周璞, 江志红. 2016. 自组织映射神经网络(SOM)降尺度方法对江淮流域逐日降水量的模拟评估 [J]. 气候与环境研究, 21 (5): 512–524. Zhou Pu, Jiang Zhihong. 2016. Simulation and evaluation of statistical downscaling of regional daily precipitation over Yangtze–Huaihe River basin based on self-organizing maps [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 21 (5): 512–524, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.16097.

自组织映射神经网络(SOM)降尺度方法对 江淮流域逐日降水量的模拟评估

周璞 江志红

南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心,南京210044

摘 要 利用 1961~2002 年 ERA-40 逐日再分析资料和江淮流域 56 个台站逐日观测降水量资料,引入基于自组 织映射神经网络(Self-Organizing Maps,简称 SOM)的统计降尺度方法,对江淮流域夏季(6~8 月)逐日降水量 进行统计建模与验证,以考察 SOM 对中国东部季风降水和极端降水的统计降尺度模拟能力。结果表明,SOM 通过建立主要天气型与局地降水的条件转换关系,能够再现与观测一致的日降水量概率分布特征,所有台站基于概 率分布函数的 Brier 评分(Brier Score)均近似为 0,显著性评分(Significance Score)全部在 0.8 以上;模拟的多 年平均降水日数、中雨日数、夏季总降水量、日降水强度、极端降水阈值和极端降水贡献率区域平均的偏差都低于 11%;并且能够在一定程度上模拟出江淮流域夏季降水的时间变率。进一步将 SOM 降尺度模型应用到 BCC-CSM1.1(m)模式当前气候情景下,评估其对耦合模式模拟结果的改善能力。发现降尺度显著改善了模式对极端降 水模拟偏弱的缺陷,对不同降水指数的模拟较 BCC-CSM1.1(m)模式显著提高,降尺度后所有台站 6 个降水指数的相对误差百分率基本在 20%以内,偏差比降尺度前减小了 40%~60%;降尺度后 6 个降水指数气候场的空间相关系数提高到 0.9,相对标准差均接近 1.0,并且均方根误差在 0.5 以下。表明 SOM 降尺度方法显著提高日降水概率分布,特别是概率分布曲线尾部特征的模拟能力,极大改善了模式对极端降水场的模拟能力,为提高未来预估能力提供了基础。

关键词 统计降尺度 SOM (Self-Organizing Maps) 江淮流域 极端降水
 文章编号 1006-9585(2016)05-0512-13 中图分类号 P468 文献标识码 A doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.16097

Simulation and Evaluation of Statistical Downscaling of Regional Daily Precipitation over Yangtze–Huaihe River Basin Based on Self-Organizing Maps

ZHOU Pu and JIANG Zhihong

Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC)/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters(CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract Based on the ERA-40 daily reanalysis data from 1961–2002 and observed daily precipitation data at 56

收稿日期 2016-01-31; 网络预出版日期 2016-05-26

作者简介 周璞, 女, 1991年出生, 硕士研究生, 主要从事气候诊断与模拟研究。E-mail: zhoupu09@qq.com

通讯作者 江志红,博士,教授,主要从事气候研究。E-mail: zhjiang@nuist.edu

资助项目 国家自然科学基金重点项目 41230528,江苏高校优势学科建设工程资助项目 (PAPD),江苏省高校"青蓝工程"创新团队项目

Funded by State Key Program of National Natural Science Foundation of China (Grant No. 41230528), Project Funded by the Priority Academic Program Development (PAPD) of Jiangsu Higher Education Institutions, and "Qinglan" Project of Jiangsu Province

meteorological stations located in the Yangtze-Huaihe River basin, this study applies a new downscaling method based on Self-Organizing Maps (SOMs) to produce downscaled summer precipitation estimates at each station. The simulation capability of the statistical downscaling approach for monsoon precipitation and extreme precipitation over East China have been assessed. The downscaling model is then applied to simulate daily precipitation at the same 56 stations for the period 1986–2005 using predictor sets simulated by BCC-CSM1.1(m) (Climate System Model of the Beijing Climate Center). Results show that the downscaling approach can realistically reproduce the observed probability distribution and temporal variability of precipitation. The Brier scores are almost zero and the significance scores are above 0.8 for all stations. Average biases of the downscaled number of days with precipitation greater than 1 mm and 10 mm, the summer total precipitation, the simple daily intensity index, the extreme daily precipitation threshold, and the fraction of total precipitation due to events exceeding the 95th percentile of the climatological wet-day precipitation distribution all are below 11%. Furthermore, the downscaling approach is, to a certain extent, able to reproduce the temporal variability characteristics of precipitation. Compared with that for the raw outputs of BCC-CSM1.1(m), the biases of the above indices for the downscaled results reduce by 40% to 60%. The spatial correlation coefficients increase to 0.9, and the root mean square errors are below 0.5. Overall, the downscaling model significantly improves the simulation of the probability distribution of daily precipitation, particularly the simulation of extreme precipitation. Thereby it can be applied for the projection of future precipitation changes.

Keywords Statistical downscaling, SOMs (Self-Organizing Maps), Yangtze-Huaihe River basin, Extreme precipitation

1 引言

在全球变暖背景下,地表蒸发加剧,全球和区 域水循环加剧,造成极端降水事件增多(Trenberth, 1998; Trenberth et al., 2003)。江淮流域是东亚季风 降水的核心区域(Ding, 1994;胡娅敏和丁一汇, 2009;梁萍等,2008),研究该地区的降水事件, 对提高防灾减灾能力、制定应对气候变化的策略和 措施具有重要科学意义和实际应用价值。目前,全 球气候模式(global climate models,简称 GCM)能 够较好地模拟大尺度环流场及气候要素的平均特 征(江志红等,2009;许崇海等,2010),但由于 空间分辨率有限(王冀等,2008),GCM 难以准确 模拟区域尺度气候要素的时空变化(高学杰等, 2006;郭彦和李建平,2012)。因此,弥补 GCM 的 不足,获取较为精确的区域气候信息十分必要。

对全球模式进行降尺度是得到区域尺度精细 信息较可行的方法。降尺度方法主要有动力降尺度 和统计降尺度两种方法。其中统计降尺度主要利用 多年观测资料建立区域气候要素与大尺度大气环 流的统计关系,并用独立的观测资料检验这种关 系,最后将这种关系应用到模式输出的环流中,从 而预测未来的气候变化(范丽军等,2005)。相对 于动力降尺度,统计降尺度所需的计算资源小,能 较快运用到不同的GCM,灵活性很强(范丽军等, 2007)。如贾小龙等(2010)采用典型相关分析的 方法,建立了我国冬季平均降水量与东亚 500 hPa 高度场的统计降尺度模型。Zhu et al. (2008)利用 EOF 和 SVD (singular value decomposition)结合的 方法,建立了夏季东亚平均降水量距平和 500 hPa 位势高度场的统计降尺度模型。崔妍等(2010)利 用典型相关分析的方法,建立了江淮流域极端降水 指数和温度场、海平面气压场和比湿场的统计降尺 度模型。但这些统计降尺度方法都仅考虑了月(季 节)平均环流及其与相关要素的关系,由于极端降 水事件的气候特征(如强度、频率的变化)与天气 尺度环流型态关系密切,月以上尺度要素的降尺度 无法体现上述关系,因此非常有必要建立逐日天气 型态与局地降水条件分布的联系,以便提高日降水 概率分布及其极端降水特征的模拟能力。

自组织映射神经网络(SOM)是一种无监督的 人工神经网络模型,Kohonen于1982年提出了SOM 的算法并介绍了算法的具体实现过程(Kohonen, 1982,2000),该方法主要是基于神经网络原理反复 进行自我学习、训练,可以对高维气象场变化数据 进行聚类,得到各类优势环流模态(获胜神经元) 及其演变(Hewitson and Crane, 2002; Radić and Clarke, 2011; Wang et al., 2015)。Hewitson and Crane (2006)将该方法引入统计降尺度研究中,通过建 立环流模态及其演变与日降水量分布的联系,进行 了南非逐日降水降尺度试验。后来Yin et al.(2011) 将该方法应用到澳大利亚的降水模拟中,发现该方 法不仅能再现观测降水的平均统计特征,还能重现 极端降水,并能模拟出降水的年际变化。Ning et al. (2012a)利用该方法对美国宾夕法尼亚州 13 个台站的降水量进行统计建模,并将降尺度模型运用到 9个 CMIP3 模式中,得到历史时期模式的降尺度结 果。发现与全球模式的模拟结果相比,降尺度结果 能够模拟出与观测更一致的降水概率分布和日、月 尺度上的降水时空特征。但 SOM 降尺度建模在国 内尚未见到相关应用。

本文利用1961~1990年ERA-40 再分析数据和 同期台站逐日观测降水量数据,引入 SOM 统计降 尺度方法,建立江淮流域 56 个台站的夏季逐日降 水的降尺度模型,并由独立样本(时期1991~2002 年)的观测资料评估该模型的模拟性能。同时考察 其对 BCC-CSM1.1(m)模式当前气候模拟的降尺度 效果,研究该方法对我国江淮流域夏季逐日降水进 行降尺度的适用性,为进一步利用 SOM 进行极端 降水的未来变化预估提供基础。

2 资料与方法

2.1 资料

利用欧洲中心 ERA-40 逐日再分析资料(分辨 率为 2.5°×2.5°,时间为 1961~2002 年夏季 6~8 月)(Uppala et al., 2005)和同期中国气象局台站逐 日降水量观测资料。模式选取 BCC-CSM1.1(m)模 式,该模式是国家气候中心研发的大气—海洋—陆 面—海冰耦合的全球气候模式,水平分辨率为 T106 波谱截断(全球分辨率近似为 1.125°(纬度)×1.12° (经度)),时间选取 1986~2005 年,该模式对我 国东部环流和降水具有较好的模拟能力,具体可参见文献(Wang et al., 2015;陈晓晨等,2014;黄海玲等,2015)。降尺度区域为江淮流域(27.5°N~32°N,110°E以东),图1为该区域台站分布。

参考 Hewitson and Crane (2006)、Yin et al. (2011)和 Ning et al. (2012a)的研究,用于描述 天气型态的要素主要有高、低层纬向风速(u)和 经向风速(v)、海平面气压、温度、比湿和相对湿 度。我们选取 ERA-40 逐日再分析数据中 850 hPa 相对湿度和比湿、地面温度、850 hPa~500 hPa温 度直减率(由 850 hPa和 500 hPa温度计算得到)、 850 hPa 纬向风速(u)和经向风速(v)以及海平 面气压 7 个气象要素,用于获取与逐日降水联系的 天气型态。BCC-CSM1.1(m)模式中选用的要素同 上,并且还使用了模式原始模拟的降水进行对比分 析。

2.2 SOM 降尺度方法简介

SOM 能够根据原始高维气象数据的拓扑关系, 对样本进行自组织学习,反复调整连接输入和输出 的权重系数,使系数反映样本间相互距离的关系, 得到优势模态(Kohonen, 1982, 2000),该网络由输 入层和竞争层组成,竞争层是由 *a*×*b* 个神经元组 成的二维平面阵列。SOM 优势模态的具体计算过程 可参见 Wang et al. (2015)和 Chu et al. (2012)。

SOM 的降尺度方法中,首先利用 SOM 建立天 气模态与日降水分布的关系,对模拟期的环流采用 投影的方式确定其对应的降水分布,进而利用 Monte-Carlo 方法模拟得到降水量。这里我们简述 SOM 降尺度方法的主要步骤,详细介绍可参见



图 1 江淮流域 56 个代表台站的分布

Fig.1 Geographic locations of the 56 representative stations over Yangtze-Huaihe River basin

Hewitson and Crane (2006):

(1) 主要天气模态的提取。定义 SOM 竞争层 神经元个数为 4×5, 将目标台站所在区域的天气分 为 20 种类型。即对目标台站附近区域的地面温度、 海平面气压、850 hPa 相对湿度和比湿、850 hPa 的 纬向风速(*u*)和经向(*v*)风速、850 hPa~500 hPa 温度直减率 7 个气象变量组成的逐日天气模态进行 SOM 训练,得到 20 (4×5)种主要天气模态。

(2)建立主要天气模态与各台站降水条件概率 分布的联系。

(3)独立样本检验期天气模态的确定。根据独 立样本检验期天气场与 SOM 最佳匹配神经元的距 离最小原则(Yin et al., 2011),确定独立样本检验 期逐日的主要天气模态。

(4)降水量的随机模拟。根据(3)确定的独 立样本试验期的天气模态,利用(2)中主要天气 模态与台站降水量的关系,通过 Monte-Carlo 模拟 方法(Lall and Sharma, 1996),得到各台站的逐日 降水量。SOM 降尺度效果与随机模拟次数有关,综 合考虑各台站的模拟效果和计算时间,我们取模拟 次数为 500。

2.3 降水指数

为进一步考察 SOM 降尺度方法对不同降水特 征的模拟,我们选取了 6 个降水指数进行降尺度效 果评估,降水指数分别为:降水日数(R1mm)、中 雨日数(R10mm)、夏季总降水量(PRCPTOT)、 日降水强度(SDII)、极端降水阈值(P95)和极端 降水贡献率(R95t),具体定义如表 1 所示(Frich et al., 2002; Zhang et al., 2011;陈晓晨等,2015)。

表1 降水相关指数定义

Table 1Definition of precipitation-related indices

指数名称	缩写	定义	单位
降水日数	R1mm	日降水量≥1 mm 的天数	d
中雨日数	R10mm	日降水量≥10 mm 的天数	d
总降水量	PRCPTOT	总降水量	mm
降水强度	SDII	总降水量/降水日数(≥1 mm)	${\rm mm}~{\rm d}^{-1}$
极端降水阈值	P95	第95%分位的日降水量	mm
极端降水贡献率	R95t	高于95%位降水量之和×100%	%
		总降水量 (100/0	

2.4 评估方法

采取可靠、有效的评估指标,对统计降尺度方 法的模拟效果进行评估,是进一步利用该方法进行 未来预估的基础。我们分别从降水量的概率分布、 空间分布和时间变化三方面考察 SOM 降尺度模型 对江淮流域夏季逐日降水的模拟效果。 引入定量评估日降水量概率分布模拟能力的 Brier 评分(Brier Score,简称 S_{Brier})指标和显著性 评分(Significance Score,简称 S_s)指标(Perkins et al., 2007; Fu et al., 2013),其中 S_{Brier} 定义为

$$S_{\text{Brier}} = \sum_{i=1}^{n} (P_{\text{m}i} - P_{\text{o}i})^{2} / n , \qquad (1)$$

式中, n 表示区间个数, P_{mi} 和 P_{oi} 分别为降尺度和 观测日降水量在第 i 个区间的概率。 S_{Brier} 指标定量 表示模拟与观测概率分布函数(probability distribution function,简称 PDF)不重合的部分, S_{Brier} 越接近 0,模拟与观测的 PDF 差异越小。 S_s 定义为

$$S_{\rm s} = \sum_{i=1}^{n} Mini(P_{\rm mi}, P_{\rm oi}),$$
 (2)

表示所有区间模拟和观测概率最小值的累加,定量 表示两种 PDF 的重合部分。若模拟与观测的 PDF 重合, *S*_s的值为 1;反之,*S*_s的值越小。

另外,我们也通过 Q-Q 图 (Quantile-Quantile Plot) 对比观测样本分位数与模拟样本的分位数的 一致性,由此更直观评估模拟降水分布的精度。

降水的时间变率通过标准差来衡量,根据 Gleckler et al. (2008)和 Santer et al. (2009)的研 究,引入变率指标 *I*_{MV},用于描述模拟场上每一点 的时间序列与该点观测时间序列的时间变率,定义 为

$$I_{\rm MV} = \left(\frac{S_{\rm TDm}}{S_{\rm TDo}} - \frac{S_{\rm TDo}}{S_{\rm TDm}}\right)^2, \qquad (3)$$

式中, S_{TDm} 和 S_{TDo} 分别为 SOM 降尺度和观测降水 量的标准差。当模拟变率为观测变率的 X 倍和 1/X 倍时,二者具有一样的 I_{MV} 值。 I_{MV} 等于 0,表明 SOM 降尺度模拟时间变率等于观测时间变率;反之 I_{MV} 越大,模拟时间变率的能力越差(Chen et al., 2011)。

我们还计算了相对误差百分率、空间场相关系数来评估 SOM 降尺度对降水量的空间分布和时间 变化的模拟能力,并采用泰勒图法直观表示 SOM 降尺度和模式对不同降水指数空间分布的模拟能力(Taylor, 2001)。

3 SOM 降尺度模型的建立

利用1961~1990年的ERA-40再分析数据及同 期台站观测的夏季降水量数据,建立降尺度模型, 1991~2002年作为独立样本检验期,将该时段的 ERA-40数据代入降尺度模型,模拟得到台站的日 降水量并与观测降水量对比分析,以评估 SOM 降 尺度模型对江淮流域夏季降水的模拟效果。

3.1 SOM 模态的提取

按照 2.2 节中 SOM 降尺度方法步骤 1,设置竞 争层神经元个数 20 (4×5),对各降尺度目标台站 附近区域 7 个气象变量组成的逐日天气模态进行 SOM 训练,得到该台站对应的 20 种主要天气模态。 以海平面气压场为例,图 2 给出建模期武汉站 20 种主要 SOM 模态对应的海平面气压场分布,其中 h 表示天气型的出现频率, qe (quantization error) 为 量化误差,表示某一模态对应样本与该模态最佳匹 配神经元参照向量的平均欧氏距离,类似于聚类分 析中的组内变化,表征 SOM 的分型质量。可以看 到,主要 SOM 模态对应的海平面气压场出现的频 率在2%~8%之间。量化误差都低于10,并且在不 同神经元上分布较均匀,说明所有模态能一致地反 映样本信息。图中左上角的天气型主要由高压主 导,右下角为低压主导,中间为过渡类型,邻近神 经元的气压分布相似,距离远的神经元气压分布差 别大,表明20种主要SOM模态都能清楚地表示主 要天气型对应的海平面气压场分布及其变化。

3.2 降尺度模型的建立

根据 4.1 节中的主要模态,得到每种主要模态 对应的降水量条件概率分布(图 3)。由图可见,相 邻神经元的降水量累积概率分布(cumulative distribution function,简称 CDF)类似,而距离远的 神经元降水量分布差异大。联系图 2,可以发现高 压主导的神经元的降水量比低压主导的神经元的 降水量少,说明 SOM 得到的天气型与降水量的关 系是合理的,不同模态能够体现不同的降水量分布 特征。

3.3 SOM 降尺度模型的性能评估

3.3.1 日降水量概率分布评估

日降水量概率分布曲线是对台站降水量总体特征的概括,图 4a-d 为武汉、南京、合肥和杭州 4 个代表站的观测和 SOM 降尺度模拟的日降水量概率分布曲线图。由图可见,4 个站模拟和观测 PDF 曲线都较为接近,小雨(0~9.9 mm d⁻¹)模拟概率较观测略高。中雨(10~24.9 mm d⁻¹)发生概率不同的台站有差别,武汉、合肥和杭州站较观测略低,而南京站则略高。对大于 50 mm d⁻¹ 暴雨的概率模拟都略低,4 个台站 S_{Brier}近似为 0 并且 S_s都在 0.9 以上。表明 SOM 降尺度模拟日降水量概率分布与观测非常接近,但模拟小雨的概率略偏高,暴雨的概率略偏低。

为进一步定量考察 SOM 降尺度对所有台站日 降水量概率分布的模拟能力,分别计算各台站的



图 2 建模期(1961~1990年)武汉站主要天气模态的海平面气压分布(单位: hPa), h 为频率, qe 为平均量化误差(单位: 1)

Fig. 2 SLP (units: hPa) distributions corresponding to primary weather patterns at Wuhan station during the modeling period (1961–1990). '*h*' denotes the frequency across the SOM (Self-Organizing Map) nodes; 'qe' represents the average quantization error (units: 1)



图 3 建模期(1961~1990年)武汉站主要天气模态对应的逐日降水量(单位: mm)累积概率分布 Fig. 3 Cumulative distribution functions (CDFs) of daily precipitation (units: mm) corresponding to primary weather patterns at Wuhan station during the

modeling period (1961–1990)



图 4 独立检验期(1991~2002年)夏季 SOM 降尺度模拟和观测的(a)武汉、(b)南京、(c)合肥、(d)杭州 4 个代表站雨日降水量 PDF 曲 线和(e) S_{Brier}(单位: 10⁻⁴)、S_s指标盒须图

Fig. 4 Probability distribution function (PDF) curves for the observed and SOM downscaled simulated precipitation at stations (a) Wuhan, (b) Nanjing, (c) Hefei, (d) Hangzhou, and (e) the box plot of Brier score (S_{Brier}) and significance score (S_s) during the independent sample test period (1991–2002)

SBrier 和 Ss 指标,定量考察模拟与观测日降水量概率 分布曲线的偏离和重合程度。图 4e 为所有台站 SBrier 和 Ss 指标的盒须图。由图可见,所有台站 SBrier 均近 似为 0, Ss 全部在 0.8 以上,最大值为 0.95。表明 SOM 降尺度模型能很好模拟日降水量概率分布特征。

3.3.2 降水场空间分布的模拟评估

为评估 SOM 降尺度模型对江淮流域夏季平均 降水场的模拟效果,分别计算6个降水指数与观测 的相对误差百分率、空间相关系数和均方根误差, 如表2所示。所有指数区域多年平均场的偏差数值 都不超过11%,空间相关系数在0.7以上,并且均 方根误差较小。R10mm 和总降水量的模拟效果最 优, 偏差数值在 3%以内, 空间相关系数达到 0.8 以上,夏季总降水量的均方根误差为 78.6 mm,而 区域平均的夏季总降水量为 613.6 mm, 仅占总量的 12.8%。其次为 R1mm 和日降水强度的模拟, SOM 降尺度对区域平均 R1mm 模拟偏多而总降水量模 拟偏少,造成日降水强度为负偏差,但偏差数值都 在 8%以内。降尺度对于两个极端降水指数的模拟 略弱,两者平均偏差在10%左右。极端降水阈值的 区域多年平均值模拟比观测偏低,而由于总降水量 模拟偏少,极端降水贡献率为正偏差。

表 2 独立检验期(1991~2002年)SOM 降尺度模拟与观测的各指数多年平均场的相对误差百分率、空间相关系数和均方根误差。相关系数均通过 99%的信度检验

Table 2 Percentage of relative error, spatial correlation coefficient, and root mean square error between the SOM downscaled simulated and observed precipitation-related indices during the independent sample test period (1991–2002). Correlation coefficients exceed the 99% confidence level

指数	相对误差百分率	相关系数	均方根误差
R1mm	7.47%	0.87	3.3 d
R10mm	1.76%	0.82	1.7 d
PRCPTOT	-2.19%	0.83	78.5 mm
SDII	-7.82%	0.71	2.4 mm d^{-1}
P95	-10.57%	0.73	7.8 mm
R95t	10.02%	0.83	0.06%

图 5 为所有台站各指数的相对误差百分率的 盒须图。由图可见,大部分台站 6 个指数的相对 误差百分率都低于 20%,R10mm 和总降水量多数 台站的偏差在 10%以内。R1mm 和 R10mm 多数台 站模拟为正偏差,偏差中位数分别为 7.1%和 2.1%,负偏差主要出现在区域南部的少数台站(图 略)。夏季总降水量和日降水强度多数台站模拟为 负偏差,偏差中位数分别为-1.8%和-9.6%,因为 多数台站总降水量模拟偏少而 R1mm 模拟偏多, 造成日降水强度除北部少数台站外,基本为全局 负偏差(图略)。对于两个极端降水指数的模拟, 极端降水阈值多数台站模拟偏低,对应 4.3.1 节中 SOM 降尺度对暴雨概率的模拟偏低。极端降水贡 献率多数台站的偏差在 10%左右,基本为全局正 偏差。

综上,SOM 降尺度方法能够较好地模拟江淮流 域夏季各降水指数多年平均场的特征,6个指数区 域平均的偏差都不超过11%,并且空间相关在0.7 以上。多数台站降尺度模拟的R1mm比观测偏多, 偏差在20%以内,R10mm和夏季总降水量的偏差 数值在10%以内,多数台站日降水强度模拟比观 测略弱,偏差不超过15%。降尺度对极端降水也有 一定的模拟能力,多数台站极端降水阈值模拟偏 低,但偏差不超过20%,而极端降水贡献率模拟偏 强,多数台站偏差不超过15%。

3.3.3 降水时间变化的模拟评估

利用指数 I_{MV} 可以评估 SOM 降尺度模型对降 水时间变率的模拟能力。图 6 为 SOM 降尺度模拟



图 5 独立检验期(1991~2002年)SOM 降尺度模拟的台站夏季多年 平均降水日数(R1mm)、中雨日数(R10mm)、总降水量(PRCPTOT)、 日降水强度(SDII)、极端降水阈值(P95)和极端降水贡献率(R95t) 相对误差百分率的盒须图

Fig. 5 Box plot of relative errors' percentages of days of mean summer precipitation greater than 1 mm (R1mm) and 10 mm (R10mm), the total rainfall (PRCPTOT), the simple daily intensity index (SDII), the extreme daily precipitation threshold (P95), and the fraction of total precipitation due to events exceeding the 95th percentile of the climatological wet-day precipitation distribution (R95t) for the SOM downscaled simulation results compared to observed values during the independent sample test period (1991–2002)

较好的多年平均夏季 R1mm、R10mm、总降水量和 极端降水贡献率的 *I*_{MV} 的盒须图。由图可见,R10mm 和极端降水贡献率的时间变率模拟最好,多数台站 的 *I*_{MV} 在 0.5 以内,中位数分别为 0.21 和 0.17,并 且不同台站 *I*_{MV} 的离散程度小。R1mm 和总降水量 的 *I*_{MV} 多数台站低于 1,中位数在 0.5 左右。其次对 于 4 个指数,区域东部台站的 *I*_{MV} 比西部偏高(图 略),说明对降水变率的模拟,东部台站略弱,但 整体上 *I*_{MV} 接近 0,表明 SOM 降尺度模型可以模拟 降水指数序列的时间变率。

4 对 BCC-CSM1.1(m)模式的降尺度 效果评估

进一步将 SOM 降尺度模型应用到 BCC-CSM1.1(m)模式当前气候情景中。将 BCC-CSM1.1 (m)模式中 1986~2005 年夏季的气象要素场代入模 型,从而得到 SOM 降尺度模拟的降水,对比 SOM 降尺度前后的模拟偏差,检验 SOM 降尺度方法相 对于 BCC-CSM1.1(m) 耦合模式模拟能力是否具有 "附加值",即评估 SOM 降尺度方法的有效性。

4.1 日降水量概率分布的模拟评估

为考察 SOM 降尺度模型对日降水量概率分布 的模拟能力,同样选取 4 个代表台站,武汉、南京、 合肥和杭州站,给出 SOM 降尺度、BCC-CSM1.1(m) 模拟和观测的日降水量分布 Q-Q 图,如图 7a-d 所 示。图中横坐标为观测降水量,纵坐标为降尺度和 BCC-CSM1.1(m)模式模拟的降水量。由图可见,降 尺度后除部分尾部的大值降水量与观测略有偏差



图 6 独立检验期 (1991~2002 年) SOM 降尺度模拟和观测的台站夏 季多年平均 R1mm, R10mm, PRCPTOT 和 R95t 的 I_{MV} 指数盒须图 Fig. 6 Box plot of mean summer variability indices I_{MV} of the SOM downscaled simulated and observed R1mm, R10mm, PRCPTOT, and R95t during the independent sample test period (1991–2002)

外,四个台站的日降水量分位数与观测基本一致。 当日降水量达到100 mm 后,武汉站降尺度模拟的 降水量略高于实际观测,偏差在20 mm 以内。杭州 站的日降水量在50~110 mm 之间时,降尺度模拟 的比观测整体偏低,偏差在10 mm 以内。而南京和 合肥站除最大日降水量降尺度模拟比观测偏小外, 其余均与观测一致,最大日降水量的偏差在25 mm 以内。而 BCC-CSM1.1(m)模拟的降水量整体偏小, 特别是大值降水量,当日降水量达到50 mm 后,各 台站降尺度前模拟降水量与实际的偏差普遍超过 50 mm,而降尺度后整体的偏差不超过20 mm。所 以 SOM 降尺度显著提高了模式对降水量 PDF 曲线 尾部特征,即极端降水的模拟能力。

进一步考察降尺度对所有台站日降水量概率 分布的模拟,计算各台站降尺度前后日降水量概率 分布曲线与实际观测的 SBrier 和 Ss 指标。图 7e 为 SOM 降尺度前后所有台站 SBrier 和 Ss 指标的盒须图。 由图可见,虽然降尺度前后所有台站的 SBrier 数值都 近似为 0,但降尺度后的 SBrier 数值基本比降尺度前 减少一个量级。降尺度后 Ss 全部在 0.9 以上,并且 不同台站的 SBrier 和 Ss 指标离散程度小。而 BCC-CSM1.1(m)模拟的 SBrier 不同台站的差异较大, Ss 全 部低于 0.6。所以与全球模式相比,SOM 降尺度改 善了模式对降水量模拟偏弱的缺陷,提高了模式对 日降水量概率分布的模拟能力。

4.2 降水场空间分布的模拟评估

为对比评估降尺度前后降水场的空间分布的 模拟能力,同样计算上文6个降水指数模拟与观测 的相对误差百分率。图 8 为降尺度前后各指数相对 误差百分率的盒须图。可以看到,降尺度后,所有 台站6个降水指数的相对误差百分率均小于耦合模 式,偏差基本在20%以内并且不同台站偏差离散程 度减小,说明 SOM 降尺度对降水频率和降水强度 以及极端降水的模拟均优于 BCC-CSM1.1(m)。降尺 度后 R1mm 和 R10mm 为全局正偏差,偏差中位数 在10%左右,而降尺度前模式对多数台站 R1mm 模 拟的偏差超过 40%, R10mm 则为很大的负偏差, 多数台站超过 45%,降尺度后偏差减小了 40%~ 50%,提高了模式对干湿日频率的模拟。降尺度对 总降水量和平均日降水强度的模拟改善尤为明显, 图9给出降尺度前后总降水量和日降水强度的相对 误差分布图。由图可见,除东部个别台站外, SOM 降尺度模拟的夏季总降水量比观测偏多,多数台站



图 7 SOM 降尺度(SOM-SD)和 BCC-CSM1.1(m)模拟的(a)武汉、(b)南京、(c)合肥和(d)杭州站 1986~2005 年夏季逐日降水量和观测降水量 Q-Q 图及(e)所有台站日降水量概率分布曲线的 S_{Brier}和 S_s 盒须图

Fig.7 Quantile–Quantile (Q-Q) plots between observed and simulated summer daily precipitation during 1986–2005 [both SOM downscaled (SOM-SD) and raw BCC-CSM1.1(m) outputs] at stations (a) Wuhan, (b) Nanjing, (c) Hefei, (d) Hangzhou, and (e) box plot of S_{Brier} and S_{s}

偏差在 15%以内。对于日降水强度,除西南部的少数台站为正偏差,其他台站为负偏差,数值多在 5%以内。BCC-CSM1.1(m)模拟的总降水量和日降水强 度均为全局很大的负偏差。GCMs 普遍存在降水过 于频繁,导致模拟的降水强度偏低 (Sun et al., 2006),而 SOM 降尺度改善了模式对降水量模拟偏 少和降水频率偏大的缺陷,提高了模拟的准确性。 对于极端降水的模拟,降尺度后多数台站的日极端 降水阈值比实际偏低,偏差在10%以内,正偏差出 现在西部的个别台站(图略),而模式模拟的极端 降水阈值为很大的负偏差。

值得注意的是,虽然 BCC-CSM1.1(m)对极端降 水贡献率的模拟偏差小于其他 5 个指数,但由于 BCC-CSM1.1(m)模拟的极端降水阈值偏小,总降水



图 8 SOM 降尺度和 BCC-CSM1.1(m)模式模拟的台站夏季多年(1986~2005年)平均 R1mm、R10mm、PRCPTOT、SDII、P95和 R95t 的相对误差 百分率的盒须图。红色: SOM 降尺度; 蓝色: BCC-CSM1.1(m)

Fig. 8 Box plot of relative errors' percentages of the simulated (both SOM downscaled and raw BCC-CSM1.1(m) outputs) mean R1mm, R10mm, PRCPTOT, SDII, P95, and R95t compared to observations during summer for the period 1986-2005. Red: SOM downscaled; blue: BCC-CSM1.1(m)



图 9 (a、c) SOM 降尺度和 (b、d) BCC-CSM1.1(m)模式模拟的夏季多年(1986~2005年) 平均的 (a、b) PRCPTOT 和 (c、d) SDII 相对误差百 分率(单位:%)空间分布

Fig. 9 Distributions of relative errors' percentages (units: %) of mean (a, b) PRCPTOT and (c, d) SDII for the (a, c) SOM downscaled simulated and (b, d) raw BCC-CSM1.1(m) outputs compared to observations during summer for the period 1986-2005

量也偏小,故由此计算得到的极端降水贡献率偏差 不高,并无实际意义,即不能说明其对极端降水贡 献率的模拟较好。降尺度后,极端降水阈值和总降 水量均接近观测值,所以得到的极端降水贡献率偏 差较小,多数台站在10%以内。

进一步利用泰勒图分析方法,考察降尺度前后 降水指数空间分布的模拟效果。图 10 为降尺度前 后模拟与观测的6个降水指数的泰勒图。图中采用

的数据是 SOM 降尺度模拟 BCC-CSM1.1(m) 模拟 的多个降水指数与观测降水指数的相关系数、相对 标准差以及均方根误差, SOM 降尺度模拟的结果 以红色表示, BCC-CSM1.1(m)以蓝色表示。可以看 出,降尺度前所有指数与观测的相关系数均低于 0.5, 其中总降水量, 日降水强度和极端降水阈值还 出现负相关,而降尺度后6个指数与观测场的空间 相关系数均在 0.9 以上。降尺度后 6 个指数的相对



图 10 SOM 降尺度和 BCC-CSM1.1(m) 模式模拟与观测的多年(1986~2005 年)平均 6 个降水指数的泰勒图 Fig. 10 Taylor diagram of six mean summer precipitation-related indices between the observed and simulated (both SOM downscaled and raw BCC-CSM1.1 (m) outputs) values during 1986–2005

标准差均在 1.0~1.5 之间,说明降尺度后模拟场与 观测场的空间变率相似,而降尺度前除极端降水贡 献率外,其余的 5 个指数的相对标准差与参考点偏 离较大。对于均方根误差,6 个指数对应的数值均 在 0.5 以下,其中 R1mm、R10mm 和总降水量的均 方根误差在 0.25 以下,都比降尺度前有很大提高, 说明 SOM 降尺度对 6 个降水指数的空间分布有较 强的模拟效果,与 BCC-CSM1.1(m)模式相比有很大 的提高。

综上,SOM 降尺度方法对降水场的空间分布具 有较好的模拟效果。降尺度后所有台站各降水指数 的相对误差百分率在20%以内,多数台站R10mm、 总降水量和日降水强度的偏差在10%以内,与 BCC-CSM1.1(m)模拟相比,偏差减小了40%~60%。 降尺度后各降水指数气候场的空间相关系数均达 到0.9,相对标准差接近1.0并且均方根误差在0.5 以下。表明降尺度改善了模式对极端降水模拟偏弱 的缺陷,提高了模拟的准确性。

5 结论和讨论

本文引入一种基于 SOM 的统计降尺度方法, 利用 1961~1990 年 ERA-40 数据和台站观测降水建 立降尺度模型,通过独立样本检验该模型在江淮流 域的模拟性能;进一步将 SOM 应用于 BCC-CSM1.1 (m) 模式,评估 SOM 降尺度方法是否具有"附加

值",具体结论如下:

(1)通过降尺度目标台站所在区域的7个气象 变量组成的逐日天气模态的 SOM 训练,可以得到 20种频率分布较均匀,并且量化误差都低于10的 主要天气模态,在此基础上,建立主要天气模态与 各台站降水条件概率分布的关系,可以实现 SOM 降尺度建模。

(2)独立样本检验表明 SOM 降尺度模拟的降水量与观测降水量具有较一致的日降水概率分布,所有降水指数区域平均的偏差不超过 11%,空间相关在 0.7 以上,均方根误差较小,降尺度对极端降水也具有一定的模拟能力,并且能够在一定程度上模拟出江淮流域夏季降水的时间变率,多数台站的中雨日数和极端降水贡献率的 *I*_{MV} 指数在 0.5 以内。

(3)将 SOM 降尺度模型运用到 BCC-CSM1.1(m) 模式中,降尺度后的日降水概率分布与观测基本一 致,显著改善了模式对极端降水模拟偏弱的缺 陷,对不同降水指数的模拟较 BCC-CSM1.1(m)模式 显著提高,降尺度后所有台站各降水指数的相对误 差百分率与模式相比减小了 40%~60%,空间相关 系数均提高到 0.9,相对标准差接近 1.0,并且均方 根误差在 0.5 以下,提高了模式对降水的模拟能力。

SOM 统计降尺度方法利用 SOM 在识别大气真 实天气模态及其演变过程中的优势,建立主要天气 模态与局地降水条件分布函数的非线性、多模态的 关系,相比其他统计降尺度方法建立的单一关系更为稳定,并且认为将该方法应用于未来降水预估时,天气型及其与局地降水的关系不会变化,但每种天气型在未来的发生频率变化,进而使降水发生变化。Ning et al. (2012b)在研究中指出,利用该方法建立的降尺度模型具有一定的平稳性。未来利用该方法进行江淮流域降水预估时,还需进一步研究。综上,将 SOM 降尺度方法引入到江淮流域的降水研究中,实现了逐日降水的降尺度,对 BCC-CSM1.1(m)模拟结果的降尺度应用表明,该方法显著提高模式对日降水概率分布、特别是降水 PDF 曲线尾部特征的模拟能力,改善了极端降水场的模拟能力,为提高未来预估能力提供了基础。

参考文献(References)

- Chen W L, Jiang Z H, Li L. 2011. Probabilistic projections of climate change over China under the SRES A1B scenario using 28 AOGCMs [J]. J. Climate, 24 (17): 4741–4756, doi:10.1175/2011JCLI4102.1.
- 陈晓晨, 徐影, 许崇海, 等. 2014. CMIP5 全球气候模式对中国地区降水 模拟能力的评估 [J]. 气候变化研究进展, 10 (3): 217–225. Chen Xiaochen, Xu Ying, Xu Chonghai, et al. 2014. Assessment of precipitation simulations in China by CMIP5 multi-models [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 10 (3): 217–225, doi:10.3969/j. issn.1673-1719.2014.03.011.
- 陈晓晨, 徐影, 姚遥. 2015. 不同升温阈值下中国地区极端气候事件变 化预估 [J]. 大气科学, 39 (6): 1123–1135. Chen Xiaochen, Xu Ying, Yao Yao. 2015. Changes in climate extremes over China in a 2°C, 3°C, and 4°C warmer world [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (6): 1123–1135, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1502.14224.
- Chu J E, Hameed S N, Ha K J. 2012. Nonlinear, intraseasonal phases of the East Asian summer monsoon: Extraction and analysis using Self-Organizing Maps [J]. J. Climate, 25 (20): 6975–6988, doi:10.1175/ JCLI-D-11-00512.1.
- 崔妍, 江志红, 陈威霖. 2010. 典型相关分析方法对 21 世纪江淮流域极 端降水的预估试验 [J]. 气候变化研究进展, 6 (6): 405–410. Cui Yan, Jiang Zhihong, Chen Weilin. 2010. Projection of extreme precipitation events in the 21st century in the Changjiang–Huaihe River valley based on canonical correlation analysis [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 6 (6): 405–410.
- Ding Y H. 1994. Monsoons over China [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 11 (2): 252–252, doi:10.1007/BF02666553.
- 范丽军, 符淙斌, 陈德亮. 2005. 统计降尺度法对未来区域气候变化情 景预估的研究进展 [J]. 地球科学进展, 20 (3): 320–329. Fan Lijun, Fu Congbin, Chen Deliang. 2005. Review on creating future climate change scenarios by statistical downscaling techniques [J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 20 (3): 320–329, doi:10.11867/j.issn.1001-8166.2005.03.0320.
- 范丽军, 符淙斌, 陈德亮. 2007. 统计降尺度法对华北地区未来区域气

温变化情景的预估 [J]. 大气科学, 31 (5): 887–897. Fan Lijun, Fu Congbin, Chen Deliang. 2007. Estimation of local temperature change scenarios in North China using statistical downscaling method [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (5): 887–897, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.05.12.

- Frich P, Alexander L V, Della-Marta P, et al. 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century [J]. Climate Research, 19: 193–212, doi:10.3354/cr019193.
- Fu G B, Liu Z F, Charles S P, et al. 2013. A score-based method for assessing the performance of GCMs: A case study of southeastern Australia [J]. J. Geophys. Res., 118 (10): 4154–4167, doi:10.1002/jgrd. 50269.
- 高学杰, 徐影, 赵宗慈, 等. 2006. 数值模式不同分辨率和地形对东亚降 水模拟影响的试验 [J]. 大气科学, 30 (2): 185–192. Gao Xuejie, Xu Ying, Zhao Zongci, et al. 2006. Impacts of horizontal resolution and topography on the numerical simulation of East Asian precipitation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (2): 185–192, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.02.01.
- Gleckler P J, Taylor K E, Doutriaux C. 2008. Performance metrics for climate models [J]. J. Geophys. Res., 113 (D6): D06104, doi: 10.1029/2007JD008972.
- 郭彦,李建平. 2012. 一种分离时间尺度的统计降尺度模型的建立和应用——以华北汛期降水为例 [J]. 大气科学, 36 (2): 385–396. Guo Yan, Li Jianping. 2012. A time-scale decomposition statistical downscaling model: Case study of North China rainfall in rainy season [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (2): 385–396, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11045.
- Hewitson B C, Crane R G 2002. Self-Organizing maps: Applications to synoptic climatology [J]. Climate Research, 22 (1): 13–26, doi:10.3354/ cr022013.
- Hewitson B C, Crane R G. 2006. Consensus between GCM climate change projections with empirical downscaling: Precipitation downscaling over South Africa [J]. International Journal of Climatology, 26 (10): 1315– 1337, doi:10.1002/joc.1314.
- 胡娅敏, 丁一汇. 2009. 2000 年以来江淮梅雨带北移的可能成因分析 [J]. 气象, 35 (12): 37-43. Hu Yamin, Ding Yihui. 2009. Possible reasons for northward shift of Meiyu belt in Yangtze-Huaihe River region during 2000-2005 [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 35 (12): 37-43, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2009.12.005.
- 黄海玲, 江志红, 王志福, 等. 2015. CMIP5 模式对东亚 500 hPa 高度场 主要模态时空结构模拟能力的评估 [J]. 气象学报, 73 (1): 110–127. Huang Hailing, Jiang Zhihong, Wang Zhifu, et al. 2015. The evaluation of the 500 hPa geopotential height's main modes in East Asia as done by the CMIP5 models [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 73 (1): 110–127.
- 贾小龙,陈丽娟,李维京,等. 2010. BP-CCA 方法用于中国冬季温度和 降水的可预报性研究和降尺度季节预测 [J]. 气象学报, 68 (3): 398–410. Jia Xiaolong, Chen Lijuan, Li Weijing, et al. 2010. Statistical downscaling based on BP-CCA: Predictability and application to the winter temperature and precipitation in China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 68 (3): 398–410.
- 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, doi:10.3878/j.issn.1006-9895. 2009.01.10.

- Kohonen T. 1982. Self-Organized formation of topologically correct feature maps [J]. Biological Cybernetics, 43 (1): 59–69, doi:10.1007/ BF00337288.
- Kohonen T. 2000. Self-Organizing Maps [M]. 3rd ed. Berlin: Springer, 153–160.
- Lall U, Sharma A. 1996. A nearest neighbor bootstrap for resampling hydrologic time series [J]. Water Resour. Res., 32 (3): 679–693, doi:10.1029/95WR02966.
- 梁萍, 丁一汇, 何金海. 2008. 长江下游夏季降水与东亚夏季风及春季 太平洋海温的关系 [J]. 高原气象, 27 (4): 772–777. Liang Ping, Ding Yihui, He Jinhai. 2008. Relations between summer rainfall over the lower reach of Yangtze River and East Asian summer monsoon as well as sea surface temperature over the Pacific in spring [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27 (4): 772–777.
- Ning L, Mann M E, Crane R, et al. 2012a. Probabilistic projections of climate change for the mid-Atlantic region of the United States: Validation of precipitation downscaling during the historical Era [J]. J. Climate, 25 (2): 509–526, doi:10.1175/2011JCLI4091.1.
- Ning L, Mann M E, Crane R, et al. 2012b. Probabilistic projections of anthropogenic climate change impacts on precipitation for the mid-Atlantic region of the United States [J]. J. Climate, 25 (15): 5273–5291, doi:10.1175/JCLI-D-11-00565.1.
- Perkins S E, Pitman A J, Holbrook N J, et al. 2007. Evaluation of the AR4 climate models' simulated daily maximum temperature, minimum temperature, and precipitation over Australia using probability density functions [J]. J. Climate, 20 (17): 4356–4376, doi:10.1175/JCLI4253.1.
- Radić V, Clarke G K C. 2011. Evaluation of IPCC models' performance in simulating late-twentieth-century climatologies and weather patterns over North America [J]. J. Climate, 24 (20): 5257–5274, doi:10.1175/JCLI-D-11-00011.1.
- Santer B D, Taylor K E, Gleckler P J, et al. 2009. Incorporating model quality information in climate change detection and attribution studies [J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of

America, 106 (35): 14778-14783, doi:10.1073/pnas.0901736106.

- Sun Y, Solomon S, Dai A G, et al. 2006. How often does it rain? [J] J. Climate, 19 (6): 916–934, doi:10.1175/JCLI3672.1.
- Taylor K E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram [J]. J. Geophys. Res., 106 (D7): 7183–7192, doi:10.1029/2000JD900719.
- Trenberth K E. 1998. Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates and climate change [J]. Climatic Change, 39 (4): 667–694, doi:10.1023/A:1005319109110.
- Trenberth K E, Dai A G, Rasmussen R M, et al. 2003. The changing character of precipitation [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 84 (9): 1205–1217, doi:10.1175/BAMS-84-9-1205.
- Uppala S M, Kållberg P W, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 re-analysis [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131 (612): 2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176.
- 王翼, 江志红, 宋洁, 等. 2008. 基于全球模式对中国极端气温指数模拟 的评估 [J]. 地理学报, 63 (3): 227–236. Wang Ji, Jiang Zhihong, Song Jie, et al. 2008. Evaluating the simulation of the GCMs on the extreme temperature indices in China [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 63 (3): 227–236.
- Wang Y D, Jiang Z H, Chen W L. 2015. Performance of CMIP5 models in the simulation of climate characteristics of synoptic patterns over East Asia [J]. J. Meteor. Res., 29 (4): 594–607, doi:10.1007/s13351-015-4129-4.
- 许崇海, 罗勇, 徐影. 2010. 全球气候模式对中国降水分布时空特征的评 估和预估 [J]. 气候变化研究进展, 6 (6): 398-404. Xu Chonghai, Luo Yong, Xu Ying. 2010. Assessment and projection for spatial-temporal distribution of precipitation in China based on Global Climate Models [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 6 (6): 398-404.
- Yin C H, Li Y P, Ye W, et al. 2011. Statistical downscaling of regional daily precipitation over Southeast Australia based on self-organizing maps [J]. Theor. Appl. Climatol., 105 (1–2): 11–26, doi:10.1007/s00704-010-0371-y.
- Zhang X B, Alexander L, Hegerl G C, et al. 2011. Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data [J].
 Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change, 2 (6): 851–870, doi:10.1002/wcc.147.
- Zhu C W, Park C K, Lee W S, et al. 2008. Statistical downscaling for multi-model ensemble prediction of summer monsoon rainfall in the Asia–Pacific region using geopotential height field [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 25 (5): 867–884, doi:10.1007/s00376-008-0867-x.