

1980—2022年我国骤旱特征及趋势分析*

覃佳盛, 杨婷, 吕洋

中山大学土木工程学院, 广东 珠海 519082

摘要: 在气候变化背景下, 骤旱事件频发, 可在短期内对农业生产和生态系统功能造成巨大影响。因此全面准确掌握我国骤旱特征和变化趋势, 对我国干旱风险评估和精准化农业减灾等具有重要意义。本文利用长时间序列陆面模型数据与再分析数据集, 分别采用基于蒸发胁迫比和土壤水分的判别方法, 对1980—2022年我国骤旱的发生频次、骤旱烈度、持续时间和时空分布等特征进行综合量化分析, 并采用趋势分析方法评估不同区域的发展趋势, 以全面准确分析我国骤旱特征与发展趋势。结果表明: (1)两种方法均表明我国夏季骤旱频次最高, 冬季最低; (2)两种方法识别出的骤旱范围在东南地区较为一致, 而在西北地区存在较大差异; (3)基于蒸散发的方法识别出的场次最高的地区为青藏高原地区, 基于土壤水分的方法为四川中部地区; (4)骤旱平均持续时间多为6~10候, 基于蒸散发的方法识别出西北地区较高, 基于土壤水分方法识别出西北部和中部部分地区较高; (5)基于蒸散发的方法显示骤旱烈度较高的地区为东北地区、西北地区、西藏自治区和台湾; 基于土壤水分方法显示南方地区骤旱烈度较高。两种方法结果存在明显差异, 其阈值选取及区域适用性仍有待深入研究。

关键词: 骤旱; 蒸散发; 土壤水分; 趋势; 中国

中图分类号: TV213 **文献标志码:** A **文章编号:** 2097-0137(2024)05-0048-15

Flash drought pattern and trend in China during 1980-2022

QIN Jiasheng, YANG Ting, LÜ Yang

School of Civil Engineering, Sun Yat-sen University, Zhuhai 519082, China

Abstract: In the context of global climate change, flash droughts occur frequently and can have a huge impact on agricultural production and ecosystem functions in the short term. Therefore, it is of great significance to comprehensively and accurately describe the characteristics and trends of drought for drought risk assessment and agricultural disaster reduction in China. This study used long-term land surface model data and reanalysis datasets to analyze the frequency, intensity, duration, and spatio-temporal distribution of flash drought events in China from 1980 to 2022. Two flash drought detection methods, based on evapotranspiration stress ratio and soil moisture were adopted, respectively, and the Mann-Kendall trend analysis method was used to evaluate the development trend of flash drought characteristics in different regions. The results show that: (1) The identified flash drought ranges using the two methods are more consistent in southeast China, yet great differences exist in northwest China. (2) The area with the highest occurrence of flash droughts identified by the evapotranspiration-based method is the Qinghai-Tibet Plateau, while that from the soil moisture-based method is the central region of Sichuan Province. (3) Flash drought occurrences distribute unevenly among seasons, which is the highest in summer, followed by spring and autumn, and the lowest in winter. (4) The average

* 收稿日期: 2024-03-02

录用日期: 2024-05-08

网络首发日期: 2024-07-03

基金项目: 国家自然科学基金(52209047); 中山大学中央高校基本科研业务费专项(23qnp90)

作者简介: 覃佳盛(2001年生), 男; 研究方向: 骤旱特征机理; E-mail: qinjsh@mail2.sysu.edu.cn

通信作者: 吕洋(1989年生), 男; 研究方向: 水资源遥感、数据同化; E-mail: lyang6@mail.sysu.edu.cn

全文阅读



ZR20240062

flash drought duration is mostly 6~10 pentads, it is longer in Northwest China identified by the evapotranspiration method, while it is longer in parts of northwestern and central China by the soil moisture method. (5) The areas with high-intensity flash droughts are Northeast China, Northwest China, Tibet Autonomous Region, and Taiwan Province identified by the evapotranspiration method, while it is in the Southern region by the soil moisture method. The two methods conduct distinct results, the suitability for different situations is waiting for further investigations.

Key words: flash drought; evapotranspiration; soil moisture; trend; China

骤旱是指发展迅速的干旱。在晴朗少云的天气条件下, 强烈的太阳辐射或持续高温导致蒸散发迅速增加或土壤湿度快速下降, 从而引发骤旱(袁星等, 2020)。相比于传统干旱, 骤旱可能导致植被健康迅速恶化和土壤水分迅速枯竭, 从而对农业生产和短期水资源供给造成巨大压力。此外骤旱通常伴随高温热浪形成复合灾害事件(Hao et al., 2013), 进一步加剧了对水资源管理和生态系统的威胁。因此, 全面掌握骤旱特征, 准确量化其发展趋势对保障我国生态健康和水资源安全具有重要意义。

骤旱(flash drought)最早由Svoboda et al.(2002)提出, 用来描述由于严重热浪和短期干燥引起旱情快速发展的一类干旱。为准确识别骤旱事件, 国内外学者基于气温(Zhang et al., 2023)、蒸散发(Christian et al., 2019)和土壤水分(Yuan et al., 2019)等指标提出了多种识别方法。Mo et al.(2015)定义当候平均气温正异常、蒸散发正异常以及土壤湿度负异常均达到一定阈值时, 认为发生了骤旱。Otkin et al.(2018)进一步提出骤旱的主要特征应该包括快速发展并达到一定严重程度这两个方面。目前常用的方法主要基于标准化蒸发胁迫比(SESr)(Christian et al., 2019)或根区土壤水分下降速率(Yuan et al., 2019)进行骤旱识别。

由于不同方法对于骤旱的判定标准各有侧重, 方法选取可能导致干旱特征识别结果的差异。此外, 用于计算干旱因子的数据集选取也可能增加干旱评估结果的不确定性。例如Reyniers et al.(2023)发现干旱指数的选取会显著影响干旱评估, Hoffmann et al.(2023)发现用于因子计算的数据源选取对结果也有显著影响。此外, Mukherjee et al.(2022)发现基于同一数据集采用不同骤旱识别方法, 得到的特征也具有明显差异。因此选择单一指标和数据可能无法全面、准确地说明骤旱特征,

有必要利用多种方法、多种数据源对骤旱进行综合分析。

中国处于亚洲东部、太平洋西岸, 地势呈西高东低的三级阶梯, 气候复杂多样。国内学者基于气温、降水和蒸散发等要素对国内多个地区进行了骤旱特征分析, 但相关研究大多是利用水文气象要素进行阈值比较, 各个指标阈值的选择存在主观性, 研究结果可比较性较差, 且无法体现骤旱发展速度快的特点, 难以形成对全国骤旱特征的客观认识。在气候变化背景下, 我国高温热浪等极端事件频发, 高温是骤旱事件的主要驱动因素(蔡文慧, 2021; 刘懿等, 2021), 而增强的蒸散发可能导致干旱发展更为迅速、强度更大(王孟浩等, 2023), 另外人类活动对骤旱事件发生频率也有显著影响(Yuan et al., 2019)。因此, 如何克服单一方法的局限, 全面准确地评估我国骤旱的发生特征和发展趋势, 是一个亟待解决的关键问题。

本文利用长时间序列陆面模型数据与再分析数据集, 分别采用基于蒸发胁迫比和土壤水分的判别方法对1980—2022年我国骤旱的发生频次、烈度、持续时间及时空分布等特征进行综合量化分析。在此基础上, 采用趋势分析方法评估骤旱特征在不同区域的发展趋势, 以全面准确分析我国骤旱特征与发展趋势。

1 数据来源

1.1 GLEAM蒸散发数据

GLEAM产品是基于遥感数据生成的全球蒸散发产品, 考虑了多个影响蒸散发的因素, 如能量平衡、水分平衡、土壤湿度动态和植被特征等, 能够更准确地刻画地表蒸散发的详细过程, 评估表明GLEAM蒸散发数据在我国具有良好适用性(Bai et al., 2023; Xie et al., 2024)。GLEAM v3.8基于卫星数据和再分析数据生成, 时间跨度为

1980—2022年,空间分辨率为0.25°,提供日尺度和月尺度辐射通量、土壤水分、降水气温数据、植被光学厚度数据和雪水当量等数据。本文采用1980—2022年日尺度实际蒸发和潜在蒸发数据进行基于标准化蒸发胁迫比的骤旱特征识别。

1.2 ERA5土壤水分数据

ERA5是欧洲中期天气预报中心(ECMWF)开发的第五代全球大气再分析数据集。ERA5基于四维变分数据同化技术,融合多源观测和模型数据得到1950年1月起的时空连续数据集。ERA5提供0~7、7~28、28~100、100~289 cm共4层土壤水分数据,时间分辨率为1 h,空间分辨率为0.25°。已有研究表明,基于GLEAM蒸散发和土壤水分数据的骤旱识别结果具有较高的一致性,可能存在蒸散发和土壤水分内在的相关性,从而掩盖了多源数据集对骤旱特征的差异性分析(Mukherjee et al., 2022)。ERA5数据融合了陆面模型与多源土壤水分观测数据的优势,实现了长时间序列、时空连续的土壤水分精确模拟,检验结果表明ERA5数据能有效表征我国根区土壤水分特征(Tian et al., 2023)。因此本文使用1980—2022年ERA5数据集空间分辨率为0.25°、日尺度前3层土壤水分数据,进行基于根区土壤水分的骤旱特征识别。

1.3 数据预处理

1.3.1 根区土壤水分生成

本文利用1980—2022年ERA5数据中前3层土壤水分小时尺度数据进行日尺度根区1 m土壤水分合成。先对各层土壤水分数据进行日尺度数据合成,即每日0:00~24:00(共24 h)取平均,代表该层土壤当日的土壤水分,再计算根区1 m土壤水分

$$SM_{\text{root}} = SM_{0-7} \times 0.07 + SM_{7-28} \times 0.21 + SM_{28-100} \times 0.72,$$

其中 SM_{root} 为根区1 m土壤水分, SM_{0-7} 、 SM_{7-28} 和 SM_{28-100} 分别为ERA5第1层(即0~7 cm)、第2层(7~28 cm)和第3层(28~100 cm)的土壤水分。

1.3.2 时间尺度转换

由于骤旱发展迅速、持续时间较短,因此传统干旱研究中以月为研究尺度的方法不适用于骤旱研究。但大气环境和地表条件在日尺度及更小尺度上存在较大的波动性,使得后续计算的变量受到短期波动影响较大,从而影响到骤旱识别的准确性。因此参照已有研究,本文将日尺度蒸散发及土壤水分数据统一到候尺度(5 d)。

2 研究方法

目前主流的骤旱识别方法有两种:基于蒸散发的蒸发胁迫比(Christian et al., 2019)和基于根区土壤水分(Yuan et al., 2019)的识别方法。两种方法在不同地区的表现和适用性各有优劣(Mukherjee et al., 2022),本文使用两种方法对中国区域的骤旱综合特征进行分析。

2.1 基于蒸散发的识别方法

Christian et al. (2019)开发了一种基于蒸散发的识别方法,利用标准化蒸发胁迫比(SESr)及其变化量(Δ SESr)来识别骤旱的发生。数据处理步骤如下:

1)利用日尺度蒸散发(ET)和日尺度潜在蒸散发(PET)计算日尺度的蒸发胁迫比

$$ESR = \frac{ET}{PET}.$$

ESR值为0~1,可以反映当前环境的水分状况和植被蒸散发需求。当ESR接近1时,表明大气对于蒸散发的水分需求能够由下垫面充分供应;ESR接近0时,表明下垫面无法为大气提供充分的水分供给,地表处于相对干旱状况。

2)候尺度蒸发胁迫比计算:将日尺度的蒸发胁迫比转化为候尺度,以消除短期波动的影响,并保持敏感性。

3)标准化蒸发胁迫比

$$SESr_{xyp} = \frac{ESR_{xyp} - \overline{ESR_{xyp}}}{\sigma ESR_{xyp}},$$

式中 $SESr_{xyp}$ 为栅格(x, y)在特定候 p 的标准化蒸发胁迫比; $\overline{ESR_{xyp}}$ 为特定栅格(x, y)在特定候 p 的全部年份的 ESR_{xyp} 均值; σESR_{xyp} 为特定栅格(x, y)在特定候 p 的全部年份 ESR_{xyp} 的标准差。标准化的目的在于消除数据异质性,使得不同时间段的蒸发胁迫比具有可比性。

4)标准化SESr变化量的计算:先计算SESr变化量,再对其进行标准化,可以捕捉骤旱迅速加剧的特征:

$$(\Delta SESr_{xyp})_z = \frac{\Delta SESr_{xyp} - \overline{\Delta SESr_{xyp}}}{\sigma \Delta SESr_{xyp}},$$

式中 $(\Delta SESr_{xyp})_z$ 为特定栅格(x, y)在特定候 p 的标准化 $\Delta SESr_{xyp}$; $\overline{\Delta SESr_{xyp}}$ 为特定栅格(x, y)在特定候 p 所有年份的 $SESr_{xyp}$ 变化的均值; $\sigma \Delta SESr_{xyp}$ 为特定栅格(x, y)在特定候 p 的全部年份的 $SESr_{xyp}$ 变

化的标准差。

骤旱事件基于以下的识别标准:

标准1: 至少有5候的SESR变化, 即持续时间至少为6候。

标准2: 最终候 p 的SESR值低于该候SESR值的第20百分位。

标准3: ①各个候之间的 ΔSESR 应不大于第40百分位。②在满足条件①的情况下, 最多允许有一个 ΔSESR 高于第40百分位。

标准4: 在整个骤旱期间, SESR的平均变化必须小于25个百分点。

前两个标准可以排除短期干燥的情况, 确保识别出的事件会对环境产生实质的影响。后两个标准中仅允许出现一个较小的波动, 确保所识别的骤旱事件在整个过程中始终快速加剧。

2.2 基于土壤水分的识别方法

根据Yuan et al.(2019)和Ford et al.(2017)考虑根区土壤水分快速下降的速率和干旱持续时间的识别方法。Zeng et al.(2023)进一步强调了定义中持续时间的限制, 将骤旱过程分为骤旱发展期和骤旱持续期, 要求骤旱持续期时间应不少于3候, 但应少于12候。数据处理步骤为

1)候尺度根区土壤水分计算: 将日尺度根区土壤水分转化为候尺度根区土壤水分, 以消除短期波动带来的影响。

2)候尺度根区土壤水分的历史百分位数计算: 将候尺度根区土壤水分转化为历史百分位数, 用以表示历史同期根区土壤水分的干燥水平。

骤旱事件基于以下的识别标准:

标准1: 候平均根区(0~1 m)土壤水分从第40百分位以上下降到第20百分位以下, 且每候的平均下降速率不小于5%。

标准2: 如果土壤水分再次上升到第20百分位以上, 则干旱终止。

标准3: 干旱的持续阶段不少于3候(即整个干旱事件的历时不少于4候), 但应少于12候。

标准1~2描述了骤旱的发展和结束, 其中当土壤水分下降到第20百分位数之后不再下降或下降速率不超过5%, 视为发展阶段结束, 即进入骤旱持续阶段。标准3可排除时间太短而不会对生态系统造成影响的事件以及超过12候的季节性干旱。

2.3 骤旱评价标准

本文从3个方面描述骤旱事件的特征, 包括:

①发生频次, 指研究时段内骤旱的总数量。本文统计了全年骤旱频次、季节骤旱频次和不同烈度骤旱频次。

②平均持续时间, 指研究时段内每次骤旱事件的平均历时。本文统计了全部骤旱事件的平均持续时间和不同烈度的骤旱事件的平均持续时间。

③烈度。本文将骤旱烈度分为4个等级(表1)。

表1 骤旱烈度等级标准

Table 1 Flash drought intensity level criteria

烈度	烈度等级	基于ESR的标准(Deng et al., 2022)	基于土壤水分的标准
轻度	1	平均 ΔSESR 值小于历史第25百分位	根区土壤水分平均下降速率大于5%
中度	2	平均 ΔSESR 值小于历史第20百分位	根区土壤水分平均下降速率大于10%
重度	3	平均 ΔSESR 值小于历史第15百分位	根区土壤水分平均下降速率大于15%
极度	4	平均 ΔSESR 值小于历史第10百分位	根区土壤水分平均下降速率大于20%

2.4 Theil-Sen Median趋势分析法

Sen's中位数趋势分析是一种非参数统计趋势计算方法, 可以减少数据异常值的影响。Sen's斜率(Sen, 1968)按下式计算

$$M = \text{median} \left(\frac{E_j - E_k}{j - k} \right), \forall j > k,$$

其中 k, j 为时间序列数, $1 < k < j < n$; E_j, E_k 为第 j 年和第 k 年的数值。 $M > 0$ 表示数据存在上升趋势, $M < 0$ 表示存在下降趋势。

2.5 Mann-Kendall趋势分析方法

Mann-Kendall(MK)检验是基于原始时间序列秩次的一种非参数统计方法, 其无需数据服从一定的分布, 同时不受少数异常值的影响, 对于非正态分布的数据分析具有突出的适用性(Yue et al., 2002; da Silva, 2015)。对于一个长度为 n 的水文时间序列 $x(t)$, 原假设 H_0 认为原数据序列是 n 个独立同分布的随机变量, 没有趋势存在。统计量 S 的正(负)值表示序列的上升(下降)趋势, MK检验的

统计量(Mann, 1945; Kendall, 1975)

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x(j) - x(i)),$$

其中,

$$\text{sgn}(x(j) - x(i)) = \begin{cases} 1, & x(i) > x(j); \\ 0, & x(i) = x(j); \\ -1, & x(i) < x(j). \end{cases}$$

统计量 S 的方差

$$\text{Var}(S) = \frac{1}{18} \left(n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^p (t_i(t_i-1)(2t_i+5)) \right).$$

标准化的统计检验量

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & S > 0, \\ 0, & S = 0, \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & S < 0. \end{cases}$$

给定置信水平 α , 当 $|Z| > Z_{1-\frac{\alpha}{2}}$ 时, 拒绝原假设,

即在置信水平 α 上, 时间序列具有显著变化趋势, 其中 $Z_{1-\frac{\alpha}{2}}$ 由标准正态分布表查找, 本文中用*、**、和***分别代表通过 $\alpha=0.1$ 、0.05、0.01 的显著性检验。

3 结果与讨论

3.1 基于蒸散发的骤旱特征

3.1.1 骤旱频次 图1为1980—2022年中国骤旱频次的空间分布图。在东北地区、华北地区及中部地区, 包括湖南、湖北、江西、四川、重庆等整体的骤旱频次较低, 而东部的山东、江苏、浙江, 南方地区的广东、广西、台湾以及西部地区的西藏、新疆、青海等省份整体频次较高。其中骤旱频次最高的地区集中在青藏高原中西部, 与已有研究发现青藏高原在变湿的结论相悖(Liu et al., 2022)。Christian et al.(2023)利用了6个CMIP6模型的研究也表明青藏高原区域的骤旱频次显著高于我国内陆地区, 这可能是由基于蒸散发的识别方法本身适用性所致。由于青藏高原地区辐射强烈, 导致潜在蒸散发长期处于高值, 而青藏高原西部地表覆盖主要为高寒荒漠和高寒草原, 实际蒸散发较低, ESR长期处于较低的状态, 从而对骤旱响应的灵敏度下降。

图2显示了不同季节的频次分布。我国夏季频次最高, 其次是春季和秋季, 冬季的频次明显低于其他季节。另外, 不同季节的空间分布特征也不同, 春季的频次特征与全年的特征相似, 最高频次集中在青藏高原西部地区; 夏季频次较高的

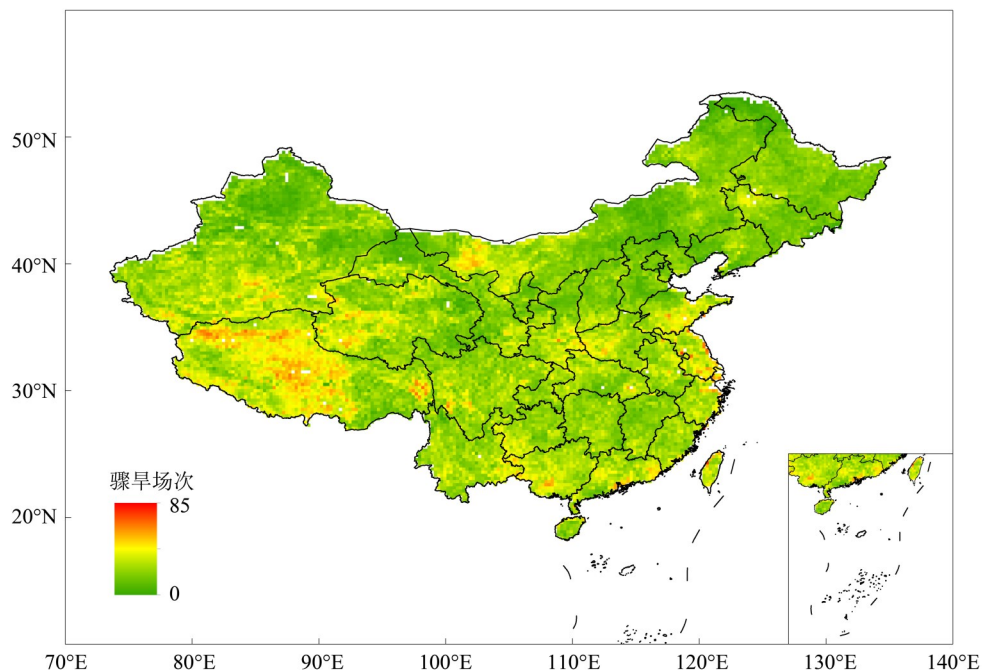


图1 基于蒸散发的骤旱频次分布

Fig. 1 Distribution of flash drought frequency based on evapotranspiration

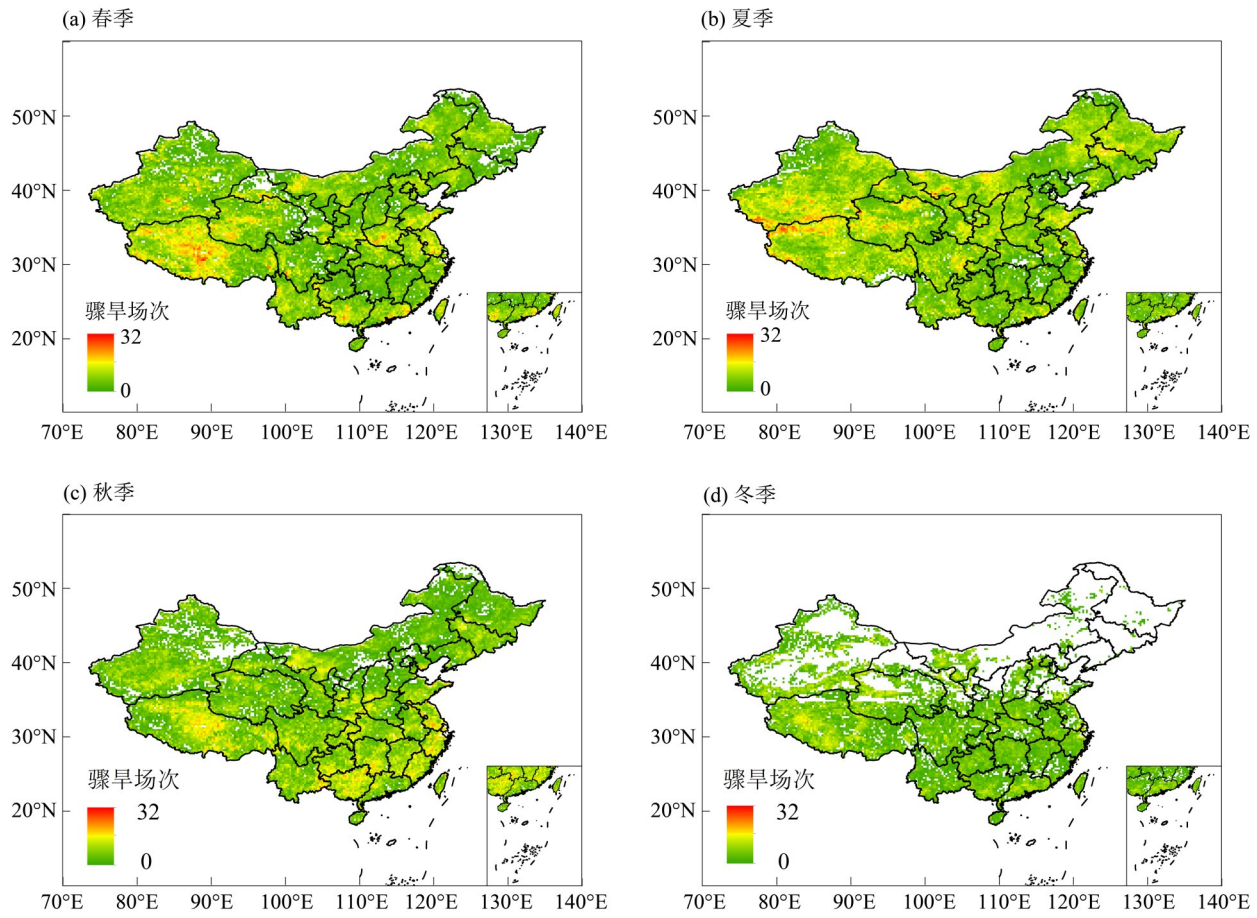


图2 基于蒸散发的季节骤旱频次分布

Fig. 2 Seasonal flash drought frequency distribution based on evapotranspiration

地区主要分布在中国北方, 其中西藏北部和新疆南部地区最高; 秋季多个省份都存在骤旱频次较高的地区, 其中南部地区和西藏地区分布较为集中; 冬季北方地区少有骤旱出现, 相对较高的地区为西藏和新疆部分地区。

3.1.2 骤旱持续时间 图3为1980—2022年中国骤旱平均持续时间分布。中国东南部和西北部的平均持续时间差异显著, 西北地区平均持续时间较长, 其中新疆南部地区平均持续时间最长为12.75候, 而东南部绝大部分地区骤旱持续时间在6~8候。

3.1.3 骤旱烈度 图4为全国1980—2022年骤旱平均烈度空间分布。我国绝大多数地区平均烈度都在中度以上, 烈度较高的地区主要分布在东北地区、西北地区、西藏自治区和台湾。其中东北地区频次较少、持续时间短, 但烈度均接近4级。江苏、山东及广东部分地区虽然频次较高(图2), 但平均烈度较低。而西北和西南地区, 场次和烈

度都很高, 且平均持续时间也高于中东部区域, 属于重度骤旱频发地区。不同等级占比差异显著, 烈度由低到高占比为7.35%、58.24%、34.41%, 接近6成的地区平均烈度在中度到重度之间, 超1/3的地区平均烈度在重度及以上。

图5为1980—2022年中国不同烈度骤旱的平均持续时间。空间上轻旱到重旱的分布均较为分散, 而极度骤旱较为集中, 说明大部分区域在研究时段内至少发生过一次极度骤旱事件。不同烈度的骤旱持续时间多集中于6~8候, 轻度骤旱和极度骤旱中, 平均持续时间在6~8候的占比接近3/4, 而中度和重度骤旱的占比也超过6成。重度骤旱中的持续时间中, 10~12和12候以上的占比均大于其他等级, 10~12候占比为12.54%, 大于中度的占比7%、轻度的6.39%和极度的5.12%; 大于12候占比为3.68%, 其次为中度骤旱(3%)、轻度骤旱(2.52%), 极度骤旱占比最小为2.47%。

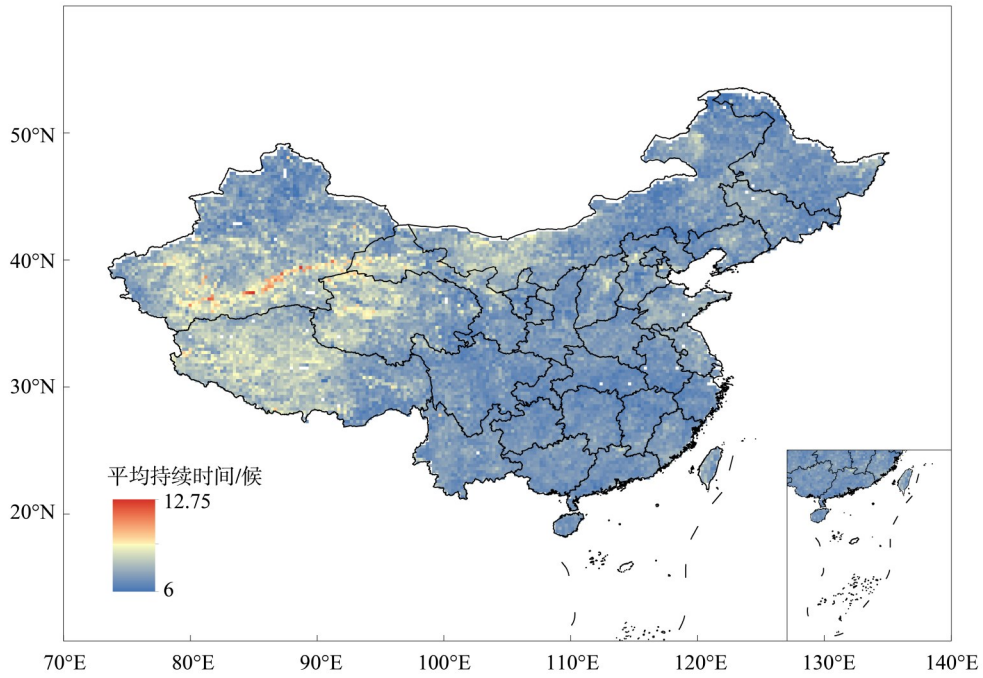


图3 基于蒸散发的骤旱平均持续时间分布

Fig. 3 Distribution of the average duration of flash droughts based on evapotranspiration

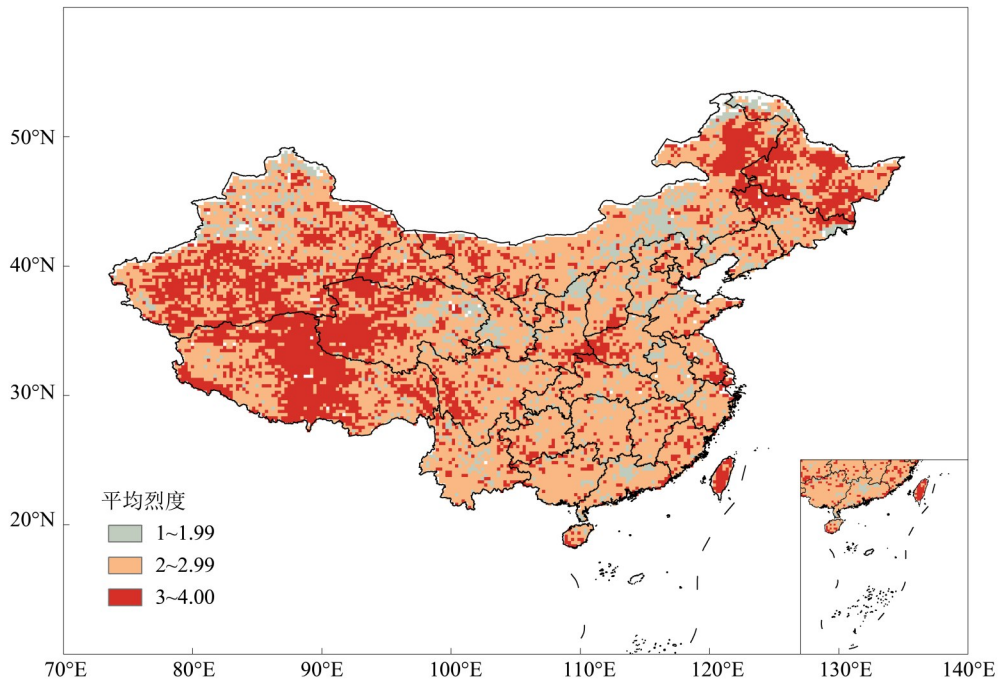


图4 基于蒸散发的骤旱平均烈度分布

Fig. 4 Distribution of mean flash drought intensity based on evapotranspiration

3.2 基于土壤水分的骤旱特征

3.2.1 骤旱频次 图6为1980—2022年基于土壤水分的中国骤旱频次的空间分布，可见中国南方地区的频次远高于北方地区。频次最高的地区位于四川中部，较高的地区包括西藏东部、四川中部、云南南部、台湾东海岸及广东、广西、贵州、

湖南和江西等省份的部分地区，而在西藏西部和中国北部地区包括内蒙古、甘肃、青海和新疆的部分地区未识别出骤旱。

由图7可知，夏季的频次最高、其次是春季和秋季，冬季的频次最低，该季节分布特征与基于蒸散发的方法相同(图2)。春季的高频次骤旱主要

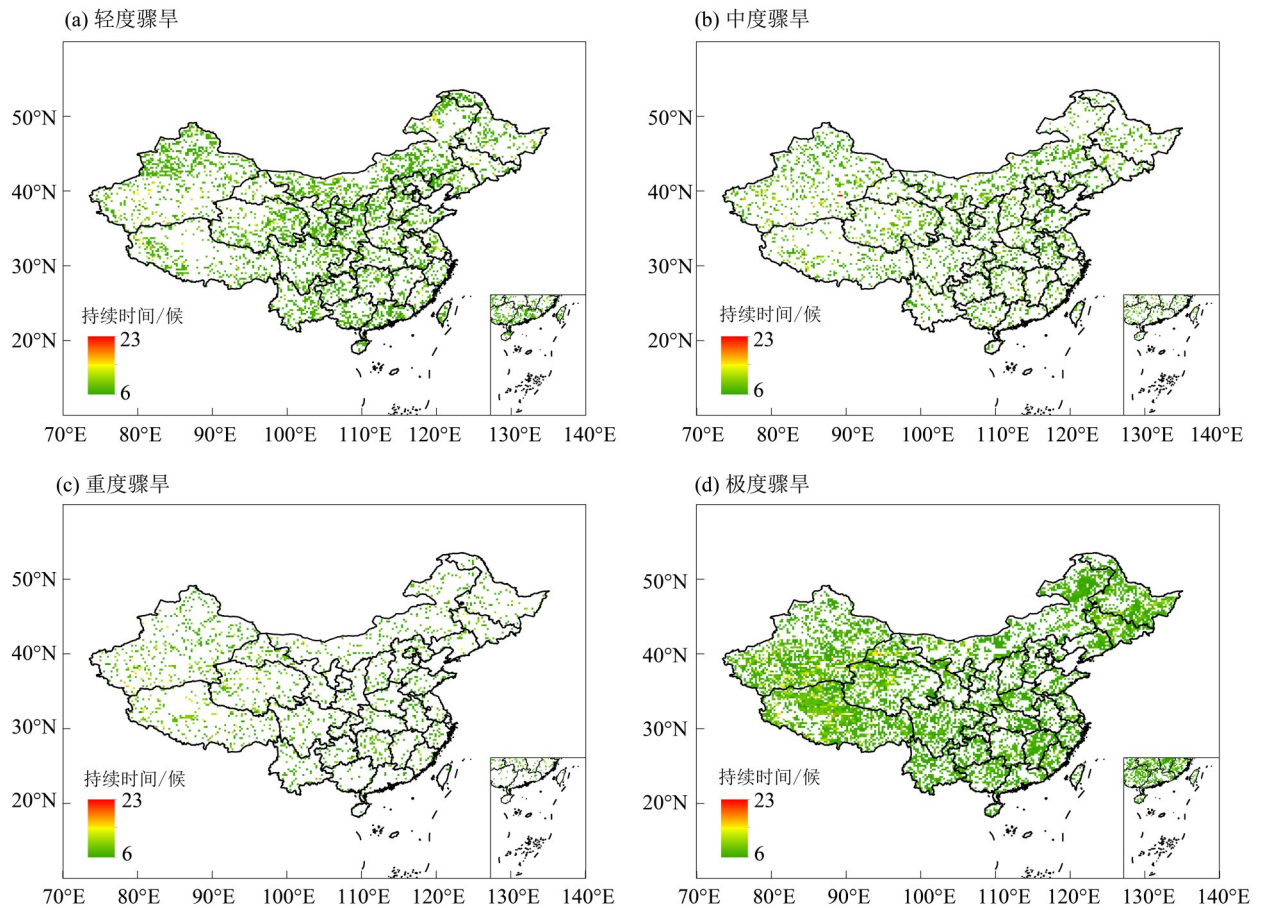


图 5 基于蒸散发的不同骤旱烈度平均持续时间分布

Fig. 5 Distribution of the mean flash drought duration of different intensities based on evapotranspiration

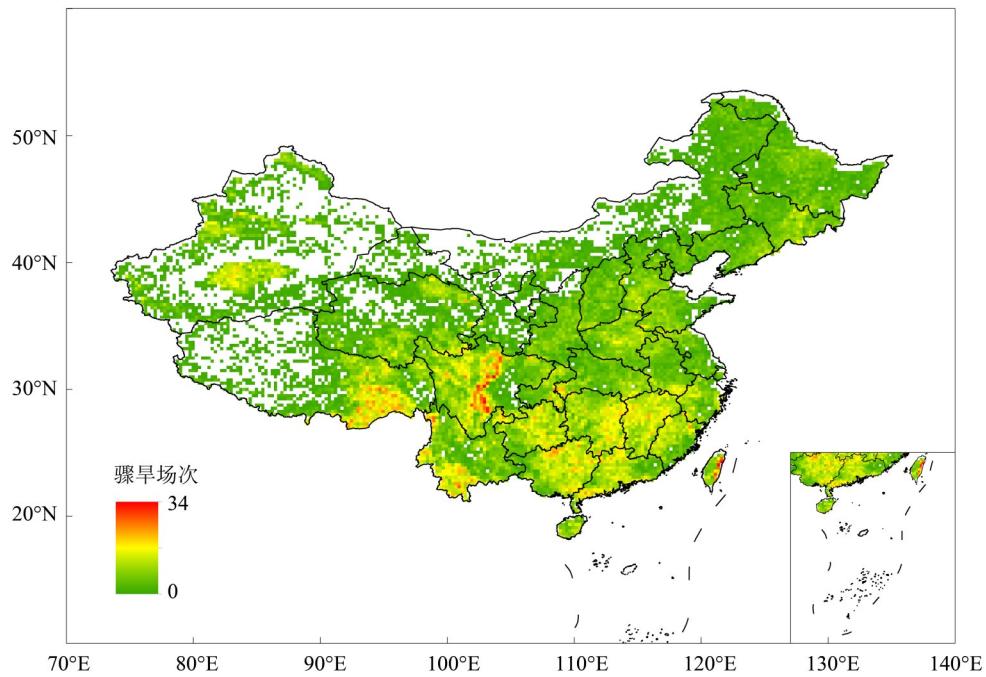


图 6 基于土壤水分的骤旱频次分布

Fig. 6 Distribution of flash drought frequency based on soil moisture

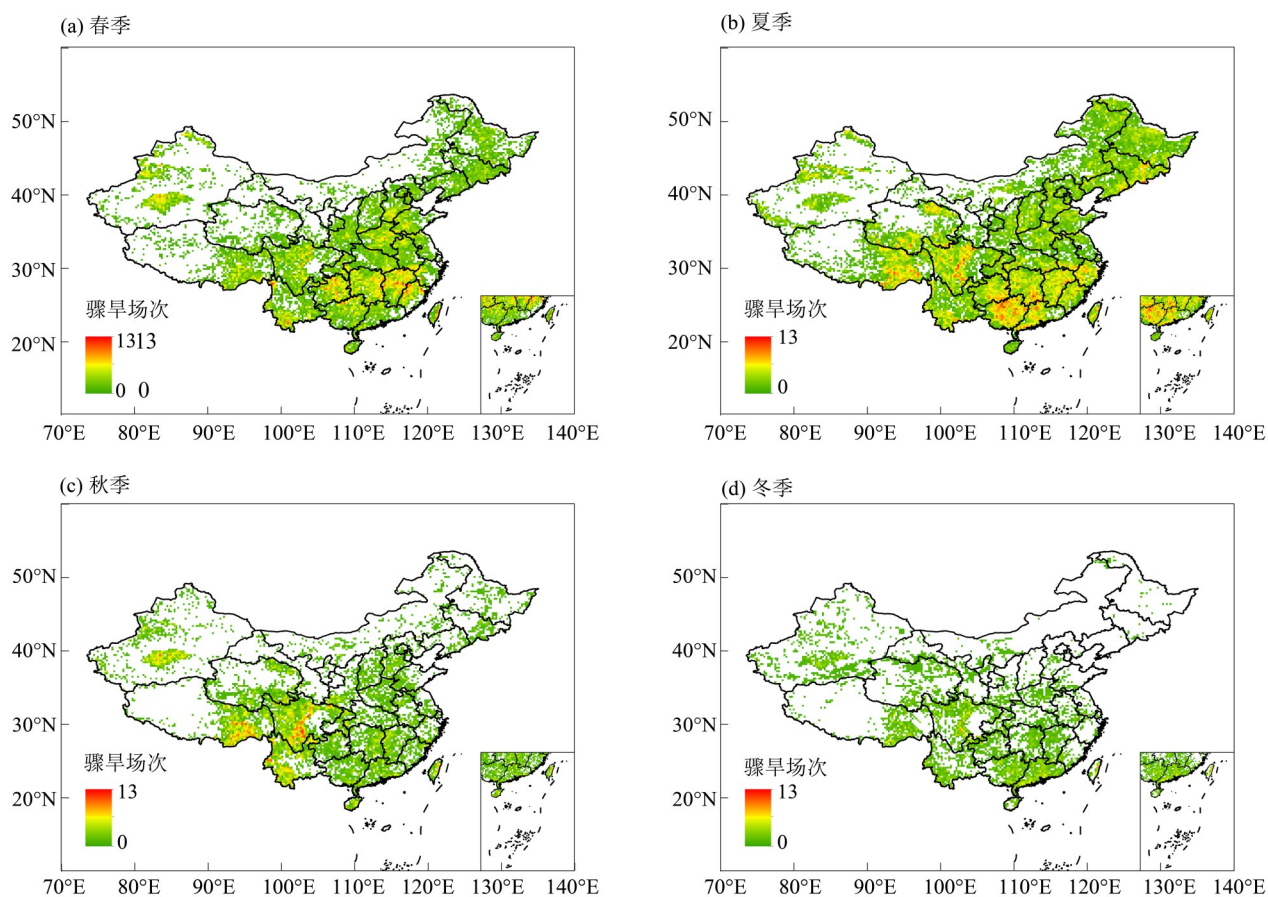


图7 基于土壤水分的骤旱频次季节分布

Fig. 7 Seasonal flash drought frequency distribution based on soil moisture

分布中南地区,包括云南、贵州、湖南、江西和福建部分地区;夏季高频次区域为广西、广东、湖南、四川、江西、福建、浙江和西藏部分地区;秋季集中分布在我国西南部,分布在西藏地区东部、四川中部和云南西部;冬季骤旱频次整体较低,且北方地区大部分地区无骤旱事件发生。

3.2.2 骤旱持续时间 图8为基于土壤水分的1980—2022年中国骤旱平均持续时间的空间分布。全国大部分地区骤旱持续时间为4~10候。平均持续时间超过10候的骤旱主要分布我国西北部,包括新疆、甘肃、西藏西部、青海北部和内蒙古西部,以及我国中部地区,包括湖北、四川东部、安徽中部和江苏中部。

3.2.3 骤旱烈度 图9为基于土壤水分的1980—2022年全国骤旱平均烈度的空间分布。中国南方地区,包括四川、云南、贵州、湖南、江西、广西、广东等地区的平均烈度较高,频次(图6)较高但平均持续时间(图8)较短。西北部地区如新疆中

部、甘肃西北部、青海西北部、内蒙古西部和西藏西北部的平均烈度较高,且平均持续时间(图8)较长。不同等级占比方面,烈度由低到高分别为7%、39%、54%,表明我国土壤水分骤旱以中度、重度骤旱为主,而轻度骤旱相对较少。

图10显示了1980—2022年中国不同等级骤旱的平均持续时间。轻度至极度骤旱的空间分布均呈现西北低、东南高的态势,出现骤旱区域的面积逐级增加,极度骤旱的空间分布最为广泛,说明出现过骤旱的地区基本都存在极度骤旱。轻度到重度骤旱的持续时间的分布较为分散,轻度骤旱的平均持续时间最长,其次是中度骤旱和重度骤旱。极度骤旱整体的平均持续时间最短,但新疆、青海、湖北、安徽和江苏的部分地区平均持续时间相对较长。不同等级的骤旱持续时间多集中于6~10候,随着烈度增强,短持续时间(4~5候)的比例逐渐增加,长持续时间(大于10候)的比例逐渐减少。

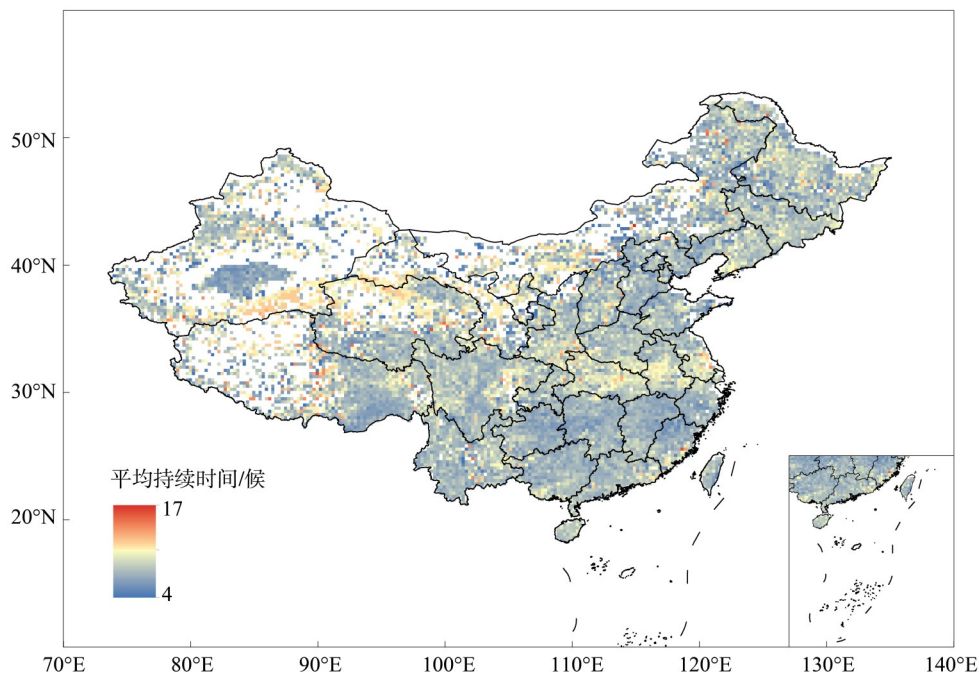


图 8 基于土壤水分的骤旱平均持续时间分布

Fig. 8 Distribution of the mean duration of flash droughts based on soil moisture

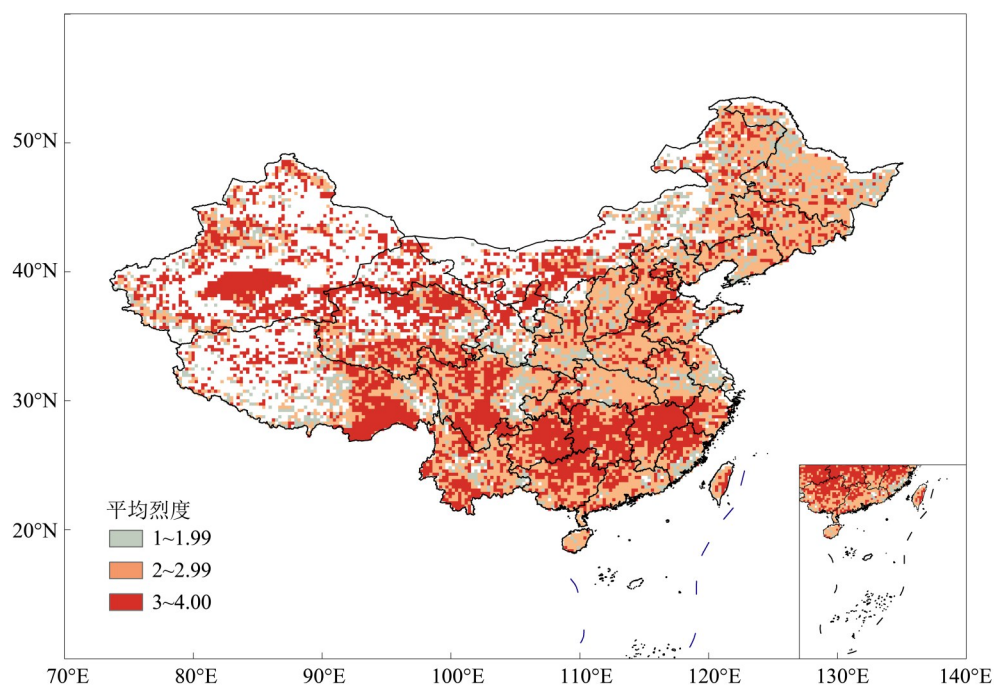


图 9 基于土壤水分的骤旱平均烈度分布

Fig. 9 Distribution of mean flash drought intensity based on soil moisture

3.3 两种识别方法的特征差异

3.3.1 骤旱发生范围 图 11 为基于两种方法识别的 1980—2022 年骤旱发生范围对比图。在中国东南部, 两者识别的范围基本相同, 而在西北部地区, 存在较多仅蒸散发方法识别出骤旱的格点, 而仅土壤水分方法识别出的格点数量

较少且分散。出现这种状况可能有 2 种原因: 一是蒸散发的方法受强辐射影响过大, 其 ESR 的变化主要受到潜在蒸散发的控制, 导致基于 ESR 的评估结果难以真实反映下垫面水分亏缺状况及变化速率。二是土壤水分在干旱地区常

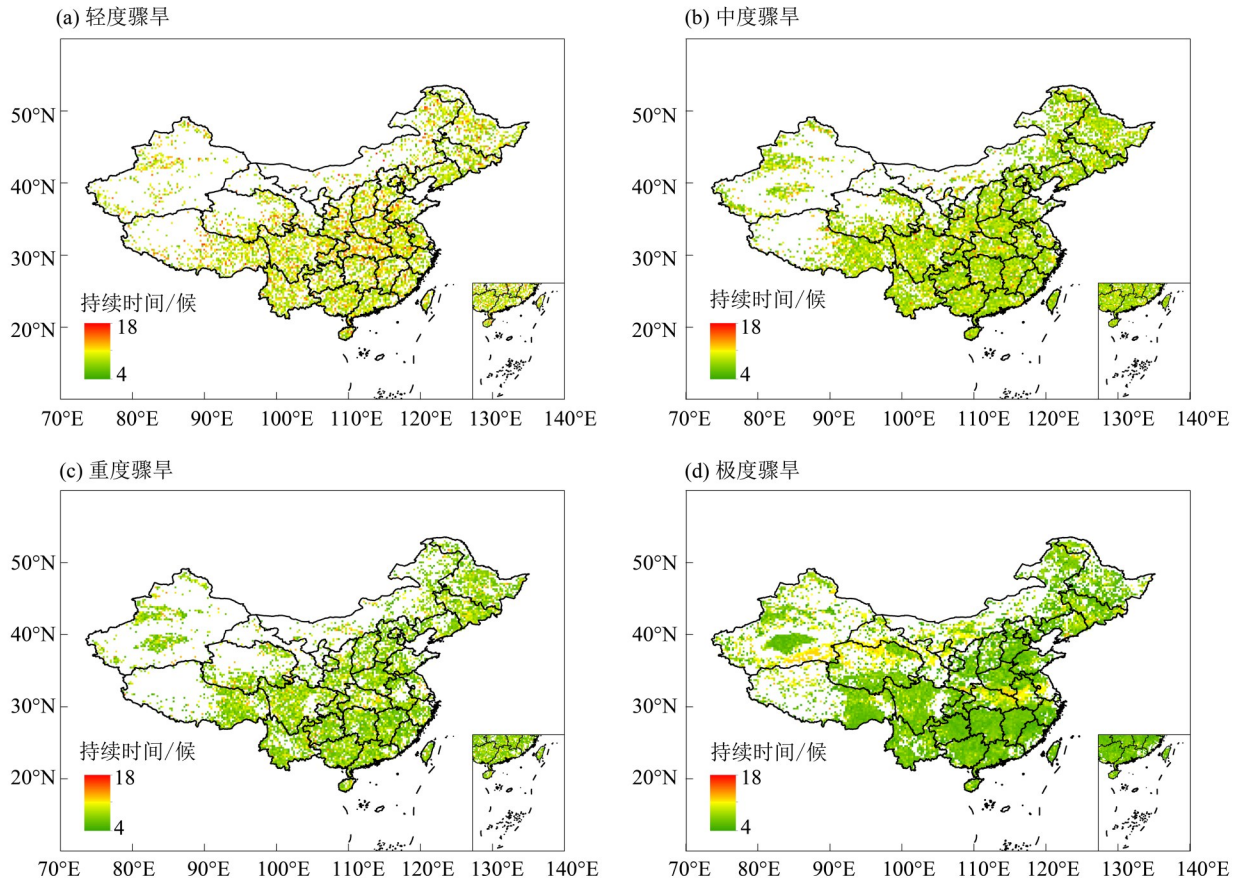


图 10 基于土壤水分的不同烈度骤旱平均持续时间分布

Fig. 10 Distribution of mean flash drought duration of different intensities based on soil moisture

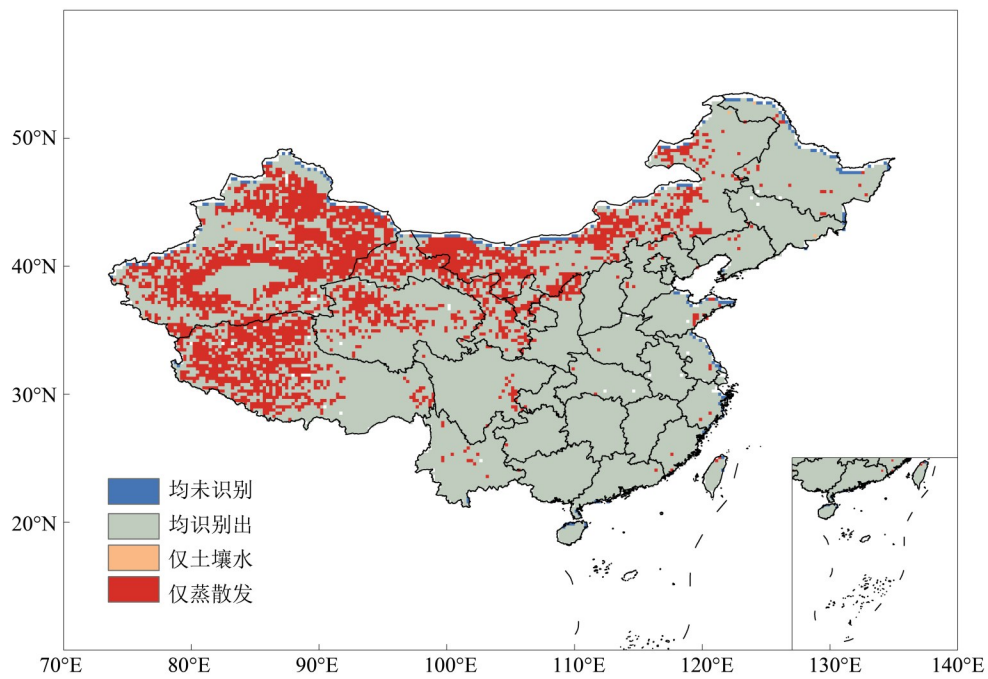


图 11 两种方法的骤旱识别范围比较

Fig. 11 Comparison of identified flash drought distribution using the two methods

年处于低值, 在短时间内难以出现土壤水分迅速变化的情况, 因此符合基于土壤水分定义方法的骤旱较少。

在青藏高原地区, 过高的骤旱场次与青藏高原地区总体认知和相关研究结论相悖(Tian et al., 2023), 基于蒸散发的方法可能在此区域不适用。基于土壤水分的方法在青藏高原地区的适用性相对更高, 但该区域地形复杂气候多样, 缺乏可靠的地面监测与验证数据, 可能会增加土壤水分估值的不确定性(Cheng et al., 2019, Li et al., 2022)。另外, 青藏高原地区存在独特的土壤冻融现象, 冻融过程会引起土壤水分的季节性动态变化、水平和垂直方向上的变异以及影响到地表能量平衡和地下水和地表水交换的过程(Yang et al., 2013; 程国栋等, 2019), 也可能影响基于土壤水分的骤旱评估结果。因此, 在针对具体地区选择骤旱识别方法时, 需要综合考虑方法的区域适用性, 以及数据精度的不确定性。

3.3.2 骤旱频次 基于蒸散发和土壤水分的高频次骤旱空间分布特征存在较大不同。蒸散发方法识别出的高频次地区多为辐射较强、土壤水分变化不明显的地区(如青藏高原地区、西北地区等)。此类地区土壤水分变化通常较为缓慢, 难以达到骤旱判别条件。而基于土壤水分方法识别的高频次骤旱事件主要分布于我国南部。该区域土壤水分较为丰富, 因此符合土壤水分快速下降定义的骤旱事件相对较多。而在干旱地区土壤水分总体较低且变化不剧烈, 从而识别出的骤旱事件较少。

在季节尺度的频次特征上, 两种方法均显示

夏季的频次最高, 其次为春季和秋季, 冬季的频次最低。冬季往往温度较低, 太阳辐射较弱, 水分蒸发较少, 植被的水分需求也较少。在低温下, 土壤水分较少出现快速降低的情况, 因此骤旱事件较少。

3.3.3 持续时间 两种识别方法的持续时间均为骤旱开始到结束的历时, 但两种识别方法的定义中对于持续时间的设置不同, 如蒸散发的方法要求持续时间至少为6候, 而土壤水分的方法将骤旱划分为发展期和持续期, 并要求持续期至少为3候但不超过12候。除持续时间的限制外, 两种方法识别出的持续时间也存在差异。基于蒸散发的识别方法, 在平均持续时间上呈现东南短、西北长的特征, 大多数地区的平均持续时间集中在5~8候。而基于土壤水分的识别方法中平均持续时间较长的事件主要分布西北地区和中部地区, 持续时间在10~17候。

3.4 骤旱特征趋势

表2为按照地理分区统计的骤旱特征的变化趋势。基于蒸散发的方法识别的骤旱特征, 西南、华南和华东地区的骤旱场次呈显著下降趋势, 而西北、华北和东北地区的骤旱烈度呈现显著上升的趋势; 基于土壤水分的结果, 除东北地区外, 所有分区骤旱场次均呈现显著上升趋势, 而西南、华东和华南地区的骤旱烈度呈现显著下降趋势。持续时间的变化趋势各区域均未通过0.05的显著性水平检验。两种识别方法检测的骤旱烈度趋势差异较为明显, 骤旱场次趋势在北方一致性较好, 但在南方及华东地区差异显著。

表2 各地理分区的骤旱特征趋势¹⁾

Table 2 Trends of flash drought characteristics in different regions

地区	年场次/(10 ⁻³ 次)		年烈度/10 ⁻³		年持续时间/(10 ⁻³ 候)	
	ESR	SM	ESR	SM	ESR	SM
东北	2.72	1.10	7.63**	-3.63	1.27	13.69
华北	2.27	1.43***	6.46***	-3.36	7.37*	10.75
西北	1.67	0.85***	4.28***	-2.13	6.23*	-6.87
华东	-5.19**	2.37**	2.78	-7.32**	-6.24*	-0.16
华南	-4.17**	1.44**	-1.17	-3.54**	1.10	4.56
西南	-6.82***	2.53**	-0.48	-5.99***	0.64	5.67

1)表中*、**、***数字分别代表通过 $\alpha=0.1$ 、0.05、0.01的显著性检验。

图 12 为对各省份整体的骤旱特征剔除异常值后趋势分析的结果。基于蒸散发的骤旱特征，新疆、甘肃、浙江、上海、内蒙古、黑龙江的烈度呈现显著上升($\alpha < 0.05$)的趋势，而台湾和贵州呈现显著下降($\alpha < 0.05$)的趋势；场次方面，新疆、上海和内蒙古呈现显著上升($\alpha < 0.05$)的趋势，台湾、宁夏、贵州、海南、广西、云南等省份呈现显著下降($\alpha < 0.05$)的趋势；持续时间的趋势变化中，甘肃呈现显著上升($\alpha < 0.05$)的趋势，台湾和浙江显著下降($\alpha < 0.05$)的趋势。台湾、新疆、宁夏、甘肃、贵州、浙江、上海和内蒙古的骤旱特征变化相对较大，且变化趋势较为显著。

基于土壤水分的烈度趋势，通过 $\alpha < 0.05$ 的显著性水平检验的均为下降趋势，分别为台湾、四川、福建、浙江；场次的变化趋势中，通过 $\alpha < 0.05$ 的显著性水平检验的均为上升趋势，分别为新疆、宁夏、甘肃、陕西、云南、四川、重庆、内蒙古和山西；较多省份持续时间的变化趋势较大，但未通过 $\alpha < 0.05$ 的显著性水平检验。两种方法识别出的骤旱特征中，趋势变化一致且通过 $\alpha < 0.05$ 的显著性水平检验的仅有台湾的骤旱烈度、新疆的骤旱场次，而浙江的烈度特征趋势变化在两种识别方法下的结果相反。

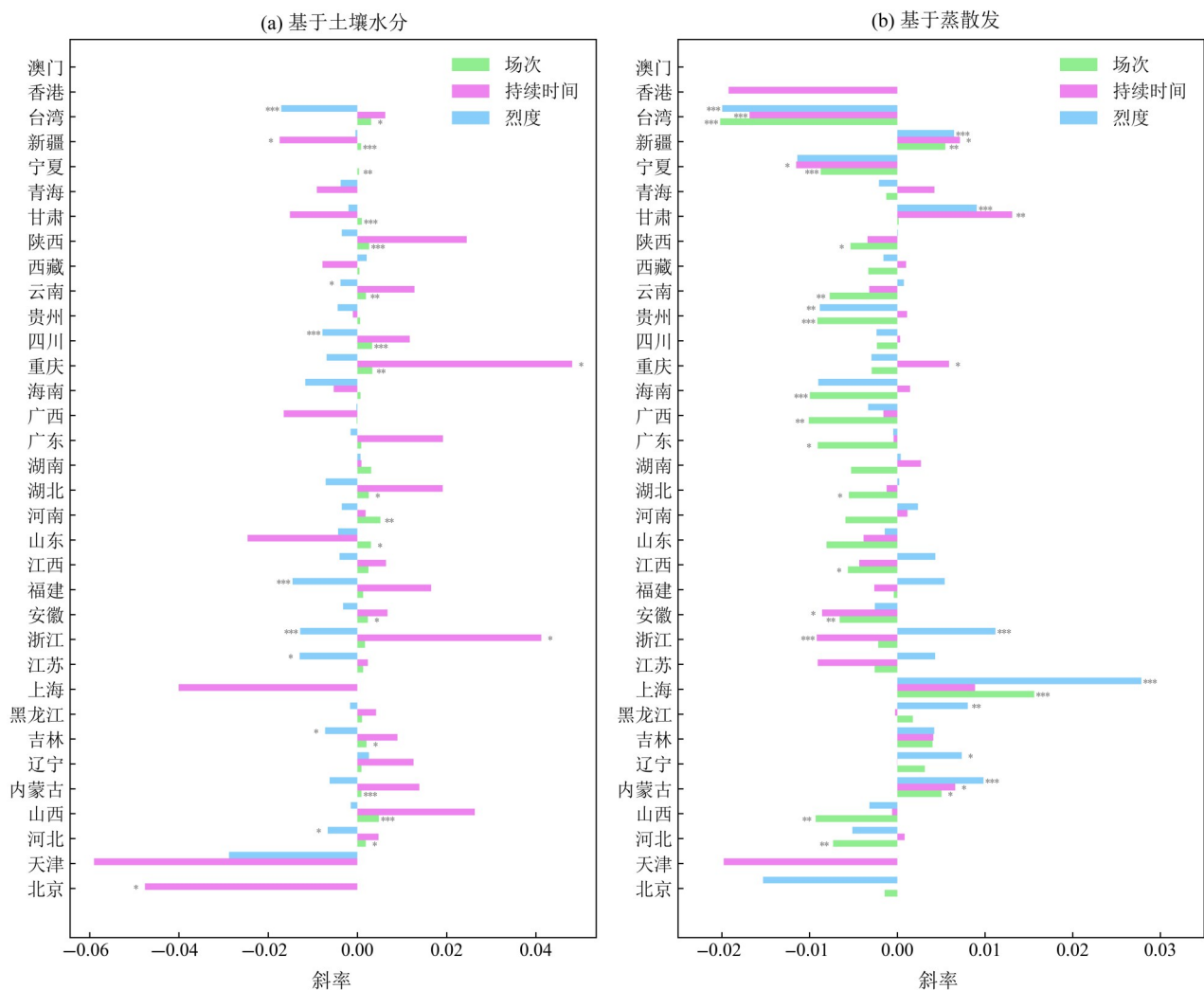


图 12 各省份的骤旱特征趋势
 Fig. 12 Trends of flash drought characteristics in different provinces

4 结 论

本文利用基于蒸散发和基于根区土壤水分的两种骤旱识别方法,分别对1980—2022年我国骤旱特征及变化趋势进行评估,得到如下主要结论:

1) 两种方法识别出的骤旱范围在东南部较为一致,而在西北地区存在较大差异。而骤旱的季节分布上两种方法的结论基本一致,均显示骤旱多集中在夏季,而较少出现在冬季。

2) 骤旱频次方面,基于蒸散发的方法识别出骤旱频次最高的地区位于青藏高原,而基于根区土壤水分的方法识别出的骤旱频次最高的地区位于四川中部。基于蒸散发的方法识别出的骤旱场次整体上多于基于土壤水分的方法,其最高骤旱场次为85场,而基于土壤水分的方法仅为34场。

3) 骤旱的平均持续时间大多为6~10候。基于蒸散发的方法识别出较长平均持续时间的骤旱事件主要分布在西北地区,且西北部和东南部的差异显著;基于根区土壤水分的方法识别出的较长平均持续时间的骤旱事件主要分布在西北部和中部部分地区。

4) 基于蒸散发的方法显示骤旱事件烈度较高

的区域主要分布在东北地区、西北地区、西藏自治区和台湾,且1/3的地区平均骤旱烈度在重度及以上;基于根区土壤水分的方法显示骤旱烈度最高的区域集中在西北部地区如新疆中部、甘肃西北部、青海西北部、内蒙古西部和西藏西北部,超一半的地区的平均骤旱烈度在重度及以上。

5) 两种方法识别出的骤旱特征的趋势变化结果大多不显著,且结果一致的省份较少。除持续时间外,不同区域之间两种方法识别的骤旱特征一致性较差。

本文选取了两种不同方法以全面分析我国骤旱特征及变化趋势,研究结果显示不同方法获取的骤旱特征差异明显,其主要影响因素及作用机理仍需深入研究。此外,本文基于以往研究设置骤旱判别阈值,骤旱特征对骤旱阈值选取的敏感性有待进一步量化。本文每种方法仅采用一种数据集进行骤旱识别,数据本身的不确定性及高原地区土壤冻融过程、干旱地区潜在蒸散发估算等均可能对评估结果产生影响。后续研究应采用多源数据以进一步降低不确定性,并重点关注方法区域适用性及阈值设置对骤旱识别结果的影响。

参考文献:

- 蔡文慧,孙鹏,夏春晖,等,2021.基于不同土壤类型的东部季风区骤旱时空演变特征[J].北京师范大学学报(自然科学版),57(6):834-844.
- 程国栋,赵林,李韧,等,2019.青藏高原多年冻土特征、变化及影响[J].科学通报,64(27):2783-2795.
- 刘懿,朱焯,张林齐,等,2021.骤发干旱前期气象驱动条件及可模拟性分析[J].水科学进展,32(4):497-507.
- 王孟浩,江善虎,任立良,等,2023.渭河流域热浪事件影响下的骤旱评估[J].水利发展研究,23(9):21-28.
- 袁星,王钰森,张苗,等,2020.关于骤旱研究的一些思考[J].大气科学学报,43(6):1086-1095.
- BAI J, WU G, MAO Y, 2023. Significant disparity in spatio-temporal changes of terrestrial evapotranspiration across reanalysis datasets in China from 1982 to 2020 [J]. Remote Sens, 15: 4522.
- CHENG M, ZHONG L, MA Y, et al, 2019. A study on the assessment of multi-source satellite soil moisture products and reanalysis data for the Tibetan Plateau [J]. Remote Sens, 11(10): 1196.
- CHRISTIAN J I, BASARA J B, OTKIN J A, et al, 2019. A methodology for flash drought identification: Application of flash drought frequency across the United States [J]. J Hydrometeorol, 20(5): 833-846.
- CHRISTIAN J I, MARTIN E R, BASARA J B, et al, 2023. Global projections of flash drought show increased risk in a warming climate [J]. Commun Earth Environ, 4: 165.
- Da SILVA R M, SANTOS C A G, MOREIRA M, et al, 2015. Rainfall and river flow trends using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in the Cobres River basin [J]. Nat Hazards, 77(2): 1205-1221.
- DENG S M, TAN X Z, LIU B J, et al, 2022. A reversal in global occurrences of flash drought around 2000 identified by rapid changes in the standardized evaporative stress ratio [J]. Sci Total Environ, 848: 157427.
- FORD T W, LABOSIER C F, 2017. Meteorological conditions associated with the onset of flash drought in the Eastern United States [J]. Agric For Meteorol, 247: 414-423.
- HAO Z C, AGHAKOUCHAK A, PHILLIPS T J, 2013. Chang-

- es in concurrent monthly precipitation and temperature extremes[J]. *Environ Res Lett*, 8(3): 034014.
- HOERLING M, EISCHEID J, KUMAR A, et al, 2014. Causes and predictability of the 2012 great plains drought [J]. *Bull Am Meteorol Soc*, 95(2): 269–282.
- HOFFMANN D, GALLANT A J E, ARBLASTER J M, 2020. Uncertainties in drought from index and data selection [J]. *J Geophys Res Atmos*, 125(18): e2019JD031946.
- KENDALL M G, 1975. Rank correlation methods[M]. 4th ed. London: Charles Griffin.
- LI N, ZHOU C, ZHAO P, 2022. The validation of soil moisture from various sources and its influence factors in the Tibetan Plateau[J]. *Remote Sens*, 14(16): 4109.
- LI P, JIA L, LU J, et al, 2024. A new evapotranspiration-based drought index for flash drought identification and monitoring[J]. *Remote Sens*, 16(5): 780.
- LIU Y W, LIU Y B, WANG W, et al, 2022. Historical droughts manifest an abrupt shift to a wetter Tibetan Plateau [J]. *Hydrol Earth Syst Sci*, 26(14): 3825–3845.
- MANN H B, 1945. Nonparametric tests against trend [J]. *Econometrica*, 13(3): 245–259.
- MO K C, LETTENMAIER D P, 2015. Heat wave flash droughts in decline[J]. *Geophys Res Lett*, 42(8): 2823–2829.
- MUKHERJEE S, MISHRA A K, 2022. Global flash drought analysis: Uncertainties from indicators and datasets [J]. *Earth's Future*, 10(6): e2022EF002660.
- NGUYEN H, WHEELER M C, OTKIN J A, et al, 2019. Using the evaporative stress index to monitor flash drought in Australia[J]. *Environ Res Lett*, 14(6): 64016.
- OTKIN J A, SVOBODA M, HUNT E D, et al, 2018. Flash droughts: A review and assessment of the challenges imposed by rapid-onset droughts in the United States [J]. *Bull Am Meteorol Soc*, 99(5): 911–919.
- QIN J, TIAN J, YANG K, et al, 2022. Bias correction of satellite soil moisture through data assimilation [J]. *J Hydrol*, 610: 127947.
- REYNIERS N, OSBORN T J, ADDOR N, et al, 2023. Projected changes in droughts and extreme droughts in Great Britain strongly influenced by the choice of drought index [J]. *Hydrol Earth Syst Sci*, 27(5): 1151–1171.
- SEN P K, 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's Tau [J]. *J Am Stat Assoc*, 63(324): 1379–1389.
- SVOBODA M, LeCOMTE D, HAYES M, et al, 2002. The drought monitor [J]. *Bull Am Meteorol Soc*, 83(8): 1181–1190.
- TIAN J, ZHANG Y, 2023. Comprehensive validation of seven root zone soil moisture products at 1153 ground sites across China [J]. *Int J Digit Earth*, 16(2): 4008–4022.
- XIE Z H, WANG L Y, JIA B H, et al, 2016. Measuring and modeling the impact of a severe drought on terrestrial ecosystem CO₂ and water fluxes in a subtropical forest [J]. *J Geophys Res Biogeosci*, 121(10): 2576–2587.
- XIE Z, YAO Y, TANG Q, et al, 2024. Evaluation of seven satellite-based and two reanalysis global terrestrial evapotranspiration products [J]. *J Hydrol*, 630: 130649.
- YANG K, QIN J, ZHAO L, et al, 2013. A multi-scale soil moisture and freeze-thaw monitoring network on the third pole [J]. *Bull Am Meteorol Soc*, 94: 1907–1916.
- YUAN W P, CAI W W, CHEN Y, et al, 2016. Severe summer heatwave and drought strongly reduced carbon uptake in southern China [J]. *Sci Rep*, 6: 18813.
- YUAN X, WANG L Y, WU P, et al, 2019. Anthropogenic shift towards higher risk of flash drought over China [J]. *Nat Commun*, 10(1): 4661.
- YUE S, PILON P, PHINNEY B, et al, 2002. The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series [J]. *Hydrol Process*, 16: 1807–1829.
- ZENG Z Q, WU W X, PENUELAS J, et al, 2023. Increased risk of flash droughts with raised concurrent hot and dry extremes under global warming [J]. *NPJ Clim Atmos Sci*, 6(1): 134.
- ZHANG Q, MIAO C Y, GOU J J, et al, 2023. Spatiotemporal characteristics and forecasting of short-term meteorological drought in China [J]. *J Hydrol*, 624: 129924.

(责任编辑 秦社彩)