

陈活泼, 孙建奇, 陈晓丽. 2012. 我国夏季降水及相关大气环流场未来变化的预估及不确定性分析 [J]. 气候与环境研究, 17 (2): 171-183, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2011.10137. Chen Huopo, Sun Jianqi, Chen Xiaoli. 2012. The projection and uncertainty analysis of summer precipitation in China and the variations of associated atmospheric circulation field [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 17 (2): 171-183.

我国夏季降水及相关大气环流场未来变化的 预估及不确定性分析

陈活泼^{1,2,3} 孙建奇^{1,2} 陈晓丽⁴

1 中国科学院大气物理研究所竺可桢-南森国际研究中心, 北京 100029

2 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

4 国家环境保护部环境发展中心, 北京 100029

摘 要 利用政府间气候变化专门委员会第四次评估报告 (IPCC AR4) 的 15 个耦合气候模式在不同排放情景下的模拟结果, 对我国夏季降水及相关大气环流场的未来时空变化特征与模式之间的不确定性作了研究。结果表明, 在全球变暖背景下, 我国夏季降水表现出较强的局地特征。其中, 我国东部和高原地区的降水在 21 世纪表现出明显的增加趋势, 而且这种趋势随着变暖的加剧而增强, 同时模式模拟结果之间的一致性也更好, 表明这一结果的可信度较高。在全球变暖背景下, 我国新疆南部地区表现为持续的降水减少趋势, 而我国西南地区夏季降水的变化则呈现出先减少 (21 世纪初) 后增加的特征, 不同模式对降水这些局地特征的模拟也都表现出较好的一致性。其他地区夏季降水在 21 世纪的变化不大, 同时模式模拟的一致性也较差。多模式模拟的我国未来百年夏季降水的这些变化特征在温室气体高、中、低不同排放情景下基本一致, A2 情景预估结果变化最大, A1B 次之, B1 相对最小。

东亚夏季大气环流场的预估结果显示, 在全球变暖的背景下, 大部分模式的模拟结果都表明, 东亚夏季风环流有所增强, 从而使得由低纬度大洋和南海地区向我国大陆的水汽输送增加, 造成该地区大气含水量的增多, 从而为我国东部地区夏季降水的增加提供有利条件。此外, 随着全球变暖的加剧, 西太平洋副热带高压持续增强, 其变化对我国东部地区夏季降水的影响程度和范围也明显增大。这些环流场及其不确定性的分析结果进一步加强了我国夏季降水未来变化预估结果的可信度。

关键词 降水 大气环流 预估 不确定性

文章编号 1006-9585 (2012) 02-0171-13 **中图分类号** P467 **文献标识码** A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2011.10137

The Projection and Uncertainty Analysis of Summer Precipitation in China and the Variations of Associated Atmospheric Circulation Field

CHEN Huopo^{1,2,3}, SUN Jianqi^{1,2}, and CHEN Xiaoli⁴

1 Nansen-Zhu International Research Centre, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences,

收稿日期 2010-10-25 收到, 2012-01-19 收到修定稿

资助项目 中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX2-YW-Q1-02、KZCX2-YW-BR-14, 国家重点基础研究发展计划项目 2009CB421406

作者简介 陈活泼, 男, 1982 年出生, 博士研究生, 主要从事气候变化与预估研究。E-mail: chenhuopo@mail.iap.ac.cn

Beijing 100029

2 Climate Change Research Center, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

4 Environmental Development Center of Ministry of Environmental Protection, Beijing 100029

Abstract Monthly data from climate change simulations based on the 15 coupled climate system models in IPCC SRES (Special Report on Emissions Scenarios) A2, A1B, and B1 are analyzed for potential future changes in summer precipitation characteristics and its associated atmospheric circulation, and the uncertainties of these results from models are also investigated. The results demonstrate that the projected summer precipitation in China shows distinctly regional characteristics. The summer precipitation in the eastern part of China and the Tibetan Plateau are projected to significantly increase in the 21st century. These increasing linear trends and the consistency of the models are also intensified with the increase of air temperature, which indicates that the projections become much more believable in these regions. However, persistent decrease of summer precipitation is projected in the southern part of Xinjiang region, and most of models show decreasing precipitation in the earlier period of the 21st century and then increasing in Southwest China. No obvious changes are projected in the other parts of China, but with larger uncertainties. The high confidence level of the multiple models ensemble results in IPCC three scenarios implies that the projected summer precipitation changes are much more believable in China, with the larger projection in A2, smaller in B1, and middle in A1B.

Most of the models demonstrate that the East Asian summer monsoon will significantly intensify under global warming, which induces more water vapor transport from the South China Sea and the tropical oceans. Thus, more water vapor content will be gathered that provides a benefit background for the increasing summer precipitation in the eastern part of China. Meanwhile, the western Pacific subtropical high is also projected to significantly intensify and the impacts on the summer precipitation in the eastern part of China also obviously increase. These results from the analysis of the atmospheric circulation and the corresponding uncertainties of the models further increase the confidence level of the projected summer precipitation change in China.

Key words precipitation, atmospheric circulation, projection, uncertainty

1 引言

人类活动引起的温室气体排放已明显地改变了全球气候,并对生态环境造成了严重影响。如冰川退化、动植物种类迁移以及生物特征的变化等,都与近期的气候变暖有密切关系(Cramer et al., 2001; Shi et al., 2007)。全球气候变暖所造成的影响正在逐步扩大,已经超出了一般的环境领域,还涉及到了能源、经济和政治等方面,因此未来气候如何变化已经成为各国科学家、公众和决策者共同关心的重要问题。

我国地域辽阔、地形复杂,区域环境极其脆弱,对气候变化、尤其是降水及其所引发的洪涝、干旱等灾害非常敏感。例如,已有观测研究显示,从20世纪70年代末开始的东亚夏季风持续减弱(Wang, 2001, 2002; 姜大膀和王会军, 2005),

造成我国长江中下游地区夏季降水显著增加、洪涝事件频繁发生(Gong and Ho, 2002; Hu et al., 2003; Ding et al., 2008; Sun et al., 2008, 2009; Zhu et al., 2010),而黄淮流域降水减少,使得华北地区变得更加干旱(陆日宇, 2003),生态环境恶化加速。与此同时,我国西北地区在20世纪80年代末发生了由暖干向暖湿的转型,降水的增加使得该地区湖泊水位上升,洪涝发生频率增加(施雅风等, 2003)。降水的这些异常变化对我国社会发展的各个方面都产生了显著影响。那么,在全球气候持续变暖的背景下,未来百年降水如何变化?是否与当前降水格局有所区别?这些关键的科学问题,已引起了气候学家的高度关注(Wang et al., 1993; 徐影等, 2003; Sun et al., 2010)。目前,利用耦合气候模式开展集合模拟研究是进行未来气候变化预估最有效的工具之一。我国学者利用国际国内多个气候模式针对我

国未来降水的变化已做了相当多的工作。孙颖和丁一汇（2009）的研究指出，东亚地区的降水在未来将会增加，2040 年代末之前，降水的增加量较少，而之后降水增加明显，我国东部地区将会进入全面的多雨期。布和朝鲁（2003）和 Min et al.（2006）的研究也指出，我国夏季降水在未来几十年会显著增加。但也有一些研究指出我国部分地区未来降水没有显著变化（姜大膀等，2004a，2004b），而有些地区表现出显著减少的趋势（Gao et al.，2008；Li，2008）。造成这种结论的不一致性，主要是由于前人的研究基于不同的模式结果，而不同模式之间的模拟能力又存在较大的差异，特别是对东亚夏季风降水的模拟（孙颖和丁一汇，2008；张莉等，2008）。此外，在上述研究中，尚未有针对模式模拟结果的不确定性进行分析，而这个问题关系到对未来气候变化预估结果的可信度问题。因此，本文将利用 IPCC 多个模式在 3 种不同情景下对我国未来降水变化的模拟结果，预估我国夏季降水及其对应大气环流的未来可能变化，并比较分析模式模拟结果之间的异同，进而给出预估结果的不确定性。

2 资料与方法

2.1 资料

用于本文分析的月平均资料为 IPCC 第四次评

估报告（IPCC AR4）不同排放情景（B1、A1B 和 A2 情景）下多个海气耦合模式输出结果。其中，参与 IPCC AR4 评估的 24 个模式中共有 15 个模式同时有 B1、A1B 和 A2 情景下的模拟结果（见表 1），这些模式代表了当前国际上主要先进气候模式的最新版本，它们能够很好地再现我国夏季降水的空间分布特征，15 个模式基本上都模拟出了我国夏季降水从南到北、从东到西逐渐减少的趋势（Chen and Sun，2009）。同时，本文也使用了这 15 个模式 20 世纪气候模拟试验（20C3M）在 1980~1999 年的月平均资料。另外，为了讨论未来东亚地区夏季降水变化的可能物理机制，我们分析了其中一种具有代表性的、与实际排放较为相似的中等排放情景（A1B）下的大气环流相对 20C3M 的变化。本文用到的变量包括位势高度、经向风和纬向风、比湿以及可降水量等，其中 UKMO-HadCM3 模式没有比湿和降水量的月平均资料，因此本文在讨论未来水汽输送和降水量的变化时不包含这个模式。为了便于分析，所有模式结果均被线性插值到相同的网格点 $[2.5^{\circ}(\text{纬度}) \times 2.5^{\circ}(\text{经度})]$ 上。

另外，本文还用到了 Xie et al.（2007）发展的一套东亚地区 $0.5^{\circ}(\text{纬度}) \times 0.5^{\circ}(\text{经度})$ 高分辨率的降水观测资料以及 NCEP/NCAR 提供的 500 hPa 高度场再分析资料。

表 1 15 个 IPCC 耦合模式的信息
Table 1 15 climate models participated in the IPCC AR4

名称	所属国家和机构	大气模式分辨率
BCCR-BCM2.0	挪威皮叶克尼斯气候研究中心	$2.8125^{\circ}(\text{纬度}) \times 2.8125^{\circ}(\text{经度})$
CGCM3.1-t47	加拿大气候模拟与分析中心	$3.75^{\circ}(\text{纬度}) \times 3.75^{\circ}(\text{经度})$
CNRM-CM3	法国国家气象中心	$2.8125^{\circ}(\text{纬度}) \times 2.8125^{\circ}(\text{经度})$
CSIRO-MK3.0	澳大利亚联邦科学与工业研究组织	$1.875^{\circ}(\text{纬度}) \times 1.875^{\circ}(\text{经度})$
CSIRO-MK3.5	澳大利亚联邦科学与工业研究组织	$1.875^{\circ}(\text{纬度}) \times 1.875^{\circ}(\text{经度})$
GFDL-CM2.0	美国国家大气海洋局地球物理流体动力学实验室	$2.0^{\circ}(\text{纬度}) \times 2.5^{\circ}(\text{经度})$
GFDL-CM2.1	美国国家大气海洋局地球物理流体动力学实验室	$2.0^{\circ}(\text{纬度}) \times 2.5^{\circ}(\text{经度})$
INM-CM3.0	俄罗斯科学院数值数学研究所	$4.0^{\circ}(\text{纬度}) \times 5.0^{\circ}(\text{经度})$
IPSL-CM4	法国皮埃尔西蒙拉普拉斯研究所	$2.5^{\circ}(\text{纬度}) \times 3.75^{\circ}(\text{经度})$
MIROC3.2-medres	日本东京大学气候系统研究中心—国家环境研究所—全球变化前沿研究中心	$2.8125^{\circ}(\text{纬度}) \times 2.8125^{\circ}(\text{经度})$
MPI-ECHAM5	德国马普气象研究所	$1.875^{\circ}(\text{纬度}) \times 1.875^{\circ}(\text{经度})$
MRI-CGCM2.3.2a	日本气象研究所	$2.8125^{\circ}(\text{纬度}) \times 2.8125^{\circ}(\text{经度})$
NCAR-CCSM3.0	美国国家大气研究中心	$1.4^{\circ}(\text{纬度}) \times 1.4^{\circ}(\text{经度})$
NCAR-PCM1	美国国家大气研究中心	$2.8125^{\circ}(\text{纬度}) \times 2.8125^{\circ}(\text{经度})$
UKMO-HadCM3	英国哈德莱气候预测与研究中心	$2.75^{\circ}(\text{纬度}) \times 3.75^{\circ}(\text{经度})$

2.2 方法

文中在对所有变量的未来变化进行预估时,除了简单地分析单个模式结果以外,主要采用多模式集合(Multiple Model Ensemble, MME)的方法。这里的集合方法为多个模式的算术平均,不考虑模式间的权重因子。近年来的一些研究(Jiang et al., 2005)也指出,在东亚地区,多模式集合结果对于年和季节平均降水的模拟能力相对单个模式来说更为可靠。

由于不同气候模式的模拟能力存在差异,为了定量地评估模式对未来气候变化模拟结果的一致性,我们引入了Wang (2005)定义的一致性水平指数(Consistency Index, CI, 用 c 表示)

$$c = \begin{cases} \frac{N_p}{N_p + N_n} (N_p > N_n) \\ -\frac{N_p}{N_p + N_n} (N_p < N_n) \end{cases}$$

其中, N_p 表示某个格点的预估结果相对20C3M增加的模式个数, N_n 为预估减少的模式个数。因此, c 的符号表示大多数模式预估结果的变化方向, c 的大小表示模式预估结果的一致性水平,它的绝对值总是大于50%。另外,在讨论变量的未来演变时,采用模式间预估结果的 ± 1 个标准差来表示模式间的不确定性范围。

我国地形复杂,降水变化具有很强的区域性,因此,根据我国地形分布特征将中国区域划分为8个子区域(见图1),这种分区方法也可见Chen et al. (2010)的研究,而后对不同区域未来夏季降水的变化趋势进行分析。

3 我国夏季降水的未来变化预估

图2给出了模式在A1B情景下模拟的我国

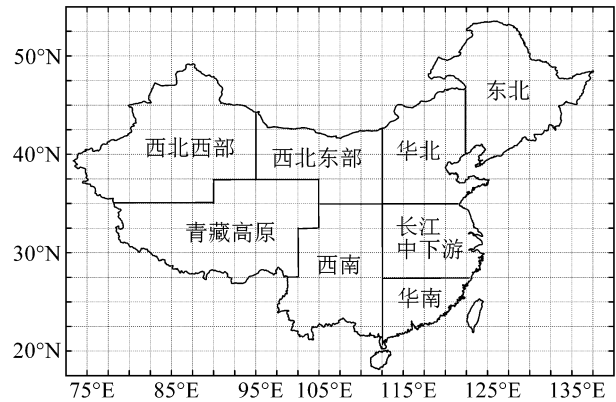


图1 根据地理分布特征对中国进行的区域划分

Fig.1 The locations of sub-regions in China according to the geographical characteristics

2010~2029年、2040~2059年和2080~2099年平均的夏季降水相对20世纪末的变化,并且给出了模式间的一致性指数分布。可以发现,21世纪初期,我国东部和青藏高原地区相对20世纪末夏季降水将会有所增加,其中长江中下游和高原部分地区模式间一致性较高,而其他地区模式间预估结果的不确定性较大。到了中期,东部地区降水增加幅度明显变大,而且模式间不确定性明显减小。到了21世纪末期,降水增加幅度更大、模式的一致性更高,特别是我国东北和华南地区,80%以上的模式一致模拟出了这些地区夏季降水显著增加的趋势,其中以东北地区增加最为显著,夏季降水相对1980~1999年增加了9.76%,华北地区增加了8.60%,长江中下游地区增加了6.41%,华南地区增加了6.83%(见表2)。绝大多数模式模拟结果指出21世纪初期我国西南地区夏季降水相对减少,而中期降水开始逐渐增加,到了末期增加幅度更大,并且模式间的一致性也在增强。到了21世纪末期,15个模式一致表明西

表2 在IPCC不同排放情景下,15个模式集合的2080~2099年我国不同区域夏季降水相对1980~1999年的变化

Table 2 The projected percent changes of summer precipitation for sub-regions in China in the period of 2080 - 2099 against 1980 - 1999 in IPCC A2, A1B, and B1 scenarios

区域	A2	A1B	B1	区域	A2	A1B	B1
全国	8.49% (15)	6.96% (14)	5.69% (15)	西北西部	1.09% (8)	3.33% (8)	6.94% (13)
东北	13.09% (13)	9.76% (13)	7.96% (14)	西北东部	6.73% (11)	6.31% (11)	7.08% (11)
华北	10.60% (9)	8.60% (12)	7.09% (12)	青藏高原	10.31% (13)	9.23% (13)	7.02% (14)
长江中下游	9.63% (13)	6.41% (13)	6.24% (12)	西南	6.88% (13)	5.87% (15)	3.83% (12)
华南	9.46% (14)	6.83% (12)	7.68% (13)				

注: 括号中为与集合结果变化一致的模式个数。

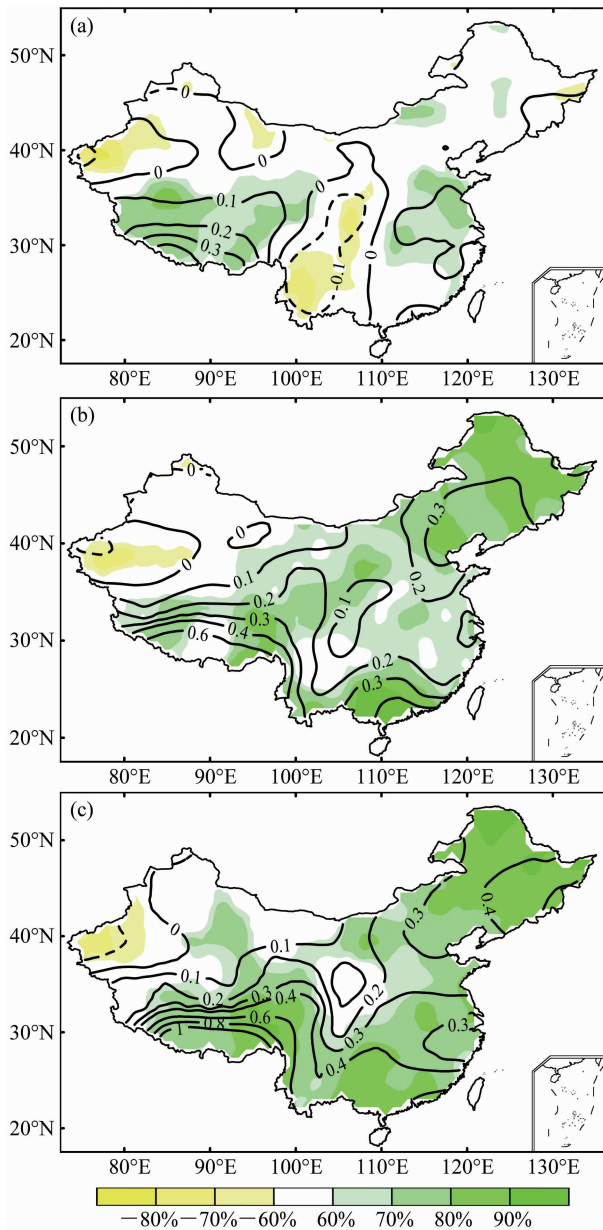


图2 在A1B情景下, 15个IPCC耦合模式集合的我国 (a) 2010~2029年、(b) 2040~2059年、(c) 2080~2099年平均的夏季降水相对1980~1999年的变化(等值线为降水的量级变化, 单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$; 阴影表示模式间一致性水平)
Fig. 2 Spatial distributions of the projected summer precipitation changes in China for the period of (a) 2010 - 2029, (b) 2040 - 2059, and (c) 2080 - 2099 with respect to 1980 - 1999 under IPCC A1B scenario (the contours represent the projected change magnitudes of summer precipitation, units: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$; the shadings show the distribution of model consistency index)

南地区区域平均降水显著增加, 多模式集合相对20世纪末增加了5.87%。对于西北地区, 由于气候模式对西北复杂地形的描述能力有限, 使得预

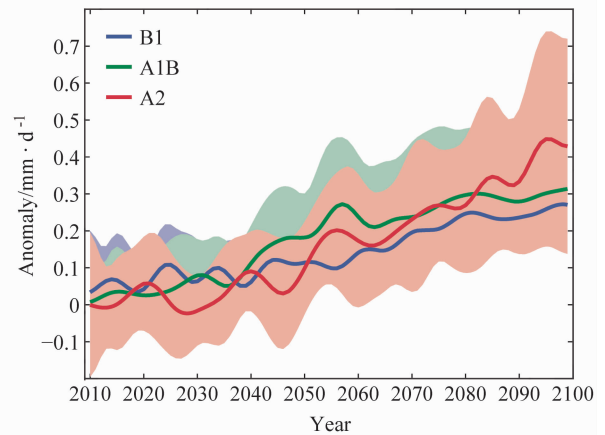


图3 在B1、A1B和A2 3种不同排放情景下, 15个模式集合的2010~2099年我国夏季降水相对1980~1999年的变化序列(时间序列经过了9年低通滤波处理, 阴影为3种情景下对应的模式间 ± 1 个标准差的范围, 表示模式间的不确定性大小)
Fig. 3 The projected variations of summer precipitation in China during 2010 - 2099 under IPCC B1, A1B, and A2 scenarios from 15 coupled models' ensemble results against 1980 - 1999 (the 9-year low-pass filter has been performed on each time series and the shadings are the corresponding ranges of ± 1 standard deviation of models, which represent the uncertainties from the models)

估结果存在很大的不确定性, 但至少有70%的模式预估结果指出新疆南部地区, 即塔克拉玛干沙漠地区, 未来百年夏季降水持续减少, 沙漠干旱气候更加恶劣。

模式在A2和B1情景下, 预估的我国未来不同时段平均的夏季降水相对1980~1999年的变化与A1B情景有着较高的相似性, 但也略有差异(图略)。在A2情景下, 21世纪初期长江中下游地区表现出了夏季降水减少的趋势, 但模式间不确定性大。到了中期, A2情景下西南地区降水仍表现为减少的趋势, 而A1B情景为增加趋势, 但两种情景下该地区模式间的不确定性都较大。21世纪末期, 两种情景模拟的夏季降水变化的空间分布具有很好的一致性, 绝大多数模式结果表明我国大部分地区夏季降水将会显著增加, 而南疆地区降水减少。模式在低排放情景(B1)下的模拟结果与A2情景有着很高的相似性, 但B1情景下的预估结果相对较弱。不同排放情景之间预估结果较好的一致性也进一步表明了预估的我国未来夏季降水变化有着较高的可靠性。

从图3可见, 在IPCC 3种排放情景下, 虽然

模式间预估结果的不确定性范围较大,但所有模式在不同情景下都一致表明我国未来百年夏季降水相对 20 世纪末显著增加。同时也可以发现,大约在 2040 年之前,3 种情景下降水的增加幅度较小,但从 2040 年左右开始,我国夏季降水增加幅度的线性趋势显著增强,这与孙颖和丁一汇(2009)的研究结果是一致的。由于我国夏季降水变化在空间上存在较大的变率,因此对各区域未来降水的变化也进行了分析(图略),可以发现各区域夏季降水均表现出不同程度的增加趋势,这也意味着在全球变暖的背景下我国将进入一个全面多雨期。另外,不同区域夏季降水变化与全国区域平均变化一致,即在 2040 年代之前,降水的增加幅度较小,在零增幅附近呈微弱的波动,但从 2040 年代之后,夏季降水增加幅度的线性趋势明显变大,这一特征在我国东部地区表现得尤其明显。

为了更清楚地认识各个模式对我国不同区域未来百年夏季降水变化趋势的模拟,图 4 给出了 3 种情景下 15 个模式模拟的 2010~2099 年我国不同区域夏季降水的变化趋势,同时也给出了多模式集合的结果。各个区域的模拟结果都表明在 IPCC 3 种不同排放情景下,绝大多数模式在这些地区模拟的降水变化趋势都为正。东北地区,15 个模式在 A2 情景下模拟的趋势一致为正;而在 B1 和 A1B 情景下,都只有 MPI-ECHAM5 和 NCAR-PCM1 模拟的降水变化趋势为负,其余的都为正。华北地区,在 B1 情景下,有 12 个模式模拟结果为正,3 个为负;A1B 情景下,有 14 个为正,只有 1 个为负;A2 情景下,11 个为正,4 个为负。长江中下游、华南和青藏高原地区,在 A2 和 B1 情景下,几乎所有模式模拟的趋势都为正;而在 A1B 情景下,至少有 10 个模式模拟为正。西南地区,除了 CGCM3.1-t47 和 NCAR-PCM1 在 B1 情景下模拟结果为减少趋势外,其余的趋势都为正。而西北西部地区,模式间模拟结果的差异较大,而且情景之间的一致性也较差。但西北东部地区相对较好,3 种情景下 15 个模式中都至少有 11 个模式结果表明降水将会增加。就全国平均而言,15 个模式中除了 MPI-ECHAM5 模式在 B1 和 A1B 情景下表现为负的趋势外,其他 14 个模式在不同排放情景下都模拟出了未来百

年我国夏季降水一致增加的趋势。总体来说,绝大多数模式都模拟出了未来百年我国夏季降水显著增加的趋势,模式间差异较小,而且不同情景下预估结果基本一致。

4 未来东亚夏季风环流变化

东亚夏季风是影响我国东部地区气候变化的主要环流系统之一(陈隆勋等,2000;郭其蕴等,2003;Han and Wang,2007;孙建奇等,2008;王会军等,2008)。在过去几十年中,东亚夏季风发生了明显的年代际变化,这种变化主要表现在季风环流的减弱和季风雨型的显著改变等方面,中国东部盛行的西南气流和向北的水汽输送减弱(Ding et al.,2009),使得我国东部地区夏季雨型从南旱—北涝型转变为南涝—北旱型(翟盘茂等,1999)。在全球持续变暖的背景下,东亚夏季风环流的变化以及它对我国夏季降水的影响是目前研究的热点问题,深入了解季风环流的变化,可以增加对未来东亚地区气候变化物理机制的认识,提高未来气候变化预估结果的可信度。

为了了解未来东亚夏季风环流的变化,本文分析了未来 3 个不同时段 15 个 IPCC 耦合模式在 A1B 情景下模拟的 850 hPa 夏季平均风场相对 1980~1999 年的变化(图略)。可以发现,3 个不同时段模拟结果都表明 15 个模式中除了 CSIRO-MK3.0 和 GFDL-CM2.1 以外,其他模式一致模拟出了低纬印度洋上空的西风减弱,表现为东风异常,这也说明了在全球变暖背景下,南亚季风在减弱(Sun et al.,2010);而在东亚地区,15 个模式中也有 13 个模式(除了 CSIRO-MK3.0 和 INM-CM3.0 外)的结果表明东亚地区的西南气流是增强的,能够从南海等地一直输送到我国华北、东北等地区,这也意味着东亚夏季风在增强。

东亚夏季风环流的这些主要特征在多模式集合结果中表现地更加明显(图 5)。21 世纪初期(图 5a),20°N 以南的印度洋地区主要表现为东风异常,而东亚地区以异常的西南气流为主。西南气流的增强主要与西太平洋地区异常反气旋中心的出现有关,15 个模式中有 13 个模式模拟出了这个异常反气旋中心的存在。正是由于它的出现,

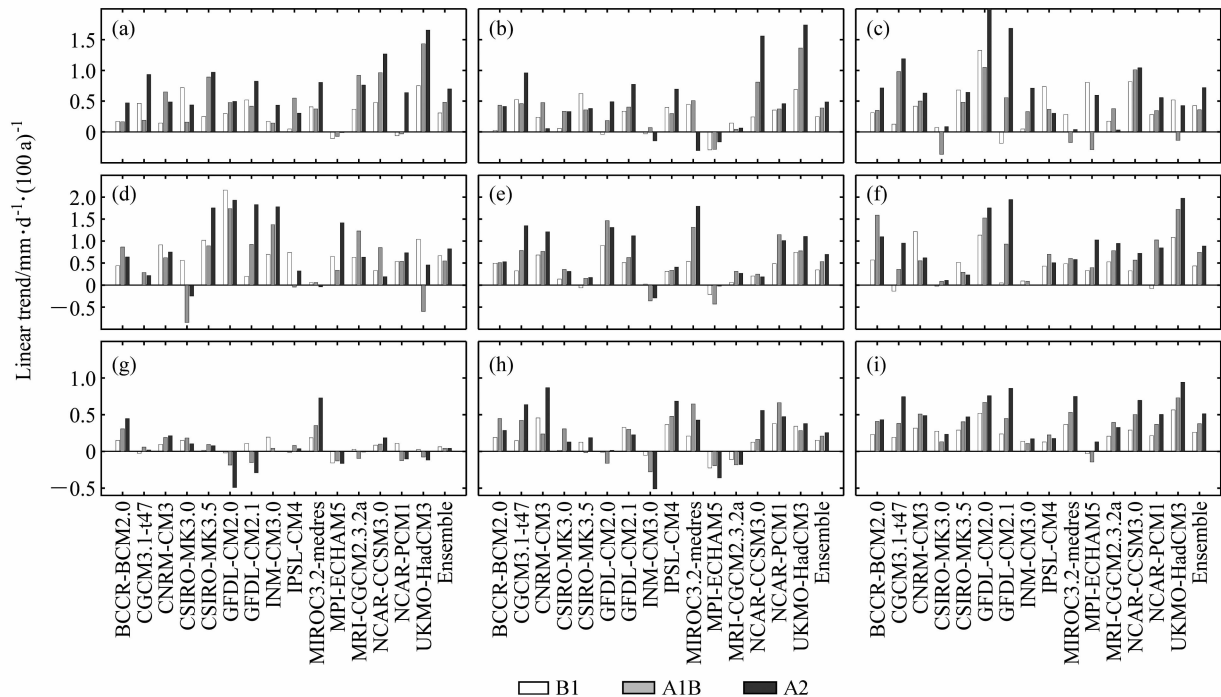


图4 IPCC 3种排放情景下15个模式模拟的以及集合的2010~2099年我国不同区域平均的夏季降水相对1980~1999年异常的变化趋势: (a) 东北; (b) 华北; (c) 长江中下游; (d) 华南; (e) 青藏高原; (f) 西南; (g) 西北西部; (h) 西北东部; (i) 全国
Fig. 4 The projected linear trends of summer precipitation anomalies in 2010–2099 with respect to 1980–1999 for each sub-region in China for 15 coupled models and the corresponding ensemble results under IPCC three scenarios; (a) Northeast China; (b) North China; (c) Yangtze River; (d) South China; (e) Tibetan Plateau; (f) Southwest China; (g) western part of Northwest China; (h) eastern part of Northwest China; (i) China

使得来自西太平洋地区的东南气流沿着其西北侧向我国东部地区输送,一直到达我国华北地区,但到东北地区强度逐渐减弱,这可能是造成东北地区在21世纪初期夏季降水变化不明显的原因之一。到了2040~2059年(图5b),西太平洋地区的异常反气旋中心位置偏南偏西,使得南海地区以异常西南风为主,而西太平洋地区主要表现为西北风异常,使得由西太平洋向我国东部地区输送的东南气流减弱。但同时值得注意的是,在20°N附近从阿拉伯海经印度洋到南海地区开始形成了一条异常的东向气流,并且沿着异常反气旋中心的西北侧向我国东部地区输送,一直到达华北、东北地区,15个模式中有10个模式模拟出了这一异常气流。到了21世纪末期(图5c),由阿拉伯海经印度洋到达南海地区的东向异常气流显著增强,使得向我国东部地区输送的气流增强,但西太平洋地区仍表现为西北风异常。同时我们也考察了850 hPa夏季风场在110°E~120°E区域

平均的时间-纬度剖面分布(图略),也可以清楚地看到,绝大多数模式模拟结果指出在低纬地区表现为持续的东风异常,而在东亚地区表现为西南风异常。

5 未来东亚地区夏季水汽变化

大气中水汽含量是影响降水变化的重要因子之一。根据克劳修斯-克拉伯龙方程可知,当温度增加时,蒸发增强,大气中的水汽含量将会增加,为降水的产生提供有利的背景条件。从图6可见,在21世纪初期,低纬地区大气含水量的增加幅度明显大于中高纬地区,14个模式中有10个模式的模拟结果表明我国南方地区水汽含量的增加大于北方地区(图略),并且所有模式一致模拟出了长江中下游地区可降水量显著增加,这与该地区在A1B情景下预估的模式间夏季降水增加的一致性比其它地区大是相符的(图2a)。到了21

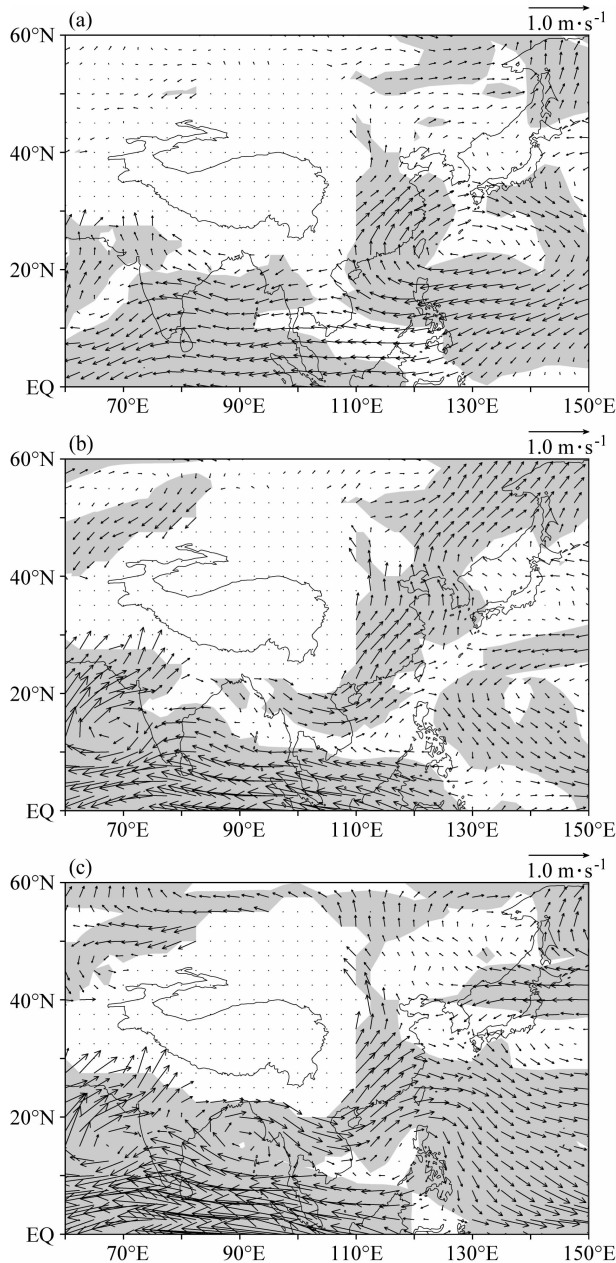


图5 IPCC A1B情景下15个模式集合的东亚地区 (a) 2010~2029年、(b) 2040~2059年、(c) 2080~2099年夏季平均的850 hPa风场相对1980~1999年的变化 (阴影表示通过95%信度检验)

Fig. 5 Spatial distributions of the projected 850-hPa summer wind anomalies from the ensemble results of 15 coupled models for the periods (a) 2010-2029, (b) 2040-2059, and (c) 2080-2099 against 1980-1999 in IPCC A1B scenario in East Asia (the shadings are above the 95% confidence level)

世纪中期,除了我国西北以及中亚部分地区增加幅度较小外,其他地区大气含水量增加均超过 $2.0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$,特别在我国华北和东北地区,模式间

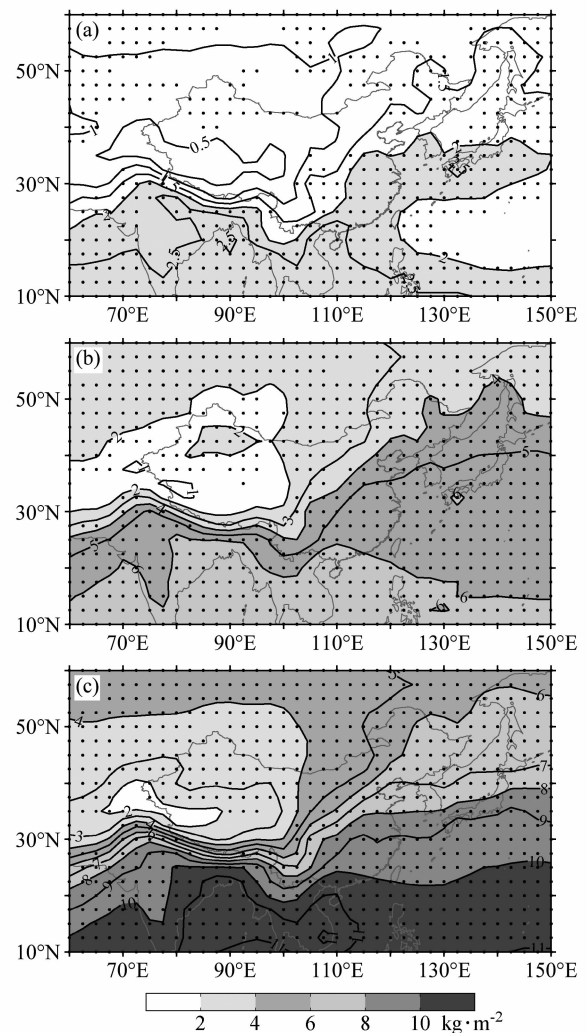


图6 同图5,但为可降水量 (等值线为可降水量的变化,圆点表示所有模式模拟出了该网格点上可降水量的一致增加趋势,阴影表示增加幅度超过 $2.0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$)

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for precipitable water content (the contours represent the projected precipitable water content anomalies and the dots indicate that all the models have simulated the increasing linear trends for the grids. The shadings show the regions where the increment exceeds $2.0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$)

的一致性也在增强,这使得预估的这些区域夏季降水量增加的可靠性也得到了提高 (图 2b)。到了2080~2099年,大气含水量的增加已变得非常明显。另外,从我国东部地区 ($110^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$) 可降水量的时间-纬度剖面 (图略) 可以看到,21世纪初期夏季可降水量的增加幅度较弱,但从2040年代左右开始,可降水量显著增加,可降水量的这种变化特征与我国区域夏季降水变化是一

致的。

图 7 给出了未来 3 个不同时段 850 hPa 水汽输送相对 1980~1999 年变化的空间分布。可以清楚地看到, 在 21 世纪初期, 东亚地区水汽输送的特征与风场变化(图 5)基本一致, 15 个模式中除了 CSIRO-MK3.0 和 INM-CM3.0 这两个模式以外, 其他模式都模拟出了西太平洋地区的异常反气旋中心, 使得来自南海和西太平洋地区的水汽沿着反气旋的西北侧向我国东部地区输送。而在南亚地区, 从阿拉伯海经印度洋到南海地区形成了一条自西向东的异常水汽输送带, 但水汽输送较弱, 只到东印度洋地区, 对我国东部地区水汽输送增加的贡献不大。到了 2040~2059 年, 来自西太平洋的东南水汽输送有所减弱, 这是由于大多数模式模拟的西太平洋地区异常反气旋在减弱, 但从阿拉伯海经印度洋到达南海地区的东向水汽输送显著增强。到了 21 世纪末, 从阿拉伯海到南海地区的水汽输送变得更强, 它在南海地区与来自西太平洋、南海等地的水汽汇合, 在我国东部地区形成了一条强的向北的水汽输送通道, 为我国东部地区夏季降水的增加提供了充足的水汽来源。这也说明了在变暖背景下热带地区水汽的向北输送是我国北方地区夏季降水增加的一个主要原因。

6 未来西太平洋副热带高压活动的变化

西太平洋副热带高压活动对我国天气、气候变化也有着重要的影响, 我国夏季旱涝与它有着直接关系。国内外学者为了描述副热带高压活动, 定义了一系列副热带高压指数(彭加毅和孙照渤, 2000; 慕巧珍等, 2001)。虽然这些指数能较好地描述当前气候背景下的副热带高压活动, 但在未来持续增暖的背景下, 由于位势高度显著增加, 这些指数能否合理描述副热带高压活动, 还有待探讨。本文直接利用 500 hPa 位势高度的变化定义了一个新的副热带高压指数, 用它来描述未来副热带高压活动的变化特征。

诸多研究(施能等, 1996; 张庆云等, 2003)表明, 长江中下游地区夏季降水的变化与西太平洋副热带高压活动有着密切的关系。因此, 本文

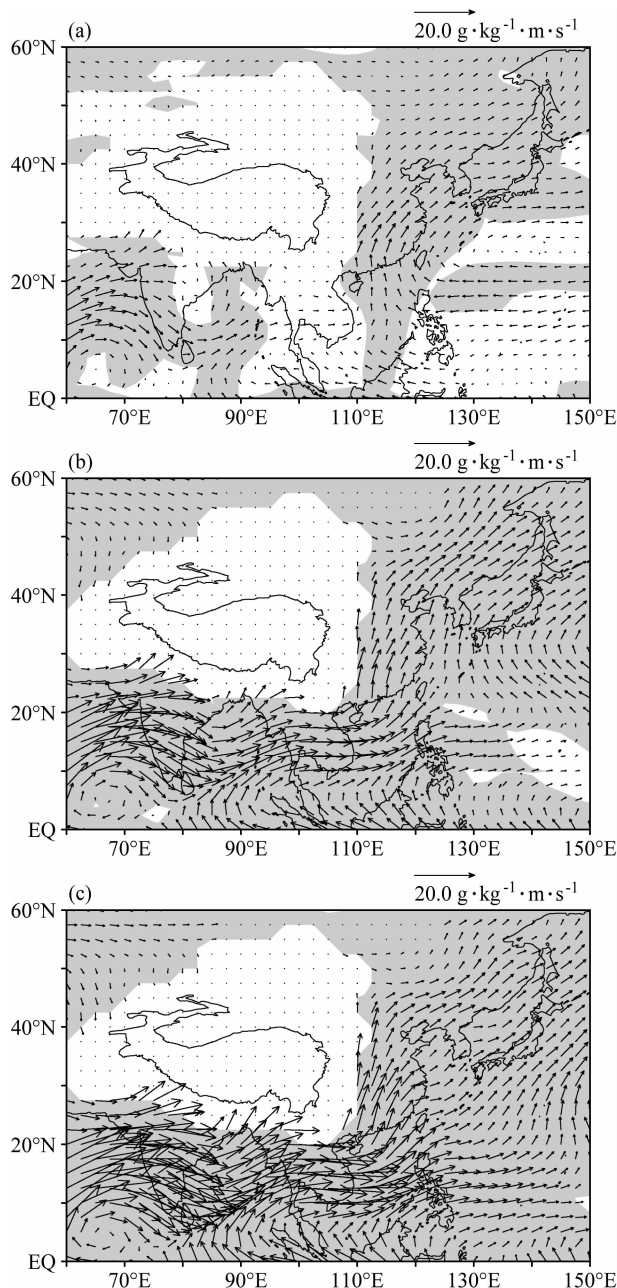


图 7 如图 5, 但为水汽输送异常

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for the water vapor flux anomalies

利用观测资料计算了长江中下游地区区域平均的夏季降水与 500 hPa 高度场 45 年的滑动相关系数, 计算时段为 1962~2006 年, 从中找出 45 年滑动相关系数均通过 99% 显著性检验的网格点, 由这些网格点所组成的区域即被认为是 500 hPa 高度场与长江中下游地区夏季降水关系稳定的区域(计算结果见图 8a)。从图 8a 中可以看到, 两者显著相关的稳定区域主要位于我国南海及西太

平洋地区,处于夏季西太平洋副热带高压的中心位置,因此这个区域内位势高度变化可以用来描述副热带高压活动的变化。本文将(17.5°N~25°N, 125°E~150°E)(图8a中方框区域)内平均的500 hPa位势高度相对1980~1999年整个纬圈平均

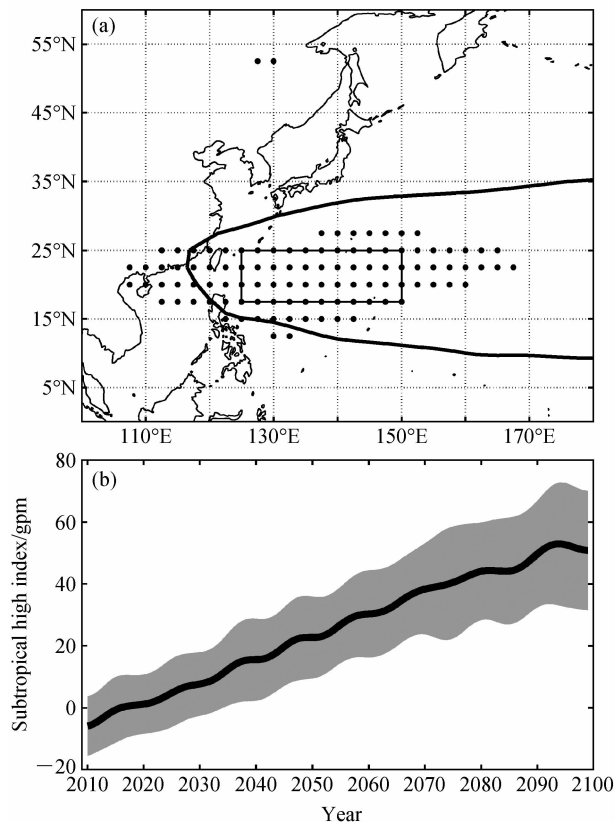


图8 (a) 观测的夏季500 hPa高度场与长江中下游地区(27.25°N~35.25°N, 110.25°E~122.75°E)夏季降水的45年滑动相关系数通过99%信度检验的网格点(圆点)分布,计算时段为1962~2006年(等值线为586 dagpm线,方框为定义副热带高压指数的区域范围);(b) IPCC A1B情景下15个模式集合的2010~2099年副热带高压指数的变化(实线为模式集合的结果,阴影表示模式间±1个标准差的范围,这里给出的是经过9年低通滤波处理后的结果)

Fig. 8 (a) The distribution of the grids that the running correlation coefficients of the observed summer 500-hPa geopotential height with the summer precipitation in the lower reaches of the Yangtze River (27.25°N~35.25°N, 110.25°E~122.75°E) are above the 99% confidence level from 1962~2005 (the contour represents 586 dagpm line and the rectangular is the region used for the definition of the subtropical high index); (b) the projected change of the index during 2010~2099 in A1B scenario (the 9-year low-pass filter has been performed on the projected result and the shadings indicate the ranges of ±1 standard deviations of 15 coupled models)

(17.5°N~25°N, 0°~360°)的异常变化定义为新的副热带高压指数。图8b给出了多模式集合的2010~2099年副热带高压指数的变化,阴影区给出了模式间±1个标准差的范围,用以表示模式间的不确定性大小。由图可以看到,未来百年相对20世纪末,所有模式一致表明副热带高压在增强。同时,本文也计算了2010~2099年我国不同区域夏季降水与副热带高压活动的关系。未来百年,长江中下游地区的夏季降水与副热带高压指数的相关系数达到了0.49,通过了99.9%的信度检验。华南地区两者的相关系数从1980~1999年的0.34增加到2010~2099年的0.52,东北和华北地区分别由20世纪末的0.46和0.18增加到2010~2099年的0.65和0.54,均通过了99.9%的信度检验。华北、东北地区夏季降水与副热带高压之间关系的显著增加主要是由于在变暖背景下西太平洋副热带高压活动在增强,其影响的范围在向北、向西扩展(图略),同时东亚夏季风的增强使得来自南海等地的西南气流沿着副热带高压西北侧能够输送到更北的区域(图5和图7),与来自北方的干冷气流在华北、东北等地汇合,使得这些区域的降水增多。同时,由于副热带高压脊线的西伸,使得副热带高压对我国西部部分地区夏季降水也产生了显著影响,与西北东部地区夏季降水的相关系数由20世纪末的-0.09增加到了0.40。青藏高原和西南地区的相关系数也变得更加显著,分别由1980~1999年的-0.22和-0.01增加到了2010~2099年的0.78和0.67,都通过了99.9%的信度检验。以上的分析说明,在气候变暖的背景下,我国各区域夏季降水的增加与西太平洋副热带高压活动的增强有着密切关系。

7 小结

本文主要利用IPCC AR4的15个耦合模式分析了未来气候变化情景(B1、A1B和A2)下我国夏季降水的变化特征,并对中等排放情景(A1B)下东亚地区大气环流的变化进行了探讨。虽然最新一代气候模式相比之前版本有了较大的改善,模式的模拟性能有了较大的提高,但不同模式之间由于模式本身的性能、参数化方案的选择以及模式对内外强迫的不同响应机制等因素的影响,

模式间的模拟结果仍然存在较大差异,尤其在东亚季风区。因此,本文在分析未来夏季降水变化的同时也给出了模式间预估结果的一致性水平。

在全球变暖背景下,绝大多数模式预估结果表明在未来百年我国大部分地区夏季降水将会显著增加,特别是我国东部地区。21 世纪初期,我国东部和青藏高原地区夏季降水有所增加,其中长江中下游和高原地区模式间一致性较高,而其他地区不确定性大;大多数模式预估的西南和西北地区夏季降水将会减少。到了中期,东部地区夏季降水增加幅度明显变大,模式间预估结果的一致性也在显著增强;而西南地区,夏季降水相对 20 世纪末开始逐渐增加,但模式间存在较大的不确定性;绝大多数模式预估的新疆南部地区降水持续减少,使得该地区沙漠干旱气候更加恶劣。到了 21 世纪末期,除了新疆南部地区降水仍然减少外,我国其他地区夏季降水显著增加,特别是东北和华南地区,80% 以上的模式一致模拟出了这些地区夏季降水显著增加的趋势,其中以东北地区增加幅度最为明显,相对 1980~1999 年增加了 9.76%,华北、长江中下游和华南地区分别增加了 8.60%、6.41% 和 6.83%。另外计算了 15 个模式模拟的未来百年我国不同区域夏季降水的变化趋势,除了西北西部地区模式间不确定性较大外,其他地区绝大多数模式都一致模拟出了夏季降水显著增加的趋势。多模式模拟的我国未来百年夏季降水的这些变化特征在温室气体高、中、低不同排放情景下基本一致,A2 情景预估结果变化最大,A1B 次之,B1 相对最小。

对东亚夏季风环流的分析表明,绝大多数模式都模拟出了未来百年东亚夏季风显著增强。从 850 hPa 夏季风场的异常变化可以看到,21 世纪初期,西太平洋地区异常反气旋中心的出现是东亚地区西南气流增强的主要原因,而中期与末期,从阿拉伯海经印度洋到达南海地区的异常东向气流的增强对东亚地区西南气流增加的贡献相对较大,而来自西太平洋地区的东南气流的贡献在减小。同时,西太平洋副热带高压活动显著增强,其影响的范围在向西、向北扩展,使得我国各区域的夏季降水变化与它的关系变得更加紧密。另外,在全球变暖的背景下,模式模拟结果一致表明东亚地区大气含水量呈显著增加趋势,这为局

地降水量的增加提供了一个有利条件,而且绝大多数模式也都模拟出了未来东亚地区水汽输送在增强。21 世纪初期,由于西太平洋地区异常反气旋中心的存在,使得南海和西太平洋地区的水汽沿着反气旋西北侧向东亚地区输送,虽然此时低纬从阿拉伯海经印度洋到南海地区出现了一条向东的水汽输送带,但强度较弱。之后,低纬水汽输送显著增强,而来自西太平洋地区的东南气流有所减弱,但它们在南海地区汇合并形成了一条强的向北的水汽输送通道,将阿拉伯海、印度洋、南海以及西太平洋地区的水汽不断地向我国东部地区输送,为这些地区夏季降水的增加提供了充足的水汽来源。

模式对未来气候变化的预估主要是基于未来温室气体不同排放情景下所进行的一种可能性分析。本文分析了 21 世纪不同排放情景下我国夏季降水的变化,指出我国大部分地区夏季降水显著增加,这在 IPCC 耦合模式之间以及不同温室气体排放情景下都具有较好的一致性,除了我国西北部分地区以外。同时,对我国未来夏季降水变化的动力学和热力学机制进行了探讨,可以发现模式间的不确定性较小,这也提高了我国未来夏季降水变化预估结果的可信度。

参考文献 (References)

- 布和朝鲁. 2003. 东亚季风气候未来变化的情景分析—基于 IPCC SRES A2 和 B2 方案的模拟结果 [J]. 科学通报, 48 (7): 737–742.
- Buthe Cholaw. 2003. Simulation of the future change of East Asian monsoon climate using the IPCC SRES A2 and B2 scenarios [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 48 (10): 1024–1030.
- Chen H P, Sun J Q. 2009. How the “best” models project the future precipitation change in China [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 26 (4): 773–782, doi: 10.1007/s00376-009-8211-7.
- Chen H P, Sun J Q, Chen X L, et al. 2010. CGCM projections of heavy rainfall events in China [J]. Int. J. Climatol., doi: 10.1002/joc.2278.
- 陈隆勋, 李薇, 赵平, 等. 2000. 东亚地区夏季风爆发过程 [J]. 气候与环境研究, 5 (4): 345–355.
- Chen Longxun, Li Wei, Zhao Ping, et al. 2000. On the process of summer monsoon onset over East Asia [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 5 (4): 345–355.
- Cramer W, Bondeau A, Woodward F I, et al. 2001. Global responses of terrestrial ecosystems structure and function to CO₂

- and climate: Results from six dynamic global vegetation models [J]. *Global Change Biology*, 7 (4): 357–373.
- Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. 2008. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences [J]. *Int. J. Climatol.*, 28 (9): 1139–1161.
- Ding Y H, Sun Y, Wang Z Y, et al. 2009. Inter-decadal variation of the summer precipitation in China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part II: Possible causes [J]. *Int. J. Climatol.*, 29: 1926–1944, doi: 10.1002/joc.1759.
- Gao X, Shi Y, Song R, et al. 2008. Reduction of future monsoon precipitation over China: Comparison between a high resolution RCM simulation and the driving GCM [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 100: 73–86, doi: 10.1007/s00703-008-0296-5.
- Gong D Y, Ho C H. 2002. Shift in the summer rainfall over the Yangtze River valley in the late 1970s [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (10): 1436, doi: 10.1029/2001GL014523.
- 郭其蕴, 蔡静宁, 邵雪梅, 等. 2003. 东亚夏季风的年代际变率对中国气候的影响 [J]. *地理学报*, 58 (4): 569–576. Guo Qiyun, Cai Jingning, Shao Xuemei, et al. 2003. Interdecadal variability of East-Asian summer monsoon and its impact on the climate of China [J]. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 58 (4): 569–576.
- Han J P, Wang H J. 2007. Interdecadal variability of the East Asian summer monsoon in an AGCM [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 24 (5): 808–818.
- Hu Z Z, Yang S, Wu R G. 2003. Long-term climate variations in China and global warming signals [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D19): 4614, doi: 10.1029/2003JD003651.
- 姜大膀, 王会军. 2005. 20 世纪后期东亚夏季风年代际减弱的自然属性 [J]. *科学通报*, 50 (20): 2256–2262. Jiang Dabang, Wang Huijun. 2005. Natural interdecadal weakening of East Asian summer monsoon in the late 20th century [J]. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 50 (17): 1923–1929.
- 姜大膀, 王会军, 郎咸梅. 2004a. 全球变暖背景下东亚气候变化的最新情景预测 [J]. *地球物理学报*, 47 (4): 590–596. Jiang Dabang, Wang Huijun, Lang Xianmei. 2004a. East Asian climate change trend under global warming background [J]. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 47 (4): 590–596.
- 姜大膀, 王会军, 郎咸梅. 2004b. SRES A2 情景下中国气候未来变化的多模式集合预测结果 [J]. *地球物理学报*, 47 (5): 776–784. Jiang Dabang, Wang Huijun, Lang Xianmei. 2004. Multi-model ensemble prediction for climate change trend of China under SRES A2 scenario [J]. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 47 (5): 776–784.
- Jiang D B, Wang H J, Lang X M. 2005. Evaluation of East Asian climatology as simulated by seven coupled models [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 22 (4): 479–495.
- Li S L. 2008. Projecting the summer climate of mainland China in the middle 21st century: Will the droughts in North China persist? [J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 1: 12–17.
- 陆日宇. 2003. 华北汛期降水量年代际和年际变化之间的线性关系 [J]. *科学通报*, 48 (7): 718–722. Lu Riyu. 2003. Linear relationship between the interdecadal and interannual variabilities of North China rainfall in rainy season [J]. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 48 (10): 1040–1044.
- Min S K, Legutke S, Hense A, et al. 2006. East Asian climate change in the 21st century as simulated by the coupled climate model ECHO-G under IPCC SRES scenarios [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84 (1): 1–26.
- 慕巧珍, 王绍武, 朱锦红, 等. 2001. 近百年夏季西太平洋副热带高压的变化 [J]. *大气科学*, 25 (6): 787–797. Mu Qiaozhen, Wang Shaowu, Zhu Jinhong, et al. 2001. Variations of the western Pacific subtropical high in summer during the last hundred years [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 25 (6): 787–797.
- 彭加毅, 孙照渤. 2000. 春季赤道东太平洋海温异常对西太平洋副高的影响 [J]. *南京气象学院学报*, 23 (2): 191–195. Peng Jiayi, Sun Zhaobo. 2000. Influence of spring equatorial eastern Pacific SSTA on western Pacific subtropical high [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 23 (2): 191–195.
- 施能, 朱乾根, 吴彬贵. 1996. 近 40 年东亚夏季风及我国夏季大尺度天气气候异常 [J]. *大气科学*, 20 (5): 575–583. Shi Neng, Zhu Qiangen, Wu Bingui. 1996. The East Asian summer monsoon in relation to summer large scale weather-climate anomaly in China for last 40 years [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 20 (5): 575–583.
- 施雅风, 沈永平, 李栋梁, 等. 2003. 中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨 [J]. *第四纪研究*, 23 (2): 152–164. Shi Yangfeng, Shen Yongping, Li Dongliang, et al. 2003. Discussion on the present climate change from warm-dry to warm-wet in Northwest China [J]. *Quaternary Sciences* (in Chinese), 23 (2): 152–164.
- Shi Y F, Shen Y, Kang E, et al. 2007. Recent and future climate change in Northwest China [J]. *Climatic Change*, 80: 379–393.
- 孙建奇, 袁薇, 高玉中. 2008. 阿拉伯半岛-北太平洋型遥相关及其与亚洲夏季风的关系 [J]. *中国科学 (D 辑)*, 38 (6): 750–762. Sun Jianqi, Yuan Wei, Gao Yuzhong. 2008. The Arabian Peninsula-North Pacific teleconnection and its relationship with Asian summer monsoon [J]. *Science in China (Ser. D)* (in Chinese), 38 (6): 750–762.
- Sun J Q, Wang H J, Yuan W. 2008. Decadal variations of the relationship between the summer North Atlantic Oscillation and middle East Asian air temperature [J]. *J. Geophys. Res.*, 113, D15107, doi: 10.1029/2007JD009626.
- Sun J Q, Wang H J, Yuan W. 2009. A possible mechanism for the co-variability of the boreal spring Antarctic Oscillation and the Yangtze River valley summer rainfall [J]. *Int. J. Climatol.*,

- 29: 1276–1284, doi: 10.1002/joc.1773.
- Sun J Q, Wang H J, Yuan W, et al. 2010. Spatial-temporal features of intense snowfall events in China and their possible change [J]. *J. Geophys. Res.*, 115: D16110, doi: 10.1029/2009JD013541.
- 孙颖, 丁一汇. 2008. IPCC AR4 气候模式对东亚夏季风年代际变化的模拟性能评估 [J]. *气象学报*, 66 (5): 765–780. Sun Ying, Ding Yihui. 2008. Validation of IPCC AR4 climate models in simulating interdecadal change of East Asian summer monsoon [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 66 (5): 765–780.
- 孙颖, 丁一汇. 2009. 未来百年东亚夏季降水和季风预测的研究 [J]. *中国科学 (D辑)*, 39 (11): 1487–1504. Sun Ying, Ding Yihui. 2010. A projection of future changes in summer precipitation and monsoon in East Asia [J]. *Science in China (Ser. D) (in Chinese)*, 53 (2): 284–300.
- Sun Y, Ding Y H, Dai A G. 2010. Changing links between South Asian summer monsoon circulation and tropospheric land-sea thermal contrasts under a warming scenario [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37: L02704, doi: 10.1029/2009GL041662.
- Wang H J. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 18 (3): 376–386.
- Wang H J. 2002. The instability of the East Asian summer monsoon-ENSO relations [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 19 (1): 1–11.
- Wang G L. 2005. Agricultural drought in a future climate: Results from 15 global climate models participating in the IPCC 4th assessment [J]. *Climate Dyn.*, 25: 739–753, doi: 10.1007/s00382-005-0057-9.
- Wang H J, Zeng Q C, Zhang X H. 1993. The numerical simulation of the climatic change caused by CO₂ doubling [J]. *Science in China (Ser. B)*, 36 (4): 451–462.
- 王会军, 孙建奇, 郎咸梅, 等. 2008. 几年来我国气候年际变异和短期气候预测研究的一些新成果 [J]. *大气科学*, 32 (4): 806–814. Wang Huijun, Sun Jianqi, Lang Xianmei, et al. 2008. Some new results in the research of the interannual climate variability and short-term climate prediction [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (4): 806–814.
- Xie P P, Chen M Y, Yang S, et al. 2007. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 8: 607–626.
- 徐影, 丁一汇, 赵宗慈. 2003. 人类活动引起的我国西北地区 21 世纪温度和降水变化情景分析 [J]. *冰川冻土*, 25 (3): 327–330. Xu Ying, Ding Yihui, Zhao Zongci. 2003. Scenario of temperature and precipitation Changes in Northwest China due to human activity in the 21st century [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese)*, 25 (3): 327–330.
- 翟盘茂, 任福民, 张强. 1999. 中国降水极值变化趋势检测 [J]. *气象学报*, 57 (2): 208–216. Zhai Panmao, Ren Fumin, Zhang Qiang. 1999. Detection of trends in China's precipitation extremes [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 57 (2): 208–216.
- 张莉, 丁一汇, 孙颖. 2008. 全球海气耦合模式对东亚季风降水模拟的检验 [J]. *大气科学*, 32 (2): 261–276. Zhang Li, Ding Yihui, Sun Ying. 2008. Evaluation of precipitation simulation in East Asian monsoon areas by coupled ocean-atmosphere general circulation models [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (2): 261–276.
- 张庆云, 陶诗言, 陈烈庭. 2003. 东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流 [J]. *气象学报*, 61 (4): 559–568. Zhang Qingyun, Tao Shiyang, Chen Lieting. 2003. The inter-annual variability of East Asian summer monsoon indices and its association with the pattern of general circulation over East Asia [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 61 (4): 559–568.
- Zhu Y L, Wang H J, Zhou W, et al. 2010. Recent changes in the summer precipitation pattern in East China and the background circulation [J]. *Climate Dyn.*, 36: 1463–1473, doi: 10.1007/s00382-010-0852-9.