

华北地区陆气耦合对干旱的影响

谢 杭, 杨泽粟

成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都

收稿日期: 2026年4月30日; 录用日期: 2026年7月21日; 发布日期: 2026年7月30日

摘 要

华北平原是我国重要的粮食主产区与生态脆弱区, 干旱灾害频发严重制约区域农业可持续发展与生态安全。以往干旱研究多聚焦大气环流驱动作用, 对陆-气耦合过程在干旱发生发展中的影响机制关注不足。本文基于1980~2025年ERA5-Land小时再分析数据, 计算1个月、3个月、6个月、12个月尺度标准化降水蒸散指数(SPEI), 结合游程理论识别干旱事件并分析其时空演变特征; 通过控制变量敏感性试验量化降水与潜在蒸散对干旱的相对贡献; 基于Pearson相关系数对比分析干旱期与非干旱期土壤湿度-温度、土壤湿度-降水的耦合特征差异。结果表明: 1个月尺度干旱事件最多, 达111次, 为华北平原最频发的干旱类型, 以单月或双月的季节性短历时干旱为主; 3、6个月尺度事件数依次降至54次、38次, 长时间尺度通过整合短尺度间断性干旱, 使事件集聚性显著增强; 12个月尺度干旱事件仅19次, 不足1月尺度的1/5, 反映区域跨年度持续性极端干旱的发生概率较低; 潜在蒸散是华北平原SPEI波动的主导驱动因素, 其单独变化可解释大部分的干旱波动, 与原始SPEI序列相关系数达0.61, 而降水单独变化与原始SPEI相关性很小; 干旱期与非干旱期陆气耦合特征存在显著差异, 干旱期土壤湿度与2米温度呈弱负相关, “干-热”正反馈机制显著, 非干旱期土壤湿度与降水量呈强正相关(平均相关系数0.608), 降水对土壤湿度的补给效率远高于干旱期, 干旱期土壤湿度与VPD的负相关强度显著高于非干旱期, 反映出干旱期陆气耦合作用的显著增强, 蒸散限制因子由水分限制(干旱期)向能量限制(非干旱期)的转变是其核心成因。研究结果可为华北平原干旱监测预警、陆气相互作用机理研究提供科学支撑。

关键词

华北平原, SPEI, 干旱特征, 游程理论, 陆气耦合, 土壤湿度

Impacts of Land-Atmosphere Coupling on Droughts in North China

Hang Xie, Zesu Yang

College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu Sichuan

Received: April 30, 2026; accepted: July 21, 2026; published: July 30, 2026

Abstract

The North China Plain (NCP) is a major grain-producing region and an ecologically fragile zone in China, where frequent drought disasters severely constrain the sustainable agricultural development and ecological security of the region. Most previous drought studies have focused on the driving effects of atmospheric circulation, while insufficient attention has been paid to the influencing mechanisms of land-atmosphere coupling processes in the occurrence and development of drought. Based on hourly ERA5-Land reanalysis data from 1980 to 2025, this study calculated the Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI) at 1-month, 3-month, 6-month, and 12-month time scales, identified drought events using the run-length theory, and analyzed their spatiotemporal evolution characteristics. A controlled variable sensitivity experiment was conducted to quantify the relative contributions of precipitation and potential evapotranspiration (PET) to drought. Furthermore, the differences in coupling characteristics of soil moisture-temperature and soil moisture-precipitation between drought and non-drought periods were comparatively analyzed based on Pearson correlation coefficients. The results show that: At the 1-month scale, the number of drought events is the highest, reaching 111, making it the most frequent drought type in the NCP, which is dominated by seasonal short-duration droughts lasting 1 or 2 months. At the 3-month and 6-month scales, the number of events decreases sequentially to 54 and 38, respectively. Longer time scales integrate intermittent short-scale droughts, significantly enhancing the clustering of drought events. At the 12-month scale, only 19 drought events occur, accounting for less than 1/5 of that at the 1-month scale, indicating a low probability of inter-annual persistent extreme droughts in the region. PET is the dominant driving factor of SPEI fluctuations in the NCP: its individual variation can explain almost all drought fluctuations, with a correlation coefficient of 0.61 with the original SPEI series, while the individual variation of precipitation shows almost no correlation with the original SPEI. There are significant differences in land-atmosphere coupling characteristics between drought and non-drought periods. During drought periods, soil moisture shows a weak negative correlation with 2-meter air temperature, and the “dry-hot” positive feedback mechanism is significant. During non-drought periods, soil moisture exhibits a strong positive correlation with precipitation (average correlation coefficient: 0.608), and the replenishment efficiency of precipitation to soil moisture is much higher than that during drought periods. In addition, the intensity of the negative correlation between soil moisture and Vapor Pressure Deficit (VPD) is significantly higher in drought periods than in non-drought periods, indicating a significant enhancement of land-atmosphere coupling during drought periods. The core cause of this difference is the shift of the evapotranspiration limiting factor from water limitation (during drought periods) to energy limitation (during non-drought periods). The findings of this study can provide scientific support for drought monitoring and early warning, as well as research on the mechanism of land-atmosphere interaction in the North China Plain.

Keywords

North China Plain, SPEI (Standardized Precipitation Evapotranspiration Index), Drought Characteristics, Run Theory, Land-Atmosphere Coupling, Soil Moisture

Copyright © 2026 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

1.1. 研究现状与意义

华北平原地处我国东部季风区, 地理范围覆盖 112°E~122°E、32°N~42°N, 是我国黄淮海农业区的核

心组成部分,贡献了全国近 30%的粮食产量,是保障国家粮食安全的“压舱石”。区域属于温带半湿润半干旱季风气候,降水时空分布极不均匀,年内 70%以上降水集中在夏季,年际波动显著,是我国干旱灾害发生最频繁、受影响最严重的区域之一。近年来,在全球变暖的背景下,华北平原气温上升速率高于全国平均水平,极端干旱事件的发生频率、持续时间和强度均呈显著上升趋势,1999~2000 年、2014 年、2022 年等极端干旱事件造成了严重的农业减产与生态退化,给区域社会经济发展带来了巨大损失。

干旱的形成与发展是大气环流、陆面过程、人类活动等多因素共同作用的复杂过程。以往针对华北平原干旱的研究,多聚焦于大尺度大气环流异常的驱动作用,如欧亚大陆高压持续发展、东亚夏季风减弱等环流型对干旱的影响,在一定程度上揭示了干旱的大尺度成因。但近年来越来越多的研究表明,陆-气相互作用在干旱的发生、发展、维持甚至加剧过程中扮演着至关重要的角色,在气候过渡带和干旱多发区,陆-气耦合对干旱的贡献程度可与大气环流相当,甚至在部分时段超过大气环流的作用[1][2]。

陆-气耦合的核心是陆面状态与大气变量之间的双向反馈过程[3],其中土壤湿度作为陆面水循环的核心变量[4][5],是连接陆面与大气的关键纽带。土壤湿度通过调控地表潜热、感热通量的分配,影响近地层大气的温度、湿度与对流发展,进而对降水和干旱过程产生反馈[6];同时,降水与温度的变化又会直接改变土壤湿度状态,形成复杂的互馈循环。在华北平原这一陆气耦合“热点”区域,干旱过程中土壤湿度-温度-降水的互馈机制仍未得到充分揭示,尤其是干旱期与非干旱期陆气耦合特征的差异[7]、不同陆面变量对干旱的响应规律仍需深入研究。

基于此,本文以 1980~2025 年为研究时段,基于 ERA5-Land 再分析数据,系统分析华北平原干旱的时空演变特征,量化降水与潜在蒸散对干旱的相对贡献,对比干旱期与非干旱期陆气耦合的核心要素(土壤湿度-温度、土壤湿度-降水、土壤湿度-VPD)的相关关系差异,旨在揭示华北平原干旱的演变规律与陆气耦合响应机制,为区域干旱监测预警、防灾减灾策略制定提供科学依据。

1.2. 国内外研究进展

1.2.1. 干旱指数与干旱识别研究

干旱指数是定量表征干旱程度、识别干旱事件的核心工具,目前应用最广泛的包括标准化降水指数(SPI)、帕默尔干旱指数(PDSI)、标准化降水蒸散指数(SPEI)等。其中,SPI 仅考虑降水因素,无法反映全球变暖背景下温度升高对干旱的加剧作用;PDSI 对数据要求较高,且时间尺度固定,难以适配不同研究需求;而 SPEI 同时纳入了降水与潜在蒸散两个核心要素,既保留了 SPI 多时间尺度的优势,又考虑了温度变化对干旱的影响,是目前干旱监测与评估中最具适用性的指数。滕文华等(2025)基于 SPEI 指数分析了黄淮海平原 1991~2020 年干旱时空分布特征,验证了该指数在华北地区的适用性[8]。

在干旱事件识别方面,游程理论是目前国际通用的干旱事件识别方法,该方法通过设定干旱阈值,将连续满足干旱条件的时段识别为一个干旱“游程”,可精准提取干旱事件的持续时间、强度、峰值、频率等核心特征参数,有效克服了孤立干旱月份统计的局限性。马柱国等(2006)基于游程理论分析了中国北方干旱化的基本事实,明确了干旱事件持续时间与强度的年代际变化特征[9]。

1.2.2. 干旱的气候驱动因素研究

降水亏缺是干旱发生的直接原因[10],但全球变暖背景下,温度升高导致的潜在蒸散增加已成为干旱加剧的重要驱动因素[11]。以往针对华北平原干旱的研究,早期多认为降水减少是干旱化的核心驱动,但近年来越来越多的研究发现,潜在蒸散对干旱的贡献呈显著上升趋势。Seneviratne 等(2006)研究指出,陆面蒸散的变化通过陆气耦合过程,可显著放大干旱的强度与持续时间[1]。张庆云等(2003)针对 1999~2000 年华北极端干旱事件的研究发现,近地面感热增加、潜热减少形成的局地正反馈过程,是干旱持续加剧

的重要原因[12]。但目前针对华北平原降水与潜在蒸散对干旱的相对贡献量化研究仍不足,尤其是长时序的控制变量敏感性试验较为缺乏。

1.2.3. 干旱与陆气耦合研究

陆气耦合对干旱的影响是近年来气候领域的研究热点,核心聚焦于土壤湿度-温度、土壤湿度-降水两大反馈过程。在土壤湿度-温度耦合方面,大量研究证实了“干-热”正反馈机制的存在:土壤湿度降低会导致地表潜热通量减少、感热通量增加,进而加剧近地层大气升温,而升温又会进一步提升潜在蒸散,加剧土壤干旱,形成恶性循环。Seneviratne 等(2010)研究表明,土壤湿度-温度耦合是欧洲夏季高温热浪与干旱事件加剧的核心机制[13]。在我国华北地区,Xu 等(2019)研究发现,夏季土壤湿度对局部气温的热反馈随年代际增暖而显著增强[14]。崔彩珍等(2024)在长江中下游地区的研究发现土壤湿度与温度的耦合对热浪事件的发生有着重要影响[15]。

在土壤湿度-降水耦合方面,目前研究仍存在一定争议。多数研究认为土壤湿度与降水存在正相关关系[16][17]:湿润的土壤通过增加蒸散发,为降水提供更多水汽,同时降低地表波文比,促进对流发展与降水触发;但也有研究发现,干燥的土壤上边界层发展更快,更易触发对流降水,存在负反馈效应。针对华北平原的研究表明,区域土壤湿度-降水耦合强度存在显著的季节差异,6月呈正耦合,7~8月呈负耦合[18],但针对干旱期与非干旱期的耦合特征差异研究仍较为匮乏。

1.3. 研究内容与技术路线

本文的核心研究内容包括三个部分:

华北平原干旱时空演变特征分析:基于1980~2025年ERA5-Land数据计算1个月、3个月、6个月、12个月尺度SPEI指数,结合游程理论识别干旱事件,统计干旱事件的频率、持续时间、强度、峰值等参数,分析干旱的年际、年代际变化特征。

干旱的气候驱动因素的敏感性分析:通过控制变量法设计两组敏感性试验,分别固定降水、固定潜在蒸散,量化两者对SPEI波动的相对贡献,明确华北平原干旱的主导驱动因素。

干旱期与非干旱期陆气耦合特征差异分析:以 $SPEI \leq -0.5$ 为干旱阈值,分别计算干旱期与非干旱期土壤湿度-2米温度、土壤湿度-降水量的Pearson相关系数,分析两者在空间分布与耦合强度上的差异,揭示干旱过程中的陆气反馈机制。

本文的技术路线为:数据预处理→SPEI指数计算→游程理论干旱事件识别→敏感性试验分析→陆气耦合相关系数计算→时空特征分析→结果讨论与结论。

2. 研究区概况与数据来源

2.1. 研究区概况

本文研究区为华北平原,地理范围为 $112^{\circ}\text{E} \sim 122^{\circ}\text{E}$ 、 $32^{\circ}\text{N} \sim 42^{\circ}\text{N}$,行政区域覆盖北京市、天津市、河北省、山东省、河南省北部、安徽省北部、江苏省北部等区域,总面积约30万 km^2 。区域地势平坦,海拔多在50m以下,自西向东缓慢倾斜,地貌以冲积平原为主。

研究区属于温带季风气候,四季分明,雨热同期;年平均气温 $8^{\circ}\text{C} \sim 15^{\circ}\text{C}$,由南向北递减;年平均降水量500~900mm,降水时空分布极不均匀,年内降水主要集中在6~9月,占全年降水量的70%以上,年际降水变率达20%~30%,极易发生春旱、夏伏旱。区域内土壤以潮土、褐土为主,土层深厚,肥力较高,是我国小麦、玉米等粮食作物的主产区,耕地面积占全国的1/6以上,农业生产对水分条件极为敏感,干旱灾害是制约区域农业生产的最主要气象灾害。

2.2. 数据来源与预处理

本文所用数据为欧洲中期天气预报中心(ECMWF)发布的 ERA5-Land 小时尺度陆面再分析数据, 该数据是目前全球空间分辨率最高($0.1^\circ \times 0.1^\circ$)的陆面再分析产品, 时间覆盖范围广, 数据精度高, 被广泛应用于陆面过程、气候变化、干旱研究等领域。本文选取的变量包括: 小时降水量(tp)、潜在蒸散量(pet)、2 米气温(t2 m)、体积土壤湿度(svw11, 表层 0~7 cm), 时间范围为 1980 年 1 月 1 日~2025 年 12 月 31 日, 空间范围裁剪为华北平原 $112^\circ\text{E}\sim 122^\circ\text{E}$ 、 $32^\circ\text{N}\sim 42^\circ\text{N}$ 。

数据预处理步骤如下:

时间尺度转换: 将小时尺度数据转换为月尺度数据, 其中降水量、潜在蒸散量采用月累计值计算, 2 米气温、土壤湿度采用月平均值计算;

单位转换: 将 ERA5-Land 降水量、潜在蒸散量的单位从 m 转换为 mm (乘以系数 1000), 与干旱指数计算的单位要求匹配;

空间匹配: 对所有变量进行空间插值, 统一为相同的经纬度格点, 确保空间维度完全一致;

缺失值处理: 采用线性插值法处理少量缺失值, 对全时段无数据的格点进行剔除, 避免计算误差。

此外, 本文所用的 1980~2025 年华北平原 1 个月尺度 SPEI 格点数据, 用于区分干早期非干早期, 基于上述预处理后的降水、潜在蒸散数据, 通过标准化流程计算生成, 格点范围、时间尺度与原始 ERA5-Land 数据完全匹配。

3. 研究方法

3.1. 标准化降水蒸散指数(SPEI)

SPEI 指数通过计算降水量与潜在蒸散量的差值序列, 进行概率分布拟合与标准化处理得到, 可适配不同时间尺度的干旱监测需求, 本文计算 1 个月(SPEI-1)、3 个月(SPEI-3)、6 个月(SPEI-6)、12 个月(SPEI-12)四种尺度的 SPEI 指数, 其中 SPEI-1 反映短期干旱变化, SPEI-12 反映长期干旱的累积效应。具体计算步骤如下:

计算水分盈亏序列

计算逐月降水量与潜在蒸散量的差值:

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

式中, D_i 为第 i 月的水分盈亏量(mm), P_i 为第 i 月的降水量(mm), PET_i 为第 i 月的潜在蒸散量(mm)。

构建不同时间尺度的累积序列

对水分盈亏序列进行滑动累积, 得到不同时间尺度的序列:

$$D_n^k = \sum_{i=0}^{k-1} D_{n-i} \quad (2)$$

式中, k 为时间尺度(本文取 1、3、6、12), n 为计算月份。

Log-Logistic 概率分布拟合

采用三参数 Log-Logistic 概率分布对累积水分盈亏序列进行拟合, 其概率分布函数为:

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

式中, α 为尺度参数, β 为形状参数, γ 为位置参数, 通过线性矩法拟合得到。

标准化处理得到 SPEI 值

将累积概率分布转换为标准正态分布, 得到 SPEI 值:

当 $F \leq 0.5$ 时, $W = \sqrt{-2 \ln F}$

$$\text{SPEI} = W - \frac{c_0 + c_1 W + c_2 W^2}{1 + d_1 W + d_2 W^2 + d_3 W^3} \quad (4)$$

当 $F > 0.5$ 时, $W = \sqrt{-2 \ln(1-F)}$

$$\text{SPEI} = \frac{c_0 + c_1 W + c_2 W^2}{1 + d_1 W + d_2 W^2 + d_3 W^3} - W \quad (5)$$

式中, 常数项 $c_0 = 2.515517$, $c_1 = 0.802853$, $c_2 = 0.010328$, $d_1 = 1.432788$, $d_2 = 0.189269$, $d_3 = 0.001308$ 。

本文采用《气象干旱等级》国家标准(GB/T 20481-2017)对 SPEI 值进行干旱等级划分: $\text{SPEI} > -0.5$ 为无干旱, $-1.0 < \text{SPEI} \leq -0.5$ 为轻度干旱, $-1.5 < \text{SPEI} \leq -1.0$ 为中度干旱, $-2.0 < \text{SPEI} \leq -1.5$ 为重度干旱, $\text{SPEI} \leq -2.0$ 为极端干旱。本文以 $\text{SPEI} \leq -0.5$ 作为干旱事件识别的阈值。

3.2. 游程理论

游程理论是识别干旱事件、提取干旱特征参数的经典方法, 其核心是通过设定干旱阈值, 将连续的干旱状态识别为一个独立的干旱游程(事件)。本文基于 SPEI-1 指数, 以 $\text{SPEI} \leq -0.5$ 为干旱阈值, 具体识别步骤如下:

干旱状态标记: 对逐月 SPEI 序列进行二值化处理, 当 $\text{SPEI} \leq -0.5$ 时标记为干旱状态(赋值为 1), 否则标记为非干旱状态(赋值为 0);

干旱游程识别: 遍历二值化序列, 将连续的干旱状态识别为一个干旱游程, 即一个独立的干旱事件; 两个干旱游程之间的非干旱时段为间隔期;

干旱特征参数提取: 对每个识别出的干旱事件, 提取 4 个核心特征参数:

持续时间: 干旱事件包含的连续月份数, 反映干旱的持续长度;

峰值强度: 干旱事件内 SPEI 的最小值, 反映干旱的极端严重程度;

平均强度: 干旱事件内所有 SPEI 绝对值的平均值, 反映干旱的平均严重程度;

发生频率: 研究时段内干旱事件的年平均发生次数, 反映干旱发生的频繁程度。

3.3. 敏感性试验方法

为量化降水(P)与潜在蒸散(PET)对 SPEI 变化的相对贡献, 本文采用控制变量法设计两组敏感性试验, 具体设计如下:

试验 1 (固定降水, 仅 PET 变化): 将研究时段第一年(1980 年)的逐月降水数据循环填充至整个研究时段, 保持降水序列的季节循环不变, 潜在蒸散采用原始实测序列, 计算得到试验组 SPEI 序列(SPEI-Pfix);

试验 2 (固定 PET, 仅降水变化): 将研究时段第一年(1980 年)的逐月潜在蒸散数据循环填充至整个研究时段, 保持潜在蒸散序列的季节循环不变, 降水采用原始实测序列, 计算得到试验组 SPEI 序列(SPEI-PETfix)。

通过对比两组试验 SPEI 序列与原始 SPEI 序列的标准差、相关系数, 量化降水与潜在蒸散对干旱波动的贡献程度: 标准差越大, 说明该因子单独变化可解释的 SPEI 波动越多, 对干旱的影响力度越强; 相关系数越高, 说明该因子驱动的 SPEI 变化与原始干旱变化的趋势相似度越高。

3.4. 耦合度诊断方法

本文采用 Pearson 相关系数表征陆气耦合要素之间的线性相关程度, 分别计算干旱期与非干旱期, 每个格点的土壤湿度与 2 米温度、土壤湿度与降水量的相关系数, 对比两个时段的耦合强度与空间分布差异。Pearson 相关系数的计算公式为:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (6)$$

式中, r 为相关系数, 取值范围为 $[-1, 1]$; x_i 、 y_i 为两个变量的样本值; $\bar{x}$ 、 $\bar{y}$ 为样本平均值; n 为样本数量。

相关系数的绝对值越接近 1, 说明两个变量的线性相关性越强; $r > 0$ 为正相关, $r < 0$ 为负相关。本文仅对有效样本数 ≥ 10 的格点计算相关系数, 保证结果的统计可靠性, 同时对相关系数进行显著性检验, 仅保留 $P < 0.05$ 的显著相关结果。

4. 结果与分析

4.1. 华北平原干旱时间演变特征

4.1.1. SPEI 指数时间序列变化

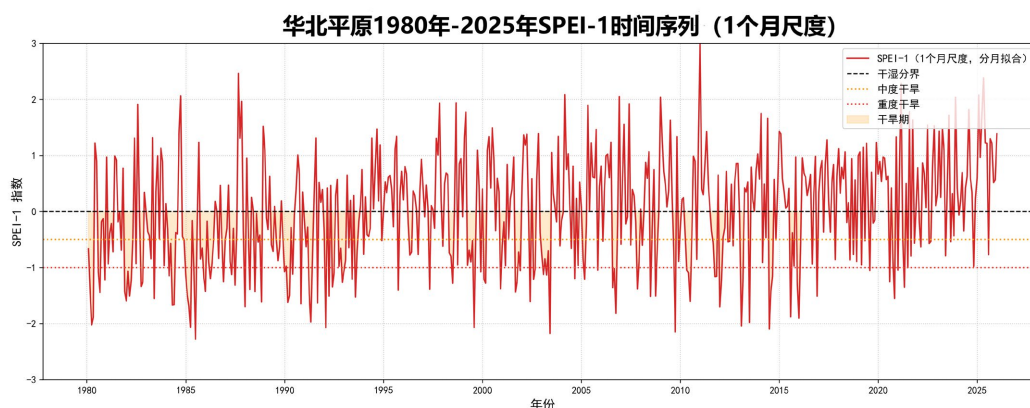


Figure 1. SPEI-1 time series of North China Plain during 1980~2025

图 1. 华北平原 1980~2025 年 SPEI-1 时间序列图

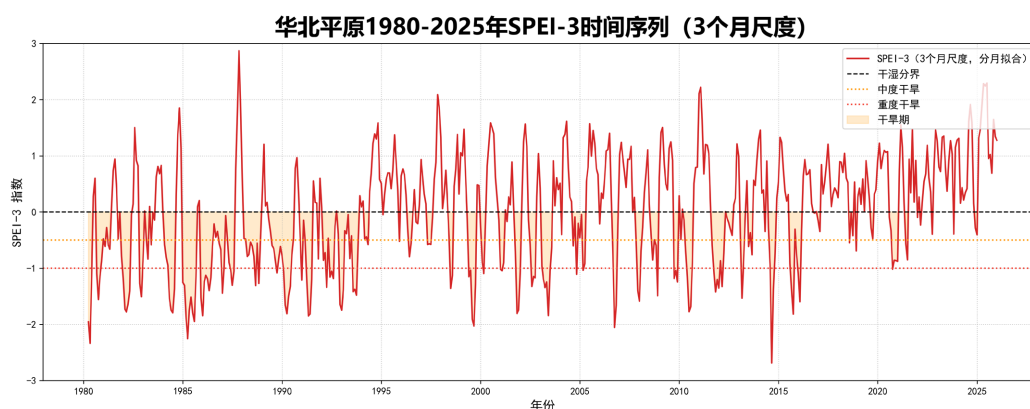


Figure 2. SPEI-3 time series of North China Plain during 1980~2025

图 2. 华北平原 1980~2025 年 SPEI-3 时间序列图

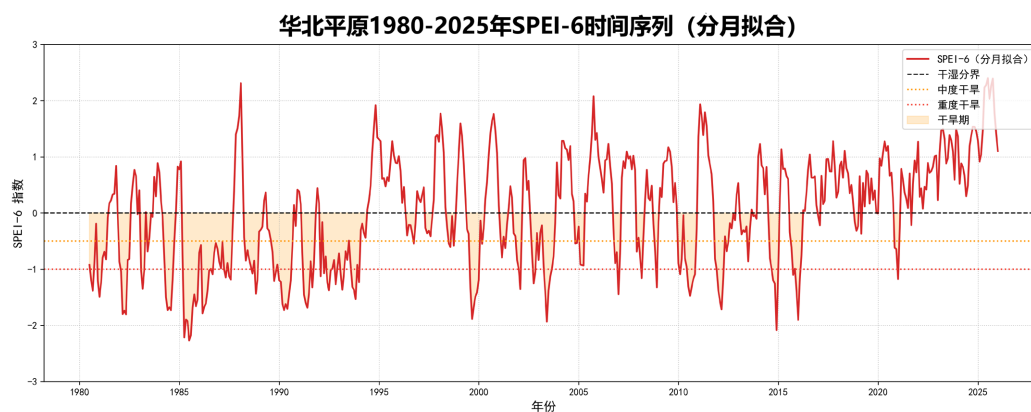


Figure 3. SPEI-6 time series of North China Plain during 1980~2025

图 3. 华北平原 1980~2025 年 SPEI-6 时间序列图



Figure 4. SPEI-12 time series of North China Plain during 1980~2025

图 4. 华北平原 1980~2025 年 SPEI-12 时间序列图

图 1~4 为华北平原 1980~2025 年不同时间尺度(1 个月、3 个月、6 个月、12 个月) SPEI 指数的时间序列演变, 清晰呈现了区域干旱在多时间维度下的动态特征与分异规律, 其中黑色虚线为干湿分界($SPEI = 0$), 橙色、红色虚线分别对应中度干旱($SPEI = -0.5$)与重度干旱($SPEI = -1$)阈值, 黄色填充区域为相对干旱阶段($SPEI < 0$)。

从不同时间尺度的序列特征来看, 1 个月尺度(SPEI-1)表现为高频、剧烈的干湿振荡, 很少有持续性的偏干或偏湿阶段, 干旱事件多为单次降水亏缺引发的“脉冲式”短时过程, 重度干旱事件集中出现在 1980~1990 年、2010 年前后, SPEI 低值可接近-2; 2020 年后, 序列虽仍保持高频波动, 但重度干旱事件显著减少, 干湿交替的极端性有所缓解。3 个月尺度(SPEI-3)的波动频率明显降低, 序列平滑性增强, 干旱事件的持续性显著提升, 1980~1995 年、2010~2015 年出现了持续数年的相对干旱阶段, 部分时段 SPEI 连续低于-1。6 个月尺度(SPEI-6)的序列进一步平滑, 呈现出更明显的阶段性干湿变化: 1980~1995 年为持续的偏干期, 2000 年前后、2015 年前后也出现了持续数月的中度以上干旱过程, 反映了半年度尺度水分平衡的长期变化。12 个月尺度(SPEI-12)则表现为典型的年际-年代际波动特征, 序列整体平滑, 干湿阶段清晰可辨: 1980~1995 年为长期偏干阶段, SPEI 持续低于 0, 多次跌破-1; 2000~2015 年干湿交替波动, 2015 年后则呈现持续偏湿趋势, SPEI 指数快速上升并稳定在 1 以上, 到 2025 年接近 2.5。

不同时间尺度的 SPEI 序列对比显示, 随着时间尺度延长, 干旱事件的持续性显著增强、波动频率明显降低, 极端干旱的“瞬时强度”(如 $\text{SPEI} < -2$ 的低值)在短尺度更为突出, 而长尺度更多表现为持续数年的干湿阶段。值得注意的是, 2015 年后短时间尺度(1 个月)仍保持频繁的干湿波动, 而长时间尺度(3、6、12 个月)已呈现持续偏湿趋势, 这种差异反映了华北平原降水变率增加与长期降水趋势改变的叠加效应——短期降水的随机性波动仍可能引发短时气象干旱, 但年际尺度的水分平衡已向盈余状态转变。

4.1.2. 基于游程理论的干旱事件统计特征

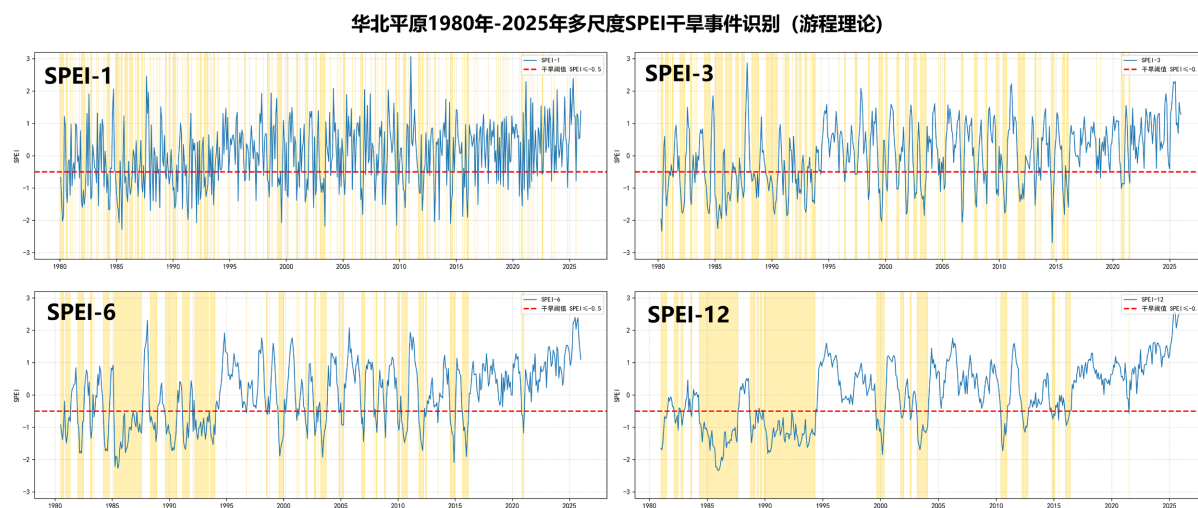


Figure 5. Drought events are identified from SPEI series by adopting run theory

图 5. 对 SPEI 进行游程识别

见图 5, 基于标准化降水蒸散指数(SPEI)与游程理论, 以 $\text{SPEI} \leq -0.5$ 为轻度干旱及以上阈值, 识别华北平原 1980~2025 年 1、3、6、12 个月共 4 个时间尺度的干旱事件, 定量统计干旱频次、历时、强度等核心特征(表 1), 系统解析区域干旱的多尺度演变规律。

从干旱频次来看, 区域干旱事件数呈现显著的尺度递减效应: 1 个月尺度干旱事件最多, 达 111 次, 为华北平原最频发的干旱类型, 以单月或双月的季节性短历时干旱为主; 3、6 个月尺度事件数依次降至 54 次、38 次, 长时间尺度通过整合短尺度间断性干旱, 使事件集聚性显著增强; 12 个月尺度干旱事件仅 19 次, 不足 1 月尺度的 1/5, 反映区域跨年度持续性极端干旱的发生概率较低。

从干旱历时特征来看, 各时间尺度总干旱历时整体相近(176~188 个月), 表明华北平原干旱胁迫在不同时间维度上的总贡献量基本均衡, 但平均历时与最大历时随尺度增大呈显著增长趋势: 1 月尺度平均干旱历时仅 1.7 个月, 最大历时为 6 个月; 12 月尺度平均历时达 9.3 个月, 最大历时攀升至 54 个月, 是短尺度的 9 倍, 体现出长尺度干旱的强持续性特征, 易形成跨年度的长期干旱胁迫。

从干旱强度特征来看, 各尺度干旱平均强度趋于稳定(-1.10~-1.15), 无明显尺度依赖, 说明区域干旱的整体严重程度在不同时间尺度上差异较小; 而峰值强度呈现出季节尺度极端性突出的特点, 3 个月尺度最大峰值强度达 2.69, 为研究时段内干旱极端性最强的时间尺度, 与华北平原季节尺度水热失衡引发的极端季节性干旱密切相关, 1、6、12 个月尺度峰值强度则相对稳定(-2.27~-2.34)。

从典型干旱事件来看, 短时间尺度(1、3 个月)以高频、短历时的季节性干旱为主, 干旱过程集中于年内季节波动, 对农业生产的季节性影响显著; 长尺度(6、12 个月)则以低频、长历时的持续性极端干旱

为主, 12 个月尺度识别出 1984~1987 年长达 41 个月的特大型持续性干旱事件, 为研究时段内影响范围最广、持续时间最长的干旱过程, 对区域水资源、生态系统与社会经济造成长期胁迫。

Table 1. Statistical Characteristics of drought events over the North China Plain During 1980~2025
表 1. 华北平原 1980~2025 年干旱事件统计特征

时间尺度(月)	干旱事件数(次)	总干旱历时(月)	平均历时(月)	最大历时(月)	平均强度	峰值强度
1	111	188	1.7	6	-1.10	-2.28
3	54	181	3.4	13	-1.14	-2.69
6	38	185	4.9	30	-1.12	-2.27
12	19	176	9.3	54	-1.15	-2.34

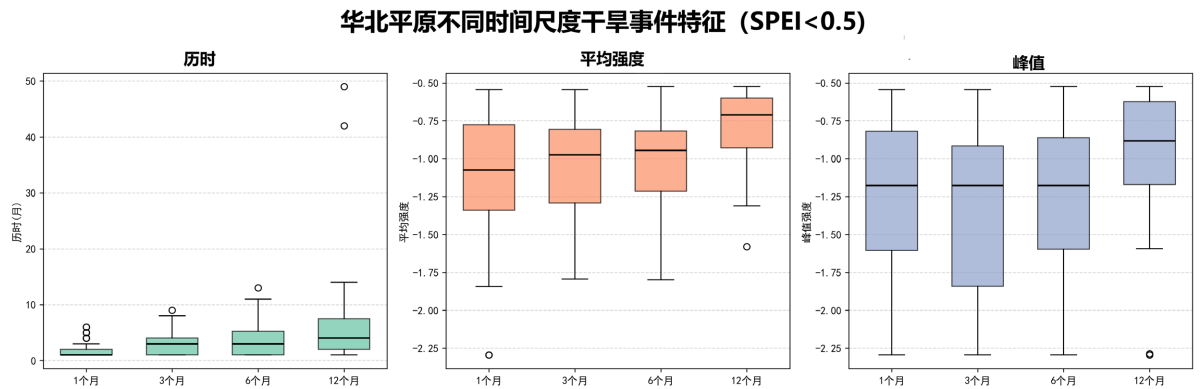


Figure 6. Multi-scale SPEI characteristics of drought events over the North China Plain during 1980~2025
图 6. 华北平原 1980~2025 年多尺度 SPEI 干旱事件特征

图 6 为华北平原地区不同时间尺度(1 个月、3 个月、6 个月、12 个月)下, SPEI < -0.5 的轻旱及以上等级干旱事件的历时、平均强度与峰值强度特征箱线图, 清晰揭示了区域干旱事件的多尺度分异规律。从干旱历时特征来看, 其随时间尺度延长呈显著阶梯式增长: 1 个月尺度的短期气象干旱历时中位数仅约 1 个月, 四分位距极窄, 多为单次降水亏缺引发的短时事件; 随着时间尺度扩展至 3~6 个月的季节/农业干旱, 历时中位数分别增至 3 个月和 3.5 个月, 箱体范围拓宽, 部分事件历时超过 10 个月, 说明季节尺度干旱更易因降水的季节性波动发展为持续数月的水分亏缺, 与作物生长季的水分供需矛盾直接相关; 12 个月尺度的年际/水文干旱历时中位数进一步增至约 4 个月, 且存在历时超过 40 个月的极端离群点, 反映了长期水分失衡引发的跨年度持续性干旱特征。与历时变化相反, 干旱平均强度与峰值强度随时间尺度延长呈单调减弱趋势: 1 个月尺度干旱的平均强度中位数约为-1.1, 箱体整体偏低且存在 SPEI ≈ -2.2 的极端高强度离群点, 体现了短期干旱对单次降水亏缺的直接响应; 3~6 个月尺度干旱的平均强度中位数分别为-1.0 和-0.9, 箱体范围向 0 值小幅上移, 短期极端信号被部分平滑; 12 个月尺度干旱的平均强度中位数约为-0.7, 离散程度显著减小, 整体强度更趋温和。峰值强度的分异则进一步体现了不同尺度干旱的极端性差异, 1~6 个月尺度干旱的峰值强度中位数均约为-1.15, 其中 3 个月尺度的变异性最大, 更加表明季节尺度干旱易因降水的季节性集中波动, 出现极端高强度的干旱峰值, 是农业干旱风险的关键表征指标; 而 12 个月尺度干旱的峰值强度中位数约为-0.9, 虽整体强度减弱, 但仍存在极少数极端高强度离群事件。

上述多尺度特征差异本质上反映了华北平原干旱形成机制、影响对象与风险效应的复杂性: 短时间

尺度干旱以气象干旱为主, 表现为历时短、强度高, 直接响应单次降水波动; 3~6 个月尺度干旱与农业干旱高度耦合, 季节性水分亏缺既易引发持续数月的干旱过程, 也易形成影响作物生长的极端强度峰值; 长时间尺度干旱则对应水文干旱, 通过长期水分亏缺的累积形成跨年度持续性事件, 对区域水资源储备与生态系统稳定性影响深远。这种“短尺度高强度、长尺度长历时”的分异规律, 为华北平原干旱风险的分级防控提供了科学依据, 即针对农业干旱需重点关注 3 个月尺度的峰值强度预警, 针对水资源短缺则需强化 12 个月尺度的持续性干旱监测与应对。

4.2. 华北平原干旱的气候驱动因素敏感性分析

为明确降水与潜在蒸散对华北平原干旱的相对贡献, 本文通过两组控制变量试验进行敏感性分析, 结果如图 7 与表 2 所示。原始 SPEI 序列的标准差为 0.984, 反映了研究时段内干旱的整体波动程度; 试验 1(固定降水, 仅 PET 变化)的 SPEI 序列标准差为 1.00, 与原始序列大致一致, 表明潜在蒸散单独变化时, 可撑起与原始序列几乎相同的干旱波动幅度, 其对 SPEI 波动的贡献力度与原始序列相当; 试验 2(固定 PET, 仅降水变化)的 SPEI 序列标准差为 0.99, 同样可解释大部分的 SPEI 波动, 表明降水单独变化也具备驱动干旱波动的能力。

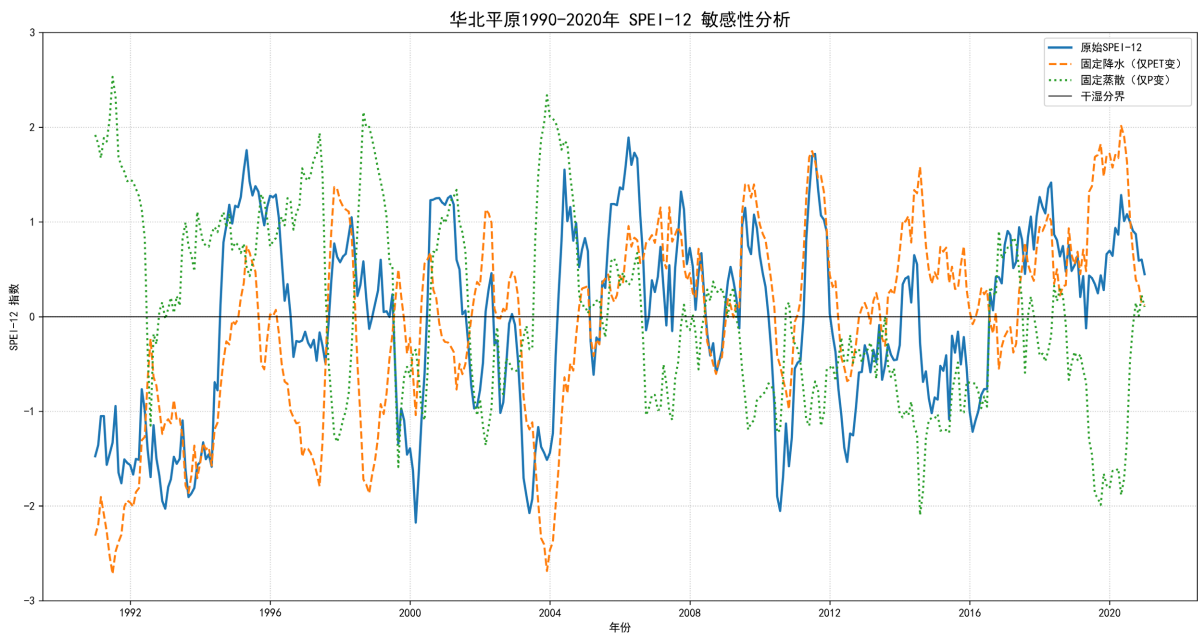


Figure 7. SPEI-12 sensitivity analysis
图 7. SPEI-12 敏感性分析

Table 2. SPEI sensitivity experiment results over the North China Plain
表 2. 华北平原 SPEI 敏感性试验结果

序列	标准差	与原始 SPEI 的相关系数
原始 SPEI	0.984	1.000
固定降水(仅 PET 变化)	1.000	0.610
固定 PET (仅降水变化)	0.990	-0.050

从与原始 SPEI 序列的相关系数来看, 试验 1 (仅 PET 变化)的 SPEI 序列与原始序列的相关系数达

0.61, 通过了 99% 的显著性检验, 表明潜在蒸散驱动的 SPEI 变化与原始干旱变化趋势具有中等程度的相似性; 而试验 2 (仅降水变化) 的 SPEI 序列与原始序列的相关系数仅为 -0.05, 线性相关性非常小, 表明降水单独变化驱动的 SPEI 序列与原始干旱变化趋势完全偏离。

结合标准差与相关系数的结果可以得出, 潜在蒸散是华北平原 1990~2020 年 SPEI 波动的主导驱动因素。尽管降水与潜在蒸散单独变化均可产生与原始序列相当的波动幅度, 但只有潜在蒸散的变化与原始干旱变化趋势高度一致, 而降水的单独变化无法解释原始干旱的趋势变化。这一结果表明, 在全球变暖的背景下, 华北平原温度升高导致的潜在蒸散增加, 已成为驱动区域干旱变化的核心因素, 相比传统认知中的降水亏缺, 蒸散增加对干旱的贡献更为显著。这与马柱国等(2006)的研究结论一致, 即温度升高引起的潜在蒸散增加, 显著加剧了华北平原的干旱化趋势[9]。

4.3. 干旱期与非干旱期陆气耦合特征差异

4.3.1. 土壤湿度 - 温度耦合

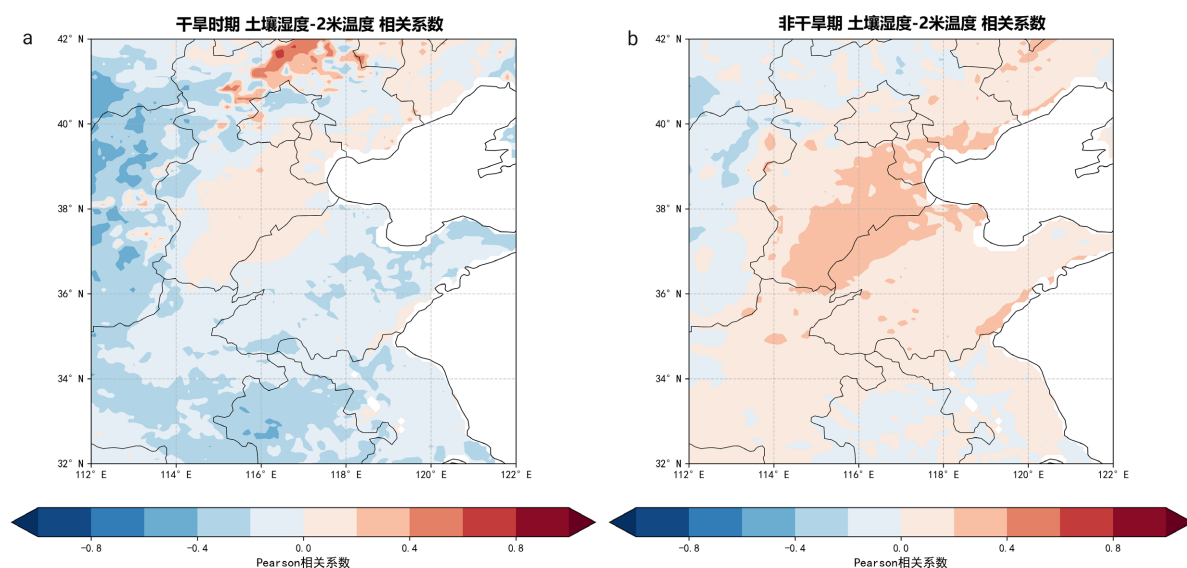


Figure 8. Correlation coefficients of soil moisture and temperature in drought (a) and non-drought (b) periods

图 8. 干旱时期(a)与非干旱时期(b)土壤湿度与温度的相关系数

图 8 分别为华北平原干旱期与非干旱期土壤湿度-2 米温度相关系数的空间分布图, 区域平均统计结果显示: 干旱期土壤湿度与 2 米温度的平均相关系数为 -0.101, 整体呈弱负相关; 非干旱期平均相关系数为 0.084, 整体呈弱正相关, 两个时段的耦合特征存在显著差异。

干旱期, 华北平原大部分区域土壤湿度与温度呈负相关, 其中华北西部等区域的负相关最为显著, 相关系数最低达 -0.8, 表明这些区域干旱时土壤湿度与温度的负反馈极强。这一结果符合“干-热”正反馈机制: 干旱期土壤湿度处于较低水平, 土壤含水量的降低会导致地表潜热通量减少, 更多的净辐射以感热的形式加热近地层大气, 导致气温升高; 而气温升高又会进一步提升地表潜在蒸散, 加剧土壤水分的亏缺, 形成“土壤干旱→温度升高→蒸散增加→干旱加剧”的正反馈循环。

从空间分布来看, 华北平原西部的负相关显著强于东部, 这是因为太行山脉或黄土高原对水汽的阻挡使得西部区域气候更干旱, 土壤湿度对温度变化的敏感性更高, 陆气耦合强度更强。与高楚杰(2018)提出的“我国北方干旱半干旱区是陆气相互作用热点区域”的结论一致[19]。

非干旱期, 华北平原土壤湿度与温度的相关系数以正相关为主, 其中山东半岛、河北南部、河南北部等区域的正相关最为显著, 相关系数最高达 0.4 左右。非干旱期土壤水分充足, 地表蒸散不受土壤湿度的限制, 温度升高会促进植被蒸腾与土壤蒸发, 反而会提升土壤湿度的循环速率, 潜热增加, 感热减少, 同时充足的水汽会通过云量反馈削弱太阳辐射, 抑制气温的过度升高, 因此土壤湿度与温度的负反馈机制消失, 转为弱正相关。此外, 非干旱期相关系数的空间异质性显著低于干旱期, 表明干旱期陆气耦合的空间差异更大, 局地反馈效应更为显著。

4.3.2. 土壤湿度 - 降水耦合

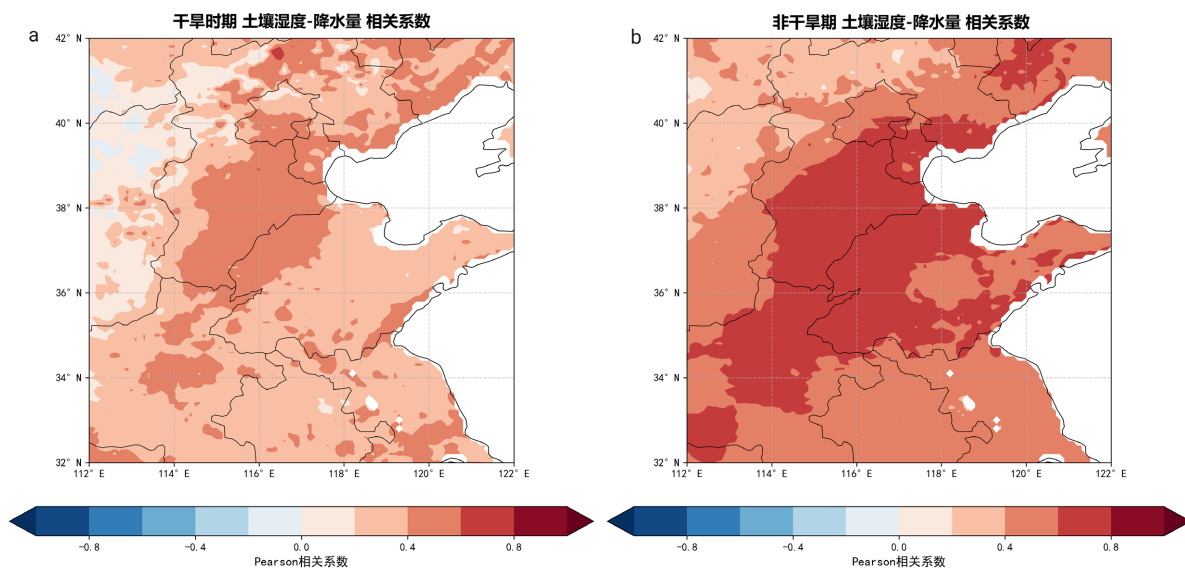


Figure 9. Correlation coefficients of soil moisture and precipitation in drought (a) and non-drought (b) periods

图 9. 干旱时期(a)与非干旱时期(b)土壤湿度与降水量的相关系数

图 9 分别为华北平原干旱期与非干旱期土壤湿度 - 降水量相关系数的空间分布图, 区域平均统计结果显示: 干旱期土壤湿度与降水量的平均相关系数为 0.377, 呈中等程度正相关; 非干旱期平均相关系数为 0.608, 呈强正相关, 非干旱期土壤湿度与降水的相关性远高于干旱期。

两个时段土壤湿度与降水量均呈正相关, 符合土壤水分的补给逻辑: 降水量增加会直接补充土壤水分, 提升土壤湿度, 因此两者呈显著正相关。但干旱期的相关性显著低于非干旱期, 其核心原因在于: 干旱期土壤本身处于严重亏缺状态, 降水输入后, 首先用于补充土壤深层的水分亏缺, 同时干旱期气温较高, 降水大部分会通过快速蒸散消耗, 仅有少部分用于提升表层土壤湿度, 因此降水对土壤湿度的补给效率显著降低, 两者的相关性被削弱; 而非干旱期土壤水分本底值较高, 降水输入可直接提升表层土壤湿度, 且气温相对适宜, 蒸散消耗较少, 降水对土壤湿度的补给效率更高, 因此两者的相关性更强。

从空间分布来看, 干旱期与非干旱期的高相关区均集中在河北南部、河南北部、山东西部等区域, 这些区域是华北平原的核心农业区, 地势平坦, 土壤以潮土为主, 土壤入渗能力强, 降水对土壤湿度的补给效应更为显著。而华北平原北部的北京、天津周边区域, 以及山东半岛沿海区域, 两个时段的相关性均相对较低, 这与沿海区域降水受海洋影响较大、城市区域下垫面硬化导致降水入渗减少有关。整体来看, 非干旱期土壤湿度 - 降水的耦合强度在整个华北平原均显著高于干旱期, 表明土壤湿度对降水的响应效率受干湿背景的调控, 干旱会显著削弱降水对土壤湿度的补给效应。

4.3.3. 土壤湿度 - VPD 耦合

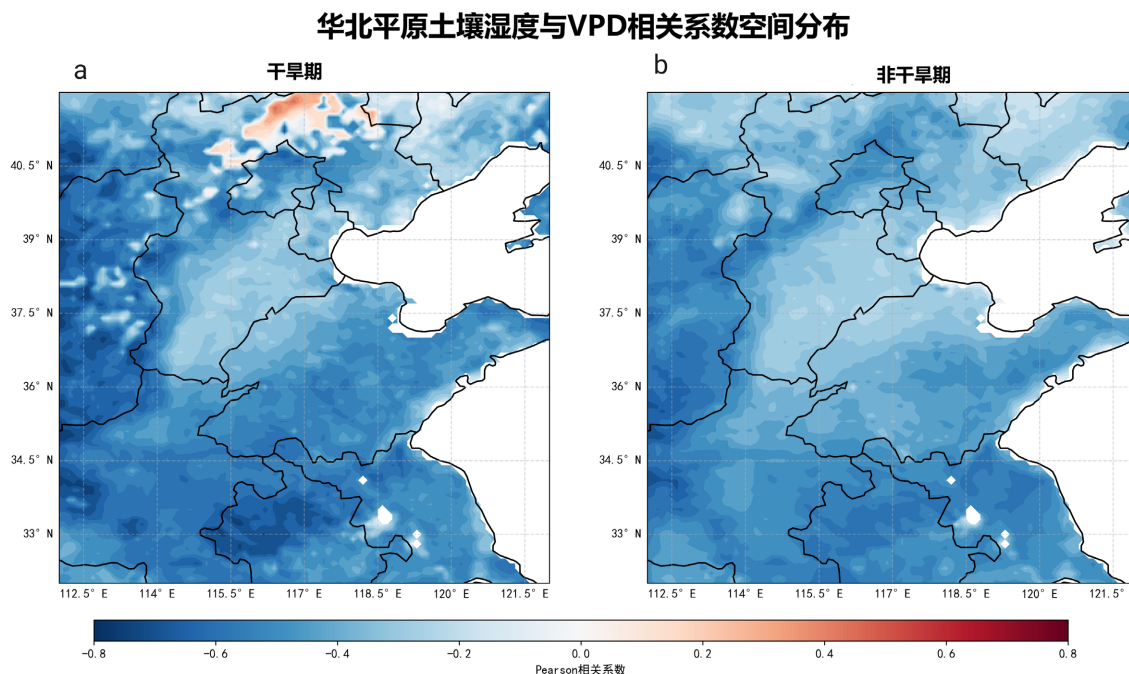


Figure 10. Correlation coefficients of soil moisture and VPD in drought (a) and non-drought (b) periods

图 10. 干旱时期(a)与非干旱时期(b)土壤湿度与 VPD 的相关系数

见图 10, 从整体相关性来看, 华北平原土壤湿度与 VPD 以统计显著的负相关为绝对主导: 干旱期区域平均相关系数为 -0.448 , 非干旱期为 -0.414 , 明确反映出大气蒸散需求(VPD)是调控区域土壤水分动态的核心因子——VPD 越高, 大气对土壤水分的蒸散抽取作用越强, 土壤湿度越低, 二者的负相关关系是华北平原陆气相互作用的核心特征。

从干湿期对比来看, 干旱期土壤湿度与 VPD 的负相关强度显著高于非干旱期, 直接反映出干旱期陆气耦合作用的显著增强:

干旱期区域土壤水分处于亏缺状态, 蒸散过程受水分限制, 大气 VPD 的升高会进一步加剧土壤水分的蒸散消耗, 形成 VPD 升高 $\rightarrow$ 土壤湿度下降 $\rightarrow$ 蒸散减弱 $\rightarrow$ VPD 进一步升高的正反馈机制, 放大了二者的负相关关系;

非干旱期土壤水分充足, 蒸散过程受能量限制而非水分限制, VPD 对土壤湿度的调控作用被显著削弱, 因此负相关强度明显降低。

从空间分异特征来看, 两个时期的相关系数呈现出清晰的南北梯度分异规律:

干旱期: 华北平原北部(燕山南麓、冀北山地、内蒙古南部农牧交错带)呈现弱负相关, 甚至局地出现弱正相关(图中红橙色区域); 而南部华北平原腹地(冀中南、豫东、鲁西、皖北、苏北等农业主产区)则为连片的强负相关区(相关系数 < -0.4), 负相关强度自北向南显著递增。这种分异由下垫面与气候背景共同驱动: 北部为半干旱山地 - 农牧交错带, 土壤本底湿度低, 干旱期降水事件会同时导致土壤湿度升高、云量增加、温度降低(VPD 下降), 从而形成局地正相关; 南部为半湿润 - 湿润农业区, 土壤水分受蒸散持续调控, 干旱期 VPD 升高会持续消耗土壤水分, 因此形成强负相关。

非干旱期: 区域整体负相关更为均匀, 北部的弱正相关区完全消失, 全区域以弱 - 中等强度负相关为主, 仅南部农业区仍维持相对较强的负相关。这是因为非干旱期区域水分条件充足, 北部山地的土壤

水分不再受降水脉冲式补给的主导, VPD 对土壤湿度的蒸散调控作用成为核心驱动, 因此负相关趋于均匀。

5. 讨论

5.1. 华北平原干旱特征与前人研究的对比

本文基于 1980~2025 年长时序数据, 分析了华北平原干旱的时空演变特征, 结果表明研究时段内区域干旱事件频发, 从 SPEI 一个月的时间尺度上看, 年均发生 2.41 次, 且 2010 年之后极端干旱事件呈上升趋势, 这与以往研究的结论高度一致。马柱国等(2006)研究发现, 1951~2004 年中国北方呈现显著的干旱化趋势, 华北平原是干旱化最显著的区域之一[9]; 滕文华等(2025)针对黄淮海平原的研究也表明, 1991~2020 年区域干旱频率呈上升趋势, 与本文的结果吻合[8]。

本文基于游程理论识别出华北平原干旱以短历时为主, 但长历时、高强度干旱事件的影响更为严重, 这一结果补充了以往研究中对于干旱事件内部特征的分析。以往研究多聚焦于干旱的年际变化, 而本文通过游程理论精准提取了每次干旱事件的持续时间、强度等参数, 明确了华北平原“高频次、短历时、强峰值”的干旱事件特征, 可为区域干旱防灾减灾提供更精准的参考。

5.2. 干旱的气候驱动因素的争议与解释

以往针对华北平原干旱驱动因素的研究, 存在“降水主导”与“蒸散主导”两种不同的结论。早期研究多认为降水减少是华北平原干旱化的核心驱动, 但近年来越来越多的研究强调温度升高导致的蒸散增加的作用。本文通过控制变量敏感性试验发现, 潜在蒸散是华北平原 SPEI 波动的主导驱动因素, 其与原始 SPEI 的相关系数达 0.61, 而降水单独变化与原始 SPEI 相关性很小, 这一结果为“蒸散主导”的观点提供了新的证据。

这一结果的核心原因在于全球变暖的背景效应: 1980~2025 年华北平原气温上升速率达 $0.35^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, 远高于全球平均水平, 温度升高直接导致潜在蒸散显著增加, 即使在降水没有显著减少的年份, 蒸散增加也会导致水分盈亏量下降, 引发干旱。这也解释了为什么近年来华北平原“高温少雨”的复合型干旱事件频发, 温度升高通过蒸散途径放大了干旱的强度与影响。同时, 本文的结果也表明, 降水与潜在蒸散对干旱波动的贡献力度相当(标准差接近), 但只有蒸散的变化与原始干旱趋势一致, 说明在年际尺度上, 降水的波动是干旱波动的基础, 但在年代际趋势上, 蒸散增加是干旱化的主导因素。

5.3. 干旱期与非干旱期陆气耦合差异的机理

本文研究发现, 华北平原干旱期与非干旱期的陆气耦合特征存在显著差异: 干旱期土壤湿度与温度呈显著负相关, “干-热”正反馈显著。这一结果与陆气耦合的理论机制完全吻合, 也验证了 Seneviratne 等(2006)提出的“干旱区陆气耦合更强”的结论[1]。

干旱期“干-热”正反馈的核心机理在于土壤湿度对地表能量分配的调控作用: 当土壤湿度低于临界值时, 地表蒸散会受到土壤水分的限制, 净辐射的分配从潜热主导转为感热主导, 感热通量的增加会直接加热近地层大气, 导致气温升高; 而气温升高又会进一步提升大气的饱和水汽压, 增加潜在蒸散需求, 加剧土壤水分亏缺, 形成正反馈循环。这一机制也解释了为什么华北平原干旱事件发生后, 往往会伴随高温热浪事件[15][20], 干旱与高温形成复合效应, 加剧灾害损失。

对于土壤湿度-降水的耦合差异, 本文发现干旱期降水对土壤湿度的补给效率显著降低, 这一结果具有重要的农业意义: 华北平原是雨养农业为主的区域, 干旱期降水的补给效率下降, 意味着即使出现降水过程, 也难以有效缓解土壤干旱, 农业干旱的恢复难度更大。这一结论可为华北平原农业抗

旱灌溉策略制定提供参考, 在干早期需加大灌溉力度, 补充土壤深层水分亏缺, 才能有效缓解农业干旱。

本研究发现华北平原土壤湿度与 VPD 的负相关关系在干早期显著强于非干早期, 这一结果与已有研究中干早期陆气耦合作用增强的结论高度一致^[1]其核心物理机制在于蒸散限制因子的转变:

干早期: 土壤水分亏缺, 蒸散过程受水分限制, VPD 作为蒸散的核心驱动力, 其变化直接调控土壤水分的消耗速率, 因此 VPD 与土壤湿度的负相关极强, 陆气耦合紧密。

非干早期: 土壤水分充足, 蒸散过程受能量限制, VPD 的变化对蒸散的调控作用被大幅削弱, 因此二者的负相关关系减弱, 陆气耦合相对松散。

空间上的南北梯度分异则进一步反映了下垫面与气候背景的调控作用: 北部半干旱农牧交错带的土壤水分受降水脉冲式补给主导, 干早期降水事件会同时改变土壤湿度和 VPD, 从而形成局地正相关; 而南部半湿润农业区的土壤水分受蒸散持续调控, 因此始终维持强负相关。这一空间分异特征为华北平原干旱分区防控提供了科学依据: 南部农业区应重点关注 VPD 升高引发的土壤干旱加剧, 而北部农牧交错带则需重点防范降水波动对土壤水分的影响。

5.4. 农业灌溉对陆气耦合的影响

农业灌溉作为一种强有力的人为水分输入, 会从多个关键环节削弱或改变华北平原自然状态下的陆气耦合关系, 对本文基于再分析数据所得结论的代表性具有不可忽视的影响。首先, 灌溉直接打断了“干-热”正反馈的核心链条。干早期通过灌溉维持较高的土壤湿度, 可抑制地表能量分配向感热通量的转换, 减少近地层大气加热, 从而显著削弱“土壤干-升温-大气变干-加剧蒸散”的正反馈循环, 导致所观测到的土壤湿度-温度负相关在灌溉区被系统性地减弱。其次也改变了降水对土壤干旱的补给效率这一认知的适用边界。本文发现干早期降水补给效率显著降低, 意味着自然降水难以有效缓解土壤水分亏缺。然而, 灌溉能够绕过降水过程直接补充土壤水分, 使这一自然限制在灌溉农业区不再构成农业干旱恢复的瓶颈。再次, 其弱化了土壤湿度-大气水汽压差的负相关强度。农业灌溉使土壤水分维持在较高水平, 蒸散过程退化为能量限制型, 饱和水汽压差对土壤水消耗的驱动力大幅降低, 导致干早期原本紧密的陆气耦合趋于松散。若不区分灌溉区与非灌溉区, 会低估自然条件下二者关联的紧密程度。此外, 人为因素还干扰了土壤湿度-蒸散耦合的空间分异规律。在南部半湿润农业区, 高强度的灌溉活动会掩盖蒸散对土壤湿度的持续调控特征, 使南北梯度差异不再单纯反映下垫面与气候背景的自然分异, 而是叠加了人为效应, 削弱了基于自然空间梯度所得结论的针对性。

综合来看, 本文所用 ERA5-Land 再分析数据实际揭示的已是自然过程与灌溉活动的混合状态。这可能导致两个方向上的偏差: 其一, 低估了雨养区极端干旱条件下的自然陆气耦合强度; 其二, 高估了降水对土壤水分恢复的实际贡献(在灌溉区)。因此, 在将研究结论应用于农业抗旱分区决策时, 应严格区分灌溉农业区和雨养农业区: 前者更应关注灌溉水资源本身的可持续性, 后者则需重点防范降水波动与自然陆气耦合加剧带来的风险。

5.5. 研究不足

本文仍存在一些不足之处, 有待后续研究进一步完善: 本文仅采用统计方法分析了陆气耦合的相关关系, 未通过数值模式进行机理验证, 后续可采用 WRF 模式进行土壤湿度解耦试验, 量化陆气反馈对干旱的贡献程度; 最后, 本文仅分析了土壤湿度-温度、土壤湿度-降水、土壤湿度-VPD 三组耦合关系, 后续可纳入感热通量、潜热通量、边界层高度等变量, 更全面地揭示干旱过程中的陆气耦合全过程。

6. 结论与展望

6.1. 主要结论

本文基于 1980~2025 年 ERA5-Land 再分析数据, 结合 SPEI 指数、游程理论、敏感性试验、相关分析等方法, 系统分析了华北平原干旱的时空演变特征、驱动因素, 以及干旱期与非干旱期的陆气耦合差异, 主要结论如下:

1) 华北平原干旱具有显著的尺度效应: 短时间尺度(1、3 个月)以高频、短历时的季节性干旱为主, 干旱事件数多、平均历时短; 长时间尺度(6、12 个月)以低频、长历时的持续性极端干旱为主, 事件数少、平均历时长, 12 个月尺度最大干旱历时达 54 个月, 易形成跨年度长期干旱胁迫。

各时间尺度总干旱历时整体相近, 说明区域干旱胁迫在不同时间维度上的总贡献量基本均衡, 长尺度干旱通过少事件、长历时的方式实现与短尺度相当的干旱总历时。

3 个月尺度为区域干旱极端性的峰值尺度, 最大峰值强度达-2.69, 是季节尺度极端干旱的核心表征; 12 个月尺度为干旱持续性的峰值尺度, 是区域跨年度持续性干旱的关键监测尺度, 二者可为华北平原干旱灾害的分尺度防控提供科学依据。

2) 潜在蒸散是华北平原干旱波动的主导驱动因素。敏感性试验结果表明, 潜在蒸散单独变化可解释大部分的 SPEI 波动, 与原始 SPEI 序列的相关系数达 0.61, 而降水单独变化与原始 SPEI 相关性很小; 全球变暖背景下, 温度升高导致的潜在蒸散增加, 是华北平原干旱化趋势的核心驱动因素, 其对干旱的贡献已超过降水亏缺。

3) 干旱期与非干旱期陆气耦合特征存在显著差异。干旱期土壤湿度与 2 米温度呈弱负相关, 华北平原北部区域负相关最为显著, “干-热”正反馈机制显著, 土壤湿度降低会通过感热通量增加加剧气温升高, 进一步放大干旱效应。

非干旱期土壤湿度与降水量呈强正相关(平均相关系数 0.608), 远高于干旱期的 0.377, 干旱会显著削弱降水对土壤湿度的补给效率, 增加农业干旱的恢复难度。

华北平原 1980~2025 年土壤湿度与 VPD 以统计显著的负相关为主, 干旱期区域平均相关系数为-0.448, 非干旱期为-0.414, 大气蒸散需求是调控区域土壤水分动态的关键因子, 干旱期土壤湿度与 VPD 的负相关强度显著高于非干旱期, 反映出干旱期陆气耦合作用的显著增强, 蒸散限制因子由水分限制(干旱期)向能量限制(非干旱期)的转变是其核心成因, 相关系数呈现显著的南北梯度分异: 干旱期北部为弱负相关/局地正相关, 南部为连片强负相关; 非干旱期全区域负相关趋于均匀, 北部正相关区消失, 下垫面与气候背景是空间分异的主要驱动因子。

6.2. 研究展望

未来的研究可从以下三个方面展开: 一是结合多源观测数据与气候模式, 预测未来不同气候情景下华北平原干旱的变化趋势, 明确陆气耦合对未来干旱的影响; 二是开展华北平原不同子区域、不同季节的陆气耦合差异研究, 揭示干旱反馈的空间异质性与季节规律; 三是将陆气耦合机制纳入干旱监测预警模型, 提升区域干旱预测的精度, 为华北平原干旱防灾减灾、粮食安全保障提供更有力的科学支撑。

参考文献

- [1] Seneviratne, S.I., Lüthi, D., Litschi, M. and Schär, C. (2006) Land-Atmosphere Coupling and Climate Change in Europe. *Nature*, **443**, 205-209. <https://doi.org/10.1038/nature05095>
- [2] Liu, Y., Meng, X., Mantimin, A. and He, Q. (2020) Characteristics of Land-Atmosphere Interaction Parameters in Hinterland of the Taklimakan Desert. *Scientific Reports*, **10**, Article No. 9260. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-66029-2>

- [3] 苑广辉. 中国干旱半干旱区陆气相互作用及其对区域气候的影响[D]: [博士学位论文]. 兰州: 兰州大学, 2018.
- [4] Findell, K.L. and Eltahir, E.A.B. (1997) An Analysis of the Soil Moisture-Rainfall Feedback, Based on Direct Observations from Illinois. *Water Resources Research*, **33**, 725-735. <https://doi.org/10.1029/96wr03756>
- [5] Koster, R.D., Dirmeyer, P.A., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., *et al.* (2004) Regions of Strong Coupling between Soil Moisture and Precipitation. *Science*, **305**, 1138-1140. <https://doi.org/10.1126/science.1100217>
- [6] 单昱峰. 不同土壤湿度与蒸散发耦合状态下的陆气耦合特征分析及其对干旱传播的影响[D]: [硕士学位论文]. 南京: 南京信息工程大学, 2025.
- [7] 杨扬, 杨启东, 王芝兰, 等. 中国区域陆气耦合强度的时空分布特征[J]. 干旱气象, 2021, 39(3): 374-385.
- [8] 滕文华, 魏义长. 黄淮海平原干旱指数时空分布特征及对净初级生产力的影响[J]. 农业与技术, 2025, 45(20): 67-74.
- [9] 马柱国, 符淙斌. 1951-2004 年中国北方干旱化的基本事实[J]. 科学通报, 2006, 51(20): 2429-2439.
- [10] Mueller, B. and Seneviratne, S.I. (2012) Hot Days Induced by Precipitation Deficits at the Global Scale. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **109**, 12398-12403. <https://doi.org/10.1073/pnas.1204330109>
- [11] 娄丹. 土壤湿度对中国夏季降水和气温影响机制研究[D]: [博士学位论文]. 南京: 南京信息工程大学, 2023.
- [12] 张庆云, 卫捷, 陶诗言. 近 50 年华北干旱的年代际和年际变化及大气环流特征[J]. 气候与环境研究, 2003, 8(3): 307-318.
- [13] Seneviratne, S.I., Corti, T., Davin, E.L., Hirschi, M., Jaeger, E.B., Lehner, I., *et al.* (2010) Investigating Soil Moisture-Climate Interactions in a Changing Climate: A Review. *Earth-Science Reviews*, **99**, 125-161. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02.004>
- [14] Xu, L., Zhang, J. and Wu, L. (2019) Increasing Heat Feedback from Soil Moisture in Summer over North China under Decadal Warming. *International Journal of Climatology*, **39**, 5767-5779.
- [15] 崔彩珍, 余锦华, 代刊, 等. 土壤湿度-地表气温耦合对长江中下游地区 2022 年 8 月复合型热浪事件的影响[J]. 地球物理学报, 2024, 67(5): 1709-1720.
- [16] 杨茜茜. 中国及周边地区夏季局地土壤湿度-降水耦合的统计分析和数值模拟[D]: [硕士学位论文]. 兰州: 兰州大学, 2019.
- [17] 刘源, 张述文, 李少英, 等. 基于 WRF 中国境内土壤湿度-降水耦合强度的诊断[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 2018, 54(2): 160-166.
- [18] 汪兰. 华北地区暖季局地陆气耦合对干旱和高温的影响[D]: [硕士学位论文]. 兰州: 兰州大学, 2024.
- [19] 高楚杰. 中国东部地区陆-气耦合的区域性差异及土壤湿度的可能影响[D]: [硕士学位论文]. 南京: 南京信息工程大学, 2019.
- [20] 张井勇, 吴凌云. 陆-气耦合增加中国的高温热浪[J]. 科学通报, 2011, 56(23): 1905-1909.