

DOI:10.3880/j.issn.1004-6933.2022.03.012

黄河流域气象干旱与水文干旱时空特征 及其传递关系

郑丽虹¹, 刘懿¹, 任立良¹, 朱烨², 尹航³, 袁飞¹, 张林齐¹

(1. 河海大学水文水资源学院, 江苏南京 210098; 2. 南京信息工程大学水文与水资源工程学院, 江苏南京 210044;
3. 水利部牧区水利科学研究所, 内蒙古呼和浩特 010020)

摘要: 基于标准化降水蒸散指数(SPEI)和标准化径流指数(SRI), 比较了黄河流域气象干旱和水文干旱的时空分布差异, 分析了二者时间尺度上的关联性, 并选取典型干旱事件进一步探讨了两种干旱类型的传递关系。结果表明: 两种干旱类型空间上有相似的趋势和频次, 但在黄河源区和黄河中南部(渭河流域)差异显著, 其干旱历时均有随年代延长的趋势, 水文干旱历时增长尤为明显; 在时间尺度上, SPEI与SRI在大部分区域基本一致, 但在黄河源区和渭河流域差异较大, 尤其是短时间尺度上差异更显著; 气象干旱与水文干旱并非一一对应, 多场短历时间断气象干旱受时滞效应、异常气象波动等影响, 可能引发一场长历时连续水文干旱或多场短历时间断水文干旱, 一场长历时连续气象干旱强度衰减可能引发多场短历时间断水文干旱。

关键词: 气象干旱; 水文干旱; 干旱传递; 时空特征; 黄河流域

中图分类号:P429 **文献标志码:**A **文章编号:**1004-6933(2022)03-0087-09

Spatio-temporal characteristics and propagation relationship of meteorological drought and hydrological drought in the Yellow River Basin//ZHENG Lihong¹, LIU Yi¹, REN Liliang¹, ZHU Ye², YIN Hang³, YUAN Fei¹, ZHANG Linqi¹
(1. College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China; 2. College of Hydrology and Water Resources, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China; 3. Institute of Water Resources for Pastoral Area, MWR, Hohhot 010020, China)

Abstract: Based on the standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) and standardized runoff index (SRI), the differences between spatio-temporal distributions of meteorological drought and hydrological drought in the Yellow River Basin were compared, and their correlation was analyzed on time scale. Several typical drought events were selected to explore the propagation relationship between the two types of droughts. The results show that the two types of droughts have similar drought trend and frequency in space, but there are significant differences in the source area of the Yellow River and the south-central part of the Yellow River (the Weihe River Basin). The drought duration is prolonged every decade, especially the hydrological drought duration. In terms of time scale correspondence, SPEI and SRI are basically consistent in most regions, while there are significant differences in the source area of the Yellow River and the Weihe River Basin, especially on a short time scale. A meteorological drought does not correspond to a hydrological drought one by one. Affected by time lag effect and abnormal meteorological fluctuation, multiple short-term meteorological droughts may jointly trigger a long-term continuous hydrological drought or multiple short-term hydrological droughts. A long-term continuous meteorological drought may cause multiple short-term hydrological droughts due to intensity attenuation.

Key words: meteorological drought; hydrological drought; drought propagation; spatio-temporal characteristics; Yellow River Basin

干旱形成发展过程复杂, 它不仅依赖于气象条件, 同时受陆面过程的影响^[1-2]。自然状态下, 以降

水不足、气温升高为驱动的气象水分异常现象是气象干旱发生前提^[3], 当这种气象干旱持续并通过

基金项目: 国家自然科学基金(U2243203, 42171021, 41901037, 42071040); 中央高校基本科研业务费专项(B200204029)

作者简介: 郑丽虹(1996—), 女, 硕士研究生, 主要从事城市水务研究。E-mail: rainbow0428@163.com

通信作者: 任立良(1963—), 男, 教授, 博士, 主要从事水文水资源研究。E-mail: njrl9999@126.com

下垫面传播至流域水循环过程时,可能进一步造成蒸散发量增加、土壤含水量降低、径流量减少、地下水位下降,严重时可诱发水文干旱^[4-5]和生态干旱^[6]。这种气象干旱信号随陆面水循环过程而变化、迁移的现象即为干旱传递^[7-8]。干旱传递从本质上可理解为流域水文过程对气象干旱的响应,深入研究这一传递过程有助于提高对干旱形成机理及演变规律的认识。

鉴于气象干旱与水文干旱在成因上的密切联系^[9-11],构建二者的统计关系,从多个时间尺度综合分析气象干旱指数与水文变量之间的相关性具有重要意义,可以加深对干旱传递过程的理解。国内外已有研究比较了不同气象干旱指数与水文变量或水文干旱指数之间的关系,如 López-Moreno 等^[12]全面比较了西班牙 Ebro 河 88 个流域,认为受高程、地下水蓄量、水库运行、积雪等因素的影响,不同支流流量对标准化降水蒸散指数 (standardized precipitation evapotranspiration index, SPEI) 的响应时间为 2 ~ 20 月。文佐等^[13]认为淮河流域标准化径流指数 (standardized runoff index, SRI) 对标准化降水指数 (standardized precipitation index, SPI) 响应时长一般为 1 ~ 4 月,季节交替的月份响应快且明显。Zhou 等^[14]发现珠江流域气象-水文干旱传递时间为 2 ~ 6 月,且降水和径流可能会极大地影响传递时间,而蒸散发与浅层土壤水分对传递关系的影响并不显著。Changnon 等^[15]指出,流域水文过程对气象信号的响应可表示为时间的函数,建立耦合多个时间尺度的综合气象干旱指数与水文干旱指数的联系已逐渐成为气象干旱与水文干旱传递关系的研究热点。

干旱传递过程复杂,影响因素众多。干旱历时与烈度受气候条件与流域下垫面的综合影响,影响

程度及空间变化依赖陆地水文过程^[16],具体地说,主要受流域储水量、土壤质地、地形地貌、植被覆盖类型、气候条件、土地利用、人类活动等因素影响,其中,降水时间的影响最为显著^[17-19]。

本文使用 SPEI 与 SRI,结合游程理论、Mann-Kendal (M-K) 趋势检验等统计方法,探究黄河流域气象干旱与水文干旱的传递关系及其响应特征,提出了气象干旱与水文干旱传递关系分类体系。

1 研究区概况与研究数据

1.1 研究区概况

黄河流域位于东经 95° 53' ~ 119° 05'、北纬 32° 10' ~ 41° 50' 之间(图 1),西起巴颜喀拉山、东临渤海,南抵秦岭、北至阴山,幅员辽阔,流域总面积为 79.5 万 km²(含内流区面积 4.2 万 km²)。受地理位置和季风气候的影响,黄河流域降水时空分配不均,流域大部分处于干旱和半干旱地区,干旱灾害频发。据《中国干旱灾害数据集》记载,黄河流域在 1961—2012 年间共发生特大干旱 6 次,即 1965 年、1972 年、1980 年、1995 年、1997 年及 2000 年,表明平均每 10 年至少有一场特大干旱事件发生。

1.2 研究数据

本文收集了黄河流域及其周围 101 个气象站 1961—2012 年日降水量、日最高气温和最低气温以及日平均风速作为输入数据(中国气象数据网, <http://data.cma.cn/>),并采用反距离加权法将站点气象数据插值到 0.25° × 0.25° 的空间网格。植被参数参考美国马里兰大学发布的空间分辨率为 1 km 的全球植被分类系统^[20]确定,土壤质地参数采用联合国粮食与农业组织(FAO)发布的土壤参数库数据^[21]。90 m 空间分辨率的 DEM 数据来源于美国航

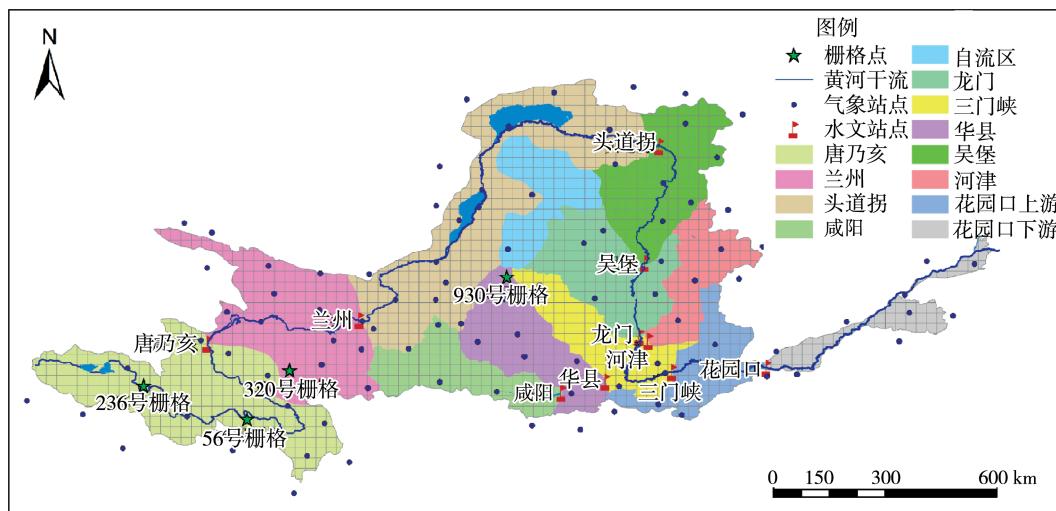


图 1 黄河流域概况

Fig. 1 Overview of the Yellow River Basin

空局(NASA)和国家地理空间情报局(NGA)的航天飞机雷达地形测绘任务(SRTM, [http://srtm.cgiar.org/](http://srtm.csi.cgiar.org/))。为统一植被、土壤质地和DEM空间分辨率,同样使用反距离加权法将这些数据插值到 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的空间网格。此外,从水文年鉴分别选取位于黄河流域上、中、下游的10个水文站(唐乃亥、兰州、头道拐、吴堡、龙门、三门峡、花园口、河津、咸阳、华县)逐日流量资料作为实测资料来验证水文模型的模拟精度。

选择1961—1990年为率定期,1991—2012年为验证期,基于VIC(variable infiltration capacity)模型^[22]模拟了黄河流域水文过程,并结合纳什效率系数(Nash-Sutcliffe efficiency coefficient, NSE)和水量偏差系数(BIAS)对模型模拟效果进行综合评价。模拟结果显示,10个水文站的NSE约为0.8,BIAS基本控制在 $\pm 10\%$ 以内,表明VIC模型能够较好地反映黄河流域的水文特性。

2 研究方法

2.1 标准化干旱指数

本文分别用SPEI和SRI两种标准化干旱指数来表征气象干旱和水文干旱。

SPEI是由Vicente-Serrano等^[23]在SPI算法基础上提出的。SPEI采用降水量与潜在蒸散发量的差值,亦称为水分亏缺来反映陆、气系统水分供应与能量需求的平衡状况,其计算公式为

$$D_i = P_i - ET_i \quad (1)$$

式中: D_i 为第*i*月的水分亏缺; P_i 为第*i*月降水量; ET_i 为第*i*月潜在蒸散发量,由FAO-56推荐的Penman-Monteith公式计算所得。通过叠加计算建立时间尺度为1月、3月、6月和12月的水分盈亏累积序列:

$$D_{n,k} = \sum_{i=0}^k (P_{n-i} - ET_{n-i}) \quad (n \geq k) \quad (2)$$

式中 $D_{n,k}$ 为第*n*月时间尺度为*k*月的累积水分盈亏。

采用模拟逐月 D_i 的方法,用合适的分布函数拟合某一时间尺度的 $D_{n,k}$,然后推求累积概率,经过等概率转换得到SPEI指数序列。

SRI与SPEI有相似的计算过程,但SRI以地表径流深*R*作为输入条件,再结合标准化过程得到SRI指数序列。Shukla等^[24]以VIC模型模拟的地表径流量*R*作为输入计算SRI,用于表征美国地区水文干旱,并与SPI进行了对比验证。将水文模型与干旱指标计算相结合的优势在于能够延展水文资料的时间长度,拓宽空间广度,进而提高水文干旱时空评估的精确度。

2.2 游程理论

游程理论^[25]是一种时间序列分析方法,被广泛应用于识别干旱事件^[26-27]。游程理论的基本原理为:假设某一干旱阈值*X*,用其截取时间序列,当序列中一个或多个时段的值连续小于阈值*X*时,为负游程,表明发生干旱。根据中国气象局制定的气象干旱等级划分标准,采用的干旱阈值为-1,即当SPEI或SRI值小于该阈值时,认为气象、水文干旱发生;当下一时刻SPEI或SRI值超过该阈值时,则该场干旱结束。

2.3 M-K 趋势检验

M-K趋势检验法是一种非参数统计检验方法,其样本不必服从特定分布,结果不受少数异常值的干扰,能很好地揭示整体时间序列的趋势变化及突变情况,在预测水文气象要素长时间序列趋势变化时应用广泛^[28-30]。当统计量 $|Z| \geq 2.576$ 、 $|Z| \geq 1.960$ 、 $|Z| \geq 1.645$ 时,序列分别具有置信水平为0.01、0.05和0.1的显著变化趋势。

3 结果与分析

3.1 干旱特征比较

图2和图3分别为季节及年尺度气象干旱与水文干旱趋势空间分布。整体上,气象干旱与水文干旱趋势演变格局较为一致;在季节尺度上,气象干旱与水文干旱都呈现出春季流域大部分变旱、夏季变旱程度有所减轻、秋季再次变旱、冬季变旱程度又再次减轻的现象;年尺度的空间格局与秋季较为接近。二者间的区别基本在于旱涝趋势的显著性水平上,如冬季气象干旱显示黄河源区有极显著变湿趋势、流域中部有较显著的变干趋势,而水文干旱在这两个地区则呈现不显著的旱涝趋势。

基于阈值识别方法分析SPEI和SRI不同时间尺度发生中旱及以上(阈值取-1)干旱事件数量的空间分布,结果如图4所示(子图名SPEI-*n*、SRI-*n*中*n*为时间尺度,*n*=1,3,6,12分别表示时间尺度为1月、3月、6月和12月)。相同时间尺度下,两种干旱指数识别的干旱频次基本一致,随着时间尺度的增大,干旱频次总体呈减少的趋势。SPEI-1识别的干旱频次在4个时间尺度中最多,1961—2012年全流域的干旱场次大都为70~80场,相当于平均每年有1.3~1.5场干旱发生;SPEI-12识别的干旱频次最少,1961—2012年全流域干旱场次仅为10~20场。4个时间尺度两种干旱频次均呈现出相似的空间格局,即中部及东部大部分地区干旱频次基本一致,黄河源区则与其他区域存在显著差异。根据SPEI,黄河源区有较高的气象干旱风险,其干旱频次

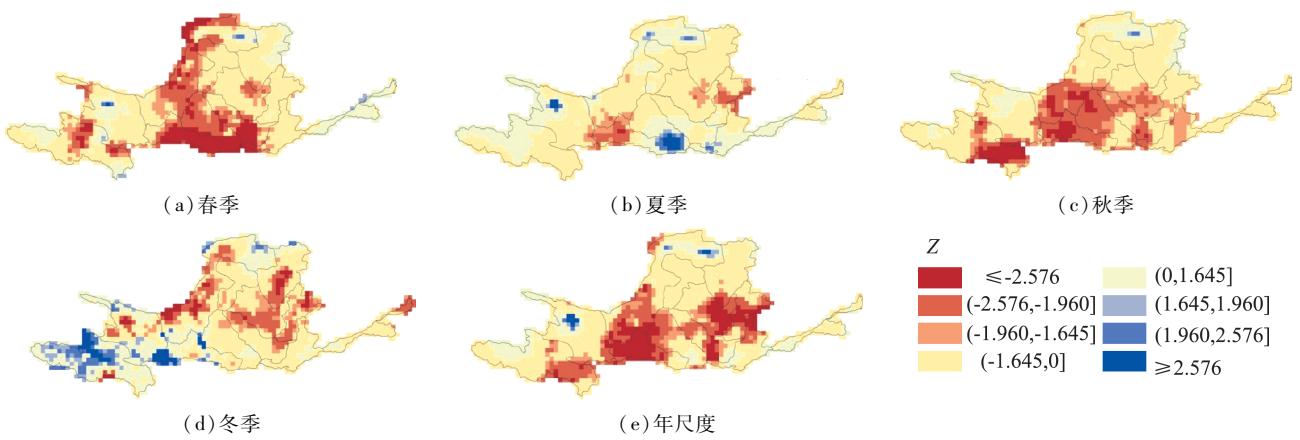


Fig. 2 Spatial distributions of meteorological drought trend in different seasons and through whole year

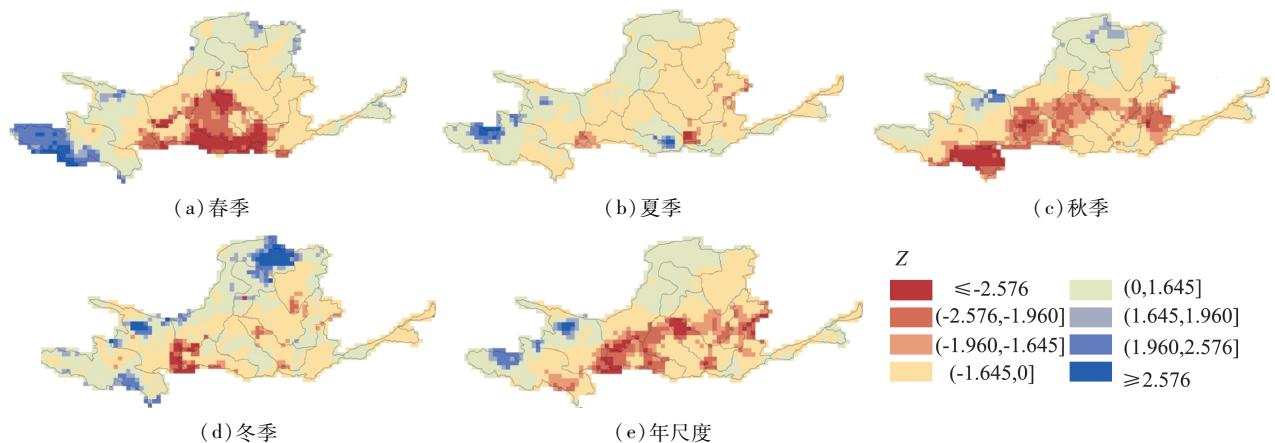


Fig. 3 Spatial distributions of hydrological drought trend in different seasons and through whole year

干旱频次 ■ <10 ■ [10,20] ■ [20,30] ■ [30,40] ■ [40,50] ■ [50,60] ■ [60,70] ■ [70,80] ■ ≥ 80

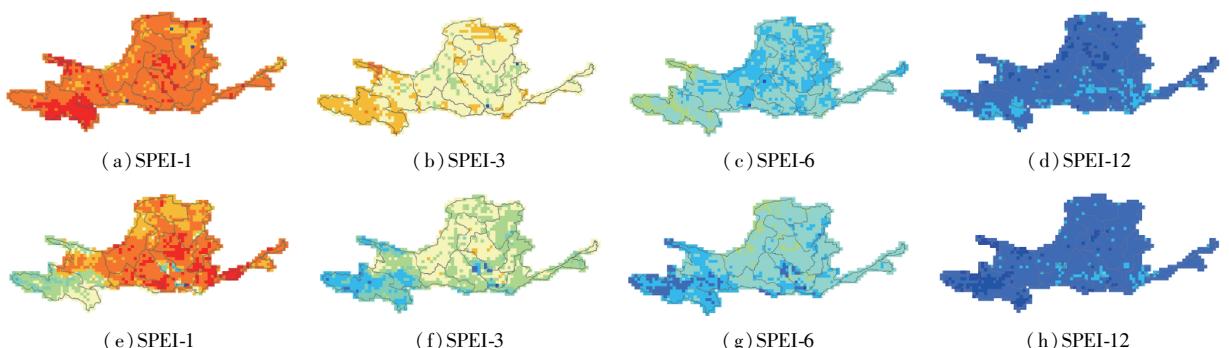


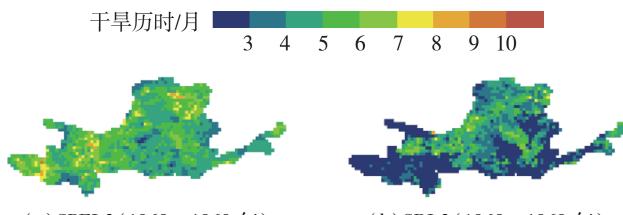
图 4 SPEI 和 SRI 各时间尺度识别的干旱频次分布

Fig. 4 Drought frequency distributions identified by SPEI and SRI on different time scales

频次较流域中东部地区偏多 10 场左右。与气象干旱的情形相反,黄河源区及流域北部小范围区域的水文干旱频次相对较少,特别是短时间尺度 SRI-1 和 SRI-3,黄河源区相比于中东部地区干旱场次约偏少 30 场。

为分析季节性干旱历时的年代干旱空间变化,以 SPEI-3 和 SRI-3 为例,图 5 和图 6 为干旱历时年代均值及最大值的空间分布情况。就年代均值来看,1960—1969 年黄河流域两种干旱历时在 3~6 月间浮动,SRI-3 干旱历时明显偏短;1970—1979 年

SPEI-3 干旱历时在黄河源区略有缩短,SRI-3 干旱历时显著变长,开始呈现出南长北短的空间分布,黄河源区和渭河流域的干旱历时突增至 10 月以上。1980—2009 年 SPEI-3 干旱历时逐步延长并由流域西部向南部扩张;黄河源区 SRI-3 干旱历时有所缩短,流域其他地区 SRI-3 干旱历时逐渐延长,1990—1999 年达到最大值后有所回落,空间上大体呈由西北向东南递增的趋势。干旱历时最大值与均值的空间分布及年代运移轨迹基本相似,但 SRI-3 识别出



(a) SPEI-3(1960—1969 年)

(b) SRI-3(1960—1969 年)

(a) SPEI-3(1960—1969 年)

(b) SRI-3(1960—1969 年)

(c) SPEI-3(1970—1979 年)

(d) SRI-3(1970—1979 年)

(c) SPEI-3(1970—1979 年)

(d) SRI-3(1970—1979 年)

(e) SPEI-3(1980—1989 年)

(f) SRI-3(1980—1989 年)

(e) SPEI-3(1980—1989 年)

(f) SRI-3(1980—1989 年)

(g) SPEI-3(1990—1999 年)

(h) SRI-3(1990—1999 年)

(g) SPEI-3(1990—1999 年)

(h) SRI-3(1990—1999 年)

(i) SPEI-3(2000—2009 年)

(j) SRI-3(2000—2009 年)

(i) SPEI-3(2000—2009 年)

(j) SRI-3(2000—2009 年)

图 5 SPEI-3 及 SRI-3 各年代干旱历时均值空间分布

Fig. 5 Spatial distributions of average

drought duration according to SPEI-3 and SRI-3

1960—1969 年最大值呈南长北短的空间格局,这一点恰与年代均值的情形相反。

3.2 时间尺度分析

在时间尺度层面,气象干旱与水文干旱并非完全同步,存在水文干旱滞后于气象干旱的现象。以 SRI-1 为例(SRI-3、SRI-6、SRI-12 与之类似),逐一分析其与 1~24 月 SPEI 时间序列的线性相关关系,当二者的相关系数取最大值时,则认为此时的 SPEI- n 为与 SRI-1 匹配的最优时间尺度。

图 7 给出了 SPEI 与 SRI-1、SRI-3、SRI-6、SRI-12 最相关的时间尺度分布情况。可以看出,黄河流域大部分地区 SRI 与 SPEI 的时间尺度较为一致(其相关系数大都在 0.6 以上),比较特殊的情形主要集中在黄河源区和渭河流域。其中,黄河源区在时间尺度上呈现出明显的南短北长的空间格局,即该区域南部 SRI 对应的 SPEI 最优时间尺度普遍比北部小;随着 SRI 时间尺度的增大,该区域南北差异逐渐减小,SRI-1 对应的 SPEI 最优时间尺度南北差异为 5~6 月,而 SRI-12 则在 3 月以内。渭河流域 SRI 与 SPEI 时间尺度差异为 3~6 月。

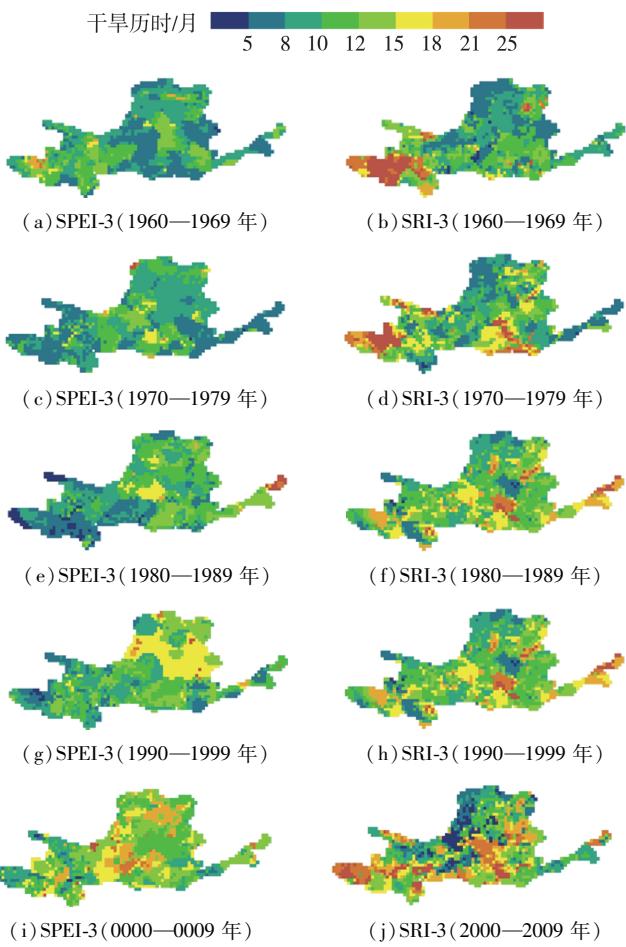


图 6 SPEI-3 及 SRI-3 各年代干旱历时最大值空间分布

Fig. 6 Spatial distributions of maximal

drought duration according to SPEI-3 and SRI-3

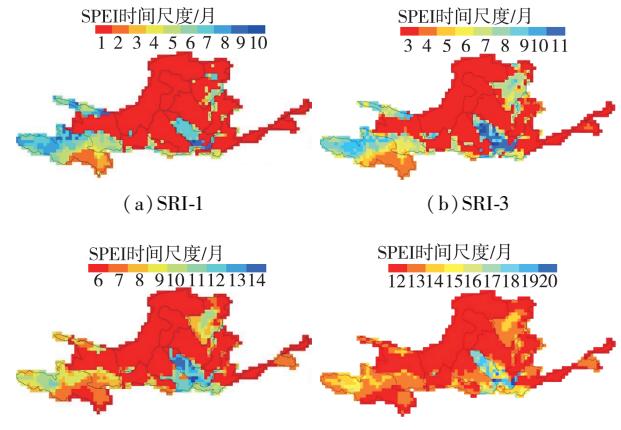


图 7 SPEI 与 SRI-1、SRI-3、SRI-6、SRI-12 最相关的时间尺度分布

Fig. 7 Time scale distributions of SPEI most correlated with SRI-1, SRI-3, SRI-6, and SRI-12, respectively

为探索上述部分地区 SRI 与 SPEI 时间尺度不一致的原因,以黄河源区唐乃亥子流域为例,图 8(a) (b) 比较了位于该区域南部 56 号(33.7°N, 101.1°E)及北部 236 号(34.5°N, 98.6°E)2 个栅格的 SRI、SPEI 时间序列。2 个栅格所处气象条件的波动变化

频率基本一致,但对于 SRI-1 序列,56 号栅格表征的旱涝交替频率比 236 号栅格更频繁,如 1969—1972 年、1977—1980 年 2 个时段,236 号栅格持续为旱,而同期 56 号栅格则表现为频繁的旱涝交替现象。图 8(c)(d)更加清晰地展示了 2 个栅格 SRI-1 在表征旱涝持续性上的差异,位于南部的 56 号栅格,其 SRI-1 与短时间尺度 SPEI-1 较一致;而地处北部的 236 号栅格则干旱持续性强,其 SRI-1 变化与长时间尺度 SPEI-8 较为同步。这初步表明尽管 2 个栅格有相似的气象波动信号,但网格单元的水文响应频率却有所不同。

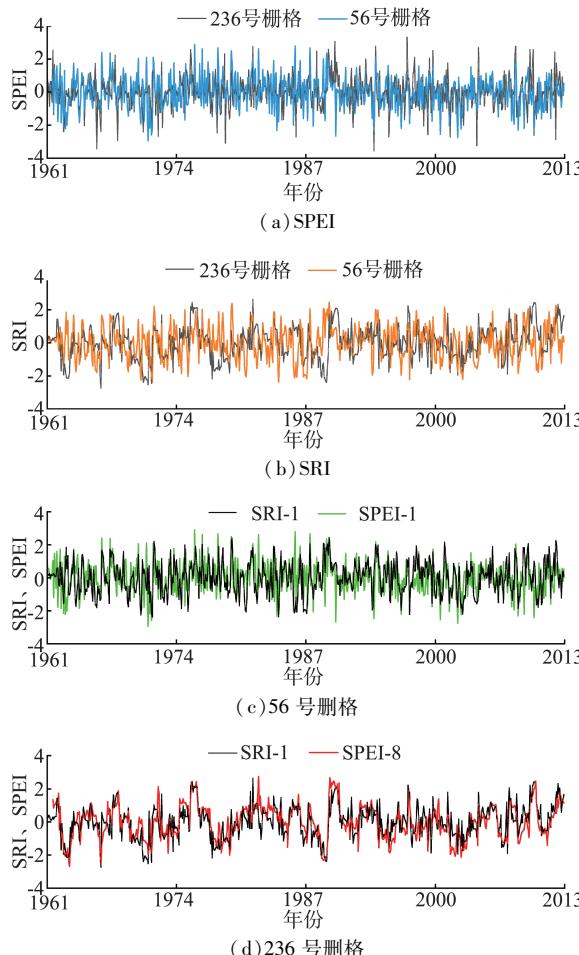


图 8 236 号与 56 号栅格 SPEI 及 SRI 时间序列

Fig. 8 Time series of SPEI and SRI for grids No. 236 and No. 56

图 9 比较了 2 个栅格的水文变量时间序列。为使 2 个栅格在量级上可比,采用水文变量的异常值进行分析。56 号栅格的地表径流震荡频繁,波峰波谷的变更周期明显短于 236 号栅格,基流异常值也存在同样的现象。在土壤湿度方面,第二层土壤湿度异常值的差异最为明显,其变化情况也与地表径流、基流基本一致,这充分体现了 2 个网格单元水文循环周期的不同。对比发现,56 号栅格基流指数 (BFI) 为 0.498, 236 号栅格 BFI 为 0.807。BFI 本

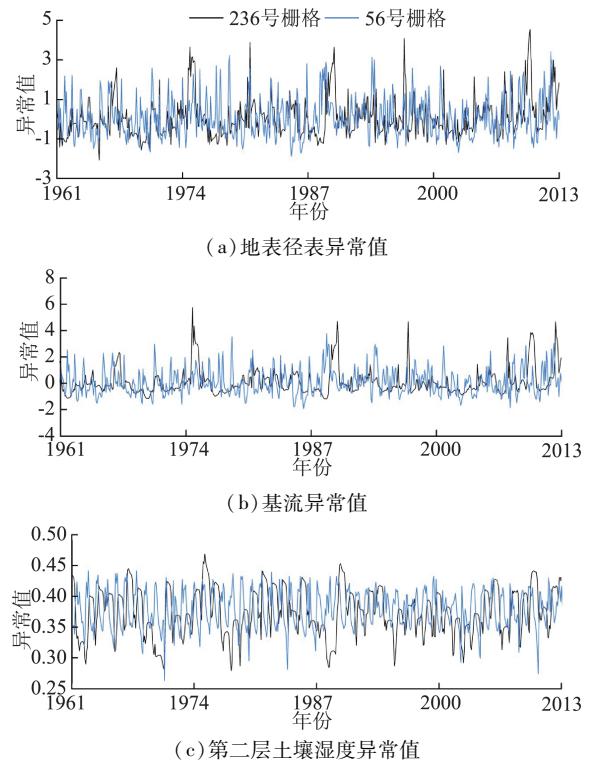


图 9 236 号与 56 号栅格水文变量时间序列

Fig. 9 Time series of hydrological variables for grids No. 236 and No. 56

身不是流域特征,但可以反映流域的蓄水能力和响应时间的综合影响^[16]。这表明上述差异是流域调节作用不同所致,可能与两地高程、植被类型、土壤质地等综合影响有关,具体影响因素需要进一步研究。

3.3 干旱传递类型

受气象条件、流域调节等多个因素的影响,气象干旱与水文干旱并非一一对应,干旱传递过程十分复杂。可根据成因联系、事件规模、干旱历时等属性将干旱传递分为多种情形。以 320 号栅格 ($34.875^{\circ}\text{N}, 102.125^{\circ}\text{E}$) 和 930 号栅格 ($37.125^{\circ}\text{N}, 107.375^{\circ}\text{E}$) 为例对干旱传递类型进行具体实例分析,气象、水文干旱分别采用 SPEI-3 及 SRI-3 的识别结果。

a. 多场短历时间断气象干旱合并为一场长历时连续水文干旱。其原因可以概括为 3 类:时滞效应、跨年水文干旱(冬春连旱)以及特定的气象波动条件,依次对应图 10 中的 3 场干旱事件。第一场干旱事件(930 号栅格)共包含 2 场气象干旱及 1 场水文干旱(1995 年 3—6 月),水文干旱的暴发相比于前一场气象干旱(1995 年 1 月)延迟了 2 月,而在该场水文干旱结束之前,由于 3 月降水量持续减少、潜在蒸散发量增加,又形成了下一场气象干旱(1995 年 5—7 月),使得水文干旱持续发展。第二场干旱事件为发生在 320 号栅格的跨年水文干旱事件

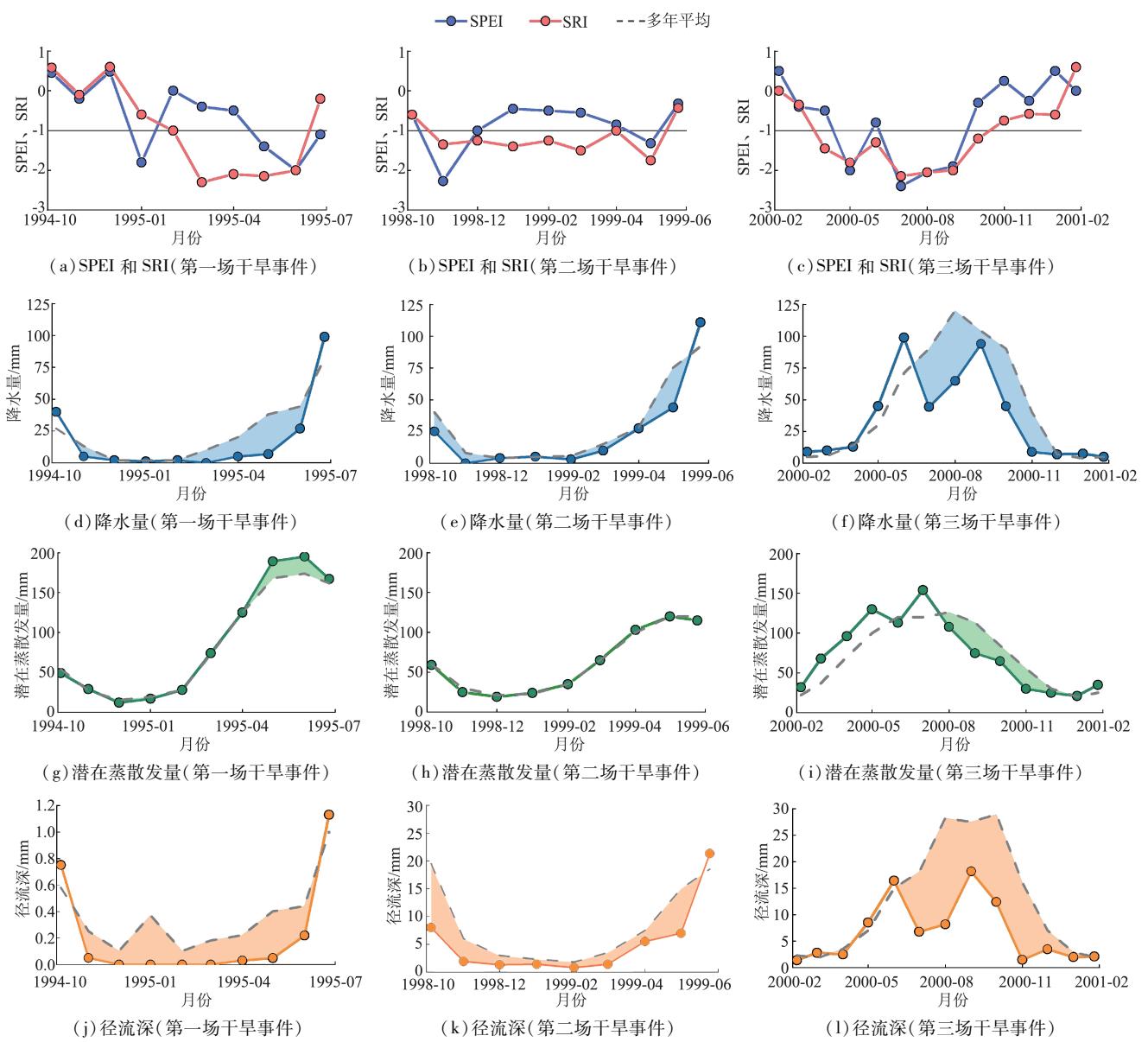


图 10 多场气象干旱与一场水文干旱的响应关系

Fig. 10 Response relationship between multiple meteorological droughts and one hydrological drought

(1998 年 11 月至 1999 年 5 月), 其中, 前一场气象干旱为历时 1 月的冬旱(1998 年 11 月), 从 12 月起降水量与潜在蒸散发量基本接近多年平均水平, 前一场气象旱情解除; 在此期间, 由于冬季降水量几乎为 0, 下垫面因缺乏降水补给未能使水文旱情得到缓解, 至次年 4 月, 降水量与多年均值的差距进一步扩大, 引发第二场气象干旱(1999 年 5 月), 同时导致水文旱情持续。第三场干旱事件同样发生在 320 号栅格, 水文干旱持续时间为 2000 年 4—10 月, 暴发于 2000 年 5 月的气象干旱于 6 月解除, 持续时间仅为 1 月, 这主要是受降水量增多、潜在蒸散发量减少的共同影响。

b. 一场长历时连续气象干旱强度衰减引发多场短历时水文干旱。此种类型较为特殊, 需要一定的气象波动条件, 使得在一场气象干旱的发展过程中, 水

文干旱先后经历发展—解除—再发展的过程, 从而造成多场不连续的水文干旱。以 930 号栅格为例, 由图 11 可以看出, 在气象干旱持续的 1982 年 6—8 月共发生了 2 场水文干旱。前一场水文干旱的程度较轻, 在 1982 年 7 月降水增加时, 径流暂时性回升, 水文旱情得以解除。但对于气象条件而言, 降水量、潜在蒸散发量仍分别处于多年平均水平之下和之上, 即降水量的增加并未缓解气象旱情。8 月降水量再次减少, 触发了第二场水文干旱。这类现象多发生于降水主控季节, 如夏秋两季, 冬季较少。

c. 一场气象干旱引发一场水文干旱。此种情形在干旱传递中较为常见, 按照气象、水文干旱的历时属性, 即旱情开始和结束时间, 可将此进一步细分为 6 个子类: ①同时发生、同时结束; ②同时发生但气象干旱结束较早; ③同时发生但气象干旱结束较

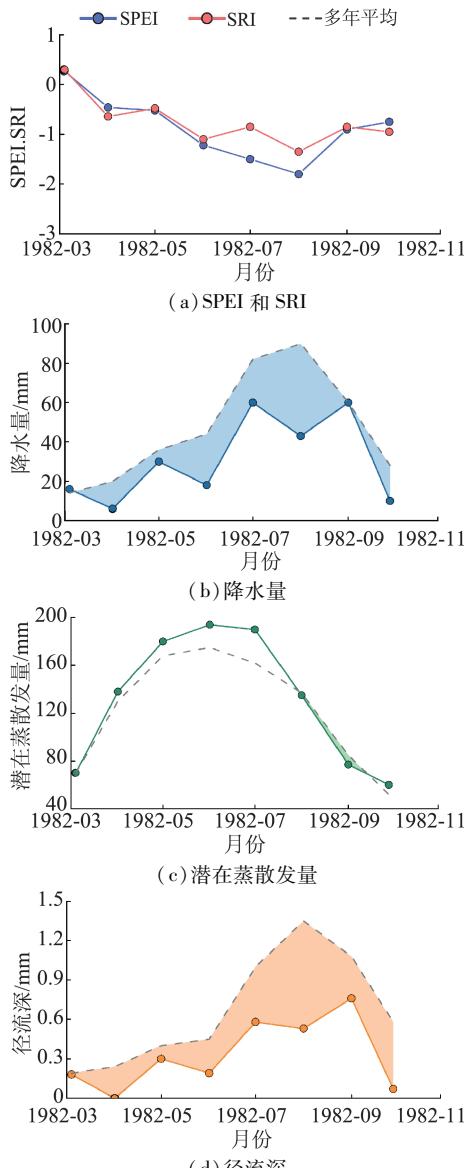


图 11 一场气象干旱与多场水文干旱的响应关系

Fig. 11 Response relationship between one meteorological drought and multiple hydrological droughts

晚;④气象干旱发生早于水文干旱,但与水文干旱同时结束;⑤气象干旱发生早于水文干旱,并且结束时间也早于水文干旱;⑥气象干旱发生早于水文干旱,并且晚于水文干旱结束。

d. 气象干旱发生、水文干旱不发生。其根本原因在于气象上水分亏缺量程度低,不足以对流域水循环过程造成实质上的影响。例如,陆面水循环过程对气象干旱的响应在时程上相对滞后,同时气象干旱历时短、烈度小,在下垫面有响应之前,气象旱情已经得到缓解甚至解除。

e. 气象干旱不发生,水文干旱发生。气象干旱不发生时传递到陆面系统的信号较弱,但由于流域下垫面前期贮存水量不足,也可能引发水文干旱。气象持续微旱,下垫面缺水无法得到有效缓解,就有可能短暂出现 SRI 值低于 -1 这一中旱临界值的现象。此种情

况下水文干旱多为历时短、烈度小的轻度干旱。

f. 多场气象干旱引发多场水文干旱。此类型形成条件更为复杂且苛刻,可能是气象波动、下垫面贮水条件、时滞效应等多个因素共同作用的结果,在二维范畴内较为罕见。

如图 12 所示,干旱传递过程主要有气象干旱的合并效应、干旱强度的衰减效应、水文干旱历时的延长效应、时滞效应等多个特点。受气象异常和下垫面条件等影响,干旱传递过程普遍存在时滞效应。

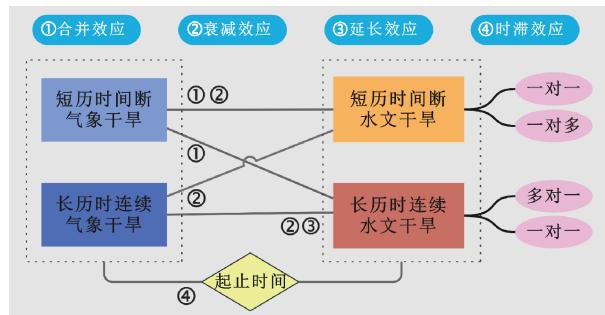


图 12 气象干旱与水文干旱对应关系分类

Fig. 12 Classification of corresponding relationship between meteorological drought and hydrological drought

4 结 论

a. 气象干旱与水文干旱空间上有相似的干旱趋势和频次,但黄河源区和渭河流域差异显著。干旱历时均有随年代延长的现象,其中水文干旱历时增长尤为明显。

b. 在时间尺度对应关系上,SPEI 与 SRI 在黄河流域大部分区域基本一致,其中黄河源区和渭河流域差异较大,水文干旱滞后气象干旱 3~6 月,短时间尺度上差异更加明显。

c. 气象干旱与水文干旱并非一一对应,多场短历时断气象干旱受时滞效应、异常气象波动等影响,可能共同引发一场长历时连续水文干旱或多场短历时断的水文干旱,一场长历时连续气象干旱可能因强度衰减引发多场短历时断的水文干旱。

参 考 文 献:

- [1] WANG Wen, ERTSEN M W, SVOBODA M D, et al. Propagation of drought: from meteorological drought to agricultural and hydrological drought [J]. Advances in Meteorology, 2016, 2016(1/2):1-5.
- [2] 吴志勇,程丹丹,何海,等.综合干旱指数研究进展[J].水资源保护,2021,37(1):36-45.(WU Zhiyong, CHENG Dandan, HE Hai, et al. Research progress of composite drought index[J]. Water Resources Protection, 2021,37(1):36-45. (in Chinese))
- [3] LUO Lifeng, APPS D, ARCAN S, et al. Contribution of

- temperature and precipitation anomalies to the California drought during 2012-2015 [J]. Geophysical Research Letters,2017,44(7):3184-3192.
- [4] MEHRAN A, MAZDIYANSNI O, AGHAKOUCHAK A. A hybrid framework for assessing socioeconomic drought: linking climate variability, local resilience, and demand [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2015,120(15):7520-7533.
- [5] 袁星,马凤,李华,等.全球变化背景下多尺度干旱过程及预测研究进展[J].大气科学学报,2020,43(1):225-237. (YUAN Xing,MA Feng,LI Hua, et al. A review on multi-scale drought processes and prediction under global change[J]. Transactions of Atmospheric Sciences,2020, 43(1):225-237. (in Chinese))
- [6] 粟晓玲,姜田亮,牛纪萍.生态干旱的概念及研究进展[J].水资源保护,2021,37(4):15-21. (SU Xiaoling, JIANG Tianliang, NIU Jiping. Concept and research progress of ecological drought [J]. Water Resources Protection,2021,37(4):15-21. (in Chinese))
- [7] ELTAHIR E A B , YEH J F. On the asymmetric response of aquifer water level to floods and droughts in Illinois [J]. Water Resources Research, 1999, 35 (4): 1199-1217.
- [8] VAN LOON A F. Hydrological drought explained [J]. Wiley Interdisciplinary Reviews: Water, 2015, 2 (4): 359-392.
- [9] EDOSSA D C,BABEL M S,GUPTA A D. Drought analysis in the Awash River Basin, Ethiopia[J]. Water Resources Management,2010,24(7):1441-1460.
- [10] LIU Yi, ZHU Ye, REN Liliang, et al. Understanding the spatiotemporal links between meteorological and hydrological droughts from a three dimensional perspective [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2019,124(6):3090-3109.
- [11] WU Jiefeng, CHEN Xingwei, YAO Huaxia, et al. Non-linear relationship of hydrological drought responding to meteorological drought and impact of a large reservoir [J]. Journal of Hydrology,2017,551:495-507.
- [12] LÓPEZ-MORENO J I, VICENTE-SERRANO S M, ZABALZA J, et al. Hydrological response to climate variability at different time scales: a study in the Ebro Basin[J]. Journal of Hydrology,2013,477(2):175-188.
- [13] 文佐,尹义星,邹睿,等.淮河流域1960—2014年水文、气象干旱指数及其与历史旱灾的关系[J].中国农村水利水电,2021 (2): 71-77. (WEN Zuo, YIN Yixing, ZOU Rui, et al. Hydrological and meteorological drought indices and their relationship with historical drought in the Huai River Basin from 1960 to 2014 [J]. China Rural Water and Hydropower,2021(2):71-77. (in Chinese))
- [14] ZHOU Zhaoqiang, SHI Haiyun, FU Qiang, et al. Characteristics of propagation from meteorological drought to hydrological drought in the Pearl River Basin [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,2021,126 (4):e2020JD033959.
- [15] CHANGNON S A, HUFF F A, HSU C F. Relations between precipitation and shallow groundwater in Illinois [J]. Journal of Climate,1988,1(12):1239-1250.
- [16] VAN LOON A F,LAAHA G. Hydrological drought severity explained by climate and catchment characteristics [J]. Journal of Hydrology,2015,526:3-14.
- [17] APURV T,SIVAPALAN M,CAI X. Understanding the role of climate characteristics in drought propagation [J]. Water Resources Research,2017,53(11):9304-9329.
- [18] BARKER L J, HANNAFORD J, CHIVERTON A, et al. From meteorological to hydrological drought using standardised indicators [J]. Hydrology and Earth System Sciences,2016,20(6):2483-2505.
- [19] YANG Yuting,MCVICAR T R,DONOHUE R J,et al. Lags in hydrologic recovery following an extreme drought: assessing the roles of climate and catchment characteristics [J]. Water Resources Research,2017,53(6):4821-4837.
- [20] HANSEN M C,DEFRIES R S,TOWNSHEND J R G, et al. Global land cover classification at 1 km resolution using a decision tree classifier [J]. International Journal of Remote Sensing,2000,21(6/7):1331-1364.
- [21] ALLEN R G, PEREIRA L S, RAES D, et al. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements [R]. Rome: Food and Agriculture Organisation of the United Nations,1999:156-178.
- [22] LIU Yi, YANG Xiaoli, REN Liliang, et al. A new physically based self-calibrating Palmer drought severity index and its performance evaluation[J]. Water Resources Management,2015,29(13):4833-4847.
- [23] VICENTE-SERRANO S M, BEGUERIA S, LOPEZ-MORENO J I. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index[J]. Journal of climate,2010,23 (7):1696-1718.
- [24] SHUKLA S,WOOD A W. Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic drought [J]. Geophysical Research Letters,2008, 35(2):226-236.
- [25] YEVJEVICH V M. An objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic droughts[R]. Fort Collins:Colorado State University,1967:23.
- [26] 袁飞,章益棋,刘懿,等.基于标准化帕尔默干旱指数的西江流域干旱评估[J].水资源保护,2021,37(1):46-52. (YUAN Fei,ZHANG Yiqi,LIU Yi, et al. Drought assessment of Xijiang River Basin based on standardized Palmer drought index [J]. Water Resources Protection, 2021,37(1):46-52. (in Chinese))

(下转第 146 页)