论文

中国区域气候变化的一个高分辨率数值模拟

高学杰^①, 石英^{①*}, Filippo GIORGI^②^① 中国气象局国家气候中心, 北京 100081;^② The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Trieste, Italy

* 联系人, E-mail: shiying@cma.gov.cn

收稿日期: 2010-01-18; 接受日期: 2010-05-05

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2009CB421407)和公益性行业科研专项(编号: 气象-GYHY200806010, 林业-200804001)资助

摘要 使用 RegCM3 区域气候模式, 单向嵌套 NCAR/NASA 全球环流模式 FvGCM/CCM3 的输出结果, 对中国及东亚地区进行了当代 1961~1990 年和在 IPCC A2 温室气体排放情景下 21 世纪末期 2071~2100 年各 30 年时间长度, 水平分辨率为 20 km 的气候变化模拟试验. 首先分析了全球和区域模式对中国及东亚地区当代气候的模拟情况, 结果表明, 两模式对中国及东亚地区 500 hPa 高度场、地面气温和降水模拟均较好. 相对于全球模式, 区域模式提供了气温和降水更详细的空间分布信息, 对夏季的季风降水型模拟也有了很大改进. 对未来气候的模拟表明, 冬、夏季和年平均气温都将明显升高, 但全球模式模拟出冬季北方更大的增温, 而区域模式模拟的夏季增温相对在华北、内蒙古至西北及青藏高原地区更大. 两个模式对冬季降水变化的模拟相对比较一致, 但在夏季表现出很多差异, 全球模式的模拟以总体增加为主, 区域模式则除东北、黄淮和西北地区外, 以普遍减少为主. 对上述差别的形成原因进行了简要分析, 此外还给出了区域模式所模拟的气温和降水年际变率的变化.

关键词气候变化
区域气候模式
中国区域

大气中温室气体含量的变化通过影响气候系统的辐射平衡, 引起气候变化. IPCC 第 4 次评估报告 (AR4)^[1]指出, 观测到的最近 100 年全球平均的线性增暖趋势为 0.74°C (0.56~0.92°C), 而近 50 年的线性趋势几乎是近 100 年的两倍, 其原因很可能(>90%可能)是由于人类活动, 特别是化石燃料的使用, 所排放的大量 CO₂ 等温室气体的增温效应造成的. 到 21 世纪末, 全球平均气温将升高 1.1~6.4°C.

全球海气耦合模式(AOGCM)是未来气候变化预估的首要工具, 但由于计算条件的限制, 其分辨率一般较低, 如用于 IPCC AR4 的 AOGCM 的分辨率, 一般在 125~400 km 间, 难以细致地描述海岸线、中小

尺度地形和地表特征以及其他局地强迫因子, 降低其在区域尺度气候及其变化模拟方面的可信度^[2,3]. 中国位于东亚季风区, 地形复杂多变, 全球模式对当地气候的模拟经常存在很多问题, 特别是在降水方面^[4~8], 一些数值试验的结果表明, 中国地区大尺度季风降水的分布和东亚梅雨降水的模拟, 需要模式具有较高的分辨率^[9,10]. 同时区域和地区级的影响评估研究, 也对气候模式的分辨率提出了越来越高的要求. 在这些方面, 高分辨率的区域气候模式较全球模式表现出特别的长处^[3].

近年来计算机技术的飞速发展, 为模式分辨率的提高奠定了基础, 如目前区域气候模式, 由使用标

引用格式: Gao X J, Shi Y, Giorgi F. A high resolution simulation of climate change over China. *Sci China Earth Sci*, 2010, doi: 10.1007/s11430-010-4035-7

准的 50 km 发展到了使用 20 km 或更高分辨率, 进行多年代际时间尺度的气候模拟和气候变化预估^[11~15]。

本文使用一个区域气候模式(RegCM3, 简称区域模式), 单向嵌套一个全球环流模式(FvGCM, 简称全球模式), 进行了中国及东亚地区 20 km 高水平分辨率两个 30 年的气候变化模拟试验, 并对结果进行了初步分析。

1 模式简介和试验设计

1.1 全球模式

使用区域模式进行气候变化试验, 需要全球模式的结果提供初始场和侧边界条件。如果区域模式使用的分辨率较高的话, 全球模式的分辨率也相应需要得较高(两者的差别应在 3~5 倍间, 不宜超过 10 倍)。我们使用的全球模式资料, 为意大利国际理论物理中心(ICTP)使用 NCAR/NASA 的全球环流模式 FvGCM/CCM3 所进行的气候变化试验结果^[16]。总体来说 FvGCM 是采用了有限体积元动力框架的 CCM3 模式, 其分辨率取为 $1^\circ \times 1.25^\circ$ (纬度 $\times$ 经度), 垂直方向分为 18 层。

模拟试验分为两个时间段: 一是使用实际温室气体浓度从 1961 年 1 月 1 日~1990 年 12 月 31 日的积分(即参照试验, 以下用 RF 表示); 另一段为 21 世纪末从 2071 年 1 月 1 日~2100 年 12 月 31 日, 在 IPCC SRES A2 温室气体排放情景的试验(以下用 A2 表示)。SRES A2 是一个排放量较高的情景, 至 2100 年 CO_2 的含量达到 $850 \mu\text{L/L}$ ^[17]。试验中所使用的海温和海冰分布, RF 阶段为逐月实际观测资料。A2 阶段为观测资料叠加英国 Hadley 中心 HadCM3 模式 A2 和 RF 试验海温之差的结果。试验中模式积分的时间步长为 30 min。关于此模拟更多的介绍可以参考文献[16]。

1.2 区域模式

研究使用的区域模式, 为 ICTP 在 RegCM2^[18,19]基础上发展的 RegCM3^[20]。RegCM 系列模式对东亚和中国地区气候有较好的模拟能力, 特别是在季风降水上, 模式在这一地区的气候变化、土地利用、当代气候模拟以及古气候研究等方面有很多应用^[4,21~26]。

试验中模式水平分辨率取为 20 km, 中心点在 35°N , 107°E , 格点数为 360×275 (东西-南北), 范围为整个中国及东亚地区。模式垂直方向分 18 层, 顶层

高度为 100 hPa。辐射采用 NCAR CCM3 方案、海表通量参数化方案使用 Zeng 方案、行星边界层方案使用 Holtslag 方案、积云对流参数化方案选择基于 Arakawa-Schubert 闭合假设的 Grell 方案、陆面过程采用 BATS 方案。初始场和侧边界值均由上述全球模式 FvGCM 结果得到, 变量包括地面气温、地面气压、高空各层的风(经向分量和纬向分量)、温度和比湿等。侧边界场采用指数松弛边界方案, 每 6 h 输入一次, 缓冲区为 12 个格点。海温和海冰的选取与 FvGCM 相同。模式所需的植被覆盖资料在区域内使用实测资料^[27], 区域外使用 USGS 基于卫星观测反演的 GLCC 资料。试验中模式积分的时间步长取为 45 s。

和全球模式对应, RegCM3 试验也分为两个时间段, 即 1961~1990 年的 RF 试验和 2071~2100 年的 A2 试验。

图 1 给出模式模拟范围和其中的地形分布。由图 1 可以看到, 由于较高分辨率, 区域模式能够比较细致和精确地描述海岸线及地形分布, 如区域东部山东地区的胶东半岛丘陵和西北部的祁连山、柴达木盆地等, 都得到了较准确的刻画。

用于检验全球和区域模式 RF 模拟的观测资料, 高度场采用了欧洲数值预报中心(ECMWF)的 ERA40 再分析资料, 地面气温和降水分别采用了同期 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 分辨率的 CN05^[28]和 Xie 等^[29]的资料。注意到此类高分辨率的 FvGCM-RegCM 模拟在其他区域已有应用, 如北美^[13]、澳大利亚^[30]和南亚^[31]等。

2 模式对中国及东亚地区当代气候的模拟和检验

本节将通过 RF 试验结果与观测资料的对比, 检验全球和区域模式对中国及东亚区域当代气候的模拟能力, 检验的模拟量主要集中于 500 hPa 高度场、地面平均气温和降水。

2.1 500 hPa 高度场

图 2 给出冬和夏季 500 hPa 高度场全球模式模拟与 ERA40 再分析资料的对比。

从图 2(a)可以看到, 模拟的冬季等高线(实线)密集, 中、高纬呈一槽一脊型, 90°E 附近青藏高原北侧形成平均脊, 140°E 附近由鄂霍次克海向较低纬度的日本及中国东海倾斜形成东亚大槽。在低纬等高线

图 1 区域模式的模拟范围(阴影和彩色部分)和地形分布(单位: m)

图 2 500 hPa 平均高度

(a) 冬季全球模式的模拟(实线)和再分析(虚线); (b) 夏季全球模式的模拟(实线)和再分析(虚线). 单位: gpm

则较平直, 均与再分析场接近(虚线). 夏季模拟结果(图 2(b)实线)中等高线较稀疏, 东亚大槽消失, 中高纬以平直西风为主, 低纬东部西太平洋副热带高压西伸北上, 这也和再分析场一致(图 2(b)虚线).

模拟的不足主要是冬季观测中位于海上的副高模拟中没有出现; 夏季副高的模拟在位置和强度上与观测也略有差异. 此外, 相应纬度上等高线的数值也有所不同, 一般说来, 区域北部模拟比观测的数值要小, 区域南部模拟则比观测要大. 全球模式对形势场模拟存在的这种误差, 相应会影响其对各地面变量的模拟.

和一般的单向嵌套全球模式的情况类似, 区域模式对 500 hPa 高度场的模拟与全球模式相近, 限于篇幅不再给出.

2.2 地面气温

为简要起见, 本文只给出两个模式对中国区域年平均地面气温的模拟及其与观测的对比, 参见图 3.

从图 3 可以看到, 全球和区域模式对中国地区多年平均地面气温的空间分布模拟均较好. 与观测相似, 模拟的气温在中国东部地形较平坦区受纬度影响明显, 北冷南暖, 在西部受地形影响显著, 在高度垂直变化较大的地区, 气温也表现出明显差异.

与观测(图 3(a))相比, 全球模式模拟(图 3(b))的

-2~-3℃及以上. 与全球模式相比, 区域模式模拟的气温空间分布(图 3(c))更加复杂和符合实际情况, 中国东南部等值线也更类似于观测, 近于东西走向. 模式对西北地区准噶尔盆地、柴达木盆地的高温中心和昆仑山地区的低温带及天山和祁连山等较小地形引起的低温区也有较好的模拟.

区域模式模拟的主要误差仍然为区域内普遍存在冷偏差, 但较全球模式有了一定修正, 数值一般在-1℃左右, 青藏高原西南部、四川盆地和云南部分地区等达到-2℃以上, 同时新疆大部分地区则存在一定的暖偏差.

2.3 降水

为对模拟效果进行定量检验, 参照文献[4, 32]的方法, 计算了全年 4 个季节中, 模式模拟的中国区域内降水与观测空间分布上的相关系数(COR)和误差标准差, 结果见表 1. 相关系数定义为

$$\text{COR} = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x}_i)(x_{i\text{obs}} - \overline{x_{i\text{obs}}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x}_i)^2 \sum_{i=1}^N (x_{i\text{obs}} - \overline{x_{i\text{obs}}})^2}},$$

误差标准差定义为

$$\text{STD} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N [(x_i - \bar{x}_i) - (x_{i\text{obs}} - \overline{x_{i\text{obs}}})]^2}{N}},$$

其中 x_i 和 $x_{i\text{obs}}$ 分别为每一格点上的模拟值和观测值, $\bar{x}_i$ 和 $\overline{x_{i\text{obs}}}$ 分别为模拟和观测在各格点的平均, N 为格点的数目.

从表中可以看到, 区域模式模拟的降水与观测的季平均 COR, 除了冬季低于全球模式外, 其他季节均高于全球模式, 特别是夏季, 由全球模式的 0.583 提高到了 0.712. 区域模式的 STD 也是除冬季数值大于全球模式外, 其他季节均小于全球模式, 以夏季改进最为明显, 减少了近 40%. 综上所述, 除冬季外区域模式对各季节降水的模拟均要好于全球模式.

和降水类似, 对气温 COR 和 STD 进行了计算, 结果表明两个模式对气温的模拟效果均较好, 两者 COR 和 STD 的差别不大, 一般都在 0.98 和 3.0℃左右, 限于篇幅不再给出.

图 4 给出中国地区冬、夏季平均降水的观测及模

图 3 中国地区年平均气温

(a) 观测; (b) 全球模式的模拟; (c) 区域模式的模拟. 单位: ℃

不足主要有: 等值线比较平滑, 不能反映由小地形引起的气温波动和梯度变化, 如祁连山附近的低值区等; 其次中国东南部等值线分布近于东北-西南走向, 而观测中更近于东西走向. 此外, 的一个主要不足是模式模拟的气温在大部分地区都较观测偏低, 存在一个明显的冷偏差, 偏差值在部分地区可以达到

表 1 全球和区域模式模拟与观测的季平均降水 COR 和 STD

季节	冬季	春季	夏季	秋季	年平均
COR-FvGCM	0.707	0.572	0.583	0.574	0.689
COR-RegCM3	0.556	0.679	0.712	0.612	0.747
STD-FvGCM (mm)	15.9	58.6	90.1	50.8	62.6
STD-RegCM3 (mm)	20.6	48.0	64.9	41.2	47.6

图 4 中国地区平均降水分布

(a) 冬季观测; (b) 夏季观测; (c) 冬季全球模式的模拟; (d) 夏季全球模式的模拟; (e) 冬季区域模式的模拟; (f) 夏季区域模式的模拟. 单位: mm

式的模拟. 由图 4(a)可以看到, 观测的冬季降水呈由东南向西北递减的趋势, 最大值位于东南沿海, 降水中心大于 250 mm. 全球模式模拟的冬季降水(图 4(c))也大致呈此趋势, 最大值位于中国东南沿海地区, 但数值较观测要小; 模拟的北方降水则较观测偏大. 区域模式的模拟与观测的差异较全球模式大, 所模拟的降水大值区位置偏西, 强度也不够(图 4(e)). 注意到 FvGCM 和其他全球模式一样^[33], 模拟的中国南方冬季降水偏少, 而区域模式则进一步放大了这个误差.

中国东南沿海是冬季冷暖空气交界的地方, 降水量较大, 气候模式所模拟的这里降水偏少, 可能与其对暖气流的方向和强弱等的模拟不足有关, 有待未来进一步的深入研究和解决.

全球模式模拟的夏季降水(图 4(d))高值区位于青藏高原东部, 中心值在 1250 mm 以上, 而观测中(图 4(b)), 主要降水中心位于长江以南. 区域模式的模拟改进较大, 模拟的 500 mm 等雨量线大都位于长江以南, 位于青藏高原东麓的虚假降水中心也被消除. 此外, 区域模式对地形性降水的模拟也较好, 如祁连山与邻近的柴达木盆地的降水高和低值对比等, 与观测吻合(图 4(f)).

3 21 世纪末期A2 情景下中国和东亚地区未来气候的可能变化

3.1 500 hPa高度场

图 5(a), (b)分别给出全球和区域模式模拟的冬、夏季 500 hPa 高度场的变化.

从图 5 可以看到, 由于气温升高导致的空气柱膨胀, 两模式模拟的位势高度场在冬、夏季将普遍上升. 冬季变化两模式比较相似(图 5(a)), 均为中南半岛北部至中国西南地区升高小, 日本以东升高大, 标志未来东亚大槽和相应冷空气活动的减弱(参见图 2(a)). 夏季两个模式模拟的差别相对较大(图 5(b)), 区域模式的高度场升高幅度在大部分地区比全球模式小, 但两者模拟的变化场都比较平直, 分布也均为南部低北部高, 变化幅度一般也较冬季小. 夏季南部相对北部较小的位势高度增加, 可能会使实际的西太平洋副热带高压相对减弱^[34].

3.2 地面气温

首先在表 2 中给出全球和区域模式模拟的 A2 情

图 5 500 hPa 高度场的变化

(a) 冬季全球(实线)和区域模式(虚线)的模拟; (b) 夏季全球(实线)和区域模式(虚线)的模拟. 单位: gpm

景下 21 世纪末期中国区域逐月气温的变化.

由表 2 可以看到, 无论全球还是区域模式, 所模拟出的未来各月气温都为增加, 年平均增加值接近, 分别为 3.7 和 3.5℃, 但在年内增温分布有所不同. 全球模式的增温在 4~7 月份稍小, 12~3 月及 8 和 9 月变化较大, 最大值出现在 1 月, 为 4.3℃, 最小值出现在 11 月, 为 3.0℃. 区域模式模拟增温的最大值出现在夏季的 8 月, 为 4.2℃, 最小值出现在 4 月, 为 3.0℃. 全球模式模拟的冬季增温特别是在 1 和 2 月份最明显, 区域模式模拟的增温除冬季外, 在夏季也很明显.

图 6 给出全球和区域模式模拟的冬、夏季和年平均地面气温的变化. 对比图 6(a)与(c)可以看到, 冬季两个模式模拟的气温变化分布比较一致, 均为北方升温大于南方, 在东北地区最大. 但区域模式的模拟除提供了更多的区域信息外, 模拟的升温幅度与全

表 2 全球和区域模式模拟的 A2 情景下未来中国区域逐月气温的变化(单位: $^{\circ}\text{C}$)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
FvGCM	4.3	4.1	3.9	3.1	3.1	3.1	3.6	4.1	4.0	3.4	3.0	3.9	3.7
RegCM	3.5	3.5	3.4	3.0	3.1	3.3	3.8	4.2	3.7	3.3	3.2	3.8	3.5

图 6 中国地区 21 世纪末气温的变化

(a) 全球模式模拟的冬季变化; (b) 全球模式模拟的夏季变化; (c) 区域模式模拟的冬季变化; (d) 区域模式模拟的夏季变化. 单位: $^{\circ}\text{C}$

球模式也有较大不同, 特别是在东北、西北和青藏高原西北部地区, 增温幅度较全球模式小很多. 其形成原因可能与两模式在这些地区当代气候模拟中气温的冷暖偏差和降水的多少不同, 从而导致的当代积雪覆盖不同, 最终在未来引起的冰雪-气温反馈不同有一定的关系.

其中如东北地区, 全球模式模拟的冬季气温以冷偏差为主, 而区域模式则以暖偏差为主, 使得全球模式模拟的当代积雪较区域模式多, 未来变暖引起的积雪融化也相应更多(图略), 而积雪融化引起的反照率降低, 与气温升高之间存在着较强的正反馈作用^[35], 未来全球模式中更多的积雪融化, 导致了它模拟出这一地区的更大增暖. 但这一问题尚需未来更深入的分析, 同时这也说明了模式对当代气候较高

的模拟能力对于其应用于未来气候变化研究中的重要性.

冬季全球和区域模式模拟的中国区域平均升温分别为 4.1 和 3.6°C .

相对于冬季升温南北梯度较大的特点, 夏季两模式模拟的升温(图 6(b), (d))分布均呈现为东部低、西部高, 但在华北西部至内蒙古一带以及青藏高原部分地区, 区域模式的升温要远大于全球模式, 这与其模拟的此季节降水减少较多有一定的关系(见下文). 两个模式模拟的中国区域平均升温分别为 3.6 和 3.8°C .

在最近几十年的观测资料中, 中国地区的升温特点为冬季较夏季更大的升温, 但模拟出现的未来气温增加, 全球模式在冬季较夏季仅偏高 0.5°C , 而

区域模式夏季升温还略高于冬季. 其形成原因除气溶胶对当代气候的影响外^[36], 一方面说明随着温室气体浓度增加, 未来气温变化可能会出现的新特点, 同时也反映了气候变化模拟中存在的不确定性.

3.3 降水

表 3 给出全球和区域模式模拟的 A2 情景下 21 世纪末期中国区域逐月降水的变化.

由表中可以看到, 全球模式模拟的未来区域平均降水将在各月增加, 年平均增加值为 11.3%. 增加百分率最多的是冬季的 12 月份, 最少的为夏季的 6 月份. 总体来看, 降水增加在秋、冬季较为明显. 区域模式模拟的中国区域降水的总趋势也是增加的, 但幅度要小, 年平均增加值为 5.5%. 增加最大的时段为 9~12 月, 其中 12 月份的增加比例是全年最高的, 为 23.6%; 另一增加较多的时段为春季的 3 和 4 月份; 但夏季 3 个月降水将减少.

图 7(a)~(f)给出两个模式模拟的冬、夏季降水的相对变化((a)~(d)) and 区域模式模拟的降水量变化((e)~(f)). 从图 7 可以看到, 除区域模式提供更多的局部信息外, 两个模式模拟的冬季降水变化(图 7(a), (c))分布大致相同, 均为北方和东南沿海增加; 自山东半岛向西南方向至四川和贵州一带或为减小, 或变化不大; 青藏高原西南部降水有较大减少. 但区域模式所模拟的减少范围和强度更大一些. 全球和区域模式模拟的冬季降水增加值分别为 17.7%和 11.1%. 区域模式模拟的降水量增加值在东北、西北和青藏高原东麓一般在 10~25 mm 间, 个别山区会达到 25 mm 以上. 此外中国东南的浙江、福建沿海地区和台湾岛等地, 降水量增加也较多. 江淮、青藏高原大部分地区及贵州等地降水将有所减少, 减少值可以达到 10 mm 或更多(图 7(e)).

夏季两模式表现出较大不同(图 7(b), (d)). 其中全球模式模拟的降水虽然也存在减少的地区, 但总体来说以增加为主, 区域平均的增加值为 8.0%. 区域模式的模拟则在大部分地区是减少的, 特别是在

黄河中上游、青藏高原以及江南等地, 最多减少 25% 以上, 但黄淮地区降水有较大增加. 区域模式模拟的东北和西北地区降水与全球模式一致, 以增加为主, 中国区域的平均变化为减少 2.1%. 两模式所模拟的夏季降水变化的不同, 主要是由于模式分辨率不同, 从而产生的地形强迫对流场和水汽输送的影响不同引起的^[34].

区域模式模拟的夏季降水量变化(图 7(f)), 在东北和黄淮的大部分地方会达到 50 mm 以上, 降水减少达到 75 mm 的地区包括青藏高原、青藏高原东麓和江西至湖南一带等, 西北地区降水量变化不明显, 但由于降水基数低, 相对变化较大(图 7(d)).

年平均降水变化的模拟, 两模式相应表现出一定差异. 其中全球模式的模拟以增加为主, 大部分区域增加值在 10%~25%之间. 区域模式的模拟则在东北、西北和黄淮地区增加, 其他地方的变化不大或为减少, 其中减少的大值区为青藏高原和云南等地(图略).

3.4 气温和降水的年际变率

气候变率的变化也是气候变化研究中的一个重要方面. 图 8 给出区域模式模拟的地面气温年际变率和降水年际变率(变异系数)的变化(具体计算方法可参见文献[37]).

从图 8 可以看到, 区域模式模拟的地面气温年际变率的变化, 除新疆部分地区为减少外, 其他大部分区域都将增加, 其中青藏高原、华北及华南地区增加值较大, 在 0.4℃ 以上, 表明未来这些地区气温的年际变率将加大.

降水的年际变率变化分布相对于气温更复杂, 基本上呈增加与减少相间分布, 但除西北地区将减少外, 总体以增加为主. 其中青藏高原中部、自华北至四川北部和长江中下游至广西西南部, 为增加的大值区, 中心值可以达到 75%以上, 表明未来这些地区将经历比现在更大的降水年际差异, 旱涝年变化更大.

表 3 全球和区域模式模拟的 A2 情景下未来中国区域逐月降水的变化(单位: %)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
FvGCM	21.0	8.9	12.6	9.7	8.5	5.6	11.2	7.0	16.6	26.4	21.3	31.9	11.3
RegCM	5.6	8.7	10.1	13.5	8.0	-1.0	-4.3	-0.6	10.1	21.7	18.4	23.6	5.5

图 7 中国地区 21 世纪末降水的变化

(a) 全球模式模拟的冬季变化(单位: %); (b) 全球模式模拟的夏季变化(单位: %); (c) 区域模式模拟的冬季变化(单位: %); (d) 区域模式模拟的夏季变化(单位: %); (e) 区域模式模拟的冬季降水量变化(单位: mm); (f) 区域模式模拟的夏季降水量变化(单位: mm)

4 小结和讨论

使用 RegCM3 区域气候模式对中国及东亚地区进行了高水平分辨率(20 km)、当代和未来两个各 30 年时间长度的数值积分试验. 首先对全球和区域模式的性能进行了检验, 在此基础上分析了中国地区未来气候变化的情况, 并对两个模式结果不同的原

因和机制进行了简要分析. 下面给出一些主要结果和讨论:

(1) 对全球和区域模式参照试验结果的分析表明, 两个模式对中国及东亚地区当代 500 hPa 高度场、地面气温和降水的模拟均较好. 较全球模式, 区域模式除提供了更多的空间分布信息外, 在对夏季(汛期)降水型的模拟上有了很大改进.

图 8 区域模式模拟的中国地区 21 世纪末气温和降水年际变率的变化

(a) 气温, 单位: $^{\circ}\text{C}$; (b) 降水, 单位: %

(2) 两个模式对未来中国地区气候变化的模拟也表现出很大不同, 其中区域模式模拟的未来冬季增温较全球模式低很多, 而在夏季区域模式模拟出了相对较大的增温. 全球模式模拟的夏季降水以普遍增多为主, 区域模式则模拟出了大范围的降水减少. 反映了高分辨率模式除在对当代气候模拟中起着重要作用外, 对未来的气候变化模拟也非常重要.

(3) 区域模式在夏季模拟出的大范围降水减少以及更大升温引起的蒸发增加, 会加重现在观测到的北方干旱状况. 同时区域模式在黄淮地区模拟出了未来夏季降水的大幅度增加, 注意到 1990 年以后, 观测中的多雨带位于长江中下游, 区域模式的结果显示, 未来雨带可能有向黄淮移动的趋势, 但这需要更多的模拟试验证明.

(4) 受论文篇幅的限制, 我们对未来中国区域各气候要素的变化分析仅局限于几个基本变量的平均场上, 对模式模拟的当代气候变化趋势的检验也没

有进行. 未来需要对模拟结果进行更深入的分析, 如增加对气温和降水的极端事件和台风活动^[21], 以及气候型和干旱化^[38]、积雪等模拟和变化的分析, 同时需要与其他模拟结果进行对比^[39], 以更好地了解中国地区气候变化模拟中的不确定性.

(5) 最后需要指出的是, 在对未来气候变化的模拟和预估方面, 存在着许多不确定的方面, 这些不确定性的来源, 包括未来温室气体排放情景的不确定性、气候模式发展水平的限制、用于检验气候模式结果的高分辨率观测资料不足以及人类对气候系统认知程度尚存在很大局限性等, 而在区域和地区级尺度上, 气候变化预估的不确定性则更大. 其中进行多模式集合是减少不确定性的一个重要方面, 未来需要在改进模式的基础上, 进行多全球-多区域模式的模拟, 以得到中国地区未来气候变化更多和更可靠的信息, 并最终为气候变化的影响评估和适应服务.

致谢 审稿人提出修改建议, 特此致谢.

参考文献

- 1 IPCC. Climate change 2007: The physical science basis. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al. eds. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2007. 1—996
- 2 Meehl G A, Stocker T F, Collins W D, et al. Global climate projections. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al. eds. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2007. 747—846
- 3 Christensen J H, Hewitson B, Busuioc A, et al. Regional climate projections. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al. eds. Climate Change

- 2007: The Physical Science Basis. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2007. 847—940
- 4 Gao X J, Zhao Z C, Ding Y H, et al. Climate change due to greenhouse effects in China as simulated by a regional climate model. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18: 1224—1230
 - 5 Zhou T J, Li Z X. Simulation of the East Asian summer monsoon by using a variable resolution atmospheric GCM. *Clim Dyn*, 2002, 19: 167—180
 - 6 高学杰, 林万涛, Kucharsky F, 等. 实况海温强迫的 CCM3 模式对中国区域气候的模拟能力. *大气科学*, 2004, 28: 78—90
 - 7 Jiang D B, Wang H J, Lang X M. Evaluation of East Asian climatology as simulated by seven coupled models. *Adv Atmos Sci*, 2005, 22: 479—495
 - 8 Zhou T J, Yu R C. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. *J Clim*, 2006, 19: 5843—5858
 - 9 Gao X J, Xu Y, Zhao Z C, et al. On the role of resolution and topography in the simulation of East Asia precipitation. *Theor Appl Climatol*, 2006, 86: 173—185
 - 10 Kusunoki S, Yoshimura J, Yoshimura H, et al. Change of Baiu rain band in global warming projection by an atmospheric general circulation model with a 20-km grid size. *J Meteorol Soc Jpn*, 2006, 84: 581—611
 - 11 Leung L R, Qian Y, Bian X, et al. Mid-century ensemble regional climate change scenarios for the western United States. *Clim Change*, 2004, 62: 75—113
 - 12 Christensen O B, Christensen J H. Intensification of extreme European summer precipitation in a warmer climate. *Glob Planet Change*, 2004, 44: 107—117
 - 13 Diffenbaugh N S, Pal J S, Trapp R J, et al. Fine-scale processes regulate the response of extreme events to global climate change. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2005, 102: 15774—15778
 - 14 Gao X J, Pal J S, Giorgi F. Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L03706, doi: 10.1029/2005GL024954
 - 15 Im E S, Ahn J B, Kwon W T, et al. Multi-decadal scenario simulation over Korea using a one-way double-nested regional climate model system. Part 2: Future climate projection (2021—2050). *Clim Dyn*, 2008, 30: 239—254
 - 16 Coppola E, Kucharsky F, Giorgi F, et al. Bimodality of the North Atlantic Oscillation in simulations with greenhouse gas forcing. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L23709, doi: 10.1029/2005GL024080
 - 17 Nakicenovic N, Alcamo J, Davis G, et al. IPCC, Special Report on Emissions Scenarios. New York: Cambridge University Press, 2000. 1—599
 - 18 Giorgi F, Marinucci M R, Bates G T. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary-layer and radiative transfer processes. *Mon Weather Rev*, 1993, 121: 2794—2813
 - 19 Giorgi F, Marinucci M R, Bates G T, et al. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon Weather Rev*, 1993, 121: 2814—2832
 - 20 Pal J S, Giorgi F, Bi X Q, et al. The ICTP RegCM3 and RegCM2: Regional climate modeling for the developing world. *Bull Am Meteorol Soc*, 2007, 88: 1395—1409
 - 21 Gao X J, Zhao Z C, Giorgi F. Changes of extreme events in regional climate simulations over East Asia. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19: 927—942
 - 22 Gao X J, Luo Y, Zhao Z C, et al. Simulation of the impacts of landuse changes on climate in China by a regional climate model. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20: 583—592
 - 23 张冬峰, 高学杰, 赵宗慈. RegCM3 及其对中国气候的模拟. *气候变化研究进展*, 2005, 1: 119—121
 - 24 鞠丽霞, 王会军. 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. *地球物理学报*, 2006, 49: 52—60
 - 25 高学杰, 张冬峰, 陈仲新, 等. 中国当代土地利用对区域气候影响的数值模拟. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37: 397—404
 - 26 张冬峰, 欧阳里程, 高学杰, 等. RegCM3 对东亚环流和中国气候模拟能力的检验. *热带气象学报*, 2007, 23: 444—452
 - 27 刘纪远, 刘明亮, 庄大方, 等. 中国近期土地利用变化的空间格局分析. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2002, 32: 1031—1043
 - 28 Xu Y, Gao X J, Shen Y, et al. A daily temperature dataset over China and its application in validating a RCM simulation. *Adv Atmos Sci*, 2009, 26: 763—772
 - 29 Xie P P, Yatagai A, Chen M Y, et al. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia. *J Hydrol*, 2007, 8: 607—626
 - 30 Song R Y, Gao X J, Zhang H Q, et al. 20 km resolution regional climate model experiments over Australia: Experimental design and simulations of current climate. *Aust Meteorol Mag*, 2008, 57: 175—193
 - 31 Ashfaq M, Shi Y, Tung W W, et al. Suppression of South Asia summer monsoon precipitation in the 21st century. *Geophys Res Lett*, 2009,

- 36: L01704, doi: 10.1029/2008GL036500
- 32 周天军, 钱永甫. 一个有限域嵌套细网格模式的设计及其预报结果的检验. 热带气象学报, 1995, 11: 342—353
- 33 Xu Y, Gao X J, Giorgi F. Regional variability of climate change hot-spots in East Asia. *Clim Res*, 2010, 41: 61—81
- 34 Gao X J, Shi Y, Song R Y, et al. Reduction of future monsoon precipitation over China: Comparison between a high resolution RCM simulation and the driving GCM. *Meteorol Atmos Phys*, 2008, 100: 73—86
- 35 Giorgi F, Hurrell J W, Marinucci M R, et al. Elevation signal in surface climate change: A model study. *J Clim*, 1997, 10: 288—296
- 36 Qian Y, Giorgi F. Regional climatic effects of anthropogenic aerosols? The case of southwestern China. *Geophys Res Lett*, 2000, 27: 3521—3524
- 37 Giorgi F, Bi X Q, Pal J S. Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. Part I: Present day climate (1961–1990). *Clim Dyn*, 2004, 22: 733—756
- 38 Gao X J, Giorgi F. Increased aridity in the Mediterranean region under greenhouse gas forcing estimated from high resolution simulations with a regional climate model. *Glob Planet Change*, 2008, 62: 195—209
- 39 许吟隆, 黄晓莹, 张勇, 等. 中国 21 世纪气候变化情景的统计分析. 气候变化研究进展, 2005, 1: 80—83