WRF 模式的模拟能力提高得多。WRF 模式存在的一个不 足是对冬季气温的模拟相对于夏季而言存在较大 的冷偏差。不过,我们强调,在我们的分析中,经 过区域气候模式进行动力降尺度试验后对冬季的 气温有系统性的冷偏差是比再分析资料主要的不 足,相比对其他季节近地面气温场和全年降水场的 改进,这一小的不足在现阶段是可以接受的。Fu et al. (2005) 年利用 9 个 RCM 模式对东亚地区 1997 年冬天区域平均的近地面气温进行了比较,结果显 示在我国 5 个 RCM 模式模拟的冬季气温偏低, 9 个 RCM 模式模拟冬季气温的集合平均结果也仍然 偏低。Yu et al. (2015)利用 WRF 模式对 1976~2005 年的近地面气温分析同样表明, WRF 模式模拟的冬 季气温在我国偏低。这些试验采用的区域气候模 式、驱动场和物理参数化方案都是不同的,但却对 我国冬季气温的模拟存在一致的偏低现象。因此, 改进区域气候模式对东亚区域冬季气温的冷偏差 是今后需要重视的问题。此外,这种冷偏差和所选 取的物理参数化方案是密切相关的。参数化方案包 括长短波辐射传输、大气湍流、云微物理过程、陆 面过程和积云对流等许多物理过程。这些物理过程 是相互作用的,例如,太阳短波辐射通过短波传输 方案到达地面后,陆表过程方案将改变地表温度、 陆气感热通量、潜热通量及大气边界层的稳定性; 大气稳定性的改变引起积云对流方案产生出云和 降水;降水到达地面后又改变地表的湿度;此外, 云的产生对地表的入射短波辐射有重要的影响,进 而使得近地面温度发生变化。我们也尝试做了一些 物理参数化的敏感性试验,对气温和降水的模拟有 不同程度的影响,但对冬季气温的冷偏差还是表现 出了一致性。对于气温和降水的偏差的原因,尤其 是冬季系统性的冷偏差原因,因为涉及到地表及大 气顶辐射通量、土壤湿度、地表反照率等诸多变量 的检验,已经超出了本文的讨论范围。我们将在随 后的工作中对偏差产生的原因进行详细的讨论。

#### 参考文献(References)

- Berrisford P, Kållberg P, Kobayashi S, et al. 2011. Atmospheric conservation properties in ERA-Interim [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 137: 1381–1399, doi:10.1002/qj.864.
- Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model

implementation and sensitivity [J]. Mon. Wea. Rev., 129: 569–585, doi: 10.1175/1520-0493(2001)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2.

- 陈明, 符淙斌. 2000. 区域和全球模式的嵌套技术及其长期积分试验 [J]. 大气科学, 24 (2): 253–262. Chen Ming, Fu Congbin. 2000. A nest procedure between regional and global climate model and its application in long term climate simulations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24 (2): 253–262, doi:10.3878/j.issn.1006-9895. 2000.02.13.
- Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. 2004. A description of the NCAR community atmosphere model (CAM3.0) [R]. NCAR Technical Note, NCAR/TH-464+STR, 226pp.
- Compo G P, Whitaker J S, Sardeshmukh P D, et al. 2011. The twentieth century reanalysis project [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 137: 1–28, doi:10.1002/qj.776.
- Dickinson R E, Errico R M, Giorgi F, et al. 1989. A regional climate model for the western United States [J]. Climate Change, 15: 383–422, doi:10.1007/BF00240465.
- Ek M B, Mitchell K E, Lin Y, et al. 2003. Implementation of Noah land surface model advances in the national centers for environmental prediction operational mesoscale Eta model [J]. J. Geophys. Res., 108 (D22): 8851, doi:10.1029/2002JD003296.
- 范可, 刘辉. 2013. 近百年东亚冬季气温及其大气环流变化型态 [J]. 大 气科学, 37 (2): 383–394. Fan Ke, Liu Hui. 2013. Winter temperature over East Asia and atmospheric circulation patterns in the last 100 years [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (2): 383–394, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12305.
- Fu C B, Wang S Y, Xiong Z, et al. 2005. Regional climate model intercomparison project for Asia [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 86 (2): 257–266.
- Gao X J, Zhao Z C, Ding Y H, et al. 2001. Climate change due to greenhouse effects in China as simulated by a regional climate model [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 18: 1224–1230, doi:10.1007/s00376-001-0036-y.
- Gao X J, Shi Y, Giorgi F. 2011. A high resolution simulation of climate change over China [J]. Science China Earth Sciences, 54: 462–472, doi:10.1007/s11430-010-4035-7.
- Giorgi F. 1990. On the simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model [J]. J. Climate, 3: 941–963, doi:10.1175/1520-0442(1990)003<0941:SORCUA>2.0.CO;2.
- Giorgi F, Mearns L O. 1999. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited [J]. J. Geophys. Res., 104 (D6): 6335–6352, doi:10.1029/98JD02072.
- Giorgi F, Coppola E, Solmon F, et al. 2012. RegCM4: Model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains [J]. Climate Research, 52: 7–29, doi:10.3354/cr01018.
- Hansen J, Ruedy R, Sato M, et al. 2010. Global surface temperature change[J]. Reviews of Geophysics, 48: 1–29, doi:10.1029/2010RG000345.
- Harris I, Jones P D, Osborn T J, et al. 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—The CRU TS 3.10 dataset [J]. International Journal of Climatology, 34: 623–642, doi:10.1002/joc.3711.
- Hersbach H C, Peubey C, Simmons A, et al. 2015. ERA-20CM: A twentieth-century atmospheric model ensemble [J]. Quart. J. Roy. Meteor.

Soc., 141: 2350-2375, doi:10.1002/qj.2528.

- Hong S Y, Lim J O J. 2006. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6) [J]. Journal of the Korean Meteorological Society, 42: 129–151.
- Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes [J]. Mon. Wea. Rea., 134: 2318–2341, doi:10.1175/MWR3199.1.
- IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [M]. Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al, Eds. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 1535pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.
- Jones R G, Noguer M, Hassell D C, et al. 2004. Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS [R]. Technology Report. Exeter, United Kingdom: Met Office Hadley Centre.
- 鞠丽霞, 王会军. 2006. 用全球大气环流模式嵌套区域气候模式模拟东 亚现代气候 [J]. 地球物理学报, 49 (1): 52–60. Ju Lixia, Wang Huijun. 2006. Modern climate over East Asia simulated by a regional climate model nested in a global grid point general circulation model [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 49 (1): 52–60, doi:10.3321/j.issn: 0001-5733.2006.01.008.
- Kain J S, Fritsch J M. 1993. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme [M]// Emanuel K A, Raymond D J, Eds. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models. Boston: American Meteorological Society, 165–170, doi:10.1007/978-1-935704-13-3\_16.
- Kain J S. 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update [J].
  J. Appl. Meteor., 43: 170–181, doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0170: TKCPAU>2.0.CO;2.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 437–472, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Kobayashi S, Ota Y, Harada Y, et al. 2015. The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 93: 5–48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.
- Liu Y Q, Avissar R, Giorgi F. 1997. Simulation with the regional climate model RegCM2 of extremely anomalous precipitation during the 1991 East Asian flood: An evaluation study [J]. J. Geophys. Res., 101 (D21): 26199–26215, doi:10.1029/96JD01612.
- Osborn T J, Jones P D. 2014. The CRUTEM4 land-surface air temperature data set: Construction, previous versions and dissemination via Google Earth [J]. Earth System Science Data, 6: 61–68, doi:10.5194/essd-6-61-2014.
- Pal J S, Giorgi F, Bi X Q, et al. 2007. Regional climate modeling for the developing world: The ICTP RegCM3 and RegCNET [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 88: 1395–1409, doi:10.1175/BAMS-88-9-1395.
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. J. Geophys. Res., 108 (D14): 4407, doi:10.1029/2002JD002670.

Reynolds R W, Smith T M, Liu C Y, et al. 2007. Daily high-resolution-

blended analyses for sea surface temperature [J]. J. Climate, 20: 5473-5496, doi:10.1175/2007JCLI1824.1.

- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2008. A description of the advanced research WRF version 3 [R]. NCAR Technical Note, NCAR/TN-475+STR, 113pp.
- Taylor K E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram [J]. J. Geophys. Res., 106 (D7): 7183–7192, doi:10.1029/ 2000JD900719.
- Torma C, Giorgi F, Coppola E. 2015. Added value of regional climate modeling over areas characterized by complex terrain—Precipitation over the Alps [J]. J. Geophys. Res., 120: 3957–3972, doi:10.1002/2014JD022781.
- Uppala S M, KÅllberg P W, Simmons A, et al. 2005. The ERA-40 re-analysis [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131: 2961–3012, doi: 0.1256/qj.04.176.
- 吴佳,高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其他资料的对比 [J]. 地球物理学报,56 (4): 1102–1111. Wu Jia, Gao Xuejie. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 56 (4): 1102–1111, doi:10.6038/cjg20130406.
- Yasutomi N, Hamada A, Yatagai A. 2011. Development of a long-term daily gridded temperature dataset and its application to rain/snow discrimination of daily precipitation [J]. Global Environmental Research, 15 (2): 165–172.
- Yu E T, Sun J Q, Chen H P, et al. 2015. Evaluation of a high-resolution historical simulation over China: Climatology and extremes [J]. Climate Dyn., 45 (7–8): 2013–1031, doi:10.1007/s00382-014-2452-6.
- Yuan X, Liang X Z, Wood E F. 2012. WRF ensemble downscaling seasonal forecasts of China winter precipitation during 1982–2008 [J]. Climate Dyn., 39: 2041–2058, doi:10.1007/s00382-011-1241-8.
- Zeng X B, Beljaars A. 2005. A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modeling and data assimilation [J]. Geophys. Res. Lett., 32(14): L14605, doi:10.1029/2005GL023030.
- Zhang Y, Xu Y L, Dong W J, et al. 2006. A future climate scenario of regional changes in extreme climate events over China using the PRECIS climate model [J]. Geophys. Res. Lett., 33 (24): L24702, doi:10.1029/ 2006GL027229.
- Zhao D M. 2013. Performance of regional integrated environment modeling system (RIEMS) in precipitation simulations over East Asia [J]. Climate Dyn., 40: 1767–1787, doi:10.1007/s00382-012-1660-1.
- 赵宗慈, 罗勇. 1998. 二十世纪九十年代区域气候模拟研究进展[J]. 气 象学报, 56 (2): 225–246. Zhao Zongci, Luo Yong. 1998. Advance on investigations of regional climate modelling since 1990 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 56 (2): 225–246, doi:10.11676/ qxxb1998.021.
- Zhou T, Li Z. 2002. Simulation of the East Asian summer monsoon by using a variable resolution atmospheric GCM [J]. Climate Dyn., 19: 167–180, doi:10.1007/s00382-001-0214-8.
- Zhu Y L. 2013. Interdecadal variations of winter temperatures in East China during the past 100 years and related atmospheric circulation [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 6 (5): 290–294, doi:10.3878/ j.issn.1674-2834.12.0094.