论 文

基于SPEI的黄河流域干旱时空格局研究

王飞¹, 王宗敏¹, 杨海波^{1*}, 赵勇^{2†}

1. 郑州大学水利与环境学院, 郑州 450001;

2. 中国水利水电科学研究院, 流域水循环模拟与调控国家重点实验室, 北京 100038

* 通讯作者, E-mail: yanghb@zzu.edu.cn

† 通讯作者, E-mail: zhaoyong@iwhr.com

收稿日期: 2017-11-13; 收修改稿日期: 2018-02-06; 接受日期: 2018-03-26; 网络版发表日期: 2018-05-10

河南省科技攻关项目(编号: 162102410066、172102410075)、国家重点研发计划项目(编号: 2016YFC0401407)和中国水利水电科学研究院流域水循环模拟与调控国家重点实验室开放研究基金项目(编号: IWHR-SKL-201701)资助

摘要 干旱是对人类社会影响最为严重的自然灾害之一, 在中国干旱灾害频发, 严重威胁着人们的生存环境. 黄河流域是中国各大流域中受干旱影响最严重的区域, 所以对黄河流域旱情进行监测尤为重要. 文章基于1961~2015年黄河流域124个站点的月值气象数据, 以标准化降水蒸散指数SPEI作为干旱指标, 应用极点对称模态分解ESMD方法对SPEI序列进行时频周期与趋势分解, 运用B-G分割算法进行阶段划分, 从干旱年际变化、季节变化、干旱频率和干旱强度等方面对黄河流域及其8个水资源分区的干旱时空格局进行研究. 结果表明: (1) 近55年来黄河流域的干旱呈显著增加趋势, SPEI倾向率为 $-0.148 (10a)^{-1}$, 其中兰州至河口镇地区干旱化趋势最为明显($-0.214 (10a)^{-1}$); (2) 黄河流域干旱具有准2.9年、准5年、准10.2年和准18.3年的周期特征, 且可划分为3个阶段(1961~1996年、1997~2002年和2003~2015年), 对应SPEI均值分别为0.20、 -0.71 和 -0.21 ; (3) 干旱频率从大到小依次为夏季>春季>秋季>冬季, 均值分别为71.0%、47.2%、10.2%和6.9%; (4) 干旱强度从大到小依次为夏季>春季>冬季>秋季, 均值分别为0.93、0.40、0.05和0.04.

关键词 黄河流域, 干旱, 标准化降水蒸散指数SPEI, 极点对称模态分解ESMD, B-G分割算法

1 引言

长期以来, 随着经济社会的快速发展, 干旱现象日趋严重, 干旱和干旱化是一直备受关注的科学问题, 也是影响人类社会最为严重的灾害之一(杨庆等, 2017). 目前在干旱的发展趋势、干旱监测及其量化研究方面, 众多学者相继提出了多种干旱指标, 比较成熟的有帕默尔干旱指数PDSI(Palmer Drought Severity Index)

(Palmer, 1965; 苏明峰和王会军, 2006)和标准化降水指数SPI(Standardized Precipitation Index)(Mckee等, 1993). Vicente-Serrano等(2010)在标准化降水指数SPI的基础上引入潜在蒸散项构建了标准化降水蒸散指数SPEI(Standardized Precipitation Evapotranspiration Index), 它融合了PDSI和SPI的优点, 而且具有多时间尺度的特征, 此外SPEI还考虑了气温的因素, 因而具有较好的应用前景(López-Moreno等, 2013). 许多学者用该

中文引用格式: 王飞, 王宗敏, 杨海波, 赵勇. 2018. 基于SPEI的黄河流域干旱时空格局研究. 中国科学: 地球科学, 48: 1169–1183, doi: 10.1360/N072017-00248
英文引用格式: Wang F, Wang Z M, Yang H B, Zhao Y. 2018. Study of the temporal and spatial patterns of drought in the Yellow River basin based on SPEI. Science China Earth Sciences, 61: 1098–1111, <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9198-2>

指数针对不同地区做了不少研究, 例如, 沈国强等(2017)对中国东北地区的干旱时空特征进行分析, 结果表明SPEI指数不仅满足数理统计要求, 而且与灾情数据和土壤水分检测值有极好关联性, 其在东北地区干旱预测和定量化研究中具有较好适用性; 张玉静等(2015)、李军等(2016)应用SPEI分别对华北及西南地区干旱特征进行研究, 表明SPEI适用于全球变暖背景下的干旱评估与监测。

黄河流域受地理位置和东亚季风气候的影响, 水文气象条件复杂多变, 水资源条件先天不足且降水分配不均衡, 干旱灾害频发, 是中国各大流域中受干旱影响最严重的区域, 所以对黄河流域旱情进行监测尤为重要(Huang等, 2015a)。She和Xia(2013)从干旱范围、频率和趋势方面分析了黄河流域气象和水文干旱时空变化特征, 发现全流域干旱均呈加剧趋势。Zhang等(2016a)将计算潜在蒸散发的不同方法对比发现基于双源蒸散发模型计算的SPEI可较好地识别流域的旱情, 在监测干旱时空分布上存在较大应用潜力。基于流域水文过程提出的标准化水分距平指数SZI(Standardized Moisture Anomaly Index)在黄河流域亦得到应用, 该指数考虑了水文循环的物理过程, 物理机制清晰, 可同时反映水分供给量与支出量对干旱时空变异的影响, 且其多时间尺度功能又是PDSI所不具备的, 但模型需要参数多计算较为复杂(Zhang等, 2015)。SPEI由于其时间尺度灵活、形式简单和时空可比性强等特性, 相比SPI与PDSI指数更适于黄河流域的干旱监测和分析(Liu等, 2016)。黄河流域干旱呈现出广发和频发的态势, 受干旱影响水资源短缺日益明显, 植被覆盖度减少而且土壤侵蚀严重, 所以在黄河流域识别干旱在时间上的周期性与趋势性特征, 在空间上的频率、强度特征是流域应对干旱的基本需求(Su和Fu, 2013; Zhang和He, 2016)。

近些年气候变化导致黄河流域干旱在时间节律上也呈现出波动变化, 有必要在时间上对其进行分阶段研究(Huang等, 2015a)。以往研究(Yu等, 2013; Huang等, 2015b)多采用小波分析识别干旱周期规律, 运用M-K(Mann-Kendall)法进行突变检测。但小波分析未能识别干旱的趋势特征, M-K突变检测法分解得到的各均值段的尺度不具有可变性。本研究将最新发展的极点对称模态分解方法ESMD(Extreme-point Symmetric Mode Decomposition)应用于SPEI时频分解, 能把原始

信号中不同尺度的周期性振荡和趋势分量逐级提取出来, 大大提高干旱周期与趋势评估的准确性(Wang和Li, 2013)。B-G分割算法(Bernaola-Galvan Segmentation Algorithm)分解得到的各均值段的尺度具有可变性, 用来将较长研究阶段进行划分(Bernaola-Galván等, 2001)。此外黄河流域范围较大, 东西横跨23个经度, 南北纵越10个纬度, 不同的气候类型和地形地貌导致流域内不同区域旱情空间分布差异明显, 有必要在空间上对其进行分区域研究(Zhang等, 2016b)。目前对干旱频率与强度空间分布特征的刻画也多采用站点数据进行空间插值, 未能有效反映出空间上的连续性, 对黄河流域干旱在时间上分阶段且空间上分区域的系统研究尚未开展。

鉴于此, 文章采用SPEI指数对黄河流域近55年干旱时空格局进行研究, 首次运用极点对称模态分解方法ESMD识别出黄河流域干旱的周期与趋势特征, 运用B-G分割算法对研究时段进行划分, 并基于栅格分析了干旱频率与强度空间分布特征, 详细剖析了黄河流域干旱时空演变格局, 以期为全流域防旱抗旱减灾提供科学决策依据, 对研究黄河流域在变化环境下干旱演变及科学发展具有十分重要现实意义。

2 研究资料与方法

2.1 研究区概况与划分

黄河流域地理范围为 $95^{\circ}53' \sim 119^{\circ}05'E$, $32^{\circ}10' \sim 41^{\circ}50'N$, 发源于巴颜喀拉山, 由山东垦利县注入渤海, 大部分区域属于干旱与半干旱地区, 水资源条件匮乏, 在气候变化与人类活动影响下, 生态环境脆弱, 干旱是流域的基本特征。黄河流域共有8个水资源二级分区, 自上而下分别为: 龙羊峡以上、龙羊峡至兰州、兰州至河口镇、内流区、河口镇至龙门、龙门至三门峡、三门峡至花园口和花园口以下。

2.2 数据与处理

黄河流域及周边共124个气象站点的逐月降水 and 气温数据来源于国家气象信息中心制作的中国地面气候资料月值数据集, 时间序列为1961~2015共55年, 其中有8个数据缺测的站点, 缺测时间是1962~1969年的部分月份, 对缺测的站点数据按照线性回归法进行插补, 即将该站点历年同一月份的数据做时间序列回归

分析, 估算出缺失月份数据, 并经过了较为严格的质量控制. 文章运用空间插值得到栅格数据SPEI值, 基于此计算干旱频率与强度, 相比于直接采用站点数据可使计算结果在空间上更具有连续性, 气象站点分布如图1所示.

2.3 研究方法

2.3.1 标准化降水蒸散指数SPEI

SPEI融合了PDSI和SPI的优点, 它具有多时间尺度的特征, 可以考虑不同类型的干旱. 月尺度SPEI值(SPEI-1)可以反映旱涝短时间内的细微变化, 季尺度SPEI值(SPEI-3)可以反映季节的旱情状况, 年尺度SPEI值(SPEI-12)可以反映干旱的年际变化. 此外, SPEI还考虑了气温的因素, 引入了地表蒸散变化对干旱的影响, 其对气温快速上升导致的干旱化反映更加敏感, 计算方法如下.

(1) 应用Thornthwaite方法计算逐月潜在蒸发量:

$$PET = 16K \left(\frac{10T}{I} \right)^m, \quad (1)$$

式中, K 为根据纬度计算的修正系数, T 为月平均气温, I 为年总加热指数, m 是由 I 决定的系数.

(2) 计算逐月降水与潜在蒸散的差值:

$$D_i = P_i - PET_i, \quad (2)$$

式中, P_i 为月降水量, PET_i 为月潜在蒸散量.

(3) 采用三参数的Log-Logistic分布对 D_i 进行拟合, 并求出累计函数:

$$f(x) = \frac{\beta}{\alpha} \left(\frac{x-\gamma}{\alpha} \right)^{\beta-1} \left[1 + \left(\frac{x-\gamma}{\alpha} \right)^{\beta} \right]^{-2}, \quad (3)$$

$$F(x) = \int_0^x f(t) dt = \left[1 + \left(\frac{x-\gamma}{\alpha} \right)^{\beta} \right]^{-1}, \quad (4)$$

式中, α 为尺度参数, β 为形状参数, γ 为origin参数, $f(x)$ 为概率密度函数, $F(x)$ 为概率分布函数.

(4) 对序列进行标准化正态处理, 得到相应SPEI:

$$SPEI = W - \frac{C_0 + C_1 + C_2 W^2}{1 + d_1 W + d_2 W^2 + d_3 W^3}, \quad (5)$$

$$W = \sqrt{-2 \ln(P)}, \quad (6)$$

式中, 当 $P \leq 0.5$ 时, $P = F(x)$; 当 $P > 0.5$ 时, $P = 1 - F(x)$; 其他参数分别为 $C_0 = 2.515517$ 、 $C_1 = 0.802853$ 、 $C_2 = 0.010328$ 、 $d_1 = 1.432788$ 、 $d_2 = 0.189269$ 、 $d_3 = 0.001308$.

参照相关研究(Zhao等, 2017; Zhang等, 2015)并结合黄河流域实际旱情旱灾情况, SPEI的干旱分级标准如表1所示.

图1 研究区及站点分布

表 1 标准化降水蒸散指数SPEI干旱等级划分

等级	类型	SPEI值
I	无旱	$-0.5 < \text{SPEI}$
II	轻旱	$-1.0 < \text{SPEI} \leq -0.5$
III	中旱	$-1.5 < \text{SPEI} \leq -1.0$
IV	重旱	$-2.0 < \text{SPEI} \leq -1.5$
V	特旱	$\text{SPEI} \leq -2.0$

2.3.2 干旱频率、干旱强度与干旱站次比

干旱频率是用来评价某区域有资料年份内干旱发生频繁程度, 即该区域发生干旱年数占总年数百分比(Yu等, 2014), 计算方法为

$$F = \frac{n}{N} \times 100\%, \quad (7)$$

式中, F 为干旱频率, n 为发生干旱年数, N 为总年数。

文章基于SPEI定义了单个栅格某时段内的干旱强度: 发生干旱时SPEI累积值的平均值的绝对值即为该时段的干旱强度, 其值越大干旱程度越强, 计算方法为

$$I = \left| \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \text{SPEI}_i \right|, \quad (8)$$

式中, I 为干旱强度, n 为发生干旱次数, SPEI_i 为研究期间内发生干旱时的SPEI值。

干旱站次比可用来评价某时间内干旱影响范围大小, 即该区域干旱发生站数占站点总数的百分比, 它也可间接反映干旱的严重程度(张巧凤等, 2015), 计算方法为

$$P = \frac{m}{M} \times 100\%, \quad (9)$$

式中, P 为干旱站次比, m 为发生干旱站点数, M 为站点总数。

2.3.3 极点对称模态分解方法

极点对称模态分解方法(ESMD), 它是对Hilbert-Huang变换的最新发展, 于2013年由王金良和李宗军合作研发, 可用于海洋和大气科学、信息科学和生态学等领域所有涉及数据处理的科研和工程应用(Wang和Li, 2013)。它借鉴EMD(Empirical Mode Decomposition)的思想, 运用“最小二乘”想法来优化最后剩余模态使其成为整个数据的“自适应全局均线”, 并由此来

确定最佳筛选次数, 是一种数据驱动的自适应非线性时变信号分解方法, 具有较强的局地特性和自适应性, 适合于非平稳、非线性时间序列的分析。该方法是目前提取时间序列变化趋势与周期的最新方法之一, 经过分解, 原始的时间序列可由一系列IMF分量和一个趋势项之和组成(Li等, 2013)。

2.3.4 B-G分割算法

B-G分割算法是由Bernaola-Galván等(2001)在研究心电图序列中提出的一种适合非线性、非平稳时间序列突变检测的方法。与传统的突变检测方法如M-K突变检测法、Cramert法、Lepage法、Pettitt法相比, 该方法基于 t 检验将非平稳序列分割成多个具有不同均值的平稳子序列, 各子序列表征不同的物理背景, 分解得到的各均值段的尺度具有可变性, 且不受方法本身的限制, 是一种有效检测突变的新方法。

3 结果与分析

3.1 干旱时间特征分析

3.1.1 SPEI的多时间尺度特征

从图2a月尺度SPEI可以看出其波动最为频繁, 没有考虑前期降水的影响, 所以随机性很强, 受短时间降水气温的影响大, 其次为季尺度SPEI(图2b), 波动频率最小的为年尺度SPEI(图2c)。不同时间尺度的SPEI对降水和气温的敏感性不同, 若时间尺度越大, SPEI对一次降水与气温的反应就越不明显, 只有持续多的降水气温才能使之发生波动, 这对于检测长期水分状况是合理的(Seiler等, 2002)。如图2c所示, SPEI指数小于 -0.5 , 即发生干旱的年份分别为1965、1972、1991、1997年等共11年, 其中1997年SPEI指数最小, 表明该年发生干旱最为严重。总体上看SPEI呈波动下降趋势, 倾向率为 $-0.148 (10a)^{-1}$, Mann-Kendall趋势分析计算 $Z_s = -3.20$ 通过 $\alpha = 0.01$ 的显著性检验, 说明近55年SPEI值有显著下降趋势, 即干旱有显著增加趋势。由图2d可知近55年黄河流域干旱站次比平均值为32.08%, 共有15年干旱站次比超过40%, 其中1997、1999、2001、2006年是干旱站次比最高的年份, 其值超过了70%, 而这些年均为干旱年份, SPEI值分别为 -1.09 、 -0.94 、 -0.82 、 -0.87 , 可见干旱站次比较高的年份与SPEI计算干旱年份结果一致。总体上看干旱

图2 黄河流域不同时间尺度SPEI及干旱站次比

(a) 月尺度SPEI; (b) 季尺度SPEI; (c) 年尺度SPEI; (d) 干旱站次比

站次比呈增加趋势, 倾向率为 $0.051 (10a)^{-1}$, 由Mann-Kendall趋势分析得出 $Z_s=3.03$ 通过 $\alpha=0.01$ 的显著性检验, 说明近55年干旱范围有显著增加趋势。

3.1.2 分区SPEI变化趋势

从各个分区的年际SPEI变化趋势(图3)可以看出, 黄河流域各个分区的干旱都呈增强趋势, 但干旱化特征明显不同, SPEI线性倾向率分别为 $-0.144 (10a)^{-1}$ 、 $-0.139 (10a)^{-1}$ 、 $-0.214 (10a)^{-1}$ 、 $-0.119 (10a)^{-1}$ 、 $-0.124 (10a)^{-1}$ 、 $-0.195 (10a)^{-1}$ 、 $-0.102 (10a)^{-1}$ 和 $-0.103 (10a)^{-1}$, 其中兰州至河口镇($R^2=0.1854$, $P<0.01$)下降趋势最为明显, 其次是龙门至三门峡($R^2=0.1794$, $P<0.01$)。图3a~h可看出各个分区发生干旱最为严重的年份依次为2002年(SPEI=-1.30)、2015年(SPEI=-1.50)、2005年(SPEI=-1.70)、2000年(SPEI=-2.28)、1999年(SPEI=-1.80)、1997年(SPEI=-1.82)、1997年(SPEI=-1.71)、1988年(SPEI=-1.99)。总体上看, 近55年来黄河流域各个分区都表现出干旱化趋势, 但变化趋势的幅度不尽相同, 其中龙羊峡以上、兰州至河口镇、龙门至三门峡通过置信度为99%的显著性检验, 龙羊峡至兰州通过置信度为95%的显著性检验, 干旱均呈显著增加趋势, 通过对SPEI进行

5a滑动平均分析可知黄河流域各个分区存在不同的干湿转折变化。

3.2 基于ESMD分解的干旱周期特征与趋势分析

3.2.1 黄河流域SPEI周期与趋势特征

对黄河流域年SPEI序列进行分解, 趋势项 R 对应最小的方差比率时即达到最佳筛选次数30次, 则ESMD分解自动停止, 由此可得到4个IMF分量和1个趋势项(图4)。

为验证分解结果的可靠性, 用分解得到的IMF1~IMF4和趋势项 R 进行合成可得到1个重构序列, 发现重构序列与原始SPEI序列完全重合, 表明ESMD方法具有完备性, 分解结果是可信的。为解析SPEI序列中固有的不同时间尺度振荡, 利用FFT求平均周期的方法对各分量周期进行计算, 得到IMF1~IMF4的主周期分别为2.9年、5年、10.2年和18.3年, 表明黄河流域干旱在年际尺度上具有准2.9年和准5年的周期特征, 年代际尺度上有准10.2年和准18.3年的周期特征。方差贡献率表示各分量对原始序列的重要程度, 由表2可看出, IMF1的准2.9年方差贡献率最大, 达到39.00%, 振荡信号十分明显, 其次为IMF2的准5年周期方差贡献率(18.99%), 从不同IMF分量的方差贡献率可得出在

图 3 1961~2015年黄河流域各个分区SPEI变化

图 4 黄河流域年SPEI的IMF分量及趋势项R

表 2 年SPEI序列各分量周期、方差贡献率及相关系数^{a)}

IMF分量	IMF1	IMF2	IMF3	IMF4	R
周期(年)	2.9	5	10.2	18.3	
贡献率(%)	39.00	18.99	7.56	5.19	29.26
相关系数	0.57**	0.31*	0.19	0.02	0.50**

a) *, 通过5%的显著性水平; **, 通过1%的显著性水平

年际振荡和年代际振荡中, 年际振荡(2.9年、5年)在SPEI序列变化中占据主导地位, 黄河流域年SPEI的变化主要是由IMF1、IMF2所决定的, 第一、二主周期分别为2.9年、5年。

表3给出了ESMD与EMD、小波分析的结果对比, 可以看出ESMD与EMD方法得到的周期尺度略有不同; 而与小波分析得到周期相比, 两者基本吻合, 说明ESMD方法具有可信度。它分解的2.9年左右的周期在小波中未能体现出来, 究其原因, 小波变换作为一种时频分析方法存在一定局限性, 由于基于先验的基函数, 小波分解不具备自适性, 基函数的选择对结果有一定影响(Tewfik等, 1992)。而ESMD作为一种全新的数据处理方法, 比小波变换具有更强的局部特性和自适性。

EMD方法存在重要的缺陷就是“模态混叠”问题, “模态混叠”指序列不能够依据时间尺度有效的分离出不同的模态分量, 使原本不同的模态出现在同一模态之中, 即相似的时间尺度出现在不同的IMF分量中, 导致相邻的IMF波形混叠, 难以辨认, 计算得到的周期也将存在偏差。ESMD方法借鉴了EMD的思想, 将外部包络线插值改为内部极点对称插值, 有效解决了EMD分解中的“模态混叠”(或称“频率交叉”)问题(Wang和Li, 2014)。它能更好地提取周期、趋势信息, 可精确地获取SPEI的多时间尺度特性, 将其作为一种新的数据分析方法是准确可靠的。将ESMD与EMD进行对比发现ESMD分解得到的信噪比较大(1.09), 而均方根误差较小(0.45), 且趋势项R与原始序列的相关系数(0.50)高于

EMD分解得到的相关系数(0.46), 由此可知ESMD方法优于EMD。由于ESMD能精细刻画原始序列在研究时期内的波动状况, 可从数年的时间序列中分离出变化趋势与周期, 所以它在数据分析挖掘方面具有显著优势。

3.2.2 黄河流域分区SPEI趋势特征

对黄河流域各个分区SPEI进行ESMD分解得到的趋势项R如图5所示, 即为SPEI的长期整体变化趋势。从图中可看出各分区SPEI呈现减小趋势, 但变化曲线明显不同, 表明各个分区的干旱都呈不同程度增强趋势。

3.3 基于B-G分割算法的干旱阶段划分

3.3.1 黄河流域干旱阶段划分

基于B-G分割算法对黄河流域年SPEI序列进行突变年份检验以此划分时间阶段, 检验结果如图6所示, 其中最小分割长度取15, 显著性水平取0.95。

由图6a可知黄河流域年SPEI序列存在着两次突变, 分别发生在1996年和2002年, 据此将研究时段划分为1961~1996年、1997~2002年和2003~2015年3个阶段。由图6b可知3个阶段的均值分别为0.20、-0.71和-0.21, 线性倾向率分别为 $-0.069 (10a)^{-1}$ 、 $0.146 (10a)^{-1}$ 和 $-0.218 (10a)^{-1}$ 。

3.3.2 分区SPEI阶段特征

图7a~h为基于B-G分割算法的黄河流域各个分区阶段划分结果, 突变点依次为1990年、1994年、1996

表 3 ESMD、EMD和小波分析结果对比

方法	周期(a)				信噪比SNR	均方根误差RMSE
ESMD	2.9	5	10.2	18.3	1.09	0.45
EMD	3.7	5	9.2	18.3	0.43	0.49
小波分析	—	5	10~11	18~19	—	—

图 5 基于ESMD分解的各分区SPEI趋势

图 6 黄河流域SPEI阶段特征

图 7 黄河流域各个分区SPEI阶段划分结果

年、1969年、1996与2001年、1994年、2012年、1964年, 根据突变点将各个分区研究时段进行划分得到分区季度SPEI阶段特征如图8所示, 其中各分区每个季度的SPEI为划分时段内季度SPEI的平均值.

龙羊峡以上春季至秋季SPEI呈上升趋势, 冬季SPEI值最小, 旱情最为严重. 龙羊峡至兰州、兰州至河口镇、内流区、河口镇至龙门、龙门至三门峡的变化趋势较为一致, 除了龙羊峡至兰州1961~1994年、河口镇至龙门2002~2015年、龙门至三门峡1961~1994年以外, 其余地区各个时段都是夏季SPEI值最小, 旱情最为严重, 冬季SPEI值最大且无旱情发生; 而上述地区这三个阶段和三门峡至花园口趋势都为夏季旱情最为严重, 秋季SPEI值最大, 不易发生干旱. 花园口以下地区较为特殊, 趋势表现为夏季SPEI值最大即无旱情发生.

3.4 干旱空间特征分析

3.4.1 干旱频率空间分布

基于B-G分割算法将整个研究时段划分为三个阶段: 1961~1996年、1997~2002年、2003~2015年, 以期有效辨别黄河流域干旱演变情况. 基于各栅格的季度SPEI值, 得到黄河流域各季节干旱频率空间分布如图9所示.

表4为统计不同时段下的黄河流域干旱频率. 1961~1996年: 春旱频率为33.2%, 主要发生在河口镇至龙门(55.9%); 夏旱频率为56.6%, 主要发生在兰州至

河口镇(81.4%)与内流区(83.8%); 秋旱频率为7.3%, 主要发生在花园口以下(22.7%); 冬旱频率为6.9%, 主要发生在龙羊峡以上(38.7%). 1997~2002年: 春旱频率为51.2%, 主要发生在河口镇至龙门(73.9%); 夏旱频率为86.7%, 最高值区域出现在内流区(100%); 秋旱频率为16.1%, 主要发生在花园口以下(43.8%); 冬旱频率为7.7%, 主要发生在龙羊峡以上(42.6%). 2003~2015年: 春旱频率为57.3%, 主要发生在河口镇至龙门(78.6%); 夏旱频率为69.8%, 主要发生在兰州至河口镇(93.6%)与内流区(94.2%); 秋旱频率为7.1%, 主要发生在花园口以下(37.6%); 冬旱频率为6.1%, 主要发生在龙羊峡以上(34.1%).

综上所述, 黄河流域干旱频率在春季和夏季较高, 平均为47.2%和71.0%, 而秋季和冬季干旱频率相对较低, 平均为10.2%和6.9%.从空间分布上看, 河口镇至龙门春旱频率较高, 兰州至河口镇与内流区夏旱频率较高, 花园口以下秋旱频率较高, 龙羊峡以上冬旱频率较高, 这些地区应当注重旱情的监测, 及时制定防旱减灾措施, 其他地区各季节干旱频率相对较低.

3.4.2 中度以上干旱频率空间分布

分别计算不同研究时段下各季节中度以上干旱频率空间分布, 结果如图10所示. 表5为统计不同时段下的黄河流域中度以上干旱频率. 1961~1996年: 春旱频率为5.1%, 主要发生在花园口以下(14.6%); 夏旱频率为34.2%, 主要发生在兰州至河口镇(55.4%)与内流区

图 8 分区季度SPEI阶段特征

图 9 不同研究时段干旱频率空间分布

表 4 黄河流域不同研究时段干旱频率

区域	1961~1996				1997~2002				2003~2015			
	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬
龙羊峡以上	20.7%	27.9%	7.4%	38.7%	25.9%	66.2%	12.6%	42.6%	28.1%	22.5%	15.9%	34.1%
龙羊峡至兰州	31.8%	45.6%	11.5%	4.1%	44.6%	80.7%	22.5%	5.5%	51.0%	63.4%	6.6%	3.9%
兰州至河口镇	24.0%	81.4%	1.3%	0	49.2%	99.3%	7.6%	0	56.4%	93.6%	1.7%	0
内流区	29.7%	83.8%	0.6%	0	60.9%	100%	1.9%	0	63.4%	94.2%	2.4%	0
河口镇至龙门	55.9%	60.6%	2.9%	0	73.9%	99.9%	8.8%	0	78.6%	85.2%	3.9%	0
龙门至三门峡	35.5%	54.4%	4.8%	0	58.3%	90.1%	24.1%	0.1%	67.6%	75.6%	4.0%	0
三门峡至花园口	33.2%	59.6%	8.7%	0	53.9%	68.7%	31.0%	0.1%	62.3%	69.9%	14.2%	0
花园口以下	55.7%	37.1%	22.7%	0	48.1%	58.9%	43.8%	0	54.0%	35.2%	37.6%	0
全流域	33.2%	56.6%	7.3%	6.9%	51.2%	86.7%	16.1%	7.7%	57.3%	69.8%	7.1%	6.1%

(55.8%); 秋旱频率为0.8%, 主要发生在花园口以下(7.0%); 冬旱频率为0.7%, 主要发生在龙羊峡以上(4.5%)。1997~2002年: 春旱频率为18.7%, 主要发生在龙门至三门峡(37.9%); 夏旱频率为74.2%, 主要发生在兰州至河口镇(95.1%)与内流区(96.5%); 秋旱频率为4.3%, 主要发生在花园口以下(29.0%); 冬旱频率为1.2%, 主要发生在龙羊峡以上(7.0%)。2003~2015年: 春旱频率为10.6%, 主要发生在龙门至三门峡(23.6%); 夏旱频率为50.1%, 主要发生在兰州至河口镇(78.3%)与内流区(83.3%); 秋旱频率为1.3%, 主要发生在花园口以下(8.0%); 冬旱频率为1.1%, 主要发生在龙羊峡以

上(6.8%)。

综上所述, 黄河流域中度以上干旱频率在春季和夏季较高, 平均为11.5%和52.8%, 秋季和冬季相对较低, 平均为2.1%和1.0%。从空间分布上看, 龙门至三门峡春旱频率较高, 兰州至河口镇、内流区夏旱频率较高, 花园口以下秋旱频率较高, 龙羊峡以上冬旱频率较高。

3.4.3 干旱强度空间分布

干旱强度空间分布如图11所示, 不同研究时段干旱强度空间分布特征不同。表6为统计不同时段下的

图 10 不同研究时段中度以上干旱频率空间分布

表 5 黄河流域不同研究时段中度以上干旱频率

区域	1961~1996				1997~2002				2003~2015			
	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬
龙羊峡以上	6.1%	9.9%	1.1%	4.5%	5.1%	45.9%	1.9%	7.0%	5.3%	9.1%	4.3%	6.8%
龙羊峡至兰州	5.3%	26.4%	2.4%	0	14.7%	56.5%	9.9%	0	7.4%	36.7%	2.0%	0
兰州至河口镇	1.2%	55.4%	0.1%	0	5.8%	95.1%	0.3%	0	2.7%	78.3%	0	0
内流区	0.1%	55.8%	0	0	3.8%	96.5%	0	0	0.9%	83.3%	0	0
河口镇至龙门	5.8%	38.0%	0	0	21.8%	89.6%	0.4%	0	12.1%	56.8%	0	0
龙门至三门峡	7.2%	32.7%	0.6%	0	37.9%	76.2%	6.1%	0	23.6%	52.9%	0.4%	0
三门峡至花园口	7.2%	32.6%	0.4%	0	32.0%	62.6%	9.9%	0	13.0%	55.9%	0.9%	0
花园口以下	14.6%	16.1%	7.0%	0	33.3%	50.5%	29.0%	0	9.2%	18.6%	8.0%	0
全流域	5.1%	34.2%	0.8%	0.7%	18.7%	74.2%	4.3%	1.2%	10.6%	50.1%	1.3%	1.1%

黄河流域干旱强度. 1961~1996年: 黄河流域春旱强度为0.26, 主要发生在花园口以下(0.48); 夏旱强度较春季有所增高(0.66), 主要发生在兰州至河口镇(1.00)与内流区(1.02); 秋旱强度为0.02, 主要发生在花园口以下(0.15); 冬旱强度为0.05, 主要发生在龙羊峡以上(0.30). 1997~2002年: 黄河流域春旱强度为0.48, 主要发生在河口镇至龙门(0.68); 夏旱强度为1.25, 最高值区域出现在内流区(1.49); 秋旱强度为0.09, 主要发生在花园口以下(0.54); 冬旱强度为0.06, 主要发生在龙羊峡以上(0.35). 2003~2015年: 黄河流域春旱强度为0.46, 主要发生在河口镇至龙门(0.63); 夏旱强度为0.88, 主要发生在兰州至河口镇(1.33)与内流区(1.33);

秋旱强度为0.02, 主要发生在花园口以下(0.25); 冬旱强度为0.05, 主要发生在龙羊峡以上(0.27).

综上所述, 黄河流域干旱强度在春季和夏季较高, 平均为0.40和0.93, 而秋季和冬季干旱强度相对较低, 平均为0.04和0.05. 与干旱频率空间分布特征相似, 河口镇至龙门春旱强度较高, 兰州至河口镇、内流区夏旱强度较高, 花园口以下秋旱强度较高, 龙羊峡以上冬旱强度较高.

4 讨论

黄河流域及各个分区1961~2015年SPEI指数均呈

表 6 黄河流域不同研究时段干旱强度

区域	1961~1996				1997~2002				2003~2015			
	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬
龙羊峡以上	0.18	0.26	0.01	0.30	0.19	0.87	0.05	0.35	0.23	0.22	0.06	0.27
龙羊峡至兰州	0.25	0.53	0.04	0.03	0.40	1.06	0.11	0.04	0.39	0.71	0.01	0.03
兰州至河口镇	0.16	1.00	0	0	0.36	1.47	0.02	0	0.40	1.33	0	0
内流区	0.18	1.02	0	0	0.43	1.49	0	0	0.44	1.33	0	0
河口镇至龙门	0.42	0.71	0.01	0	0.68	1.47	0.04	0	0.63	1.06	0	0
龙门至三门峡	0.29	0.64	0.02	0	0.65	1.31	0.17	0	0.61	0.91	0.01	0
三门峡至花园口	0.26	0.70	0.03	0	0.60	1.13	0.21	0	0.52	0.87	0.07	0
花园口以下	0.48	0.40	0.15	0	0.62	0.96	0.54	0	0.42	0.36	0.25	0
全流域	0.26	0.66	0.02	0.05	0.48	1.25	0.09	0.06	0.46	0.88	0.02	0.05

图 11 不同研究时段干旱强度空间分布

下降趋势, 干旱站次比呈增加趋势, 表明旱情呈加重趋势, 但不同分区差异较大. 兰州至河口镇温度上升趋势最为显著($0.397^{\circ}\text{C} \ (10\text{a})^{-1}$)且年降水量最少(284.21mm), 所以该区域干旱化趋势最为明显(SPEI倾向率 $-0.214 \ (10\text{a})^{-1}$); 而龙门至三门峡降水下降趋势最为显著($-12.88\text{mm} \ (10\text{a})^{-1}$)同时年均气温较高(10.08°C), 所以该区域干旱化趋势次之(SPEI倾向率 $-0.195 \ (10\text{a})^{-1}$). 温度上升趋势最不明显的区域为三门峡至花园口($0.146^{\circ}\text{C} \ (10\text{a})^{-1}$)和花园口以下($0.219^{\circ}\text{C} \ (10\text{a})^{-1}$), 同时由于年降水量较高导致这两个区域的干旱化趋势也最不明显, SPEI线性倾向率分别为 -0.102

($10\text{a})^{-1}$ 和 $-0.103 \ (10\text{a})^{-1}$. 近些年黄河流域降水呈下降趋势($-5.123\text{mm} \ (10\text{a})^{-1}$), 伴随着全流域气温升高($0.316^{\circ}\text{C} \ (10\text{a})^{-1}$)都会提升干旱发生频率(图12a), 此外厄尔尼诺事件(ENSO)的发生也加剧了黄河流域的旱情, 对旱灾影响较大(王雁等, 2013). 黄河流域除冬季以外旱情都呈上升趋势, 冬季旱情减缓, 究其原因黄河流域冬季是降水量增加($0.293\text{mm} \ (10\text{a})^{-1}$)的唯一季节(图12b), 所以导致SPEI值增大($0.003 \ (10\text{a})^{-1}$), 干旱程度略微降低(陈磊等, 2016).流域内不同季节降水量分布不均, 春季降雨量较少, 年际变化大, 而夏季作物需水量较大, 伴随着气温升高与降雨不丰, 因此造成春夏

图 12 黄河流域年均降水与气温(a)、冬季降水与SPEI(b)

两季干旱最为严重(刘勤等, 2016), 这与文章的研究结果一致. 相关研究表明近55年气候偏暖趋势明显, 降水波动较大, 降水减少和温度升高是导致旱情增加的主要原因; 此外大气环流异常则导致冷暖气团均偏弱, 无法在黄河流域汇集, 这也是流域发生干旱的主要原因之一(史本林等, 2015; Miao等, 2016). 人口的持续增长与经济的快速发展使工农业生产和人民生活用水持续增加, 造成流域水资源过度开发, 致使河流断流、植被覆盖度减少、地下水位下降和水生态环境恶化等因素也会促进干旱的发展(朱悦璐和畅建霞, 2017).

文章基于B-G分割算法将研究时段进行划分, B-G分割算法是检测时间序列突变点的较为新颖的方法, 它分解得到的各子序列表征不同的物理背景, 且各均值段尺度具有可变性, 据此可将研究时段进行划分. 黄河流域近55年可划分为3个时段, 1961~1996年发生4次旱情(SPEI均值0.20), 1997~2002年除1998年以外均为干旱年(SPEI均值-0.71), 而2003~2015年发生两次旱情(SPEI均值-0.21), 可见1997~2002年时间段发生旱情最为严重, 其他两阶段旱情较轻, 将1997年、2003年作为分段点是合理的, 且划分结果与黄河流域实际旱情发展情况一致.

黄河流域近55年内共11年为典型干旱年份(SPEI < -0.5), 其中1965年、1972年、1986年、1991年和1997年为降水量最少的5个年份, 1999~2002年持续高温少雨, 而2006年、2013年为气温最高的两个年份, 因此均发生较为严重的旱情. 1965年、1972年流域大部分地区春季干旱少雨, 入夏后持续无雨, 发生较为严重

的春夏连旱; 1986年、1991年干旱范围较大, 重旱区主要是内蒙古和西北地区; 1997年为近55年降水最少的年份(350.92mm), 伴随着大部分地区持续高温, 发生新中国成立以来最为严重的干旱; 1999~2002年发生连续干旱, 流域北部旱情较重; 2006年与2013年年均气温分别为8.94和8.84°C, 高温导致土壤失墒严重及旱情加剧(方宏阳, 2014).

由于各个分区干旱变化趋势不一致, 因此实施抗旱工作应因地制宜, 如河口镇至龙门春旱较严重, 应加强小型农田水利基本建设, 对春小麦生育关键期实施灌水保墒; 兰州至河口镇夏旱较严重, 干旱化趋势最显著($P < 0.01$)且年降水量最低, 应实施节水灌溉, 选育抗旱作物品种, 并根据需要适时开展人工降雨(王煜, 2017). 花园口以下秋旱较严重, 同时年降水量较高, 应加强雨水集蓄工程建设, 推广集雨节灌等农业节水技术, 加大雨水利用效率; 龙羊峡以上冬旱较严重且干旱化趋势显著($P < 0.01$), 海拔相对较高, 由于地高水低的特点发展灌溉农业难度较大, 应因地制宜开展地区特色农业; 龙羊峡至兰州水利设施较为完备, 耕地灌溉率较高, 但其抗旱专项经费较少, 抗旱服务组织建设薄弱, 应增加抗旱经费比重, 提升抗旱服务组织功能(方宏阳, 2014). 有研究表明黄河流域未来气温还将明显升高, 可能会导致未来黄河流域水资源的减少和旱情的加剧(Huang等, 2015a), 因此结合文章对黄河流域干旱时空格局的研究, 针对不同区域采取不同措施, 有助于整体上提高流域抗旱水平. 但是文章涉及的干旱影响因素有限, 并未考虑到干旱发生的物理机

制, 干旱不仅受降水、气温等水热趋势控制, 还同地形、植被、土壤和人类活动等影响局地蒸散的小尺度因素密切相关(张文江等, 2008), 此外应加强多种干旱指数的等级划分及适用性研究, 这对于旱情的精确监测是十分必要的。

5 结论

针对黄河流域发生干旱现象日趋严重的问题, 本文基于1961~2015年共55年的气象数据, 以标准化降水蒸散指数SPEI作为干旱指标, 从干旱年际变化、季节变化、干旱频率和干旱强度等方面定量分析了黄河流域及其8个水资源分区的干旱时空格局。

近55年来黄河流域的干旱呈显著增加趋势, SPEI倾向率为 $-0.148 (10a)^{-1}$, 各个分区的干旱都呈增强趋势但干旱化特征不同, 其中兰州至河口镇地区干旱化趋势最为明显, SPEI倾向率为 $-0.214 (10a)^{-1}$ 。应用ESMD方法得到黄河流域干旱具有准2.9年、准5年、准10.2年和准18.3年的周期特征; 运用B-G分割算法将研究期间划分为三个时段: 1961~1996年、1997~2002年和2003~2015年。对于季节性干旱, 黄河流域干旱频率从大到小依次为夏季>春季>秋季>冬季, 干旱强度从大到小依次为夏季>春季>冬季>秋季。

本文采用SPEI研究了近55年黄河流域干旱时空格局, 该指数结合了蒸散作用在干旱形成中的影响, 与单纯利用降水量的干旱指数相比具有较大优越性, 较好的识别了黄河流域近55年的干旱时空格局, 并根据黄河流域及各个分区特点提出有针对性的抗旱措施, 这为其他地区干旱的监测以及预警提供了参考。但干旱形成的原因众多, 今后应考虑水文循环的物理过程, 此外有关干旱发生机制及旱灾发生的详细成因等问题是未来亟待关注的热点。

参考文献

- 陈磊, 王义畅, 畅建霞, 魏洁. 2016. 黄河流域季节降水变化特征分析. 人民黄河, 38: 8-13
- 方宏阳. 2014. 黄河流域多时空尺度干旱演变规律研究. 硕士学位论文. 邯郸: 河北工程大学. 94
- 李军, 王兆礼, 黄泽勤, 钟睿达, 卓圣峰, 陈希贤. 2016. 基于SPEI的西南农业区气象干旱时空演变特征. 长江流域资源与环境, 25:

- 1142-1149
- 刘勤, 严昌荣, 何文清. 2016. 黄河流域干旱时空变化特征及其气候要素敏感性分析. 中国农业气象, 37: 623-632
- 沈国强, 郑海峰, 雷振峰. 2017. SPEI指数在中国东北地区干旱研究中的适用性分析. 生态学报, 37: 1-9
- 史本林, 朱新玉, 胡云川, 杨艳艳. 2015. 基于SPEI指数的近53年河南省干旱时空变化特征. 地理研究, 34: 1547-1558
- 苏明峰, 王会军. 2006. 中国气候干湿变率与ENSO的关系及其稳定性. 中国科学D辑: 地球科学, 36: 951-958
- 王雁, 丁永建, 叶柏生, Liu F J, 王杰. 2013. 黄河与长江流域水资源变化原因. 中国科学: 地球科学, 43: 1207-1219
- 王煜. 2017. 黄河流域旱情监测与水资源调配研究综述. 人民黄河, 39: 1-14
- 杨庆, 李明星, 郑子彦, 马柱国. 2017. 7种气象干旱指数的中国区域适应性. 中国科学: 地球科学, 47: 337-353
- 张巧凤, 刘桂香, 于红博, 包玉海. 2015. 基于标准化降水指数的锡林郭勒盟干旱特征分析. 自然灾害学报, 24: 119-128
- 张文江, 陆其峰, 高志强, 彭建. 2008. 基于水分距平指数的2006年四川盆地东部特大干旱遥感应分析. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 251-260
- 张玉静, 王春乙, 张继权. 2015. 基于SPEI指数的华北冬麦区干旱时空分布特征分析. 生态学报, 35: 7097-7107
- 朱悦璐, 畅建霞. 2017. 基于VIC模型构建的综合干旱指数在黄河流域的应用. 西北农林科技大学学报, 45: 203-212
- Bernaola-Galván P, Ivanov P C, Amaral L A N, Stanley H E. 2001. Scale invariance in the nonstationarity of human heart rate. *Phys Rev Lett*, 87: 168105
- Huang S Z, Chang J X, Leng G Y, Huang Q. 2015a. Integrated index for drought assessment based on variable fuzzy set theory: A case study in the Yellow River basin, China. *J Hydrol*, 527: 608-618
- Huang S Z, Huang Q, Chang J X, Zhu Y L, Leng G Y, Xing L. 2015b. Drought structure based on a nonparametric multivariate standardized drought index across the Yellow River basin, China. *J Hydrol*, 530: 127-136
- Li H F, Wang J L, Li Z J. 2013. Application of ESMD method to air-sea flux investigation. *Int J Geos*, 4: 8-11
- Liu Z P, Wang Y Q, Shao M A, Jia X X, Li X L. 2016. Spatiotemporal analysis of multiscalar drought characteristics across the Loess Plateau of China. *J Hydrol*, 534: 281-299
- López-Moreno J I, Vicente-Serrano S M, Zabalza J, Beguería S, Lorenzo-Lacruz J, Azorin-Molina C, Morán-Tejeda E. 2013. Hydrological response to climate variability at different time scales: A study in the Ebro basin. *J Hydrol*, 477: 175-188
- Mckee T B, Doesken N J, Kleist J. 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Am Meteorol Soc*, 58: 174-184

- Miao C Y, Sun Q H, Duan Q Y, Wang Y F. 2016. Joint analysis of changes in temperature and precipitation on the Loess Plateau during the period 1961–2011. *Clim Dyn*, 47: 3221–3234
- Palmer W C. 1965. Meteorological Drought Research. Washington D C: U S Weather Bureau. 45
- Seiler R A, Hayes M, Bressan L. 2002. Using the standardized precipitation index for flood risk monitoring. *Int J Climatol*, 22: 1365–1376
- She D X, Xia J. 2013. The spatial and temporal analysis of dry spells in the Yellow River basin, China. *Stoch Environ Res Risk Assess*, 27: 29–42
- Su C H, Fu B J. 2013. Evolution of ecosystem services in the Chinese Loess Plateau under climatic and land use changes. *Glob Planet Change*, 101: 119–128
- Tewfik A H, Sinha D, Jorgensen P. 1992. On the optimal choice of a wavelet for signal representation. *IEEE Trans Inform Theor*, 38: 747–765
- Vicente-Serrano S M, Beguería S, López-Moreno J I. 2010. A multiscalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index. *J Clim*, 23: 1696–1718
- Wang J L, Li Z J. 2013. Extreme-point symmetric mode decomposition method for data analysis. *Adv Adapt Data Anal*, 05: 1350015
- Wang J L, Li Z J. 2014. The ESMD method for climate data analysis. *Clim Change Res Lett*, 3: 1–5
- Yu M X, Li Q F, Hayes M J, Svoboda M D, Heim R R. 2014. Are droughts becoming more frequent or severe in China based on the standardized precipitation evapotranspiration index: 1951–2010? *Int J Climatol*, 34: 545–558
- Yu W J, Shao M Y, Ren M L, Zhou H J, Jiang Z H, Li D L. 2013. Analysis on spatial and temporal characteristics drought of Yunnan Province. *Acta Ecol Sin*, 33: 317–324
- Zhang B Q, Zhao X N, Jin J M, Wu P. 2015. Development and evaluation of a physically based multiscalar drought index: The standardized moisture anomaly index. *J Geophys Res-Atmos*, 120: 11575–11588
- Zhang B Q, Wang Z K, Chen G. 2016a. A sensitivity study of applying a two-source potential evapotranspiration model in the standardized precipitation evapotranspiration index for drought monitoring. *Land Degrad Develop*, 28: 783–793
- Zhang B Q, He C S. 2016. A modified water demand estimation method for drought identification over arid and semiarid regions. *Agric For Meteorol*, 230-231: 58–66
- Zhang B Q, He C S, Burnham M, Zhang L H. 2016b. Evaluating the coupling effects of climate aridity and vegetation restoration on soil erosion over the Loess Plateau in China. *Sci Total Environ*, 539: 436–449
- Zhao H Y, Gao G, An W, Zou X K, Li H T, Hou M T. 2017. Timescale differences between SC-PDSI and SPEI for drought monitoring in China. *Phys Chem Earth Parts A/B/C*, 102: 48–58

(责任编辑: 贺缠生)