

# 华北地区未来气候变化的高分辨率数值模拟<sup>\* 1</sup>

石 英<sup>1)</sup> 高学杰<sup>1)</sup> 吴 佳<sup>1)</sup> Giorgi F<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup>(国家气候中心, 北京 100081)

<sup>2)</sup>(The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Trieste, Italy)

## 摘 要

使用 20 km 高水平分辨率的区域气候模式 RegCM3, 单向嵌套 FvGCM/CCM3 全球模式, 进行了中国区域气候变化的数值模拟试验, 分析华北地区夏半年 4—9 月的气温、降水和高温、干旱事件的变化。模式积分时间分为两个时段, 分别为当代的 1961—1990 年和在 IPCC SRES A2 温室气体排放情景下的 21 世纪末 2071—2100 年。模式检验结果表明: 在大部分月份, 区域模式对当代气候的模拟都较全球模式更好。两个模式模拟的未来气温和降水变化, 在空间分布型和量级上都有一定不同, 如区域模式的升温更高, 降水出现大范围减少等。此外, 使用日最高气温不低于 35 °C 的日数( $D_{T35}$ )和考虑了湿度因素的炎热指数( $I_H$ )不低于 35 °C 的日数( $D_{HI35}$ ), 分析了区域模式模拟的未来高温事件变化, 结果表明: 未来华北地区  $D_{T35}$  和平原地区  $D_{HI35}$  均有较大增加。未来华北地区的连续干旱日数(CDD)将增加, 依照 UNEP(United Nations Environment Programme)干旱指数( $A_U$ )给出的气候湿润区将有较大幅度减少, 而半湿润半干旱区和半干旱区面积将增加。

**关键词:** 气候变化; 区域气候模式; 华北地区

## 引 言

我国大部分地区处于东亚季风区, 气象灾害频发, 干旱则是最严重的气象灾害之一, 其频繁发生对于我国经济和社会发展、人民生活以及自然生态环境等都产生诸多不利影响。干旱作为严重的自然灾害一直受到科学界和公众的广泛关注。

华北地区位于东亚季风区北缘, 人口稠密, 在我国的政治、经济生活中占有重要地位, 是传统的农业区。由于其所处的特殊地理环境, 干旱灾害发生非常频繁, 是全国受干旱影响较为严重的地区。开始于 20 世纪 70 年代中后期的降水减少(南涝北旱)以及近年来气温持续上升引起的蒸发增加, 更进一步加剧了该地区的干旱化程度和水资源环境的恶化<sup>[1-8]</sup>。

同时在全球变暖背景下, 华北地区气温的不断升高, 引起高温日数增加, 对人体健康和水资源及能源需求等产生影响<sup>[9]</sup>。IPCC 第 4 次评估报告中指出<sup>[10]</sup>, 温室效应将导致全球平均气温继续升高, 至

21 世纪末的升高值在 1.1~6.4 °C 之间。在这种背景下, 华北地区未来气候(平均气温和降水)及干旱、高温极端事件的变化, 是需要进行深入探讨的问题。

研究表明, 高分辨率的区域气候模式, 对东亚季风气候有更好的模拟能力, 可望得到气候变化对东亚气候影响的更可靠信息<sup>[11-12]</sup>。在使用区域模式进行中国区域当代和未来气候的模拟及预估方面, 已有较多研究开展<sup>[13-18]</sup>, 但针对华北及此区域干旱、高温事件未来变化方面的工作相对不足。

为深入这方面研究, 使用区域气候模式 RegCM3(下文简称区域模式), 单向嵌套全球环流模式 FvGCM/CCM3(下文简称全球模式), 进行了 20 km 高分辨率当代和未来多年代际尺度的气候变化模拟, 并针对华北的情况进行了重点分析。

文中华北地区范围定义为 34°~43°N, 110°~124°E, 包括北京、天津市, 河北、山西和山东省全境, 以及辽宁省南部和内蒙古自治区中南部等, 文中分析主要集中于陆地, 海上的情况未予考虑。

华北地区的高温和降水事件一般发生于夏半年的 4—9 月, 同时这也是农作物的主要生长期, 因

\* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY200806010)和国家重点基础研究发展规划项目(2007CB411505, 2009CB421407)共同资助。  
2009-12-04 收到, 2010-06-21 收到再改稿。

此将分析主要集中于这一时段。

## 1 试验设计及分析方法

### 1.1 模式及试验设计

本文所使用的区域模式为国际理论物理研究中心(ICTP)在 RegCM2 基础上发展出的 RegCM3<sup>[19]</sup>。RegCM 系列模式在中国地区当代气候模拟、气候变化及土地利用和气溶胶的气候效应模拟等方面已有很多应用<sup>[11,13-15,17,20-23]</sup>。

试验中,区域模式的水平分辨率取为 20 km,进行积分的时段分别为当代的 1961—1990 年(RF)和未来在 IPCC SRES A2 温室气体排放情景下的 2071—2100 年(A2)。A2 是一个排放量较高的情

景,至 2100 年 CO<sub>2</sub> 的含量达到  $850 \times 10^{-6}$ 。

模式模拟范围及华北地区的地形分布见图 1。垂直方向上模式分为 18 层,顶层高度为 100 hPa,模式的各物理过程中,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。驱动区域模式所需要的初始和侧边界场,取自 NCAR/NASA 的 FvGCM/CCM3 全球模式的试验结果,侧边界场采用指数松弛边界方案,每 6 h 输入 1 次,缓冲区为 12 个格点。关于模式及试验设计等方面更详细的信息和在东亚地区的初步模拟结果,可参见文献[23]。

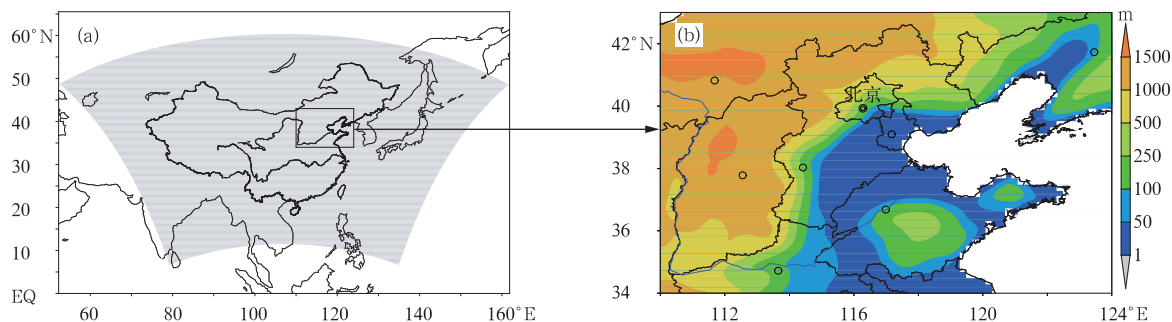


图 1 模式的模拟范围(阴影部分)(a)及华北地区的地形分布(b)

Fig. 1 Model domain (shaded area) (a) and topography over North China (b)

检验模式对当代气候模拟能力所需的气温和降水资料,分别采用了 CN05<sup>[24]</sup>和 Xie<sup>[25]</sup>的日数据集,其水平分辨率均为  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ,为分析方便,将它们插值到了模式格点上。

### 1.2 方法

本文对高温事件的评价选用两个指标,一个是日最高气温不低于  $35^\circ\text{C}$  的日数( $D_{T35}$ ),这是一个很常用和直观的指标,但它没有考虑相对湿度对人体炎热感觉的影响。另外一个指标为考虑相对湿度的炎热指数( $I_H$ ) 在  $35^\circ\text{C}$  ( $95^\circ\text{F}$ ) 及以上的日数( $D_{HI35}$ ),  $I_H$  的计算公式如下<sup>[26]</sup>:

$$I_H = -42.379 + (2.04901523 \times T) + (10.14333127 \times H_R) - (0.22475541 \times T \times H_R) - (6.83783 \times 10^{-3} \times T^2) - (5.481717 \times 10^{-2} \times H_R^2) + (1.22874 \times 10^{-3} \times T^2 \times H_R) +$$

$$(8.5282 \times 10^{-4} \times T \times H_R^2) -$$

$$(1.99 \times 10^{-6} \times T^2 \times H_R^2). \quad (1)$$

式(1)中, $T$ 为日平均气温(单位: $^\circ\text{F}$ ), $H_R$ 为相对湿度(单位:%)。此公式适用于地面气温高于  $26.7^\circ\text{C}$  ( $80^\circ\text{F}$ ),相对湿度大于 40% 的区域。 $D_{HI35}$  由于考虑到了湿度因素,相对于单纯的气温更能适合对人体舒适度的度量。

注意到与  $D_{T35}$  可能会出现的午后气温较高但早晚和夜间比较凉爽的情况不同, $D_{HI35}$  衡量的是全天给人体带来不适宜感觉的日数,其数值一般小于  $D_{T35}$ 。

本文对于干旱使用两个指标进行描述,分别为连续干旱日数 CDD<sup>[27]</sup>和 UNEP 干旱指数  $A_U$ <sup>[28]</sup>。CDD 定义为日降水量小于 1 mm 的最大连续日数,农作物的生长及自然生态系统等的变化均与 CDD 密切相关。

$A_U$  定义为降水量与潜在蒸发量的比值,潜在蒸发量由 Thornthwaite 方法求得。原始  $A_U$  定义

中的降水和蒸发均为年总量,本文按照所关心的时段,相应将其调整为4—9月。 $A_U$  做为一个简明的干旱指数,有着广泛的应用<sup>[3,29]</sup>,它以降水和潜在蒸发两者之间的平衡,度量当地的干旱程度,具体划分方法为  $A_U$  在1以上为湿润区,在0.65至1之间为半湿润区,0.5至0.65之间为半湿润半干旱区,0.2至0.5之间为半干旱区,0.05至0.2之间为干旱区,在0.05以下为极端干旱区。

## 2 模式对当代气候模拟能力的检验

### 2.1 平均气温

为对模拟效果进行定量检验,参照文献<sup>[11,30]</sup>的方法,计算了全球和区域两个模式所模拟华北地区气温与观测在空间分布上的相关系数和误差标准差,结果见表1。

表1 华北地区4—9月全球和区域模式气温模拟与观测的相关系数和误差标准差

Table 1 The spatial correlation coefficient and standard deviation between the simulated and observed mean temperature from April to September over North China

时间	相关系数		误差标准差/℃	
	全球模式	区域模式	全球模式	区域模式
4月	0.94	0.96	1.2	1.1
5月	0.92	0.95	1.1	1.1
6月	0.90	0.94	1.3	1.0
7月	0.90	0.90	1.2	1.2
8月	0.91	0.94	1.2	1.1
9月	0.94	0.97	1.2	1.2
4—9月平均	0.92	0.96	1.3	0.8

从表1可以看到,两个模式对华北地区的气温分布型均有较好的模拟,相关系数一般在0.90以上,误差标准差在1℃左右。其中区域模式模拟与观测的4—9月相关系数除7月两者相等外,其他月份均高于全球模式,模拟4—9月整体平均气温与观测的相关系数分别为0.96和0.92。误差标准差在各月两者差别不大,但4—9月的平均值改进较为明显,相对于全球模式的1.3℃,区域模式的数值为0.8℃,减小了近40%。

图2a,2c,2e分别给出观测及全球和区域模式对华北地区4—9月多年平均地面气温的模拟。由图可以看出,全球和区域模式对华北4—9月气温的分布状态均模拟较好,模拟出气温观测南高北低以及由南部向北部和西北部递减的趋势等。气温对地形高度有很强的依赖关系,全球模式由于分辨率较

低,对于地形的识别能力相对较差,所模拟的气温在华北平原等地存在1~2℃的冷偏差,在山西北部山区,则存在0.5~1℃的暖偏差。

区域模式对上述误差均有一定改进,此外可以看到:全球模式模拟的气温等值线比较平滑,对于随地形波动而引起的气温高低变化的描述不好,而区域模式则有较大改进,如河北与山西交界处地形由太行山下降到华北平原引起的较大温度梯度,以及区域西南部黄河由山西东折进入河南一带地势较低地区的气温相对高值等。

### 2.2 降水

与气温相同,计算了模式模拟降水与观测分布上的相关系数和误差标准差(表2)。

从表2可以看到,区域模式所模拟的4—9月华北地区降水与观测相关系数,除9月模拟结果低于全球模式,4月效果略低于全球模式外,其他月份均高于全球模式,模拟改进较为明显。误差标准差也是除9月数值大于全球模式外,其他月份均小于全球模式,以5月改进最为明显,6个月整体的误差标准差两个模式数值接近,但区域模式稍高。9月是东亚夏季风南撤时段,区域模式对这个过程的模拟效果相对较差<sup>[11]</sup>,特别是在FvGCM这个全球模式的驱动下。

从4—9月平均降水分布(图2b,2d,2f)上可以看到,观测的4—9月平均降水大体呈由东南向西北递减的分布,最大值位于区域东南部的江苏及其与山东的交界处和辽宁东部,降水中心值在700mm左右,此外河北北部沿海及山东半岛东部也是降水较多的地方。

全球模式模拟的降水在整个区域上较观测偏多,降水高值区位于区域西南部,最大值超过900mm,与观测差别较大。区域模式的模拟对此有所改进,上述降水高值降低到了合理的范围,区域西北部降水的模拟也更近于观测。

区域模式降水模拟的主要误差,总体为南部平原地区偏小,西北部山区偏大;此外,在一些高山地区模拟出了观测中不明显的降水大值区,如沿太行山及北京北部的燕山等地。其原因一方面可能与其模拟的地形降水过大有关,另一方面观测台站在山区的缺乏,会使得所使用的格点化观测资料低估这些地方的真实降水。

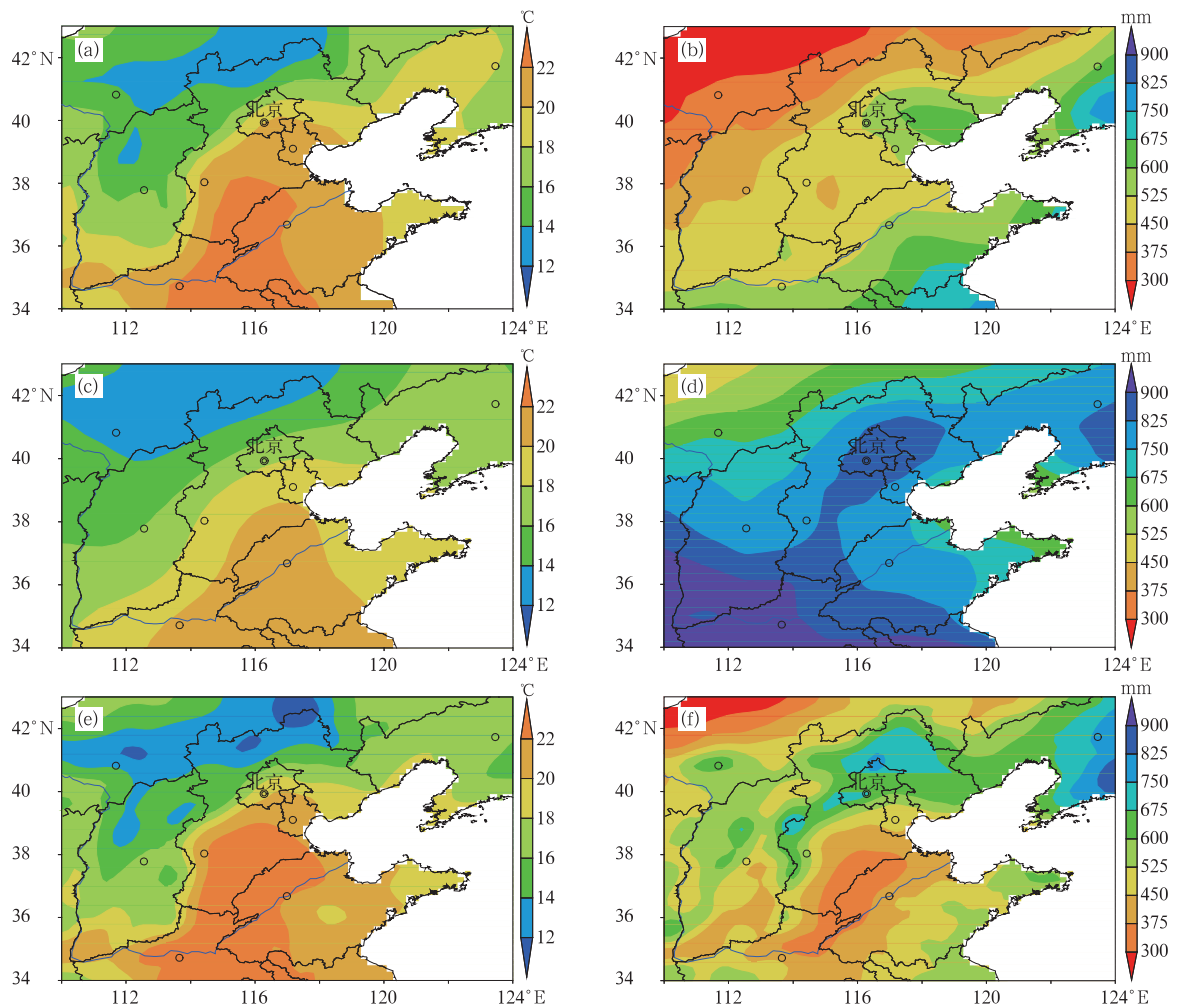


图2 华北地区4—9月平均地面气温和降水分布

(a)观测气温,(b)观测降水,(c)全球模式模拟的气温,(d)全球模式模拟的降水,  
(e)区域模式模拟的气温,(f)区域模式模拟的降水

Fig. 2 Mean temperature and precipitation from April to September over North China

(a)observed temperature, (b)observed precipitation,  
(c)temperature simulated by FvGCM, (d)precipitation simulated by FvGCM,  
(e)temperature simulated by RegCM3, (f)precipitation simulated by RegCM3

表2 华北地区4—9月全球和区域模式降水模拟与观测的相关系数和误差标准差

Table 2 The spatial correlation coefficient and standard deviation between the simulated and observed mean precipitation from April to September over North China

时间	相关系数		误差标准差/°C	
	全球模式	区域模式	全球模式	区域模式
4月	0.90	0.89	17	11
5月	0.65	0.92	37	17
6月	0.60	0.78	32	21
7月	0.27	0.44	52	49
8月	0.10	0.22	44	42
9月	0.23	-0.15	29	36
4—9月平均	0.58	0.42	47	50

一般来讲,与临近的平原地区相比,山区由于地形的抬升作用,特别是在迎风坡,会引起较多降水。本文使用的格点资料是基于约700个台站的观测资料得到的<sup>[25]</sup>,这些台站基本都位于经济比较发达的平原或河谷地带,山区站点很少,如北京地区只有北京1个台站,而该地区的降水中心分布于燕山和西山的迎风坡<sup>[31]</sup>,造成这里格点资料的误差。同时从一些使用更多资料绘制的降水分布图上,可以看出类似于区域模式模拟中沿太行山脉等的降水中心<sup>[32]</sup>。未来需要搜集和整理更多的台站观测资料以进行类似高分辨率气候模拟的检验。

### 2.3 日最高气温

以往研究表明,在 FvGCM 的驱动下 RegCM3 对于大于 25 °C 的暖日(SU25<sup>[27]</sup>)这一极端事件指标的模拟较好<sup>[24]</sup>。此外,与 Gao 等<sup>[15]</sup>、石英等<sup>[33]</sup>的结果一致,区域模式对日平均最高气温的模拟也较好。计算得到的华北地区模拟和观测  $D_{T35}$  的空间分布相关系数也较高(0.95),但模式对实际日最高气温模拟数值与观测相比存在较大偏差,模拟得到的日数明显较观测偏多。其中北方偏多较小,一般在 10 d 以内,但在华北平原上偏大 20~40 d,较观测值大了近 1 倍(图略)。

这主要是由于区域模式对日最高气温分布频率模拟误差产生的(图 3)。由图 3 可以看到,模拟的日最高气温的频率分布与观测相比,两者在气温低值端的分布相似,峰值处的气温也接近,在 24~27 °C 之间的日数最多。但在峰值处模拟值偏少,而在气温高值端偏多,使得模式模拟出较观测更多的炎热天气,如观测中日最高气温大于 36 °C 以上的天数为 0,但模拟值仍有  $4 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$  等。

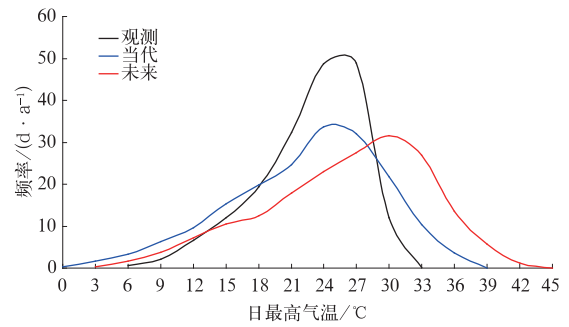


图 3 区域模式模拟华北地区当代和未来 4—9 月日最高气温的频率分布

Fig. 3 Frequency of daily maximum temperature from April to September over North China

### 3 未来的变化

#### 3.1 地面气温和降水

图 4 给出全球和区域模式模拟的华北地区未来 4—9 月平均地面气温和降水的变化分布。从图 4a 和 4b 可以看到,在 21 世纪末 A2 温室气体排放情

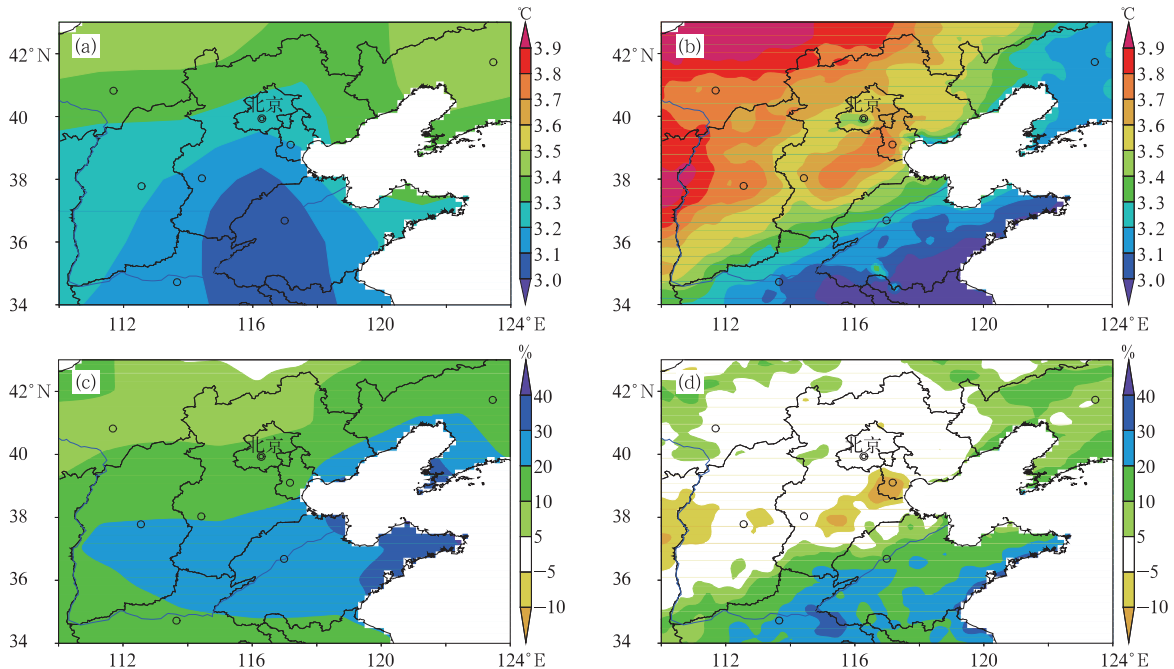


图 4 华北地区 4—9 月平均气温和降水变化

(a)全球模式模拟的气温,(b)区域模式模拟的气温,  
(c)全球模式模拟的降水,(d)区域模式模拟的降水

Fig. 4 Simulated mean temperature and precipitation changes from April to September over North China

(a)temperature change by FvGCM, (b)temperature change by RegCM3,  
(c)precipitation change by FvGCM, (d)precipitation change by RegCM3

景下,全球模式模拟的升温基本上为南部低,西部高,北部升温幅度更大,区域模式则为东南低,西北高。区域模式模拟的升温在东南和东部较全球模式偏低  $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$  左右,而在河北南部和华北西部、北部最大可以偏高  $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。区域模式在这些地区较大的增温,与其模拟这里降水变化较小或者减少有关。全球和区域模式所模拟的 4—9 月区域平均升温分别为  $3.3\text{ }^{\circ}\text{C}$  和  $3.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

全球变暖一般对陆地的影响较海洋偏大,从图 4b 中可以看到区域模式模拟的辽东和山东半岛的升温均较全球模式小,同时注意到河北北部环渤海沿岸地区的升温低值带,反映了高分辨率模式在对海岸线有更好的描述后,可以模拟出这些地区相对更可靠的气候变化信号。

两模式所模拟的华北区域未来 4—9 月平均降水变化显示出较大不同。其中全球模式模拟的降水几乎都是增加的,渤海沿岸及由山东半岛至山西中部一带增加较多,数值在 20% 以上(图 4c)。区域模式的模拟则为在河南北部、山东等地有 10%~30% 的增加,区域北部除辽宁外大部分地区变化较小,数值大都在  $\pm 5\%$  之间(图 4d)。与全球模式相比,区域模式所模拟出的上述不同主要是由于其中更强的地形强迫形成的<sup>[23]</sup>。两模式模拟得到的区域平均降水分别为增加 17.0% 和 6.4%。

### 3.2 高温事件

以上给出了全球和区域模式对气温和降水的不同模拟结果,受资料限制和为简明起见,这里主要给出区域模式模拟的结果。为更好地认识高温和干旱事件在当代和未来的分布,同时鉴于模式模拟中出现的偏差,参照 Gao 等<sup>[29]</sup>的做法,首先给出使用观测资料计算的当代高温和干旱指标值,随后使用扰动法,即将区域模式所模拟出的变化(未来—当代)叠加于上述观测值,得到未来的分布,进行两者比较。需要说明的是由于缺少格点化的相对湿度资料,在计算  $D_{\text{HI}35}$  时,采用区域模式同时段的输出结果。

计算得到的区域模式模拟未来情景下日最高气温的频率分布(如图 3 所示),其变化特点为相对于当代,未来华北地区日最高气温出现频率以整条分布曲线,特别是峰值向气温高端的移动为主,对应高温日数的增加。总体来看,日最高气温在  $30\text{ }^{\circ}\text{C}$  以下的日数将减少, $30\text{ }^{\circ}\text{C}$  以上的日数将增加。如  $36\text{ }^{\circ}\text{C}$  以上的天数将由现在的  $4\text{ d}\cdot\text{a}^{-1}$  增加到未来的  $20\text{ d}\cdot\text{a}^{-1}$ ,而日最高气温在  $25\text{ }^{\circ}\text{C}$  以下的相对凉爽日则将由现在的  $90\text{ d}\cdot\text{a}^{-1}$  左右减少为  $60\text{ d}\cdot\text{a}^{-1}$  左右,说明未来华北地区夏半年的相对凉爽日将减少,高温日数则将增多。

图 5a 和 5b 给出  $D_{\text{T}35}$  的观测以及根据上述扰动法计算得到的未来分布。由图 5 可以看到,温室效

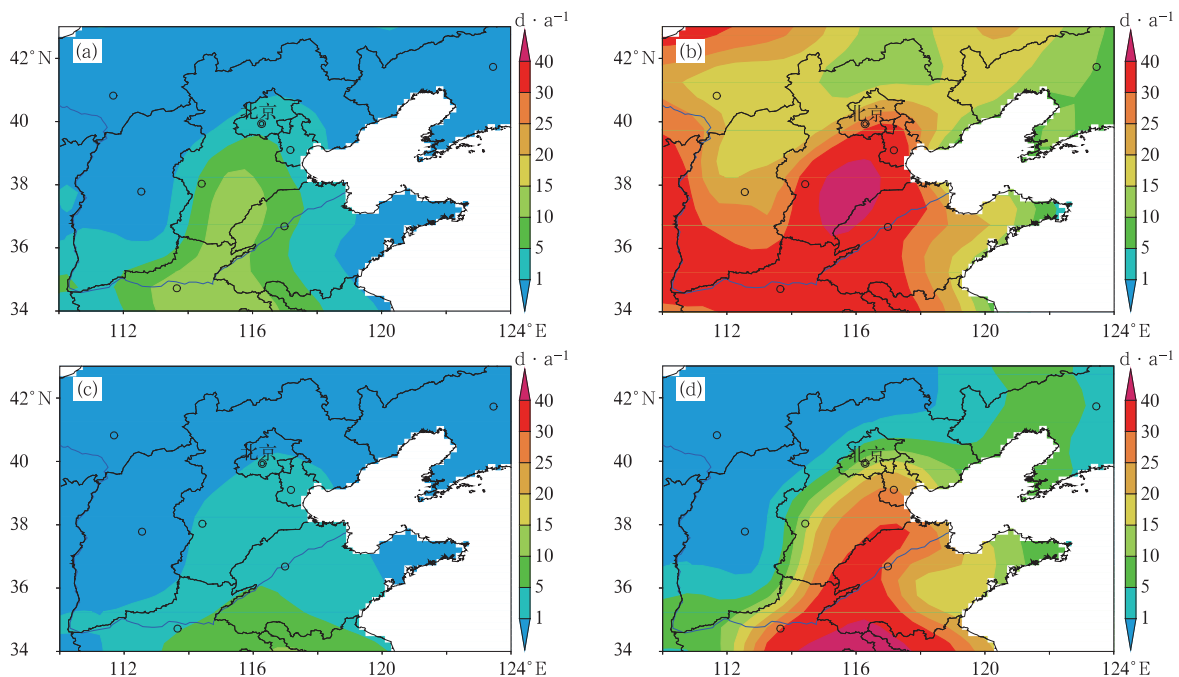


图 5 华北地区 4—9 月  $D_{\text{T}35}$  和  $D_{\text{HI}35}$  的观测及区域模式对未来的模拟

(a) 观测  $D_{\text{T}35}$ , (b) 未来  $D_{\text{T}35}$ , (c) 观测  $D_{\text{HI}35}$ , (d) 未来  $D_{\text{HI}35}$

Fig. 5 The observation and RegCM3 simulation of future  $D_{\text{T}35}$  and  $D_{\text{HI}35}$  from April to September over North China

(a)  $D_{\text{T}35}$  in observation, (b)  $D_{\text{T}35}$  in A2, (c)  $D_{\text{HI}35}$  in observation, (d)  $D_{\text{HI}35}$  in A2

应使得整个区域内的高温日数将明显增加,增加值一般都超过  $15 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ ,部分地区达到  $30 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$  以上。总体来看,南部和西部增加较多,北部及沿海增加较少,其中增加最多的河北南部,  $D_{T35}$  会由现在的  $10 \sim 15 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ ,增加到  $40 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$  以上。同时注意到在当代气候中,区域西部和北部及山东半岛等地,  $D_{T35}$  在  $1 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$  以下,但未来将普遍增加到  $15 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$  左右。区域平均的  $D_{T35}$  在当代和未来,分别为  $4 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$  和  $18 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

由图 5c 和 5d 可以看到,未来  $D_{H135}$  的发生次数,在区域中的平原地带类似于  $D_{T35}$ ,将有较大的增加,其分布型与  $D_{T35}$  接近,但增加最多地区 ( $30 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$  以上) 的位置偏南,位于山东、河南和江

苏几省交界处。同时和  $D_{T35}$  在区域内普遍增加不同,山西北部至河北东北部和内蒙古地区,  $D_{H135}$  保持在  $1 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$  以下。区域平均的  $D_{H135}$  在当代和未来分别为  $3 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$  和  $7 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

### 3.3 干旱事件

图 6 分别给出区域模式模拟华北地区当代(观测)和未来的 CDD,  $A_U$  两个指数的分布。可以看到,当代气候中 CDD 大于  $20 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$  的高值区位于河北南部至河南北部以及内蒙古等地(图 6a),未来除山东及江苏沿海的 CDD 将缩短外其他地方将普遍延长,其中延长比较明显的如河北北部等地,比率在  $20\%$  ( $2 \sim 3 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ ) 以上,区域内除沿海及部分山区外 CDD 数值一般都超过  $20 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$  (图 6b)。

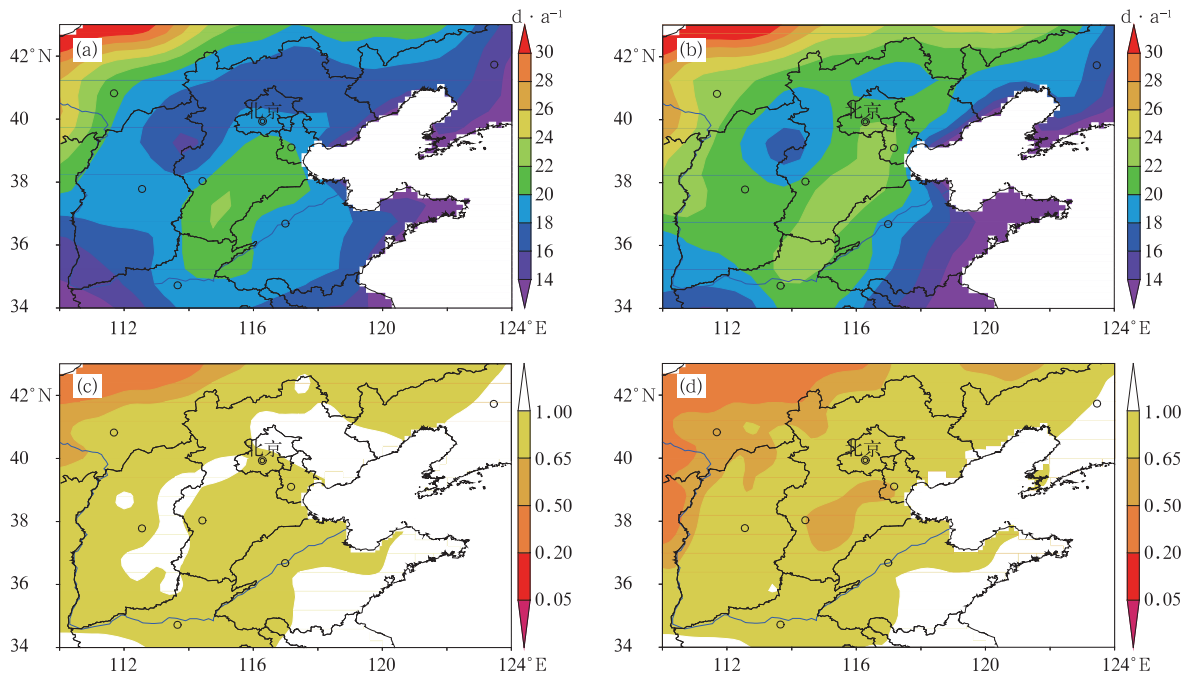


图 6 华北地区 4—9 月 CDD 和  $A_U$  的观测及区域模式对未来的模拟

(a) 观测 CDD, (b) 未来 CDD, (c) 观测  $A_U$ , (d) 未来  $A_U$

Fig. 6 The observation and RegCM3 simulation of future CDD and  $A_U$  from April to September over North China

(a) CDD in observation, (b) CDD in A2, (c)  $A_U$  in observation, (d)  $A_U$  in A2

由图 6c 可以看到,观测中的湿润区主要位于山东半岛至山东南部及江苏北部、辽东半岛及河北东北部,此外在太行山和燕山等山区地带也是气候湿润区,总计占区域面积的  $29.3\%$  (表 3),区域的西北角部分地区(内蒙古地区)为少量的半湿润半干旱、半干旱以及极端干旱区气候。除此之外占区域面积  $62.8\%$  的为半湿润区。

由图 6d 和表 3 可以看到,相对于当代,在 A2

情景下未来华北地区呈现大范围的干旱化趋势,其中河北北部沿海至北京北部及太行山等地的湿润区消失,转化为半湿润气候,面积减少的幅度接近  $50\%$  ( $13 \times 10^4 \text{ km}^2$ )。但同时半湿润区总面积变化不大,这主要是由于河北南部和黄河以西的半湿润区,进一步发展成为半湿润半干旱区引起的,使得半湿润半干旱区面积增加了 3 倍多(约  $11 \times 10^4 \text{ km}^2$ )。内蒙古地区的半干旱区面积也较当代有较大增加。

表 3 区域模式模拟华北区域内  $A_U$  各分类气候当代、未来的分布及其变化情况Table 3 Climate types defined by  $A_U$  in RF and A2 and its change over North China simulated by RegCM3

类型	$A_U$ 范围	当代		未来		变化/%
		面积/ $10^4$ km <sup>2</sup>	所占百分比/%	面积/ $10^4$ km <sup>2</sup>	所占百分比/%	
湿润区	$A_U \geq 1$	28.0	29.3	15.0	15.8	-46.1
半湿润区	$0.65 \leq A_U < 1$	59.9	62.8	57.0	60.3	-4.0
半湿润半干旱区	$0.5 \leq A_U < 0.65$	3.1	3.3	14.0	14.8	348.5
半干旱区	$0.2 \leq A_U < 0.5$	3.5	3.7	8.6	9.1	145.9
干旱区	$0.05 \leq A_U < 0.2$	0	0	0	0	0
极端干旱区	$A_U \leq 0.05$	0.8	0.9	0.8	0.9	0

#### 4 小结和讨论

使用 RegCM3 区域气候模式在 FvGCM/CCM3 全球模式驱动下,进行了东亚 20 km 高水平分辨率的降尺度气候变化模拟试验,在对模式检验的基础上,针对华北地区夏半年(4—9 月),分析了该地区 21 世纪末地面气温、降水及高温和干旱事件的变化。

结果表明,相对于全球模式而言,区域模式对当代气候平均态有更好的模拟能力,对于未来的气候变化也提供了更多空间分布上的细节描述。但相对于气候平均态,区域模式对最高气温频率分布的模拟效果相对较差,增加了其所模拟的未来相关变化结果的不确定性,同时说明在数值模式的检验及发展中,除了气候平均态外,类似这种频率分布及极端事件的模拟能力也需要予以重视。

两者模拟得到的华北地区未来 4—9 月气温和降水变化,在区域平均的数值和空间分布上都有较大差别,如全球和区域模式模拟得到整个华北区域的气温增加幅度分别为 3.3°C 和 3.5°C。全球模式模拟出华北地区降水将普遍增加,而区域模式的模拟则为在河北、山东及北京、天津等地变化较小或者减少。区域模式模拟的降水变化,没有出现如 FvGCM 和其他许多全球模式<sup>[34]</sup>所给出的模拟结果:全球变暖将使得未来华北降水呈现由南涝北旱向北涝南旱转化的趋势。

区域模式的模拟表明,4—9 月华北地区高温日数  $D_{T35}$  将普遍增多,炎热天气指数  $D_{HI35}$  将在平原地区有较大增多,增加最大的地方都达到  $30 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$  以上。区域内最大连续干旱日数 CDD 将增加,湿润区将大范围缩小,半湿润半干旱区、半干旱区将扩大,干旱化程度加重。

本文是对整个中国区域的数值模拟,可能在试

验设计等方面对一个特定地区而言效果不一定最好,未来可以尝试在使用区域模式对中国区域进行初步降尺度,如首先从全球模式的 200 km 降尺度到 50 km,再通过双重嵌套方法并针对不同地区的气候特点采用不同试验设计,进行更高分辨率如 8~10 km 的模拟,以得到所关注地区的最佳预估效果。

受篇幅限制,本文对当代气候模拟的分析主要集中于气候平均态,未针对过去气候的变化特征进行评估,以检验模式对气候变化特征的模拟能力;模拟也未考虑一些局地强迫因子,如土地利用和气溶胶等作用。这均使模拟得到的未来华北地区气候变化特征存在一定不确定性。此外,本文所进行的气候变化试验设计,与通常类似,主要关注的是气候系统对温室气体的敏感性<sup>[10]</sup>,未来在改进模式的基础上,使用引入当代大气和海洋状况同化的全球模式结果<sup>[35-36]</sup>,并考虑多种局地强迫情况,进行 21 世纪连续模拟及多模式集合的降尺度,将有助于更好地给出中国和华北区域的未来气候变化预估结果,为经济和社会的可持续发展服务。

#### 参 考 文 献

- [1] Wang H J. The weakening of Asia monsoon circulation after the 1970s. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18(3): 376-386.
- [2] Gong D Y, Ho C H. Shift in the summer rainfall over the Yangtze River valley in the late 1970s. *Geophys Res Lett*, 2002, 28: 3317-3320.
- [3] 马柱国, 华丽娟, 任小波. 中国近代北方极端干湿事件的演变规律. *地理学报*, 2003, 58 (增刊): 69-74.
- [4] 刘春霖, 刘志雨, 谢正辉. 近 50 年海河流域径流的变化趋势研究. *应用气象学报*, 2004, 15(4): 385-393.
- [5] Zhai P M, Zhang X B, Wan H, et al. Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China. *J Clim*, 2005, 118: 1096-1108.
- [6] Zou X K, Zhai P M, Zhang Q. Variations in droughts over China: 1951-2003. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L04707,



- doi:10.1029/2004GL021853.
- [7] 李秀萍, 罗勇, 郭品文, 等. 春夏季赤道中东太平洋海温异常变化与东亚夏季风关系的研究. *应用气象学报*, 2006, 17(2): 176-182.
- [8] 邹旭恺, 张强. 近半个世纪我国干旱变化的初步研究. *应用气象学报*, 2008, 19(6): 679-687.
- [9] Zhai P M, Pan X H. Trends in temperature extremes during 1951-1999 in China. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1913, doi: 10.1029/2003GL018004.
- [10] IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
- [11] 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(6): 1224-1230.
- [12] 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.
- [13] 罗勇, 赵宗慈. NCAR RegCM2 对东亚区域气候的模拟试验. *应用气象学报*, 1997, 8(增刊): 124-133.
- [14] 赵宗慈, 罗勇, Leung R, 等. 东亚夏季风的模拟研究——3个区域气候模式的对比. *应用气象学报*, 1997, 8(增刊): 116-123.
- [15] Gao X J, Zhao Z C, Giorgi F. Changes of extreme events in regional climate simulations over East Asia. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19(5): 927-942.
- [16] 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(2): 80-83.
- [17] 施晓晖, 徐祥德. 东亚冬季风年代际变化可能成因的模拟研究. *应用气象学报*, 2007, 18(6): 776-782.
- [18] 张勇, 曹丽娟, 许吟隆, 等. 未来我国极端温度事件变化情景分析. *应用气象学报*, 2008, 19(6): 655-660.
- [19] Pal J S, Giorgi F, Bi X Q, et al. Regional climate modeling for the developing world: The ICTP RegCM3 and RegCM3. *Bull Amer Meteorol Soc*, 2007, 88(9): 1395-1409.
- [20] 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(3): 119-121.
- [21] 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(1): 52-60.
- [22] 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)*, 2007, 37(3): 397-404.
- [23] 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. *Meteor Atmos Phys*, 2008, 100: 73-86.
- [24] 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(4): 763-772.
- [25] Xie P P, Yatagai A, Chen M Y, et al. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia. *J Hydrol*, 2007, 8(3): 607-626.
- [26] Steadman R G. The assessment of sultriness. Part I: A temperature-humidity index based on human physiology and clothing science. *J Appl Meteorol*, 1979, 18: 861-873.
- [27] Frich P, Alexander L V, Della-Marta P, et al. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim Res*, 2002, 19: 193-212.
- [28] UNEP. World Atlas of Desertification. Edward Arnold, London, UK, 1992.
- [29] 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. *Global and Planetary Change*, 2008, 62: 195-209.
- [30] 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(4): 342-353.
- [31] 北京市气象局气候资料室. 北京城市气候. 北京: 气象出版社, 1992:20-57.
- [32] 褚健婷, 夏军, 李璐, 等. 海河流域气象和水文降水资料对比分析及时空变异. *地理学报*, 2009, 64(9): 42-46.
- [33] 石英, 高学杰. 温室效应对我国东部地区气候影响的高分辨率数值试验. *大气科学*, 2008, 32(5): 1006-1018.
- [34] Xu Y, Gao X J, Giorgi F. Regional variability of climate change hot-spots in East Asia. *Adv Atmos Sci*, 2009, 26(4): 783-792.
- [35] Hibbard K A, Meehl G A, Cox P, et al. A strategy for climate change stabilization experiments. *Eos Trans AGU*, 88(20):217-219;221. doi:10.1029/2007EO200002.
- [36] Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. A Summary of the CMIP5 Experiment Design. 2009:1-32. ([https://cmip.llnl.gov/cmip5/docs/Taylor\\_CMIP5\\_design.pdf](https://cmip.llnl.gov/cmip5/docs/Taylor_CMIP5_design.pdf)).

## Simulating Future Climate Changes over North China with a High Resolution Regional Climate Model

Shi Ying<sup>1)</sup> Gao Xuejie<sup>1)</sup> Wu Jia<sup>1)</sup> Giorgi F<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> (National Climate Center, Beijing 100081)

<sup>2)</sup> (The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Trieste, Italy)

### Abstract

Multi-decadal climate change simulations have been performed over China using 20 km horizontal resolution regional climate model (RegCM3) one-way nested within a global model (FvGCM/CCM3, here in after called FvGCM) from NCAR/NASA. Two experiments are conducted, one for the period of 1961—1990, the other is for the future climate of 2071—2100 under the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Special Report on Emission Scenarios (SRES) A2 emission scenario. The analysis focuses on the warm half of the year, from April to September. First, simulations of present climate conditions over North China by FvGCM and RegCM3 are compared with observations to assess the model performance. Results show that both models can reproduce the observed spatial patterns of surface air temperature and precipitation. Compared with FvGCM, RegCM3 shows a better performance especially in providing more spatial details of the surface variables.

The changes (differences between future and present) of mean temperature and precipitation are analyzed and compared between the two models simulations. Significant warming in the end of 21st century is predicted by both models however their results are different both in spatial distribution and amount. Compared with FvGCM, a greater warming is simulated by RegCM3 in some areas of the northern part while in the southeast and the east of the region RegCM3 indicates the warming is slighter. General increase in mean precipitation is found in FvGCM simulation, in a range of less than 10% to exceeding 30%. While for RegCM3, the simulated precipitation increases in the north of Henan as well as Shandong, but changes little or even decreases in the northern part of the region is simulated.

Future changes in extreme heat events simulated by RegCM3 are statistically analyzed using the days with daily maximum temperature no less than 35 °C ( $D_{T35}$ ) and the days with a heat index which includes the humidity factor also no less than 35 °C ( $D_{HI35}$ ). Results show a substantial increase of  $D_{T35}$  over the whole region and increase of  $D_{HI35}$  over the plain areas. Increase in the maximum number of consecutive dry days (CDD) is also simulated by the model over the region, especially in the north of Hebei Province. According to the classification of UNEP drought index ( $A_U$ ), there will be significant less humid area and a corresponding increase of dry sub-humid and semi-arid, indicating the future increase of drought extent in the future over the region.

**Key words:** climate change; regional climate model; North China