

刘绿柳, 任国玉. 百分位统计降尺度方法及在 GCMs 日降水订正中的应用[J]. 高原气象, 2012, 31(3): 715-722.

百分位统计降尺度方法及在 GCMs 日降水订正中的应用

刘绿柳¹⁻², 任国玉¹⁻²

(1. 中国气象局 国家气候中心, 北京 100081; 2. 中国气象局气候研究开放实验室, 北京 100081)

摘要: 在格点观测的逐日降水量数据基础上, 采用百分位统计降尺度方法对全球气候模式(GCM)输出的日降水量进行了订正处理。5种订正方案的比较结果表明, 取12个百分位数进行日降水量订正是合理的。观测资料与3个GCMs订正前后全国平均年、季降水量空间分布以及主要流域平均年、月和日降水序列多年平均、变化趋势及概率密度的对比分析表明: (1)统计降尺度处理可在一定程度上降低GCMs模拟的降水量偏差, 特别是中国中部、长江以南和东北部分地区, 对德国马普研究所的海气耦合模式(MPI/ECHAM5)模拟的降水量订正效果最显著; (2)GCMs统计降尺度处理的降水量季节分布特征与观测更为接近, 所有流域MPI/ECHAM5订正的降水量优于或接近直接输出结果; (3)与GCM直接输出的降水相比, 部分流域经统计降尺度处理后降水量变化趋势与观测的一致性有所增加, 但不明显; (4)当日降水量 <30 mm时, 订正的降水量与观测的偏差明显减小; 当日降水量 >30 mm时, 部分流域由负偏差转为正偏差。由于GCMs结构和降尺度方法的局限性, 在用于具体流域未来气候变化预估及气候变化影响评估时, 应选择尽可能多的、模拟能力强的GCMs数据, 以包含尽可能多的模拟气候情景。

关键词: 统计降尺度; 百分位订正; 日降水量; 全球气候模式; 气候变化

文章编号: 1000-0534(2012)03-0715-08 **中图分类号:** P413 **文献标志码:** A

1 引言

全球气候模式(GCMs)是提供未来气候趋势预估的有效方法, 能够较好地模拟出全球或大陆尺度最重要的平均特征, 特别是能较好地模拟高层大气场、近地面气温和大气环流^[1]。但其较粗的水平分辨率则难于给出区域气候的细节, 使得区域尺度研究结果存在很大的不确定性, 从而限制了与大部分影响评估模型的直接耦合^[2-4], 无法满足实际应用的需要。因此在用于流域/区域或局地尺度气候变化原因和气候影响评估时, 人们提出了各种降尺度方法, 将GCM输出的大尺度、低分辨率的信息转化为区域尺度的地面气候变化信息^[5], 从而得到较高的时空分辨率数据。

目前发展的降尺度技术可概括为动力降尺度与统计降尺度两类^[6]。动力降尺度物理意义明确, 能应用于任何地方而不受观测资料的影响, 也可应用

于不同的分辨率模拟更精确的物理过程。其缺点是计算量大、耗时多, 进行区域气候集合预估工作量非常大。目前的区域气候模式(RCMs)物理过程尚不完善, 不可能无限地提高区域模式的分辨率, 使之适合地形复杂、气候差异大的小尺度气候模拟的需要^[7]。另外, 高分辨率的模式对降水等要素模拟的系统误差比较大, 导致影响评估结果具有更大的不确定性。统计降尺度方法的优点是计算量小、耗时少, 能够直接与区域观测信息相结合, 可灵活应用于特定研究目的。如应用于气候影响评估时, 较低的计算资源就能够提供集合预估结果。由于统计降尺度方法的这些特点, 使其在近10多年得到快速发展, 相继出现了一些成熟的降尺度模型, 并用于区域气候变化预估及影响评估工作^[8], 如SDSM (Statistical DownScaling Model)^[9]、BCC/RCG-WG (Beijing Climate Center/Regional Climate Group-Weather Generator)^[10]等。SDSM能够较

收稿日期: 2010-12-15; 定稿日期: 2011-09-22

基金项目: 水利部公益性行业科研经费项目(200801001); 公益性行业(气象)科研专项经费项目(GYHY201006038)共同资助

作者简介: 刘绿柳(1973-), 女, 河北衡水人, 副研, 主要从事气候变化影响评估和水文模拟研究。E-mail: liull@cma.gov.cn

好地模拟日气温,但对于日降水量统计降尺度处理时存在一定局限性^[5, 11]; BCC/RCG-WG 是针对中国气候特点开发的随机天气发生器,可生成最高气温、最低气温、降水量和日照时数的逐日序列,用于气候变化影响评估和极端气候事件的研究^[12-14]。

固定比例法(即 Delta 方法)是以月或季为时间尺度,基于 GCMs 计算的月或季节平均的气候要素值和过去的气候观测值,在基准期观测序列基础上,同月或同季节按固定 Delta 值计算未来的气候要素。该方法忽略了降水的时间分布特征和极端事件的量级、频率等统计特征。在应用该方法研究气候变化对径流影响评估时, GCMs 预估的强降水增加使得径流量增加,在强降水事件增加而年降水量减少的情景下,固定比例方法可能高估了平均年径流的减少量。日比例法的提出在一定程度上克服了这一局限性。其中一种方法是将时间尺度从月或季缩小到日,也就是将未来的日降水变化形态应用于基准期。由于应用同样的参考期序列,该方法仍然没有考虑气候要素的时间变化特征,但可以描述不同等级降水量的不同变化^[15]。基于百分位的日比例法则克服了前两种比例法的局限性,能够描述不同等级降水量的不同变化,也可以描述降水的时间变化特征,可用于不同 GCMs 不同排放情景的集合研究,有效地再现随机气候,用于驱动影响评估模型并评估气候变化预估的不确定性^[16]。

本研究尝试将百分位比例法用于 3 个 GCMs 的日降水量统计降尺度研究,以期得到具有较高时空分辨率和模拟精度的降水数据,为中国区域或主要流域的未来气候变化预估及气候变化影响评估提供基础气候数据。

2 资料选取

2.1 观测资料

观测降水资料来源于 Xie et al^[19]基于 2 200 个测站采用最优插值和地形订正的方法获得的

1962—2002 年东亚地区(5°—60°N, 65°—155°E) 0.5°×0.5°逐日降水数据。中国境内的观测数据来自中国气象局 1951—2003 年 700 多个测站和黄河水利委员会 1930—1997 年约 1 000 个水文观测站的观测资料。其插值方法可概括为以下几步:

(1) 计算 1978—1997 年各测站逐日降水量多年平均值,然后用最优插值方法进行插值;

(2) 应用 PRISM(Parameter-Elevation Regressions on Independent Slopes Model)对其进行地形订正;

(3) 计算各测站某日降水量与多年平均值的比值,然后用最优插值方法对其进行插值;

(4) 用插值后的格点比值与相应格点逐日降水量多年平均值相乘,得到该日降水量。

2.2 GCMs 资料

从过去到现在已有许多可信度较高的观测资料用于研究降水或径流的季节变化。本研究旨在为未来气候变化预估及气候变化影响评估提供具有较高可信度的气候资料,考虑到 IPCC AR4 官方网站提供的 GCMs 降水资料只有 3 个模式拥有 20 世纪控制试验期和 IPCC SRES A2、A1B 和 B1 三种排放情景下 21 世纪完整的逐日降水量序列,因此重点对这 3 个模式的降水量进行统计降尺度和控制试验期降尺度效果评估。关于 21 世纪的降水预估结果及其在气候变化影响评估中的应用,将另文介绍。这 3 个模式是 CSIRO-MK3_5(简称 CSIRO)、MPI-ECHAM5(简称 MPI)和 NCAR-CCSM3_0(简称 NCAR),表 1 列出了各模式的基本特征。其中 CSIRO 和 MPI 控制试验期取 1961—2000 年,NCAR 取 1961—1999 年,订正时统一取 1962—1999 年。

3 降尺度方法

3.1 方法介绍

基于百分位的订正属于逐日比例法,是一种相

表 1 各模式的基本参数和情景选择

Table 1 Basic model parameters of different GCMs and scenarios used in this study

模式名称	国家	大气模式	海洋模式	海冰模式	陆面模式	情景
NCAR-CCSM3_0	美国	CAM3 T85L26 1.4°×1.4°	POP1.4.3 L40 (0.3~1.0)°×1.0°	CSIM5.0 T85	CLM3.0	20C3M, A2, A1B, B1
CSIRO-MK3_5	澳大利亚	T63L18 1.875°×1.875°	MOM2.2 L31 1.875°×0.925°	— 1.875°×1.875°	—	20C3M, A2, A1B, B1
MPI-ECHAM5	德国	ECHAM5 T63L32 2.0°×2.0°	MPIOM L41 1.0°×1.0°	MPIOM	—	20C3M, A1B

对简单的统计降尺度方法。首先将日降水量分成两部分, 即样本空间中超过 99.5% 百分位数的极端强降水和除极端强降水之外的样本。

具体步骤如下:

(1) 将 GCMs 模拟的降水插值到 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 网格点, 以便与观测数据的空间分辨率相匹配。

(2) 定义 $0.1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 为干湿日降水量临界值, 降水量 $<$ 临界值为干日, 降水量 $>$ 临界值为湿日。订正时只对湿日降水量进行计算并订正。

(3) 分别计算观测的降水量和相应时段 GCMs 模拟降水的 99.5% 百分位数值, 作为极端强降水临界值, 提取强降水数据。

(4) 应用以下公式对 99.5% 极端强降水量订正。

用公式(1)计算订正系数:

$$\alpha = \frac{P_{\text{obs}}}{P_{\text{gcm20}}}, \quad (1)$$

用公式(2)计算订正降水量:

$$P_{\text{fut}} = \alpha \times \text{GCM}_{\text{fut}}, \quad (2)$$

式中: P_{obs} 为基准期观测降水量百分位数值; P_{gcm20} 为 GCM 模拟的基准期百分位数值; GCM_{fut} 为 GCM 模拟的超过临界值的降水量; P_{fut} 为 GCM 订正降水量。

(5) 对于其他数据应用式(1)按月依次计算各百分位订正系数, 然后应用式(2)对每个百分位区间的日降水量进行订正。

3.2 百分位取值方案确定

对去掉 $>99.5\%$ 极端强降水后的 GCMs 各月降水日序列进行订正, 对其订正结果加以比较, 以确定合理的百分位取值。共包括 5 个订正方案, 分别取 9, 12, 14, 17 和 26 个百分位数, 依次记为 P1, P2, P3, P4 和 P5, 具体百分位数取值见表 2。因为日降水量属于非正态分布^[18-20], 因此订正方案中小降水量对应的百分位取值稀疏, 大降水量对应的百分位取值则较密集。

下面比较 GCMs 降水订正前后与观测的降水量比值以确定合适的订正方案。图 1 给出了观测的降水量与 GCMs 订正前后平均年降水量比值空间分布(各季节降水量比值空间分布图略)。与 P1 方案订正的降水结果相比, P2 方案订正的降水与观测的比例接近 1.0, 空间分布范围更大, 且与 P3, P4, P5 订正的降水量和观测的降水量比值的空间分布非常接近。

表 2 百分位取值方案

Table 2 Schemes of percentile value

方案	百分位取值
P1	10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90
P2	10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 85, 90, 95, 99
P3	5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 85, 90, 95, 99
P4	10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 85, 90, 93, 95, 96, 97, 98, 99, 99.9
P5	10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75, 80, 85, 90, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 99.9

3 个 GCMs 直接模拟的年降水量均表现为长江以南偏少, 西北地区偏多, 中部和东北地区与观测的最为接近。订正结果表明 MPI 订正效果最好, 订正后中国中部和东北部的降水量与观测的非常接近, 西北地区订正的降水量效果不明显。CSIRO 和 NCAR 订正的降水量在长江以南地区与观测偏差较小, 在北方地区偏差较大。

GCMs 直接模拟的春季降水量在中国西部和东北部偏少, 订正后略有改善, 但不明显。中部和东南部降水量的订正效果明显, 但 MPI 和 CSIRO 订正的降水量仍略偏少, NCAR 则略偏多。GCMs 直接模拟的夏季降水量和订正情况均与春季相似, 但订正后的降水量与观测的更为接近。GCMs 直接模拟的秋季降水量在中国大部分地区偏多, 订正后大部分地区的降水量与观测的接近, 但西北部地区订正的效果不明显。GCMs 直接模拟的冬季降水量在长江以南地区偏少、西北地区偏多。订正后的降水量与观测的更为接近, 但订正后 NCAR 和 CSIRO 在中国大部分地区的降水偏多。

因此, 除 P1 外的几个方案均是合理的, 年降水量、秋季和冬季降水量订正效果较好, 特别是长江以南和中国东部、东北地区的订正效果更佳。考虑到计算耗时, 采用 P2 方案对 3 个 GCMs 逐日降水量进行订正。

4 统计降尺度结果可靠性分析

4.1 数据处理

对于网格化观测资料(XiePP)以及 CSIRO、MPI、NCAR 3 个模式直接输出和订正降水量资料, 首先应用算术平均方法分别计算中国 10 大流域面积平均的逐日降水量, 然后利用各流域平均逐

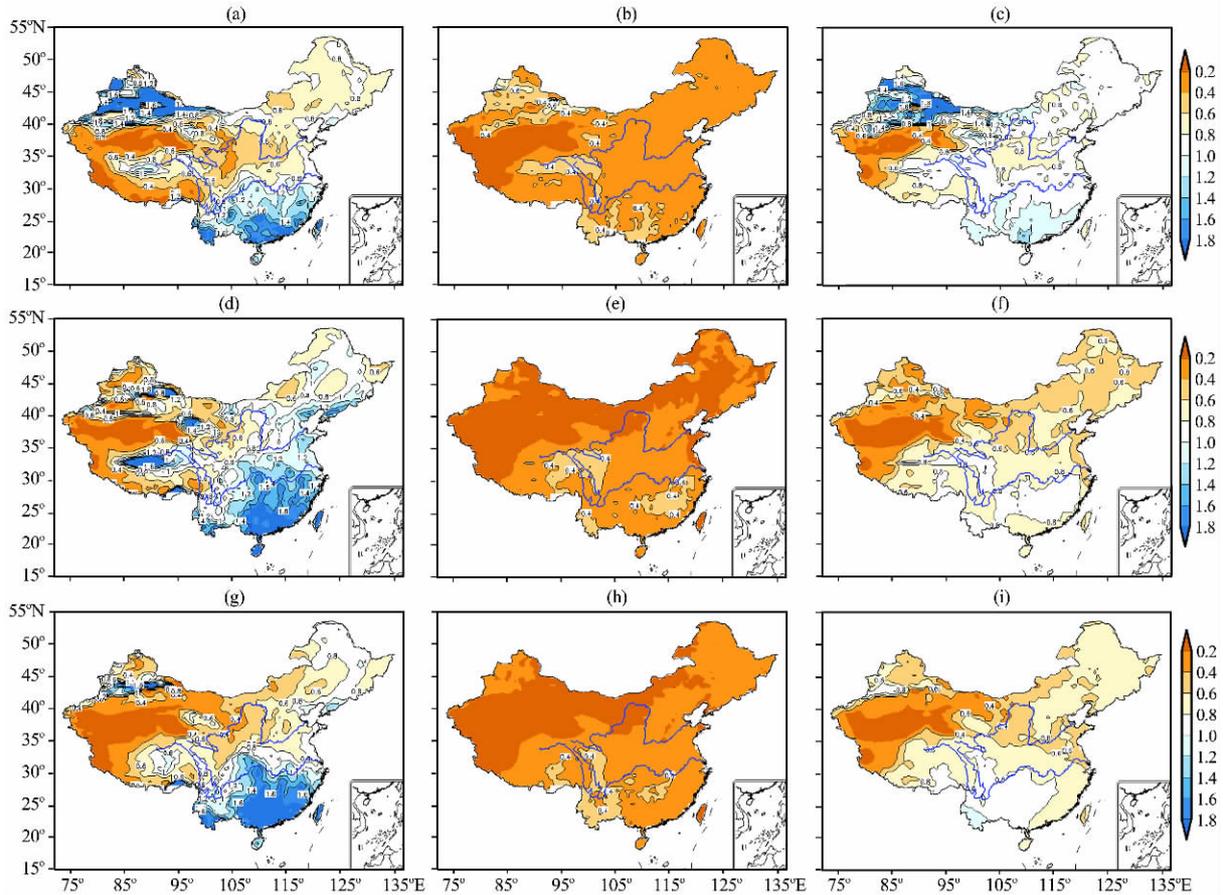


图 1 1962—1999 年观测与 GCMs 订正前后的平均年降水量比值的空间分布

(a) 观测值/MPI 模拟值, (b) 观测值/P1 对应的 MPI 订正值, (c) 观测值/P2 对应的 MPI 订正值, (d)~(f) 同 (a)~(c), 但为 CSIRO, (g)~(i) 同 (a)~(c), 但为 NCAR

Fig. 1 Distribution of the ratio of annual precipitation between the observed and simulated in 1962—1999.

(a) the observed and MPI simulated values, (b) the observed and MPI corrected values by P1, (c) the observed and MPI corrected values by P2, (d)~(f) same as (a)~(c), but for CSIRO, (g)~(i) same as (a)~(c), but for NCAR

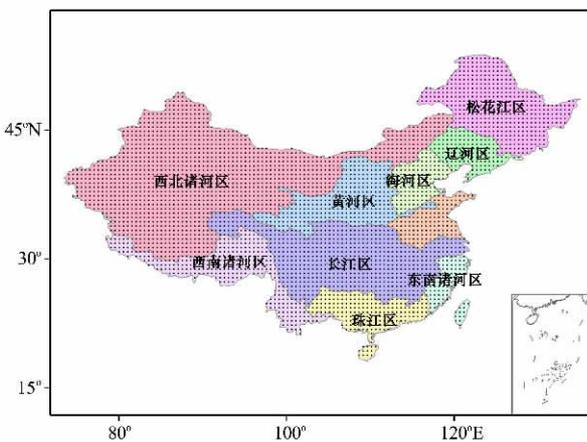


图 2 中国 10 大流域和 0.5°×0.5°网格点分布

Fig. 2 Distributions of ten large river basins and the grids with the horizontal resolution of 0.5°×0.5°

日降水量序列, 计算各流域多年平均的年、月降水量。图 2 给出了 10 大流域的地理位置和流域内 0.5°×0.5° 网格点分布。

4.2 平均年降水量

在气候变化影响下水文情景的预估研究通常是分析预估时段相对基准期的水文变化量或变化率, 而不是直接分析气候变化情景下的水文变量预估。图 3 给出了各流域 1992—1999 年多年平均降水量相对于 1962—1991 年平均值的距平百分率。3 个 GCMs 订正降水能力在不同流域存在差异, 具体表现为松花江、辽河、淮河和黄河流域 MPI 订正的年降水量距平百分率偏差最小, 而东南诸河和海河流域 CSIRO 订正的降水量偏差最小。西北、西南诸河、淮河、黄河、长江和海河流域 NCAR 订正的年降水量距平百分率与观测值更为接近。CSIRO

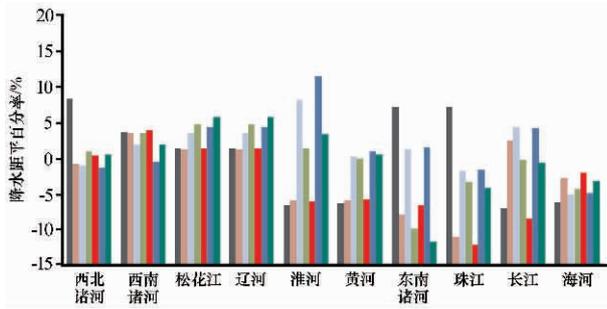


图 3 1992—1999 年观测和 GCMs 订正前后各流域平均年降水量距平百分率(相对于 1962—1991 年)

Fig. 3 Comparison of anomaly percentage of the observed annual precipitation in 1992—1999 in different river basins with the simulated and corrected ones from GCMs (relative to 1962—1991)

直接输出的降水量距平百分率变化方向在 6 个流域与观测一致, 订正后有 5 个流域的降水量距平变化方向与观测一致。MPI 模式订正的降水量距平变化方向与观测一致的流域个数有所增加, 由原来的 7 个增加到 8 个, 而 NCAR 模式也由 4 个增加到 6 个。总体表现为 1992—1999 年相对基准期的降水量距平变化方向与观测更为一致, 但部分流域降水量变化百分率偏差反而增大, 如东南诸河和珠江流域。

图 4 给出了观测、GCMs 直接模拟和订正的年降水量在 1962—1999 年的标准差, 与其他两个模式相比, MPI 订正的降水标准差在所有流域最接近观测值, 即订正后的年降水量年际变率较 MPI 直接输出与观测的偏差更小。与 GCMs 直接输出的降水量相比, NCAR 订正的降水量年际变率在西南诸河、黄河、东南诸河、珠江、长江和海河流域更

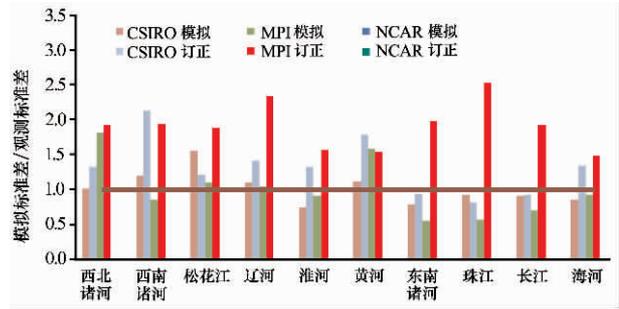


图 4 1962—1999 年 GCMs 订正前后各流域平均年降水量标准差与观测标准差之比

Fig. 4 Ratio of standard deviation of the observed annual precipitation of GCMs from simulation/correction to observation in different river basins in 1962—1999

接近观测值, 而 CSIRO 订正的降水量在所有流域内年际变率偏差增大。对于大部分流域 MPI 订正的降水量与观测的更为接近, 优于 GCMs 直接输出的降水量, 而 CSIRO 和 NCAR 只在个别流域优于 GCMs 直接输出的降水量。

4.3 平均月降水量

图 5 给出了 GCMs 订正前后东南诸河和珠江流域 1962—1999 年多年平均月降水量与观测值的对比曲线(其他流域图略)。与 GCMs 直接输出的降水量相比, 所有流域订正的降水季节分布特征更符合实际观测情况。从量值上看, MPI 订正后的月平均值更接近观测, 优于模式直接输出的降水量。但 CSIRO 和 NCAR 订正的降水量只在部分月份和部分流域与观测值更为接近, 优于 GCMs 直接输出的降水量。例如, 黄河、西北诸河、东南诸河、珠

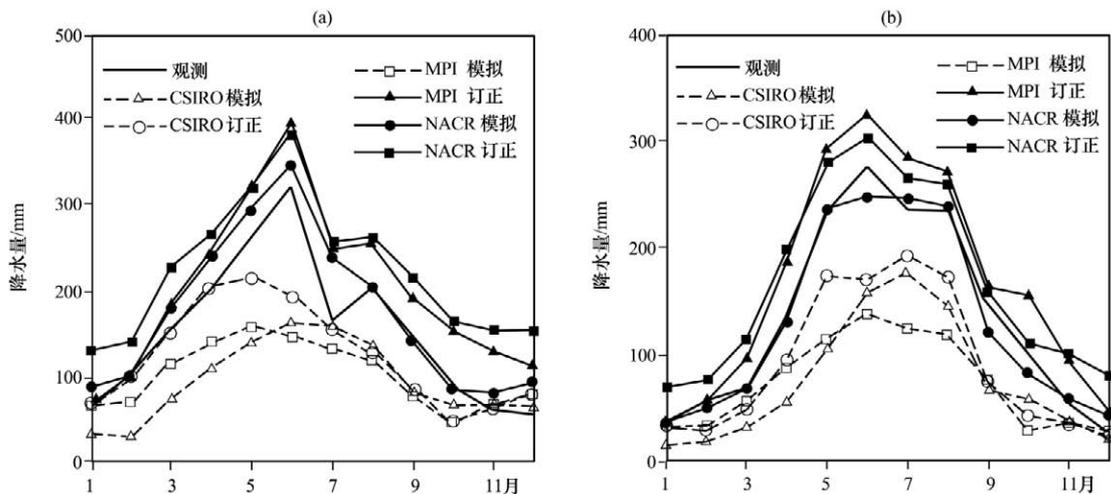


图 5 1962—1999 年 GCMs 订正前后东南诸河(a)和珠江流域(b)的月降水量多年平均值与观测值比较

Fig. 5 Comparison of averaged monthly precipitation among the observed, simulated and corrected from GCMs in river basins of Southeast China (a) and the Pear River basin (b) in 1962—1999

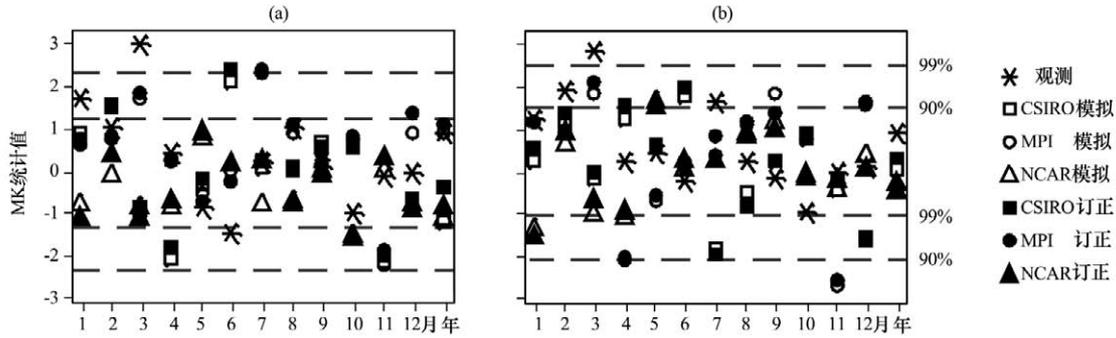


图 6 1962—1999 年东南诸河(a)和珠江流域(b)月、年降水量变化趋势 MK 值
虚线分别达到了 90%和 95%置信度的临界值

Fig. 6 MK values of monthly and annual precipitation in river basins of Southeast China (a) and the Pear River basin (b) in 1962—1999. Dashed lines have passed the critical values of the confident level of 90% and 95%, respectively

江和海河流域 NCAR 前几个月订正的降水量优于 GCMs 直接输出的降水量。东南诸河和珠江流域 CISRO 订正的降水量优于模式直接输出的降水量。从季节分布来看,订正的降水量普遍优于 GCMs 直接输出的降水量,更接近实际季节变化。从量值上来看,所有流域 MPI 订正的降水量均优于该模式直接输出的,个别流域内 NCAR 和 CISRO 订正的降水量优于 GCM 直接输出的降水量。

4.4 平均年、月降水量变化趋势比较

应用世界气象组织(WMO)推荐的非参数统计 Mann—Kendall 方法^[21]对各流域 1962—1999 年的月和年降水量变化趋势进行显著性检验,图 6 给出了东南诸河和珠江流域观测及 GCMs 订正前后月和年降水量序列的 MK 指标值以及置信度为 90%和 99%的临界值。

不同模式对降水量变化趋势的再现能力存在差

异。经过订正后,个别模式、个别月的降水变化趋势由原来与观测相反变为与观测一致,且变化趋势更为显著,但也存在订正后由原来的趋势一致变为趋势相反的情况。因此,很难说某一个模式能很好得再现所有流域、所有月份的降水量变化趋势。实际情况是某个或几个 GCMs 能较好地模拟几个流域某个时间段的降水量变化特征,对其他流域或时间段的描述能力则较差。这也反映了 GCMs 结构和统计降尺度方法的不确定性,在具体应用时应该根据研究对象选取那些能较好描述研究对象统计特征的模式资料,并选择尽可能多的模式来反映不确定性。

同样地,以东南诸河和珠江流域为例(图 6),MPI 和 CISRO 对东南诸河流域降水量变化趋势的模拟能力较高,MPI 有 8 个月及年降水量变化趋势与观测一致,CISRO 有 9 个月,但 NCAR 只有 2

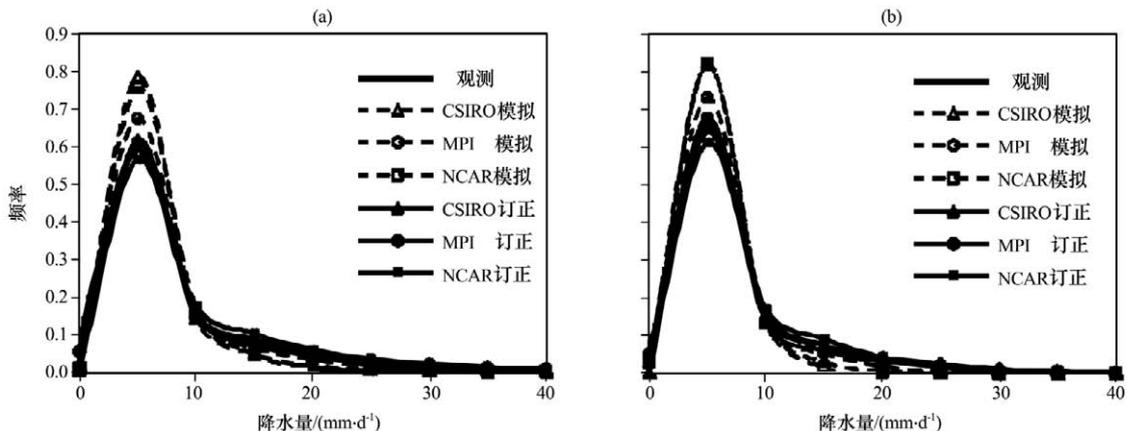


图 7 1962—1999 年 GCMs 订正前后东南诸河(a)和珠江流域(b)的日降水量经验频率分布
Fig. 7 Probability distribution of daily precipitation among the observed, simulated and corrected over river basins of Southeast China (a) and the Pear River basin (b) in 1962—1999

个月。经统计降尺度处理后, MPI 有 7 个月的年降水量变化趋势和观测一致, CSIRO 有 10 个月, NCAR 有 4 个月, 模拟能力一般较 GCMs 直接输出的略有提高。在珠江流域同一个 GCMs 与观测的降水量变化趋势一致的频次在 6~8 次之间, 订正的降水量与观测变化趋势一致的频次略高 1~2 次。

4.5 平均日降水量比较

应用 1962 年 1 月 1 日—1999 年 12 月 31 日的逐日降水量序列计算该时段内的降水经验频率分布, 比较订正前后 GCMs 的日降水量模拟能力。图 7 给出了东南诸河和珠江流域观测的、模式直接输出的降水与订正的降水经验频率分布图(其他流域图略)。从图 7 中可看到, 所有流域均表现为 $<30 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的订正降水频率分布曲线, 且与观测的更为接近, 但超过该值时, 部分流域订正前后降水量则由负偏差变为正偏差。这是因为 GCMs 对强降水的模拟能力较差, 即使插值到 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 空间上仍比较平滑, 特别是流域平均的强降水很难再现。但流域平均日降水量 $>30 \text{ mm}$ 属于极端强降水事件, 且很少发生, 对气候变化预估及其影响评估的作用相对较小。

5 结论与讨论

本文将百分位比例订正法用于 3 个 GCMs 的日降水统计降尺度研究。通过对订正方案和统计降尺度订正前后年、月、日降水量的比较分析, 得到如下结论:

(1) 采用 P2 即 12 个百分位数取值方案对日降水量进行订正是合理的。

(2) 3 个 GCMs 直接模拟的降水量在长江以南偏少, 西北地区偏多, 中部和东北与观测的最为接近。降尺度处理后的 MPI 降水量在中国中部和东北部与观测的偏差降低, CSIRO 和 NCAR 在长江以南地区的偏差降低。其中 MPI 订正的效果最好, 而 CSIRO 和 NCAR 只在部分流域优于 GCMs 直接输出结果。

(3) 中国中部和东南部夏季降水订正的效果明显, 经统计降尺度处理后的降水量与观测的偏差减小, 其中 MPI 和 CSIRO 的降水量负偏差减小, NCAR 则表现为正偏差。订正后的 GCMs 秋季降水量与观测的更接近, 偏差减小, 但西北部地区的效果不明显。订正后的长江以南和西北地区冬季降水量与观测的偏差减小, 但 NCAR 和 CSIRO 在中

国大部分地区降水量表现为正偏差。

(4) 订正的降水量季节分布特征更接近实际季节变化。MPI 订正的降水量优于或接近模式直接输出的, NCAR 和 CSIRO 的订正效果在不同流域存在差异, 珠江流域和东南诸河 NCAR 和 CSIRO 订正的降水量优于模式直接输出的降水量。

(5) 对于月和年降水量 13 个时间序列, 3 个 GCMs 能重现约 1/2 序列的变化趋势, 但也存在模拟的降水量与观测的变化趋势相反的情况。经统计降尺度处理后降水量在个别月份由原来与观测变化趋势相反变为一致, 但个别月份则由原来与观测变化趋势一致变为相反, 没有表现出明显的改善。

(6) 订正的降水量频率分布与观测的更为接近, $<30 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的 GCMs 订正降水优于模式直接输出的降水量。

与其他统计降尺度相比, 百分位比例法相对简单。从季节分布来看, 订正的降水量普遍优于 GCM 直接输出的。年、季节平均降水量空间分布情况也表明, 除中国西北部的大部分地区外, 该方法可在一定程度上降低 GCMs 的降水量模拟偏差。因此, 在进行降水量或径流量季节分布变化分析时可考虑使用该套数据, 特别是该方法对 MPI 降水量偏差订正效果较好, 可以在全国 10 大流域使用 MPI 订正降水量数据集。但是, 由于 GCMs 固有的不确定性和统计降尺度方法的局限性, 在进行未来气候变化预估或气候变化影响评估研究时应选择那些能较好地描述研究对象统计特征的模式, 并对模式模拟和统计降尺度分析结果的不确定性给予足够重视。

参考文献

- [1] 刘兆飞, 徐宗学, 刘绿柳. 统计降尺度模型及其在塔里木河流域的应用[J]. 地球科学进展, 2007, 22(特刊): 194—199.
- [2] Dibike Y B, Coulibaly P. Hydrologic impact of climate change in the Saguenay watershed: Comparison of downscaling methods and hydrologic models[J]. Journal of Hydrology, 2005, 307: 145—163.
- [3] 马艳, 刘洪芝, 靳立亚. 区域气候模式的发展与研究进展[J]. 甘肃科学, 2006, 22(12): 137—139.
- [4] 高学杰, 李栋梁, 赵宗慈, 等. 温室效应对青藏高原及青藏铁路沿线气候影响的数值模拟[J]. 高原气象, 2003, 22(5): 458—463.
- [5] 刘绿柳, 刘兆飞, 徐宗学. 21 世纪黄河流域上中中游地区气候变化趋势分析[J]. 气候变化研究进展, 2008, 4(3): 167—172.
- [6] 范丽军, 符凉斌, 陈德亮. 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, 2005, 20(3): 320—329.
- [7] Krysanova V, Hattermann F, Wechsung F. Implications of complexity and uncertainty for integrated modeling and impact assessment in river basins[J]. Environmental Modelling & Software, 2007, 22: 701—709.
- [8] 赵芳芳, 徐宗学. 黄河源区未来地面气温变化的统计降尺度分析[J]. 高原气象, 2008, 27(1): 153—161.
- [9] Wilby R B, Dawson C W. SDSM 4.2—A decision support tool for the assessment of regional climate change impacts: User manual [Z]. 2007.
- [10] 廖要明, 陈德亮. NCC/GU 天气发生器: NCC/GU—WG Version 2.0[EB/OL]. <http://ncc.cma.gov.cn/website/index.php?ChannelID=45&NewsID=994>, 2010 年 10 月 9 日.
- [11] Hessami M, Gachon P, Quarda T, et al. Automated regression-based statistical downscaling tool [J]. Environmental Modeling & Software, 2008, 23: 813—834.
- [12] 廖要明, 陈德亮, 高歌, 等. 中国天气发生器降水模拟参数的气候变化特征[J]. 地理学报, 2009, 64(7): 871—878.
- [13] 刘绿柳, 孙林海, 廖要明, 等. 国家级极端高温短期气候预测系统的研究及应用[J]. 气象, 2008, 34(10): 102—107.
- [14] 廖要明, 陈德亮, 高歌, 等. 中国天气发生器降水模拟参数的气候变化特征[J]. 高原气象, 2009, 28(7): 871—878.
- [15] Harrold T I, Chiew F H S, Siriwardena L. A method for estimating climate change impacts on mean and extreme rainfall and runoff[R]. Congress on Modelling and Simulation (MOD-SIM 2005), Melbourne, 2005: 497—504.
- [16] Chiew Francis H S. An overview of methods for estimation climate change impact on runoff[R]. Hydrology and Water Resources Symposium, Launceston, TAS, 4—7 December 2006.
- [17] Xie P P, Yatagai A, Chen M, et al. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia[J]. Journal of Hydrometeorology, 2007(8): 607—626.
- [18] 丁裕国, 江志红. 方法极端气候研究方法导论[M]. 北京: 气象出版社, 2009: 39—40.
- [19] 蔡敏, 丁裕国, 江志红. 我国东部极端降水时空分布及其概率特征[J]. 高原气象, 2007, 26(2): 309—318.
- [20] 江志红, 丁裕国, 朱莲芳, 等. 利用广义帕雷托分布拟合中国东部日极端降水的试验[J]. 高原气象, 2009, 28(3): 573—580.
- [21] Kendall M G. Rank correlation methods[M]. London: Griffin Press, 1975: 1—102.

Percentile Statistical Downscaling Method and Its Application in the Correction of GCMs Daily Precipitation in China

LIU Lü-liu¹⁻², REN Guo-yu¹⁻²

(1. National Climate Center, China Meteorology Administration, Beijing 100081, China;

2. Laboratory for Climate Studies, China Meteorology Administration, Beijing 100081, China)

Abstract: The bias of simulated rainfall by GCMs is corrected using daily percentile scaling method. This method relates each percentile of GCMs daily rainfall to the observed ‘natural’ rainfall of the same percentile. Using this relationship, the projected daily rainfall by GCMs for future climate periods is converted to the ‘natural’ rainfall in the same periods. It is shown that twelve percentiles is optimal in the terms of bias magnitude and time consuming compared with other four schemes. By analyzing multi-year averaged annual, monthly rainfall and their temporal tendency, and the probability distribution of daily rainfall for observational, simulated and corrected data, the following conclusions are drawn: (1) The bias of simulated rainfall by GCMs can be reduced in some degree over China, especially over the south of the Yangtze River, central China and parts of Northeast China. The most significant reduction of the biases among the three GCMs analyzed is for MPI-EHCAM5. (2) The difference of seasonal cycle pattern between observational and corrected data is smaller than that between observational and simulated data, and this is the case for MPI-ECHAM5 in all of the basins. (3) More corrected data series than the simulated data series have the same trends with observations in some basins. (4) The biases are reduced significantly in most basins when daily rainfall is less than 30 mm. However, the biases become positive from negative in some basins when daily rainfall is greater than 30 mm. If more accurate projections of precipitation change and its impact on water resources are expected, as many models as possible should be used due to the uncertainties and limitations of GCMs simulations and downscaling.

Key words: Statistical downscaling; Percentile correction; Daily precipitation; GCMs; Climate change