

一个变网格大气环流模式对中国东部春季的区域气候模拟^{*}

辛晓歌^{1,2} 周天军² 李肇新^{1,3}
XIN Xiaoge^{1,2} ZHOU Tianjun² LI Zhaoxin^{1,3}

1. 国家气候中心气候系统模式室, 北京, 100081

2. 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

3. 法国科研中心动力气象实验室, 巴黎, 法国

1. *Division of Climate System Modeling, National Climate Center, Beijing 100081, China*

2. *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

3. *Laboratoire de Météorologie Dynamique, CNRS, Paris, France*

2009-06-13 收稿, 2009-09-18 改回.

Xin Xiaoge, Zhou Tianjun, Li Zhaoxin. 2011. Regional climate simulation over eastern China in spring by a variable resolution AGCM. *Acta Meteorologica Sinica*, 69(4):682-692

Abstract A variable resolution global Atmospheric General Circulation Model LMDZ4 developed at Laboratoire de Météorologie Dynamique is used to simulate the spring climate in eastern Asia during 1958–2000. The model is forced by the ERA-40 reanalysis data. The mean climate, interannual variability and interdecadal variability in April–May over eastern China simulated by the model are compared with the observation. The model can realistically simulate the climate distribution of the atmospheric circulation, precipitation and surface air temperature. The model has a better capability in reproducing the atmospheric circulation in the middle and upper troposphere than that in the lower troposphere. The model systematically overestimates the rainfall in the central part of eastern China and North China. The simulated biases of surface climate over eastern China show that it is in the warmer and wetter sides in the central and eastern parts of China and South China, whereas in the colder and wetter sides in North China. The simulated rainfall in central and eastern China is larger than the observation by about 1.6 mm/d. The simulated surface air temperature is lower than the observation by about 1.4 °C in North China, and higher than the observation by over 0.5 °C in central and eastern China and South China. Such biases are related to the stronger low-level southwest flow in South China and stronger northwest flow in North China. The model well simulated the interannual variability of the atmospheric circulation in the troposphere, especially in the middle and upper troposphere. The correlation coefficients of the variables are all above 0.6. The model well reproduced the interannual variability of the precipitation and surface air temperature in East China. The correlations between the simulation and the observation are all larger than 0.7 in North China, central and eastern China and South China. The analysis about the decadal change of the late spring climate shows that the model reproduced the interdecadal drought in central and eastern China and the interdecadal increase of the precipitation in northeastern China occurred in the late 1970s. The model also reproduced the interdecadal warming in the Huanghuai Basin. So the regional climate simulation over East Asia by this model is not only able to reproduce the mean climate status in spring, but also has a good capability in simulating the interannual and interdecadal variability of the spring climate in eastern China.

Key words Variable resolution model, Regional climate simulation, Spring, Decadal change

^{*} 资助课题: 国家财政部/科技部公益类行业专项 (GYHY200706010、GYHY200806006)、国家自然科学基金资助项目 (40625014、40821092)、国家科技支撑计划 (2007BAC03A01、2007BAC29B03)、国家重点基础研究发展计划 (2010CB951903)。

作者简介: 辛晓歌, 主要从事气候变化与数值模拟研究。E-mail: xinxg@cma.gov.cn

摘要 将法国动力气象实验室发展的变网格全球大气环流模式 LMDZ4 在东亚地区进行加密,并使用 ERA-40 再分析资料进行环流强迫,对 1958—2000 年每年春季开展区域气候模拟,将模拟的 4—5 月气候平均态、年际和年代际变率与观测进行了对比。模式能够较为真实地模拟出 4—5 月东亚地区气候平均大气环流、降水和气温的空间分布,但对流层中、高层环流的模拟比对低层环流的模拟更接近于观测;模式对中国东部地区地面气候的模拟偏差主要表现为:中国中东部和华南地区偏暖偏湿,而华北则为偏冷偏湿。中东部地区的降水量比观测偏多约 1.6 mm/d;模拟的地表气温在华北偏低约 1.4℃,在中东部和华南均偏高超过 0.5℃。模式对降水的模拟偏差与其模拟的低层南支西南气流和北部西北气流均偏强有关。模式对中国东部对流层,尤其是对流层中上层大气环流的年际变化具有很好的再现能力,各物理量与观测值的相关系数都在 0.6 以上。模式也能很好地模拟出中国东部降水和气温的年际变率,在华北、中东部和华南,观测和模拟值在 1958—2000 年的相关系数均在 0.7 以上。模式还能够模拟出 20 世纪 70 年代末出现的中东部干旱和东北地区降水增多的年代际变化特征,也能够再现黄淮流域年代际增温的现象。因此,该模式对东亚区域气候的模拟不仅对东亚春季气候平均态具有较好的再现能力,而且对中国东部春季气候的年际变率和年代际变化也具有一定的模拟能力。

关键词 变网格模式, 区域气候模拟, 春季, 年代际变化

中图法分类号 P435⁺.2

1 引言

气候模式是理解气候变率机制、预测和预估未来气候变化的重要工具。全球大气环流模式在模拟区域气候特征及变率时,由于水平分辨率低,难以细致地描述区域内复杂地形、陆-气交换等因素对局地气候的强迫和影响,其模拟结果存在较大的不确定性(赵宗慈等, 1998; 钱永甫等, 1999; Yu, et al, 2000; Zhou, et al, 2006)。区域气候模式由于水平分辨率较高,是对全球气候模式的一个有力补充(Gao, et al, 2006)。近年来,有限区域气候模式得到了较快的发展(Wang, et al, 2004; 胡娅敏等, 2006; 刘鸿波等, 2006)。在东亚地区应用较多的区域气候模式有中国国家气候中心发展的 RegCM_NCC(史学丽等, 2001; Liu, et al, 2002; 李巧萍等, 2004, 2005; 刘一鸣等, 2005)、中国科学院大气物理研究所东亚中心发展的 RIEMS(符淙斌等, 2004; 熊喆, 2004a, 2004b)、南京大学的区域气候模式(王世玉等, 2001, 2003; 陆艳艳等, 2007; 姚素香等, 2008)和 ICTP 发展的 RegCM3(高学杰等, 2003a; 张冬峰等, 2005, 2007)等。这些模式对东亚区域气候事件、气候平均特征和年际变率等方面的模拟能力已经得到了较为充分的验证,还被广泛地应用到东亚气候变化的归因研究中(周天军等, 2008)。与此同时,区域气候模式还可以通过与全球耦合模式的嵌套,来进行未来气候变化情景预估和气候敏感性试验等(Gao, et al, 2001, 2003; 高学杰等, 2003b, 2003c)。

对局地区域气候进行模拟的另外一种有效途径

是采用变网格技术,在全球模式中对某一区域加密网格,使该区域模式的水平分辨率提高,而远离该区域的水平分辨率则相对降低。Déqué 等(1994)的研究结果表明,和单纯的全球模式相比,这种方法能够提高模式对区域气候的模拟能力。LMDZ 模式是法国国家科研中心动力气象实验室(LMD)发展的一个具有变网格能力的大气环流模式(Le Treut, et al, 1994, 1998)。Zhou 等(2002)利用该模式对东亚地区进行加密,模式能够较好地再现东亚夏季风的基本特征。不过,仅使用传统模拟方法(即使用观测海表温度(SST)强迫大气模式)来运行变网格大气模式,其模拟性能和应用均受到限制。最近,该模式增加了一个新的功能,即可以利用再分析资料或全球气候模式环流资料来强迫加密区域之外的环流场,使该模式对加密区域的模拟类似于一个区域气候模式。

目前对东亚地区区域气候模拟的评估大多数是针对夏季,实际上,气候模式能否真实地模拟春季气候也很重要,因为春季正值中国东部地区农作物、经济作物生长期,春季雨量多少会直接影响到农业生产。另一方面,春季影响中国东部降水的环流系统较之夏季要简单一些,检验模式对春季降水的模拟能力更有利于发现模式存在的问题,从而为模式的发展完善提供依据。

本文将利用 LMDZ 模式的区域气候模拟功能,对东亚地区 1958—2000 年春季气候进行模拟,评估模式对东亚 4—5 月气候态的模拟性能,考察模式对气候年际变率和年代际变化的再现能力,这将为利用该模式进行东亚气候预估和气候变化机理研究提供参考。

2 模式介绍和试验设计

本文使用的是 LMDZ 模式的 4.0 版, 即 LMDZ4(Hourdin, 2006)。该模式使用的对流参数化方案是 Emanuel(1993)方案, 此方案相对于 Tiedtke 对流参数化方案, 对哈得来-沃克环流圈、热带地区上升运动和降水等方面的模拟更合理(Hourdin, 2006)。辐射过程的计算采用了欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的辐射方案, 其中, 短波采用 Fouquart 等(1980)发展的方案, 并进行了重新定义, 长波的计算采用 Morcrette 等(1986)的方案。LMDZ4 模式使用了预报云参数化方案, 是通过引入一个云水含量的预报方程来实现的(Le Trent, et al, 1991), 云量及凝结水量的计算都依赖于模式格点内部总含水量的统计分布。土壤湿度和蒸发的计算采用 ORCHIDEE 地表-植被-大气传输和动态植被模型(de Rosnay, et al, 2002; Krinner, et al, 2005)中的两层水分方案。蒸散量的计算依赖于植被函数类

型, 随季节变化的叶面积指数由卫星资料给定(Myneni, et al, 2002)。

由于 LMDZ 网格的可变性, 该模式既能进行全球气候模拟(Li, 1999), 又能用于区域气候的模拟研究(Krinner, et al, 1998; Genthon, et al, 2002; Zhou, et al, 2002)。作为区域气候模式时, 利用指数松弛的方法使模拟的大气环流场向再分析资料靠近, 在加密区内, 松弛过程的时间尺度是 10 d, 而在加密区域以外, 松弛过程的时间尺度仅是 0.5 h。这样, 在加密区域内模式几乎是独立运行, 而在加密区以外模式几乎完全依赖于强迫场。

本文使用的 LMDZ4 模式的水平网格点为 120×91 , 垂直方向为 19 层。模式的加密区域取在东亚, 中心点位于 (32°N , 102°E), 加密区域内的网格点几乎是均匀分布的, 水平分辨率约为 60 km。图 1 给出了模式在全球和东亚区域的网格点分布。加密区域覆盖了包括青藏高原在内的整个中国大陆及其周边区域。

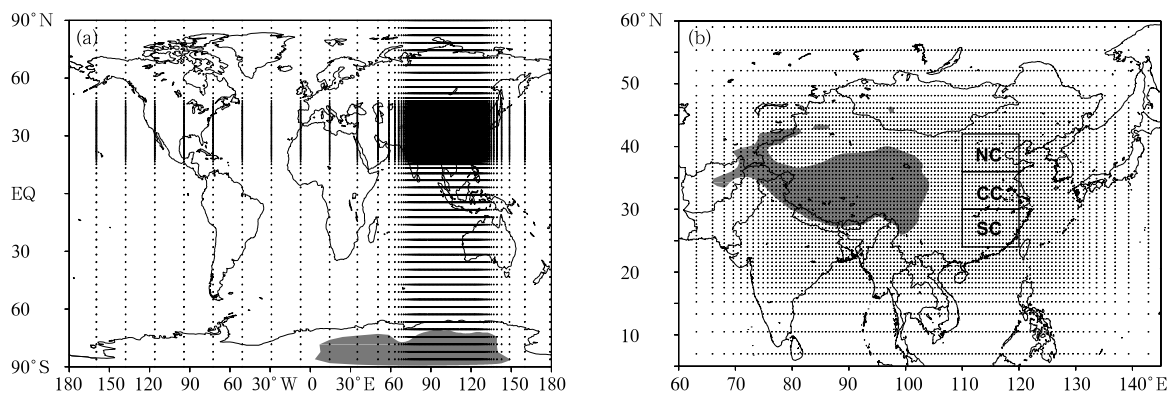


图 1 模式在全球(a)和东亚地区(b)的网格点分布(阴影:地形高于 2500 m)
Fig. 1 Distributions of the model grids over the globe (a) and East Asia (b)
(shaded for the topography higher than 2500 m)

模式的强迫环流场使用 ERA-40 再分析资料(Uppala, et al, 2005), 强迫变量包括纬向风(u)、经向风(v)、温度(t)和比湿(q), 强迫值每 6 h 更新一次。下边界由气候平均 SST 和海冰进行强迫。为了与全球大气环流模式 LMDZ4 区别, 本文将进行了上述设置的 LMDZ4 模式称为 LMDZ4-RCM。模式的积分时间步长为 180 s, 积分时间为 1958—2000 年每年 3 月 1 日—5 月 31 日, 为了避免模式初值调整过程对模拟结果的影响, 本文选取 4—5 月的模拟结果进行模式评估。用来检验模拟结果的环流场资料为 ERA-40 再分析资料, 降水和气温使用由中国气象局信息中心

提供的 560 个站的地面观测站资料。

3 试验结果分析

为了系统地检验模式的模拟能力, 将分别从气候平均、年际变率和年代际变化 3 个方面进行比较和检验。气候平均是指 1958—2000 年的均值。为了便于说明, 文中将 ERA-40 再分析资料称为观测资料。

3.1 气候平均场

3.1.1 空间分布

对流层 200 hPa 急流和低层西南气流是东亚大

气环流的重要组成部分(Zhang, et al, 2006; 陆艳艳等, 2007), 其位置直接影响到中国东部地区降水的分布。模式对 200 hPa 4—5 月气候平均纬向风的模拟结果如图 2a。模式能够较好地模拟出东亚急流的基本位置, 模拟的急流中心位于 32°N 附近, 最大风速达到 40 m/s, 与观测资料(图 2b)非常接近, 但其强度比观测弱。由模拟与观测之差(图 2c)可见, 除了青藏高原东部区域, 其他区域均为负偏差, 负偏差中心出现在青藏高原南侧至中国南部地

区, 最大偏差值为 4 m/s。这与气温的模拟偏差是一致的(图略), 模式模拟的 200 hPa 气温在中国以南海域偏低, 而在青藏高原上空以及中国东部偏高, 使得青藏高原南侧以及中国南部区域的海陆温度南北梯度偏弱。

由 850 hPa 气候平均风场(图 3)可见, 模式较好地模拟出了对中国气候有重要影响的南、北支气流。北支西北气流从贝加尔湖南下, 流经中国华北和东北地区; 南支气流位于中国南部, 由印缅槽槽前

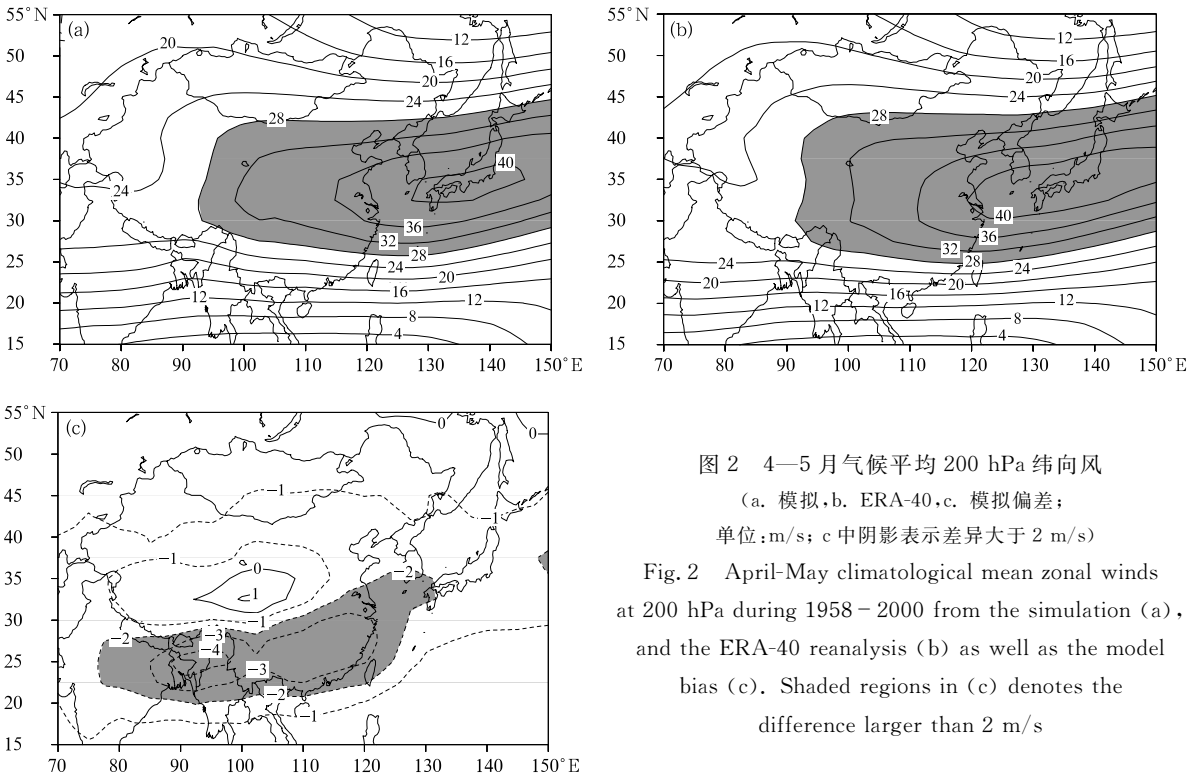


图 2 4—5 月气候平均 200 hPa 纬向风
(a. 模拟, b. ERA-40, c. 模拟偏差;
单位: m/s; c 中阴影表示差异大于 2 m/s)

Fig. 2 April-May climatological mean zonal winds at 200 hPa during 1958–2000 from the simulation (a), and the ERA-40 reanalysis (b) as well as the model bias (c). Shaded regions in (c) denotes the difference larger than 2 m/s

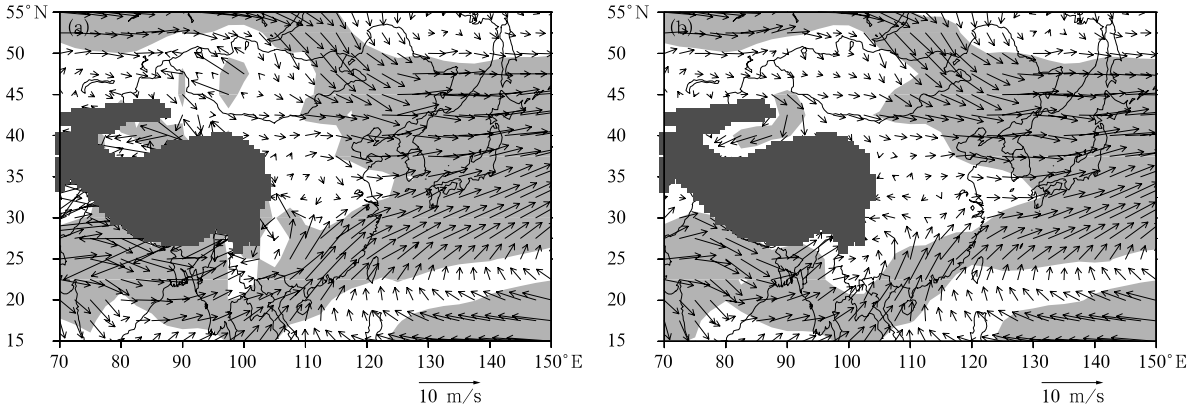


图 3 4—5 月气候平均 850 hPa 水平风场(a. 模拟, b. ERA-40; 单位: m/s; 浅阴影表示风速大于 3 m/s, 深阴影区为地形)
Fig. 3 April–May climatological mean winds at 850 hPa during 1958–2000 from the simulation (a) and the ERA-40 (b); the area with the wind velocity larger than 3 m/s is shaded; the deep grey areas are the Tibet Plateau

和西太平洋副热带高压西北侧的西南风交汇而成。与观测资料对比可知,模式模拟的南、北支气流均比观测偏强,南支西南风气流能够北伸至 30°N 附近。这样的模拟偏差一方面会引起南、北气流冷暖交汇区有更强的相互作用;另一方面,南支气流比观测输送更多的水汽至中国东部地区。

图 4 给出了模拟和观测的 4—5 月气候平均降

水以及二者之差。模式较为成功地模拟出了降水的南北阶梯分布特征,能够再现位于中国东南沿海的降水中心,但没有合理再现位于华南地区的降水中心。由模拟偏差(图 4c)可见,模式在中国中东部、东南沿海以及东北地区模拟的降水偏多,比实际观测偏多 $1\text{--}2\text{ mm/d}$ 。这样的降水偏差与上述分析的低层风场偏差一致。

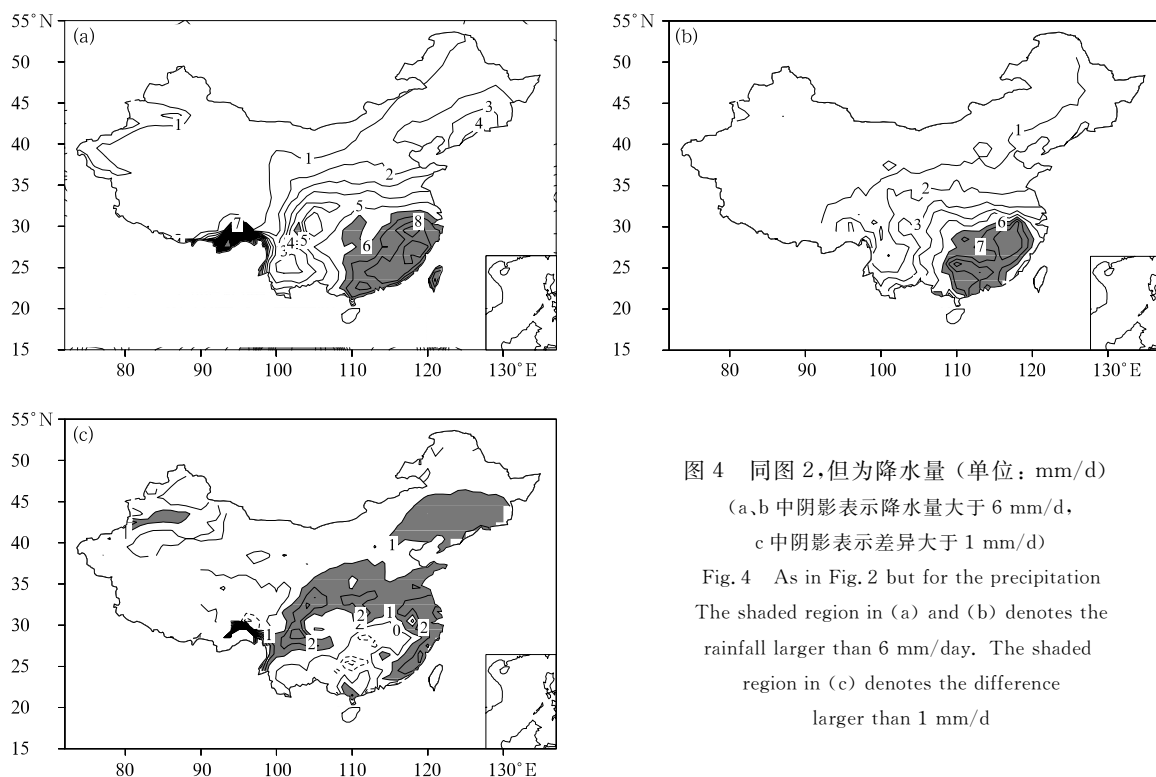


图 4 同图 2, 但为降水量 (单位: mm/d)

(a、b 中阴影表示降水量大于 6 mm/d ,

c 中阴影表示差异大于 1 mm/d)

Fig. 4 As in Fig. 2 but for the precipitation

The shaded region in (a) and (b) denotes the

rainfall larger than 6 mm/day . The shaded

region in (c) denotes the difference

larger than 1 mm/d

为了定量评价各个变量的空间分布在模拟和观测之间的相似程度,进一步计算二者之间的空间相关系数和标准差的比值。除了 200 hPa 纬向风、 850 hPa 风场和降水,还给出了 300 hPa 气温、 500 hPa 位势高度和地表气温。对于对流层中上层大气环流(200 hPa 纬向风、 300 hPa 气温和 500 hPa 位势高度),选取的范围为东亚区域($20^{\circ}\text{--}45^{\circ}\text{N}$, $85^{\circ}\text{--}125^{\circ}\text{E}$);对于对流层低层大气环流和地表变量(850 hPa 风场、降水和地表气温),为了避免青藏高原大地形的影响,选取的范围为高原以东区域($20^{\circ}\text{--}45^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\text{--}125^{\circ}\text{E}$)。

这些变量的计算结果均表示在泰勒图(Taylor, 2001)(图 5)上,图中半径表示模拟和观测的标准差的比率,与纵坐标轴的角度表示相关系数的反余弦,

即离横坐标轴和比率为 1 的半径越近,则模拟越接近于观测。可见,模拟结果中与观测最接近的是 300 hPa 气温和 500 hPa 位势高度,二者的空间相关系数均达到了 0.998,而且,其标准差与观测基本一致。其次是 200 hPa 纬向风,模拟与观测场的空间相关系数为 0.98,其标准差比观测略微偏大。 850 hPa 经向风、降水和地表气温的空间相关系数约为 0.9,但是,其标准差与观测均具有较大差异。模式模拟的 850 hPa 纬向风的标准差与观测基本一致,而空间分布与观测具有较大差异,与观测场的空间相关系数为 0.83。对比这几个变量可知,相对于对流层低层风场和地面要素,模式对对流层中上层环流具有更好的模拟能力。

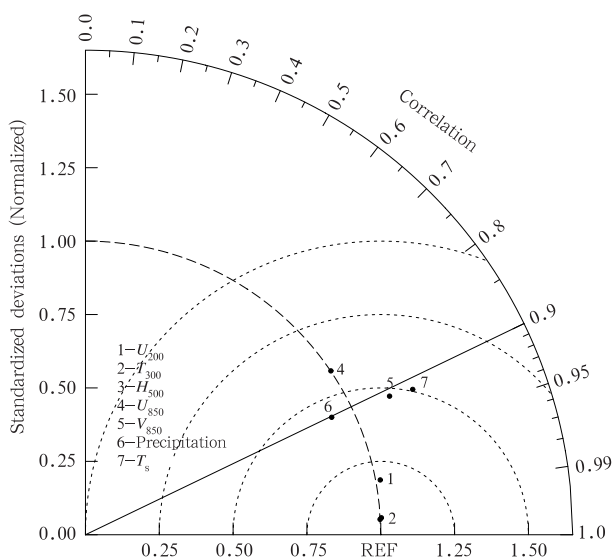


图5 泰勒图

(数字所在位置代表模式模拟的各物理量场与观测的相似度,半径表示模拟与观测的比率,与纵坐标的角度代表模拟与观测的空间相关系数的反余弦。所有的物理量均为1958—2000年4—5月平均)

Fig. 5 Taylor diagram

(The position at which each number is located marks the resemblance between the simulation and the observation. The radial distance from the origin indicates the standard deviation of the spatial variations, normalized by the observed value. The angle from the vertical axis represents the inverse cosine of the spatial correlation between the simulated and observed variable. All the variables are the mean value of April–May during 1958–2000)

3.1.2 环流的垂直偏差

为了定量分析中国东部的模拟偏差,将中国东部划分为3个子区域(图1b):华北(36° — 42° N, 110° — 120° E)、中东部(30° — 36° N, 110° — 120° E)和华南(24° — 30° N, 110° — 120° E),分别简称为NC、CC和SC。

这3个区域的区域平均气温、纬向风和经向风在垂直各层的模拟偏差如图6。温度的模拟值在700—300 hPa与观测最为接近;在对流层低层(925—850 hPa)模拟偏差在 1° C以内,表现为华北地区偏冷,中东部和华南偏暖(图6a);在对流层顶附近,3个区域均出现了较大的暖偏差。纬向风的模拟偏差(图6b)主要表现在对流层上层,3个区域的西风风速均比观测偏小,在对流层中层700—400 hPa,模拟与观测较为接近;在对流层低层,华北地区的西风偏弱,中东部和华南地区的西风偏强;华南区域的模拟偏差比其他2个区域大。经向风的模拟偏差廓线如图6c,与纬向风类似,模拟偏差值在对流层中上层相对较小。因此,该模式的模拟技巧在对流层中上层明显好于对流层低层。在对地表气候具有重要影响的对流层下层(850 hPa),模式模拟的华南地区南风偏强,华北和中东部地区的北风偏强,这与之前的分析是一致的。

3.1.3 降水 and 气温的模拟偏差

由NC、CC和SC区域4—5月气候平均降水和气温的模拟偏差(图7)可见,模拟的3个区域的降

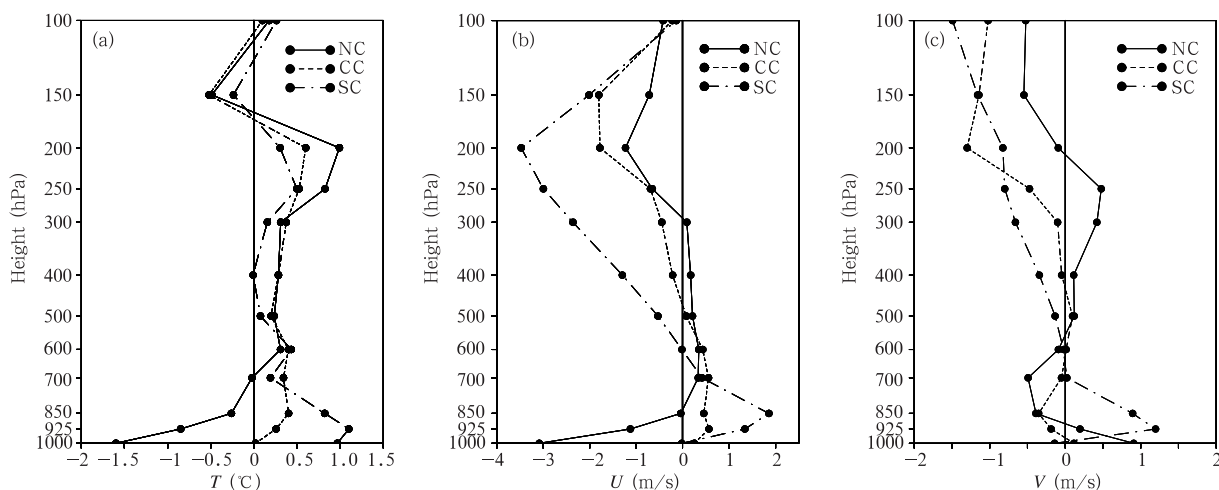


图6 模式对NC、CC和SC区域4—5月气候平均模拟偏差的垂直分布

(a. 气温($^{\circ}$ C), b. 纬向风(m/s), c. 经向风(m/s))

Fig. 6 Vertical distributions of the model bias for April–May climatological mean temperature (a), zonal wind (b) and meridional wind (c) during 1958–2000 in the regions of NC, CC and SC

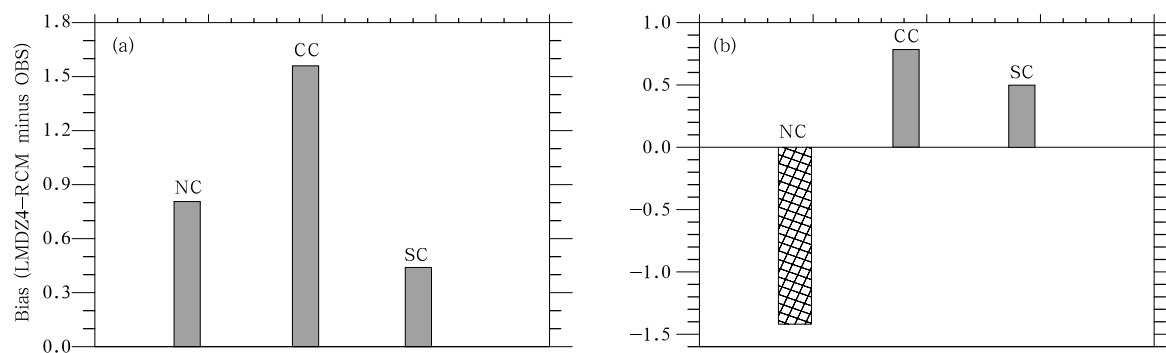


图7 模式对 NC、CC 和 SC 区域 4—5 月气候平均的模拟偏差

(a. 降水(mm/d), b. 地表气温(°C))

Fig. 7 Model biases for the April – May climatological mean precipitation (a, unit: mm/d) and surface air temperature (b, unit: °C) in the regions of NC, CC and SC

水均比观测偏多,中东部比观测偏多达 1.6 mm/d, 华南地区的偏差相对较小,为 0.4 mm/d。在中东部和华南地区气温均偏高,分别为 0.8 和 0.5°C。综合而言,模式对中国中东部和华南的模拟偏暖偏湿,而对华北地区则为偏冷偏湿。通过上文环流模拟偏差分析可知,南支西南风偏强,这样将向中国东部输送了较多的暖湿空气,使得中东部和华南地区偏暖;由于北支气流也偏强,使得位于南、北气流交汇区的中东部降水出现了较大的模拟偏差。华北地区模拟偏冷可能与该区域降水偏多具有一定的关联,由于降水增多意味着该区域可能存在更多的云量,通过影响辐射传输,使得地表气温偏低。

3.2 年际变率

为了检验模式对气候年际变率的模拟能力,这里将模拟的逐年 NC、CC 和 SC 区域 4—5 月环流、降水 and 气温演变序列与观测进行比较。垂直各层气温、经向风和纬向风的模拟值与观测的相关系数见图 8。700—250 hPa, 3 个区域气温年际变化的模拟均与观测非常一致,相关系数均超过 0.8; 850 hPa 以下, 3 个区域的相关系数随着高度降低逐渐减小, 不过也都大于 0.4, 显著性水平达到 1%。对气温年际变率模拟最好的区域是华北, 其次是中东部和华南。纬向风和经向风的年际相关系数分布非常相似, 850 hPa 以上, 3 个区域的相关系数均在 0.9 以

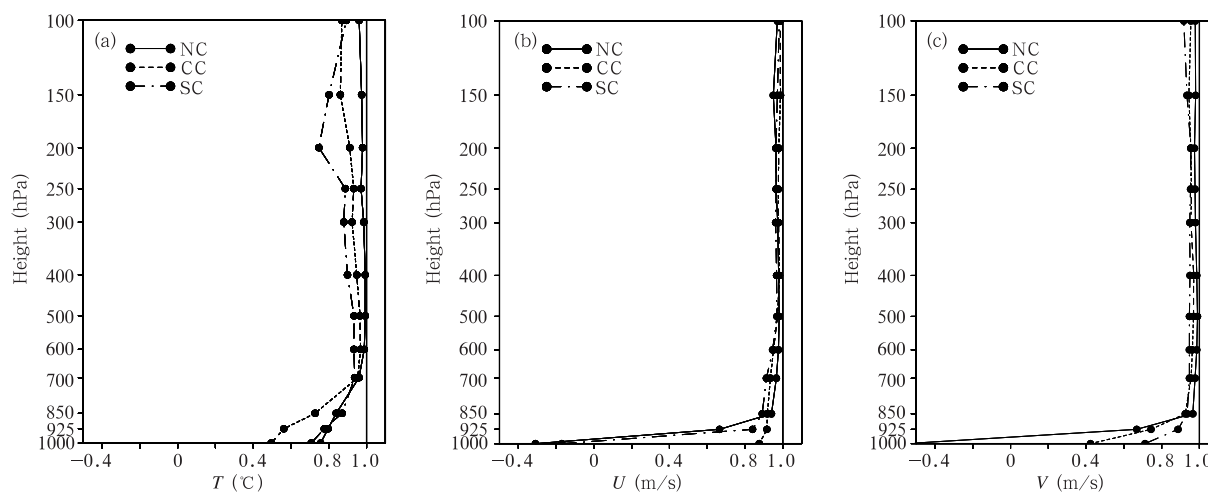


图8 模拟的 NC、CC 和 SC 区域 4—5 月平均大气环流与 ERA-40 再分析资料在 1958—2000 年相关系数的垂直分布(a. 气温, b. 纬向风, c. 经向风)

Fig. 8 Vertical distributions of the correlation coefficients between the simulation and the ERA-40 reanalysis for the April – May mean temperature (a), zonal wind (b) and meridional wind (c) during 1958 – 2000

上,而且,这3个区域的廓线分布非常接近。对流层低层925 hPa,模拟与观测的相关系数也都在0.6以上。通过对比可知,在东部地区,模式对对流层中上层大气环流的年际变率具有很好的模拟能力,年际变率与观测最接近的是纬向风,其次是经向风和气温。

从模拟和观测的NC、CC和SC 4—5月区域平均降水序列的逐年变化(图9)看,无论是华北、中东部还是华南地区,模拟的降水年际变率都与观测非常吻合,43 a的相关系数分别达到0.81、0.78和0.74。值得注意的是,模式在华北和中东部地区模拟的降水自始至终存在系统性偏多的现象。前期研究表明,中东部区域降水在20世纪70年代末出现了显著的年代际减少(Xin, et al, 2006)。由图9b可见,这种年代际变化特征在模拟中也得到体现,表明该模式对降水的年代际变化也具有较好的模拟能力。

从模式对地表气温年际变化的模拟(图10)可见,NC区域,模拟的地表气温始终低于观测,但与观测的年际变率在位相上很吻合;CC和SC区域,

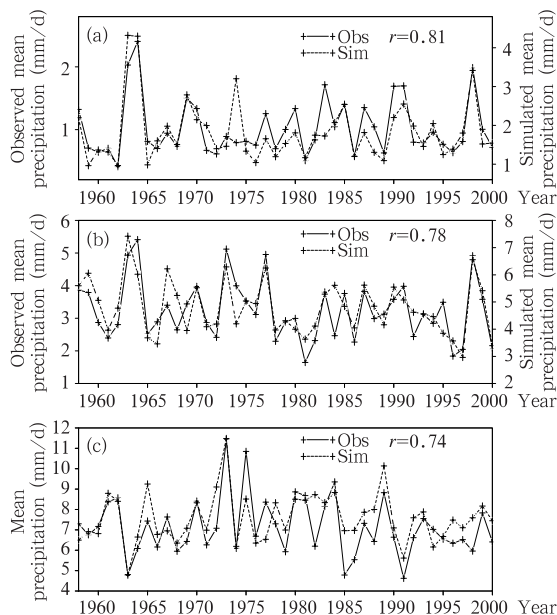


图9 观测(实线)和模拟(虚线)的4—5月平均降水在1958—2000年的序列分布(单位:mm/d)

Fig. 9 Observed (solid line) and simulated (dashed line) April – May mean precipitations during 1958 – 2000 averaged over the regions of NC (a), CC (b) and SC (c) (unit: mm/day)

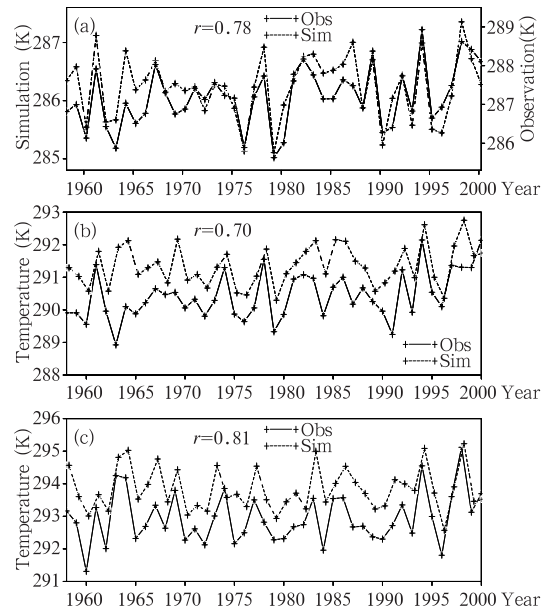


图10 同图9,但为地表气温(单位:K)

Fig. 10 As in Fig. 9 but for the surface air temperature (unit: K)

模拟的地表气温均比观测略微偏高,但其随时间的演变与观测非常一致。1958—2000年,NC、CC和SC区域模拟与观测的相关系数分别为0.78、0.7和0.83,所以,模式对中国东部地表气温的年际变化具有较强的模拟能力。

3.3 年代际变化

前期研究表明,发生在20世纪70年代末的中国气候年代际变化在春末(4月下旬—5月中旬)较为显著(Xin, et al, 2006; 宇如聪等, 2008)。将模拟的春末降水年代际变化与观测进行对比(图11),模式基本能够再现观测降水的变化特征,即中东部降水减少、东北地区降水增多。但模拟的中东部干旱区域比观测位置明显偏北,且中心强度偏弱,观测的干旱中心降水减少可达2.1 mm/d,而模拟的减少值为0.9 mm/d。在东北地区,降水年代际增多的区域与观测基本一致,但强度偏大。

模式对春末地表气温年代际变化的模拟如图12。模式再现了东部气温的偏暖特征,但强度和范围均比观测偏小,中心位置偏北,主要位于黄淮流域。模式在青藏高原存在一个冷区,观测中是否如此,受青藏高原地区资料不足的限制,目前尚无法确认。

模式能够模拟出中国降水和气温发生在20世

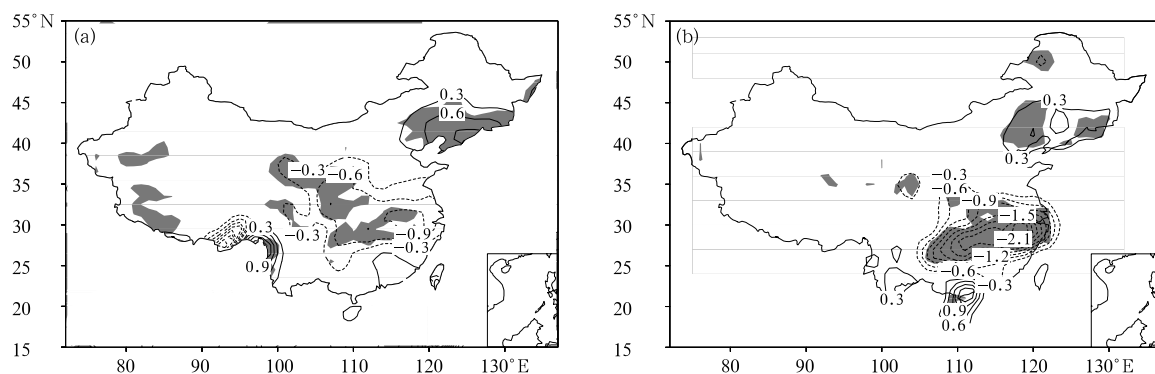


图 11 春末降水年代际变化

(a. 模拟, b. 观测; 阴影: 通过 5% 显著性检验, 单位: mm/d)

Fig. 11 Simulated (a) and observed (b) decadal changes of the late spring precipitation

(The shaded region means that it is significant at the confidence level of 95%; unit: mm/d)

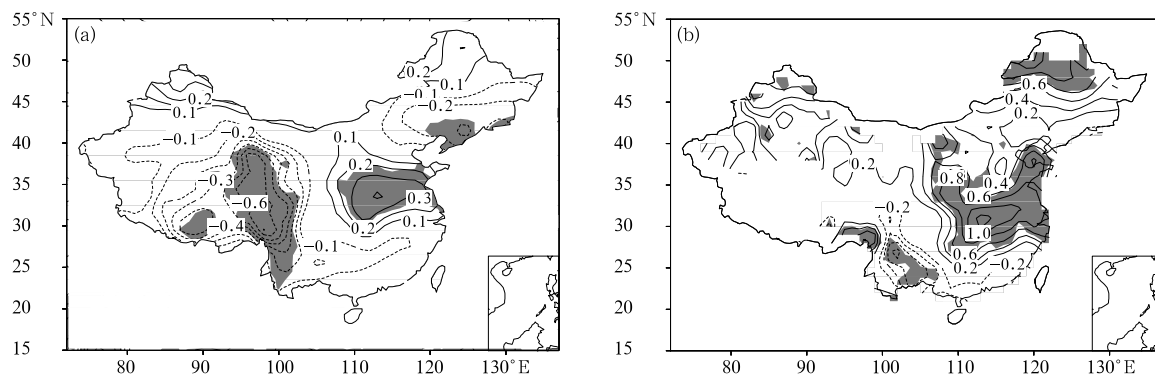


图 12 同图 11, 但为地表气温 (单位: K)

Fig. 12 As in Fig. 11 but for the surface air temperature (unit: K)

纪 70 年代末的主要年代际变化特征,除了依赖于模式使用的环流强迫资料,进一步反映了模式具有较好的模拟能力,也说明该模式在未来气候变化预测、预估方面的应用和研究中具有一定的潜能。

4 结 论

本文利用一个可变网格的大气环流模式 LMDZ4 在东亚地区进行加密,使用 ERA-40 再分析资料进行强迫,对 1958—2000 年每年春季气候进行模拟,讨论了模式对中国东部春季气候平均特征、年际变率和年代际变化的模拟能力。主要结论如下:

(1) 模式能够较为真实地模拟出 4—5 月东亚地区主要的大气环流系统,以及降水和气温的空间分布。相对于对流层低层环流和地面气候要素场,模式对东亚对流层中上层的大气环流场具有更好的模拟能力。

(2) 在中国东部区域,气温和风场的模拟偏差

均在对流层中上层相对较小,而在对流层低层相对较大。模式对中国东部地区地面气候的模拟偏差主要表现为,中国中东部和华南地区偏暖偏湿,而华北则为偏冷偏湿。

(3) 模式对中国东部对流层,尤其是对流层中上层大气环流的年际变化具有很好的再现能力,各物理量与观测值的相关系数都在 0.6 以上。模式也能较为真实地模拟出东部地区降水和地表气温的年际变化特征,在华北、中东部和华南,模拟与观测的相关系数都超过了 0.7。

(4) 模式基本能够再现中国东部春末降水发生在 20 世纪 70 年代末的年代际变化,即中东部年代际干旱、东北降水增多的特征,也模拟出了黄淮流域年代际升温的现象。但年代际干旱区和升温区均比观测偏北,强度偏小。

综上所述, LMDZ4 模式对东亚春季气候的年际和年代际变化具有一定模拟能力,能够较为合理

地再现区域气温和降水变化的特征;其对中国东部大气环流年际变化的模拟能力在对流层中上层要高于低层。该模式主要存在问题是模拟的气候态雨带的位置偏北,对应的年代际降水异常的中心亦偏北,这种偏差在表层气温的变化上亦有体现。理解这种偏差的成因并如何加以改进是未来需要探讨的问题。在未来使用该模式进行气候预估时,如何使用统计方法对模式系统误差进行订正亦需要加以研究。

参考文献

- 符淙斌,王淑瑜,熊喆等. 2004. 亚洲区域气候模式比较计划的进展. 气候与环境研究, 9(2):225-239
- 高学杰,赵宗慈,丁一汇等. 2003a. 温室效应引起的中国区域气候变化的数值模拟 I: 模式对中国气候模拟能力的检验. 气象学报, 61(1):20-28
- 高学杰,赵宗慈,丁一汇等. 2003b. 温室效应引起的中国区域气候变化的数值模拟 II: 中国区域气候的可能变化. 气象学报, 61(1):29-38
- 高学杰,李栋梁,赵宗慈等. 2003c. 温室效应对青藏高原及青藏铁路沿线气候影响的数值模拟. 高原气象, 22(5):458-463
- 胡娅敏,丁一汇. 2006. 东亚地区区域气候模拟的研究进展. 地球科学进展, 21(19):956-964
- 李巧萍,丁一汇. 2004. 区域气候模式对东亚季风和中国降水的多年模拟与性能检验. 气象学报, 62(2): 140-153
- 李巧萍,丁一汇. 2005. 区域气候模式对东亚冬季风多年平均特征的模拟. 应用气象学报, 16(1):30-40
- 刘鸿波,张大林,王斌. 2006. 区域气候模拟研究及其应用进展. 气候与环境研究, 11(5): 649-668
- 刘一鸣,丁一汇,李清泉. 2005. 区域气候模式对中国夏季降水的 10 年回报试验及其评估分析. 应用气象学报, 16(1):41-47
- 陆艳艳,张耀存. 2007. $p-\sigma$ 区域气候模式对东亚副热带西风急流的数值模拟. 高原气象, 26(2): 213-224
- 钱永甫,王谦谦,刘华强等. 1999. 中国区域气候变化的模拟和问题. 高原气象, 18(3): 341-349
- 史学丽,丁一汇,刘一鸣. 2001. 区域气候模式对中国东部夏季气候的模拟检验. 气候与环境研究, 6(2):249-254
- 王世玉,钱永甫. 2001. $p-\sigma$ 坐标区域气候模式的垂直分辨率对模拟结果的影响. 高原气象, 20(1): 28-35
- 王世玉,钱永甫. 2003. $p-\sigma$ 九层区域气候模式对东亚区域气候季节与年际变化的模拟. 大气科学, 27(5):798-810
- 熊喆. 2004a. 区域气候模式对东亚气候时空演变特征的模拟研究. 气候与环境研究, 9(2):295-302
- 熊喆. 2004b. 区域气候模式 RIEMS 对东亚气候的模拟. 气候与环境研究, 9(2):251-260
- 姚素香,张耀存. 2008. 区域海气耦合模式对中国夏季降水的模拟. 气象学报, 66(2):131-142
- 宇如聪,周天军,李建等. 2008. 中国东部气候年代际变化三维特征的研究进展. 大气科学, 32(4): 893-905
- 张冬峰,欧阳里程,高学杰等. 2007. RegCM3 对东亚环流和中国气候模拟能力的检验. 热带气象学报, 23(5):444-452
- 张冬峰,高学杰,白虎志等. 2005. RegCM3 模式对青藏高原地区气候的模拟. 高原气象, 24(5):714-720
- 赵宗慈,罗勇. 1998. 二十世纪九十年代区域气候模拟研究进展. 气象学报, 56(2):225-246
- 周天军,李立娟,李红梅等. 2008. 气候变化的归因与预估模拟研究. 大气科学, 32(4): 906-922
- de Rosnay P, Polcher J, Bruen M, et al. 2002. Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large-scale land surface processes. J Geophys Res, 107: Doi:10.1029/2001J D000634
- Déqué M, Drevetton C, Braun A, et al. 1994. The ARPEGE/IFS atmosphere model: A contribution to the french community climate modeling. Clim Dyn, 10: 249-266
- Emanuel K A. 1993. A cumulus representation based on the episodic mixing model: The importance of mixing and microphysics in predicting humidity. AMS Meteor Monogr, 24: 185-192
- Fouquart Y, Bonnel B. 1980. Computations of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parametrization. Contrib Atmos Phys, 53: 35-62
- 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. Adv Atmos Sci, 18: 1224-1230
- Gao X J, Lin Y H, Zhao Z C. 2003. Modeling the effects of anthropogenic sulfate in climate change by using a regional climate model. J Trop Meteor, 9: 173-180
- Gao X J, Xu Y, Zhao Z C, et al. 2006. On the role of resolution and topography in the simulation of East Asia precipitation. Theor Appl Climatol, 86: 173-185
- Genthon C, Krinner G, Cosme E. 2002. Free and laterally nudged climate of an atmospheric general circulation model. Mon Wea Rev, 130: 1601-1616
- Hourdin F, Musat I, Bony S, et al. 2006. The LMDZ4 general circulation model: Climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. Clim Dyn, 27: 787-813
- Krinner G, Genthon C. 1998. GCM simulations of the last glacial maximum surface climate of Greenland and Antarctica. Clim Dyn, 14: 741-758
- Krinner G, Viovy N, Noblet-Ducoudre N, et al. 2005. A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. Global Biogeochem Cycles, 19: GB1015. Doi:10.1029/2003GB002199
- Li Z X. 1999. Ensemble atmospheric GCM simulation of climate interannual variability from 1979 to 1994. J Climate, 12: 986-1001
- Le Trent H, Li Z X. 1991. Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes: Feedback effects as-

- sociated with the simulation of cloud optical properties. *Clim Dyn*, 5: 175-187
- Le Treut H, Forichon M, Boucher O, et al. 1998. Sulfate aerosol indirect effect and CO₂ greenhouse forcing: Equilibrium response of the LMD GCM and associated cloud feedbacks. *J Climate*, 11: 1673-1684
- Le Treut H, Li Z X, Forichon M. 1994. Sensitivity study of the LMD GCM to greenhouse forcing associated with two different cloud water parameterizations. *J Climate*, 7:1827-1841
- Liu Y M, Ding Y H. 2002. Simulation of heavy rainfall in the summer of 1998 over China with regional climate model. *Acta Meteor Sinica*, 16: 348-362
- Morcrette J J, Smith L, Fouquart Y. 1986. Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parameterizations. *Contrib Atmos Phys*, 59: 455-469
- Myneni R B, Hoffman S, Knyazikhin Y, et al. 2002. Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data. *Remote Sens Environ*, 83: 214-231
- Taylor K E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J Geophys Res*, 106(D7): 7183-7192
- Uppala S M, Kallberg P W, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quart J Roy Meteor Soc*, 31: 2961-3012
- Wang Y Q, Leung L R, McGregor J L, et al. 2004. Regional climate modeling: Progress, challenges and prospects. *J Meteor Soc Japan*, 82: 1599-1628
- Xin X G, Yu R C, Zhou T J, et al. 2006. Drought in late spring of South China in recent decades. *J Climate*, 19: 3197-3206
- Yu R C, Li W, Zhang X H, et al. 2000. Climatic features related to eastern China summer rainfalls in the NCAR CCM3. *Adv Atmos Sci*, 17: 503-518
- Zhang Y C, Kuang X Y, Guo W D, et al. 2006. Seasonal evolution of the upper-tropospheric westerly jet core over East Asia. *Geophys Res Lett*, 33: L11708, Doi:10.1029/2006GL026377
- Zhou T J, Li Z X. 2002. Simulation of the East Asian summer monsoon by using a variable resolution atmospheric GCM. *Clim Dyn*, 19: 167-180
- Zhou T J, Yu R C. 2006. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. *J Climate*, 19: 5843-5858