

# 修河流域洪水变化特征及其对气候变化的响应

刘卫林, 刘丽娜

(南昌工程学院 江西省水文水资源与水环境重点实验室, 南昌 330099)

**摘要:**利用修河流域主要控制站万家埠、晋坪和虬津水文站实测最大洪峰流量序列,采用 Mann-Kendall 检验法和小波分析等方法,对修河洪水极值流量的趋势性、突变性及周期性进行了分析,并探讨了洪水极值流量变化与厄尔尼诺—南方涛动(ENSO)、北大西洋涛动(NAO)、太平洋—北美型(PNA)、东亚夏季季风指数(EASMI)、南中国海夏季季风指数(SCSMI)、太阳黑子(SS)、西太平洋型(WP)等 15 个气候指标之间的相互关系。结果表明:万家埠站年最大流量表现为不显著减少趋势,晋坪和虬津 2 站年最大流量表现为不显著增加趋势。万家埠站年最大洪峰流量突变点为 1972 年,在 1972 年后最大洪峰流量发生由减少到增加的突变;晋坪站年最大洪峰流量突变点为 1977 年,在 1977 年后最大洪峰流量发生由增加到减少的突变;虬津站年最大洪峰流量突变点为 1990 年,在 1990 年后最大洪峰流量发生由减少到增加的突变。修河流域万家埠、晋坪和虬津站年最大洪峰流量系列在时频域中都存在着不同尺度的周期,既有 2~8 年的短振荡周期,也有超过 20 年的长振荡周期。除万家埠站最大洪峰流量存在 22 年显著周期,其余周期均不显著。修河流域年最大洪峰流量与 ENSO、EASMI、PNA 和 WP 均呈显著相关( $p < 0.05$ )。研究结果可为修河中长期洪水预报提供参考。

**关键词:**修河; 极值流量; Mann-Kendall 检验; 小波分析; 气候变化

**中图分类号:**P426.6

**文献标识码:**A

**文章编号:**1005-3409(2018)05-0306-07

## Variation Characteristics of Extreme Runoff and Its Responses to Climate Fluctuation in Midstream of Xiuhe River

LIU Weilin, LIU Lina

(Jiangxi Provincial Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Water Environment, Nanchang Institute of Technology, Nanchang 330099, China)

**Abstract:** Based on daily runoff data from three hydrological stations in Xiuhe River basin, the characteristics of extreme runoff were analyzed by using the Mann-Kendall test and wavelet analysis, and tele-connections between El Nio/Southern Oscillation (ENSO), North Atlantic Oscillation (NAO) and extreme runoff in Xiuhe River basin were discussed. The results showed that the extreme runoff of Wanjiabu station had the insignificant decreasing trend, while the extreme runoff of Jinping and Zhajin station had the insignificant increasing trend. The abrupt change point for extreme runoff at Zhajin station occurred in 1990, while the abrupt change points for extreme runoff at Jinping and Wanjiabu station occurred in 1977 and 1972, respectively. There were 2 periodic oscillations: 2~8 years and over 20 years. In general, extreme runoff in Xiuhe River has the significant relationship with ENSO, EASMI, PNA and WP.

**Keywords:** Xiuhe River; extreme runoff; Mann-Kendall test; wavelet analysis; climate change

近年来,由于受到人类活动和全球气候变化的影响,干旱和洪涝等极端水文事件频发并加剧,已经严重威胁到人类的生存和发展<sup>[1]</sup>。以极端水灾害与气象灾害发生规律与机理为重大科学问题的全球变化研究已成为当今重大科学前沿之一。鉴于鄱阳湖对于长江防洪以及长江流域湿地生态保护等的特殊地

位,许多学者对鄱阳湖流域的气象、水文等方面做了大量研究,并取得了丰硕的研究成果<sup>[2-3]</sup>。现有成果表明<sup>[4-5]</sup>,鄱阳湖流域 1990 年进入显著性增温时期,年降水量数据序列在 1990 年发生均值突变后,1990 年后呈现明显上升趋势,特别是暴雨频率的增加尤为显著。修河支流上的潦河位于赣西北暴雨区,加之河

床坡降大,流域洪水汇流快,易于形成洪水。在不断变化的气候环境背景下,修河流域洪水径流演变规律变得越来越复杂。因此,对修河流域洪水径流的演变规律及影响因素进行研究,对于防洪减灾有重要的指导意义。目前对鄱阳湖流域水文极值已有相关研究<sup>[5-8]</sup>,现有研究主要集中在鄱阳湖整个流域极值流量研究,而针对修河流域洪水流量演变特征及成因进行全面细致的研究较少,尤其是涉及极值流量与气候变化两者之间的内在联系综合研究尚不多见。鉴于此,本文基于实测日流量数据,利用 Mann-Kendall 法和小波变换等方法对修河流域洪水流量的变化特征及趋势进行了分析,力图揭示该流域洪水极值流量演变特征,为修河流域中长期水文预报及防汛抗旱提供参考依据。

## 1 研究区概况

修河是鄱阳湖水系五大河流之一,位于江西省西北部。修河发源于铜鼓县高桥乡叶家山,九岭山脉大围山西北麓,自南向北流经港口、程坊、东津、下行至周家、马坳间与渣津水汇合后,自西向东流经修水、清江、武宁、柘林、虬津,于永修县城附近与潦河汇合<sup>[9]</sup>。全长 419 km,流域面积 14 797 km<sup>2</sup>,河道平均坡降 0.46‰。流域涉及江西省九江市修水、武宁、永修、瑞昌、宜春市铜鼓、奉新、靖安、宜丰、高安和南昌市安义、新建等 3 市 11 县(市)。修河在修水县城以上为上游,柘林以下进入下游区,永修县城以下为滨湖圩区,水流缓慢,汛期受鄱阳湖洪水顶托,洪涝为患。

修河流域属中亚热带湿润季风气候区,气候温湿,四季分明。流域多年平均年降水量 1 663 mm,4—9 月降水量占全年总降水量的 69.1%,主汛期 4—7 月占 55.8%,中上游多于下游,山区明显多于尾间区。多年平均年水面蒸发量 786 mm。流域多年平均年径流量 135.05 亿 m<sup>3</sup>。径流年内变化也很大,4—9 月径流占全年径流的 74.2%。流域具有典型的南方山区性河流特征,多暴雨且强度大,易发生连续降水,洪水起涨较快,洪峰持续时间短,但也经常出现复峰现象。主要暴雨洪水多发生在 4—6 月,特殊年份受台风影响,7—9 月局部地区也会发生暴雨洪水。

## 2 数据来源与研究方法

### 2.1 数据来源

2.1.1 水文数据 本文研究数据来源于修河控制站万家埠、晋坪和虬津历年最大洪峰流量序列,资料的精度满足分析要求。其中,万家埠、晋坪水文站处于修水的最大支流潦河之上,两站之上没有大中型水库分布;晋坪站为修河南潦水上游主要控制站,集水面

积 304 km<sup>2</sup>,占潦河流域面积的 7%;万家埠站是潦河的控制站,集水面积 3 548 km<sup>2</sup>,占潦河流域面积的 82%,占修河流域面积的 24%。虬津水文站在修河干流上,是修河干流的重要控制站,集水面积 9 914 km<sup>2</sup>,占修河流域面积的 67%,在虬津水文站上游建有柘林、东津、大垸等 3 座大型水库。据江西省水文局闵騫多年研究<sup>[10]</sup>,鄱阳湖按水文变化起始时间一般将每年 4 月至次年 3 月作为一个水文年,选取各主要水文站历年最大洪峰流量为研究对象。

2.1.2 相关气候指标数据 考虑全球气候变化影响,本文主要采用了 15 个气候指标研究洪水极值变化的环流背景原因,其中,厄尔尼诺—南方涛动(ENSO)指标,包括多变量 ENSO 指数(MEI)、Niño3.4 区(5°S—5°N,170°W—120°W)海温指数(SSTA)以及南方涛动指数(SOI),以上数据均来源于美国大气海洋局(NOAA)地球系统研究实验室(NOAA ESRL);北极涛动(AO)指数、太平洋年代际振荡(PDO)、北大西洋涛动(NAO)、太平洋—北美型(PNA)、西太平洋型(WP)、东太平洋/北太平洋涛动(EP/NP)、印度洋偶极子(IOD)及北极涛动(AO),以上数据均来源于美国大气海洋局(NOAA)气候预测中心(CPC)网站(<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>);太阳黑子(SS)数据来源于比利时皇家天文台;东亚夏季季风指数(EASMI)、南亚夏季季风指数(SASMI)、南中国海夏季季风指数(SCSMI)以及南极涛动(AAO)数据均来源于北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院李建平教授的个人主页(<http://ljp.gcess.cn/>)。数据时间序列均为 1952 年 1 月至 2016 年 12 月。

### 2.2 研究方法

2.2.1 趋势与突变检验法 本文采用 FAO 推荐的 Mann-Kendall 检验法进行趋势检验。Mann-Kendall 检验法是世界气象组织推荐使用的一种非参数检验方法,该方法不需要样本遵循一定分布且不受其他异常值的干扰,在径流变化趋势分析中有着广泛的应用<sup>[11-13]</sup>。Mann-Kendall 检验统计量  $Z > 0$ ,表明序列呈增加趋势,若  $Z < 0$ ,则表示序列呈减少趋势;显著性水平为 0.05 时,检验统计量临界值  $|Z| = 1.96$ ;若  $|Z|$  大于或等于 1.96 时,表示通过了置信度 95% 显著性检验;利用 Mann-Kendall 倾斜度指标来衡量序列单调趋势。同时,通过分析统计序列  $UF$  和  $UB$  可以进一步分析序列的突变情况。如果  $UF$  和  $UB$  这两条曲线出现交点,且交点在临界直线之间,那么交点对应的时刻就是序列均值突变开始的时刻<sup>[6]</sup>。结合滑动  $t$  检验<sup>[11]</sup> 验证极端径流突变分析。Mann-Kendall 检验法和滑动  $t$  检验法具体过程见相关文献<sup>[12-13]</sup>。

2.2.2 小波分析方法 小波分析是进行信号处理的

一种时间—频率分析方法,可以得到时间序列周期变化的局部特征及各周期随时间的变化情况,目前已成功应用于水文气象序列的时频分析中<sup>[14]</sup>。本文选用 Morlet 小波函数对修河 1953—2016 年的历年最大洪峰流量序列进行周期性分析,其表达式如下:

$$\varphi(t) = e^{ict} \cdot e^{-t^2/2} \quad (1)$$

式中: $\varphi(t)$ 为小波变换函数; $c$ 为无量纲频率。总体小波功率谱  $E_a$ ,表示不同尺度  $a$  对应的能量密度。根据小波功率谱图提取出最大洪峰流量序列的主周期后,还需用红噪声或白噪声标准谱对其显著性进行检验<sup>[14-15]</sup>。小波功率谱服从分布特征,给定一定显著性水平,计算理论功率谱,其计算公式为:

$$P = \frac{\sigma^2 P_a \chi_v^2}{v} \quad (2)$$

式中: $\chi_v^2$ 是给定显著性水平条件下自由度为  $v$  的  $\chi^2$  值; $\sigma^2$ 是最大洪峰流量序列的方差; $P_a$ 为红噪声或白噪声标准谱,其计算公式为:

$$P_a = \frac{1 - \alpha^2}{1 + \alpha^2 - 2\alpha \cos(2\pi\Delta t/1.033a)} \quad (3)$$

式中: $\Delta t$ 为最大洪峰流量序列时间间隔; $\alpha$ 为序列滞后数为 1 的自相关系数。若  $E_a > P$ ,说明总体小波功率谱对应的周期是显著的。

2.2.3 气候指标与洪水极值的相关关系 运用皮尔逊相关分析法分析气候指标与洪水极值序列的相关关系,通过 ENSO, PDO, WP 等气候指标与洪水极值序列之间的皮尔逊相关系数来反映气候指标对洪水

的影响。给定显著性水平  $\alpha$  后,运用 t 检验法对皮尔逊相关系数的显著性进行检验,当计算出相关系数的绝对值大于等于 0.252(61), 0.285(48) 和 0.355(31) 时,则说明达到 95% 置信水平。

### 3 结果与分析

#### 3.1 趋势性分析

修河流域万家埠、晋坪和虬津 3 个水文站年最大洪峰流量变化特征见表 1。由表 1 可知,万家埠站年最大洪峰流量在 720~5 600 m<sup>3</sup>/s 变化,其中最大值出现在 1972 年,最小值出现在 1965 年;晋坪站年最大洪峰流量在 113~1 230 m<sup>3</sup>/s 变化,其中最大值出现在 1973 年,最小值出现在 2008 年;虬津站年最大洪峰流量在 559~4 070 m<sup>3</sup>/s 变化,其中最大值出现在 1993 年,最小值出现在 1985 年;3 站的年最大流量变差系数分别为 0.52, 0.54, 0.64, 表明该流域年最大洪峰流量年际变化较大。修河流域年最大洪峰流量序列的 Mann-Kendall 趋势检验结果见表 1。万家埠站年最大流量 Mann-Kendall 检验统计值为负值,且 Mann-Kendall 统计值  $Z$  绝对值小于 1.96,说明万家埠站年最大流量未通过显著水平  $\alpha=0.05$  的信度检验,表明万家埠站年最大流量总体表现为不显著减少趋势。晋坪和虬津站年最大流量 Mann-Kendall 检验统计值均为正值,但未通过显著水平  $\alpha=0.05$  的信度检验,表明年最大流量总体表现为不显著增加趋势。

表 1 修河流域年最大流量统计特征值

站名	流域面积/ km <sup>2</sup>	系列 长度/年	均值/ (m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> )	变差系数	最大值/ (m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> )	最小值/ (m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> )	Mann-Kendall 统计量 $Z$ 的值
万家埠	3548	1953—2013	2153	0.52	5600	720	-0.068
晋坪	304	1966—2013	386	0.54	1230	113	0.391
虬津	9914	1983—2013	1628	0.64	4070	559	0.527

#### 3.2 突变分析

采用 Mann-Kendall 法对修河流域年最大洪峰流量系列进行突变分析。图 1 表示的是修河万家埠、晋坪和虬津 3 个水文站年最大洪峰流量系列 Mann-Kendall 检验正向统计量(UF)与反向统计量(UB)曲线图,图中水平直虚线为显著性水平  $\alpha=0.05$  的临界值。由图 1A 也能看出,UF 和 UB 曲线存在多个交点,通过与距平累积曲线结果对比,将 1972 年确定为突变点,其余应为杂点,在 1972 年后最大洪峰流量发生由减少到增加的突变。以 1972 年作为序列的分割点,统计 1953—1971 年、1972—2013 年两个时段的均值,分别为 1 950, 2 252 m<sup>3</sup>/s, 变差系数分别为 0.46, 0.54。可见 1972—2013 年均值比 1953—1971 年均值增加了 15%,说明 1972 年后均值有一定程度增加,序列离散程度变大。

图 1B 为晋坪年最大洪峰流量 UF 与 UB 曲线图。由图 1B 可以看出,除 1989—1992 年外,UF 曲线均处于零线以上或附近,表明晋坪年最大洪峰流量基本呈现增加趋势,但整体的 UF 曲线并没有超过 95% 信度线,说明晋坪最大洪峰流量增加的变化趋势并不显著。由图 2B 可以看出,UF 和 UB 曲线存在多个交点,因此利用距平累积曲线综合判断这些交点中的突变点,发现突变点为 1977 年,在 1977 年后最大洪峰流量发生由增加到减少的突变。以 1977 年作为序列的分割点,统计 1966—1976, 1977—2013 年两个时段的均值,分别为 423, 375 m<sup>3</sup>/s, 变偏差系数分别为 0.69, 0.47。可见 1977—2013 年均值比 1966—1976 年均值减少了 11%,而变差系数减少了 32%,说明 1977 年后均值有一定程度减少,序列离散程度变小。

图 1C 为虬津年最大洪峰流量 UF 与 UB 曲线图。

由图 1C 可以看出,UF 和 UB 曲线存在多个交点,利用距平累积曲线综合判断,突变点为 1990 年,在 1990 年后最大洪峰流量发生由减少到增加的突变。以 1990 年作为序列的分割点,统计 1983—1989,1990—2013 年两个时段的均值,分别为  $1\,194, 1\,754\text{ m}^3/\text{s}$ ,变差系数分别为 0.98,0.57。可见 1990—2013 年均值比 1983—1989 年均值增加了 47%,说明 1990 年后均值增加明显,而序列离散程度变小。

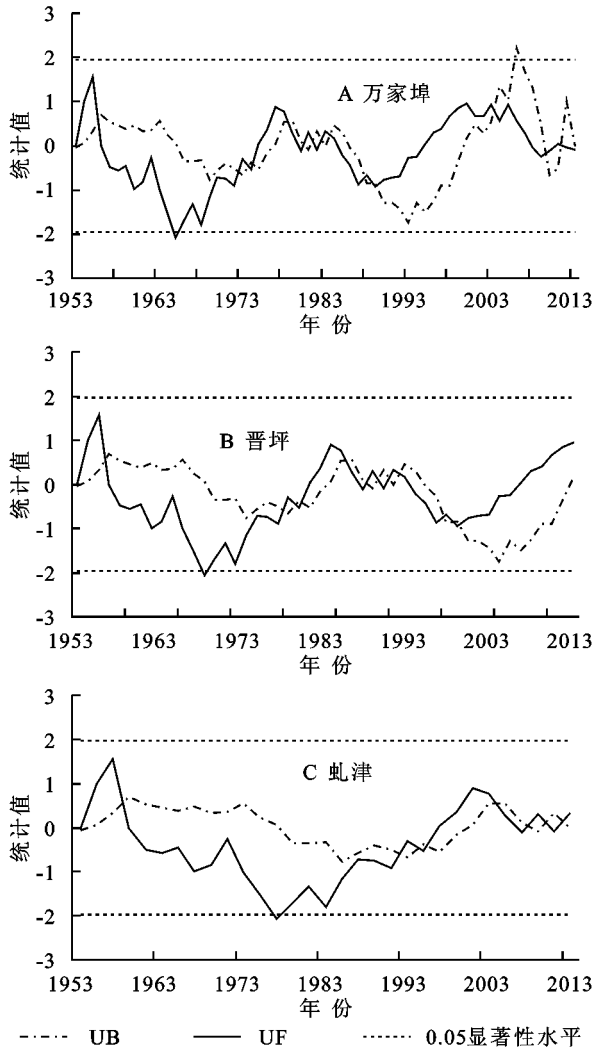


图 1 Mann-Kendall 统计量变化

### 3.3 周期性分析

采用小波分析法对修河流域万家埠、晋坪和虬津 3 个水文站年最大洪峰流量系列进行周期性分析,各站年最大洪峰流量系列小波功率谱及总体功率谱如图 2。小波功率谱图中颜色深浅表示能量密度的相对变化,黑色的粗实线圈闭的区域表示通过了 95% 置信水平的红噪声检验,而黑色弧线以上的区域为考虑了小波边角效应的小波影响锥(Cone of influence, COI)区域。总体功率谱图反映了波动的能量随尺度的分布,峰值处对应为该序列的主要周期。总体功率谱图中实线为总体小波功率谱,虚线为 95% 置信水

平的红噪声标准谱,若实线的峰值超过虚线表示该峰值对应的周期显著。这样,通过总体功率谱图可直观地反映各振荡周期在 0.05 显著性水平下的显著性。

由总体功率谱图可知,万家埠站最大洪峰流量在 1953—2013 年期间存在 3 个振荡周期,分别为 2.3, 6.9, 22 a 的周期,其中,22 a 振荡周期通过了置信水平为 95% 的红噪声检验,说明这个周期在全时域内显著,为主周期,2.3, 6.9 a 的振荡周期没有通过置信水平为 95% 的红噪声检验;晋坪站振荡周期为 3.9, 6.2, 9.8, 20.8 a 的周期,各周期均未通过置信水平为 95% 的红噪声检验;虬津站振荡周期为 3.7, 5.2, 10.3 a 的周期,各周期均未通过置信水平为 95% 的红噪声检验。万家埠站小波功率谱图黄色区域表明渡峰坑站最大洪峰流量在 2000—2006 年振荡比较强烈,存在 2~4 a 的变化周期,并通过了置信水平为 95% 的红噪声谱显著性检验,涵盖时域短;18~22 a 的振荡周期在 1977—1986 年通过了 95% 的红噪声检验,具有显著频域周期特征。同样可得出晋坪和虬津站年最大洪峰流量时频域变化特征,由图 2 可以看出,晋坪站最大洪峰流量在 1968—1978 年小波功率谱振荡比较强烈,存在 2~6 a 的变化周期,并通过了置信水平为 95% 的红噪声谱显著性检验。虬津站最大洪峰流量在 1995—2002 年小波功率谱振荡比较强烈,存在 3~6 a 的变化周期,并通过了置信水平为 95% 的红噪声谱显著性检验,具有显著频域周期特征。

综上所述,修河流域万家埠、晋坪和虬津站年最大洪峰流量系列在时频域中都存在着不同尺度的周期,既有 2~8 a 的短振荡周期,也有超过 20 a 的长振荡周期。

### 3.4 洪水极值对气候变化的响应

流域洪水径流演变是一个复杂的非线性动态过程,受自然和人类活动两方面因素相互作用,自然因素包括气候和地貌因素,且以气候因素作用显著。本文主要探讨了修河洪水径流对气候因素的响应。将修河流域万家埠、晋坪和虬津站洪水极值流量与潜在因素 MEI, Niño3.4, SOI, AO, PDO, NAO, PNA, WP, EP/NP, IOD, AO, SS, EASMI, SASMI, SCSMI, AAO 进行线性相关分析,计算结果见表 2—3。由表可知,(1) 不论是与当前系列,还是延迟系列, AO, PDO, EP, AAO 及 SS 气候指标对修河流域洪水均未通过相关显著性检验,表明这些气候指标对修河流域洪水无明显影响。(2) 就当前序列而言,对洪水序列影响较为显著的气候指标为 EASMI, 其与虬津和万家埠最大洪峰流量系列均表现负相关,相关系数均通过了 0.1 显著性水平检验,尤其是虬津站还通过了 0.05 显著性水平检验;其次为 PNA, MEI, NOA, MEI, NOA 分别与虬津、晋坪最大洪峰流量序列相关系

数通过了 0.1 显著性水平检验,而 PNA 仅与虬津最大洪峰流量序列相关系数通过了 0.05 显著性水平检验,表现为正相关。(3) 对延迟一年序列而言,ENSO 指标对三站最大洪峰流量序列影响显著,其中,与 Niño3.4 相关系数均通过了 0.05 显著性水平检验,且均为正相关,尤其是与虬津最大洪峰流量序列相关系数均通过了 0.01 显著性水平检验;其次为 EASMI 与 WP,两个指标分别与虬津、晋坪最大洪峰流量序列表现为正相关,且相关系数通过了 0.05 显著性水平检验;最后为 DMI,SASMI,SCSMI,相关系数均通过了 0.1 显著性水平检验,其中,DMI 与虬津、晋坪最大洪峰流量序列均表现为正相关,而 SASMI,SCSMI 与晋坪最大洪峰流量序列相关显著,前者与晋坪最大洪峰流量序列呈现负相关,后者为正相关。(4) 从单一测站来看,万家埠站最大洪峰流量主要与 ENSO,EASMI 显著相关,其中上一年 MEI,Niño3.4 与之呈正相关,上一年 SOI、同年 EASMI 与之负相关;晋坪站最大洪峰流量主要与 Niño3.4,DMI,SASMI,EASMI,SCSMI 和 NOA 显著相关,其中,上一年 Niño3.4,DMI,EASMI,SCSMI 与之呈正相关,上一年 SASMI、同年 NOA 表现为负相关;虬津站最大洪峰流量主要与 ENSO,DMI,WP 和 PNA,EASMI 显著相关,其中,上一年 MEI,Niño3.4,DMI,WP 和同年 PNA 与之呈正相关,上一年 SOI 与同年 EASMI 表现为负相关。

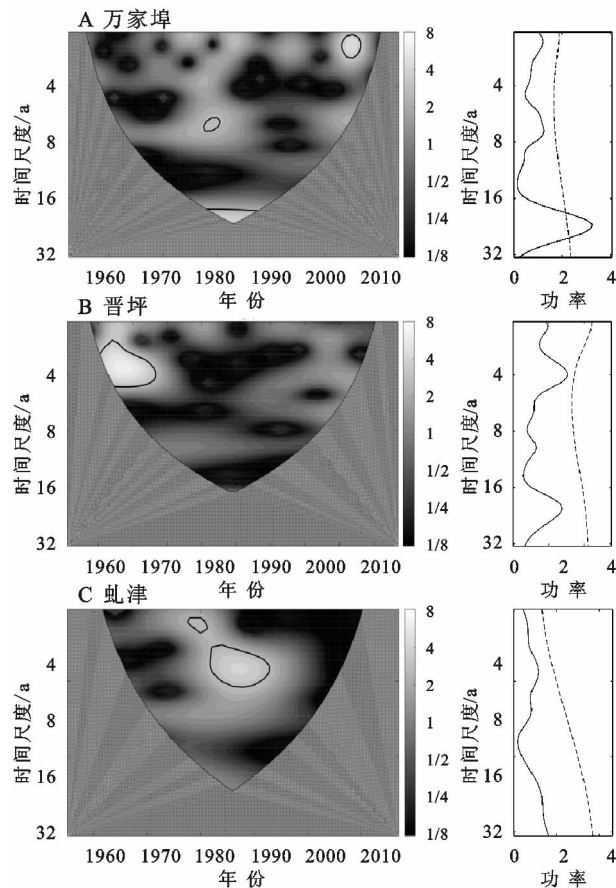


图 2 修河流域年最大洪峰流量小波功率谱及总体功率谱与置信水平 95% 的红噪音理论谱

表 2 年最大流量序列与气候指标相关系数

测站	MEI	Niño3.4	SOI	NOA	AO	PDO	DMI	WP	PNA	EP	SASMI	EASMI	SCSMI	AAO	SS
万家埠	-0.035	-0.109	0.010	-0.068	-0.003	0.083	-0.098	-0.052	0.182	-0.168	0.164	-0.232 *	-0.211	0.073	-0.149
晋坪	0.061	0.010	-0.019	-0.265 *	-0.113	0.054	-0.058	0.072	0.240	-0.197	0.145	-0.082	-0.153	0.094	-0.158
虬津	0.312 *	0.188	-0.276	0.042	-0.021	0.152	-0.031	-0.031	0.367 * *	0.182	0.061	-0.358 * *	-0.226	0.157	0.092

注: \* 表示通过 90% 置信水平检验, \* \* 表示通过 95% 置信水平检验, \* \* \* 表示通过 99% 置信水平检验。

表 3 年最大流量序列与气候指标(延迟一年)相关系数

测站	MEI	Niño3.4	SOI	NOA	AO	PDO	DMI	WP	PNA	EP	SASMI	EASMI	SCSMI	AAO	SS
万家埠	0.217 *	0.300 * *	-0.249 *	0.112	0.006	0.121	0.127	0.077	-0.015	0.187	-0.166	0.037	0.126	-0.095	-0.075
晋坪	0.195	0.311 * *	-0.175	0.117	-0.046	-0.071	0.266 *	0.004	-0.147	0.080	-0.266 *	0.318 * *	0.242 *	-0.183	-0.046
虬津	0.550 * *	0.589 * *	-0.572 * *	0.186	0.300	0.029	0.308 *	0.437 * *	-0.134	0.264	0.121	0.150	0.254	-0.113	0.215

注: \* 表示通过 90% 置信水平检验, \* \* 表示通过 95% 置信水平检验, \* \* \* 表示通过 99% 置信水平检验。

由表 2,3 可知,ENSO,EASMI,PNA 和 WP 等 4 个气候指标与最大洪峰流量系列呈现显著相关,均通过了 95% 置信水平检验。其中,ENSO 是赤道太平洋地区乃至全球范围内最强的气候年际变化的自然信号之一,不仅直接影响热带太平洋地区的天气气候,还通过大气环流以“遥相关”形式间接影响东亚地区的天气气候。MEI,Niño3.4 SSTA 以及 SOI 均是描述 ENSO 的具体指数,由于 Niño3.4 SSTA 指数与修河流域万家埠、晋坪和虬津站最大洪峰流量相关性均较好,因以采用该指数来描述 ENSO 对修河流域最大洪峰流量的影响。EASMI 反映的是东亚夏季季风强弱,该指数越大,夏季风越强。WP 是北太

洋主要的低频动态模式,同北太平洋涛动相对的 500 hPa 位势高度变化有一定关系。PNA 是北半球热带地区以外的主要低频模式之一,表明了中东太平洋与北美大陆 500 hPa 环流形势变化的关系,正 PNA 型遥相关对应着北美大陆西岸为强高压脊控制。

为进一步了解显著性气候指标 ENSO,EASMI,PNA 和 WP 对最大洪峰流量的影响,建立修河流域万家埠、晋坪和虬津站最大洪峰流量与 ENSO,EASMI,PNA 和 WP 气候指标的对应关系。根据《水文情报预报规范》(GB/T 22482—2008),将洪水划分为特大洪水、大洪水、中等洪水和小洪水 4 个量级,重现期在 5 年以下为小洪水,重现期 5~20 年为中等洪水,重现期 20~50 年

为大洪水,重现期超过 50 a 为特大洪水。本研究定义最大洪峰流量重现期 $>10$  a 的中洪水、大洪水及特大洪水为极端洪水。图 3 反映的是修河流域万家埠、晋坪和虬津站最大洪峰流量与各主要气候指标 ENSO,EASMI,PNA 和 WP 的对应图。从图 3 可以看出,晋坪极端洪水年出现在 1973 年、1977 年、1998 年、2010 年,这些极端洪水年份基本上为 EASMI 负相位年(1973 年例外),且均为谷底位置。同样,虬津极端洪水年出现在 1983 年、1993 年、1995 年,这些极端洪水年份上 EASMI,WP 均处于负相位年,且均为谷底位置,而 PNA 处于正相位峰值处。修河流域洪水与上一年的 Nino3.4 指数均呈现正相关,反映厄尔尼诺了对修河流域洪水的影响。厄尔尼诺事件发生的周期一般为  $2\sim 8$  a<sup>[16]</sup>,而本文分析得出年最大洪峰流量序列也存在  $2\sim 8$  a 波动周期,因此,修河流域最大洪峰流量序列的周期性可能受到厄尔尼

诺调节的影响。另一方面,众多研究发现厄尔尼诺对东亚季风影响显著,一般认为,ENSO 为正相位时,次年东亚夏季风通常偏弱,使长江中下游地区极端降水增强<sup>[17]</sup>,从而使洪水量级和频率发生变化。修河流域发生特大洪水的年份出现在 1973 年、1977 年、2005 年,而这些特大洪水年份的上一年均发生厄尔尼诺事件,这在一定程度上反映了厄尔尼诺对修河流域洪水的影响。东亚夏季风强度是造成我国夏季气温、降水异常的主要原因。长江中下游夏季的涝年与东亚夏季弱季风有关,东亚夏季风减弱使长江中下游地区极端降水增强<sup>[17]</sup>,从而可能形成较大洪水。这与本文关于东亚夏季风强弱与特大洪水的关系是相同的。修河流域地处长江中下游地区,降水主要受东亚夏季季风影响,当 EASMI 处于负相位谷底位置,对应东亚夏季风强度偏弱的年份,极易发生特大洪水。

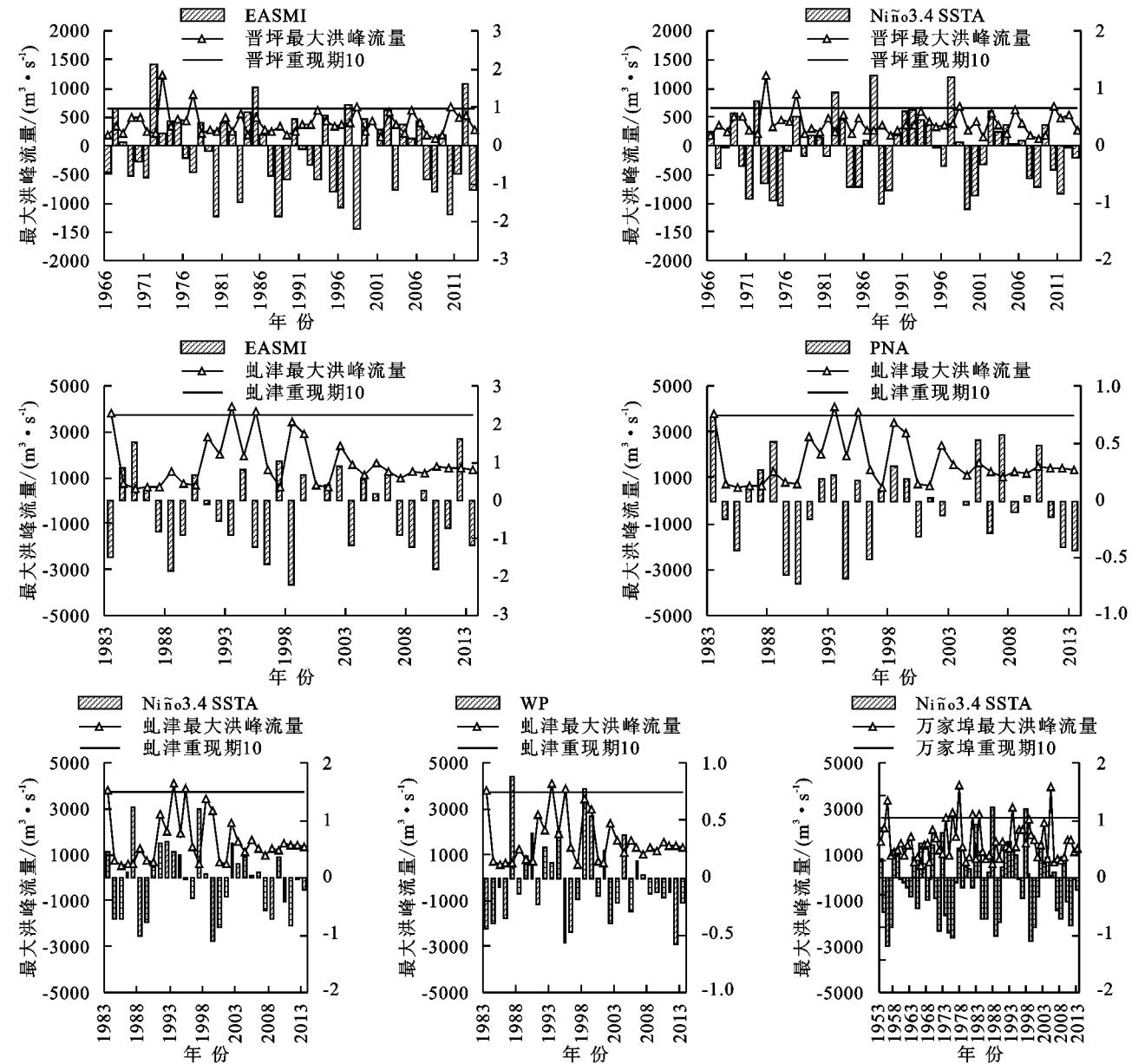


图 3 修河流域年最大洪峰流量与 ENSO,EASMI,PNA 和 WP 关系

## 4 结论

(1) 万家埠站年最大流量总体表现减少趋势,晋坪和虬津 2 站年最大流量则有增加趋势,但趋势都不显著。

(2) 万家埠站年最大洪峰流量突变点为 1972 年,在 1972 年后最大洪峰流量发生由减少到增加的突变;晋坪站年最大洪峰流量突变点为 1977 年,在 1977 年后最大洪峰流量发生由增加到减少的突变;虬津站年最大洪峰流量突变点为 1990 年,在 1990 年后最大洪峰流量发生由减少到增加的突变。

(3) 修河流域万家埠、晋坪和虬津站年最大洪峰流量系列在时频域中都存在着不同尺度的周期,既有 2~8 a 的短振荡周期,也有超过 20 a 的长振荡周期。除万家埠站最大洪峰流量存在 22 a 显著周期,其余周期均不显著。

(4) 修河流域年最大洪峰流量与 ENSO, EASMI, PNA 和 WP 均呈显著相关 ( $p < 0.05$ ), AO, PDO, EP, AAO 及 SS 等气候指标对修河流域洪水无明显影响。其中,万家埠站最大洪峰流量与上一年 Niño3.4 显著正相关;晋坪站最大洪峰流量与上一年 Niño3.4, EASMI 显著正相关;虬津站最大洪峰流量与 ENSO, WP 和 PNA, EASMI 显著相关,其中,上一年 MEI, Niño3.4, WP 和同年 PNA 与之呈正相关,上一年 SOI 与同年 EASMI 表现为负相关。

ENSO, EASMI, PNA 和 WP 等气候指数对洪水影响作用过程十分复杂,本文仅通过数理统计进行了简单的定量分析,其响应模式和影响机制有待今后进一步深入研究。

### 参考文献:

- [1] Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC[M]. Cambridge university press, 2007.
- [2] Ye X, Zhang Q, Liu J, et al. Distinguishing the relative impacts of climate change and human activities on varia-

tion of streamflow in the Poyang Lake catchment, China [J]. Journal of Hydrology, 2013, 494: 83-95.

- [3] Zhang Q, Xiao M, Li J, et al. Topography-based spatial patterns of precipitation extremes in the Poyang Lake basin, China: Changing properties and causes [J]. Journal of Hydrology, 2014, 512: 229-239.
- [4] 郭华, 胡奇, 张奇, 等. 鄱阳湖流域水文变化特征成因及早涝规律 [J]. 地理学报, 2012, 67(5): 699-709.
- [5] 张强, 孙鹏, 江涛. 鄱阳湖流域水文极值演变特征、成因与影响 [J]. 湖泊科学, 2011, 23(3): 445-453.
- [6] 郭华, 姜彤, GUO Hua, 等. 鄱阳湖流域洪峰流量和枯水流量变化趋势分析 [J]. 自然灾害学报, 2008, 17(3): 75-80.
- [7] 刘剑宇, 张强, 顾西辉, 等. 鄱阳湖流域洪水变化特征及气候影响研究 [J]. 地理科学, 2016(8): 1234-1242.
- [8] 孙鹏, 张强, 陈晓宏. 鄱阳湖流域枯水径流演变特征、成因与影响 [J]. 地理研究, 2011, 30(9): 1702-1712.
- [9] 李友辉, 熊焕淮, 许瑛, 等. 修河干流大中型水利工程对环境的影响 [J]. 江西水利科技, 2005, 31(4): 225-230.
- [10] 闵骞, 占腊生. 1952—2011 鄱阳湖枯水变化分析 [J]. 湖泊科学, 2012, 24(5): 675-678.
- [11] 刘卫林, 王永文. 赣江中下游枯水期水量调度研究 [J]. 长江科学院院报, 2013, 30(9): 11-16.
- [12] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术 [M]. 北京: 气象出版社, 2007: 43-70.
- [13] 欧阳千林, 刘卫林. 近 50 年鄱阳湖水位变化特征研究 [J]. 长江流域资源与环境, 2014, 23(11): 1545-1550.
- [14] 张洪波, 俞奇骏, 陈克宇, 等. 基于小波变换的径流周期与 ENSO 事件响应关系研究 [J]. 华北水利水电大学学报: 自然科学版, 2016, 37(4): 59-66.
- [15] Torrence C, Compo G P. A practical guide to wavelet analysis [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1998, 79(1): 61-78.
- [16] Chen W, Feng J, Wu R G. Roles of ENSO and PDO in the link of the East Asian winter monsoon to the following summer monsoon [J]. Journal of Climate, 2013, 26(2): 622-635.
- [17] 唐权辉, 任杰, 王兆礼, 等. 北江干流年最枯月流量变化特征及其影响因素分析 [J]. 水电能源科学, 2013, 31(10): 13-16, 78.