

基于 SPEI 的黄河流域多时间尺度干湿变化分析

梁守真¹, 隋学艳¹, 王 猛¹, 李新华², 董红云², 姚慧敏³, 马万栋⁴

(1.山东省农业科学院农业信息与经济研究所, 济南 250100;

2.山东省农业科学院湿地农业与生态研究所, 济南 250100; 3.农业农村部华东都市农业重点实验室/
山东省农业科学院休闲农业研究所, 济南 250100; 4.生态环境部卫星环境应用中心, 北京 100094)

摘 要:黄河流域是我国重要的经济地带和生态屏障, 水资源匮乏, 研究流域的干湿变化对于水资源的合理管理和利用、促进流域的可持续发展具有十分重要的现实意义。运用 1966—2015 年 3 个时间尺度(年、半年、季节尺度)的 SPEI 数据, 基于 EOF, Mann-Kendall 方法研究了全球变暖背景下黄河流域的干湿变化特征, 并进行归因探讨。结果表明:在过去的 50 年中, 黄河流域的 SPEI 有显著的年际波动, 但大部分区域的 SPEI 未有显著的增加或降低的趋势, 区域之间的干湿变化具有非同步特征; 黄河流域气温与 SPEI 相关性弱, SPEI 与降水有更好的同步性; 黄河流域夏、秋季的干旱较冬、春季节严重, 中部黄土高原区的干旱事件频率高于黄河流域西部高原和东部平原区。研究表明黄河流域干湿状况存在区域差异, 降水是决定 SPEI 大小的关键因子, 异常气候事件—厄尔尼诺在一定程度上会影响流域的干湿状况。

关键词: SPEI; 干湿变化; 多时间尺度; 干旱; 黄河流域

中图分类号: P426.1

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2022)01-0231-11

Multiple Time Scales Analysis of Dryness and Wetness Changes of the Yellow River Basin in the Past 50 Years Based on SPEI Data

LIANG Shouzhen¹, SUI Xueyan¹, WANG Meng¹, LI Xinhua²,

DONG Hongyun², YAO Huimin³, MA Wandong⁴

(1. Institute of Agricultural Information and Economics, Shandong Academy of Agricultural Sciences, Ji'nan 250100, China; 2. Institute of Wetland Agriculture and Ecology, Shandong Academy of Agricultural Sciences, Ji'nan 250100, China; 3. Key Laboratory of East China Urban Agriculture, Ministry of Agriculture and Rural Affairs, Institute of Leisure Agriculture, Shandong Academy of Agricultural Sciences, Ji'nan 250100, China; 4. Satellite Environment Center, Ministry of Ecology and Environment, Beijing 100094, China)

Abstract: The Yellow River Basin where water resources are lacking is an important economic region and ecological protective screen. Therefore, it is meaningful to research the dryness and wetness changes of the Yellow River Basin for reasonable management and use of water and sustainable development of the basin. In this study, the SPEI data from 1966 to 2015 were analyzed to acquire the characteristics of the dryness and wetness changes of the Yellow River Basin in the context of global warming through EOF and Mann-Kendall methods. Furthermore, the reasons inducing SPEI change were also discussed. The results showed that in the past 50 years, SPEI had changed temporally, but there were no obvious increase or decrease trends in SPEI, and the changes of dryness and wetness among regions were nonsynchronous; the correlation coefficient between SPEI and air temperature was small, and precipitation was the main factor determining SPEI in the Yellow River Basin; there were more droughts in summer and autumn than those in winter and spring, and compared with the western plateau and eastern plain, the Loess Plateau in the Yellow River Basin had

收稿日期: 2021-01-20

修回日期: 2021-03-06

资助项目: 山东省自然科学基金面上项目“黄河三角洲翅碱蓬花青素遥感探测机理与监测(ZR2020MD019)”；山东省农业科学院创新工程“湿地生态环境长期定位监测(CXGC2021A37)”；国家自然科学基金：“森林冠层绿色 FPAR 的高光谱遥感反演研究(41401407)”

第一作者: 梁守真(1979—), 男, 山东阳谷人, 博士, 副研究员, 研究方向为生态环境遥感。E-mail: szliang_cas@163.com

通信作者: 姚慧敏(1979—), 女, 山东成武人, 副研究员, 主要从事土地资源遥感研究。E-mail: yhm79424@163.com

more droughts. El Niño can worsen the effects of droughts in the Yellow River Basin.

Keywords: SPEI; dryness and wetness change; multiple time scales; drought; Yellow River Basin

气候干湿状况对区域生态环境和社会经济有重要影响,气候的变化将影响区域的干湿状况^[1]。研究发现,从 1880—2012 年,全球海陆表面平均温度已经升高 0.85℃,全球气候呈现变暖的趋势^[2]。研究增暖背景下区域的干湿变化对合理规划水资源管理利用和生态环境保护具有重要意义,尤其是在水资源不足的干旱和半干旱地区。黄河流域横贯中国的东中西部,是我国重要的经济地带和生态屏障带,但水资源匮乏且时间和空间分布不均,干旱和半干旱区面积大,受干旱影响严重,生态本底脆弱。黄河流域在我国经济社会发展和生态安全方面具有十分重要的地位,摸清流域的干湿变化规律,有助于流域水资源的管理和合理利用,促进区域的生态保护和社会的可持续发展。

降水量的多寡在一定程度上可以反映区域的干湿状况,因此在一些研究中,以降水为指标研究区域的干湿变化,最典型的是标准化降水指数 SPI (Standardized Precipitation Index)^[3]。SPI 具有多尺度特征,但其只考虑了降水这一因子,无法体现温度对干湿状况的影响。帕尔默干旱指数 PDSI (Palmer drought severity index)综合考虑了降水和蒸散发的作用,但时间尺度固定^[4-6]。地表干湿状况是地表水分收支平衡的反映,受降水、蒸发、蒸腾等多因素的影响,具有多时间尺度特征,因此,无论是 SPI 还是 PDSI,它们在监测区域干湿状况时均存在一定缺陷。为了更为准确合理地评估区域的干湿状况, Vicente-Serrano et al 提出了标准化降水蒸散指数 SPEI (Standardized Precipitation Evapotranspiration Index)^[7]。SPEI 通过水分亏缺量(降水与潜在蒸散的差值)和持续时间两个因素来反映区域的干湿状况,它综合了 SPI 和 PDSI 的优点,既考虑了降水和蒸散发的作用,又具备多时间尺度特征。在早期的 SPEI 算法中采用 Thornthwaite 方法计算潜在蒸散发。Thornthwaite 方法仅需要温度数据和位置信息,但会低估干旱和半干旱区的蒸散发量,高估湿润区的蒸散发^[8-10]。Penman-Monteith 方法综合考虑了热量和空气动力因子,其计算的潜在蒸散发不管是在干旱区还是在湿润区都与实际潜在蒸散发更为接近^[1,11-12]。因此,在新的 SPEI 算法中,以 Penman-Monteith 方程代替 Thornthwaite 方法来计算潜在蒸散发^[13]。SPEI 是一个标准化的值,均值为 0,标准方差为 1,具有任何时间和空间上的可比较性,其数

据的可靠性已被充分验证并得到了广泛的应用^[14-18]。

本研究采用 SPEI 研究黄河流域 1966—2015 年的干湿变化,探讨影响区域干湿变化的因素,认识黄河流域的干旱分布规律,为黄河流域生态保护和高质量发展持续发展政策的制定提供一定科学决策支持。

1 数据与方法

1.1 研究区

黄河发源于中国青海省巴颜喀拉山脉,流经青海、四川、甘肃、宁夏、内蒙古、陕西、山西、河南、山东 9 个省区(图 1)。黄河流域地势西高东低,横跨我国北方东、中、西三大地理阶梯,西部河源地区平均海拔在 4 000 m 以上;中部地区海拔在 1 000~2 000 m,包括内蒙古高原和黄土高原;东部主要由黄河冲积平原组成。黄河流域矿产资源丰富,黄淮海平原、汾渭平原、河套灌区是我国重要的农产品主产区。同时,黄河流域连接青藏高原、黄土高原和华北平原,是重要的生态廊道,但是水资源缺乏,自然生态相对脆弱。流域气候多样,降水少且集中,空间分布不均,蒸发量大。

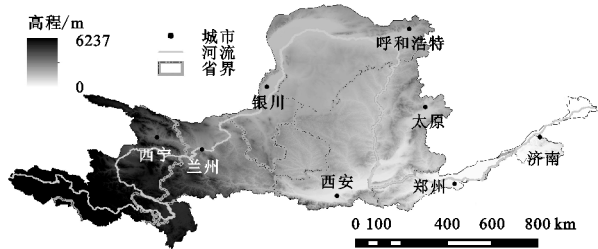


图 1 黄河流域行政区划与地形

1.2 数据源

研究采用 1966—2015 年的 SPEI 数据来分析黄河流域的干湿变化。SPEI 数据产品以英国气候研究中心 CRU(Climatic Research Unit)提供的月尺度气象格网数据为基础进行计算^[19]。该气象数据集包括云覆盖、温度、降水、潜在蒸散发、水汽压等多个气象要素,空间分辨率为 0.5°。计算流程如下:(1) 潜在蒸散发计算;(2) 计算降水量与潜在蒸散量的差值;(3) 差值序列拟合(log-logistic 概率分布);(4) 正态分布转换。SPEI 采用 Penman-Monteith 方程计算潜在蒸散发,公式如下:

$$E_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_a + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34 u_2)} \quad (1)$$

式中: E_0 为潜在蒸散发 (mm/d); R_n 为表面太阳净辐射 [$\text{MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$]; G 为土壤热通量 [$\text{MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$]; T 为 2 m 高处日平均气温 ($^{\circ}\text{C}$); u_2 为 2 m 高处的风速 (m/s); e_s 为饱和水汽压 (kPa); e_a 为实际水汽压 (kPa); Δ 为水汽压曲线斜率 ($\text{kPa}/^{\circ}\text{C}$); γ 为湿度计常数 ($\text{kPa}/^{\circ}\text{C}$)。

1.3 方法

1.3.1 EOF 分析 经验正交函数 EOF (Empirical Orthogonal Function) 是一种多元统计分析方法, 也被称为主成分分析, 它能够将要素场的时间和空间变化特征分离, 用尽可能少的模态表达其主要的时间和空间变化特征^[20-21], 其数学表达式为:

$$X = \text{EOF} \times \text{PC} \tag{2}$$

式中: X 为要素场; EOF 表示空间模态; PC 为主成分, 即模态对应的时间系数。

EOF 需要长期的数据资料, 分解得到的各个模态在空间上正交。通常前几个模态集聚了原始场的大部分信息, 第一模态 (EOF1) 包含的信息量最大, 表征原始数据中最主要的空间特征场, 第二模态 (EOF2)、第三模态 (EOF3) 信息量依次减少, 其时间系数序列则表征该空间特征场随时间的演变。EOF 方法在提取物理量时空变化信息特征时具有明显优势, 在气象、海洋等领域被广泛应用^[22-24]。

1.3.2 Mann-Kendall 趋势检验 Mann-Kendall 方法是一种基于秩的非参数统计检验方法, 广泛应用于水文、气象等领域的趋势检验和突变检验, 其优势在于不要求被分析样本服从一定的分布, 不受少数异常值的干扰^[25-28]。

Mann-Kendall 趋势检验假设时间序列的数据样本独立且分布一致 (即没有变化趋势)。对于具有 n 个样本量的时间序列 X , $n \geq 10$ 时, 标准化的检验统计量 Z 为:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & S < 0 \end{cases} \tag{3}$$

其中:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i)$$
$$\text{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1 & x_j - x_i > 0 \\ 0 & x_j - x_i = 0 \\ -1 & x_j - x_i < 0 \end{cases}$$
$$\text{var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^q t_p(t_p-1)(2t_p+5)}{18}$$

式中: x_j 为时间序列 X 的第 j 个数值; q 为等值数组的个数; t_p 为第 p 个等值数组的数据个数。

对于给定的置信水平 α , 如果 $|Z| < Z_{1-\alpha/2}$, 原假设被接受, 表明观测数值序列中不存在显著的变化趋势; 如果 $|Z| > Z_{1-\alpha/2}$, 拒绝原假设, 序列存在显著变化趋势, $Z_{1-\alpha/2}$ 为 α 信度水平下, 标准正态函数分布表对应的值。 $Z > 0$, 表示序列呈上升趋势,

$Z < 0$ 表示序列呈下降的趋势。当 Z 的绝对值 ≥ 1.96 , 表示通过 95% 显著性检验。

衡量变化趋势的大小用 Kendall 倾斜度 β 表示

$$\beta = \text{Median}\left(\frac{x_j - x_i}{j - i}\right) \tag{4}$$

式中: $1 < i < j < n$, Median 表示中位数的函数。

1.3.3 干湿等级的划分与统计 SPEI 数值的大小表示干湿程度, 其值越大表示越湿润, 越小越干旱。考虑到黄河流域的降水偏少、水资源匮乏等因素, 本研究主要对干旱情况状态下的 SPEI 进行详细分级 (表 1), 分级标准参考国家气象干旱等级标准 (GB/T 20481-2017)^[29]。

表 1 标准化降水蒸散指数 (SPEI) 的干湿等级划分

等级	无旱	轻微干旱	中等干旱	严重干旱	极端干旱
SPEI	> -0.5	$[-1.0, -0.5]$	$[-1.5, -1.0]$	$[-2.0, -1.5]$	< -2.0

根据 SPEI 的划分标准, 统计 1966—2015 年每个区域不同等级干旱发生的次数, 进行累加, 获取 50 a 黄河流域各区域的干旱频次。

本研究我们采用了 3 个时间尺度的 SPEI 数据: 季节尺度 (SPEI03)、半年尺度 (SPEI06) 和年尺度 (SPEI12) 来讨论黄河流域的干湿变化。定义 3—5 月份为春季, 6—8 月份为夏季, 9—11 月份为秋季, 12—2 月为冬季。

2 结果与分析

2.1 黄河流域 SPEI 场的时空模态

对黄河流域 1966—2015 年 3 个时间尺度 SPEI 进行 EOF 分析, 结果表明, 在不同的时间尺度上, SPEI 的空间模式展现出了相异的特征 (图 2), 第一模态的方差贡献总是最大, 第二、第三模态的方贡献率依次减小 (表 2)。在季节尺度上, 前 4 个模态可以解释超过 50% 的方差, 第一模态 EOF1 的方差贡献率分别为 32.35% (春季), 20.31% (夏季), 25.55% (秋季)、26.09% (冬季), 第二、第三模态的方差贡献率逐渐减少。除了夏季之外, 第一模态的方差贡献超过了总方差的 1/4。冬季, 第一模态特征向量空间差异不显著, 西部稍小; 其他季节第一模态特征向量呈

现出强烈的空间异质性,并且随着春季—夏季—秋季的推进,负值区域面积越来越大。春季,第一模态特征向量为正值的区域主要分布在陕西北部、山西中部以及青海东北部;夏季,正值区域仅包括宁夏的中部和西部以及青海东南部小部分区域;秋季,正值区域的面积进一步萎缩,仅包括黄河下游区域和流域西端的小部分区域。在半年尺度上,上半年前4个模态占据了53.78%的方差,其中第一模态的方差贡献率为25.97%。第一模态特征向量值的空间分布具有显著的东西差异,黄河流域西部为负值,包括青海、甘肃和宁夏,东部为正值;下半年前3个模态的方差贡献率较上半年低,为49.48%。第一模态的负值区主要分布在甘肃、宁夏、内蒙古以及山西和山西的北部,其他区域为正值。全年尺度上,黄河流域东西两侧第一模态特征向量值为正,中部区域为负值。

在1966—2015年期间,无论是季节尺度、半年尺度还是年尺度上,黄河流域SPEI第一模态的时间系数都存在显著的年际波动,并且夏季和冬季的时间系数波动幅度大于春秋季节,上半年的波动幅度弱于下半年。在不同的时间尺度上,时间系数最大值和最小值出现的年份并不一致。季节尺度上,4个季节时间系数最大值出现时间为2005年(春季),1979年(夏季),1979年(秋季),1990年(冬季),而最小值出现的时间分别为1995年(春季),2006年(夏季),2015年(秋季),1977年(冬季)。半年尺度上,上半年和下半年最大值出现的时间分别为1991年、1983年,最小值出现的时间分别为2011年、1990年;年尺度上,时间系数的最大值和最小值差异较大,分别出现在1982年、1973年。

2.2 黄河流域SPEI的变化趋势

基于Mann—Kendall方法对1966—2015年黄河流域SPEI进行趋势检验,结果见图3。在过去的50a中,黄河流域SPEI的变化趋势有明显的空间异质性,并且随尺度和时间的变化而变化。在季节尺度上,黄河流域春季、秋季和冬季的 Z 值 >0 的区域多于小于0的区域,而夏季 Z 值 <0 的区域更多,占总面积的71.17%。春季, $Z>0$ 的区域主要集中在黄河流域的东部、西部和北部,而夏季 $Z>0$ 的区域仅分布在黄河流域西部以及南部和东部,秋季南部和西部的部分区域 $Z>0$,冬季 $Z>0$ 的区域主要分布在黄河流域北部。在半年尺度上,上半年有更多的区域 $Z>0$,占总面积的69.94%, <0 的区域仅仅出现在黄河流域南部;在下半年正好相反,黄河流域的整个中部 $Z<0$,占流域总面积的76.69%, >0 的区域

主要在青海。在年尺度上,黄河流域有64.31%的区域 Z 值小于0,仅在黄河流域西部和陕西、内蒙古、宁夏交界的部分区域 Z 大于0。但是在过去的50a中,不论是在季节、半年还是年尺度上, $|Z|>1.96$ 的区域所占比重较小,尤其是半年尺度上, $|Z|\geq 1.96$ 的区域仅占黄河流域总面积0.92%,SPEI显著增加的区域面积始终大于显著减小的区域面积。在季节尺度上, $Z\geq 1.96$ 的面积比例为12.62%,而 $Z<-1.96$ 的面积比例仅为1.23%。在半年和全年尺度上,SPEI未有显著减小的区域存在。

Kendall倾斜度 β 的范围为 $-0.04\sim 0.04$,其空间分布与 Z 值一致,同时, $|Z|$ 越大, β 也越大。不同的时间尺度上, $\beta>0$ 的面积占整个流域面积的比重有所不同(图4)。在全年尺度上,全流域有64%的区域 $\beta<0$,远大于 $\beta>0$ 的区域;在半年尺度上,上半年有30.06%的区域 $\beta>0$,而下半年与上半年的情况相反;季节尺度上,除秋季外,其他季节 $\beta>0$ 的区域大于 $\beta<0$ 的区域。整个流域的 β 值较小,在所有的时间尺度上,超过77%的区域 β 值处于 $-0.02\sim 0.02$ 。

2.3 黄河流域干湿事件的时空特征

黄河流域平均SPEI在不同的时间尺度上的表现见图5。从年尺度上来说,黄河流域有11个年份的SPEI小于 -0.5 ,39个年份SPEI大于 -0.5 ,按照SPEI的干湿分级标准,这意味着1966—2015年期间,黄河流域出现干旱的年份少于无旱的年份,并且以轻微干旱为主。黄河流域的干湿状况在时间分布上存在差异,在上半年和下半年,分别有9个和7个年份的SPEI小于 -0.5 ,在4个季节中,冬季和春季各有8个年份有旱情出现,夏季和秋季分别有11个和14个年份出现了旱情。

1966—2015年期间,黄河流域干旱发生次数的空间分布见图6。在不同时间尺度和不同的时间范围上,干旱发生的频次具有明显的时空异质性。季节尺度上,春季,黄河流域中部区域干旱出现的频次显著高于黄河流域的东部和西部;在夏季内蒙古、宁夏和甘肃的干旱出现频率较高,到了秋季各区域干旱出现的概率相差较小;冬季干旱发生的次数由西北向东南逐渐减少,但黄河下游干旱频次高于上游的青海。内蒙古的巴彦淖尔市的部分地区在过去的50a内出现了30次干旱事件,是整个黄河流域冬季出现干旱事件最多的区域。在半年尺度上,前半年干旱频次表现为黄河流域西部低,东部高,而后半年,空间异质性显著降低。在年尺度上,中部干旱事件多于东部和西部。

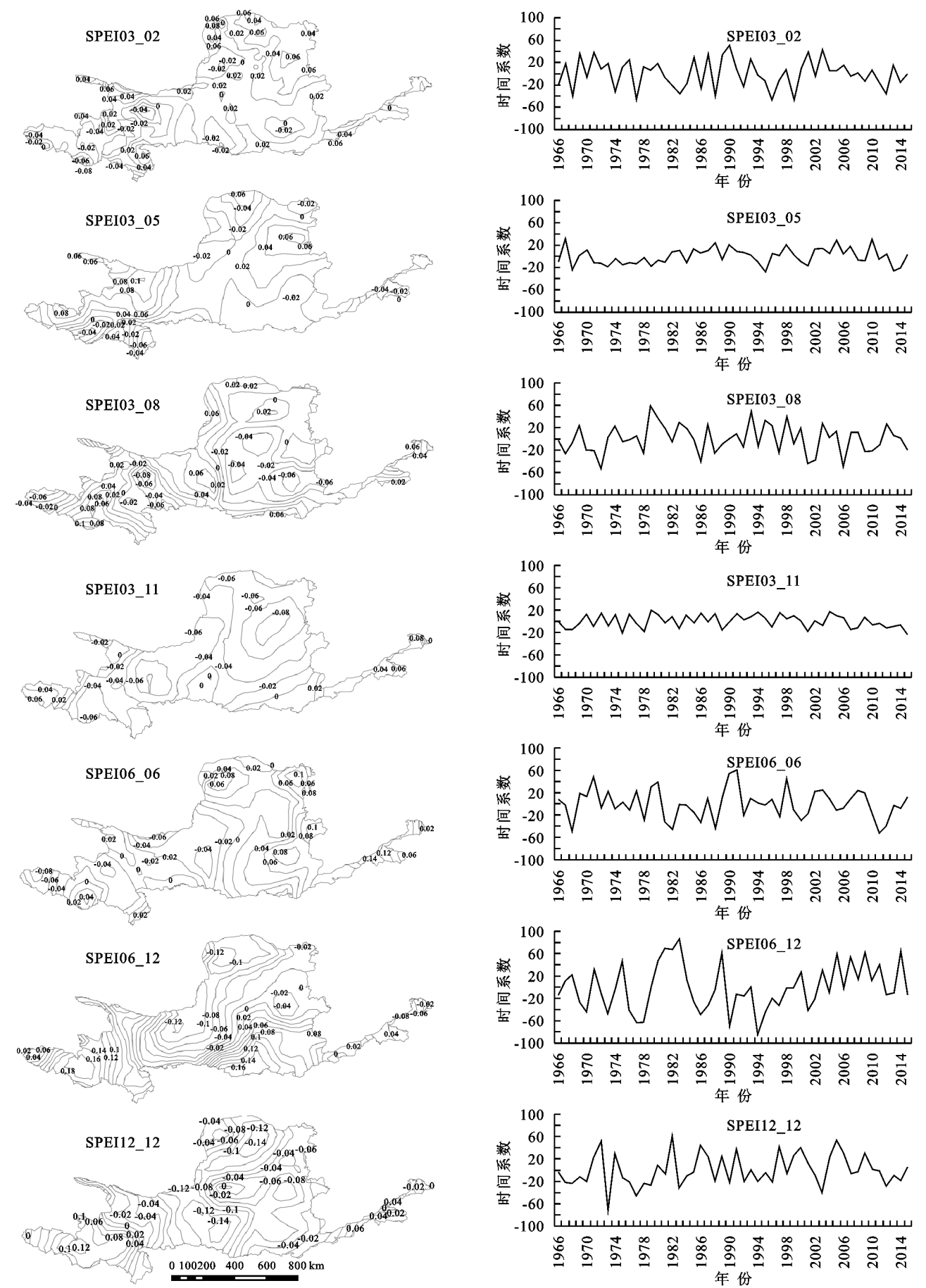


图 2 黄河流域 3 个时间尺度 SPEI 第一模态的空间模式和时间系数

表 2 不同主成分的方差贡献

主成分	SPEI03_02	SPEI03_05	SPEI03_08	SPEI03_11	SPEI06_06	SPEI06_12	SPEI12_12
PC1	26.09	32.35	20.31	25.55	25.97	19.57	17.47
PC2	11.66	8.61	11.54	15.77	13.19	13.08	13.03
PC3	8.58	8.06	8.83	10.78	8.88	8.76	9.43
PC4	6.18	6.61	7.09	5.18	5.73	8.06	7.40
累计	52.51	55.62	47.77	57.28	53.78	49.48	47.33

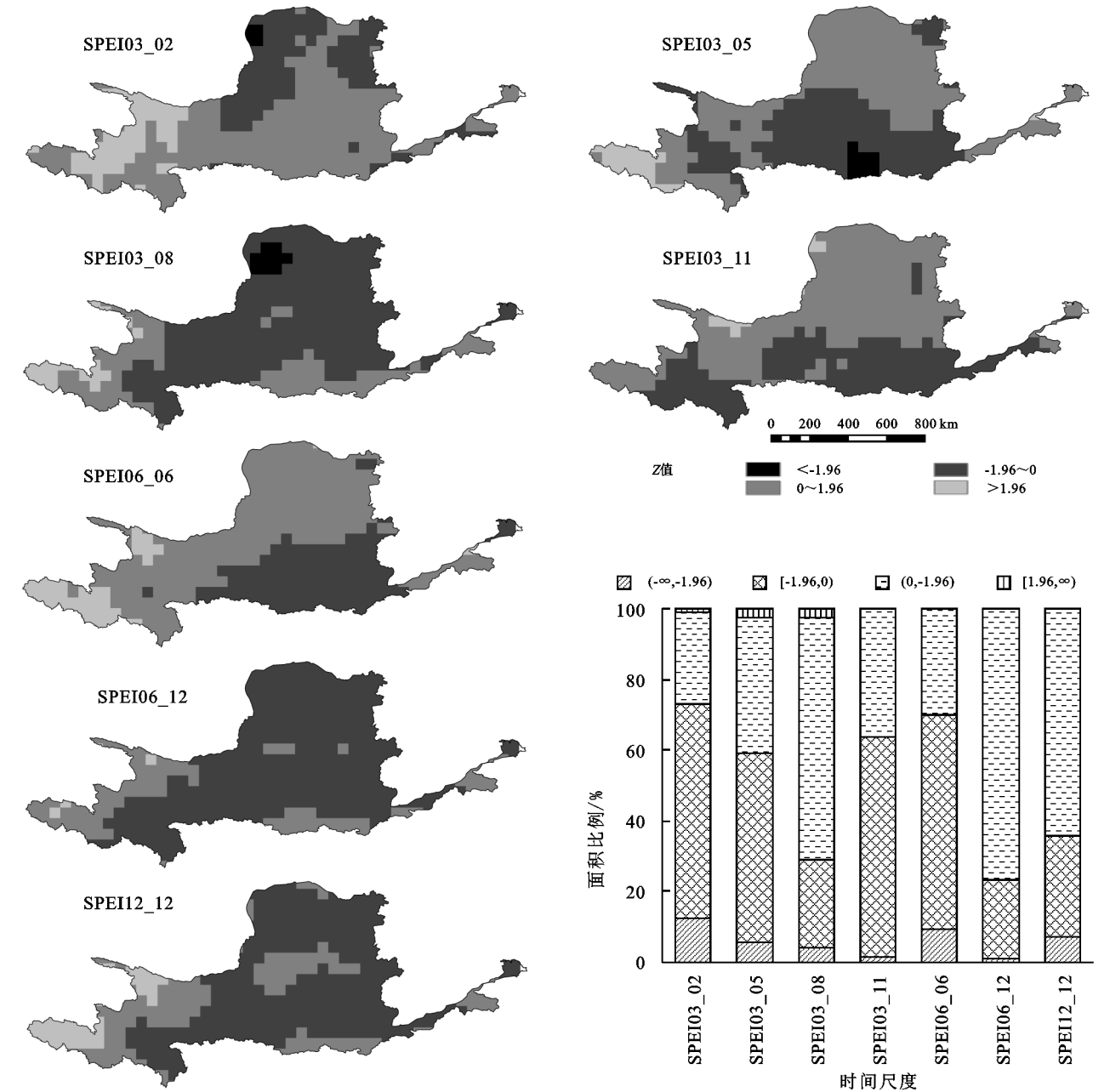


图 3 黄河流域不同尺度 SPEI 的趋势(Z 值)和面积比例

黄河流域干旱事件发生的区域面积存在显著的年际变化(图 6)。从年度尺度数据来看,从 1966—2015 年平均 35.1%的流域面积出现干旱事件,但主要以轻旱和中旱为主,分别占流域面积的 14.58%, 11.92%,中旱和极旱面积较少,分别占 6.49%, 2.1%。1972 年、1986 年、1997 年干旱面积超过了

80%,以 1986 年最大,干旱面积占流域总面积的 88.34%,而在 1965 年、1985 年、2003 年干旱面积占比在 5%以下。上半年干旱面积较下半年小,多年平均干旱面积分别占总面积的 32.28%,38.09%,以轻旱和中旱为主,重旱和极旱发生的区域面积较小,分别占流域面积的 4.9%,1.87%。上半年干旱发生面

积最大的时间为 1995 年(92.64%),下半年干旱范围最大出现的时间为 1986 年(99.08%);上半年干旱面积最小的年份为 1984 年,仅有 1.53%的区域发生了干旱,而下半年发生旱情面积最小的年份为 2003 年,为 4.6%。在季节尺度上,1995 年和 2000 年春季干旱面积较大,分别占流域面积的 90.49%,92.94%,其他

年份干旱面积都在 70%以下;在夏季,2015 年干旱面积最大,其次为 1991 年,干旱面积比例分别为 91.41,82.21%;秋季,干旱面积超过 80%的有 4 个年份,分别为 1991 年、1997 年、1986 年和 1979 年;冬季各年份的干旱面积占比较低,干旱面积最大的年份为 1968 年,76.99%。

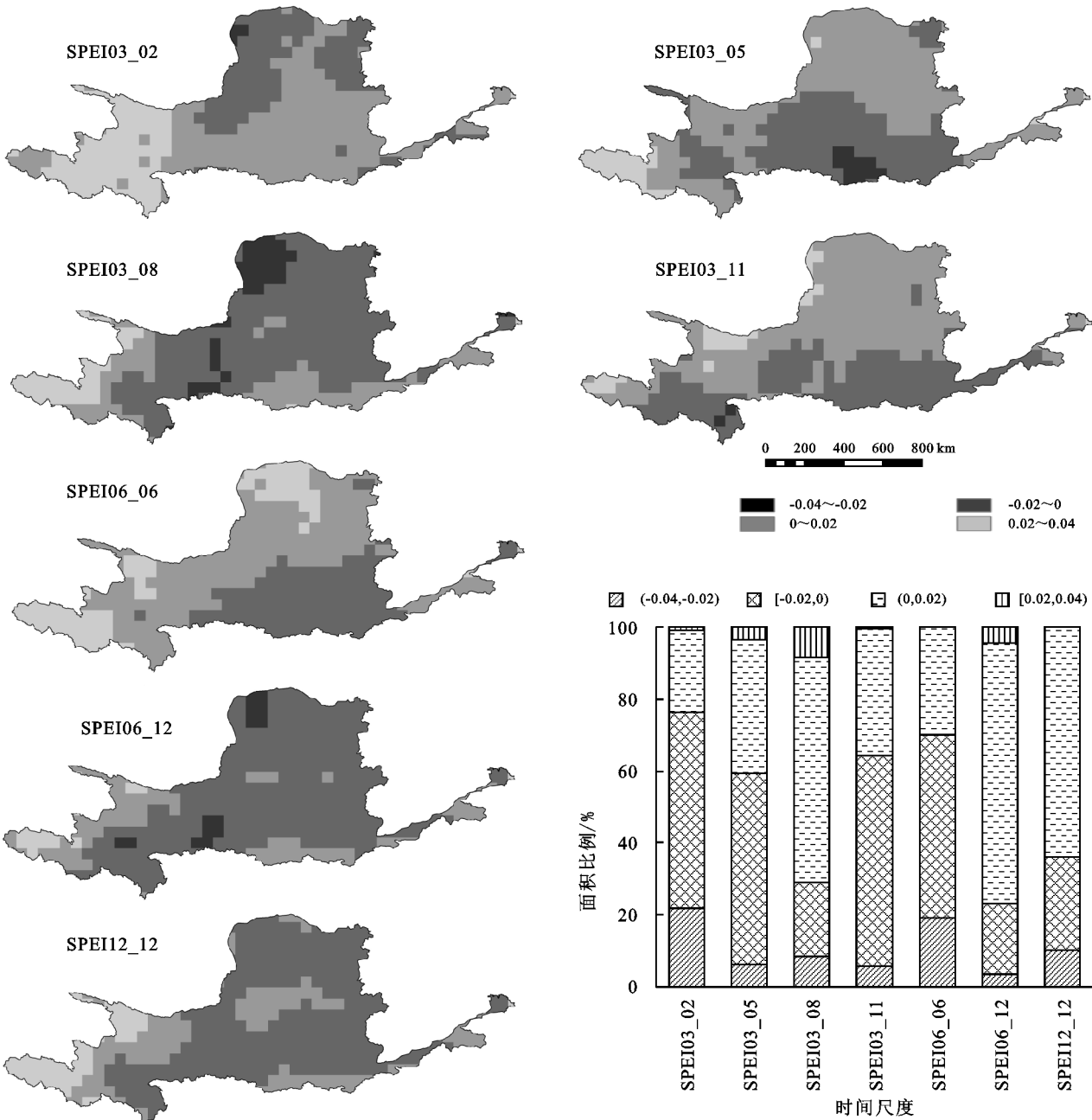


图 4 黄河流域不同尺度 SPEI 的 Kendall 倾斜度(β)空间分布与面积比例

在多年平均尺度上,黄河流域的干旱类型以轻微干旱和中等干旱为主,极端干旱所占面积比重较低,不超过 3.29%(图 7)。

在年尺度上,4 种类型的干旱面积占流域总面积比例分别为 14.58%(轻微干旱),11.92%(中等干旱),6.49%(严重干旱),2.1%(极端干旱)。下半年

的干旱面积较上半年多,而在 4 个季节中,秋季干旱面积最大,其次为夏季。

3 讨论

SPEI 综合考虑了地表蒸散发和降水的共同影响,对多年 SPEI 数据的分析可认识和理解区域的干

湿分布特征和时间变化规律。在 1966—2015 年期间,黄河流域 SPEI 有明显的年际变化,但大部分区域并未展示出显著的增加或降低的趋势。温度是影响下垫面蒸散发的一个非常重要因素,通常,温度越高,地表蒸散发能力越强。对黄河流域国家气象站点的气温数据分析发现,在过去的 50 a 中,黄河流域年均温度呈增加的趋势,说明黄河流域气候系统逐渐暖化,与当前全球气候系统的变化趋势一致^[2]。温度升高会增加下垫面的蒸散发量,但黄河流域干湿状况未随之而出现特定的趋势。尽管流域平均 SPEI 和气温有高的相关关系,但黄河流域的年均 SPEI 和降水

有更好的同步性,相关性更高。

在季节尺度和半年尺度上,也存在相同的情况,这说明降水是决定黄河流域年干湿状况的主要因子。基于 Penman-Monteith 公式的蒸散发计算不只是考虑到了温度因素,还考虑了空气动力因子,并且空气动力因子项对总潜在蒸散发的贡献在北方较大^[1]。空气动力因子的存在在一定程度上削弱了温度与 SPEI 的关系,同时还可能与黄河流域大部分地区降水偏少有关。黄河流域年平均降水量在 400 mm 左右,大部分区域降水量在 600 mm 以下,由西北向东南逐步增加^[30]。因此,相比于温度,降水量的变化能产生更大的波动。

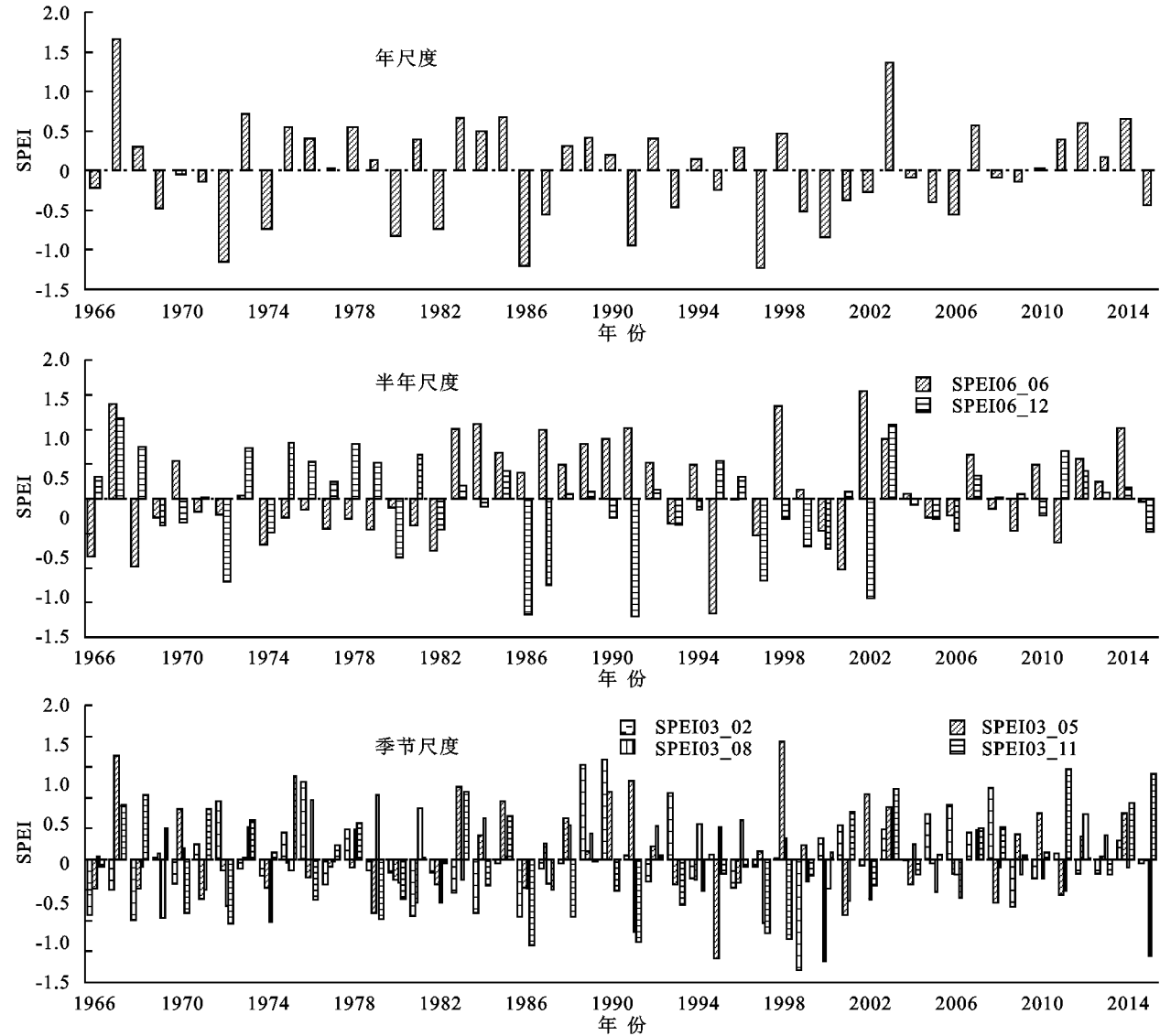


图 5 黄河流域不同时间尺度 SPEI 均值时间序列

1966—2005 年黄河流域 SPEI 模态特征向量正值与负值同时存在,意味着该区域不同位置的干湿变化存在非同步性,这与黄河流域复杂的下垫面和多样的气候环境有关。黄河流域幅员辽阔,横跨中国地势三大阶梯,从西部高海拔的青藏高原到黄土高原逐渐

过渡到地势低平的冲击平原。同时,黄河流域受大气环流和季风环流影响的情况复杂,流域内区域气候的差异显著。西部为高原山地气候,中东部为温带大陆性气候和温带季风气候;降水量空间分布不均,在黄河流域南部的秦岭山脉北坡,最大降水量可 1 000

mm,而地处西北内陆的宁夏、内蒙古部分地区,降水量不足 150 mm。

流域大部分地区属半湿润半干旱区,部分区域为干旱区。地理和气候环境的巨大差异,导致 SPEI 参

数的波动空间不一致,由此产生相异的干湿状况。相比于东部平原和西部高原区,黄河流域中部黄土高原区有更高的干旱发生频率,说明近 50 a 黄土高原区水分亏较其他区域更为严重。

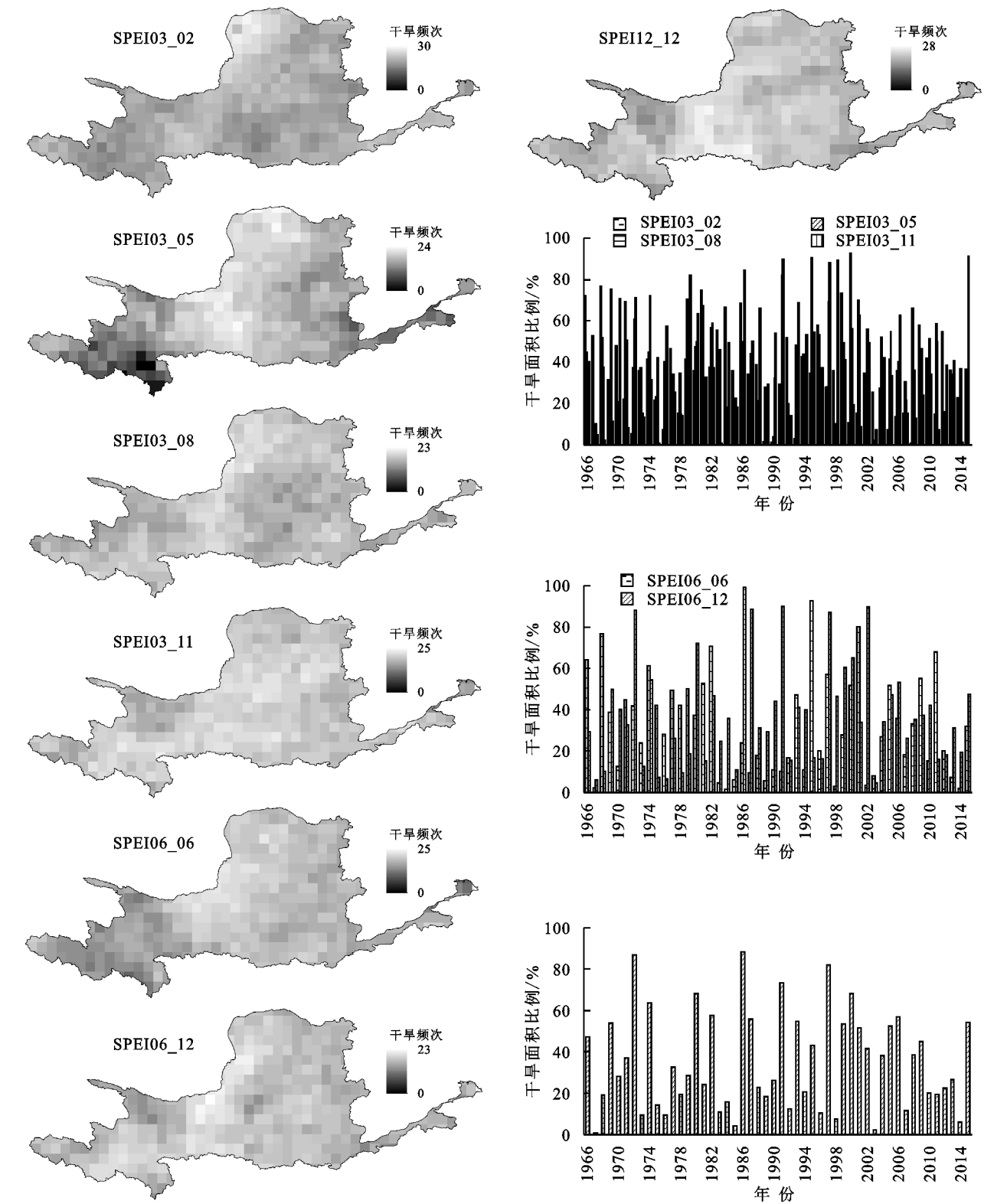


图 6 不同尺度下黄河流域干旱发生频率和面积年际变化

此外,有研究发现,近些年黄河流域总降水有减少的趋势^[31]。通常,降水的减少将增加干旱发生的

概率或严重性,但是从年尺度上来看,黄河流域干旱并未显著增加,前 25 a 和后 25 a 的出现干旱的年份

数量分别为 6 个和 5 个,两个阶段出现干旱的年份数量相近。流域平均 SPEI 在部分年份,其值显著偏低,如 1972 年、1986 年、1997 年。降水异常往往是受特殊天气系统的影响,厄尔尼诺是影响中国降水的一种周期性气候现象,对中国从沿海到内陆都会产生不同程度的影响。对比黄河流域 SPEI 均值时间序列和厄尔尼诺事件发生时间,在厄尔尼诺出现的年份,流域的 SPEI 多小于 0,干旱面积也往往较大,比如 1972 年、1986 年、1997 年等。这意味着厄尔尼诺事件可能会导致黄河流域的水分亏损量增加,干旱事件增多或加重。

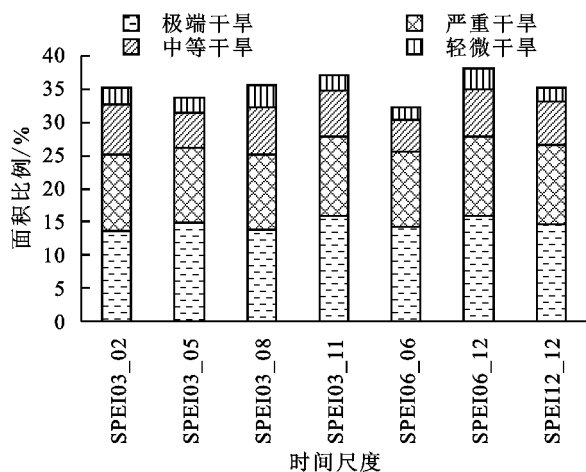


图 7 50 年不同类型干旱面积比例

4 结论

本文以 SPEI 数据为基础研究 1966—2015 年黄河流域的干湿变化。总的来看,在过去的 50 a 中,黄河流域 SPEI 的变化存在显著的空间差异,但大部分区域的 SPEI 未有显著的增加或降低的趋势;不同区域的干湿状态具有非同步特征,中部黄土高原区的干旱事件频率高于黄河流域西部高原和东部平原区;降水是决定黄河流域 SPEI 的关键因子,温度与 SPEI 的相关性较降水弱,黄河流域气温的升高并未导致区域的干湿状况发生改变,但异常的气候事件—厄尔尼诺在一定程度上会引起流域干湿状况的波动。在不同的时间尺度上,流域干湿存在差异。季节尺度上,春季黄河流域夏、秋季节较冬、春季节有更高的干旱发生概率,秋季干旱面积最大;半年尺度上,上半年的干旱事件多于下半年,但干旱发生面积小于下半年;而在年尺度上,黄河流域以湿润为主,中部干旱事件多于东西部。

基于 Penman-Monteith 公式的 SPEI 同时考虑了降水、温度以及其他因子的影响,相比于早期的 SPI 和基于 Thornthwaite 法的 SPEI 有更大的优势,更能反映区

域实际的干湿状况。由于 SPEI 的计算主要依赖于气象因子,因此其指示的是气象意义上的干旱或者湿润,当将其用于农业干旱监测时,可以很好地描述雨养农业的干湿状态,但对于受人为管理影响的灌溉农业, SPEI 存在一定的不足,需要结合地面作物生长状况。同时,特殊的气候现象如厄尔尼诺对黄河流域干湿状况的影响程度需要更长时间的数据来分析。

参考文献:

- [1] 刘珂,姜大膀.基于两种潜在蒸散发算法的 SPEI 对中国干湿变化的分析[J].大气科学,2015,39(1):23-36.
- [2] IPCC. Climate change 2013: The physical science basis [R]. New York: Cambridge University Press, 2013.
- [3] McKee T B, Doesken N D, Kleist J. The relationship of drought frequency and duration of time scales [R]. Boston: American Meteorological Society, 1993.
- [4] Palmer W C. Meteorological drought [R]. Washington: US Department of Commerce Weather Bureau, 1965: 1-58.
- [5] Alley W M. The Palmer drought severity index: Limitations and assumptions [J]. Journal of Applied Meteorology, 1984, 23(23): 1100-1109.
- [6] Guttman N B. Comparing the palmer drought index and the standardized precipitation index [J]. Journal of the American Water Resources Association, 1998, 34(1): 113-121.
- [7] Vicente-Serrano S M, Begueria S, López-Moreno J I. A multi-scalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index-SPEI [J]. Journal of Climate, 2010, 23(7): 1696-1718.
- [8] Thornthwaite C W. An approach toward a rational classification of climate [J]. Geographical Review, 1948, 38(1): 55-94.
- [9] van der Schrier G, Jones P D, Briffa K R. The sensitivity of the PDSI to the Thornthwaite and Penman-Monteith parameterizations for potential evapotranspiration [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2011, 116(3): D03106.
- [10] Donohue R J, Mcvicar T R, Roderick M L. Assessing the ability of potential evaporation formulations to capture the dynamics in evaporative demand within a changing climate [J]. Journal of Hydrology, 2010, 386(1/4): 186-197.
- [11] Monteith J L. Evaporation and environment [J]. Symposia of the Society for Experimental Biology, 1965, 19: 205-234.
- [12] Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. Crop evapotranspiration-guidelines for computing crop Water Requirements [R]. Rome: Food and Agriculture Organ-

ization of the United Nations, 1998:20-21.

[13] Beguería S, Vicente-Serrano S M, Reig F, et al. Standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) revisited: Parameter fitting, evapotranspiration models, kernel weighting, tools, datasets and drought monitoring [J]. International Journal of Climatology, 2014, 34 (10): 3001-3023.

[14] Vicente-Serrano S M, Beguería S, López-Moreno J I, et al. A new global 0.5° gridded dataset (1901—2006) of a multiscalar drought index: Comparison with current drought index datasets based on the Palmer drought severity index [J]. Journal of Hydrometeorology, 2010, 11(4):1033-1043.

[15] 黄庆忠,张强,李勤,等.基于 SPEI 的季节性干湿变化特征及成因探讨[J].自然灾害学报,2018,27(2):130-140.

[16] 冯怡,薛联青,张敏,等.基于两种 SPEI 序列的淮河流域干湿特征变化[J].水资源保护,2019,35(1):35-40.

[17] 徐泽华,韩美.山东省干旱时空分布特征及其与 ENSO 的相关性[J].中国生态农业学报,2018,26(8):1236-1248.

[18] 柴荣繁,陈海山,孙善磊.基于 SPEI 的中国干湿变化趋势归因分析[J].气象科学,2018,38(4):423-431.

[19] Mitchell T D, Jones P D. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids [J]. International Journal of Climatology, 2005, 25(6):693-712.

[20] Braud I, Obled C H, Phamdinhtuan A. Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis of spatial random fields: Theory, accuracy of the numerical approximations and sampling effects [J]. Stochastic Hydrology and Hydraulics, 1993, 7:146-160.

[21] 裴琳,严中伟,杨辉.400 多年来中国东部旱涝型变化与太平洋年代际振荡关系[J].科学通报,2015,60(1):97-108.

[22] 刘洁,王宁练,花婷.1960—2016 年中国北方半干旱区盛夏降水时空变化及其水汽输送特征分析[J].气候变化研究进展,2019,15(3):257-269.

[23] 李忠贤,余滔,曾刚,等.夏季大西洋 Niño 基本特征及其与中国夏季降水异常的联系[J].大气科学学报,2019,42(6):835-844.

[24] 赵峰,毕硕本,李兴宇,等.基于 EOF 和 REOF 的 1470—1911 年黄河中下游地区旱涝空间分布特征分析[J].干旱区地理,2019,42(4):799-809.

[25] Mann H B. Nonparametric test against trend [J]. Econometrica, 1945, 13(3):245-259.

[26] Kendall M G. Rank correlation methods [J]. British Journal of Psychology General, 1990, 12(1):86-91.

[27] Westra S, Alexander L V, Zwiers F W. Global increasing trends in annual maximum daily precipitation [J]. Journal of Climate, 2013, 26(11):3904-3918.

[28] Zhu Z C, Piao S L, Myneni R B, et al. Greening of the Earth and its drivers [J]. Nature Climate Change, 2016, 6:791-795.

[29] 国家气候中心,中国气象局预测与网络司,中国气象局兰州干旱气象研究所. GB/T 20481-2017 气象干旱等级[S].北京:中国标准出版社,2017.

[30] 徐勇,王传胜.黄河流域生态保护和高质量发展:框架、路径与对策[J].中国科学院院刊,2020,35(7):875-883.

[31] 常军,王永光,赵宇,等.近 50 年黄河流域降水量及雨日的气候变化特征[J].高原气象,2014,33(1):43-54.



(上接第 230 页)

[26] 金凯,王飞,韩剑桥,等.1982—2015 年中国气候变化和人类活动对植被 NDVI 变化的影响[J].地理学报,2020,75(5):961-974.

[27] 刘旻霞,赵瑞东,邵鹏,等.近 15 a 黄土高原植被覆盖时空变化及驱动力分析[J].干旱区地理,2018,41(1):99-108.

[28] 刘哲,邱炳文,王壮壮,等.2001—2014 年黄土高原植被覆盖状态时空演变分析[J].国土资源遥感,2017,29(1):192-198.

[29] 史晓亮,王馨爽.黄土高原草地覆盖度时空变化及其对气候变化的响应[J].水土保持研究,2018,25(4):189-194.

[30] 韩瑞梅,刘培,马超,等.鄂尔多斯植被的 NDVI3g 动态及气候响应[J].水土保持通报,2016,36(5):28-33,39.

[31] 张琨,吕一河,傅伯杰,等.黄土高原植被覆盖变化对生态系统服务影响及其阈值[J].地理学报,2020,75(5):949-960.

[32] 马雄伟,赵庆志,姚顽强.黄土高原植被对气候变化的时滞响应及其时变特征[J].西安科技大学学报,2020,40(1):157-166.

[33] 卢乔倩,江涛,柳丹丽,等.中国不同植被覆盖类型 NDVI 对气温和降水的响应特征[J].生态环境学报,2020,29(1):23-34.

[34] 郭力宇,郭昭,王涛,等.陕北黄土高原植被动态变化及其对气候因子的响应[J].西安科技大学学报,2019,39(2):317-326.

[35] 韩丹丹,穆兴民,高鹏,等.黄土高原地区植被变化及其对极端气候的响应[J].水土保持通报,2020,40(2):247-254.