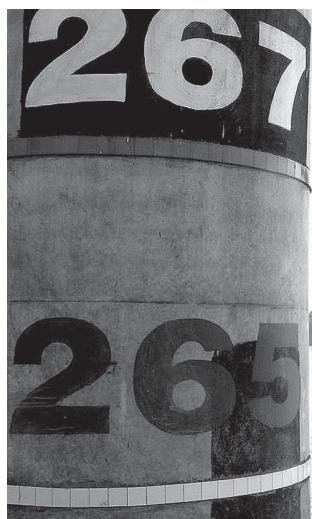


文章编号: 1673-1719 (2007) 04-0208-06



1960—2005 年长江流域降水极值 概率分布特征

苏布达¹, Marco Gemmer², 姜 彤³, 任国玉¹

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

2 Center for International Development and Environmental Research,
Justus Liebig University, Giessen 35390, Germany;

3 中国科学院 南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

摘 要: 根据1960—2005年长江流域147个气象站逐日降水观测资料和ECHAM5/ MPI-OM气候模式20世纪试验期(1941—2000年)79个格点逐日降水模拟资料, 建立年最大强降水AM (annual maximum) 序列及汛期日降水量 $< 1.27\text{ mm}$ 的最长干旱持续天数MI (Munger index) 序列, 分析了长江流域降水极值序列的时空分布特征和概率分布模式。结果表明: 1) 长江流域强降水事件的强度和概率最大的地区位于岷沱江流域中游、洞庭湖湖区、长江中下游干流区与鄱阳湖东南部支流等地区, 干旱事件强度和概率最大的地区位于金沙江流域中下游与嘉陵江流域; 2) 气候模式模拟的长江流域AM事件的多年平均值普遍高于观测值, 但离差系数普遍低于观测值; 3) 气候模式模拟结果与观测的降水极值空间分布有一定的差异, 但对气候模式和实际观测的降水极值概率分布的拟合, 均证明Wakeby分布函数能够较好地拟合降水极值的概率分布。

关键词: 降水极值; 概率分布; ECHAM5 模式; 长江流域

中图分类号: P426.6 **文献标识码:** A

引 言

20世纪可能是全球近千年来增暖幅度最显著的时期^[1]。在地表气温变暖的情况下, 大气持水能力和地面蒸发能力可能增强, 水循环过程和大气降水率加强, 导致洪涝和干旱现象的发生。由于极端降水事件的频率和强度变化对自然和社会系统的威胁十分明显^[1-2], 近年来相关的研究倍受关注^[2-3]。中国是一个旱涝灾害频繁发生的国家, 近年部分地区旱涝又有加剧的态势。研究表明, 过去半个世纪以来中国越来越多的地区降水趋于集中^[4], 东部除华北以外地区暴雨极端事件频数上升、强度增大^[5], 江

淮梅雨期极端降水呈明显上升趋势^[6]。也有研究认为, 未来几十年中国可能处于大范围干旱频率上升时期^[7]。

气候要素本身是一个随机变量, 极值就是这些随机变量的某种函数。虽然难以定量预报气候要素的极值, 但可以借用统计推断的手段寻求气候极值的分布模型, 推算一定重现期的可能极值, 揭示其内在规律^[8]。目前通常采用GEV (generalized extreme value)、GPD (generalized pareto distribution)、Gamma分布等统计函数, 拟合个别地区的强降水极值事件^[9-11]。本文以长江流域147个气象站1960—2005年逐日观测数据与ECHAM5/ MPI-OM气候模式20

收稿日期: 2007-01-29; 修订日期: 2007-05-01

基金项目: 中国气象局气候变化专项 (CCSF2006-31, CCSF2007-35); 国家自然科学基金 (40601017); 中国科学院院长奖励基金资助

作者简介: 苏布达 (1972-), 女, 博士后, 从事气候变化与水循环研究。E-mail: sbd@niglas.ac.cn

世纪试验期 (1941—2000 年) 79 个格点逐日降水模拟数据为基础, 研究区域内强降水与干旱的时空分布和概率分布特征, 为未来气候变化情景下降水极值的科学预估提供方法上的参考。

1 观测降水极值的空间分布

本文选取逐年日降水最大值 (annual maximum, AM) 建立了 AM 强降水序列。并依据 Munger 指数 (MI) 的定义^[12], 选取逐年汛期 (4—9 月) 日降水量 $< 1.27 \text{ mm}$ 的最长持续天数, 建立了 MI 干旱指数序列。

利用 1960—2005 年汛期日降水观测资料, 计算了长江流域各站 AM 降水量多年平均值以及 MI 多年平均天数, 并绘制出空间分布图 (图 1)。由图 1(a) 可见, 长江流域 AM 降水量分布东高西低, 中下游地区普遍 $> 80 \text{ mm}$, 在上游西部地区 $< 60 \text{ mm}$, 尤其在金沙江流域上中游不足 40 mm 。全流域 AM 强度 $> 100 \text{ mm}$ 的强降水中心有 3 处, 即: 岷沱江流域中下游; 洞庭湖湖区; 长江中下游干流区与鄱阳湖湖区及其东南部支流。由图 1(b) 可见, 长江流域 MI 的多年平均天数上游地区少于中下游地区, 上游除金沙江流域以外地区均 $< 16 \text{ d}$, $< 12 \text{ d}$ 的最低值位于岷沱江流域。长江中下游大部地区则 $> 16 \text{ d}$ 。全流域有 3 处 $\text{MI} > 18 \text{ d}$ 的高值区, 位于金沙江流域上游与下游, 汉江下游、长江中游干流区与洞庭湖流域, 长江下游干流区与鄱阳湖流域。

为了进一步解长江流域降水极值的变化幅度 (极值变量的取值与平均值的偏离程度), 计算了逐站 AM 序列与 MI 序列的离差系数, 并绘制成空间分布图 (图 2)。AM 序列的离差系数空间分布与其均值分布类似, 金沙江流域大部地区离差系数 < 0.35 , 在岷沱江流域中游、洞庭湖湖区、长江中下游干流区与鄱阳湖东南部支流等地区的强降水中心, 离差系数 > 0.45 。长江流域强降水中心的 AM 序列离差系数最大, 说明了这些地区降水极值的发生概率和强度均比周围地区大 (图 2a)。MI 序列的离差系数 < 0.35 的地区集中分布在岷沱江流域、长江下游干流区与鄱阳湖流域。离差系数 > 0.45 的高值区则位于金沙

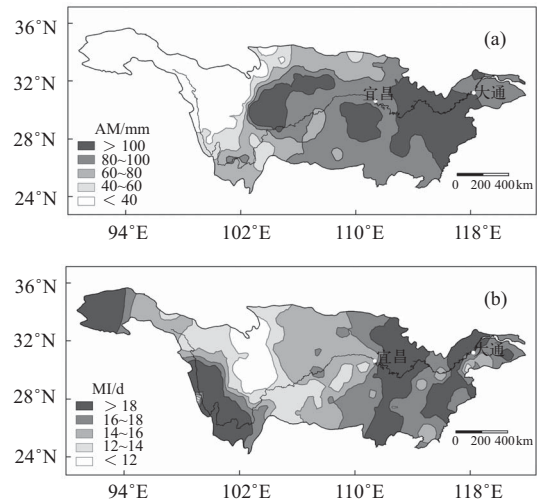


图 1 1960—2005 年长江流域观测降水极值的空间分布
(a) 多年平均 AM, (b) 多年平均 MI

Fig. 1 Spatial distributions of precipitation extremes over the Yangtze River Basin during 1960–2005
(a) mean AM, (b) mean MI

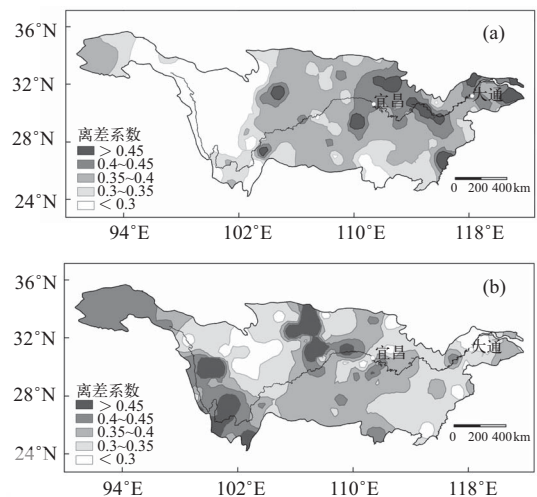


图 2 长江流域降水极值的离差系数空间分布
(a) AM 序列, (b) MI 序列

Fig. 2 Spatial distributions of discrete coefficient of precipitation extremes over the Yangtze River Basin
(a) AM series, (b) MI series

江中下游和嘉陵江流域, 是长江流域干旱概率和强度最大的地区 (图 2b)。

2 观测降水极值的概率分布

选用广义极值分布 (general extreme value, 简

称GEV)与韦克比分布(Wakeby, 简称WAK)研究了长江流域降水极值的统计概率特征。广义极值分布GEV(包括I型、II型与III型分布)可以对最大和最小分布进行很好的描述^[13],而5参数的WAK分布可以模拟一般2参数与3参数分布函数的各类形状,因而具有很强的适应灵活性^[14]。分布函数的最优参数估计方法采用L-矩法(L-moment estimator, 简称LME)^[15]。理论分布与经验分布的偏离程度,采用柯尔莫洛夫-斯米尔诺夫(KS)方法检验^[15],当经验分布函数与理论分布函数的最大差值 D_n 小于KS检验临界值时,则认为原假设的理论分布函数与样本序列的经验分布拟合较好。容量 $n=46$,显著水平 $\alpha=0.05$ 时KS检验临界值为0.196; $\alpha=0.1$ 时KS检验临界值为0.177。

2.1 分布函数的拟合检验

通过LME法对1960–2005年长江流域147个气象站的降水极值序列,采用3参数GEV分布与5参数WAK分布函数进行拟合,得出参数估计值,计算了拟合检验统计量。从表1所示AM与MI序列的KS统计量计算结果来看,GEV与WAK分布对长江流域各站降水极值的拟合程度较高,均有97%左右的气象站原假设的理论分布与经验分布无显著差异通过了 $\alpha=0.1$ 的显著性检验。比较而言,长江流域气象站降水极值WAK分布的经验分布函数与理论分布函数的最大差值 D_n 小于GEV分布模式估算的 D_n 。分别有92%和68%的气象站AM与MI序列的WAK分布 $D_n<0.09$,有87%和48%的气象站AM与MI序列的GEV分布 $D_n<0.09$ 。

2.2 降水极值的重现期空间分布

利用LME法获取的AM与MI序列参数估计值,计算了长江流域逐站重现期为50 a、100 a的极值降水。图3(a,b)分别是基于AM序列与MI序列WAK参数计算的重现期为50 a的降水极值空间分布,由图可见,在长江流域的强降水集中发生区50 a一遇日最大降水达到200 mm以上,中心值甚至达到250 mm以上(250~335 mm)(图3a)。在金沙江上下游、长江中游干流区、洞庭湖流域湘江上游、鄱阳湖湖区50 a一遇年干旱持续天数>35 d,中心可达40 d以上(40~56 d)(图3b)。百年一遇的日强降水极值

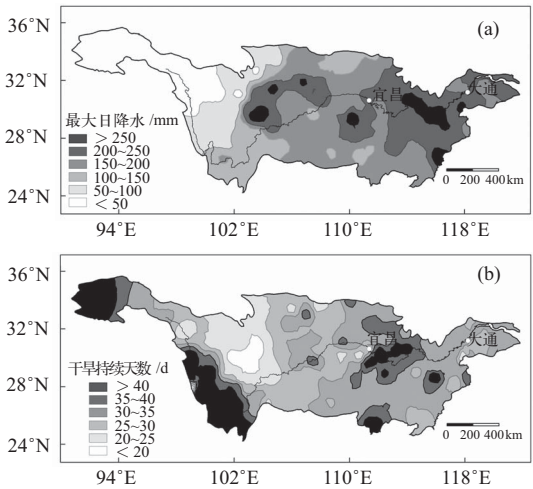


图3 长江流域50 a一遇降水极值空间分布
(a)最大日降水量, (b)干旱持续天数

Fig. 3 Spatial distributions of precipitation extremes with a 50-year recurrence period over the Yangtze River Basin
(a) maximum daily precipitation, (b) duration of drought period

表1 长江流域147个气象站AM与MI降水极值序列的GEV与WAK分布KS检验统计量 D_n 分组情况(单位:站数)

Table 1 KS statistics for GEV and WAK distributions computed from AM and MI series at 147 stations in the Yangtze River Basin (Unit: number of stations)

序列	KS统计量	D_n 分组						
		< 0.03	0.03~0.06	0.06~0.09	0.09~0.12	0.12~0.15	0.15~0.17	> 0.177
AM	GEV	0	48	80	15	0	0	4
	WAK	0	73	63	6	2	0	3
MI	GEV	0	6	65	53	17	1	5
	WAK	0	13	87	32	9	1	5

空间分布（图略）表现为 > 200 mm 的范围有所扩大及强降水中心值有较大增加（达到 300~410 mm）。重现期为 100 a 的干旱极值（图略）仍以岷沱江流域为低值区域，向东、西两个方向增加。干旱天数 > 30 d 的范围扩大最明显，在金沙江上下游、长江中游干流区、湘江上游、鄱阳湖湖区干旱持续天数达 45 d 以上（45~65 d），最长达 65 d。

3 ECHAM5 模式模拟的降水极值分布特征

未来气候变化情景下极值事件的变化趋势，常采用气候模式模拟进行研究。未来情景的预估，通常基于过去的模拟结果^[16]。本文选用德国马普气象研究所用于 IPCC 第四次评估报告的 ECHAM5/MPI-OM 模式最新版，依据工业革命前的温室气体排放情景为基准模拟的长江流域 20 世纪试验期（1941–2000 年）逐日降水资料（水平分辨率为 $1.875^{\circ} \times 1.865^{\circ}$ 经纬度），建立了 AM 强降水序列。该气候模式模拟的长江流域强降水极值 AM 的多年平均值和离差的空间分布见图 4。从图 4(a) 可以看出，气候模式模拟的长江流域 AM 序列平均值的高值区（>130 mm）集中在上游岷沱江与嘉陵江流域中上游、长江中下游干流区、汉江流域、鄱阳湖湖区及其东南部支流。低值区（<70 mm）位于金沙江流域。模式模拟的长江流域 AM 序列变化幅度（图 4b）较平缓，离差系数普遍 < 0.25。离差系数 > 0.21 的地区包括上游干流区与嘉陵江流域中下游、长江中游干流区与汉江流域，而在金沙江中游与岷沱江上游，离差系数 < 0.17。与观测资料的降水极值空间分布（图 1a, 2a）对比可见，气候模式模拟的长江流域 AM 序列

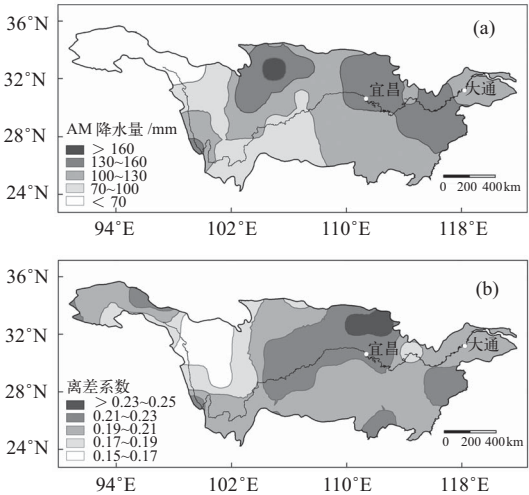


图 4 ECHAM5 气候模式模拟的长江流域降水极值空间分布
(a) 多年平均, (b) 离差系数
Fig. 4 Spatial distributions of precipitation extremes computed from ECHAM5 climatic model over the Yangtze River Basin
(a) mean value, (b) discrete coefficient

均值普遍高于观测值，但其离差系数普遍低于观测值。除了绝对值差异外，模式模拟结果的均值和离差系数最大值中心比实际观测值位置偏北。

ECHAM5/MPI-OM 模式模拟的降水极值与实际观测值尚有明显的差异，模式对偶然事件的模拟能力有限。这说明该模式在模拟中国长江流域降水极端事件方面还需要改进。尽管如此，这个模式仍可以为长江流域气候变化研究提供理论依据。为了反映未来降水极值的可能出现概率，我们进一步分析了 ECHAM5/MPI-OM 模拟的极端降水事件概率分布函数。表 2 为 GEV 分布与 WAK 分布函数拟合覆盖长江流域的气候模式 79 个格点 AM 序列的检验统计量 D_n 分组情况。结果表明，以 GEV 分布与 WAK 分布拟合模式模拟的长江流域降水极值，97% 的格点

表 2 长江流域 79 个格点 AM 强降水极值序列的 GEV 与 WAK 分布 KS 检验统计量 D_n 分组情况（单位：格点数）

Table 2 KS statistics for GEV and WAK distributions computed from AM series at 79 grids in the Yangtze River Basin (unit: number of grid points)

KS 统计量	D_n 分组						
	<0.03	0.03~0.06	0.06~0.09	0.09~0.12	0.12~0.15	0.15~0.17	>0.177
GEV	0	37	37	4	0	0	1
WAK	0	57	20	0	0	0	2

资料通过了显著性检验。WAK分布拟合结果的经验分布函数与理论分布函数的最大差值 D_n 小于GEV分布的 D_n ,说明WAK分布拟合效果胜过GEV分布。表2结果与表1结果相似,说明WAK分布适于描述长江流域降水极值的观测值与气候变暖背景下的模拟值概率分布特征。

4 讨论和结论

以长江流域147个气象站1960—2005年逐日观测数据和ECHAM5/MPI-OM气候模式20世纪试验期(1941—2000年)79个格点逐日降水模拟数据为基础,选取了强降水(AM)与干旱(MI)两个指数,对长江流域降水极值序列的概率分布进行了研究,主要结论如下:

(1) 观测资料降水极值的空间分布表明,AM事件的均值和离差系数在岷沱江流域中游、洞庭湖湖区、长江中下游干流区与鄱阳湖东南部支流等地区最大,而MI序列离差系数高值区位于金沙江流域中下游与嘉陵江流域,分别属于长江流域强降水和干旱事件的强度和概率最大的地区。GEV与WAK分布函数均能较好地拟合长江流域观测资料的AM和MI序列,WAK分布的拟合效果相对优于GEV分布。

(2) ECHAM5/MPI-OM模式模拟的长江流域强降水极值的空间分布表明,模式模拟的长江流域AM序列均值普遍高于观测值,但离差系数普遍低于观测值。模拟结果的均值和离差最大值中心比实际观测值位置偏北。ECHAM5/MPI-OM对长江流域降水极值的模拟能力还存在一定不足。

(3) 模拟和实际观测的降水极值空间分布有一定的差异。但对模拟和观测的降水极值概率分布的拟合,均证明WAK分布函数能够较好地模拟降水极值的概率分布。该概率分布函数可作为研究未来气候变化情景下极值事件统计特征的重要函数。利用该函数拟合气候模式模拟的降水极值,可以分析未来气候变化情景下降水极值重现期的时间和空间分布特征,为未来可能降水极值的估算提供有效方法。■

致谢: 中国气象局国家气象信息中心提供长江流域气象观测数据;德国汉堡大学气象研究所和德国马普气象研究所提供ECHAM5气候模式1941—2000年逐日模拟资料,特此感谢!

参考文献

- [1] IPCC. Climate Change 2001, The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [M]. Cambridge UK: Cambridge University Press, 2001:1—785
- [2] Plummer N, Salinger M J, Nicholis N, *et al.* Changes in climate extremes over the Australian region and New Zealand during the twentieth centuries [J]. Climatic Change, 1999, 42: 183—202
- [3] 丁一汇, 任国玉, 石广玉, 等. 气候变化国家评估报告 (I): 中国气候变化的历史和未来趋向 [J]. 气候变化研究进展, 2006, 2(1): 3—8
- [4] 翟盘茂, 任福民, 张强. 中国降水极值变化趋势检测 [J]. 气象学报, 1999, 57(2): 208—216
- [5] 刘小宁. 我国暴雨极值事件的气候变化特征 [J]. 灾害学, 1999, 14(1): 54—59
- [6] 刘明丽, 王谦谦. 江淮梅雨期极端降水的气候特征 [J]. 南京气象学院学报, 2006, 29(5): 676—681
- [7] 施雅风. 中国气候与海面变化及其趋势和影响 (I): 中国历史气候变化 [M]. 济南: 山东科学技术出版社, 1996
- [8] 孙济良, 秦大庸, 孙翰光. 水文气象统计通用模型 [M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2001
- [9] 严浏娜, 徐集云, 陈胜军. 短历时强降水的极值分布与统计风险计算 [J]. 科技通报, 2005, 21(6): 657—667
- [10] 毛慧琴, 杜尧东, 宋丽莉. 广州短历时降水极值概率分布模型研究 [J]. 气象, 2004, 30(10): 3—6
- [11] 汪方, 丁裕国, 范金松. 江苏夏季逐日降水极值统计特征诊断研究 [J]. 气象科学, 2002, 22(4): 435—443
- [12] Heim R R, Jr, 周跃武, 冯建英. 美国20世纪干旱指数评述 [J]. 干旱气象, 2006, 24(1): 79—89
- [13] 丁裕国. 探讨灾害规律的理论基础—极端气候事件概率 [J]. 气象与灾害研究, 2006, 29(1): 44—50
- [14] Park J S, Jung H S, Kim R S, *et al.* Modelling summer extreme rainfall over the Korean Peninsula using Wakeby distribution [J]. International Journal of Climatology, 2002, 21:1371—1384
- [15] 茆诗松, 王静龙, 史定华, 等. 统计手册 [M]. 北京: 科学出版

社，2003

变暖的关系—纪念2002年世界气象日“减低对天气和气候极端事件的脆弱性”[J]. 气象, 1999, 28(3): 3-7

[16] 丁一汇, 张锦, 宋亚芳. 天气和气候极端事件的变化及其与全球

Probability Distribution of Precipitation Extremes over the Yangtze River Basin During 1960–2005

Su Buda¹, Marco Gemmer², Jiang Tong³, Ren Guoyu¹

(1 Laboratory for Climate Studies of China Meteorological Administration, National Climate Center, Beijing 100081, China; 2 Center for International Development and Environmental Research, Justus Liebig University, Giessen 35390, Germany; 3 Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China)

Abstract: Based on the daily observational precipitation data of 147 stations in the Yangtze River Basin during 1960–2005 and the simulated daily data of 79 grids from ECHAM5/ MPI-OM in the 20th century, time series of precipitation extremes which contain AM (annual maximum) and MI (Munger index) were constructed. The distributive feature of precipitation extremes was analyzed based on the two index series. Research results show that 1) the intensity and probability of extremely heavy precipitation are higher in the mid-Mintuo River Basin, Dongting Lake area, mid-lower main stream section of the Yangtze River, southeastern Poyang Lake Basin; whereas, intensity and probability of drought events are higher in the mid-lower Jinsha River Basin and the Jialing River Basin; 2) compared with observational data, averaged AM of modeled precipitation is higher but the discrete coefficient of the AM is lower; 3) in spite of certain differences of the spatial distributions between observed and simulated precipitation extremes by applying general extreme value (GEV) and Wakeby (WAK) functions with the method of L-moment estimator (LME) to the precipitation extremes, WAK can fit the probability distribution of precipitation extremes calculated both from observed and simulated data quite well. The WAK could be an important function for estimating the precipitation extreme events under future climatic scenarios.

Key words: precipitation extremes; probability distribution; ECHAM5 model; the Yangtze River Basin