

杜振彩, 黄荣辉, 黄刚. 2010. 滑动窗区空间相关系数加权集合方法及其在 IPCC-AR4 多模式集合模拟和预测中的应用 [J]. 大气科学, 34 (6): 1168–1186. Du Zhencai, Huang Ronghui, Huang Gang. 2010. A weighting ensemble method by pattern correlation coefficients in sliding windows and its application to ensemble simulation and prediction of Asian summer monsoon precipitation by IPCC-AR4 multi-models [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (6): 1168–1186.

滑动窗区空间相关系数加权集合方法及其在 IPCC-AR4 多模式集合模拟和预测中的应用

杜振彩^{1, 2} 黄荣辉¹ 黄刚¹

¹ 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

² 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 本文根据政府间气候变化委员会 (IPCC) 第四次评估报告 (AR4) (简称 IPCC-AR4) 中 22 个耦合模式对 20 世纪气候模拟 (20C3M) 结果中 20 世纪晚期亚洲夏季风降水的模拟所显示出各模式模拟能力的较大空间差异, 提出了一种滑动窗区空间相关系数来量化表征这种空间差异特征, 结果表明, 该系数明显优于传统空间相关系数, 其空间分布能够较为细致地描述各模式对较小区域模拟性能的空间差异特征。在此基础上, 本文提出以这种滑动窗区空间相关系数作为各模式的权重系数进行加权集合平均, 并称之为滑动窗区空间相关系数加权集合方法。利用该方法对 IPCC-AR4 22 个耦合模式所模拟的 20 世纪晚期亚洲夏季风降水进行加权集合平均, 并将其结果与传统空间相关系数加权集合平均以及等权重多模式集合平均结果进行比较, 表明了利用本文所提出的加权集合方法对 20 世纪晚期亚洲夏季风降水的集合模拟结果明显优于简单的等权重多模式集合平均结果以及传统空间相关系数加权集合平均结果。鉴于此原因, 本文利用此方法对在 A1B (各种能源均衡发展) 排放情景下 IPCC-AR4 中 22 个耦合模式所模拟的 21 世纪各时期亚洲夏季风降水演变趋势进行集合预测。其结果表明: 在 A1B 排放情景下, 从 21 世纪中期 (2045~2065 年) 开始南亚夏季风降水将比 20 世纪晚期明显增强; 而东亚夏季风降水相对于 20 世纪晚期的变化呈现出从南到北经向三极子型异常分布特征, 即华南和华北地区夏季风降水增多, 而长江流域夏季风降水相对于 20 世纪晚期没有太大变化。并且, 结果还表明亚洲夏季风降水异常这种变化趋势可以延续到 21 世纪晚期。

关键词 滑动窗区空间相关 集合方法 耦合模式 亚洲夏季风降水

文章编号 1006-9895 (2010) 06-1168-19

中图分类号 P435

文献标识码 A

A Weighting Ensemble Method by Pattern Correlation Coefficients in Sliding Windows and Its Application to Ensemble Simulation and Prediction of Asian Summer Monsoon Precipitation by IPCC-AR4 Multi-models

DU Zhencai^{1, 2}, HUANG Ronghui¹, and HUANG Gang¹

¹ State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics (IAP), Chinese Academy of Sciences (CAS), Beijing 100029

² Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

收稿日期 2010-05-04, 2010-07-26 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2009CB421405, 国家科技支撑计划项目 2008BAK50B02, 国家自然科学基金重点基金资助项目 40730952, 中国气象科学研究院基本科研业务费专项基金 2009Y006, 北京市重点学科建设项目“大气物理学与大气环境”

作者简介 杜振彩, 男, 1979 年出生, 博士研究生, 主要从事气候模式和数值模拟研究。E-mail: duzhencai@gmail.com

Abstract A weighting ensemble method (WEM) by pattern correlation coefficients (PCC) in sliding windows (SW-PCC) (WEMSWPCC) is proposed according to distinct pattern differences among simulation performances of Inter-governmental Panel on Climate Change (IPCC) Fourth Assessment Report (AR4) (IPCC-AR4) 22 coupled models for Asian summer monsoon precipitation in the late 20th century under scenario 20C3M (20th century climate coupled models simulations). By comparing the distributions of SWPCC and the distributions of simulations of 22 models, it is shown that the SWPCC can quantitatively reflect the pattern differences in each regional window among these models. Furthermore, the comparisons among the ensemble simulations with various ensemble methods and the observed result, it is also shown that the ensemble simulation of Asian summer monsoon precipitation in the late 20th century with the WEMSWPCC proposed in this paper is better than both that with the simple multi-model ensemble method (SMMEM) and that with the traditional pattern correlation coefficients (TPCC) weighting ensemble method (WEMTPCC). For this reason, the WEMSWPCC ensemble method is applied to the ensemble predictions of the evolution trend of Asian summer monsoon precipitations for various periods of the 21st century under the A1B emission scenario by IPCC-AR4 22 coupled models. The results show that under the A1B emission scenario, the South Asian summer monsoon precipitation in the middle period of the 21st century (2045 – 2065) will be significantly stronger than that in the late period of the 20th century, while the East Asian summer monsoon precipitation anomalies will exhibit a meridian tripole pattern distribution from the south to the north in the middle period of the 21st century as compared with those in the late period of the 20th century. That is, the summer monsoon precipitation in North China and South China will obviously increase in comparison with that in the late period of the 20th century, but it has not obvious change in the Yangtze River valley, compared with that in the late period of the 20th century. Moreover, the results also show that this evolution trend of Asian summer monsoon precipitation may continue to the late period of the 21st century.

Key words pattern correlation in sliding windows, ensemble method, coupled model, Asian summer monsoon precipitation

1 引言

亚澳季风系统是全球气候系统中一个重要的环流系统 (Webster et al., 1998), 它包括了东亚、南亚和北澳三个季风子系统。研究表明, 东亚季风系统是一个既与南亚和北澳季风系统有联系又相对独立的季风子系统 (Tao and Chen, 1987; Huang et al., 2004; 陈际龙和黄荣辉, 2006; Huang et al., 2007)。由于亚洲夏季风降水的时空分布具有严重不均匀性, 并有很大的年际和年代际变异, 它经常给我国、日本、韩国和南亚各国带来严重旱涝灾害。因此, 我国和南亚、东亚诸国十分重视亚洲夏季风降水的时空变化特征、成因及未来变化趋势预测的研究。

随着气候数值模式的发展, 气候模式越来越成为季风降水预测的方法之一, 特别是对未来在全球变暖背景下季风降水演变趋势的预估更是依赖于气候模式的模拟能力。近年来, 许多研究表明, 评估一个气候数值模式对季风的模拟能力, 首先要评估

它对历史回报或模拟的能力, 只有对以前季风变异的回报或模拟比较准确的气候模式才能对未来气候演变趋势做出较为可信的预测。Lau et al. (1996) 分析了 AMIP-I (The Atmospheric Model Inter-comparison Project I) 各模式对亚洲夏季风降水的模拟结果, 指出了气候数值模式对南亚夏季风降水的模拟能力较差, 模式不能很好地模拟季风对流云团向北推移的季节内变化特征, 并且对东亚夏季风雨带的模拟能力也不高。Kang et al. (2002) 分析 CLIVAR (The Climate Variability and Predictability) 计划中 10 个大气环流模式对东亚季风的模拟结果, 也表明了大气环流模式很难模拟从中国东海延伸到太平洋的带状梅雨锋降水, 并且也不能很好模拟东亚季风爆发和撤退时雨带的推移。杨军丽等 (2007) 利用 AMIP-II 模式资料评估了当前大气环流模式对亚洲夏季风降水的模拟能力, 也指出了气候模式对亚洲夏季风降水的模拟能力较差。由此可见, 大气环流数值模式很难模拟出亚洲夏季风降水的时空分布特征。

近年来,许多学者利用海气耦合模式来评价耦合模式是否能够比大气环流模式更好地模拟亚洲夏季风降水。Lambert and Beer (2001) 比较了 CMIP-I (The Coupled Model Intercomparison Project I) 的 15 个海气耦合模式对降水的模拟能力,指出了各个模式模拟最大误差也位于亚洲季风区。Wang et al. (2004) 分析了 11 个海气耦合模式也指出,模式对夏季降水模拟的模拟技巧较差区域位于 ($5^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$) 的东南亚和西北太平洋地区。姜大膀等 (2004) 根据 IPCC-TAR (IPCC 第三次评估报告) 7 个海气耦合模式,采用多模式集合方法研究了模式对亚洲夏季风降水的模拟,指出模式能够模拟出东亚夏季风降水的基本特征,但与实况有很大偏差。Phillips and Gleckler (2006) 利用 IPCC-AR4 中 19 个海气耦合模式研究了耦合模式对夏季风降水的模拟能力,表明了季风环流偏强的区域中模式模拟的降水明显偏少。Annamalai et al. (2007) 利用 IPCC-AR4 中 18 个海气耦合模式研究了模式对亚洲季风降水的模拟能力,表明只有 6 个模式能够模拟出与实况相对接近的降水气候态分布和季节循环。许崇海等 (2007) 分析 IPCC-AR4 模式对东亚地区气候模拟能力指出,所有模式对东亚地区的气候都有一定的模拟能力,但各模式模拟效果差异较大;与单个模式相比,多模式集合平均结果效果更好。张莉等 (2008) 利用 IPCC-AR4 中 17 个海气耦合模式研究了模式对东亚夏季风降水的模拟能力,指出了模式对东亚夏季风降水的模拟普遍比实况偏少。因此,从这些研究可以看出,虽然大部分海气耦合模式对亚洲夏季风降水的空间分布和季节内变化特征的模拟结果依然不能令人满意,但应看到它比只用大气环流模式的模拟结果有很大改进。

正如上述所叙,为了能够改进气候模式对气候变化的模拟,一般都采取多模式模拟结果的集合平均,这是一种很有效的途径 (Krishnamurti et al., 1999, 2000; Palmer et al., 2000; 许崇海等, 2007; 江志红等, 2009)。然而,不同学者依据不同的研究目的和研究区域选取模式的不同变量,这样,模式对某一研究变量的模拟性能的好坏将极大地影响着集合平均的结果。当挑选对某一变量模拟性能好的一些模式,并对它们的模拟结果进行集合平均,所得结果无疑是较好的 (孙颖和丁一汇, 2008)。

因此,近年来,一些学者研究如何对多模式模拟结果进行集合平均来提高模拟结果的可信度。当前,比较常用的方法有两种:一种方法是根据气候模式整体的模拟性能挑选性能较好的模式进行等权重的集合平均,如 Kripalani et al. (2007a, 2007b) 利用简单的等权重集合平均方法研究了 IPCC-AR4 多模式对大气中 CO_2 倍增时东亚和南亚夏季风的演变趋势的集合预估;另一种方法是依据所研究的区域求取模拟结果与观测结果之间的空间相关系数并以此作为模式的权重系数进行加权集合平均,如 Kitoh and Uchiyama (2006) 利用此方法进行多模式模拟结果的集合来研究全球变暖对东亚夏季风爆发和撤退的影响。

上述两种集合方法只能顾及所研究区域模式整体的模拟性能。然而,不同气候模式所模拟的夏季风降水的空间分布差异很大,不仅强降水区域和雨带位置的模拟结果与实况偏差较大,而且各模式对强降水位置的模拟结果也不一样 (如图 2a-v 所示)。并且,虽然传统的空间相关系数加权集合平均方法似乎比简单等权重集合平均的效果好一些,但是,传统空间相关系数加权集合方法是根据模式模拟结果的整体空间分布与实况的空间分布求相关,它无法给出模式对大范围中较小区域的模拟性能的情况。为此,本文对传统空间相关系数加权集合方法进行扩展,提出一种能够指示模式对所研究区域中不同小区域模拟性能的方法,并称之为滑动窗区空间相关系数加权集合方法;并且,利用此种方法来分析 IPCC-AR4 中 22 个耦合模式对亚洲夏季风降水模拟能力的区域性差异,以此方法获得各模式对亚洲夏季风降水模拟结果的权重系数并对多模式模拟结果进行加权集合平均,从而获得最佳的多模式对亚洲夏季风降水模拟的集合平均结果;此外,利用这种加权集合方法来改进 IPCC-AR4 多模式对在 A1B 排放情景下 21 世纪各时期亚洲夏季风降水变化趋势的预测。

2 方法和资料

鉴于传统的空间相关系数加权集合方法无法给出多模式对所研究整体区域中小区域某物理量的最佳模拟结果,为了改进传统空间相关系数加权集合方法,本文在传统空间相关系数集合平均方法 (Kitoh and Uchiyama, 2006) 的基础上,提出一种

滑动窗区空间相关系数的加权集合方法。

2.1 滑动窗区空间相关系数加权集合方法原理

滑动窗区空间相关系数加权集合方法是一般模拟场与实况场空间相关系数加权集合方法的扩展。如图 1 所示, 设具有 $2m+1$ 个经度格点和 $2n+1$ 个纬度格点的矩形窗区 $abcd$, 它的总格点数 $P=(2m+1)(2n+1)$ 。当此矩形窗区中心点所在位置为 $A(i, j)$, i 为经度, j 为纬度, 则该矩形四个顶点的经纬度分别为: $a(i-m, j-n)$ 、 $b(i+m, j-n)$ 、 $c(i+m, j+n)$ 、 $d(i-m, j+n)$ 。此窗区内所有格点按先经度后纬度顺序构成一维序列 (则该序列具有 P 个格点), 则该窗区对应的模式 X 的模拟序列 f_X 与观测序列 r 之间的空间相关系数 R_X^{ij} 为:

$$R_X^{ij} = \frac{\frac{1}{P} \sum_{k=1}^P (f_{X_k}^{ij} - \bar{f}_X^{ij})(r_k^{ij} - \bar{r}^{ij})}{\sigma_{f_X}^{ij} \cdot \sigma_r^{ij}}, \quad (1)$$

其中, f_X^{ij} , r^{ij} 分别代表以 (i, j) 为中心点, 具有 $2m+1$ 个经度格点和 $2n+1$ 个纬度格点的矩形窗区 (如图 1 中的虚线矩形窗区 $abcd$) 所构成的一维空间点模式 X 的模拟序列和观测序列; $\bar{f}_X^{ij}$, $\bar{r}^{ij}$ 分别代表该窗区对应模式 X 的模拟序列 f_X 和观测序列 r 的平均值; $\sigma_{f_X}^{ij}$, σ_r^{ij} 分别为该窗区对应模式 X 的模拟序列 f_X 和观测序列 r 的均方差, 它们分别为:

$$\begin{cases} \sigma_{f_X}^{ij} = \sqrt{\frac{1}{P} \sum_{k=1}^P (f_{X_k}^{ij} - \bar{f}_X^{ij})^2} \\ \sigma_r^{ij} = \sqrt{\frac{1}{P} \sum_{k=1}^P (r_k^{ij} - \bar{r}^{ij})^2} \end{cases} \quad (2)$$

如图 1 所示, 当窗区 $abcd$ 中心点位于 $A(i, j)$ 点时, 则该窗区求得的统计量写在 $A(i, j)$ 点上。若固定窗区 $abcd$ 大小 (即固定 m, n), 以窗区 $abcd$ 中心点位于 $A(i, j)$ 点作为计算起点, 对整个窗区以中心点 (i, j) 为参考点整体分别沿着经度和纬度方向进行滑动, 当窗区 $abcd$ 中心点向东移动一个格点时, 即窗区中心点位于 $(i+1, j)$, 此时计算得到的统计量写在窗区的中心格点 $(i+1, j)$ 上, 如此当窗区 $abcd$ 向东移动 M 个格点时, 其计算所得到的统计量写在所对应的窗区中心格点 $B(i+M, j)$ 上; 而当窗区 $abcd$ 中心点向北移动一个格点时, 即窗区中心点位于 $(i, j+1)$, 此时计算得到的统计量写在格点 $(i, j+1)$ 上, 如此当窗区 $abcd$ 向北移动 N 个格点时, 其计算所得到的统计量写在所对应的窗区中心格点 $D(i, j+N)$ 上; 这样当窗区 $abcd$ 中心点对目标区域分别作东西向 (即 $i=i+1, i+2, i+3, \dots, i+M$) 和南北向 (即 $j=j+1, j+2, j+3, \dots, j+N$) 进行循环滑动计算之后, 所得

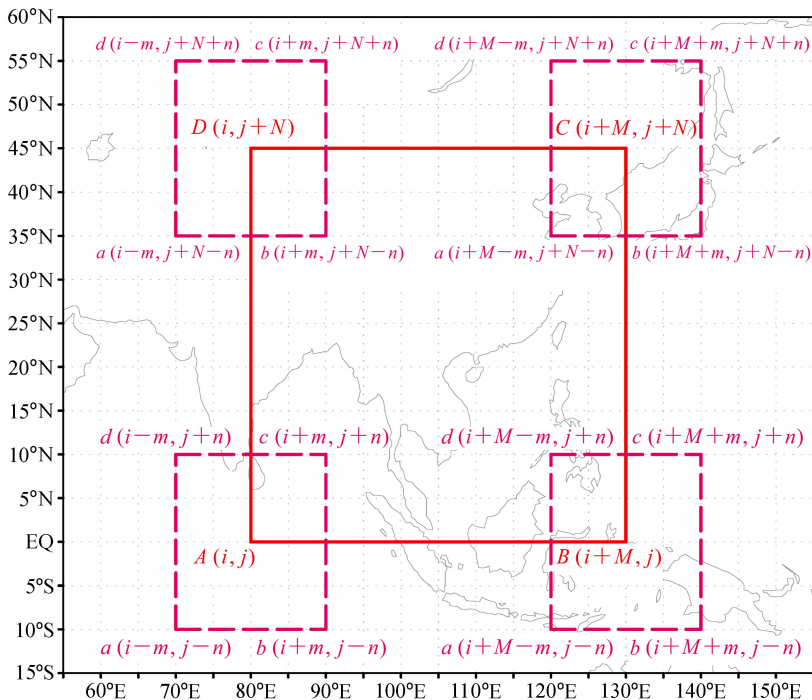


图 1 模式计算滑动窗区空间相关系数的滑动窗区空间网格示意图

Fig. 1 Schematic map of grids in calculating pattern correlation coefficients in sliding windows (SWPCC) within a space calculated by models

到的计算结果就构成了一个写满 $ABCD$ 区域内各个网格点的具有滑动窗区大小为 $(2m+1)(2n+1)$ 的空间相关系数矩阵, 此即为本文所称的滑动窗区空间相关系数 R_X^j 。在计算滑动窗区空间相关系数时, 纬向采用循环周期边界条件, 而南北两极采用刚壁边界条件, 即当窗区 $abcd$ 中心点位于南北两极极点上时, 该窗区的有效格点只有球内侧这一半, 该窗区的总格点数蜕变为 $(2m+1)(n+1)$, 故在靠近南北两极地区, 其滑动窗区空间相关系数的信度将降低。此外, 考虑到相同经度格距在不同纬度 φ 上的权重差异, 在计算滑动窗区空间相关系数之前, 对不同纬度带的原始数据都根据相应的纬度权重 $\cos \varphi$ 进行预处理。在本文中 m 和 n 均取 10 (即本文所取的滑动窗区大小为 21×21 网格点) 这既可以保证空间相关系数矩阵具有足够的空间分辨率, 又能够保证参与计算的空间样品数足够多。关于不同滑动窗区大小对滑动窗区空间相关系数空间分布的影响, 本文第 3.2 节实际应用时将做进一步深入讨论。

$$W_X^j = \frac{R_X^j}{\sum_{k=1}^L R_k^j}. \quad (3)$$

从 (1) 式和 (3) 式可以看到, 在同一个滑动窗区 (窗区中心点位于 (i, j) 上) 中, L 个模式的模拟结果与实测结果之间可以求得 L 个空间相关系数, 则当某个模式 X 的模拟结果与实测结果之间的空间相关系数越高, 表明该模式 X 所模拟的某一物理量与实况越接近, 因此利用此系数 R_X^j 来作为该模式 X 在 L 个模式模拟或预测结果集合平均时的权重系数 W_X^j 就越大。这种以滑动窗区空间相关系数 R_X^j 作为模式 X 在 L 个模式集合平均时的权重系数 W_X^j 来对 L 个模式进行加权集合平均的方法就称为滑动窗区空间相关系数加权集合方法。当对一个窗区进行加权处理后, 该窗区做类似于求取滑动窗区空间相关系数 R_X^j 的方法进行滑动计算, 最后得到一个滑动窗区空间相关系数加权集合结果。

由于本文所研究的对象是亚洲夏季风降水, 因此, 当某一模式 X 所模拟的亚洲夏季风降水与由 CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation) 资料 (Xie and Arkin, 1997) 分析所得到的夏季降水实况之间的滑动窗区空间相关系数 R_X^j 愈高, 反映该耦合模式 X 对该区域夏季

风降水的模拟能力愈高, 则该模式 X 在该区域夏季风降水的 L 个模式集合模拟或预测时的权重系数 W_X^j 就愈大。因此, 利用本文所提出的多模式模拟和预测的加权集合平均方法可以得到比传统空间相关系数加权集合平均更好的结果, 这在本文第 3.2 节的实际应用中得到较好的体现。

2.2 模式和资料

本文所使用的资料是 IPCC-AR4 中 22 个海气耦合模式的 20C3M 的模拟结果和在 A1B 排放情景下 21 世纪逐年月平均降水的预测资料 (资料下载地址: <ftp://ftp-esg.ucllnl.org/> [2010-05-04]), 以及 CMAP 月平均降水资料。对于 20C3M 的降水模拟资料, 由于各模式模拟时间不太一致, 考虑到各模式结果的可比较性, 本文统一取 1979~1999 年计 21 年。而对于 21 世纪亚洲夏季风降水的模式预测资料, 由于各模式预测时间均一致, 故把这些预测资料统一划分为三个时期: 21 世纪早期, 即 2010~2030 年; 21 世纪中期, 即 2045~2065 年; 21 世纪晚期, 即 2079~2099 年。并且, 这三个时期也分别取 21 年作为气候平均, 一是为了消除由模式预测的降水空间不均衡而造成的噪音, 二是在时间上与 20C3M 的模拟结果相匹配。

本文所用的耦合模式是 IPCC-AR4 中 22 个海气耦合模式, 这些海气耦合模式也就是气候模式诊断和比较计划 (PCMDI) 以及世界气候研究计划 (WCRP) 耦合模式工作组 (WGCM) 发起的第三次海气耦合模式比较计划 (CMIP3) 中的模式 (Meehl et al., 2007), 模式数据由美国能源部科学办公室提供数据存储和管理技术支持。这些模式的名称以及大气和海洋模式的水平和垂直分辨率见表 1。

从表 1 可知, IPCC-AR4 中各种海气耦合模式的水平和垂直分辨率很不一致。最高分辨率是日本东京大学气候系统研究中心 (CCSR) 和日本国家环境研究所以及日本全球变化研究中心 (JAMSTEC) 联合研制的海气耦合模式, 其大气模式水平分辨率达到 $1.1^\circ \times 1.1^\circ$, 垂直分辨率达 56 层; 而海洋模式水平分辨率达到 $0.2^\circ \times 0.3^\circ$, 垂直分辨率为 47 层。而分辨率最低的模式为美国宇航局 (NASA) 的 GISS_MODEL_ER 海气耦合模式, 大气模式水平分辨率为 $4.0^\circ \times 5.0^\circ$, 垂直分辨率只有 20 层; 海洋模式水平分辨率 $4.0^\circ \times 5.0^\circ$, 垂直分辨

表 1 本文所应用的 IPCC-AR4 的海气耦合模式名称及模式分辨率[引自 Randall et al. (2007)]
Table 1 Introduction of the IPCC-AR4 coupled models used in this paper[from Randall et al. (2007)]

序号	模式名称	研究机构	大气模式分辨率
			[海洋模式分辨率]
1	BCCR_BCM2.0	Bjerknes Centre for Climate Research, Norway	T63(∼1.9°×1.9°) L31 [(0.5°∼1.5°×1.5°) L35]
2	CGCM3.1(T47)	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada	T47(∼2.8°×2.8°) L31 [(1.9°×1.9°) L29]
3	CGCM3.1(T63)	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada	T63(∼1.9°×1.9°) L31 [(0.9°×1.4°) L29]
4	CNRM_CM3	Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques, France	T63(∼1.9°×1.9°) L45 [(0.5°∼2.0°×2.0°) L31]
5	CSIRO_MK3.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) Atmospheric Research, Australia	T63(∼1.9°×1.9°) L18 [(0.8°×1.9°) L31]
6	GFDL_CM2.0	U. S. Department of Commerce/National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), USA	(2.0°×2.5°) L24 [(0.3°∼1.0°×1.0°)]
7	GFDL_CM2.1	U. S. Department of Commerce/National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), USA	(2.0°×2.5°) L24 [(0.3°∼1.0°×1.0°)]
8	GISS_AOM	National Aeronautics and Space Administration (NASA)/Goddard Institute for Space Studies (GISS), USA	(3.0°×4.0°) L12 [(3.0°×4.0°) L16]
9	GISS_MODEL_EH	National Aeronautics and Space Administration (NASA)/Goddard Institute for Space Studies (GISS), USA	(4.0°×5.0°) L20 [(2.0°×2.0°) L16]
10	GISS_MODEL_ER	National Aeronautics and Space Administration (NASA)/Goddard Institute for Space Studies (GISS), USA	(4.0°×5.0°) L20 [(4.0°×5.0°) L13]
11	IAP_FGOALS1.0_G	LASG/IAP, China	T42(∼2.8°×2.8°) L26 [(1.0°×1.0°) L16]
12	INMCM3.0	Institute of Numerical Mathematics, Russia	(4.0°×5.0°) L21 [(2.0°×2.5°) L33]
13	IPSL_CM4	Institute Pierre Simon Laplace (IPSL), France	(2.5°×3.75°) L19 [(2.0°×2.0°) L31]
14	MIROC3.2_HIRES_P	CCSR of Tokyo University, Frontier of JAMSTEC, Japan	T106(∼1.1°×1.1°) L56 [(0.2°×0.3°) L47]
15	MIROC3.2_MEDRES	CCSR of Tokyo University, Frontier of JAMSTEC, Japan	T42(∼2.8°×2.8°) L20 [(0.5°∼1.4°×1.4°) L43]
16	MIUB_ECHO_G	Meteorological Institute of the University of Bonn, Meteorological Research Institute of the Korea Meteorological Administration (KMA), and Model and Data Group, Germany/Korea	T30(∼3.9°×3.9°) L19 [(0.5°∼2.8°×2.8°) L20]
17	MPI_ECHAM5	Max Planck Institute for Meteorology (MPI), Germany	T63(∼1.9°×1.9°) L31 [(1.5°×1.5°) L40]
18	MRI_CGCM2.3.2	Meteorological Research Institute (MRI), Japan	T42(∼2.8°×2.8°) L30 [(0.5°∼2.0°×2.5°) L23]
19	NCAR_CCSM3.0	National Center for Atmospheric Research (NCAR), USA	T85(∼1.4°×1.4°) L26 [(0.3°∼1.0°×1.0°) L40]

(续表)

序号	模式名称	研究机构	大气模式分辨率
			[海洋模式分辨率]
20	NCAR_PCM1	National Center for Atmospheric Research (NCAR), USA	T42($\sim 2.8^{\circ} \times 2.8^{\circ}$) L26 [($0.5^{\circ} \sim 0.7^{\circ} \times 1.1^{\circ}$)L40]
21	UKMO_HADCM3	Hadley Center for Climate Prediction and Research/Met Office, United Kingdom	($2.5^{\circ} \times 3.75^{\circ}$) L19 [($1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$)L20]
22	UKMO_HADGEM1	Hadley Center for Climate Prediction and Research/Met Office, United Kingdom	($\sim 1.3^{\circ} \times 1.9^{\circ}$) L38 [($0.3^{\circ} \sim 1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$)L40]

率只有 13 层。为了比较各种模式对亚洲夏季风降水的模拟和预测能力, 本文将各种分辨率的模式所模拟和预测资料以及再分析降水资料都应用高斯方法插值到 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 的网格中。

3 滑动窗区空间相关系数加权集合方法在 IPCC-AR4 多模式对亚洲夏季风降水的集合模拟中的应用

3.1 简单集合平均结果

等权重集合平均方法 (SMMEM) (Kripalani et al., 2007a, 2007b) 和传统空间相关系数加权集合平均方法 (WEMTPCC) (Kitoh and Uchiyama, 2006) 是多模式模拟和预测结果的集合平均中最简单、应用最早且最多的方法。等权重集合平均方法就是对每个模式结果都取其权重为 1 进行集合平均的方法, 而传统空间相关系数加权集合平均方法是以整个研究目标区域为整体, 求模式模拟结果与观测结果之间的空间相关系数并以此系数作为该模式的权重系数进行加权集合平均的方法。为了评价本文所提出的滑动窗区空间相关系数加权集合方法在 IPCC-AR4 耦合模式对亚洲夏季风降水的多模式模拟的加权集合的效果, 本文首先应用通常所用的简单等权重集合方法来分析 IPCC-AR4 的 22 个耦合模式 (见表 1 所列) 对 1979~1999 年亚洲夏季风 (6~8 月) 降水模拟的集合平均结果。图 2a-v 分别是表 1 中所列 IPCC-AR4 中 22 个耦合模式对 1979~1999 年亚洲夏季风降水的模拟结果, 而图 2w 和图 2x 分别是 1979~1999 年平均的 CMAP 亚洲夏季风降水实况和这 22 个耦合模式模拟的标准差。从图 2a-v 可以清楚看到, 各模式对亚洲夏季风降水的模拟结果很不一样。并且, 从图 2x 所示的这些模式模拟的标准差也可以清楚看到, 这 22 个耦合模式对亚洲夏季风降水的模拟结果的不确定性还是

比较大的。从图 2a-v 分别与图 2w 的比较可以看到, 这 22 个耦合模式所模拟的亚洲夏季风降水大值中心和主要季风降水带与观测结果 (图 2w) 有较大偏差。相对而言, 美国的 GFDL_CM2.0、GFDL_CM2.1、德国和韩国合作的 MIUB_ECHO_G、德国的 MPI_ECHAM5、日本的 MRI_CGCM2.3.2、美国的 NCAR_CCSM3.0 以及英国的 UKMO_HADCM3、UKMO_HADGEM1 等模式所模拟的亚洲夏季风降水与实况比较相似。

从图 3 (见文后彩图) 所示的这 22 个耦合模式对亚洲夏季风降水模拟的等权重集合平均结果可以看到, IPCC-AR4 耦合模式对南亚和东亚夏季风降水的一般特征可以模拟出来, 但对于南亚孟加拉湾和热带西太平洋地区的强降水, 模式模拟的集合平均结果要比实况弱; 并且, 对于东亚从黄淮地区到日本海地区的夏季风降水, 模式模拟的集合平均结果也比实况弱。然而, 在青藏高原的东南侧, 模式模拟的集合平均结果却比实况偏大, 这主要由于许多耦合模式对青藏高原周围夏季降水模拟的结果偏大所致。通过比较等权重集合平均结果与传统空间相关系数加权集合平均结果的差异 (图略) 可以看出, WEMTPCC 结果总体要比 SMMEM 结果稍微好一些, 但是改进非常有限, 这可能是由于 WEMTPCC 是以整个研究目标区域为整体来求取各模式权重系数, 而当研究目标区域较大时, 各模式的空间相关系数差异比较小, 较难以准确衡量各模式的模拟性能在不同地区之间的差异特征。因此, 有必要对传统空间相关系数加权集合平均法进行改进。

3.2 滑动窗区空间相关系数加权集合方法介绍及其应用

下面, 利用在第 2 节所述的滑动窗区空间相关系数加权集合方法对 IPCC-AR4 22 个耦合模式所

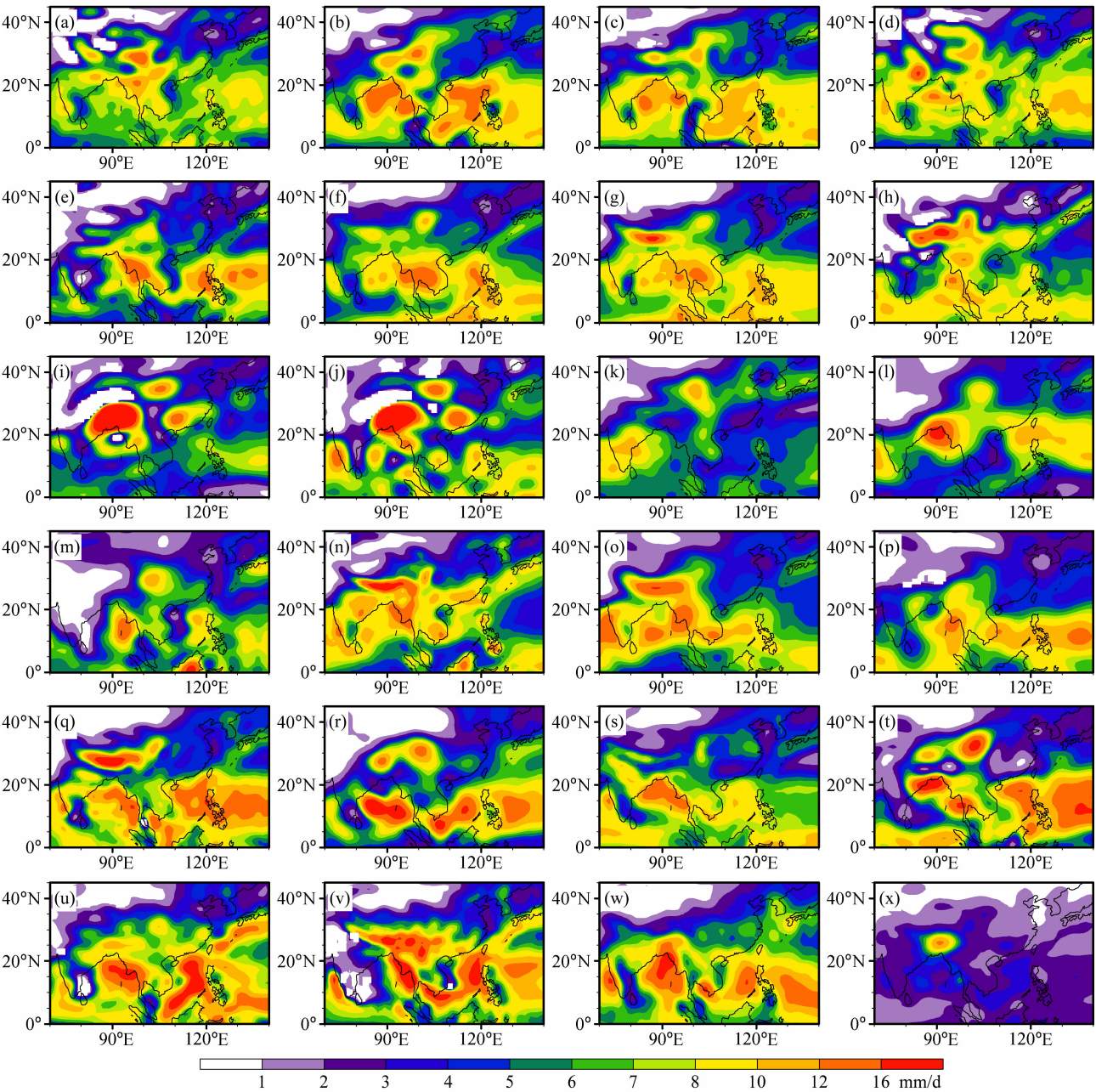


图 2 由模式模拟和观测资料分析所得的 1979~1999 年亚洲夏季风降水的平均分布; (a~v) IPCC-AR4 1~22 个耦合模式模拟 (20 世纪耦合模式气候模拟试验, 20C3M); (w) CMAP 资料; (x) 22 个模式模拟的标准差

Fig. 2 The distribution of averaged Asian summer monsoon precipitation for 1979 - 1999 from (a - v) IPCC-AR4 20C3M (20th century climate coupled models simulations) coupled models 1 - 22 listed in Table 1 and (w) CMAP data; (x) distribution of standard deviation of these simulations

模拟的 1979~1999 年亚洲夏季风降水结果作集合平均。

首先, 阐述各模式模拟性能的空间差异分布特征。图 4a - v 给出各海气耦合模式对 1979~1999 年 (20C3M) 亚洲夏季风降水的模拟结果与 CMAP 夏季降水的滑动窗区 (取网格点 21×21) 空间相关

系数分布。从图 4a - v 可以看到, 各模式的模拟能力在不同地区表现出很大差异。在印度半岛降水大值中心, 模式 1、6、17 和 21 (各模式序号所代表的模式名称见表 1) 的模拟性能较好; 而对于孟加拉湾北部的降水大值中心, 则模式 2、12、19 和 21 的模拟性能相对比较好; 对于中印半岛南端的降水分

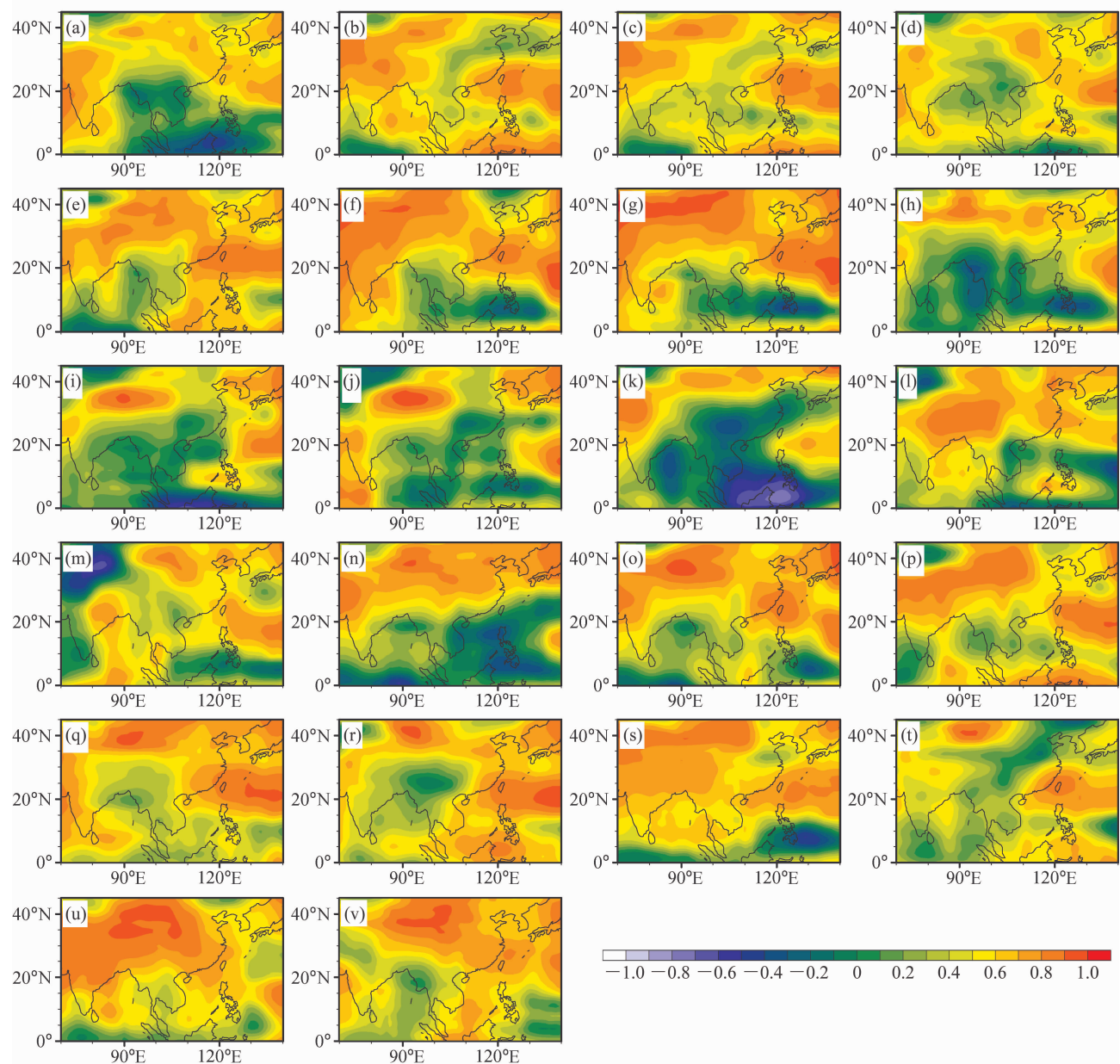


图 4 IPCC-AR4 1~22 个耦合模式 (a~v) 对 1979~1999 年亚洲夏季风降水的模拟平均结果与 CMAP 资料分析所得的 1979~1999 年亚洲夏季风降水平均结果之间的滑动窗区空间相关系数的分布

Fig. 4 Distributions of SWPCC between the averaged Asian summer monsoon precipitations for 1979 - 1999 simulated by using (a - v) IPCC-AR4 coupled models 1 - 22 listed in Table 1 and those analyzed from CMAP data

布型, 则模式 13、18、19 和 22 模拟相对较好; 对于南海到菲律宾以西的降水分布型, 则模式 5、18、21 和 22 模拟相对较好。然而, 对于菲律宾以东的西太平洋暖池区的夏季风降水分布, 大部分模式的模拟结果都比较差。把图 4a - v 与图 2a - v 所示各模式所模拟的亚洲夏季风降水空间分布进行比较可以看到, 本文所提出的滑动窗区空间相关系数能够比较客观而量化地反映各模式对不同区域夏季风降

水的模拟能力。因此, 利用此种方法求取各模式对不同区域夏季风降水模拟或预测能力的权重系数是可行的。

其次, 阐述不同滑动窗区大小对滑动窗区空间相关系数空间分布的影响。以表 1 中的模式 22 为例, 图 5 给出了不同滑动窗区大小对同一模式的模拟结果与 CMAP 夏季降水分布的滑动窗区空间相关系数的空间分布。从图 5 可以发现, 滑动窗区的

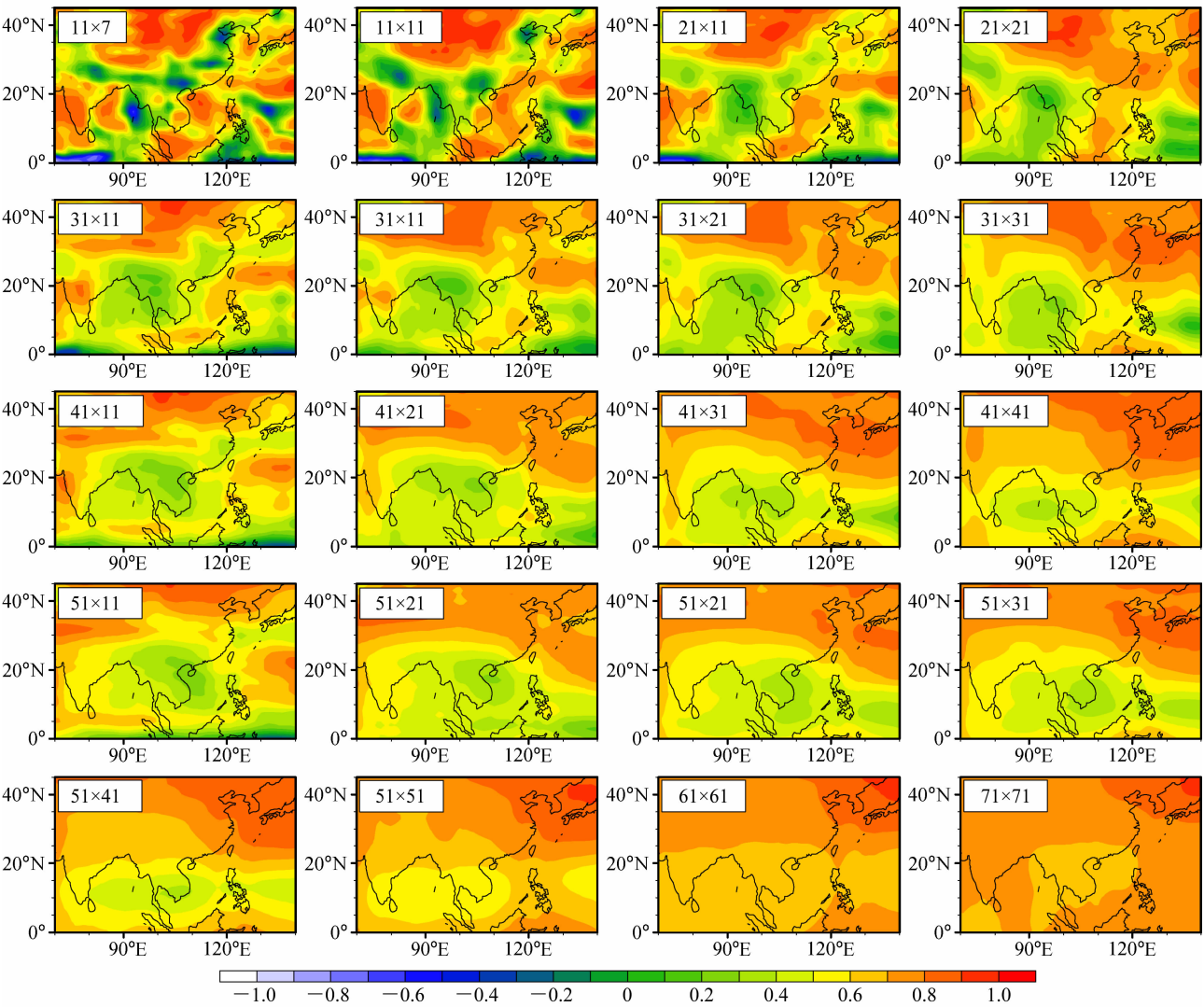


图 5 各种不同滑动窗区大小对滑动空间相关系数的空间分布的影响。各分图左上角数字表示该图所用滑动窗区大小(如 11×7 为 11 经度×7 纬度,即 $m=5$, $n=3$, 其余类推)。

Fig. 5 The influences of different sizes of sliding window on the distribution of SWPCC (based on UKMO_HADGEM1). The numbers at the top left corners mean the sizes of sliding window (e. g. 11×7 means 11 longitudes with 7 latitudes, that is $m=5$ with $n=3$, and so on)

大小直接影响着滑动窗区空间相关系数分布的空间分辨率。当滑动窗区较小时 [如图 5(21×21)], 其滑动窗区空间相关系数能够抓住模式对不同地区模拟能力的区域差异; 相反, 当滑动窗区较大时 [如图 5(31×31)], 其滑动窗区空间相关系数就趋于均匀平滑, 特别是当滑动窗区增大到覆盖整个研究区域时, 则滑动窗区空间相关系数法就蜕变为一般的空间相关系数法。这表明, 当滑动窗区取得较大时 [如图 5(71×71)], 各模式的滑动窗区空间相关系数的差异就较小, 这就难以细致区分各模式在不同地点降水的模拟能力, 而滑动窗区取得太小时 [如

图 5(11×7)], 不仅要大大增加计算量, 而且会使集合的降水分布太零碎。因此, 当采用滑动窗区空间相关系数加权来求多模式模拟结果的集合平均时, 滑动窗区的大小一定要取得适中。鉴于此原因, 本文取 $m=10$, $n=10$ (即网格点 21×21) 窗区的大小是比较合适的。

再次, 阐述滑动窗区空间相关系数加权集合平均方法的应用步骤。本文在亚洲区域的每个空间点对 IPCC-AR4 中 22 个模式模拟的降水与由 CMAP 降水的滑动窗区空间相关系数进行大小排序, 选取相关系数最大值组成一个空间相关系数矩阵, 则该

矩阵构成了一个最佳滑动窗区空间相关系数分布，并给出各个空间点的滑动窗区空间相关系数对应的模式代号，从而构成一幅最优模式组合分布图〔即图 6(rank1)〕。以此类推，可以得到 22 张从最优、次优到最差的相关系数排列的模式模拟与实况的滑动窗区空间相关系数分布图（图 6）及其对应的模式代号分布图（图略）。其中 rank1~rank22 分别

表示模式模拟性能从高到低的排列顺序，每个空间点可标上对应的模式序号（图略）。从图 6 可以看到：若在集合平均时，采用所有模式对各区域的最佳模拟所得的滑动窗区空间相关系数〔（即图 6（rank1）〕，则利用这系数来加权集合平均所得的模拟结果肯定要比等权重集合平均的结果好。从图 6（rank22）所示的最差滑动窗区空间相关系数分布可

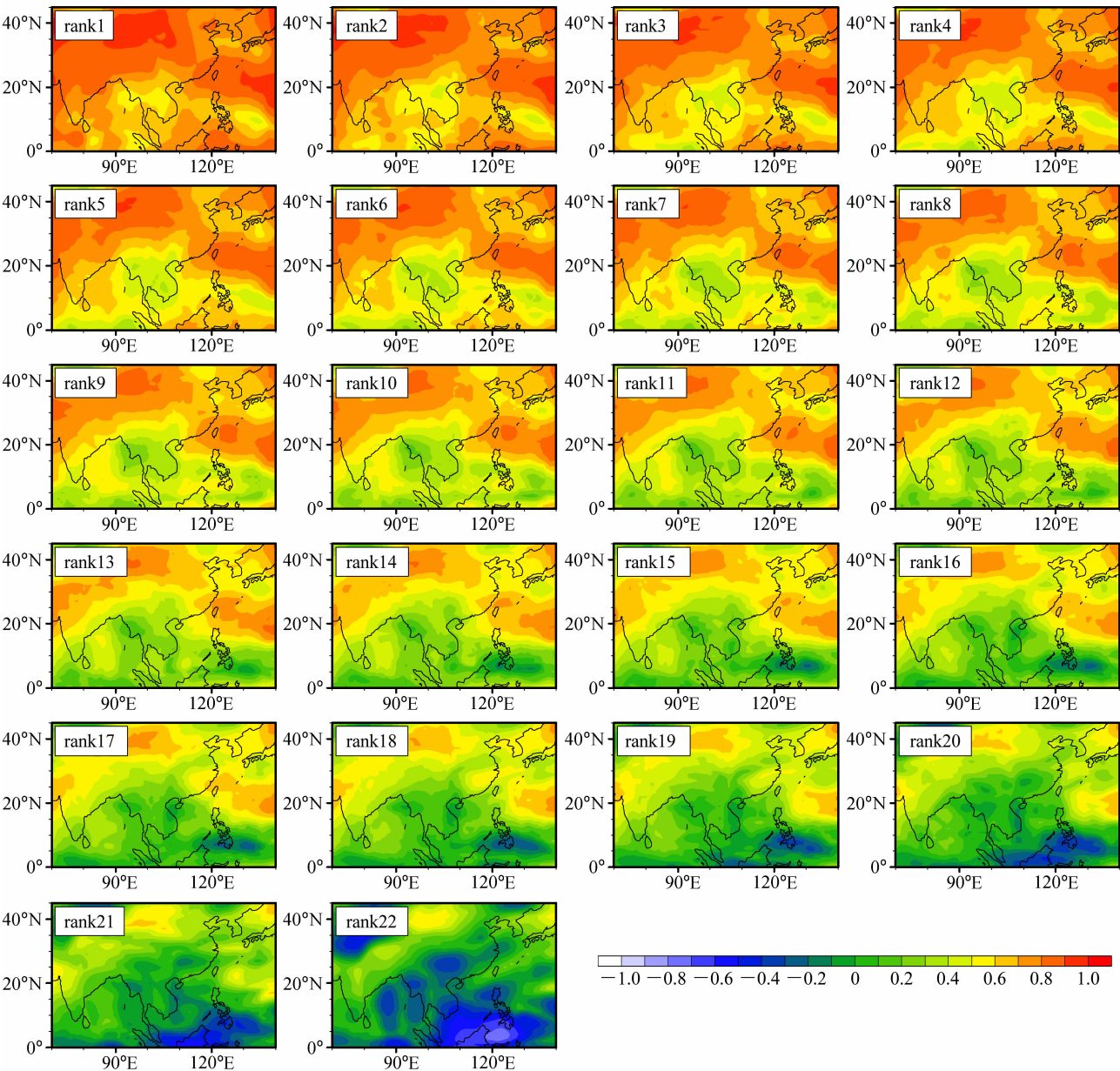


图 6 由 IPCC-AR4 22 个耦合模式模拟的 1979~1999 年平均的亚洲夏季风降水的模拟结果分别与 CMAP 资料分析的亚洲夏季风降水之间的滑动窗区空间相关系数排序图。rank1~rank22 表示模式模拟性能从高到低的排列顺序

Fig. 6 The order of SWPCC from large to small between the averaged Asian summer monsoon precipitations for 1979 – 1999 simulated by using IPCC-AR4 22 coupled models and those analyzed from CMAP data. Legends rank1, rank2, . . . , rank22 at the top left corners indicate the order of the models' simulation performances from high to low

以看到, 最差的模拟与实况之间的滑动窗区空间相关系数可达到 $-0.6 \sim -0.8$, 而这些较差滑动窗区空间相关系数主要分布在云贵高原、孟加拉湾、中南半岛、南海到菲律宾以东, 并且在长江中、下游地区滑动窗区空间相关系数也为负。由此可见, 在求多模式模拟结果的集合平均时, 若把对这些地区降水模拟性能很差的模式也考虑进去, 则势必对集合平均的结果起负面影响。并且, 从图 4a-v 可以发现, 整体模拟性能较好的模式也存在对个别地区夏季降水模拟结果较差的情况, 而整体模拟性能较差的模式也存在对个别地区夏季降水模拟结果较好的情况。因此, 在求多模式模拟结果的集合平均时, 有必要将各模式对不同地区降水的模拟性能差异考虑进去, 以便得到最佳集合平均结果。为此, 本文在利用滑动窗区空间相关系数作为各个模式的权重系数对多模式模拟结果进行加权集合平均时, 剔除滑动窗区空间相关系数小于 0.3 的模式, 这样可以得到一个较佳且可信的多模式模拟的集合平均结果。

最后, 阐述滑动窗区空间相关系数加权集合方法的优势。图 7a、b、d (见文后彩图) 分别是由滑动窗区空间相关系数加权集合方法所得的 IPCC-AR4 中 22 个模式对 1979~1999 年平均亚洲夏季风降水模拟的集合平均结果, 及其与用等权重集合平均的结果之差和与传统空间相关系数加权集合平均结果之差。从图 7a、b、d 可以看到, 相对于采用等权重或者 TPCC 加权的简单集合平均结果, 采用滑动窗区空间相关系数加权集合所得的亚洲夏季风降水的模拟在孟加拉湾、南海和菲律宾附近有明显改进, 它使这些区域的夏季降水的模拟值增大一些。然而, 也应该看到: 虽然由滑动窗区空间相关系数加权集合平均所得的 1979~1999 年亚洲夏季风降水比简单等权重和 TPCC 加权的集合平均结果有一定改进, 但正如图 7c (见文后彩图) 所示, 与由 CMAP 资料分析的 1979~1999 年平均的亚洲夏季风降水的实况分布相比, 仍有一定偏差, 尤其在孟加拉湾、中南半岛、菲律宾周围和热带西太平洋以及我国华南、黄海、东海和朝鲜半岛等地区, 模式所模拟的夏季风降水集合结果仍比实况偏弱。上述结果表明: 由滑动窗区空间相关系数加权集合平均所得到的 IPCC-AR4 22 个耦合模式模拟的亚洲夏季风降水的分布虽然比由简单的等权重或者

TPCC 加权的集合方法所得的结果好一些, 但在南亚季风区的孟加拉湾、中南半岛, 热带西太平洋季风区的菲律宾周围和热带西太平洋地区, 以及在东亚季风区的黄海、东海和朝鲜半岛的梅雨锋 (或 Changma) 与实况有一定偏差。这反映 IPCC-AR4 大部分模式对这些地区夏季风降水的模拟能力还存在不足。

综合以上分析表明: 本文所提出的以滑动窗区空间相关系数作为各模式模拟能力的权重系数, 对多模式模拟结果进行加权 (取大于 0.3 的相关系数) 集合平均, 能够得到比简单的等权重或者 TPCC 加权的集合平均更接近实测的结果。并且, 比较各模式各年份夏季降水的模拟与 CMAP 资料分析得到的夏季降水分布的滑动窗区空间相关系数, 结果表明了它们显示出不太随时间变化的特征 (图略), 说明这些相关系数比较稳定。为此, 选取各模式对 20C3M (1979~1999 年) 亚洲夏季风降水模拟与 CMAP 降水实况之间大于 0.3 滑动窗区空间相关系数作为 IPCC-AR4 各模式的权重系数, 对未来 CO_2 在 A1B 排放情景下 21 世纪早、中、晚期亚洲夏季风降水的变化趋势进行预测时可能会得到比较可信的结果。

4 A1B 排放情景下 21 世纪亚洲夏季风降水变化趋势预测

许多学者根据海气耦合模式 20C3M 的模拟结果对 20 世纪全球和中国气候变化如气温、降水、风速等要素的检测和归因分析得出, 模式对全球和中国的气候变化具有较好的模拟能力, 并依此对未来中国区域的气温、降水和风速变化以及极端天气气候事件发生频率等进行预估 (Luo et al., 2005; 高学杰, 2007; 许崇海等, 2007; 张莉等, 2008; 周天军等, 2008; 江志红等, 2008, 2009; 张雪芹等, 2008; 赵宗慈等, 2008; 江滢等, 2009; 林彩燕等, 2009; 李博和周天军, 2010; 江滢等, 2010), 得出不少有益的结论。然而, 正如周天军等 (2008) 以及李博和周天军 (2010) 的研究所指出, 模式对未来气候的预估存在较大的不确定性。因此, 在对未来气候变化趋势做预估时, 我们需要采用比较科学的方法才能得到比较可信的预测结果。

上述结果已表明: 如果以由 IPCC-AR4 22 个耦合模式对 20C3M (1979~1999 年) 亚洲夏季风降

水的模拟结果与 CMAP 资料分析得到的夏季风降水实况之间大于 0.3 的滑动窗区空间相关系数来作为在 A1B 排放情景下 21 世纪各时期亚洲夏季风降水变化趋势集合预测时各模式的权重系数, 这可能会得到较好的亚洲夏季风降水变化趋势的集合预测结果。因此, 下面将利用 IPCC-AR4 22 个耦合模式对 20C3M(1979~1999 年) 亚洲夏季风降水的模拟与 CMAP 降水实况之间大于 0.3 的滑动窗区空间相关系数作为各模式对亚洲夏季风降水 21 世纪各时期变化趋势的预测时加权集合的权重, 并以此来进行在 A1B 排放情景下 21 世纪早、中、晚期亚洲夏季风降水变化趋势的集合预测。所谓 A1B 排放情景就是未来世界经济增长非常快、全球人口数量峰值出现在本世纪中叶, 并随后下降, 并且, 新的更高效技术迅速引进, 地区间的经济差距不断趋于缩小, 地区间文化和社会的相互影响不断扩大, 地域间人均收入差距得到实质性缩小, 此外, 对所有能源供给和终端利用技术平行发展 (IPCC, 2001)。

4.1 21 世纪早期 (2010~2030 年) 变化趋势预测

图 8a 是利用上述滑动窗区空间相关系数加权集合方法所得到的 IPCC-AR4 22 个模式在 A1B 排放情景下 21 世纪早期 (2010~2030 年) 与 20C3M (1979~1999 年) 多年平均亚洲夏季风降水模拟之差的加权集合结果。从图 8a 可以看到, 在 A1B 排放情景下, 21 世纪早期亚洲夏季风降水将出现有所增强的趋势, 特别在东亚季风区夏季风降水异常表现为由南向北呈现出一个“+, -, +”的三极子型异常分布。在云贵高原和川北地区夏季降水比 20 世纪晚期偏多, 而在长江流域中、上游以及黄河流域上游和渭河流域夏季降水比 20 世纪晚期降水偏少, 可能出现偏旱。

4.2 21 世纪中期 (2045~2065 年) 变化趋势预测

图 8b 是利用上述滑动窗区空间相关系数加权集合方法所得到的 IPCC-AR4 22 个模式在 A1B 排放情景下 21 世纪中期 (2045~2065 年) 与 20C3M (1979~1999 年) 多年平均亚洲夏季风降水模拟之差的加权集合结果。从图 8b 可以看到, 在 A1B 排放情景下, 21 世纪中期南亚夏季风降水将出现较为明显的增多, 并且还可以看到, 东亚夏季风降水从南到北的经向三极子型分布更为明显, 尤其在华北和华南地区夏季风降水明显增多, 而长江流域夏

季风降水到了 21 世纪中期与 20C3M 并没有太大变化。黄荣辉等 (1999) 指出了我国东部季风区夏季

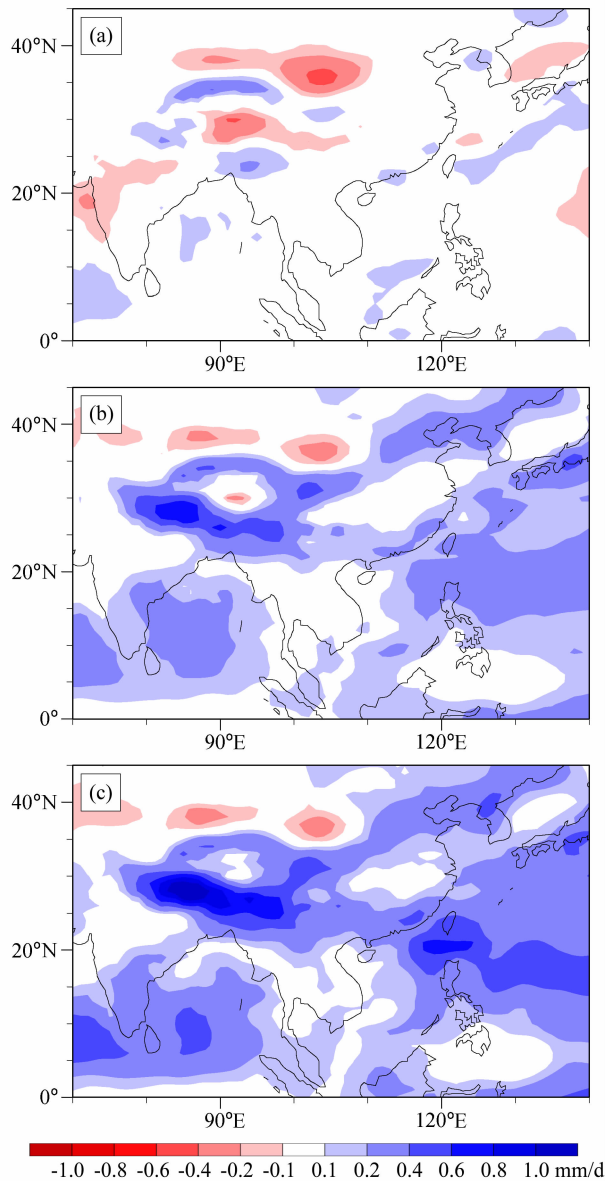


图 8 利用滑动窗区空间相关系数加权集合方法所得到的 IPCC-AR4 22 个海气耦合模式在 A1B 排放情景下对 21 世纪三个时期的模拟与 20C3M (1979~1999 年) 模拟的多年平均亚洲夏季风降水差值的集合平均结果 (单位: mm/d): (a) 早期 (2010~2030 年); (b) 中期 (2045~2065 年); (c) 晚期 (2079~2099 年)

Fig. 8 The ensemble differences between the averaged Asian summer monsoon precipitation for (a) the early period (2010 - 2030), (b) the middle period (2045 - 2065), and (c) the late period (2079 - 2099) of the 21st century simulated by using IPCC-AR4 22 coupled models under the A1B emission scenario with the WEMSWPCC and those for 20C3M (1979 - 1999)

降水在 1976 年之后出现了一个从南到北“一, +, -”的三极子型异常分布, 并且, Huang et al. (2004, 2007) 还指出东亚夏季风降水异常存在准两年周期振荡且在空间从南到北具有经向三极子型分布。本文从 IPCC-AR4 多个海气耦合模式对 21 世纪中期亚洲夏季风降水变化趋势的预测也出现了从南到北一个经向三极子型降水异常分布, 这表明 IPCC-AR4 部分海气耦合模式还是能模拟出东亚夏季风雨带变异的基本特征。因此, 从此结果可以预估, 华北地区夏季降水要到 21 世纪中期 (2045~2065 年) 才有可能增多。

4.3 21 世纪晚期 (2079~2099 年) 变化趋势预测

图 8c 是利用上述滑动窗区空间相关系数加权集合方法所得到的 IPCC-AR4 22 个模式在 A1B 排放情景下 21 世纪后期 (2079~2099 年) 与 20C3M (1979~1999 年) 多年平均亚洲夏季风降水模拟之差的加权集合结果。把图 8c 与图 8b 相比较, 可以发现, 到 21 世纪晚期亚洲夏季风降水的异常型基本上与图 8b 所示的 21 世纪中期夏季风降水异常型一致。这可能与 A1B 排放情景是假设全球人口峰值在 21 世纪中期并随后下降有关。这表明在 A1B 排放情景下, 亚洲夏季风降水在 21 世纪中期的变化趋势可以延续到 21 世纪晚期。

4.4 21 世纪各时期变化趋势预测的不确定性

IPCC-AR4 各模式对未来 A1B 排放情景下 21 世纪各时期亚洲夏季风降水变化趋势的预估呈现出较大的差异。从图 2x 所示的 22 个海气耦合模式对 20 世纪晚期亚洲夏季风降水模拟的标准差可以看到, 各模式对在 A1B 排放情景下亚洲夏季风降水的模拟结果不仅与实况有较大的偏差, 而且各模式模拟结果之间也有很大的差异。这表明, 由 IPCC-AR4 22 个海气耦合模式对在 A1B 排放情景下 21 世纪各时期亚洲夏季风降水变化趋势预测存在较大的不确定性。周天军等 (2008) 以及李博和周天军 (2010) 的研究也都指出, IPCC-AR4 模式对降水变化的预估存在较大的不确定性。

5 结论和讨论

5.1 结论

本文从 IPCC-AR4 中 22 个海气耦合模式模拟的 20C3M 降水与 CMAP 降水实况的比较, 表明了各模式对亚洲夏季风降水的模拟能力存在很大的空

间差异。基于这种空间差异, 本文提出一种滑动窗区空间相关系数来量化表征这种空间差异, 结果表明该系数能够较为细致地捕捉不同模式对小区域模拟性能的差异特征。通过比较不同滑动窗区大小对滑动窗区空间相关系数的空间分布结果表明, 滑动窗区大小直接影响着滑动窗区空间相关系数空间分布的空间分辨率, 即当滑动窗区较小时, 滑动窗区空间相关系数具有较高的空间分辨率, 能够较为细致地刻画较小区域的模式模拟性能的差异特征; 而当滑动窗区偏大时, 滑动窗区空间相关系数的空间分布趋于平滑, 此时滑动窗区空间相关系数较难细致地刻画较小区域间的模式模拟性能差异。以上结果表明, 滑动窗区大小的选取对于滑动窗区空间相关系数加权集合平均方法的应用比较关键, 其大小选择应该要能够满足参与计算的空间格点样本足够多以保证计算结果的可信度, 而且要使得滑动窗区空间相关系数空间分布具有足够高的空间分辨率以保证该系数能够较为细致地描述较小区域间的模式模拟性能的差异特征。而通过比较不同模式模拟结果与 CMAP 结果之间的滑动窗区空间相关系数的空间分布结果表明, 对于整体模拟性能较好的模式也存在对个别较小区域模拟较差的情况, 而对于整体模拟性能较差的模式也存在对个别较小区域模拟效果较好的情况, 因此在做多模式集合平均时, 有必要综合考虑不同模式在不同地区模拟性能的差异特征, 综合各模式的优点以得到更为可信的集合平均结果。为此, 本文提出以这种滑动窗区空间相关系数作为各模式的权重系数进行加权集合平均, 并称之为滑动窗区空间相关系数加权集合方法。

在此基础上, 本文利用此方法对 IPCC-AR4 中 22 个耦合模式所模拟的 1979~1999 年 (20C3M) 亚洲夏季风降水进行的加权集合平均, 通过与等权重多模式集合平均结果和传统空间相关系数加权集合平均结果以及 CMAP 降水实况的比较, 表明了滑动窗区空间相关系数加权集合平均结果明显优于简单的等权重多模式集合平均以及传统空间相关系数加权集合平均的结果。鉴于此原因, 本文利用滑动窗区空间相关系数加权集合方法对 IPCC-AR4 中 22 个耦合模式在 A1B 排放情景下 21 世纪各时期亚洲夏季风降水演变趋势进行加权集合预测, 结果表明: 在 21 世纪早期 (2010~2030 年) 亚洲夏季风降水有增强的趋势, 特别是在东亚夏季风降水

相对于 20C3M 将出现一个由南向北呈现“+，-，+”的三极子型的异常分布，即在云贵高原和川北地区夏季降水比 20 世纪后期偏多，而长江中、上游以及黄河流域上游和渭河流域夏季降水比 20 世纪晚期偏少；并且，在 21 世纪中期（2045~2065 年）亚洲夏季风降水比 20 世纪晚期将有一个明显的增强，而东亚夏季风降水相对于 20 世纪晚期从南向北呈现一个更明显的“+，-，+”经向三极子型异常分布，即在华南和华北地区夏季降水将比 20 世纪晚期明显增多，而长江流域夏季风降水相对于 20 世纪晚期没有太大变化。此外，加权集合的结果还表明了，在 A1B 排放情景下，亚洲夏季风降水在 21 世纪中期的变化趋势可以延续到 21 世纪晚期。

从 IPCC-AR4 22 个耦合模式对在 A1B 排放情景下，20 世纪晚期亚洲夏季风降水模拟及 21 世纪各时期变化趋势的预测，表明了 IPCC-AR4 一些耦合模式还是能够模拟出亚洲夏季风的基本特征，特别是能够模拟出东亚夏季风降水异常的经向三极子型模态的分布特征。但是，也应该看到 IPCC-AR4 的耦合模式对 21 世纪亚洲夏季风降水变化趋势预估的不确定性。

5.2 讨论

在制定应对气候变化的适应和减缓战略时，需要先了解未来气候变化的相关信息，而未来气候变化的相关信息受到很多不确定因素的影响。那么，如何描述气候变化的不确定性，以及如何才能得到较为可信的未来气候变化信息，这对于气候影响评估以及适应和减缓政策的制定具有重要的意义。

导致不确定性的主要原因在于，即使在相同人类排放情景强迫下，不同模式模拟结果显示出很大的差异，而且很难说哪个模式的结果更为可信。为了解决这个问题，许多学者提出了很多方法来综合考虑不同模式的信息，其中最主要的是，用概率密度函数的分布或者累积分布函数来研究不确定性的范围并以此评估未来气候变化（Jones, 2000a, 2000b; Andronova and Schlesinger, 2001; Schneider, 2001; Wigley and Raper, 2001; Räisänen and Palmer, 2001; Kharin and Zwiers, 2002; Murphy et al., 2004）。

而在如何才能得到较为可信的未来气候变化信息问题上，Krishnamurti et al. (1999, 2000) 和

Palmer et al. (2000) 在研究季节预报时，首先提出采用多模式集合平均的方法可以得到较好的效果。Lambert and Boer (2001) 在分析 CMIP1 多模式结果时也指出，多模式集合平均结果比任何单个模式的模拟效果都要好，这说明多模式集合平均可能比任何单个模式结果更为可信。由于未来气候变化的不确定性主要来源于不同气候模式对相同外强迫的气候敏感性以及区域响应都存在较大的差异，因此未来气候预测必须基于不同模式模拟结果的集合平均。那么问题是，所有的模式应该等权重处理，还是应该根据某些标准来区别对待不同模式的权重系数？早期 IPCC 报告对待模式都采用等权重方法，后来人们渐渐发现，有些模式的性能明显要比其他模式好很多，因此在计算集合平均时性能好的模式应该给予更大的权重系数（Murphy et al., 2004），这就导致了模式权重系数的引入。

那么，模式的权重系数应该如何选取？至今尚无一个统一的衡量标准，因为气候模式具有非常多的变量和参数，这使得模式权重系数的选取标准不可避免地带有主观因素。前人的研究中提出过许多不同的计算模式权重系数的方法。如 Krishnamurti et al. (1999) 基于最小二乘法的原理提出逐个格点求模式的权重系数；Taylor (2001) 提出用空间相关系数和方差的组合函数求模式权重系数；而 Kharin and Zwiers (2002) 用线性回归的方法来求模式权重系数；Giorgi and Mearns (2002, 2003) 则基于模式对当前气候模拟性能和多模式对未来气候模拟收敛性两个标准提出一种定量加权集合平均的方法，并将其称为可靠集合平均法。Xu et al. (2010) 对该方法进行了改进，略去了模式收敛性标准，并且在模式模拟性能计算时引入了多变量和多统计量，组成一个综合计算量求取模式权重系数。然而，当综合考虑模式在各方面的模拟性能时，需要引入更多的变量，这会使得模式权重系数计算变得复杂，也会使其含义变得模糊。另外，如果模式权重系数计算要求太高，会使得有效模式样本个数减少，从而增加样本误差。

尽管前人根据不同的模式变量和不同的统计量以及它们的不同组合提出过很多求取模式权重系数的方法，但是这些方法存在的一个共同问题是，只能根据所研究目标区域为整体来计算相应的统计量（如空间相关系数、方差等），而不同模式的模拟性

能具有很明显的区域性差异特征, 本文正是基于这一点, 提出以滑动窗区的方法来求取模式在不同地区的统计量, 以综合考虑模式模拟性能的区域性差异特征。当然, 本文在计算模式权重系数时, 只考虑了单变量和单统计量的标准, 虽然也取得了一定的效果, 但是如果将滑动窗区的方法应用到多变量和多统计量的标准中, 是否能够得到更好的效果, 这是一个有待研究的问题。另外, 以单变量和单统计量的标准计算模式权重系数的效果与以多变量和多统计量的标准计算模式权重系数的效果, 两者之间哪个效果会更好一些, 本文也尚未涉及此问题。正如 Xu et al. (2010) 的研究所指出, 在选择用什么样的信度因子来作为衡量模式模拟结果可信度的标准时, 需要考虑该信度因子的选择应该依赖于特定的应用情景, 还是应该选择统一的标准, 以及不同信度因子如何综合成一个统一的权重系数等问题; 而当存在多种选择标准时, 如何才知道哪个才是正确的选择, 这本身就是一个值得深入研究的问题。也正因为如此, 才出现了各种各样的求取模式权重系数的方法。

致谢 感谢气候模式诊断和比较计划 (PCMDI) 以及世界气候研究计划 (WCRP) 耦合模式工作组 (WGCM) 提供的 IPCC-AR4 海气耦合模式数据。感谢富元海博士和屈侠博士对模式数据下载和处理提供的帮助。本文两位匿名审稿人以及《大气科学》编辑部的编辑对文章初稿提出了不少有益的意见和建议, 使得文章的最后形成得以实现, 在此一并表示感谢!

参考文献 (References)

Andronova N G, Schlesinger M E. 2001. Objective estimation of the probability density function for climate sensitivity [J]. *J. Geophys. Res.*, 106 (D19): 22605–22611.

Annamalai H, Hamilton K, Sperber K R. 2007. The South Asian summer monsoon and its relationship with ENSO in the IPCC AR4 simulations [J]. *J. Climate*, 20 (6): 1071–1092.

陈际龙, 黄荣辉. 2006. 亚澳季风各子系统气候学特征的异同研究 I. 夏季风流场结构 [J]. *大气科学*, 30 (6): 1091–1102. Chen J L, Huang R H. 2006. The comparison of climatological characteristics among Asian and Australian monsoon subsystems. Part I. The wind structure of summer monsoon [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 30 (6): 1091–1102.

高学杰. 2007. 中国地区极端事件预估研究 [J]. *气候变化研究进展*, 3 (3): 162–166. Gao Xuejie. 2007. Researches in projection of extreme events in China [J]. *Advances in Climate Change Research* (in Chinese), 3 (3): 162–166.

Giorgi F, Mearns L O. 2002. Calculation of average, uncertainty

range, and reliability of regional climate changes from AOGCM simulations via the “Reliability Ensemble Averaging” (REA) method [J]. *J. Climate*, 15 (10): 1141–1158.

Giorgi F, Mearns L O. 2003. Probability of regional climate change based on the Reliability Ensemble Averaging (REA) method [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (12): 1629.

黄荣辉, 黄刚, 任保华. 1999. 东亚夏季风的研究进展及其需进一步研究的问题 [J]. *大气科学*, 23 (2): 129–141. Huang R H, Huang G, Ren B H. 1999. Advances and problems needed for further investigation in the studies of the East Asian summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 23 (2): 129–141.

Huang R H, Huang G, Wei Z G. 2004. Climate variations of the summer monsoon over China [M]//Chang C P. *East Asian Monsoon*, World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., 213–270.

Huang R H, Chen J L, Huang G. 2007. Characteristics and variations of the East Asian monsoon system and its impacts on climate disasters in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 24 (6): 993–1023.

IPCC. 2001. *Climate Change 2001: Special Reports on Emissions Scenarios* [M/OL]. Cambridge University, 27pp. <http://www.grida.no/climate/ipcc/spmpdf/cres-e.pdf>.

姜大膀, 王会军, 郎咸梅. 2004. 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 D B, Wang H J, Lang X M. 2004. East Asian climate change trend under global warming background [J]. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 47 (4): 590–596.

江滢, 罗勇, 赵宗慈. 2009. 近 50 年中国风速变化多气候模式模拟检验 [J]. *气象学报*, 67 (6): 923–934. Jiang Ying, Luo Yong, Zhao Zongci. 2009. Evaluation of wind speeds in China as simulated by global climate models [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 67 (6): 923–934.

江滢, 罗勇, 赵宗慈. 2010. 全球气候模式对未来中国风速变化预估 [J]. *大气科学*, 34 (2): 323–336. Jiang Ying, Luo Yong, Zhao Zongci. 2010. Projection of wind speed changes in China in the 21st century by climate models [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 34 (2): 323–336.

江志红, 张霞, 王翼. 2008. IPCC-AR4 模式对中国 21 世纪气候变化的情景预估 [J]. *地理研究*, 27 (4): 787–799. Jiang Z H, Zhang X, Wang Y. 2008. Projection of climate change in China in the 21st century by IPCC-AR4 models [J]. *Geographical Research* (in Chinese), 27 (4): 787–799.

江志红, 陈威霖, 宋洁, 等. 2009. 7 个 IPCC AR4 模式对中国地区极端降水指数模拟能力的评估及其未来情景预估 [J]. *大气科学*, 33 (1): 109–120. Jiang Zhihong, Chen Weilin, Song Jie, et al. 2009. Projection and evaluation of the precipitation extremes indices over China based on seven IPCC AR4 coupled climate models [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 33 (1): 109–120.

Jones R N. 2000a. Managing uncertainty in climate change projections—Issues for impact assessment. An editorial comment [J].

- Climatic Change, 45 (3–4): 403–419.
- Jones R N. 2000b. Analysing the risk of climate change using an irrigation demand model [J]. *Climate Research*, 14 (2): 89–100.
- Kang I S, Jin K, Wang B, et al. 2002. Intercomparison of the climatological variations of Asian summer monsoon precipitation simulated by 10 GCMs [J]. *Climate Dynamics*, 19 (5–6): 383–395.
- Kharin V V, Zwiers F W. 2002. Climate predictions with multimodel ensembles [J]. *J. Climate*, 15 (7): 793–799.
- Kitoh A, Uchiyama T. 2006. Changes in onset and withdrawal of the East Asian summer rainy season by multi-model global warming experiments [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84 (2): 247–258.
- Kripalani R H, Oh J H, Chaudhari H S, et al. 2007a. Response of the East Asian summer monsoon to doubled atmospheric CO₂: Coupled climate model simulations and projections under IPCC AR4 [J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 87 (1–4): 1–28.
- Kripalani R H, Oh J H, Kulkarni A, et al. 2007b. South Asian summer monsoon precipitation variability: Coupled climate model simulations and projections under IPCC AR4 [J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 90 (3–4): 133–159.
- Krishnamurti T N, Kishtawal C M, LaRow T E, et al. 1999. Improved weather and seasonal climate forecasts from multimodel superensemble [J]. *Science*, 285 (5433): 1548–1550.
- Krishnamurti T N, Kishtawal C M, Zhang Z, et al. 2000. Multimodel ensemble forecasts for weather and seasonal climate [J]. *J. Climate*, 13 (23): 4196–4216.
- Lambert S J, Boer G J. 2001. CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models [J]. *Climate Dynamics*, 17 (2–3): 83–106.
- Lau K M, Kim J H, Sud Y. 1996. Intercomparison of hydrologic processes in AMIP GCMs [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (10): 2209–2227.
- 李博, 周天军. 2010. 基于 IPCC A1B 情景的中国未来气候变化预估: 多模式集合结果及其不确定性 [J]. *气候变化研究进展*. 6 (4): 270–276. Li B, Zhou T J. 2010. Projected climate change over China under SRES A1B scenario: Multi-model ensemble and uncertainties [J]. *Advances in Climate Change Research (in Chinese)*, 6 (4): 270–276.
- 林彩燕, 朱江, 王自发. 2009. 沙尘输送模式的不确定性分析 [J]. *大气科学*, 33 (2): 232–240. Lin C Y, Zhu J, Wang Z F. 2009. Uncertainty analysis of a dust-transport model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (2): 232–240.
- Luo Yong, Zhao Zongci, Xu Ying, et al. 2005. Projections of climate change over China for the 21st century [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 19 (4): 401–406.
- Meehl G A, Covey C, Delworth T, et al. 2007. The WCRP CMIP3 multi-model dataset: A new era in climate change research [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88 (9): 1383–1394.
- Murphy J M, Sexton D M H, Barnett D N, et al. 2004. Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations [J]. *Nature*, 430 (7001): 768–772.
- Palmer T N, Brankovic C, Richardson D S. 2000. A probability and decision-model analysis of PROVOST seasonal multi-model ensemble integrations [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126 (567): 2013–2033.
- Phillips T J, Gleckler P J. 2006. Evaluation of continental precipitation in 20th century climate simulations: The utility of multimodel statistics [J]. *Water Resour. Res.*, 42 (3): W03202.
- Räisänen J, Palmer T N. 2001. A probability and decision-model analysis of a multimodel ensemble of climate change simulations [J]. *J. Climate*, 14 (15): 3212–3226.
- Randall D A, Wood R A, Bony S, et al. 2007. Climate models and their evaluation [M]//Solomon S, Qin D, Manning M, et al. *Climate Change 2007: The physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY. USA: Cambridge University Press.
- Schneider S H. 2001. What is ‘dangerous’ climate change? [J]. *Nature*, 411 (6833): 17–19.
- 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 Y, Ding Y H. 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.
- Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [M]//Chang C P, Krishnamurti T N. *Monsoon Meteorology*. Oxford University Press, 60–92.
- Wang B, Kang I S, Lee J Y. 2004. Ensemble simulations of Asian–Australian monsoon variability by 11 AGCMs [J]. *J. Climate*, 17 (4): 803–818.
- Webster P J, Magaña V O, Palmer T N, et al. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction [J]. *J. Geophys. Res.*, 103 (C7): 14451–14510.
- Wigley T M L, Raper S C B. 2001. Interpretation of high projections for global-mean warming [J]. *Science*, 293 (5529): 451–454.
- Xie P P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78 (11): 2539–2558.
- 许崇海, 沈新勇, 徐影. 2007. IPCC AR4 模式对东亚地区气候模拟能力的分析 [J]. *气候变化研究进展*. 3 (5): 287–292. Xu C H, Shen X Y, Xu Y. 2007. An analysis of climate change in East Asia by using the IPCC AR4 simulations [J]. *Adv. Clim. Change Res. (in Chinese)*, 3 (5): 287–292.
- Xu Y, Gao X J, Giorgi F. 2010. Upgrades to the reliability ensemble

- ble averaging method for producing probabilistic climate-change projections [J]. *Climate Research*, 41 (1): 61–81.
- 杨军丽, 郭裕福, 王斌. 2007. 亚洲季风降水的多模式模拟结果分析 [J]. *气候与环境研究*, 12 (4): 533–545. Yang J L, Guo Y F, Wang B. 2007. Analysis of AGCMs in Asian monsoon precipitation simulations [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 12 (4): 533–545.
- 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 L, Ding Y H, Sun Y. 2008. Evaluation of precipitation simulation in East Asian monsoon areas by coupled ocean–atmosphere general circulation models [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 32 (2): 261–276.
- 张雪芹, 彭莉莉, 林朝晖. 2008. 未来不同排放情景下气候变化预估研究进展 [J]. *地球科学进展*, 23 (2): 174–185. Zhang Xueqin, Peng Lili, Lin Zhaohui. 2008. Progress on the projections of future climate change with various emission scenarios [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 23 (2): 174–185.
- 赵宗慈, 罗勇, 江滢, 等. 2008. 未来 20 年中国气温变化预估 [J]. *气象与环境学报*, 24 (5): 1–5. Zhao Zongci, Luo Yong, Jiang Ying, et al. 2008. Projections of surface air temperature change in China for the next two decades [J]. *Journal of Meteorology and Environment (in Chinese)*, 24 (5): 1–5.
- 周天军, 李立娟, 李红梅, 等. 2008. 气候变化的归因和预估模拟研究 [J]. *大气科学*, 32 (4): 906–922. Zhou T J, Li L J, Li H M, et al. 2008. Progress in climate change attribution and projection studies [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (4): 906–922.

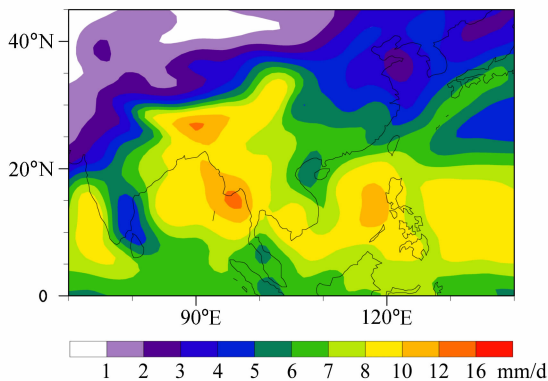


图3 IPCC-AR4 22个耦合模式模拟的1979~1999年平均的亚洲夏季风降水的简单集合结果

Fig. 3 The simple ensemble result of the averaged Asian summer monsoon precipitation for 1979 – 1999 simulated by using IPCC-AR4 22 coupled models listed in Table 1

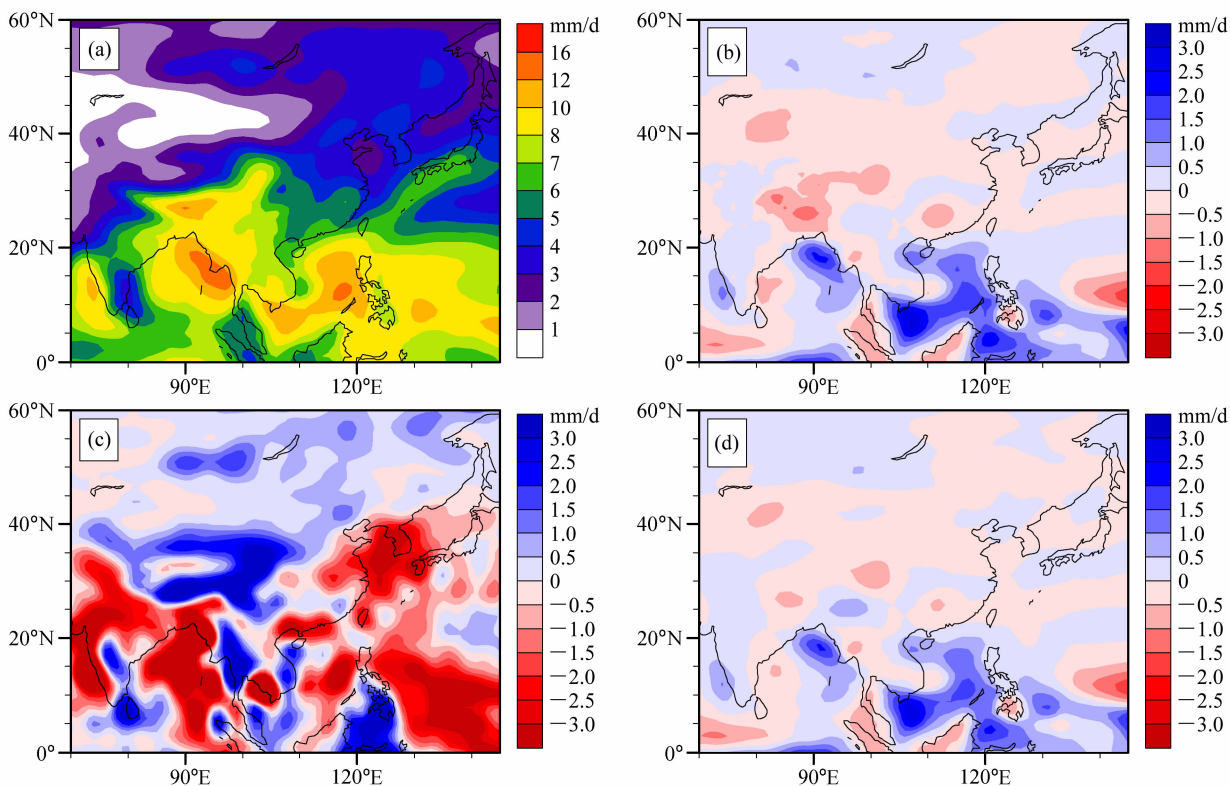


图7 (a) 由滑动窗区空间相关系数加权集合方法所得的IPCC-AR4 22个耦合模式模拟的1979~1999年平均的亚洲夏季风降水的集合分布; (b) a图结果与简单集合方法所得的平均降水模拟集合结果之差的分布; (c) a图结果与由CMAP资料分析的1979~1999年平均的亚洲夏季风降水之差; (d) a图与TPCC加权集合平均结果之差

Fig. 7 (a) The ensemble distribution of averaged Asian summer monsoon precipitation for 1979 – 1999 simulated by using IPCC-AR4 22 coupled models with the weighting ensemble method by pattern correlation coefficients in sliding windows (WEMSWPCC) and its differences from (b) that obtained with the simple multi-model ensemble method (SMMEM), (c) that analyzed from CMAP data, and (d) that obtained with the weighting ensemble method by traditional pattern correlation coefficients (WEMTPCC)