

不同时间尺度下气象干旱向水文干旱传播过程

杨铭珂, 贺中华, 张浪, 皮贵宁, 游漫

(贵州师范大学地理与环境科学学院, 贵阳 550025)

摘要: 利用黔中地区 1970—2016 年逐月降水以及径流计算标准化降水指数 (SPI) 和标准化径流指数 (SSI), 分别表征气象、水文干旱, 采用游程理论等方法分析了该地区不同时间尺度的气象水文干旱动态变化特征, 并以交叉关联函数以及干旱传播阈值等方法探求不同时间尺度上气象干旱向水文干旱传播时间。结果表明: (1) 黔中地区气象水文干旱化态势以上升趋势为主, 重度和极端干旱发生的频数增加, 长时间尺度上, 气象与水文干旱特征具有一定的同步性。(2) 不同季节上干旱传播时间 (PT) 不同, 春季 PTs 在 1~5 个月, 夏季 PTs 在 1~3 个月, 秋季 PTs 在 1~4 个月, 冬季 PTs 为 1~3 个月。(3) 在地形地貌影响下, 不同时间尺度的 PTs 不同。3 个月时间尺度下, 阳长、高车和麦翁的 PTs 为 1.36, 2.00, 1.58 个月; 6 个月时间尺度下, PTs 为 2.75, 2.55, 3.00 个月; 12 个月时间尺度下, PTs 为 3.33, 2.56, 7.17 个月。

关键词: 气象干旱; 水文干旱; 游程理论; 干旱传播

中图分类号: P349 文献标识码: A 文章编号: 1009-2242(2021)06-0350-11

DOI: 10.13870/j.cnki.stbxcx.2021.06.047

Propagation Process of Meteorological Drought to Hydrological Drought in Different Time Scales

YANG Mingke, HE Zhonghua, ZHANG Lang, PI Guining, YOU Man

(College of Geography and Environmental Sciences, Guizhou Normal University, Guiyang 550025)

Abstract: The standardized precipitation index (SPI) and the standardized runoff index (SSI) were calculated using the monthly precipitation and runoff from 1970 to 2016 in central Guizhou, that characterize meteorological and hydrological droughts respectively. The dynamic characteristics of meteorological and hydrological drought in different time scales were analyzed by using run theory, the propagation time of meteorological drought to hydrological drought on different time scales was explored by using cross correlation function and drought propagation threshold. The results showed that: (1) In the past 47 years, the trend of meteorological and hydrological aridity in central Guizhou has been on the rise. The frequency of severe and extreme drought increased, and the characteristics of meteorological and hydrological drought were synchronous in a long time scale; (2) Drought propagation time (PT) was different in different seasons. PTs in spring were 1 to 5 months, PTs in summer were 1 to 3 months, PTs in autumn were 1 to 4 months, and PTs in winter were 1 to 3 months. (3) Under the influence of topography and geomorphology, the PTs of different time scales were different. On the 3-month time scale, the PTs of Yangchang, Gaoche, and Maiweng were 1.36, 2.00, and 1.58 months; on the 6-month time scale, the PTs were 2.75, 2.55, and 3.00 months; on the 12-month time scale, PTs were 3.33, 2.56, and 7.17 months.

Keywords: meteorological drought; hydrological drought; run theory; drought propagation

干旱是多时间尺度的自然灾害之一, 主要由长期降水不足而引起的, 通常发展缓慢, 但造成的损失巨大^[1-2]。随着全球气候和环境发生显著变化, 水循环

加剧, 干旱发生的频率也随着增加。同时人口增长速度加快, 农业和工业等部门不断扩大, 对水的需求也在多方面增加^[3]。总之, 在气候变暖的情况下, 由于

收稿日期: 2021-06-16

资助项目: 国家自然科学基金项目 (u1612441, 41471032); 贵州省水利厅自然科学基金项目 (KT201402); 贵州师范大学 2015 年博士科研启动项目

第一作者: 杨铭珂 (1994—), 女, 贵州锦屏人, 硕士研究生, 主要从事喀斯特水文水资源与遥感研究。E-mail: mingke_yang@163.com

通信作者: 贺中华 (1976—), 男, 贵州兴义人, 博士, 教授, 博士生导师, 主要从事喀斯特水文水资源与遥感研究。E-mail: hezhonghua7621@126.com

水供应和需求之间的时空差异而导致的缺水预计变得更加严重,因此,研究干旱演化特征,特别是变化环境中干旱的形成和传播机制是非常必要^[4]。

干旱通常可分为降水不足导致的气象干旱、土壤水分不足引起的农业干旱、基于径流不足的水文干旱和因干旱造成经济损失的社会经济干旱^[5]。相关研究^[6]表明,长期降水不足将引起土壤水分和径流的异常,由于大气、地表水和地下水在水文循环中相互关联,气象、水文和农业干旱相互关联,即气象干旱与农业干旱、水文干旱具有一定的联系。Xu等^[7]对珠江流域的气象干旱与水文干旱进行对比发现,两者之间存在着很强的正相关关系,并认为气象干旱发生的周期性是水文干旱发生的主要原因;Barker等^[8]利用1个月SSI与不同时间尺度的SPI积累期交叉关联,分析不同流域气象干旱与水文干旱之间的相关性发现,气象干旱与水文干旱具有密切的联系。在上述研究的基础上,也有学者利用气象干旱与水文干旱之间的关系进行干旱期监测以及预测。Li等^[9]利用气象干旱对水文干旱进行预测;Cheraghalizadeh等^[10]利用气象干旱与水文干旱之间的密切联系构建Copula干旱指数进行干旱期监测。气象干旱与水文干旱的关系随着不同的时间尺度出现明显的差异,即呈现不同的变化特征^[11-14]。近年来,气象干旱与水文干旱之间关系的研究由定性向定量分析推进,不再单一地研究水文干旱滞后气象干旱的时间,而是结合定量分析研究气象干旱向水文干旱传播的时间。Wu等^[15]利用非线性函数、相关分析和游程理论等方法计算了气象干旱向水文干旱转变的临界条件,即干旱的传播时间。

干旱传播的定量研究一直是一个前沿研究议程,对建立干旱监测预警系统具有重要意义。然而,从气象干旱到水文干旱的传播研究还处于起步阶段,其干旱传播受到多因素影响,传播机制复杂,仅仅以定性方式研究不足以了解干旱传播过程^[16]。从定量角度看,水文干旱对气象干旱的响应时间是量化干旱传播的有用指标,因此本文将结合定性定量方法对黔中地区气象—水文干旱传播过程进行研究。气象干旱到水文干旱的时滞性在不同的地区有很大的差异^[17],黔中位于贵州省岩溶发育强烈的中部地区,喀斯特地貌地表保水能力弱,地下因二元结构而存在特殊的储水空间,使得气象干旱向水文干旱传播过程复杂,并且该地区干旱研究较少,气象干旱向水文干旱传播过程研究不足,因此,本文将结合前人研究,利用降水数据与径流数据从不同时间尺度分析气象干旱向水文干旱传播过程,采用干旱传播阈值方法计算水文干旱响应气象干旱的时间,其主要研究目标为:(1)研究不同时间尺度的气象干旱与水文干旱的时间演

变趋势;(2)研究不同时间尺度下气象干旱向水文干旱的传播时间。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

黔中主要位于贵州西北部至中部地区(25°23′30″—75°05′10″N,104°10′20″—107°02′20″E)(图1)。区域范围包括毕节、安顺、六盘水、贵阳以及黔南,处于长江流域与珠江流域交界处,具有其自身的地貌特点与气候特征。黔中地区地势西北高东南低,相对海拔为2 356 m,其地貌类型形态复杂,岩溶发育强烈,白云岩及灰岩分布较广,地下水系丰富,使得该区域地表保水、蓄水能力差,水资源利用难度大。该地区受大气环流影响,雨季主要集中在6、7月,多年平均降水量为1 002 mm^[18]。径流与降水同期,6、7月径流占全年径流量的40%,径流主要来源为降水。复杂多样的岩溶地貌、降水及径流时空分布不均等特征使得黔中地区的干旱事件频发,这对该区域调水工程的有效运行提出了巨大挑战,因此研究该地区干旱演变规律及传播过程是至关重要的。

1.2 数据来源

本文逐月降水数据来源于中国气象共享网,共4个气象站,11个雨量站的逐月数据以及6个水文站的逐月径流数据则来源于黔中水利枢纽工程项目,2种数据均经过相关处理,其统计参数变化小,满足代表性的要求。本研究采用1970—2016年逐月的降水数据与径流数据分别计算气象干旱指数与水文干旱指数,以研究干旱变化趋势以及传播过程。气象—雨量站以及水文站分布见图1。

1.3 研究方法

1.3.1 干旱指数选取 标准化降水指数(standardized precipitation index, SPI)由McKee等^[19]提出,用于评估气象干旱,因其具有明确的理论发展、稳健性、多尺度性和简单性等优点被气象组织(WMO)所推荐。SPI的计算公式详情可参见McKee等^[19]的文章。

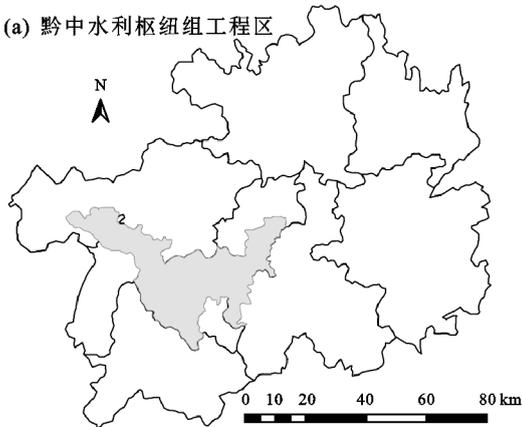
标准化径流指数(standardized streamflow index, SSI)用于评估水文干旱^[20],径流与降水类似,都服从偏态分布。有学者采用SPI的计算公式计算SSI,将径流指标替换降水指标,通过gamma概率分布模型拟合得到SSI,结果都得到比较好的认可^[7,21]。因此本文将采用gamma概率分布模型计算SPI和SSI,并根据国家气象干旱等级标准(GB/T 20481—2006)^[22-23],将SPI和SSI划分为5个等级,划分等级见表1。

1.3.2 交叉相关函数 交叉相关函数可用于描述2

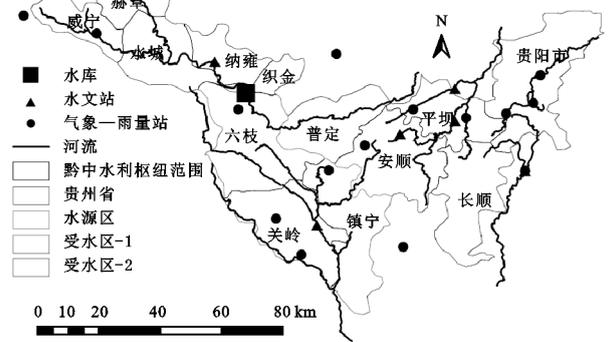
个时间序列之间的关系,即 f 和 g 为 2 个连续函数,给定滞后 τ ,交叉相关性定义^[24]为:

$$(f * g)(\tau) = \sum_{t=-\infty}^{\infty} f^*(t)g(t+\tau) \quad (1)$$

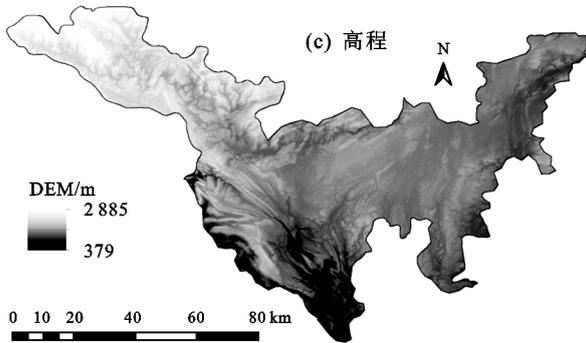
(a) 黔中水利枢纽组工程区



(b) 气象—雨量站和水文站分布



(c) 高程



(d) 地貌类型

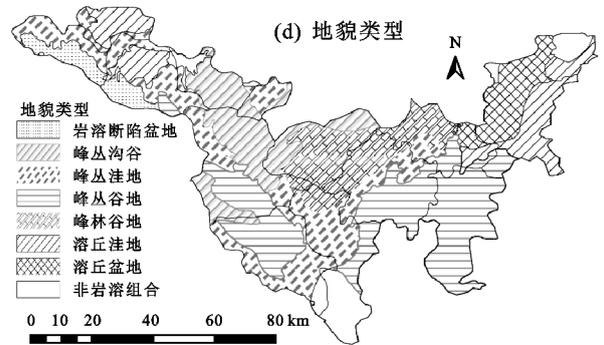


图 1 研究区概况

表 1 基于 SPI 与 SSI 的干旱等级划分

等级	类型	SPI 值	SSI 值
1	无旱	$-0.5 < \text{SPI}$	$-0.5 < \text{SSI}$
2	轻度干旱	$-1 < \text{SPI} \leq -0.5$	$-1 < \text{SSI} \leq -0.5$
3	中度干旱	$-1.5 < \text{SPI} \leq -1$	$-1.5 < \text{SSI} \leq -1$
4	重度干旱	$-2 < \text{SPI} \leq -1.5$	$-2 < \text{SSI} \leq -1.5$
5	极度干旱	$\text{SPI} \leq -2$	$\text{SSI} \leq -2$

计算平均值 μ 与标准偏差 σ :

$$\mu_X = E(X_t) = \int_{-\infty}^{\infty} x f_X(x) dx \quad (2)$$

$$\sigma_X^2 = E(X_t - \mu_X)^2 = \int_{-\infty}^{\infty} (x - \mu_X)^2 f_X(x) dx \quad (3)$$

$$\mu_Y = E(Y_t) = \int_{-\infty}^{\infty} y f_Y(y) dy \quad (4)$$

$$\sigma_Y^2 = E(Y_t - \mu_Y)^2 = \int_{-\infty}^{\infty} (y - \mu_Y)^2 f_Y(y) dy \quad (5)$$

式中: $f_X(x)$ 与 $f_Y(y)$ 分别为 X_t 序列在 x 点上密度函数和 Y_t 序列在 y 点上的密度函数。

时间序列 (X_t, Y_t) 在 τ 上的协方差函数定义为:

$$\begin{aligned} \gamma_{X,Y}(\tau) &= E[(X_t - \mu_X)(Y_{t+\tau} - \mu_Y)] \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} (X_t - \mu_X)(Y_{t+\tau} - \mu_Y) f_{X,Y}(x, y) dx dy \end{aligned} \quad (6)$$

式中: $f_{X,Y}(x, y)$ 为时间序列 (X_t, Y_t) 在点 (x, y) 的密度函数。

X_t 和 Y_t 在交叉相关函数的 τ 可为:

$$\rho_{X,Y}(\tau) = \frac{\gamma_{X,Y}(\tau)}{\sigma_X \sigma_Y} \quad (7)$$

式中: f^* 表示 f 的复杂共聚; τ 为任意整数; t 为时间, 计算了 $f(t)$ 和 $g(t+\tau)$ 的相关性 $j(X_t, Y_t)$ 表示一个连续时间序列。

交叉相关函数能够有效识别 2 个时间序列的滞后时间, 其相关系数在 $-1 \sim 1$ 。因此, 本文将交叉相关函数运用到气象干旱向水文干旱传播的研究中, 找到干旱传播的时间即水文干旱滞后气象干旱的时间。

1.3.3 干旱传播 本文基于游程理论^[25]对黔中地区的气象水文干旱特征进行提取, 包括干旱历时和干旱烈度两个特征, 由于干旱发展过程缓慢而且历时长, 在一场干旱历时较长的干旱事件中, 常因为其他原因出现小干旱事件, 因此在提取干旱特征时, 需要对小干旱事件进行过滤以及合并。本文参考相关研究^[26]对小干旱事件进行处理。为了计算气象干旱向水文干旱传播的时间 (PT), 将对气象干旱的起止时间与水文干旱的起止时间进行识别。然后找到气象干旱与水文干旱同时发生的时间, 但两者重叠的时间必须 ≥ 1 个月, 因为气象干旱并不一定会引起水文干旱的发生, 干旱传播时间的计算需要建立在气象干旱引起水文干旱的前提之上, 具体公式为^[15]:

$$PT = \frac{\sum_{i=1}^n (H_{\text{drought}_{st}}^i - M_{\text{drought}_{st}}^i)}{n} \quad (8)$$

式中: PT 为干旱传播时间 (月); $H_{\text{drought}_{st}}^i$ 为水文干旱的开始时间; $M_{\text{drought}_{st}}^i$ 为气象干旱的开始时间; n 表示气象水文干旱重叠的干旱事件。

2 结果与分析

2.1 干旱变化趋势分析

2.1.1 干旱演变动态特征 本文根据黔中地区1970—2016年气象—雨量站的逐月降水和水文站的逐月径流计算SPI和SSI,以表征气象干旱和水文干旱,并在短时间尺度(1,3个月)、中时间尺度(6,9个月)以及长时间尺度(12,24个月)上对该地区的干旱变化趋势进行分析。

由图2和图3可知,不同时间尺度上SPI与SSI具有不同的时间振荡频率,所识别的干旱事件数量不

同,干旱历时也不同,呈现不同的动态特征。具体为短时间尺度(1,3个月)的SPI和SSI,识别的干旱事件以1个月或2个月干旱历时为主,干湿交替频繁;长时间尺度(12,24个月)具有较长的时间振荡频率,则清楚地识别出该地区的干旱主周期,干湿时期分明;中时间尺度(6,9个月)的SPI和SSI则具有短时间和长时间尺度的优势,既能突出干旱主周期也能识别小的干旱事件,干湿时期呈现明显的规律,干旱动态变化十分明显。因此本文以中时间尺度对黔中地区气象和水文干旱动态特征变化进行分析。

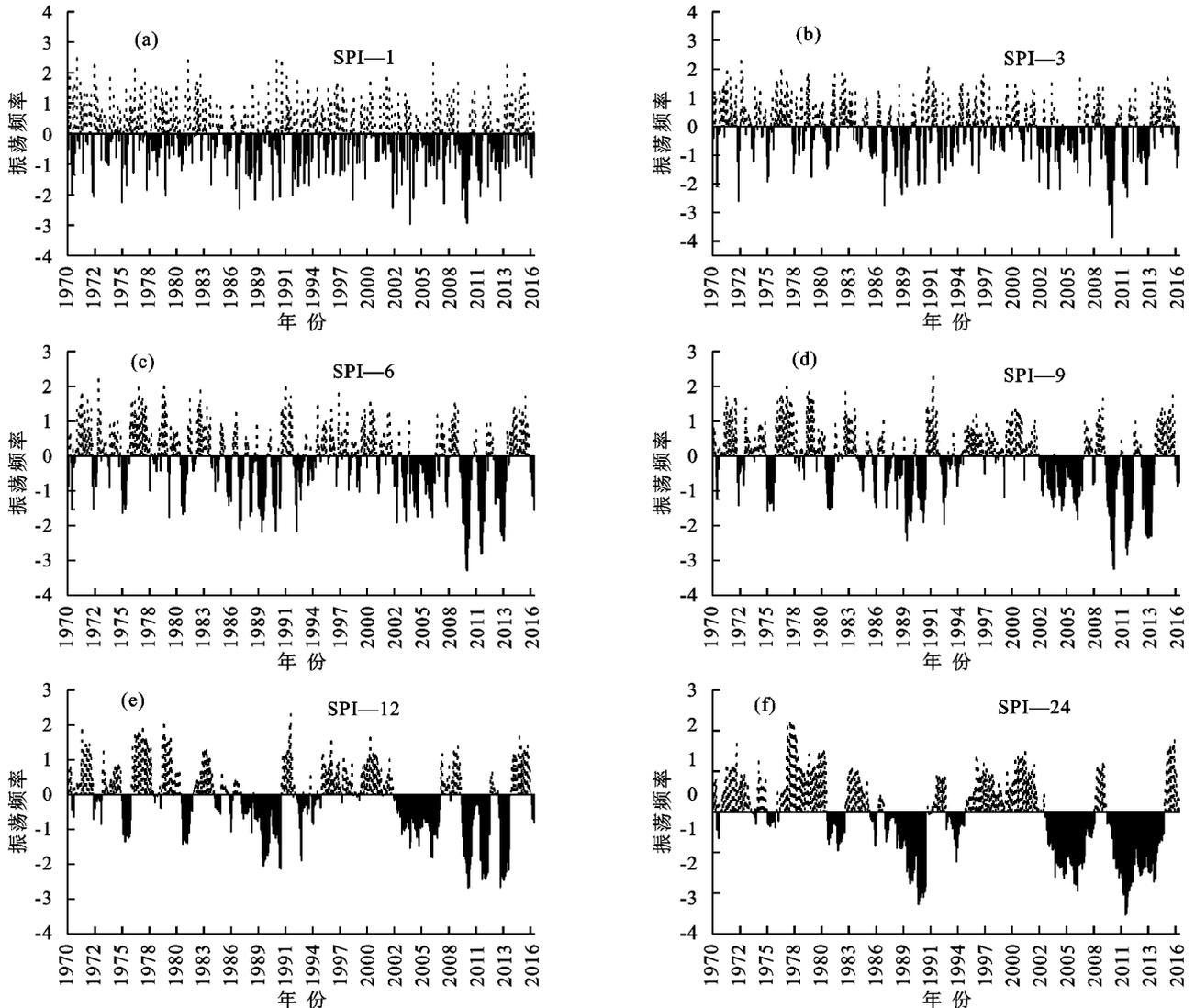


图2 1970—2016年黔中地区不同时间尺度的SPI动态特征

在图2c、图2d中,黔中地区在20世纪80年代(1984—1989年)、21世纪00年代(2002—2007年)以及21世纪10年代初(2010—2014年)呈现明显的干旱化态势,20世纪70年代与90年代总体较为湿润。随着年代际变化,该地区发生气象干旱的次数增加,其重度、极端干旱的发生次数增加明显。气象干旱历时也发生变化,1989年2—12月,干旱历时平均为11个月,干旱烈度为-16.22;2009年8月至2010年8月,2011年5月至2012

年4月,干旱历时均为13个月,干旱烈度分别为-24.54和-16.83。这表明黔中地区的气象干旱态势呈上升趋势。在图3c、图3d中,黔中地区的水文干旱日趋严重,干旱化态势呈上升趋势,重度和极端干旱发生的频数增加,不同年代际的干旱化态势差距明显。20世纪90年代以是湿润化态势为主,而20世纪70年代的干旱化态势小于20世纪80年代、21世纪00年代和10年代初期。21世纪00年代和10年代初期

干旱化态势最为显著,2004 年 11 月至 2007 年 1 月干旱历时为 27 个月,干旱烈度为 -27.93,中度和重度干旱事件居多;2009—2016 年,平均干旱历时为 11 个月,以极端干旱事件为主。结合图 2 与图 3 发现,黔中地区水文干旱会滞后于气象干旱 1~3 个月,例如,1987 年 3—9 月发生气象干旱,干旱烈度为

-8.82,1987 年 5—6 月发生水文干旱,滞后时间为 2 个月;2013 年 1 月至 2014 年 3 月发生气象干旱,干旱烈度为 -20.86,2013 年 4 月至 2014 年 6 月发生水文干旱,干旱烈度为 -26.26。这表明黔中地区气象干旱化态势十分严重时,将引起水文干旱,使得气象干旱与水文干旱的演变特征趋于相似。

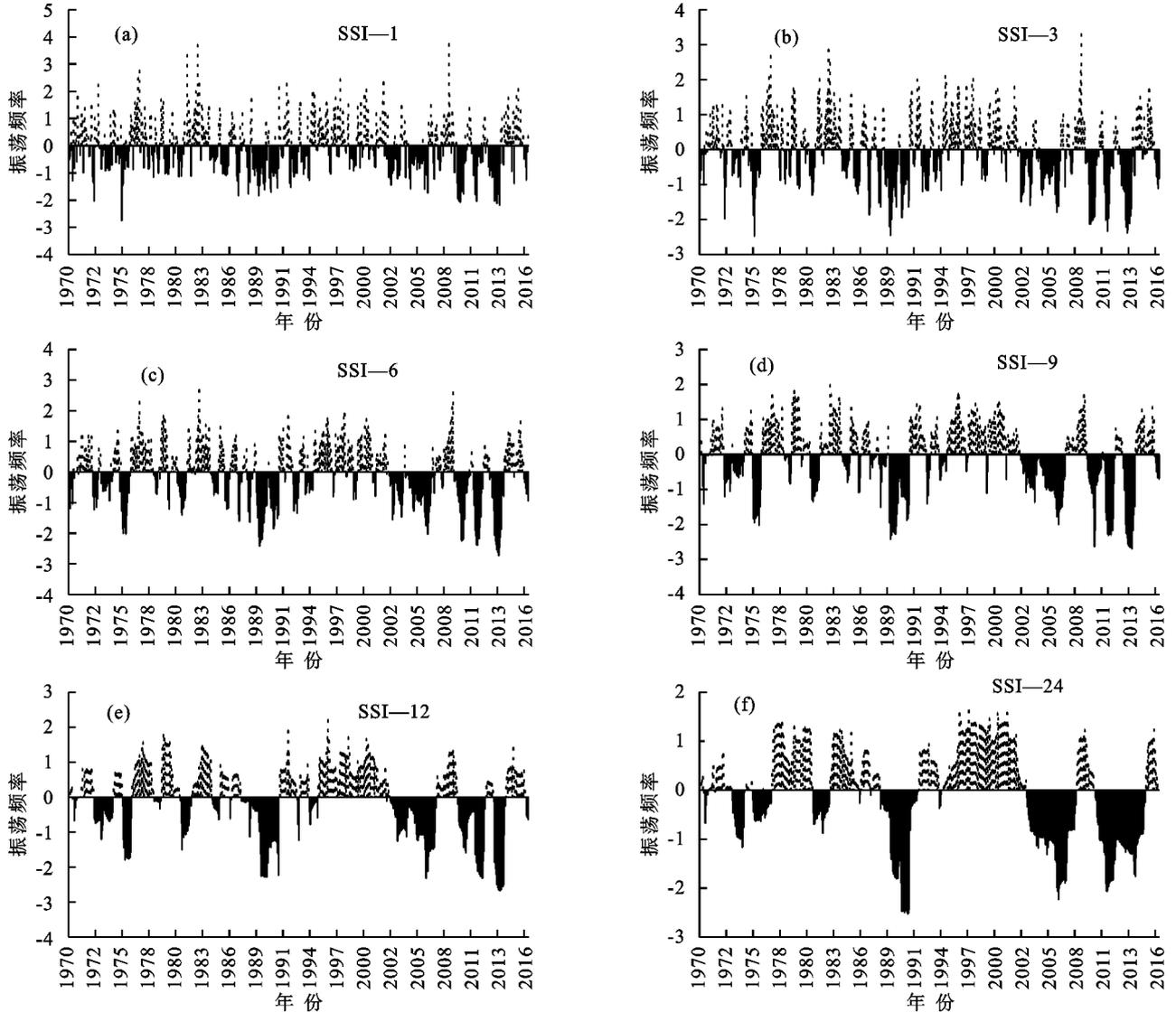


图 3 1970—2016 年黔中地区不同时间尺度的 SSI 动态特征

2.1.2 干旱特征趋势分析 本文利用游程理论提取干旱历时和干旱烈度,分析干旱演变趋势^[27],使用阈值 -0.5, -1, -1.5 和 -2 (分别为轻度、中度、重度和极端干旱)确定干旱事件以及划分干旱等级,图 4 为不同时间尺度下干旱特征在不同阈值之间发生的变化,借此分析不同时间尺度下(3, 6, 12 个月)气象干旱与水文干旱的差异。SPI-3 与 SSI-3 (3 个月)的干旱特征产生明显的差异,SSI-3 的干旱历时长于 SPI-3,其干旱历时最长为 12 个月;SPI-3 与 SSI-3 的干旱烈度变化趋势一致,阈值越小,干旱越严重,但水文干旱化态势强于气象干旱。随着时间尺度的增加,气象与水文干旱的干旱历时与烈度的差异开始

减小。6 个月时间尺度下,SPI-6 的干旱历时小于 SSI-6,其干旱历时变化稳定,但 SSI-6 干旱历时随着阈值减小呈增加趋势;SPI-6 和 SSI-6 的干旱烈度均随着阈值减小,呈下降趋势,水文干旱烈度整体小于气象干旱,变化明显。12 个月尺度下,SPI-12 与 SSI-12 的干旱特征变化总体一致,随着阈值减小,干旱历时增加,干旱烈度减小。SPI-12 的重度和极端干旱(阈值分别为 -1.5 和 -2)的干旱历时长于 SSI-12,但干旱烈度低于 SSI-12,整体看气象干旱化态势强于水文干旱。由此可见,SPI 与 SSI 在较短的时间尺度和接近于 0 阈值下,识别的干旱事件最多,随着时间尺度的增加和阈值从零向负值移动,干

旱事件会减少,持续时间延长,干旱烈度下降,这与图 2 以及图 3 所呈现的信息一致,这表明由短时间尺度

到长时间尺度,气象干旱与水文干旱的特征之间的差异逐渐减小。

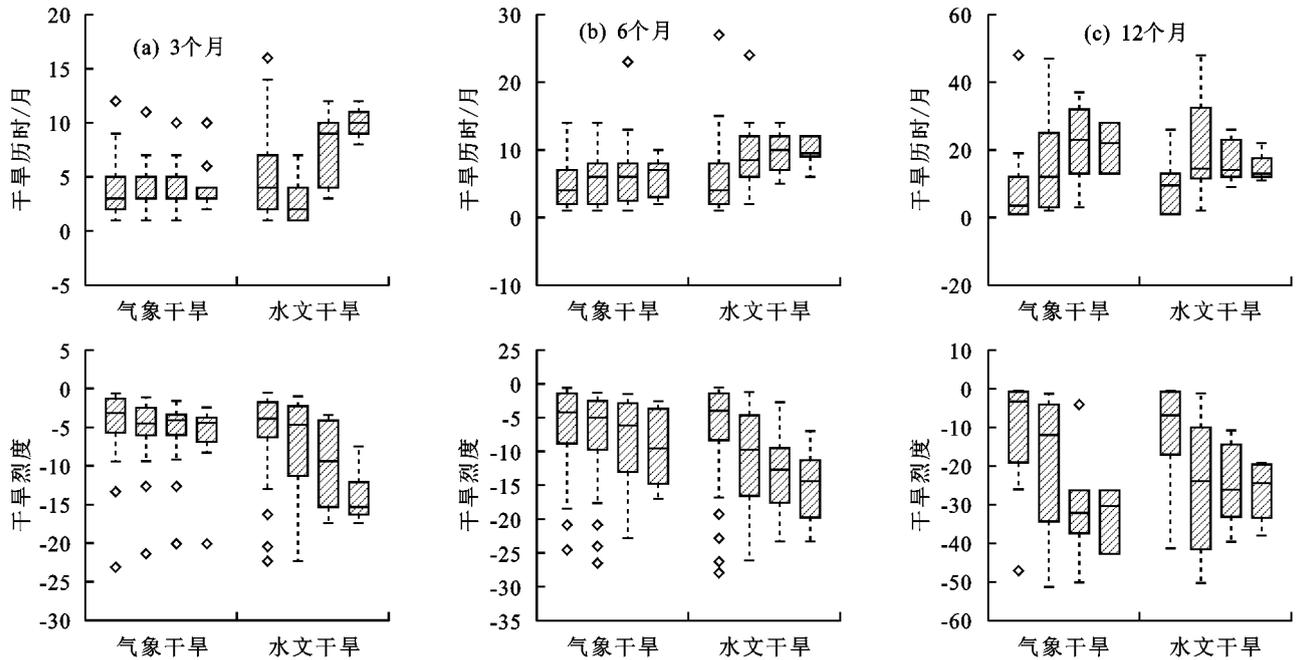


图 4 黔中地区不同时间尺度下气象干旱与水文干旱特征变化

2.2 干旱传播分析

2.2.1 气象水文干旱的滞后效应 本文对气象与水文干旱特征进行了分析与比较发现,两者之间的关系随着时间尺度增加越发密切,故利用交叉相关函数对不同时间尺度(1,3,6,12 个月)的气象水文干旱的滞后关系进行分析。

滞后时间以及相关系数。从图 5 可以看出,随着时间尺度的增加,气象干旱与水文干旱之间的相关性越强,1 个月时间尺度上两者的相关系数为 0.633,3 个月时间尺度为 0.753,6 个月时间尺度为 0.839,而 12 个月时间尺度上两者关系最为密切,为 0.895。随着时间尺度的增加,相关系数良好的滞后时间越多,逐渐形成一个对称的三角形。

图 5 为不同时间尺度的气象干旱与水文干旱的

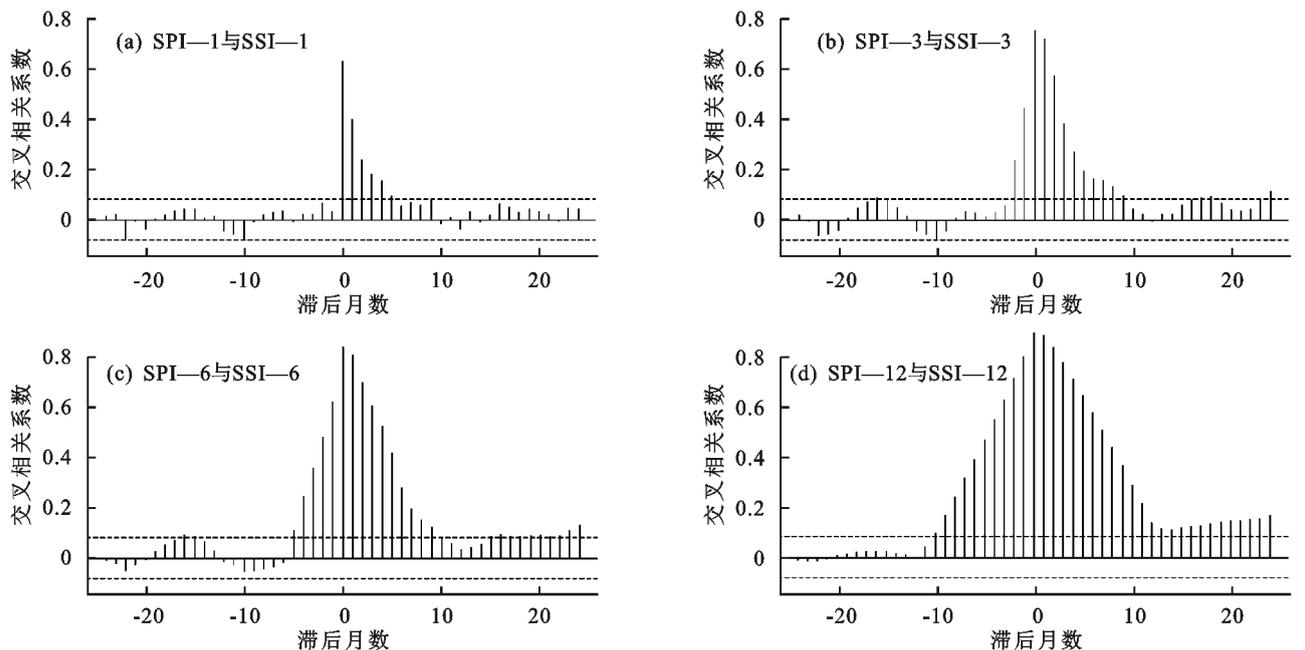


图 5 黔中地区不同时间尺度下气象干旱与水文干旱的滞后时间

气象干旱向水文干旱传播,其干旱烈度以及干旱历时需到达引起水文干旱发生的条件,而气象干旱烈度大,干旱历时长,或干旱烈度小,干旱历时短可能不

会导致水文干旱的发生。12 个月时间尺度的 SPI—SSI 相关性最高,是因 SPI 与 SSI 是累积期计算得到,其对长期干旱事件更为敏感,研究时期内的小型

干旱事件合并,干旱历时延长,干旱烈度减小,使得气象干旱引起水文干旱发生的可能性更大。因此结合图 5,本文将进一步对交叉相关函数系数最佳的 SPI-12 与 SSI-12 分析,以皮尔森相关分析方法研究气象干旱向水文干旱传播的时间,设置 12 组滞后时间,分别为滞后 0,1,2,3,⋯,11 个月(表 2),结果表明,当滞后 1 个月时,SPI-12 与 SSI-12 相关系数最高,为 0.899,在滞后 11 个月时,相关系数为 0.481,即黔中地区水文干旱滞后于气象干旱约 1 个月。

2.2.2 气象水文干旱的相关分析 本文在探究气象干旱与水文干旱的关系时还考虑干旱类型的自相关对干旱传播过程的影响,以及该地区干旱传播的季节性变化,因此使用皮尔森相关系数对 SPI-SSI 连续时间序列进行交叉相关,并结合季节性变化以确定降水亏损量通过水文循环传播产生径流亏损量的时间。

由图 6 可知,黔中地区干旱自相关关系显著,1 个月时间尺度的干旱会影响到 12 个月时间尺度的干旱,春季(图 6a) SPI-5 受到 SPI-4 影响最大,其次是 SPI-3、SPI-6,这表明随着时间尺度的增加或者减少,这种相关性逐渐减小。另一种情况,图 6a 中 SSI-7 与 SSI-8 影响的时间尺度更长,反而与

SSI-18 和 SSI-24 关系密切,这 2 种结果均表明干旱内部存在滞后关系。而这种干旱自相关性即滞后性会受到季节影响。春季(图 6a)、秋季(图 6c)以及冬季(图 6d)的 SSI-1 影响滞后 1~2 个月的 SSI,而夏季(图 6b)中 SSI-1 影响到滞后 1~9 个月的 SSI,这表明夏季的水文干旱较其他季节严重,干旱历时和干旱烈度强于其他季节,其干旱影响会延续至 SSI-10。

表 2 水文干旱滞后于气象干旱的时间

滞后时间	相关系数
0 个月	0.895
1 个月	0.899
2 个月	0.886
3 个月	0.863
4 个月	0.833
5 个月	0.799
6 个月	0.763
7 个月	0.722
8 个月	0.676
9 个月	0.625
10 个月	0.559
11 个月	0.481

注:表中相关系数均表示在 $\alpha=0.01$ 水平上显著相关。

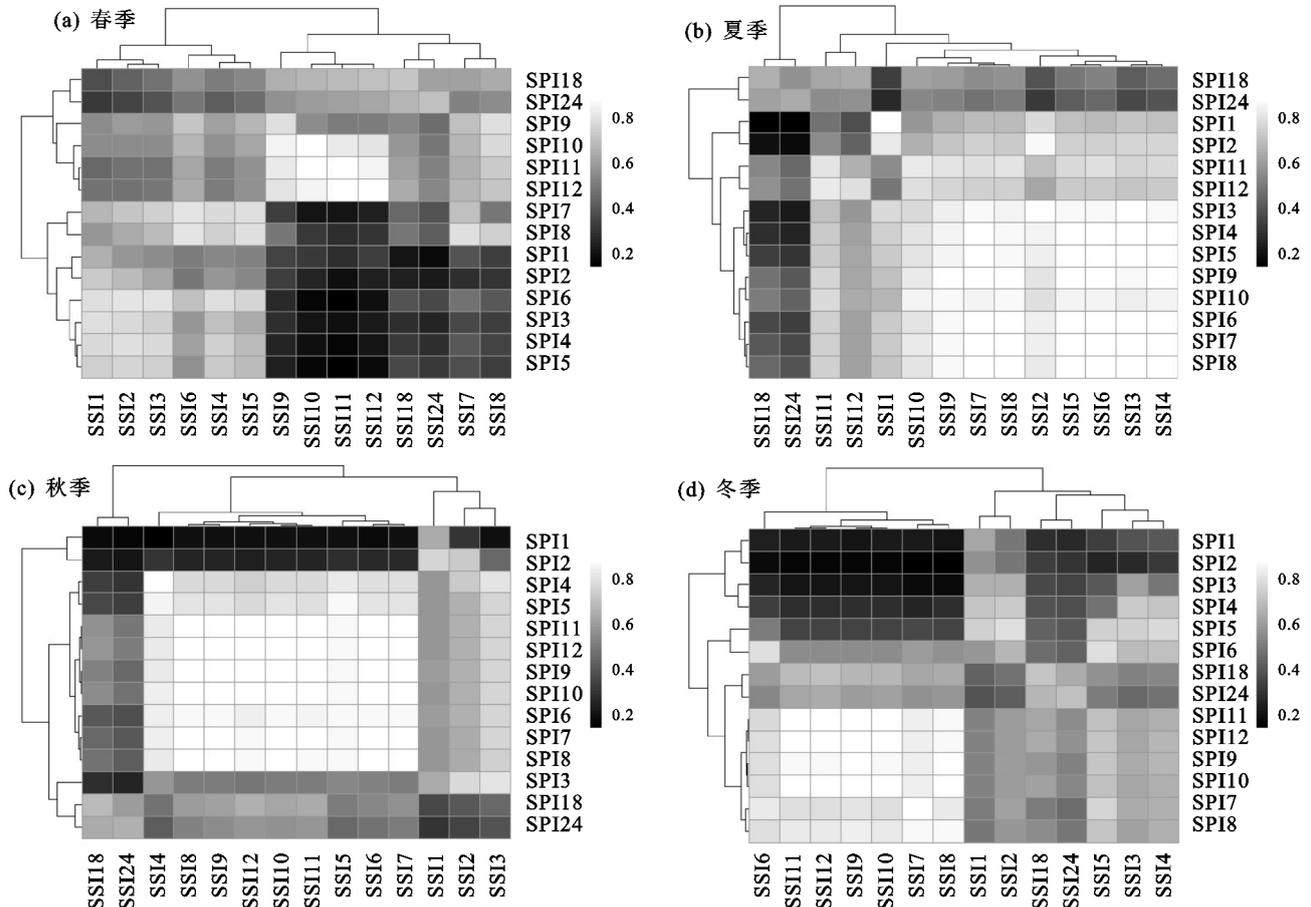


图 6 黔中地区不同季节的 SPI-SSI 连续时间序列的相关系数热图

干旱内部存在自相关关系,但不同干旱类型之间也存在一定的联系。从图 6 可以看出,不同季节水文干旱

滞后气象干旱的时间不同。春季(图 6a)水文干旱滞后气象干旱 1~5 个月,高相关群在 9~12 个月时间尺度之

间,相关性最佳的时间尺度为 12 个月,为 0.87;夏季(图 6b)气象干旱与水文干旱之间的相关性更显著,滞后时间在 1~3 个月,高相关群在 2~9 个月时间尺度之间, SPI-6 与 SSI-4 的 R 最大,为 0.94,可知随着时间尺度的增加,相关系数会随着增加,但达到 1 个最高值后开始下降,即在 18.24 个月时间尺度上相关系数低于其他时间尺度。SPI-SSI 的相关关系由春季向夏季逐渐增强,两者的高相关群也由春季向夏季扩大并向短时间尺度延伸,这表明夏季 SPI-SSI 的联系强于春季并且夏季的 SSI 对 SPI 响应更快。秋季(图 6c)的高相关群向长时间尺度继续延伸,由夏季的 2 个月时间尺度向秋季的 4 个月时间尺度移动,这表明秋季 SSI 对 SPI 的响应时间晚于夏季,滞后时间为 1~4 个月,其中 SSI-7 与 SPI-10 相关系数最大,为 0.931。冬季(图 6d)SPI-SSI 高相关群与秋季相比,又向长时间尺度继续延伸,即短时间尺度的 SPI-SSI 相关性下降,冬季 SSI 对 SPI 的响应时间晚于秋季,其滞后时间在 1~3 个月, SPI-12 与 SSI-9 的 R 为 0.918。由此可知,水文干旱对气象干旱响应的在不同季节上有明显的差别,春季至夏季,相关系数逐渐增加,SSI 对 SPI 的响应时间逐渐缩小,夏季是气象与水文干旱关系最为显著相关的季节;夏季至春季,相关系数逐渐减小,SSI 对 SPI 的响应时间逐渐增加,春季的气象与水文干旱关系弱于其他季节。

2.2.3 气象水文干旱的传播阈值 本文在上两节以定性方法对黔中地区气象干旱向水文干旱传播过程进行了分析,该部分内容则采用定量方法研究不同时间

尺度下气象干旱向水文干旱的传播过程,即干旱传播时间。喀斯特地区岩溶发育越强烈,岩溶管道越发育,降水在地表土壤以及地下管道的通过率就越高^[26],这样独特的地下二元结构,会影响气象干旱向水文干旱传播的时间。因此本文依据黔中水利工程分区、岩溶地貌以及流域选取 3 个水文站,即水源区—阳长站、受水区 1—高车站与受水区 2—麦翁站,以及其周边的气象—雨量站,分别计算气象干旱向水文干旱传播的时间(PT)(表 3)。

表 3 阳长、高车与麦翁站的相关信息

项目	阳长	高车	麦翁
工程分区	水源区	受水区-1	受水区-2
气象站	二塘	永宁、花江、桂家湖	乐平
地貌类型	溶丘洼地、峰丛洼地	峰丛谷地、峰丛洼地	峰林谷地
控水面积/km ²	2696	2264	189
所在流域	长江	珠江	长江

在图 7 中,3 个水文站的不同时间尺度的干旱传播阈值不同,短时间尺度(3 个月),阳长、高车、麦翁水文站的 PTs 分别为 1.36, 2.00, 1.58 个月;在中时间尺度上,3 个水文站的 PTs 分别为 2.75, 2.55, 3.00 个月。由此可以看出,短时间以及中时间尺度上,3 个水文站的 PTs 近似。而长时间尺度上(12 个月),3 个水文站的 PTs 出现明显的差异,以高车的 PTs 最小,为 2.56 个月,其次是阳长的 PTs 为 3.33 个月,最大的是麦翁,其 PTs 为 7.17 个月。干旱传播的时间越长,则表明水文干旱对气象干旱的响应时间越长;干旱传播的时间越短,则证明水文干旱对气象干旱响应速度越快。

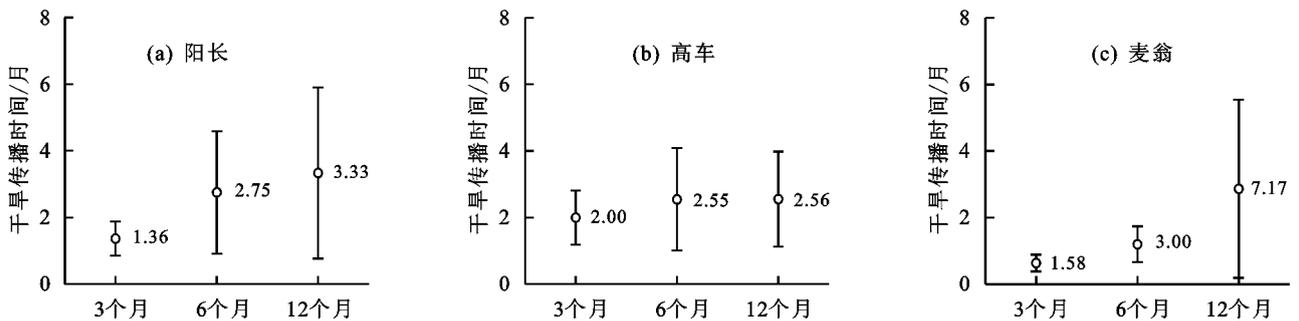


图 7 不同时间尺度下阳长、高车和麦翁站的气象干旱向水文干旱传播时间

3 讨论

本文利用交叉关联函数以及皮尔森相关分析方法对气象干旱向水文干旱传播进行了分析发现,干旱传播过程不仅受到了干旱内部自相关的影响,还受到了季节变化的控制,在考虑黔中地区地形地貌对干旱传播限制的同时,需要进一步讨论这些因素对干旱传播的影响。

3.1 降水对干旱传播的影响

黔中地区属于亚热带季风气候,受大气环流的影响,降水季节分布不均,夏季降水多,主要集中在 6 月,可

达到 250 mm 以上,冬季降水少,降水量不足 50 mm。并且 2—6 月降水增加速率大于 6—12 月降水减少的速率。因此降水变化会对干旱传播产生影响。

黔中地区春季主要以雨水补给为主,处于雨季前期,降水补给晚,同时植被复苏生长需水量增大,温度上升,但由于干旱烈度小,干旱历时短,所以春季的气象干旱需要较长时间才能引起水文干旱,干旱传播过程缓慢。夏季高温,雨季一般集中在 6 月,而 7, 8 月降水量开始下降,温度持续上升时,降水量会少于耗水量,引起气象干旱。气象干旱则会使生活用水以及

作物需水等供求增大,当降水无法快速以及有效补给时,河流补给地表的水量增多并且速度加快,从而导致径流或蓄水量减少甚至枯竭而引发水文干旱,该季节的干旱传播速度加快并传播时间短。秋季的降水量接近 100 mm,持续的高温以及降水补给少,气象干旱继续延伸,但由于水稻(黔中地区主要农作物)在秋季进入成熟期,作物需水下降,河流补给量减少,气象干旱向水文干旱传播的速度开始减缓,与夏季相比,水文干旱滞后气象干旱的时间增加,传播时间增加。冬季时,该地区降水量少于 50 mm,少量雨雪对地表进行补给,但由于日照时间少,温度低,相对湿度大而使得地表蒸发较弱,地表耗水量减少等原因,导致河流补给少于其他季节,因此冬季的气象干旱烈度大,干旱历时短,向水

文干旱传播的速度最慢,滞后时间长。

降水的季节性变化影响干旱传播的速度以及滞后时间,而年均降水则通过影响气象水文干旱特征从而影响干旱传播。表 4 为年均降水量与干旱历时和烈度的相关系数。由表 4 可知,降水与干旱特征密切相关,均通过了 $\alpha=0.01$ 水平显著相关,其与干旱历时呈负相关,与干旱烈度呈正相关。当降水量呈下降趋势时,干旱历时呈上升趋势,干旱历时越长,干旱延续越长。干旱烈度值越小,表明干旱越严重,所以其与降水呈正相关,当降水增加时,干旱烈度程度增大,干旱化态势减弱,反之亦然。由表 4 发现,气象干旱的干旱特征对水文干旱烈度的相关性大于其对干旱历时,这表明气象干旱向水文干旱传播主要影响水文干旱烈度。

表 4 年均降水量与干旱历时和烈度的相关系数

项目	降水	SSI		SPI		
		干旱历时	干旱烈度	干旱历时	干旱烈度	
SSI	降水	1	-0.666**	0.746**	-0.630**	0.624**
	干旱历时	-0.666**	1	-0.900**	0.573**	-0.533**
	干旱烈度	0.746**	-0.900**	1	-0.629**	0.685**
SPI	干旱历时	-0.630**	0.573**	-0.629**	1	-0.891**
	干旱烈度	0.624**	-0.533**	0.685**	-0.891**	1

注:**表示在 $\alpha=0.01$ 水平上显著相关。

3.2 不同地形地貌对干旱传播的影响

黔中地区位于长江与珠江的分水岭上,其整体地势为西北高东南低(图 1c),该地区岩溶发育强烈,岩溶地貌类型复杂多样(图 1d),本文以 SSI 表征水文干旱,其利用河道径流获得,而该地区的径流形成过程较为复杂,不仅仅考虑地表径流,还需考虑地下径流、地下裂隙流以及管道流等。

表 3 中对 3 个水文站的地形地貌进行了划分,阳长站位于黔中水利枢纽的水源区,海拔在 1 600 m 以上,其河道主要经过溶丘洼地、峰丛洼地。岩溶洼地的雨热条件较好,土壤厚度不大,漏斗状落水洞发育,峰丛洼地则峰丛基岩裸露,地表径流较少,降水主要补给给地下,地表蓄水能力差,地表干旱缺水,而地下蓄水丰富,地下河发育好^[28]。这些地形地貌特征使得阳长站的水文干旱对气象干旱响应快,当地表缺水而干旱时,地下储水会快速补给给地表,从而使得干旱 PTs 在 1~4 个月。高车站位于黔中水利工程区的受水区,属于珠江流域,其海拔在 500~1 000 m,其河流主要流经峰丛地貌(峰丛谷地、峰丛洼地),峰丛谷地地下水埋藏较浅,在谷侧发育地下河,但地表有常年性水流,其海拔低,水汽输送方便,这些地形地貌特征使得该区域地表较缺水,干旱程度一般,所以在短时间尺度上,与阳长站相比,其水文干旱对气象

干旱响应的时间较长,但中长时间尺度上,干旱历时增加以及干旱烈度减小时,埋藏位置较浅的地下水会被快速地消耗掉,导致水文干旱对气象干旱的响应速度加快,其 PTs 在 2~3 个月。麦翁站在黔中水利枢纽工程的受水区,属于长江流域,其海拔在 1 300 m 以上,其河流途经的地形地貌主要为峰林谷地,峰林谷地由溶峰和谷地组成,有常年性地表水流,地下水位浅,地下河天窗,岩溶水丰富,当该区域发生气象干旱,地表缺水严重时,地下水位浅而使得地下河和岩溶水能快速补充地表,这些导致麦翁站的气象干旱向水文干旱的 PTs 在短时间尺度上小于高车站,水文干旱响应积极。但在 6,12 个月时间尺度上,麦翁站的 PTs 大于其他水文站,尤其是 12 个月的 PTs 长达 7.17 个月。相关研究^[29]表明,气象干旱并不一定会引起水文干旱的发生,主要受干旱特征的影响,例如,干旱历时较短,或者干旱烈度较大,气象干旱并不足够引发水文干旱。麦翁站所在区域的地表干旱化态势小于阳长站与高车站,气象干旱以干旱历时较短的小干旱事件为主,由于 SSI 和 SPI 在其计算过程中使用滑动累积法,随着时间尺度的增加,短期干旱事件通常被归入长期干旱,所以麦翁站的水文干旱对气象干旱的响应在 1~7 个月。

黔中地区喀斯特地貌发育强烈,负地形发育率在

20%~30%,地下二元结构复杂,从阳长、高车以及麦翁站的气象干旱向水文干旱传播时间比较发现,地表径流和地下径流的位置以及发育程度、岩溶水储量、地下水埋藏深度等均会影响PT,即水文干旱对气象干旱的响应时间。

4 结论

(1)黔中地区的气象水文干旱化态势以上升趋势为主,重度和极端干旱发生的频数增加,不同年代际干旱变化趋势不同,主要特征为湿—干—湿—干—湿;随着时间尺度的增加,气象干旱与水文干旱的干旱特征具有一定的同步性。

(2)本文以定性方法对气象—水文干旱传播进行分析,12个月时间尺度的SPI—SSI相关系数大于其他时间尺度,其水文干旱滞后于气象干旱约1个月。不同季节上气象干旱向水文干旱传播时间存在差异,春季气象干旱向水文干旱传播需要1~5个月,夏季传播时间在1~3个月,秋季传播时间在1~4个月,冬季传播时间约为1~3个月。

(3)黔中地区气象—水文干旱传播过程受到地形地貌的控制,不同时间尺度下,干旱传播阈值也不同,3个月时间尺度下,阳长、高车和麦翁的干旱传播阈值为1.36,2.00,1.58个月;6个月时间尺度下,分别为2.75,2.55,3.00个月;12个月时间尺度下,分别为3.33,2.56,7.17个月。干旱传播的时间越长,则表明水文干旱对气象干旱的响应越长;干旱传播的时间越短,则证明水文干旱对气象干旱响应越快。

本文从定性以及定量角度研究不同时间尺度下黔中地区气象干旱向水文干旱传播的时间,为喀斯特地区的干旱传播提供新的科学依据,但在实际中干旱传播时间(PT)受多种因素影响,例如,人类活动即土地利用变化、人口增长、社会经济发展等均对PT产生重要影响。尽管本文没有讨论这些因素,但研究结果证明,喀斯特地区的特殊性会使得干旱传播的特征异于其他地区,这为贵州的抗旱减灾工作提供新的思路,并及时了解潜在干旱的相关威胁。

参考文献:

[1] Charusombat U, Niyogi D. A hydroclimatological assessment of regional drought vulnerability: A case study of indian droughts[J]. *Earth Interact*, 2011, 15(26): 1-65.

[2] Leng G Y, Tang Q H, Rayburg S. Climate change impacts on meteorological, agricultural and hydrological droughts in China [J]. *Global and Planetary Change*, 2015, 126: 23-34.

[3] Huang S Z, Huang Q, Chang J X, et al. The response

of agricultural drought to meteorological drought and the influencing factors: A case study in the Wei River Basin, China [J]. *Agricultural Water Management*, 2015, 159: 45-54.

[4] Huang S Z, Chang J X, Huang Q, et al. Spatio-temporal changes and frequency analysis of drought in the Wei River Basin, China [J]. *Water Resources Management*, 2014, 28(10): 3095-3110.

[5] Dracup J A, Lee K S, Paulson J E G. On the definition of droughts [J]. *Water Resources Research*, 1980, 16(2): 297-302.

[6] Cui H, Zhang J H, Yao F M, et al. Combination of multi-sensor remote sensing data for drought monitoring over Southwest China [J]. *International Journal of Applied Earth Observations and Geoinformation*, 2015, 35: 270-283.

[7] Xu K, Qin G X, Niu J, et al. Comparative analysis of meteorological and hydrological drought over the Pearl River basin in southern China [J]. *Hydrology Research*, 2019, 50: 301-318.

[8] Barker L J, Hannaford J, Chiveron A, et al. From meteorological to hydrological drought using standardised indicators [J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2016, 20(6): 2483-2505.

[9] Li J Z, Zhou S H, Hu R. Hydrological drought class transition using SPI and SRI time series by Loglinear Regression [J]. *Water Resources Management*, 2016, 30(2): 669-684.

[10] Cheraghalizadeh M, Ghameshlou A N, Bazrafshan J, et al. A copula-based joint meteorological-hydrological drought index in a humid region (Kasilian basin, North Iran) [J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 2018, 11(12): 1-13.

[11] López-Moreno J I, Vicente-Serrano S M, Zabalza J, et al. Hydrological response to climate variability at different timescales: A study in the Ebro basin [J]. *Journal of hydrology*, 2013, 477: 175-188.

[12] 蒋忆文,张喜凤,杨礼箫,等.黑河上游气象与水文干旱指数时空变化特征对比分析[J]. *资源科学*, 2014, 36(9): 1842-1851.

[14] Sattar M N, Lee J Y, Shin J Y, et al. Probabilistic characteristics of drought propagation from meteorological to hydrological drought in South Korea [J]. *Water Resources Management*, 2019, 33(7): 2439-2452.

[15] Wu J F, Chen X H, Yao H X, et al. Multi-timescale assessment of propagation thresholds from meteorological to hydrological drought [J]. *Science of the Total Environment*, 2020, 765: e144232.

[16] Huang S Z, Li P, Huang Q, et al. The propagation

- from meteorological to hydrological drought and its potential influence factors[J]. *Journal of Hydrology*, 2017, 547:184-195.
- [17] Duan K, Mei Y D. Comparison of meteorological, hydrological and agricultural drought responses to climate change and uncertainty assessment[J]. *Water Resources Management*, 2014, 28(14):5039-5054.
- [18] 张克新, 王娟娟, 彭娇婷, 等. 贵州省降水集散程度时空变化及其影响因素分析[J]. *贵州师范大学学报(自然科学版)*, 2020, 38(2):10-18.
- [19] McKee T B, Doesken N J, Kleist J. The relationship of drought frequency and duration to time scales[C]// *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*. California, USA: American Meteorological Society, 1993.
- [20] Sergio M V, Juan I L, Santiago B, et al. Accurate computation of a streamflow drought index[J]. *Journal of Hydrologic Engineering*, 2012, 17(2):318-332.
- [21] Anurag M, Anil K, Rajesh P S. Application of heuristic approaches for prediction of hydrological drought using multi-scalar streamflow drought index[J]. 2019, 33(11):3985-4006.
- [22] 张强, 邹旭恺, 肖风劲, 等. 中华人民共和国国家标准: 气象干旱等级(GB/T 20481—2006)[S]. 北京: 中国标准出版社, 2006.
- [23] 周扬, 李宁, 吉中会, 等. 基于 SPI 指数的 1981—2010 年内蒙古地区干旱时空分布特征[J]. *自然资源学报*, 2013, 28(10):1694-1706.
- [24] Zarei A R, Shabani A, Mahmoudi M R. Susceptibility assessment of winter wheat, barley and rapeseed to drought using generalized estimating equations and cross-correlation function[J]. *Environmental Processes*, 2021, 8(1):163-197.
- [25] Yevjevich V. An objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic droughts[J]. *Journal of Hydrology*, 1969, 7(3):353.
- [26] 王晓峰, 张园, 冯晓明, 等. 基于游程理论和 Copula 函数的干旱特征分析及应用[J]. *农业工程学报*, 2017, 33(10):206-214.
- [27] 许怡然, 鲁帆, 谢子波, 等. 潮白河流域气象水文干旱特征及其响应关系[J]. *干旱地区农业研究*, 2019, 37(2):220-228.
- [28] 吴清林, 梁虹, 熊康宁, 等. 喀斯特地区水土漏失监测方法评述[J]. *贵州师范大学学报(自然科学版)*, 2020, 38(3):30-38.
- [29] 苏俊磊, 罗为群, 谷佳慧, 等. 岩溶峰丛洼地水土漏失过程、机理及综合防治研究进展[J]. *贵州师范大学学报(自然科学版)*, 2019, 37(2):16-22.
- [30] 态学杂志, 2018, 37(7):2139-2147.
- [26] 刘瑞龙, 杨万勤, 谭波, 等. 土壤动物对川西亚高山和高山森林凋落叶第一年不同分解时期 N 和 P 元素动态的影响[J]. *植物生态学报*, 2013, 37(12):1080-1090.
- [27] Tian H Q, Chen G S, Zhang C, et al. Pattern and variation of C : N : P ratios in China's soils: A synthesis of observational data[J]. *Biogeochemistry*, 2010, 98(1/2/3):139-151.
- [28] 朱秋莲. 黄土丘陵区不同植被带立地条件对植物—枯落物—土壤生态化学计量特征的影响[D]. 陕西 杨凌: 西北农林科技大学, 2013.
- [29] 张芸, 李惠通, 张辉, 等. 不同林龄杉木人工林土壤 C : N : P 化学计量特征及其与土壤理化性质的关系[J]. *生态学报*, 2019, 39(7):2520-2531.
- [30] 闫丽娟, 王海燕, 李广, 等. 黄土丘陵区 4 种典型植被对土壤养分及酶活性的影响[J]. *水土保持学报*, 2019, 33(5):190-196, 204.
- (上接第 349 页)
- [20] 孙倩倩. 黄土高原植被生长对气候响应的延迟规律与时间多尺度特征分析[D]. 安徽 淮南: 安徽理工大学, 2020.
- [21] 曹流芳. 滨海湿地围垦区灌草群落对土壤养分特性改良测评[D]. 上海: 华东师范大学, 2014.
- [22] Zhang Y L, Li Y, Wang S Z, et al. Soil phosphorus fractionation and its association with soil phosphate-solubilizing bacteria in a chronosequence of vegetation restoration [J]. *Ecological Engineering*, 2021, 164:e106208.
- [23] 赵满兴, 余光美, 白二磊, 等. 陕北黄土高原植被恢复对土壤理化性状的影响[J]. *中国农学通报*, 2020, 36(25):86-94.
- [24] 何容, 王国兵, 汪家社, 等. 武夷山不同海拔植被土壤微生物量的季节动态及主要影响因子[J]. *生态学杂志*, 2009, 28(3):394-399.
- [25] 涂志华, 尉永键, 范志平, 等. 太子河河流域不同类型水源涵养林土壤微生物生物量碳、氮的季节动态[J]. *生*