

长江上游流域水位长期变化特征分析

施艾琳¹ 覃军¹ 陈正洪²¹

(1. 中国地质大学 环境学院大气科学系, 湖北 武汉 430074;

2. 湖北省气象服务中心, 湖北 武汉 430205)

【摘要】: 长江上游地区的水能资源对于我国能源发展具有重要意义, 研究长江上游水文的周期和突变规律, 可以提前预防旱涝灾害给农业带来的损失。利用线性回归方法对长江上游清溪场水文站的水位资料进行插补延长, 然后用小波分析方法和 Mann-Kendall 方法对三峡大坝蓄水前的 1890~2002 年旱季 1~3 月份和雨季 6~8 月份的水位序列的周期性、阶段性和突变特征进行了比较分析。结果表明: (1) 旱季水位在 1890~1940 年偏高, 1940~2002 年偏低; 雨季水位在 1965 年以后持续偏低。(2) 清溪场水文站旱季的水位存在 5~8 年的年际变化主周期, 其中 1900~1950 年间 5~8 年的周期变化是显著的; 清溪场水文站雨季水位的主周期为 35 年左右的年代际变化周期, 1940~1960 年存在 8 年左右的年际变化显著周期。(3) 旱季水位在 1933 年发生突变, 1933 年以后水位由高向低转变, 1940 年以后水位持续偏低; 雨季水位在 1957 年以后水位由高变低, 1965 年水位下降趋势加大, 到 1993 年雨季水位显著降低, 1997 年以后雨季水位有升高的趋势。(4) 长江上游流域面雨量与清溪场水位变化趋势相一致, 明清小冰期东亚夏季风偏弱长江上游气候偏湿润水位整体较高, 20 世纪 30 年代、40 年代全球气候相对变暖而东亚夏季风偏强, 导致雨带偏北, 长江上游气候转而偏干水位整体偏低。

【关键词】: 清溪场水文站 旱季和雨季 水位变化特征

【中图分类号】: P343 **【文献标识码】:** A **【文章编号】:** 1004-8227(2021)02-0361-10

长江上游地区是我国西部大开发的重要地区, 长江流域大部分水能资源都集中在上游地区, 该区的水能资源对于我国能源发展具有重要意义^[1]。而且, 因为汛期降水集中, 上下游洪峰叠加, 长江上游又可对中下游流域造成严重洪涝灾害^[2]。近些年来, 由于受到梯级水库建设运行及季风气候等影响, 长江流域生态系统环境遭到破坏, 汛期降水较为集中且降水时空分布也不均匀, 打破了现有的河道径流与防洪减灾体系之间的平衡关系, 导致该流域内洪涝灾害频发, 严重影响了社会经济的发展。因此, 研究长江上游气候与水文的联系变化规律, 可以减少气候灾害对农业的威胁, 为防洪减灾、风险防治和区域水资源安全管理等提供科学依据。

近年来, 有关长江流域气候及水文联系的研究已取得一些成果^[3~6]。李林等^[7]对长江上游径流量变化进行影响因子关系分析, 得出了夏季降水减少是造成径流量减少的主要原因这一结论; 夏军等^[8]以长江上游流域主要控制站径流观测数据为基础, 对长江上游流域径流变化及其影响原因进行分析, 建立了长江上游大尺度分布式月水量平衡模型; 王艳君等^[9]对长江上游流域 40 年(1961~2000)来的气候变化趋势及其对径流的影响进行了分析, 得出了一些有用的结论; 郭海晋等^[10]研究了长江上游径流持续偏枯地区贡献度及成因, 指出 20 世纪 90 年代以来, 长江上游持续偏枯; 肖莺等^[11]对长江上游面雨量的低频特征信息进行分析,

作者简介: 施艾琳(1994~), 女, 硕士研究生, 主要研究方向为古气候方面研究. E-mail: 1147080909@qq.com
覃军, E-mail: qinjun@cug.edu.cn

基金项目: 国家重点研发计划项目(2018YFA0605603)

为进一步了解长江上游气候特征提供有价值的参考依据。然而，这些研究主要是针对流域降水的变化趋势和径流变化等进行分析，而对长江上游旱季和雨季水位的周期变化规律和突变的研究尚少。

鉴于此，本文以长江上游流域为研究区，基于地理特征及水文统计特性，首先，采用线性回归方法对长江上游清溪场水文站(29° 45' N, 107° 25' E)的水位资料进行插补延长；然后，通过引入小波分析和 Mann-Kendall 方法对清溪场水文站旱季(1~3月)和雨季(6~8月)水位升降时间序列变化特征进行分析；最后，得到三峡大坝蓄水前旱季和雨季水位序列的周期性、阶段性及突变特征等信息。其能够更好地帮助我们认识长江上游旱涝的周期变化规律，提前预防旱涝灾害给农业带来的损失，为今后研究长江上游流域的水文气候学提供科学依据。

1 资料与方法

1.1 数据来源与处理

利用中国长江水利委员会提供的清溪场水文站 1957~2002 年逐月水位和宜昌水文站 1890~2002 年逐月水位数据，对两个水文站共有的水位数据做线性回归，结果如图 1 所示，两者相关系数高达 0.98，利用回归方程插补得到长江上游流域的清溪场水文站 1890~2002 年逐月水位，通过计算分别得到 1890~2002 年旱季(1~3月)和雨季(6~8月)平均水位序列。

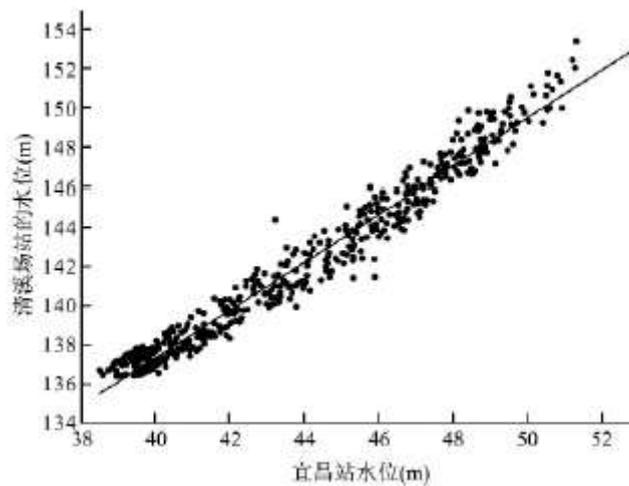


图 1 清溪场站水位与宜昌站水位 1957~2002 年线性回归($r=0.98$)

所用降水数据为国家气候中心 2419 台站逐月累积降水数据，如图 2 所示，长江上游流域经纬度范围大概是 90° E~113° E, 24° N~36° N, 共有 470 个基准台站；台站有不同年月的数据缺失，计算 1~3 月长江上游流域面雨量时所用的数据中 1951 年的记录最少，仅有 34 个台站有效记录，1952 年有 42 个台站记录，1965 年以后的数据比较完整共有 400~440 个台站的降水数据。

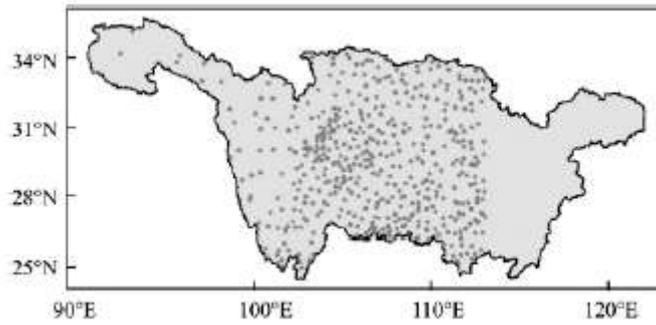


图 2 长江上游流域台站分布图

由于长江上游流域内测站分布较均匀，站网密度大，所以我们用算术平均法计算长江上游流域面雨量，计算方法如下：

将流域内所有测站的同期降水量相加，除以总站数，即为流域面雨量。计算公式为：

$$P = \sum_{i=1}^n p_i / n \quad (1)$$

式中：n 为总站数； p_i 为各站同期降雨量。

因为逐月水位数据属于非平稳序列，它们随时间的变化往往受到多种因素的综合影响，不但具有趋势性、周期性等特征，还存在随机性、突变性以及“多时间尺度”结构。对于这类非平稳时间序列的研究，通常需要某一频段对应的的时间信息或某一时段的频域信息。显然，时域分析和频域分析对此均无能为力。因此本文采用小波分析方法和 Mann-Kendall 方法进行分析。

1.2 小波分析方法

20 世纪 80 年代初，Morlet 提出一种具有时频多分辨功能的小波分析(Wavelet Analysis)方法，它能清晰地揭示出隐藏在时间序列中的多种变化周期。小波变换系数的实部包含了在一定的特征时间尺度下，信号沿时间轴分布和位相两方面的信息，小波系数的模平方相当于小波能量谱，从中可以分析出不同尺度(周期)的振荡能量，当模的平方越大，其对应时间和尺度的周期性越明显，据此确定各序列中存在的主要周期。小波分析能充分反映系统在不同时间尺度中的变化趋势，并能对系统未来发展趋势进行定性估计。近年来很多学者都利用小波分析的方法来研究了一些水文、气候等方面的问题^[12~19]，充分证明小波分析的方法能很好的分析水文、气候周期、阶段、突变等方面的问题。

小波函数是具有震荡特性、能够迅速衰减到零的一类函数，也称为基小波，其伸缩和平移可构成一族函数系：

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \Psi(t) dt = 0 \quad (2)$$

满足(2)式的函数 $\Psi(t) dt$ 称为基本小波，它伸缩和平移可构成一族函数系：

$$\Psi_{a,b}(t) = |a|^{-1/2} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad a, b \in R, a \neq 0 \quad (3)$$

(3)式中, $\Psi_{a,b}(t)$ 为基本小波或母小波,它是双窗函数,一个是时间窗,一个是频率谱。 $\Psi_{a,b}(t)$ 的震荡随 $\frac{1}{|a|}$ 的增加而增大,因此 a 为频率参数, b 为时间参数,表示波动在时间上的平移。

小波种类有许多,目前常用的有 Harr 小波、wave 小波、MexicoHat 小波、Meyer 小波,通过对比,本次研究采用的是 Morlet 小波函数。Morlet 小波函数定义为:

$$\varphi(x) = e^{i\omega_0 x} e^{-x^2/2} \quad (4)$$

(4)式中 x 为水位时间序列; $\varphi(x)$ 为基于水位变化的时间序列的小波函数。将不同尺度的小波系数的平方进行积分得到小波方差,可以对序列的主要周期进行判断。计算公式:

$$\text{Var}(a) = \int_{-\infty}^{\infty} |W_f(a, b)|^2 db \quad (5)$$

式中: $\text{Var}(a)$ 为小波方差; $W_f(a, b)$ 为小波系数。

1.3 Mann-Kendall 方法

Mann-Kendall 方法是一种非参数统计检验方法,经常用来进行气象学或气候学中的突变检验,也可以预测各种气象要素(如温度、降水和气压等)的时间序列数据的长期趋势^[20~22]。由于其所需变量不一定具有正态分布特征,并且少数异常值不会影响它们,因此它们可以应用于非正态分布的趋势分析,如水文变量和气象要素等。具有计算过程简单、检测范围宽、干扰度小、定量程度高等优势。具体方法如下:

设原始时间序列为 y_1, y_2, \dots, y_n , m_i 表示第 i 个样本 y_i 大于 y_j ($1 \leq j \leq i$) 的累积数,定义统计量:

$$d_k = \sum_{i=1}^k m_i, \quad (2 \leq k \leq n) \quad (6)$$

在原序列随机独立等假设下, d_k 的均值和方差分别为:

$$E(d_k) = k(k-1)/4 \quad (7)$$

$$\text{var}(d_k) = k(k-1)(2k+5)/72 \quad (8)$$

将上面的公式 d_k 标准化,得:

$$UF_k = \frac{d_k - E(d_k)}{\sqrt{\text{var}(d_k)}} \quad (9)$$

UF_k 组成一条 UF 曲线，通过信度检验可以得出其是否有明显的变化趋势。将此方法引用到反序列中，计算得到另一条曲线 UB ，则两条曲线在置信区间内的交点确定为突变点。给定显著性水平 $\alpha = 0.05$ ，则统计量 UF 和 UB 的临界值为 ± 1.96 。 $UF > 0$ ，表示序列呈上升趋势；反之，表明呈下降趋势，大于 $+1.96$ 或小于 -1.96 ，表示上升或下降趋势明显。

2 结果与分析

2.1 面雨量与水位关系

1951~2002年1~3月长江上游的流域面雨量与清溪场的水位序列相关系数为0.37，6~8月两者相关系数为0.44，均通过99%信度检验。从图3、图4可以看出这两个序列的变化有较好的一致性，当长江上游流域面雨量高时清溪场水文站水位偏高，反之就低。清溪场旱季与雨季的水位能反映同期长江上游流域旱季1~3月和雨季6~8月的气候干湿情况。

2.2 旱季水位分析

对清溪场旱季(1~3月)水位做距平和累积距平处理，结果如图5所示，1940年之前的累积距平值是不断增加的趋势，而1940年以后累积距平是不断减小的趋势。旱季水位在1890~1940年整体偏高，1940年以后水位整体偏低，我们之前研究中曾统计公元950~2002年每50年长江上游白鹤梁石鱼出水的频次，记录显示在1901~1950年间石鱼出水4次，1951~2000年间石鱼出水7次，相互验证了长江上游旱季水位的阶段性。

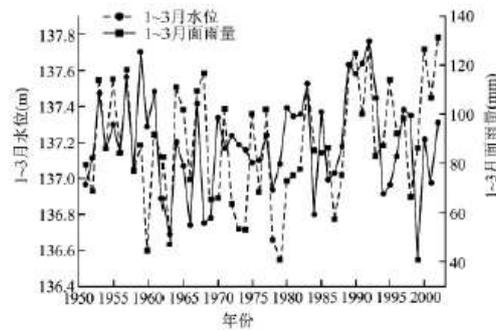


图3 1~3月长江上游流域面雨量与清溪场水位曲线图(1951~2002年)

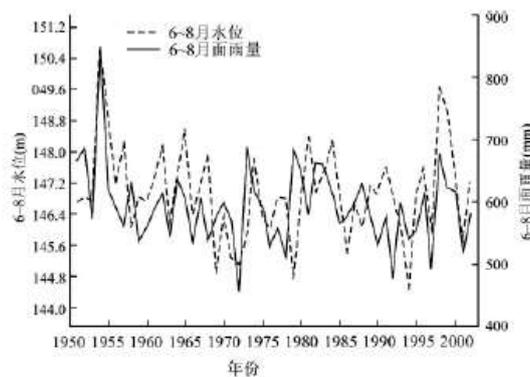


图4 6~8月长江上游流域面雨量与清溪场水位曲线图(1951~2002年)

对旱季水位做MK检验,结果如图6所示,由UF曲线可以看到1940年以后旱季水位偏低趋势大大超过显著性水平0.05临界线,甚至超过0.001显著性水平($u_{0.001}=2.56$),表明清溪场旱季水位下降趋势十分显著。根据UF与UB曲线交点的位置,确定清溪场旱季水位20世纪30年代的下降是一个突变现象,具体从1933年左右开始。

图7是清溪场水文站1890~2002年旱季1~3月小波变换系数实部图,纵坐标小波尺度是频率参数0~40年,横坐标为时间,图中的数值为小波系数。整个时段长江上游的水位起伏在不同时间尺度上表现出不同的周期变化和交替变化过程,小波系数为正,代表水位升高;小波系数为负,代表水位降低;正负值交界面上的零值表征水位高低变化的突变点。图7的上半部分为低频,等值线相对稀疏,对应较长尺度周期的震荡;下半部分是高频,等值线相对密集,对应较短尺度周期的震荡。从小波实部图(图7)可以看出清溪场1~3月水位的正负相位具有明显的周期交替变化,主要周期为5~8年的年际周期和15~20年的年代际变化周期;最低值出现在1910、1915、1940年左右,说明在这个时段清溪场水位是较低的,可能发生了极端干旱。通过查阅了长江上游涪陵白鹤梁上的石鱼题刻^[23],在1909、1915、1941和1960年石鱼都有出水记录,当时白鹤梁附近的水位确实较低,共同验证了在这些年份清溪场旱季水位偏低。

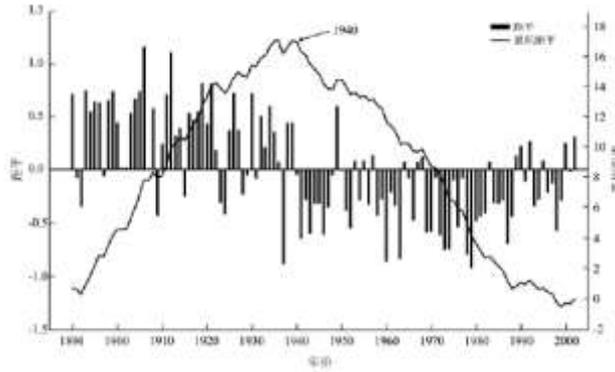


图5 旱季水位距平和累积距平曲线

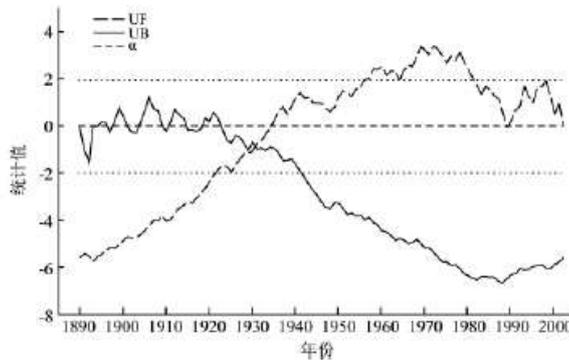


图6 旱季水位 Mann-Kendall 检验曲线

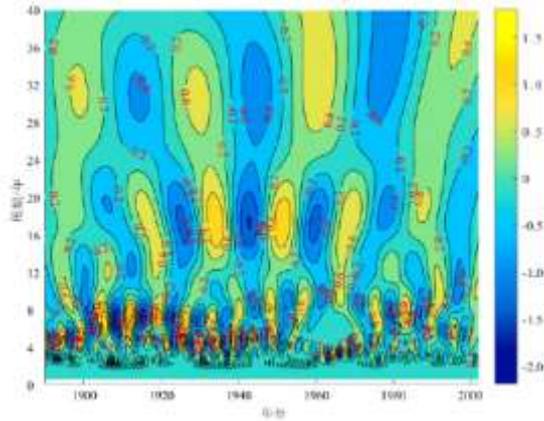
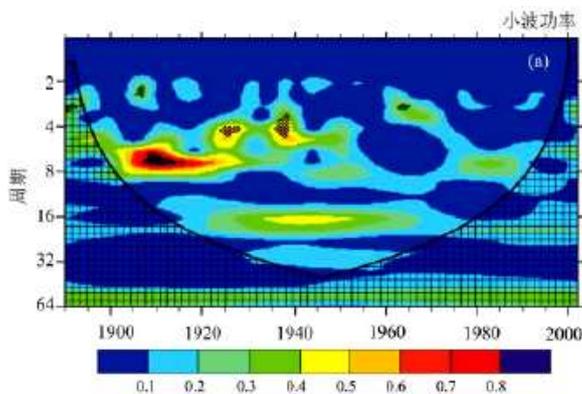


图 7 1 月~3 月水位序列 morlet 小波变换实部时频分布

水位的小波能量图(如图 8a 所示),表明清溪场水文站存在 2 个比较明显的能量聚集中心: 5~8 年尺度和 15~20 年尺度,且以 5~8 年尺度的震荡能量最强。最高峰值大概在 7 年处,表明长江上游旱季水位序列在该尺度下的周期震荡最强。1900~1930 年的 30 年中, 5~7 年的周期变化特征显著, 1930~1960 年存在 16 年左右的显著周期。这与长江流域规划办公室历史枯水调查组 1974 年对枯水石刻题记的调查研究中得到的长江上游流域每三五年就有一次枯水发生^[24], 十年或数十年就有一次较枯或极枯水的出现的结论是相一致的。为了更清楚的分析水位序列的主周期, 根据 (5) 式计算水位的小波方差, 以小波方差为纵坐标, 时间尺度(年)为横坐标绘制小波方差图(图 8b), 可以方便查找水位变化的主要周期, 从图中可以看到清溪场站水位序列主要存在 8、17 和 31 年左右尺度的周期, 其中峰值最大的对应 7 年尺度, 为主周期, 说明清溪场站旱季水位主要存在 7 年左右的变化周期, 第二周期为 17 年, 第三周期为 31 年。因此可以得出: 清溪场站过去 100 多年旱季的水位时间序列存在 3 个主要的变化周期。

2.3 雨季水位分析

对雨季水位做距平和累积距平曲线, 结果如图 9 所示, 雨季水位在 1945~1965 年整体偏高, 1965~1997 年水位整体偏低; 对其做 MK 检验, 如图 10 所示, 由 UF 曲线可知 1902~1925 年雨季水位为波动增高趋势, 1925~1945 年水位是下降趋势, 1945~1957 年水位是上升趋势, 1957 年以后雨季水位是下降趋势, 特别是 1965 年以后水位下降趋势加大。从图中可以发现除了 1993~1997 年水位显著降低外都没有超过信度检验线, 曲线 UF 与 UB 在置信区间内存在 10 个交点, 综合雨季累积距平曲线和 MK 检验曲线可知, 1944 年水位由低到高转变, 1957 年以后水位由高到低转变, 1965 年以后水位持续走低, 到 1993 年雨季水位显著降低, 1997 年以后雨季水位有升高的趋势。



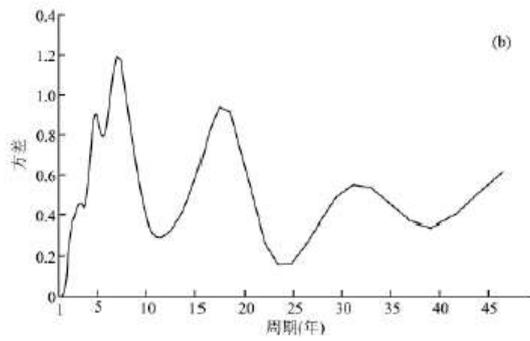


图 8(a)1~3 月水位小波能量(打点区域通过 95%信噪检验)和(b)小波方差

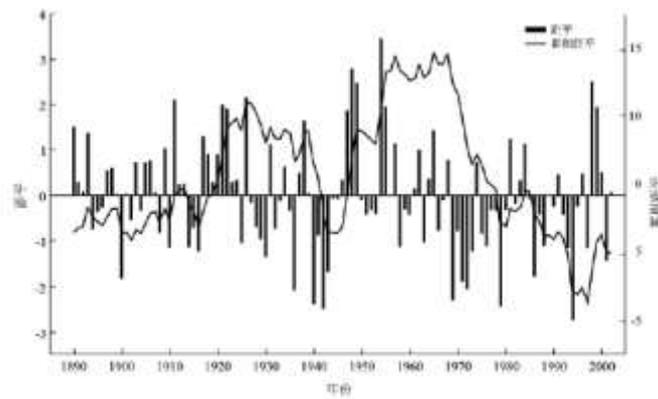


图 9 雨季水位距平与累积距平曲线

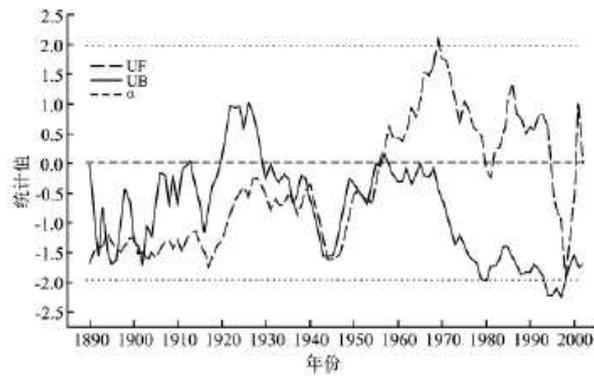


图 10 雨季水位 Mann-Kendall 检验曲线

图 11 是清溪场水文站 1890~2002 年雨季 6~8 月小波变换系数实部图,从图中可以看出清溪场站雨季水位的主要周期为 35 和 16 年左右的年代际变化周期以及 8 年左右的年际变化周期,李敏敏^[26]对长江流域旱涝灾害的统计灾害学研究中,对长江上游 1961~2012 年夏季旱涝年份的统计发现每 8~10 年就有一次涝或者重涝发生,共同验证了在这个时间段长江上游雨季水位为 8~10 年的年际变化周期。水位在 35 年周期尺度上,1920~1935、1950~1960 年水位偏高,1935~1945 年水位偏低,1955 年处,小波系数出现了最大值,表明在 1955 年前后雨季清溪场水位发生了最强的振动,水位偏高。从图 11 还可以注意到 1940 年以后

8 年左右的周期较明显。

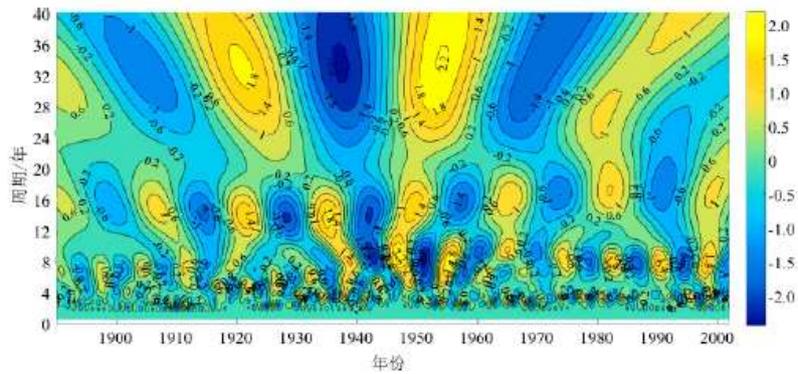


图 11 6~8 月水位序列 morlet 小波变换实部时频分布

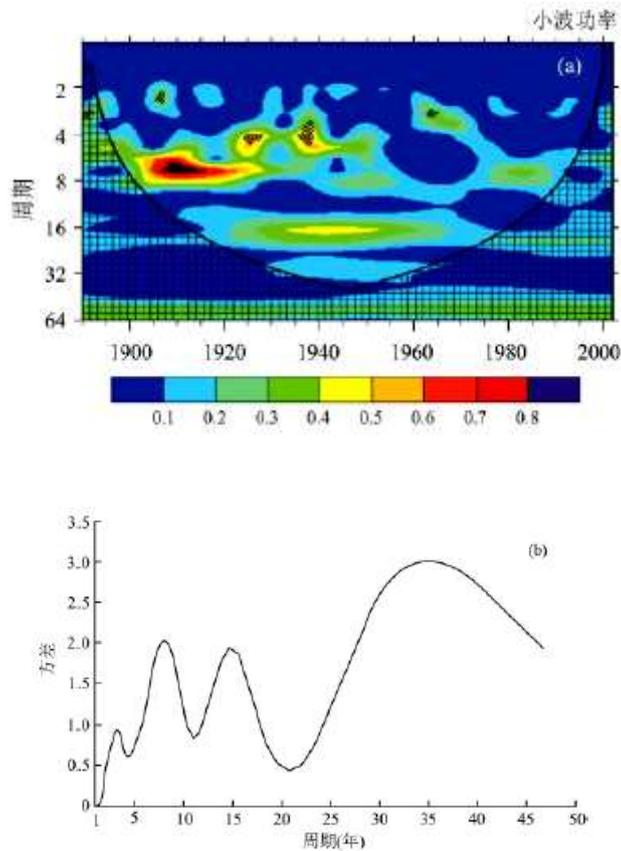


图 12(a)6~8 月小波能量图(打点区域通过 95%信噪检验)和(b)小波方差

从小波能量图(图 12a)可以看出, 去除边界效应后 1935~1950 年 35 年左右的周期变化特征是显著的, 1940~1960 年 8 年左右的周期是显著的。对雨季水位做方差图(图 12b), 长江上游雨季水位小波方差在 3~4、6~9、15 和 35 年有 4 个主峰值, 最高峰值大概在 35 年处, 表明长江上游雨季水位序列在该尺度下的周期震荡最强。表 1 给出了清溪场水文站旱季和雨季水位小波对比分析结果:

表 1 清溪场水文站旱季和雨季水位小波对比分析

	旱季	雨季
主周期	7 年	35 年
阶段性	1900~1940 年、1940~2002 年	1965~1997 年
突变时间点	1933 年左右	1957 年

总的来说,旱季 1900~1940 年准 7 年周期显著,1933 年是旱季水位的突变点,水位从 1933 年开始存在从高到低的转变,1940~2002 年水位持续偏低。雨季水位主要周期为 35 年左右,1940~1960 年准 8 年周期显著,1957 年水位开始由高变低,1965 年以后水位持续偏低,到 1993 年显著偏低,1997 年后水位有升高的趋势。1890~1930 年全球气候环境为一个特殊的时期称为清代小冰期,长江上游气候偏湿润,水位偏高;20 世纪 30~40 年代是一个相对暖期,长江上游旱季水位此后持续偏低气候偏干,雨季水位在这个时期水位偏低,但 20 世纪 50~70 年代受多年代自然变率影响气候相对冷,长江上游雨季水位在这个时期转而偏高,可见长江上游雨季气候与水位的变化在冷暖两个时期气候背景下有较明显的差异。在百年尺度上,中世纪暖期东亚夏季风环流是过去 1000 年里最强时期,而在 1450~1570 年(小冰期)期间东亚夏季风是过去 1000 年里最弱的时期;在偏弱的东亚夏季风环流下,中国东部季风雨带总体上位置偏南,伴随着华北降水偏少、长江降水偏多(即“南涝/北旱”型)异常分布特征。在中国东北的科尔沁沙地,潮湿期的特点是在此之前的 1000~660 年期间,马里泥炭剖面显示出异常高花粉浓度,其中栎浓度比前后时期高出约 3 倍^[26]。长江与中国北方降水模式的这种对比在现代十年到多年代气候变率模式中得到了很好的认识,并且通常与东亚季风的加强有关^[27]。

3 结论与讨论

本文采用长江上游清溪场水文站一百多年旱季和雨季水位升降时间序列数据,计算距平与累积距平,并引入 Morlet 连续小波变化分析方法和 Mann-Kendall 方法系统分析了长江上游不同时期水位的阶段性、周期规律和突变信息,得到了关于长江上游地区旱涝周期特征的一些有意义的结论:

(1)长江上游的旱季水位在 1890~1940 年整体偏高,1940 年以后水位整体偏低,使用长江上游白鹤梁石鱼出水的频次信息进行对比,相互验证了长江上游旱季水位的阶段性;雨季水位在 1965 年以后水位持续偏低。

(2)长江上游的旱季水位整体表现为 7 年的主周期,1900~1930 年的 30 年中 5~7 年周期是显著的;雨季水位整体表现为 35 年的主周期,1935~1950 年 35 年左右的周期变化特征是显著的,1940~1960 年 8 年左右的周期是显著的。

(3)通过累积距平曲线和 MK 检验发现,长江上游流域旱季水位突变点为 1933 年左右,1933 后水位由高到低转变;雨季水位在 1957 年开始呈现下降的趋势,1965 年以后水位下降趋势加大,1993~1997 年水位显著下降,1997 年后水位有升高的趋势。

(4)长江上游流域面雨量与水位变化趋势相一致,在全球气候背景下清代小冰期东亚夏季风偏弱长江上游气候较湿润,水位偏高;而气候相对暖的时期东亚夏季风偏强长江上游流域气候偏干水位较低,长江上游雨季水位在气候冷暖背景下随季风雨带的移动而变化更加明显。

综上所述,本次研究运用多种方法对三峡大坝蓄水前长江上游旱季与雨季的水位做了详细的分析,相对于单一的研究方法,本次的研究更准确也更具说服力,特别注意长江上游旱季水位有明显的阶段性特征,与石鱼出水记录资料相符合;而雨季水位

序列变化情况更为复杂多变, 1965 年以后水位持续下降, 人类活动的影响和全球气候的变化可能是导致该现象的重要原因。在防洪防汛工作中我们不仅要对其水位变化的周期高度重视还需要时刻关注大气的变化和环流的异常, 更好的利用三峡大坝工程为长江两岸的人民服务, 保障人民的安全。

参考文献:

- [1]胡玉厚, 邱忠恩, 陈明华. 长江上游水资源开发与中下游经济、社会、环境发展的关系[J]. 人民长江, 1993(6):14-18, 63-64.
- [2]丁毅, 傅巧萍. 长江上游梯级水库群蓄水方式初步研究[J]. 人民长江, 2013, 44(10):72-75.
- [3]姜彤, 施雅风. 全球变暖、长江水灾与可能损失[J]. 地球科学进展, 2003(2):277-284.
- [4]施雅风, 姜彤, 苏布达等. 1840 年以来长江大洪水演变与气候变化关系初探[J]. 湖泊科学, 2004(4):289-297.
- [5]WANG S W, GONG D Y, ZHU J H. Twentieth-century climatic warming in China in the context of the Holocene[J]. The Holocene, 2001, 11(3):313-321.
- [6]BUEH C, CUBASCH U, HAGEMANN S. Impacts of global warming on changes in the East Asian monsoon and the related river discharge in a global time-slice experiment[J]. Climate Research, 2003, 24(1):47-57.
- [7]李林, 王振宇, 秦宁生, 等. 长江上游径流量变化及其与影响因子关系分析[J]. 自然资源学报, 2004(6):694-700.
- [8]夏军, 王渺林. 长江上游流域径流变化与分布式水文模拟[J]. 资源科学, 2008(7):962-967.
- [9]王艳君, 姜彤, 施雅风. 长江上游流域 1961-2000 年气候及径流变化趋势[J]. 冰川冻土, 2005(5):709-714.
- [10]郭海晋, 陈玺. 长江上游径流持续偏枯地区贡献度及成因研究[J]. 水资源研究, 2017(6):316.
- [11]肖莺, 杜良敏, 张俊. 长江上游面雨量低频特征分析[J]. 人民长江, 2019, 50(8):87-90, 150.
- [12]严萌, 纪道斌, 龙良红, 等. 基于小波分析的三峡水库调度水位变化特性[J]. 武汉大学学报(工学版), 2017, 50(2):200-206.
- [13]朱益民, 孙旭光, 陈晓颖. 小波分析在长江中下游旱涝气候预测中的应用[J]. 解放军理工大学学报(自然科学版), 2003(6):90-93.
- [14]倪夏梅, 陈元芳, 刘勇, 等. 基于小波分析的枯水径流多时间尺度分析[J]. 水电能源科学, 2010, 28(3):6-8.
- [15]钟瑞森, 郝丽娜. 基于小波变换的开都河径流量多时间尺度分析[J]. 人民黄河, 2011, 33(8):34-36.
- [16]赵直, 徐晗. 新疆开都河流域近 50a 径流量年际年内变化及其对气候变化的响应分析[J]. 干旱区资源与环境, 2014, 28(10):151-156.

-
- [17]尤卫红. 小波分析在大气科学中的应用简介[J]. 四川气象, 1998(4):29-32.
- [18]蔺秋生, 范北林, 黄莉. 宜昌水文站年径流量演变多时间尺度分析[J]. 长江科学院院报, 2009, 26(4):1-3, 12.
- [19]胡安焱, 郭生练, 陈华, 等. 基于小波变换的汉江径流量多时间尺度分析[J]. 人民长江, 2006, 37(11):61-62.
- [20]彭秋萍. 基于 Mann-Kendall 方法的龙江流域近 60 a 降水特性及变化趋势分析[J]. 广东水利水电, 2019(9):31-34, 38.
- [21]秦年秀, 姜彤, 许崇育. 长江流域径流趋势变化及突变分析[J]. 长江流域资源与环境, 2005(5):589-594.
- [22]许继军, 杨大文, 雷志栋, 等. 长江流域降水量和径流量长期变化趋势检验[J]. 人民长江, 2006(9):63-67.
- [23]乔盛西, 陈正洪. 长江上游历代枯水和洪水石刻题记年表的建立[J]. 暴雨灾害, 1999(1):69-71..
- [24]长江流域规划办公室、重庆市博物馆历史枯水调查组. 长江上游宜渝段历史枯水调查——水文考古专题之一[J]. 文物, 1974(8):76-90, 103-104.
- [25]李敏敏. 长江流域旱涝灾害的统计灾害学研究[D]. 陕西师范大学, 2014.
- [26]REN G Y. Pollen evidence for increased summer rainfall in the medieval warm period at Maili, northeast China[J]. Geophysical Research Letters, 1998, 25(11):1931-1934.
- [27]ZHOU X J, ZHAO P, LIU G, et al. Characteristics of decadal-centennial-scale changes in East Asian summer monsoon circulation and precipitation during the Medieval Warm Period and Little Ice Age and in the present day[J]. Chinese Science Bulletin, 2011, 56(28-29):3003-3011.