

中国大陆地区水文气象要素非平稳变化对不同类型干旱评估的影响

张潇雨^{1,2}, 余敦先^{1,2*}, 夏军^{1,2*}

1. 武汉大学水资源工程与调度全国重点实验室, 武汉 430072

2. 武汉大学海绵城市建设水系统科学湖北省重点实验室, 武汉 430072

* 通讯作者, E-mail: shedunxian@whu.edu.cn(余敦先), xiajun666@whu.edu.cn(夏军)

2025-06-30收稿, 2025-11-22修回, 2026-01-12接受, 2026-04-15网络版发表

国家自然科学基金项目(41877159、52579018)、湖北省自然科学基金项目(2023AFA081)和湖北省科技重大专项项目(2023BCA003)资助

摘要 基于概率统计分布的干旱指标广泛应用于干旱评估, 其计算过程通常基于水文气象变量符合平稳变化的假设。然而, 气候变化和人类活动导致水循环过程呈现非平稳变化特征, 传统基于平稳假设的干旱评估面临挑战。本文系统诊断了1961–2019年间中国大陆地区气象干旱、水文干旱、农业干旱评估指标对应的降水、水分亏缺、径流和土壤湿度的非平稳变化特征, 评估了非平稳变化对干旱分析的影响。研究结果表明, 中国大陆区域年水分亏缺、径流和土壤湿度呈现非平稳变化的比例分别达到44.7%、33.8%和65.8%, 各要素的非平稳变化比例随时间尺度增加而增加, 在空间上呈现“北高南低”的格局。相比于基于平稳假设的干旱评估指标(SD), 考虑非平稳特征的干旱评估指标(NSD)显著提高了对水文气象变量序列的拟合效果, 从而提高了对干旱的刻画精度, 尤其是农业干旱指标, 其效果提升最为显著。此外, NSD与SD在干旱等级判定上存在较大不同, 与历史典型干旱事件对比可知NSD指标因考虑了非平稳变化的影响能更加准确刻画变化环境下干旱的特征。具体来说, 超过28%的被SD识别为轻度干旱以上的月份被NSD指标判定为较低干旱等级。本文研究结果有助于提高变化环境下干旱评估的准确性, 可为科学抗旱管理提供理论支撑。

关键词 气象干旱, 农业干旱, 水文干旱, 非平稳变化

1 引言

干旱是发生较为频繁、影响范围广、造成损失较大的极端事件之一(Gimeno-Sotelo等, 2024; Gebrechorkos等, 2025), 也是制约我国社会经济绿色高质量发展的重要因素之一(夏军等, 2022; Michalak等, 2023)。据统计, 2000–2022年间, 我国年均受干旱影响的农作物受灾面积为1621.94千公顷, 年均粮食损失达233.22亿千克(中华人民共和国水利部, 2024)。在气候变化和人类活动的双重驱动下, 干旱发生得更加频繁, 强度逐渐增加, 其对社会经济、生态系统等的影响也越来越剧烈(熊少堂等, 2024; Huang等, 2024; Liu等, 2025; Chen等, 2025)。准确监测干旱的发生发展过程、明晰干旱演变规

律是开展科学抗旱工作的重要前提, 可为干旱管理和应对决策提供科技支撑。

干旱通常可分为气象干旱、农业干旱、水文干旱和社会经济干旱四类(AMS, 1997)。干旱评估指标是分析不同类型旱情发生发展过程及开展干旱风险研究的重要工具, 根据研究对象、考虑变量以及计算方法的差异, 研究者提出并发展了多种干旱评估指标(Ault, 2020; Vicente-Serrano等, 2025)。其中, 通过对水文气象要素进行概率分布拟合而得到的干旱评估指标因其计算简单、具有多时间尺度等优点得到了广泛应用, 如标准化降水指标(Standardized Precipitation Index, SPI)(McKee等, 1993)和标准化降水蒸散发指标(Standardized Precipitation Evapotranspiration Index, SPEI)(Vicente-Serrano等,

中文引用格式: 张潇雨, 余敦先, 夏军. 2026. 中国大陆地区水文气象要素非平稳变化对不同类型干旱评估的影响. 中国科学: 地球科学, 56(5): 1753–1771, doi: 10.1360/SSTe-2025-0194

英文引用格式: Zhang X, She D, Xia J. 2026. The influence of nonstationarity in hydro-meteorological variables on different drought types across the Chinese mainland. Science China Earth Sciences, 69(5): 1713–1731, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1836-1>

2010)(代表气象干旱)、标准化土壤湿度指标(Standardized Soil Moisture Index, SSMI)(代表农业干旱)(Agha-Kouchak, 2014)、标准化径流指标(Standardized Runoff Index, SRI)(代表水文干旱)(Shukla和Wood, 2008)等。上述干旱评估指标均基于水文气象变量符合平稳性假设,通过对降水(对应SPI)、水分亏缺(降水减潜在蒸散发,对应SPEI)、土壤湿度(对应SSMI)以及径流(对应SRI)进行概率分布拟合,再通过标准正态逆变换得到对应的干旱指标。由于计算过程依赖平稳性假设,这类指标一般可以统称为平稳干旱(SD)指标,目前已经广泛应用于全球和区域尺度的干旱监测及评估(杨庆等, 2017; 王飞等, 2018; Li等, 2020; Christian等, 2021; Ding等, 2021; Li等, 2025)。

已有大量研究表明,受气候变化和人类活动共同影响,全球和区域水循环已呈现明显的非平稳变化特征(Milly等, 2008; 汤秋鸿, 2020; Nie等, 2024; 汤秋鸿和陈德亮, 2025)。例如,我国北方大部分地区径流显著减少(Liu等, 2017; Liu和Du, 2017; Li等, 2022),黄土高原土壤湿度下降(Jia等, 2017),极端降水整体呈现明显增加趋势(特别是东南、西北和西南)(孙军和张福青, 2017),年降水在中国新疆地区整体呈现出增加趋势(Zhang J等, 2023)等。因此,传统基于平稳假设的干旱评估面临挑战,发展考虑水文气象要素非平稳变化的干旱指标已成为当前干旱评估和分析的新趋势(Ju等, 2021; Sun等, 2023)。国内外已有研究者开始关注水文气象要素呈现的非平稳特征及其对于干旱评估准确性的影响,并开展了相关的研究,其实现的主要途径是通过考虑水文气象变量的概率分布参数随时间变化或者以大气环流指数、物理变量(例如植被指数、水库系数、社会经济要素)作为协变量,构建参数时变的概率统计分布,进而可以在考虑非平稳变化下更准确识别干旱变化特征(Shao等, 2022)。例如, Song等(2020)构建了考虑Gamma分布位置参数随大气环流指数非线性变化的非平稳降水指标(NSPI),在长江中下游流域NSPI比传统基于平稳假设的SPI更加稳健; Niu等(2024)在黄河流域的研究表明SD指标适用于短时间尺度(1个月和3个月),而非平稳干旱(NSD)指标适用于较长时间尺度(6个月和12个月); Jehanzaib等(2020)在韩国汉江流域构建的非平稳水文干旱指标(NSRI)更能准确呈现人类活动对干旱的影响。尽管现有研究表明,与SD相比,NSD指标在稳健性和准确性方面具有优势,但这些研究大多集中于特定区域或流域,在整个中国地区,对于气象、农业、水文要素是否呈现非平稳性变化?不同水文气象变量的非平稳变化在时间尺度和空间尺度上有何差异?其对于干旱评估是否有

影响以及影响程度有多大?这些问题仍需系统深入研究。

本文从降水、水分亏缺、土壤湿度和径流等多个变量角度,系统评估中国大陆区域1961–2019年不同水文气象要素非平稳变化及其对不同类型干旱评估(气象干旱、农业干旱和水文干旱)的影响。本文的研究目的是:(1)系统性诊断水文气象要素的非平稳性;(2)构建并对比分析SD指标和NSD指标在干旱评估中的差异;(3)量化水文气象要素非平稳变化对于干旱评估的影响。本研究结果可为变化环境下中国大陆区域不同类型干旱指标构建及应用提供重要的参考和借鉴。

2 研究数据与方法

2.1 研究数据

本文从国家气象科学数据中心(<http://data.cma.cn/>)收集了全国1272个气象站点的日尺度气象观测数据(降水、日最低气温、日最高气温、日照时间、相对湿度、大气压以及风速)(图1A);收集了ERA5-Land(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)再分析数据提供的月尺度土壤湿度数据(空间分辨率 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$);收集了全国201个水文站点的逐月流量观测数据(图1B),上述站点均位于各大河流干流或者支流的出口位置。上述数据的时间跨度均为1961–2019年。

本文采用联合国粮农组织(FAO)推荐的Penman-Monteith公式估算潜在蒸散发(Allen等, 1998),并采用反距离加权法将降水和潜在蒸散发插值到 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 。本文采用加权平均法将ERA5-Land数据中4层土壤湿度(从向上下深度范围分别为0–7、7–28、28–100、100–289 cm)处理为本文使用的土壤湿度数据(Feng等, 2023; Liu等, 2023)。

2.2 研究方法

2.2.1 时间序列非平稳变化检测方法

本文对不同时间尺度上的水文气象要素序列进行非平稳变化诊断。假设输入水文气象要素序列为 $d_i(i=1, 2, \dots, i, i+1, \dots, m)$,则 n 个月时间尺度的累积序列 x 为

$$x_i^n = \sum_{j=0}^{n-1} d_{i-j} \quad (1)$$

式中 x_i^n 为第 i 月的 n 个月时间尺度的累积序列; n 为时间尺度; d_{i-j} 为第 $i-j$ 个月的水文气象要素数据。

目前,非平稳变化检测方法较多,其中Mann-Kendall(MK)趋势分析(Mann, 1945; Kendall, 1975)、启发

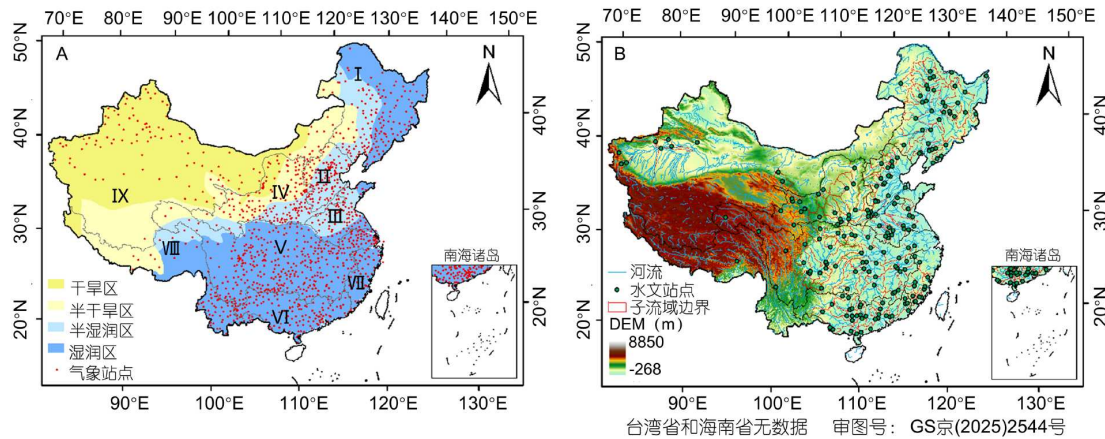


图1 中国大陆区域概况。(A) I 为松辽河流域(159个气象站, 40个水文站), II 为海河流域(107个气象站, 15个水文站), III 为淮河流域(91个气象站, 14个水文站), IV 为黄河流域(163个气象站, 29个水文站), V 为长江流域(379个气象站, 46个水文站), VI 为珠江流域(140个气象站, 34个水文站), VII 为东南诸河流域(51个气象站, 12个水文站), VIII 为西南诸河流域(67个气象站, 1个水文站), IX 为内陆河流域(116个气象站, 10个水文站)。(B) 中国大陆区域201个水文站点位置及其控制子流域边界

式分割法(BG)(Bernaola-Galván等, 2001)和Pettitt(PT)突变分析(Pettitt, 1979)较为常用。本文分别采用上述三种方法对不同时间尺度每年1–12月水文气象要素累积序列进行非平稳变化诊断。对于某一具体月份和时间尺度, 当某一个站点或格点的水文气象要素被两种及以上方法检测出发生非平稳变化时, 则认为该站点或区域发生非平稳变化。上述三种方法的主要原理简述如下。

(1) Mann-Kendall趋势检验

MK趋势分析是一种基于秩的非参数检验法, 常用于分析水文气象要素的时间序列变化趋势。假定水文气象要素是稳定的、相互独立的, 且保持相同连续分布。对于具有 N 个样本的累积序列 x_i^n (Mann, 1945; Kendall, 1975):

$$S = \sum_{k=1}^{N-1} \sum_{j=k+1}^N \text{Sgn}(x_j^n - x_k^n) \quad k \neq j, \text{ and } k, j \leq N \quad (2)$$

$$\text{Sgn}(x_j^n - x_k^n) = \begin{cases} +1, & (x_j^n - x_k^n) > 0 \\ 0, & (x_j^n - x_k^n) = 0 \\ -1, & (x_j^n - x_k^n) < 0 \end{cases} \quad (3)$$

其中, S 为正态分布, 均值为0, 方差为 $\text{Var}(S) = N(N-1)(2N+5)/18$ 。

当长序列($N > 10$)时, 标准的正态统计变量为

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & S > 0 \\ 0, & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & S < 0 \end{cases} \quad (4)$$

当检验统计量 $Z > 0$ 时, 累积序列呈现出增加趋势; 反之则呈现出减少趋势。若累积序列存在显著(显著性水平为0.05)的变化趋势, 则认为该累积序列呈现非平稳变化特征。

(2) 启发式分割法

BG法是由Bernaola-Galván等(2001)提出的非平稳序列检测方法, 该方法能在不同时间尺度上高效地把非平稳时间序列划分为多个不同均值的子序列, 能有效排除虚假变异点。

对于包含 N 个样本的累积序列 x_i^n , 通过第 $i(2 \leq i \leq N-1)$ 个数据从左向右滑动, 将 x_i^n 分割为左右两个子序列 x_1 (包含 N_1 个样本)和 x_2 (包含 N_2 个样本), 左右子序列的平均值分别为 $u_1(i)$ 和 $u_2(i)$, 标准差分别为 $S_1(i)$ 和 $S_2(i)$, 则 i 点合并偏差 $S_D(i)$ 表示为

$$S_D(i) = \left(\frac{(N_1-1)s_1^2 + (N_2-1)s_2^2}{N_1 + N_2 - 2} \right)^{1/2} \times \left(\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2} \right)^{1/2} \quad (5)$$

其中, i 点左右子序列均值的差异可以通过 t 检验统计值 $T(i)$ 进行度量:

$$T(i) = \left| \frac{u_1(i) - u_2(i)}{S_D(i)} \right| \quad (6)$$

T 值越大, 说明该点左右子序列的差异越明显。统计 $T(i)$ 中最大值 $T_{\max}$ 所对应的统计显著性 $P(T_{\max})$, 计算公式如下:

$$P(T_{\max}) \approx \left\{ 1 - I_{\left[\frac{v}{v + T_{\max}^2} \right]}(\delta_v, \delta) \right\}^\eta \quad (7)$$

其中, N 表示整个样本序列的长度; $I_x(a, b)$ 是不完全 β 函数, $v = N - 2$, $\eta = 4.19 \ln N - 11.54$, $\delta = 0.40$ 。

当 $P(T_{\max})$ 达到置信度,则认为该点为显著的均值突变点,对原累积序列进行分割。对分割后的子序列重新进行检验,直到 $P(T_{\max})$ 不能达到置信度,此时子序列不再分割。若累积序列存在显著(显著性水平为0.05)的突变点,则认为该累积序列呈现非平稳变化特征。

(3) Pettit突变分析

PT方法是一种基于Mann-Whitney的非参数突变点检验方法,该方法计算简单,受到异常值影响较小,因此被广泛运用于气象水文领域(Pettitt, 1979)。基于累积序列存在趋势性变化的前提条件,该方法通过检验趋势均值变化的时间来确定序列的突变点。Mann-Whitney非参数统计量为

$$\begin{aligned} U_{t,N} &= U_{t-1,N} + \sum_{i=1}^n \text{sgn}(x_t^n - x_i^n), t = 2, 3, 4, \dots, n \\ K_{t,N} &= \max[U_{t,N}], (1 \leq t \leq N) \\ p &= 2\exp\{-6K_{t,N}^2/(N^3 + N^2)\} \end{aligned} \quad (8)$$

若该累积序列存在显著(显著性水平为0.05)的突变点,则认为该累积序列呈现非平稳变化特征。

2.2.2 面向不同类型干旱的指标计算方法

本文考虑与三种类型干旱(气象干旱、农业干旱和水文干旱)紧密联系的水文气象要素(降水、水分亏缺、土壤湿度以及径流),分别构建SD指标与NSD指标。

(1) 平稳干旱指标

基于平稳性假设,本文分别构建SPI(Mckee等, 1993)、SPEI(Vicente-Serrano等, 2010)、SSMI(Agha-Kouchak, 2014)和SRI(Shukla和Wood, 2008)。构建干旱序列SD时,输入水文气象序列 d ,假定 n 个月时间尺度的累积序列 x 。对于SPI、SPEI、SSMI以及SRI, d 序列分别为降水、水分亏缺、土壤湿度以及径流。

SPI、SPEI、SSMI和SRI分别采用Gamma分布、Log-logistic分布、Gamma分布和Lognormal分布(Mckee等, 1993; Song等, 2020; Ding等, 2021; Sun等, 2023; Lv等, 2025)。对累积序列进行概率函数分布拟合,并计算累积概率密度函数 $F(x_i^n)$ 为

$$F(x_i^n) = \begin{cases} \int_0^x \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} dx, & x_i^n = x_P \text{ 或 } x_{SM} \\ \int_0^x \frac{(x/\beta)^{\alpha-1}}{\beta(1+(x/\beta)^\alpha)^2} dx, & x_i^n = x_{P-PET} \\ \int_0^x \frac{1}{x\beta\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(\ln(x)-\alpha)^2}{2\beta^2}\right) dx, & x_i^n = x_R \end{cases} \quad (9)$$

式中 α 和 β 分别为形状参数和位置参数(基于平稳性假设,参数是恒定的); $\Gamma(\alpha)$ 为Gamma分布; x_P 、 x_{SM} 、 x_{P-PET} 以及 x_R 分别为降水、土壤湿度、水分亏缺以及径流的累积序列。

将累积概率密度函数进行标准正态逆变换处理,得到SD:

$$SD = \Phi^{-1}[F(x_i^n)] \quad (10)$$

式中 $\Phi^{-1}(\cdot)$ 为标准正态分布的逆函数变换。

(2) 非平稳干旱指标

在非平稳变化情景下, x_i^n 的概率分布函数参数并非恒定不变的,而是时变的。本文基于GAMLSS模型,构建水文气象要素概率分布位置参数随时间变化的NSD指标。GAMLSS模型是由Rigby提出的用来描述水文气象序列的形状参数、尺度参数以及位置参数与解释变量的平稳或非平稳的关系(Rigby和Stasinopoulos, 2005)。具体计算过程如下。

与SD相似,输入序列 d 确定不同时间尺度的累积序列 x 后,对累积序列 x 进行概率分布拟合(统计分布的选择与构建SD指标时一致)。为简化分析,本文仅考虑不同概率分布位置参数随时间呈现线性(记为NSD_L)或非线性(记为NSD_N)变化这两种情形:

$$\mu(t) = \begin{cases} \beta_0 + \beta_1 t + \varepsilon, & \text{NSD} = \text{NSD}_L \\ \sum_{j=1}^K \beta_j B_j(t), & \text{NSD} = \text{NSD}_N \end{cases} \quad (11)$$

式中 $\mu(t)$ 为位置参数, t 为自变量(时间); β_0 为线性拟合的截距; β_1 为线性拟合的回归系数; ε 为误差项; β_j 为非线性拟合的回归系数; $B_j(t)$ 为分段多项式平滑函数。

本文选择Akaike Information Criterion(AIC)准则评估概率分布拟合效果(Akaike, 1974)。AIC值越小,则认为概率分布的拟合效果越好。

$$AIC = 2k - 2\ln(\hat{L}) \quad (12)$$

其中, k 是模型中估计参数的数量; $\hat{L}$ 是模型的似然函数的最大值。

2.2.3 非平稳变化对不同类型干旱的影响

本文分别从统计特征与干旱演变过程角度,对比分析SD指标与NSD指标的差异,量化水文气象要素非平稳变化对干旱评估影响。通过比较AIC值的大小,从概率分布拟合效果的角度,对比分析NSD指标和SD指标对水文气象要素序列的拟合效果:

$$\omega = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N n_i \quad (13)$$

式中 ω 为NSD指标优于SD指标的比例； N 为参与统计的总个数； n_i 为第 i 格点/站点的最优干旱指标， $n_i=1$ 时表示选择NSD指标更优($AIC_2 < AIC_1$)， $n_i=0$ 时表示站点选择SD指标更优($AIC_2 > AIC_1$)， AIC_1 和 AIC_2 表示SD指标和NSD指标对应的AIC值。

本文通过计算AIC的相对变化来量化考虑非平稳变化对水文气象要素概率分布拟合的影响(η_{AIC})。 η_{AIC} 大于0表明考虑NSD指标对水文气象要素拟合效果优于SD指标拟合效果；反之，则表明SD指标对水文气象要素的拟合效果更优：

$$\eta_{AIC} = \frac{AIC_1 - AIC_2}{|AIC_1|} \times 100\% \quad (14)$$

本文将干旱等级划分为：极端干旱($SD/NSD \leq -2$)、重度干旱($-2 < SD/NSD \leq -1.5$)、中度干旱($-1.5 < SD/NSD \leq -1$)、轻度干旱($-1 < SD/NSD \leq -0.5$)以及无旱($-0.5 < SD/NSD$) (McKee等, 1993; Shukla和Wood, 2008; Vicente-Serrano等, 2010; AghaKouchak, 2014)。通过比较SD指标与NSD指标识别的干旱等级变化情况，可以分析考虑非平稳变化对不同类型干旱指标反映的干旱等级变化的影响：

$$\begin{cases} \alpha_{i,-} = \frac{\sum_{j=1}^{j=i-1} B_j}{A_i}, (i > 1) \\ \alpha_i = \frac{B_j}{A_i}, (1 \leq i \leq 5) \\ \alpha_{i,+} = \frac{\sum_{j=i+1}^{j=5} B_j}{A_i}, (i < 5) \end{cases} \quad (15)$$

式中， $i, j=1, 2, 3, 4, 5$ 分别对应SD/NSD指标识别为无旱、轻度干旱、中度干旱、重度干旱和极端干旱； $\alpha_{i,-}$ 和 $\alpha_{i,+}$ 分别表示SD指标识别 i 等级干旱时，NSD指标识别出更低($j < i$)和更高($j > i$)干旱等级的比例； α_i 表示SD指标和NSD指标均识别为 i 等级干旱的比例； A_i 为SD指标识别 i 等级干旱的总月份； B_j 表示NSD指标识别出 j 等级干旱的总月份。

3 研究结果

3.1 水文气象要素时空分布规律

1961–2019年，中国大陆区域多年平均年降水量、水分亏缺、土壤湿度及径流深整体上呈现西北低、东南高

的空间分布格局(图2)。基于线性趋势和 t 检验(显著性水平为0.05)(Dai, 2013; Kazemzadeh等, 2021)，52.8%气象站点的年均降水量呈现出增加趋势(10.4%显著，主要分布在内陆河流域和东部沿海地区)；75.1%气象站点的年均水分亏缺呈现增加趋势(其中40.3%显著，主要分布在内陆河流域以及东部沿海地区)；71.6%区域的年均土壤湿度呈现减少趋势(52.3%区域显著减少)，18.0%区域的土壤湿度显著增加(主要位于内陆河流域)；64.2%水文站点的径流呈现出减少趋势(28.9%显著，主要位于黄河流域和海河流域)。

3.2 不同时间尺度水文气象要素的非平稳变化特征

本文系统诊断了1961–2019年中国大陆区域年降水、水分亏缺、土壤湿度和径流的非平稳变化特征(图3)。仅11.7%站点的年降水呈现非平稳变化，主要分布于内陆河流域和东部沿海地区；44.7%站点的年水分亏缺呈现非平稳变化，主要分布在内陆河流域、淮河流域和松辽河流域；65.8%区域的年均土壤湿度呈现出非平稳变化，主要分布在北方区域；33.8%站点的年径流呈现非平稳变化，主要分布在黄河中游和海河流域。

本文进一步分析了1961–2019年中国大陆区域水文气象要素在不同时间尺度(1–48个月)呈现非平稳变化的情况(图4)。整体来看，土壤湿度呈现非平稳变化比例最高，其次是水分亏缺和径流，降水最低。随着时间尺度的增加，降水、水分亏缺、土壤湿度以及径流呈现非平稳变化的比例整体呈上升趋势。值得注意的是，当时间尺度小于9个月时，径流呈现非平稳变化比例呈缓慢下降趋势。当时间尺度小于12个月尺度时，不同月份水文气象要素非平稳比例存在一定差异，但该差异随尺度增加逐渐减小。当时间尺度超过12个月时，水文气象要素的非平稳变化比例均较高。可以看出，在干旱评估中需考虑水文气象变量非平稳变化的影响。

考虑到大多数研究采用3个月尺度干旱指标表征季节性干旱，本文进一步分析了不同季节(分别以5、8、11、2月表征春、夏、秋、冬)水文气象要素的非平稳特征(图5)。土壤湿度在四季的非平稳比例均较高(>58.0%)，其次是水分亏缺(>27.0%)和径流(>22.0%)，降水在四季的非平稳比例较小(<16.0%)。从季节差异来看，降水的非平稳比例呈现冬季最高(16.0%)、秋季最低(7.3%)；水分亏缺的非平稳比例冬季最高(46.4%)、夏季最低(27.0%)；而土壤湿度的非平稳比例春季最高(66.6%)、冬季最低(58.7%)；径流的非平稳比例冬季最高(41.3%)、夏季最低(22.4%)。从空间分布来看，夏季降水非平稳变化比例在东南诸河流域较高(41.2%)，冬季降水在长江流域下游

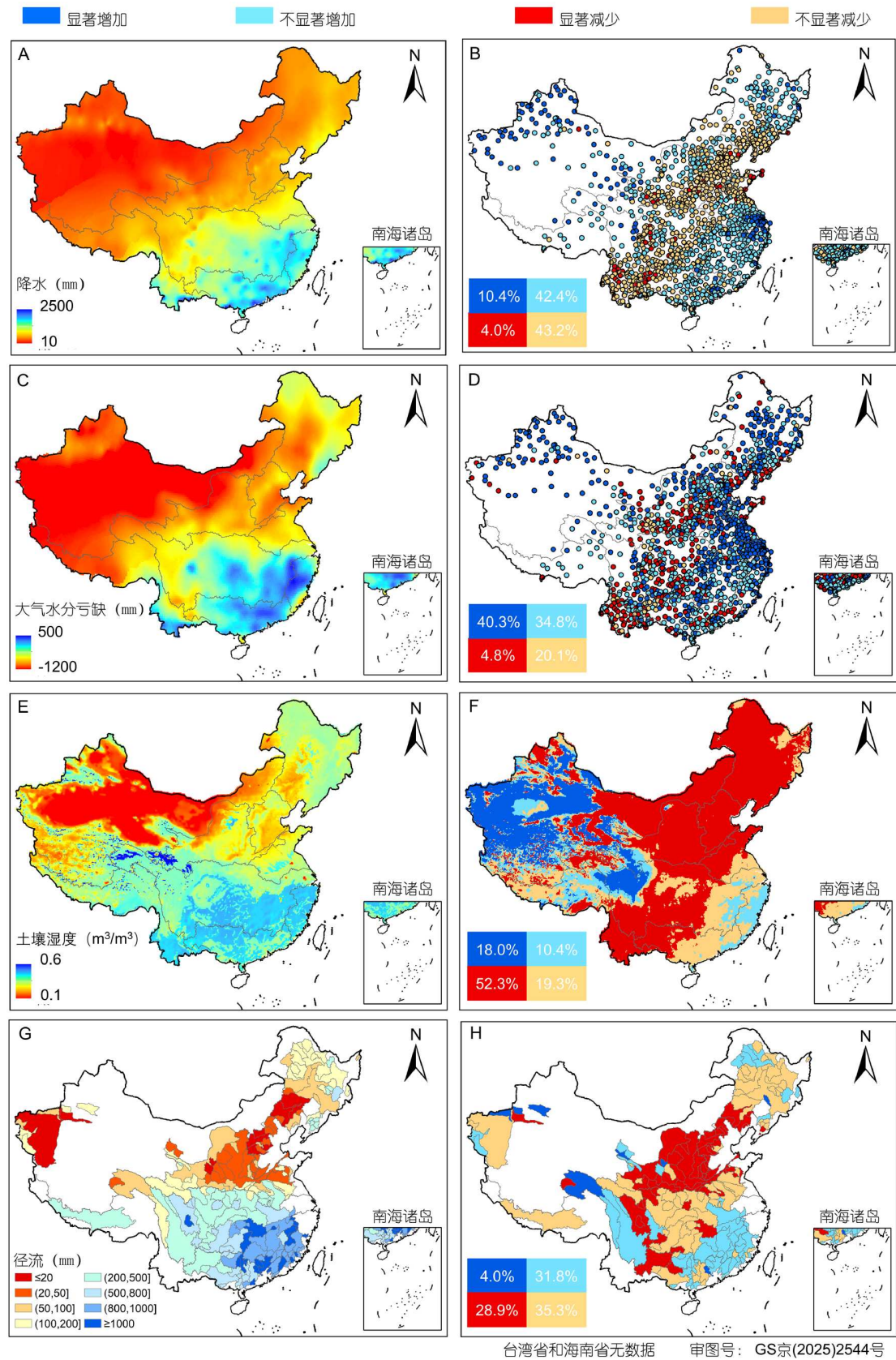


图2 1961–2019年中国大陆区域水文气象要素时空变化特征。(A, B)、(C, D)、(E, F)和(G, H)分别表示降水量、水分亏缺、土壤湿度和径流; 左列为水文气象要素多年平均值, 右列为水文气象要素时间变化趋势, 显著性水平为0.05

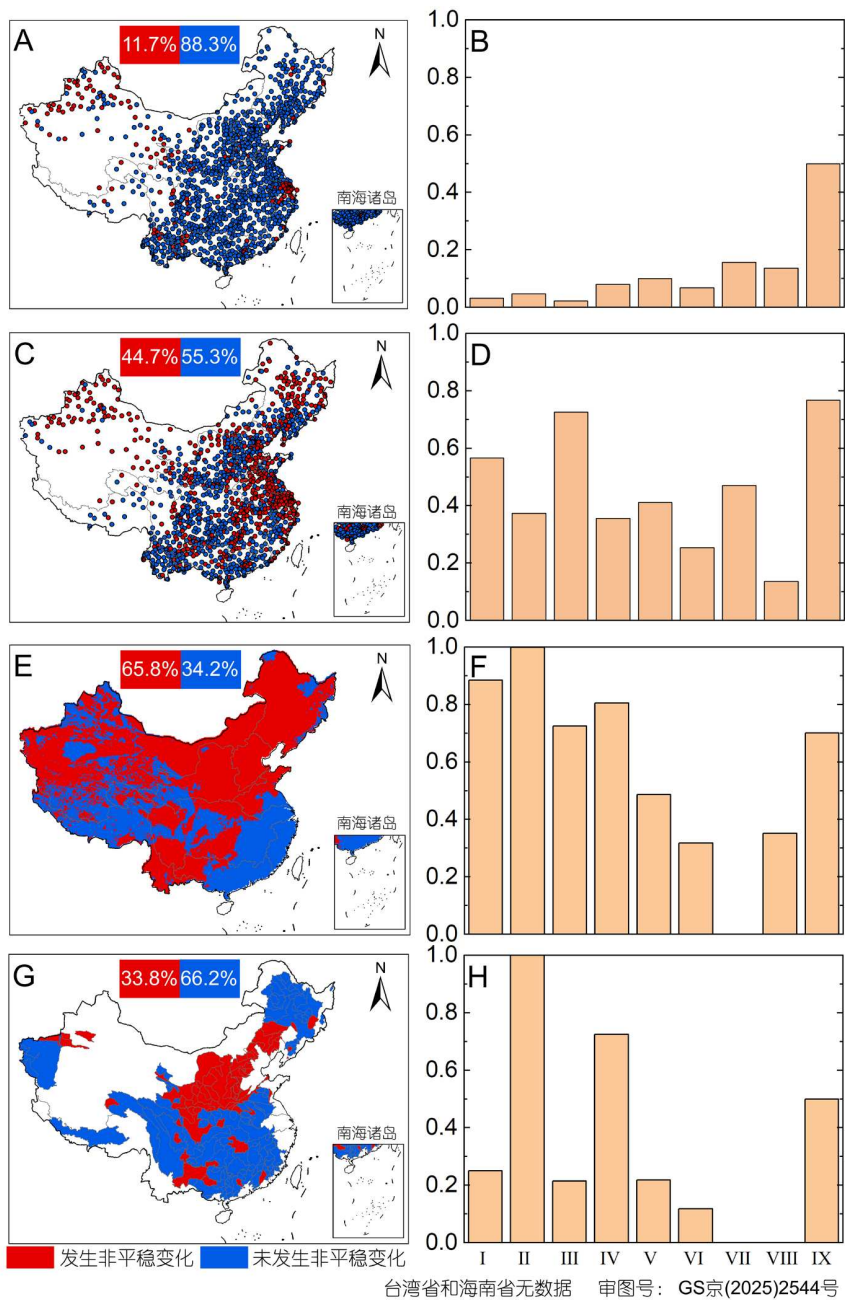


图3 1961–2019年间中国大陆区域水文气象要素非平稳特征。(A, B)、(C, D)、(E, F)和(G, H)分别表示降水、水分亏缺、土壤湿度和径流。左列为水文气象要素非平稳特征，右侧为不同流域水文气象要素发生非平稳变化比例(横坐标序号对应图1流域编号)

非平稳比例较高；夏季水分亏缺在东南诸河流域呈现非平稳变化比例较高(56.9%)，冬季水分亏缺在长江流域(尤其是长江流域下游)呈现非平稳变化比例较高(50.7%)；土壤湿度在北方流域(松辽河流域、海河流域、淮河流域、黄河流域以及内陆河流域)呈现非平稳比例均较高；径流在海河流域(>73.0%)和黄河流域(>48.0%)呈现非平稳变化比例较高。具体而言，海河流域春、夏、秋季的非平稳变化比例均达到80%，而黄河流域在相同

季节的比例则均超过58%。

3.3 非平稳与平稳干旱评估指标对比分析

本文构建了1–48个月时间尺度下气象干旱、农业干旱及水文干旱的SD指标与NSD(NSD_L和NSD_N)指标，统计了各时间尺度下不同类型干旱的最优干旱指标比例(图6)。除以降水为表征的气象干旱指标外，其他类型干旱的NSD指标在所有时间尺度上均优于SD指标。随着时间

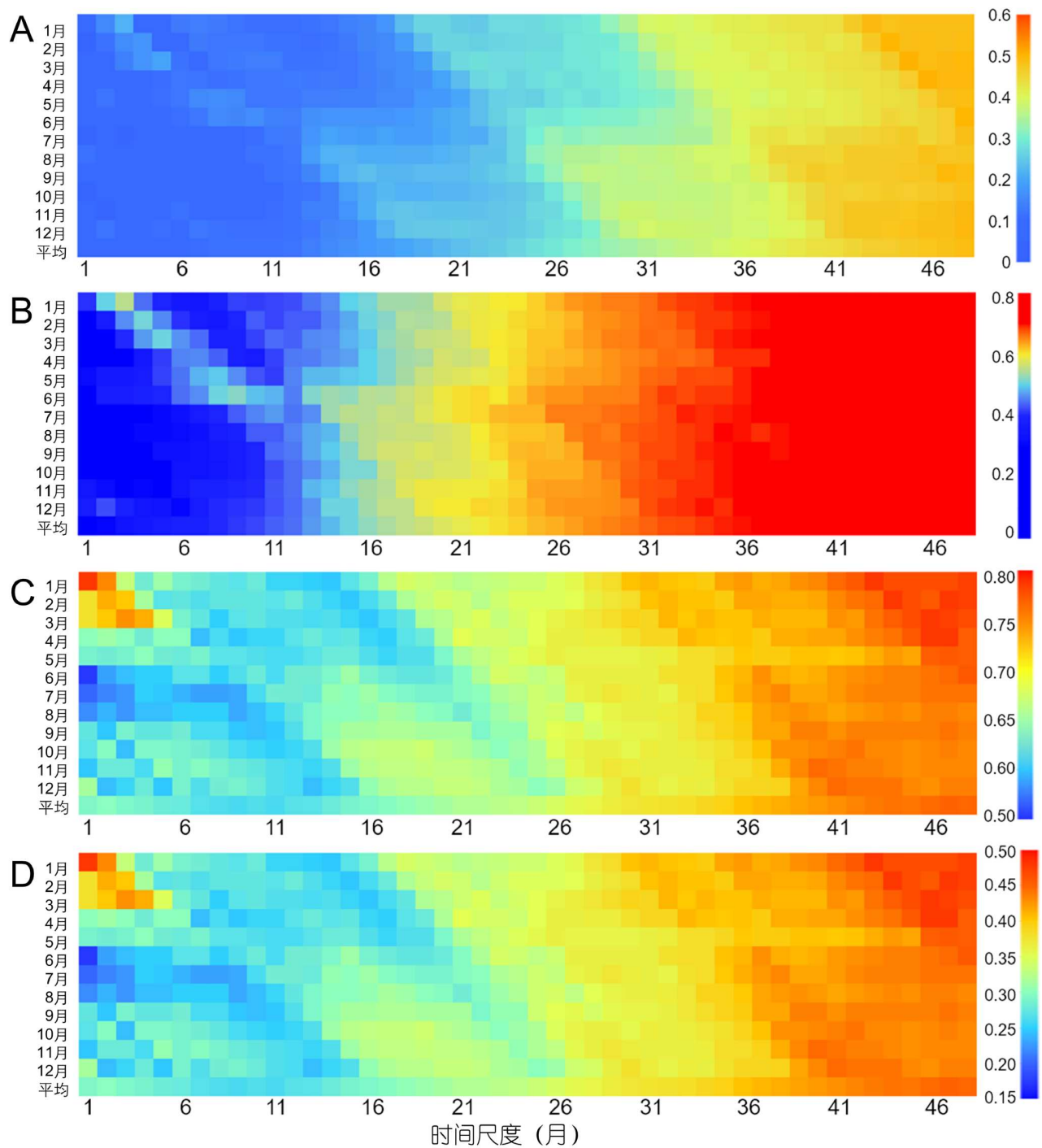


图4 不同时间尺度下中国区域水文气象要素发生非平稳变化的比例。(A–D)分别表示降水量、水分亏缺、土壤湿度和径流

尺度的增加， NSD_N 指标占优比例持续升高。对比 NSD_L 指标和 NSD_N 指标发现， NSD_N 指标在不同时间尺度和不同类型干旱下的占优比例均高于 NSD_L 指标。对以降水为表征的气象干旱指标， $NSPI_N$ 最优比例随时间尺度的增加而增大。当时间尺度小于14个月时， SPI 指标更优(最优比例均大于50%)。综上，当时间尺度小于14个月尺度

时，以降水为表征的气象干旱评估仍可采用 SPI 指标，但其他类型干旱评估采用 NSD 指标可提升干旱评估准确性；尤其是在长时间尺度(大于12个月)，采用 NSD 指标可以显著提升干旱评估的准确性。

本文以2000年夏季干旱和2009年中国秋季干旱为例(图7和图8)，提取了3个月时间尺度下不同干旱指标识别

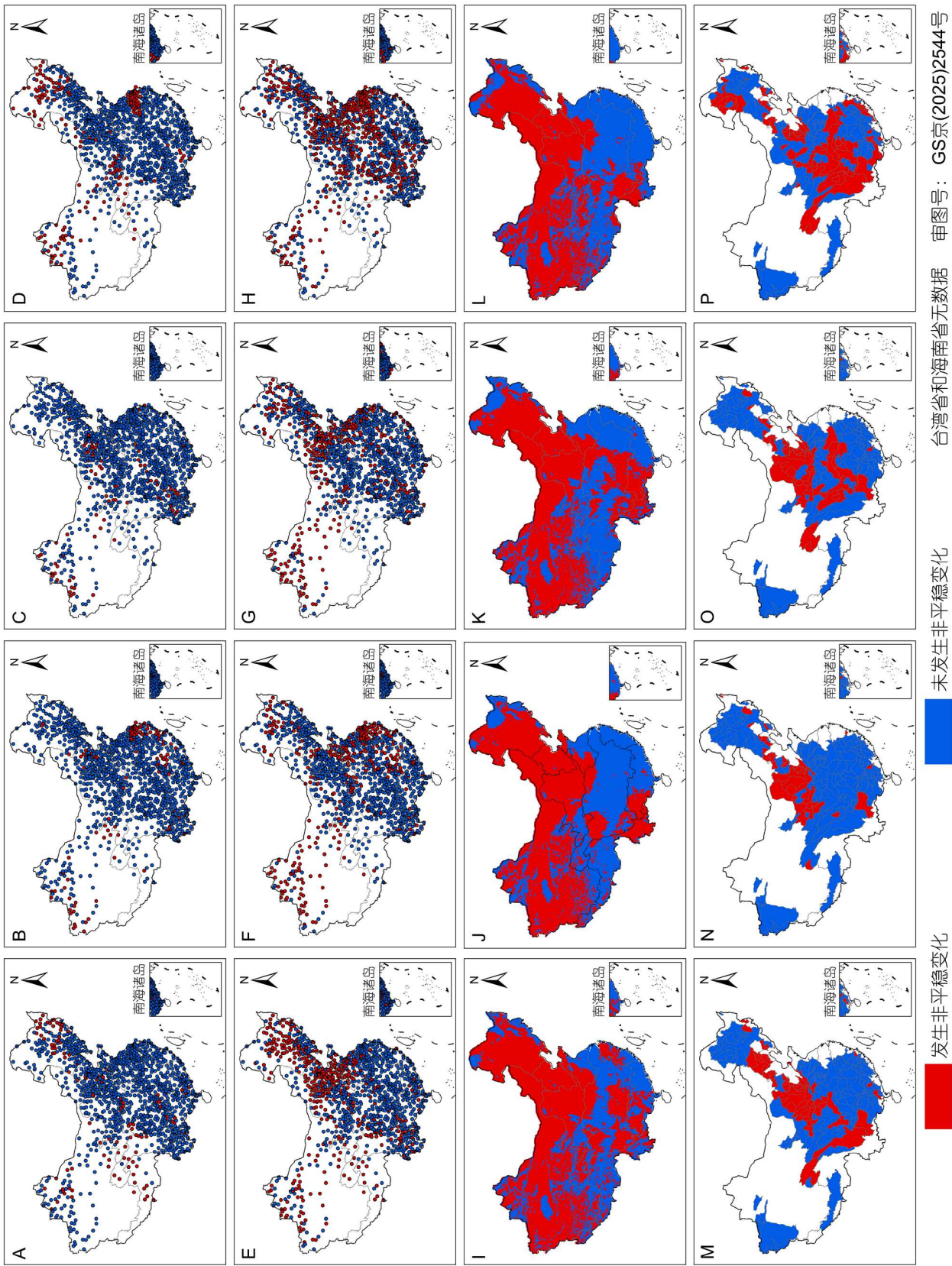


图5 3个月时间尺度下中国大陆区域水文气象要素不同季节非平稳特征空间分布图。(A-D)、(E-H)、(I-L)和(M-P)分别表示站点降水量、水分亏缺、土壤湿度以及径流。第一、二、三和四列分别表示春季、夏季、秋季以及冬季

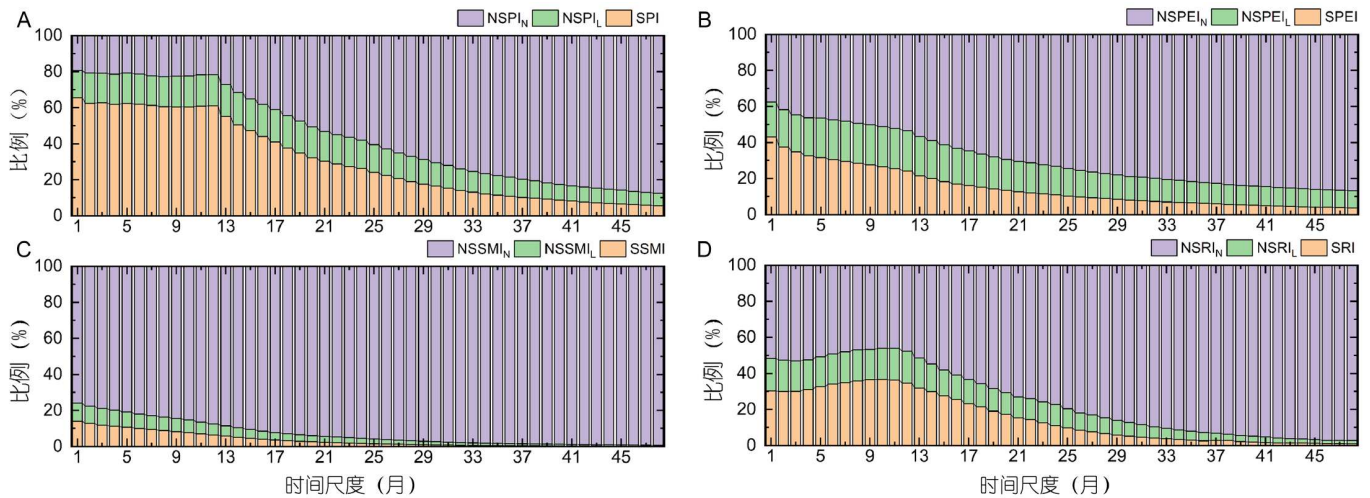


图6 中国大陆区域不同时间尺度下不同类型干旱指标最优的比例。(A) 以降水为表征的气象干旱评估指标；(B) 以水分亏缺为表征的气象干旱评估指标；(C) 以土壤湿度为表征的农业干旱评估指标；(D) 以径流为表征的水文干旱评估指标

出的干旱情况，分析不同干旱指标对干旱事件的刻画效果。在2000年夏季，广西、安徽、新疆、甘肃、陕西、山西、山东、内蒙古、辽宁、吉林、黑龙江等地发生了干旱(图7)，本文干旱识别结果与过往研究关于华北、西北以及东北发生严重夏季干旱的记载较为一致(干旱分析小组, 2000; 中华人民共和国水利部, 2000)。在2009年秋季，长江流域和珠江流域发生了明显气象干旱、农业干旱以及水文干旱。干旱序列识别结果与《2009年中国水旱灾害公报》上关于“江南地区来水不足”、“西南、华南部分地区降水较同期平均值偏少，部分江河来水偏少，土壤失墒严重”的记录内容基本一致(中华人民共和国水利部, 2010)。综上，尽管不同干旱指标识别结果存在差异，但可以较为准确地反映中国区域干旱变化情况。

本文以1个月时间尺度下农业干旱指标(SSMI、NSSMI_L和NSSMI_N)，分析了两场不同区域的典型干旱事件(2000年2–8月的中国大部分特别北方地区的严重干旱和2009年8月至2010年5月西南五省市(云南、贵州、广西、四川及重庆)的特大干旱)的时空演变(图9和图10)。2000年2月，新疆、青海、山西、陕西等地率先发生明显干旱；3月起干旱开始逐渐向中国北方各地发展，长江流域部分区域出现干旱；5月时中国大部分区域都发生明显干旱；6月起，尽管长江中部干旱有一定缓解，但中国北方仍然持续干旱；7月中国东部地区干旱进一步发展；8月北方大部分区域干旱得到明显缓解。三种干旱指标识别出的干旱演变过程整体一致，且演变过程与过往关于2000年中国特别北方地区干旱的记载整体较为相似(干旱分析小组, 2000)。值得注意的是SSMI指标识别出的干旱等级明显低于NSSMI指标识别出的干旱等级(尤其是在

新疆、山东等地区)，NSSMI识别干旱等级与以往研究关于西北和华北地区发生了严重干旱的结论更为接近(干旱分析小组, 2000)。

2009年8月广西和贵州局部初现旱情；旱情在2009年9–11月间迅速向西南五省市扩展，云南省干旱面积在11月达到最大；西南旱情进一步加剧，并于2010年3月达到干旱峰值；在此之后旱情逐渐缓解，并于2010年6月基本解除。上述干旱演变过程与《中国水旱灾害公报》的记载基本一致(中华人民共和国水利部, 2010, 2011)。值得注意的是，与SSMI相比，NSSMI识别的干旱演变过程与历史干旱记载吻合度更高。尤其NSSMI_N表征的干旱恢复过程与《中国水旱灾害公报》上关于雨季开始时间(2010年4月底至5月初)及早情缓解的记载最为匹配。相较于NSSMI，SSMI高估了干旱发展速度、低估了干旱缓解速度。综合两场不同区域的典型干旱事件的时空演变过程，NSSMI指标在干旱演变过程、干旱等级识别上整体优于SSMI指标。

3.4 水文气象要素非平稳变化对不同类型干旱评估的影响

本文进一步比较分析了NSD和SD干旱指标AIC值的差异(η_{AIC})，量化非平稳变化对水文气象要素序列拟合效果的变化(图11)。NSD指标普遍提高了对水文气象要素序列的拟合效果($\eta_{AIC} > 0$)，且提升比例随时间尺度的增加呈上升趋势。值得注意的是，当时间尺度小于8个月时，相对于SSMI，NSSMI对土壤湿度序列统计拟合效果增加显著。总的来说，相对于SPI、SPEI、SSMI和SRI，考虑非平稳变化后，NSPI、NSPEI、NSSMI以及NSRI对水文

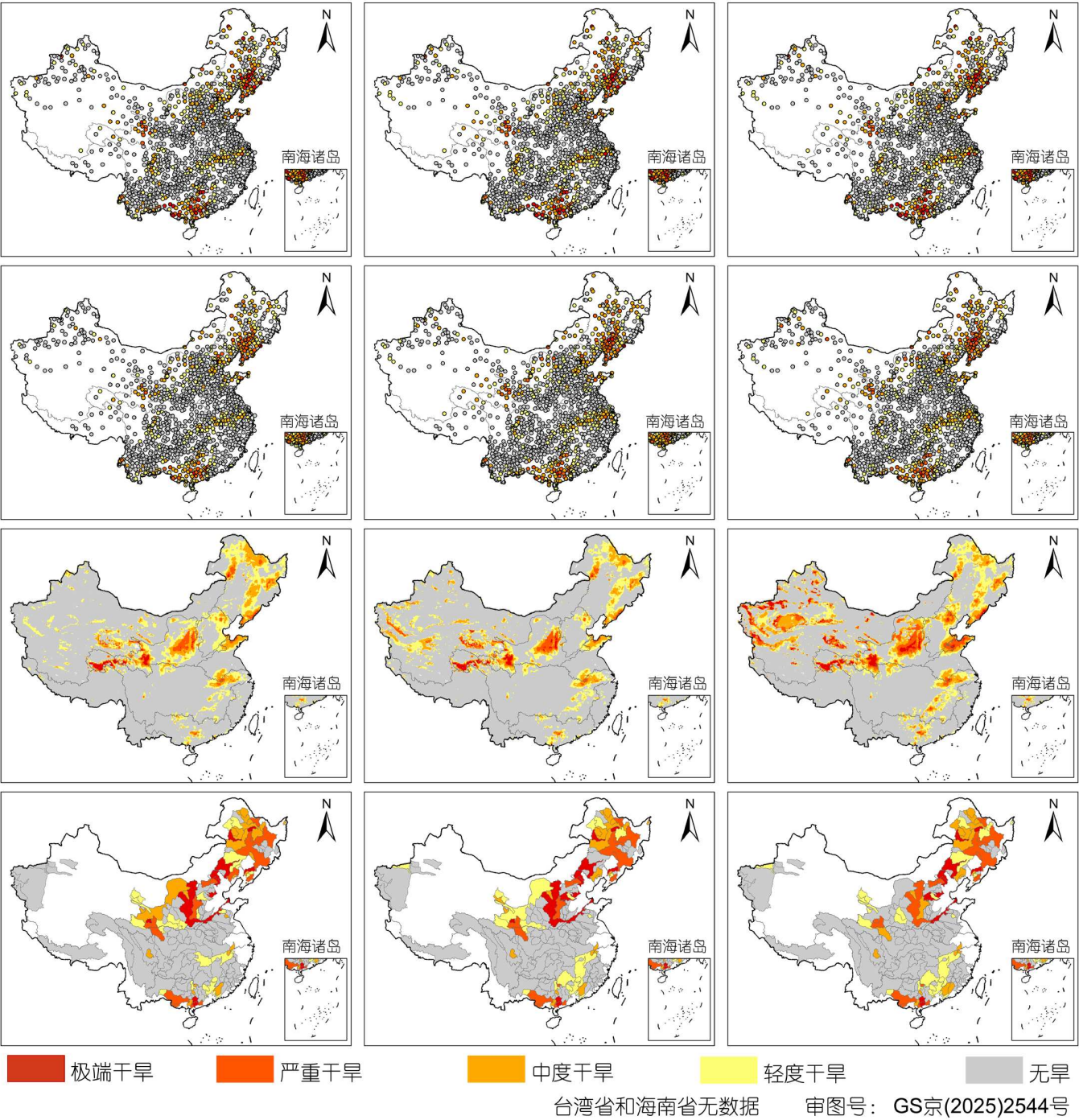


图7 2000年夏季中国大陆区域不同类型干旱。第一、二和三列分别为SD、NSD_L和NSD_N指标识别结果

气象要素序列的拟合效果最大提升幅度分别为5.0%、7.8%、153.4%以及7.3%。

SD指标与NSD指标识别的干旱等级存在显著差异(图12)，与历时典型干旱事件对比可知NSD指标因考虑了非平稳变化的影响能更加准确刻画变化环境下干旱的特征。超过30%的SD识别为重、中和轻度干旱月份与NSD指标识别出的干旱等级不一致，这表明非平稳变化

对这三类干旱等级影响显著。随着时间尺度的增加，非平稳变化引起的干旱等级差异略有增加趋势。非平稳变化对以水分亏缺为表征的气象干旱(SPEI/NSPEI)和以土壤湿度为表征的农业干旱(SSMI/NSSMI)等级影响尤为突出。对气象干旱，超62%的SPEI识别为重、中和轻度干旱月份，在采用NSPEI时干旱等级发生了改变。对于农业干旱，超81%的SSMI识别为重、中和轻度干旱月份，

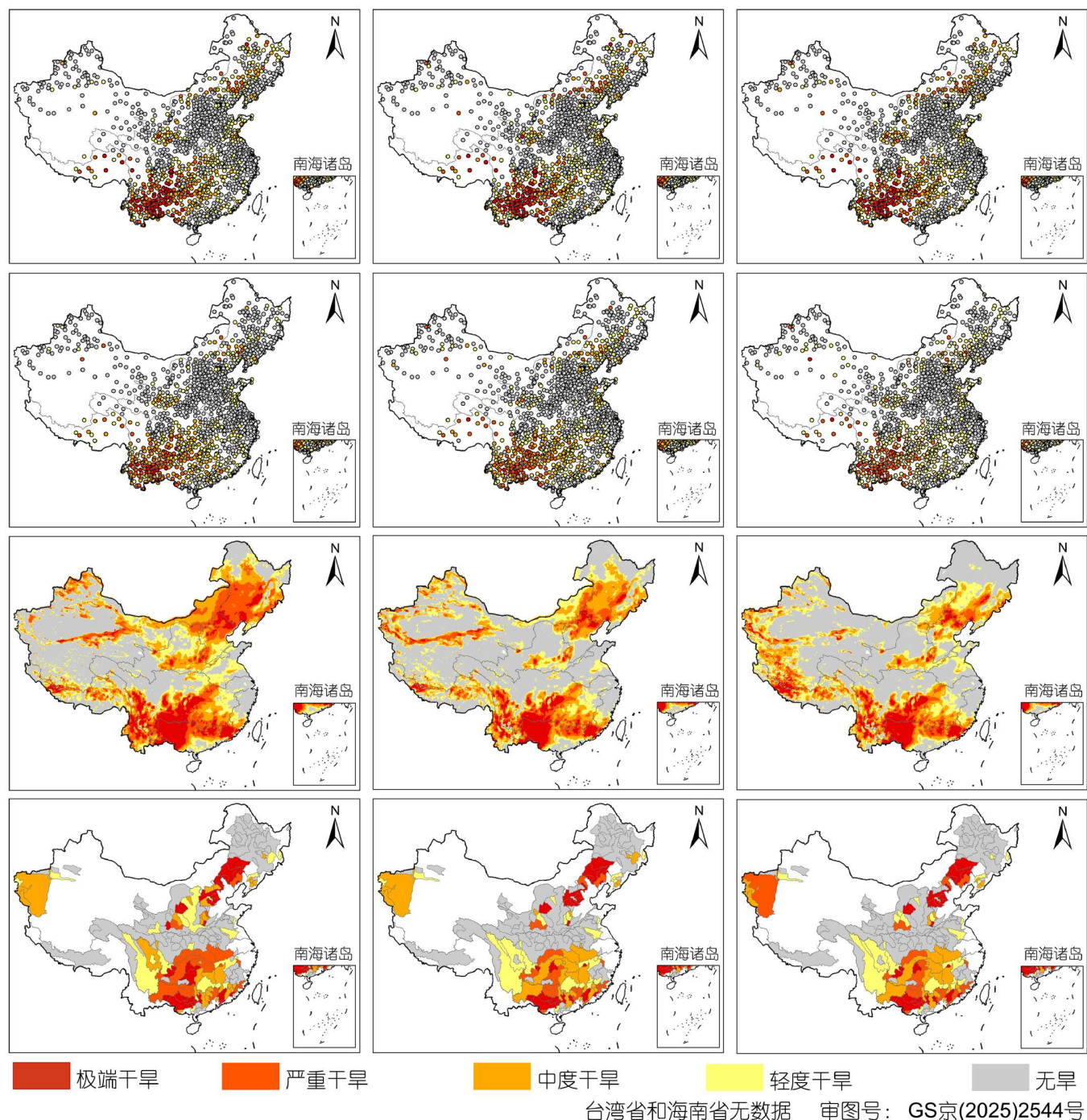


图8 2009年秋季中国大陆区域不同类型干旱。第一、二和三列分别为SD、NSDI和NSDI指标识别结果

在采用NSSMI时干旱等级发生了改变。以3个月时间尺度为例(图13), 超过28%的SD识别为重、中和轻度干旱月份被NSD指标判定为较低干旱等级(尤其是超过52%的SD识别为重、中和轻度农业干旱)。

4 讨论

本文系统性诊断了中国大陆区域水文气象要素的非

平稳特征, 明确了水文气象要素整体呈现非平稳变化且具有“北高南低”的特征。以往的研究表明, 水文气象要素(降水、水分亏缺、土壤湿度以及径流)的非平稳变化主要受气候变化和人类活动的影响。以新疆地区为例, 全球变暖导致冰川积雪减少、蒸发增强、大气持水量增加、局地降水循环加剧(Yao等, 2022), 使降水呈现非平稳变化。水分亏缺由于同时受到降水波动和蒸发变化

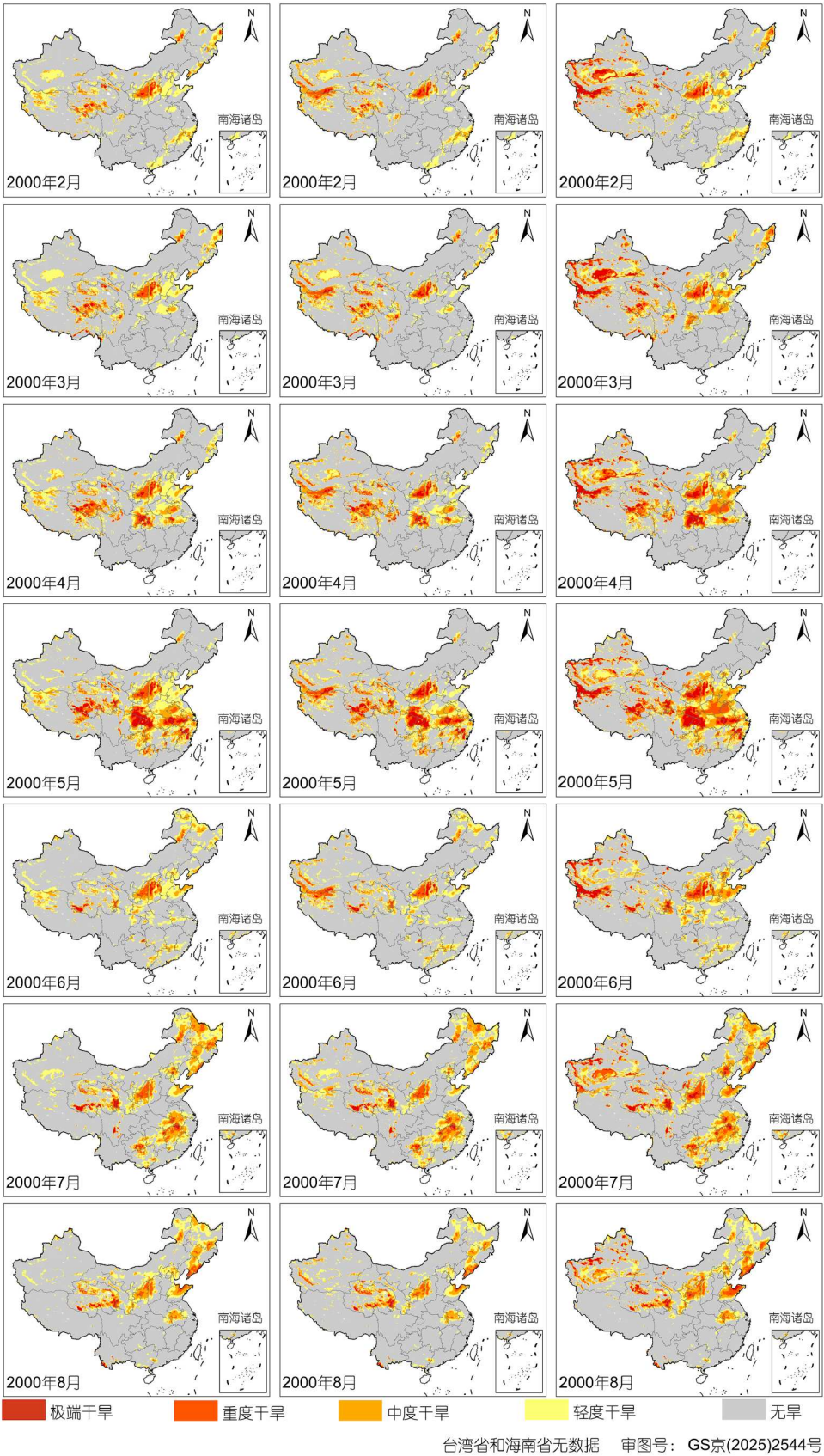
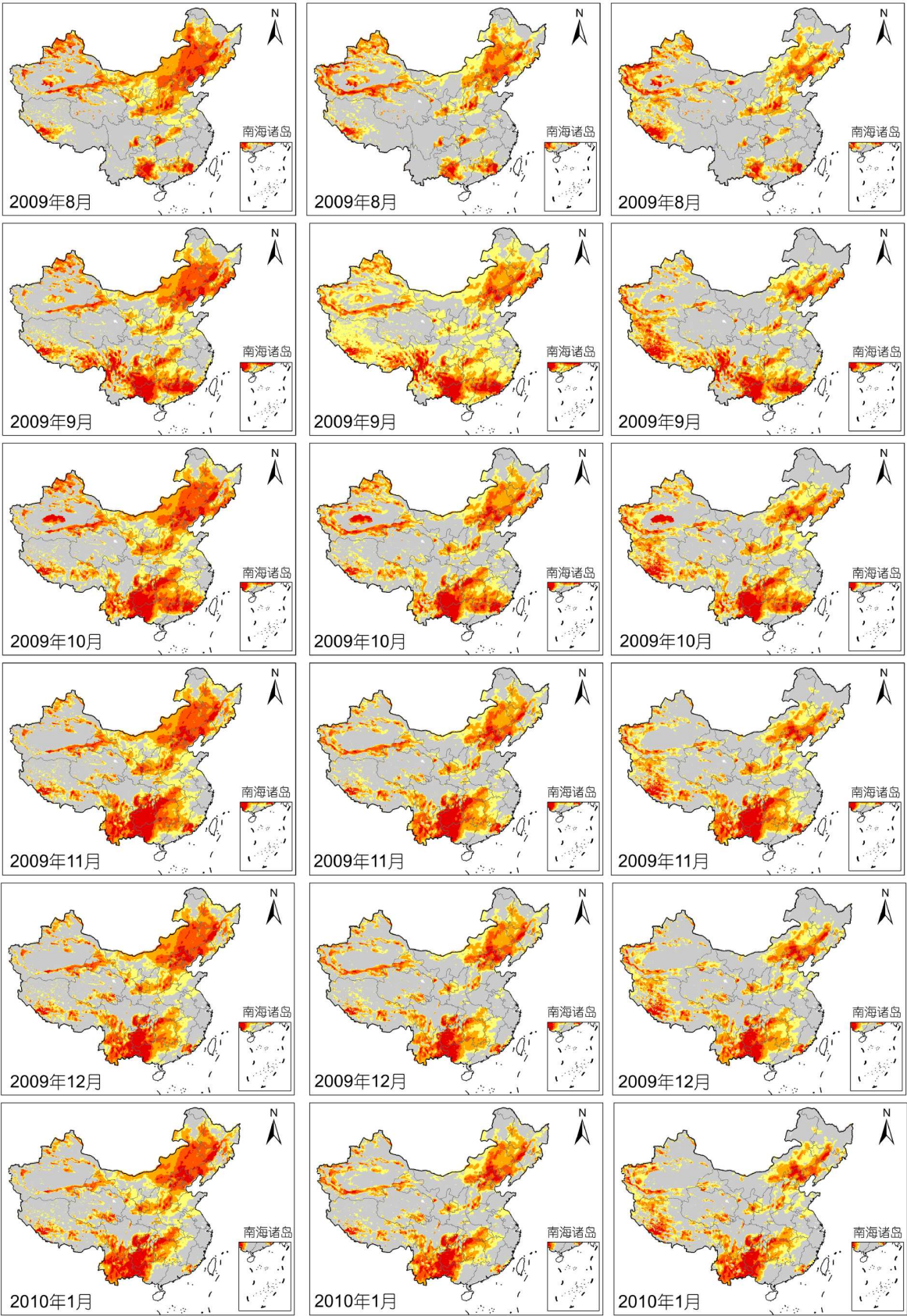


图9 2000年2–8月中国大陆区域农业干旱演变过程。第一、二和三列分别为SSMI、NSSMI_L和NSSMI_N



台湾省和海南省无数据 审图号：GS京(2025)2544号

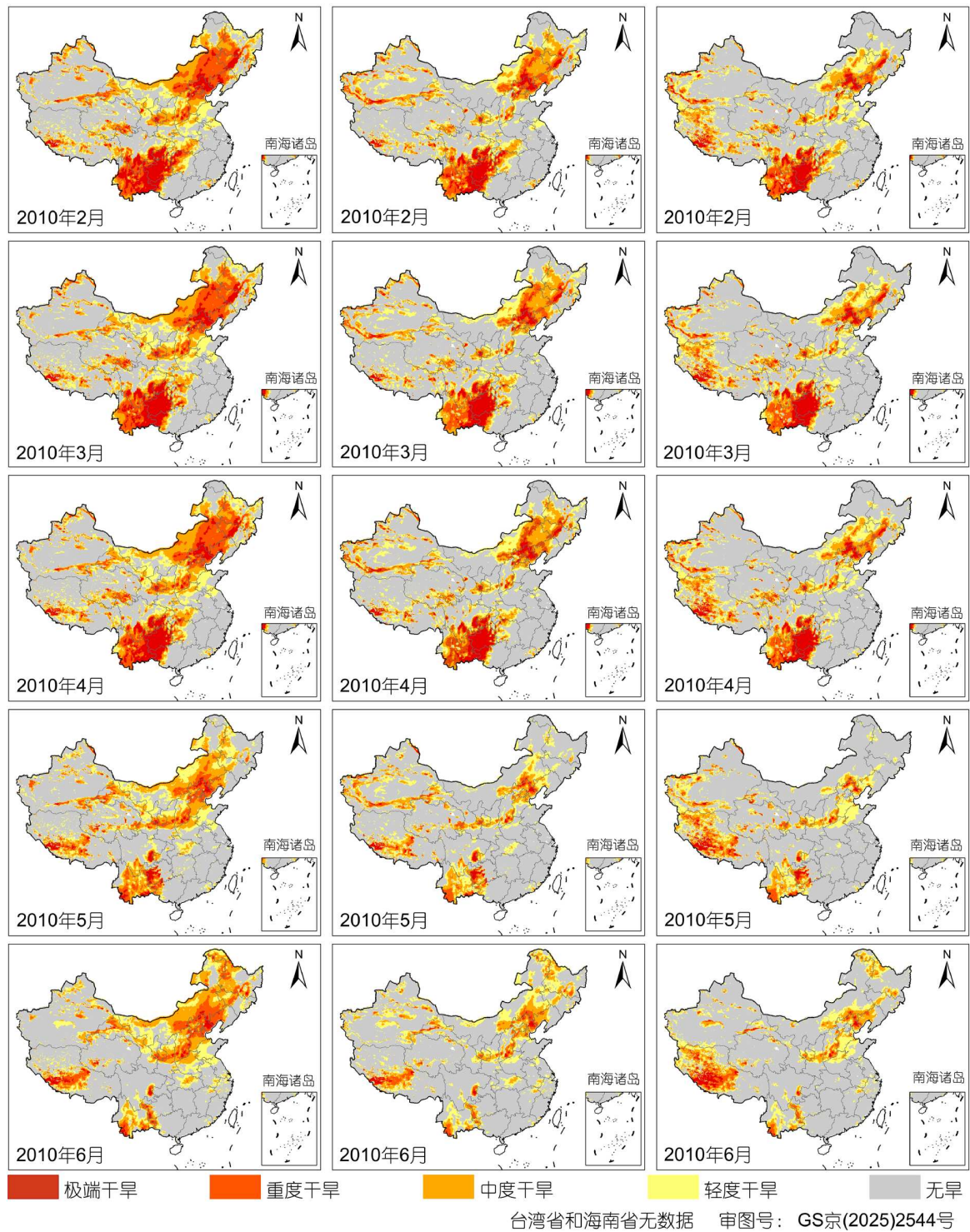


图10 2009年8月至2010年6月中国大陆区域农业干旱演变过程。第一、二和三列分别为SSMI、NSSMI_L和NSSMI_N

(Gui等, 2021; Yang等, 2022a)的叠加影响, 其非平稳比例明显高于降水。对于农业干旱和水文干旱的相关要素, 土壤湿度和径流不仅受气候变化影响, 更直接受到人类活动(人口增加、土地利用变化、温室气体排放、水

库调度及用水增加等)的影响(He等, 2017; Gu等, 2019; Wu等, 2021; Yang等, 2021; Wang Y等, 2022; Yang等, 2022b; 王庆明等, 2023; Song等, 2023; Jia等, 2025), 因此其非平稳比例整体较高。随着时间尺度

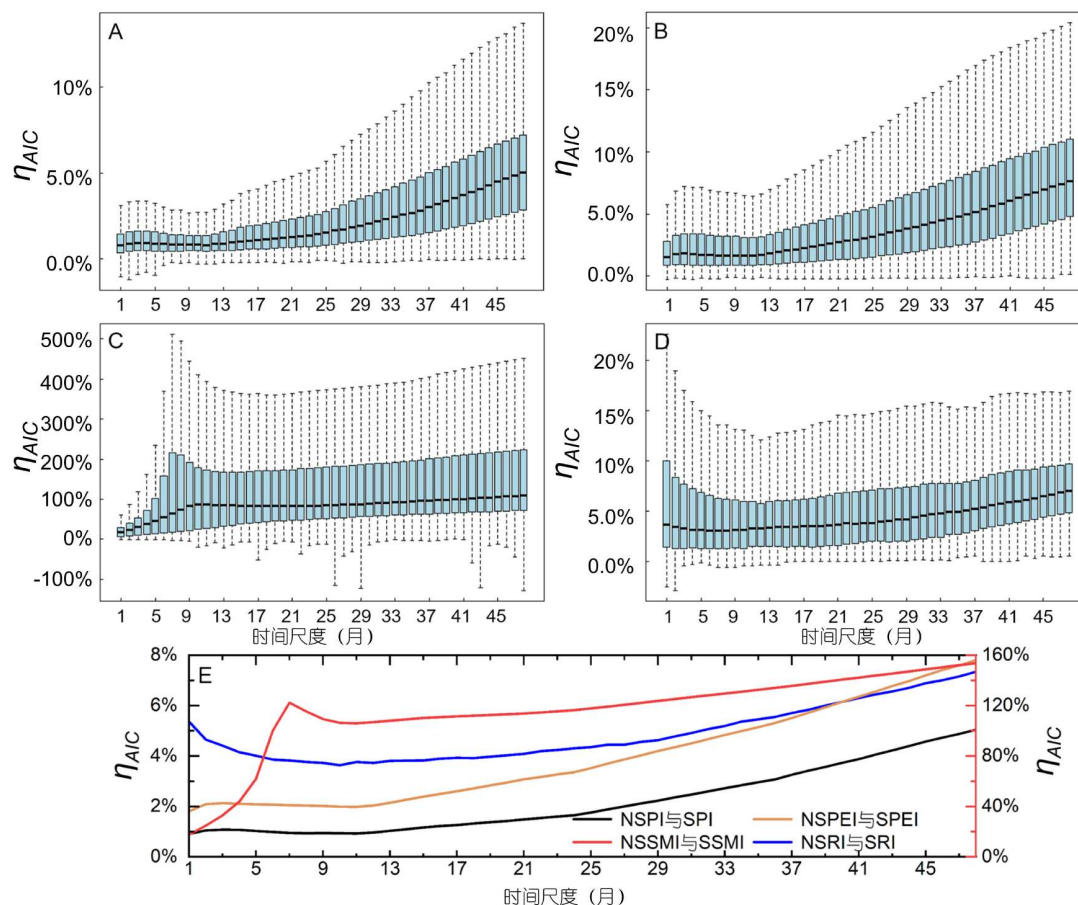


图 11 不同时间尺度下考虑非平稳变化对水文气象要素拟合效果的影响。(A-D)分别为不同时间尺度下以降水为表征的气象干旱、以水分亏缺为表征的气象干旱、农业干旱以及水文干旱的 η_{AIC} 箱型图；(E) 不同时间尺度下考虑非平稳变化对水文气象要素拟合效果的影响，右侧坐标轴表示NSSMI与SSMI相比对土壤湿度的拟合差异，左侧坐标轴表示其他类型干旱NSD指标与SD指标相比对水文气象要素的拟合差异

的增加，气候和人类活动累积效应(Hou等, 2022)及自然滞后和反馈机制(如降水增加提升土壤湿度)使水循环过程复杂性增强，其影响被放大并逐渐积累，水文气象要素在长期尺度上表现出非平稳变化。

本文对比分析了NSD指标与SD指标对于不同类型干旱评估的模拟效果，NSD指标较传统SD指标整体提高了干旱模拟精度，该结论与过往在不同区域的研究结论较为一致(Ju等, 2021; Shao等, 2022; Sun等, 2023)。然而，本文的研究结果同样表明，构建NSD指标的适用性存在显著的区域差异性。在水循环要素呈现显著非平稳变化的区域，构建NSD指标能显著提高干旱评估的精度；而在水循环要素未呈现明显非平稳变化的区域，NSD指标未必能提升干旱评估精度(Wang M等, 2022)。在短时间尺度(小于3个月时间尺度)，本文研究表明中国大陆区域降水、水分亏缺以及径流表现出较低的非平稳比例(图 4)，此时SD指标能够有效识别干旱，NSD指标相较于SD指标的提升效果并不显著(Wang M等, 2022; Niu等,

2024)。随着时间尺度的增加，水循环要素的非平稳比例逐渐增加，NSD指标的优势逐渐显现。因此，在进行变化环境下干旱评估时，应根据区域水循环特征及时间尺度，针对性选择干旱指标，以降低干旱评估的不确定性，提高研究的可靠性。

以往的研究表明，水文气象要素的非平稳变化特征可能导致极端事件的发生频率和强度发生变化，进而改变中国大陆区域干旱和洪涝的空间格局(Zhang和Shen, 2019; Xiong等, 2020; Zhao等, 2021; Zhang等, 2022; Jin等, 2023; Zhang Q等, 2025)。此外，中国大陆地区水文气象要素非平稳变化也给水资源管理带来了新的挑战(Chen等, 2017; Slater等, 2021; Mayou等, 2024)，传统的干旱评估和预测方式难以精确反映干旱的发生发展过程及其影响，而基于非平稳性的干旱评估方法为干旱预警管理提供更为合理的支撑。例如，非平稳干旱评估方法使黄河上游的干旱识别率提高了0.18(达到0.88)，干旱误报率降低了0.11(达到0.24)(Zhang T等, 2023)。

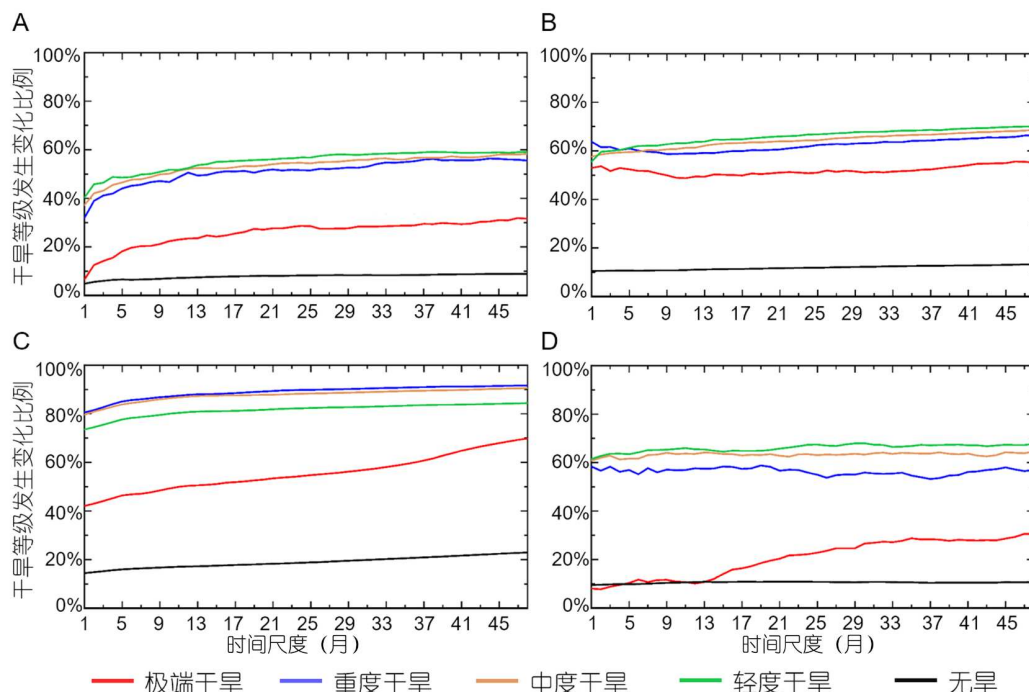


图12 不同时间尺度下考虑非平稳变化对不同类型干旱等级的影响。(A–D)分别表示SPI和NSPI、SPEI和NSPEI、SSMI和NSSMI以及SRI和NSRI。考虑NSD指标识别干旱等级提高(α_{i+})和NSD指标识别干旱等级降低(α_{i-})两种情况

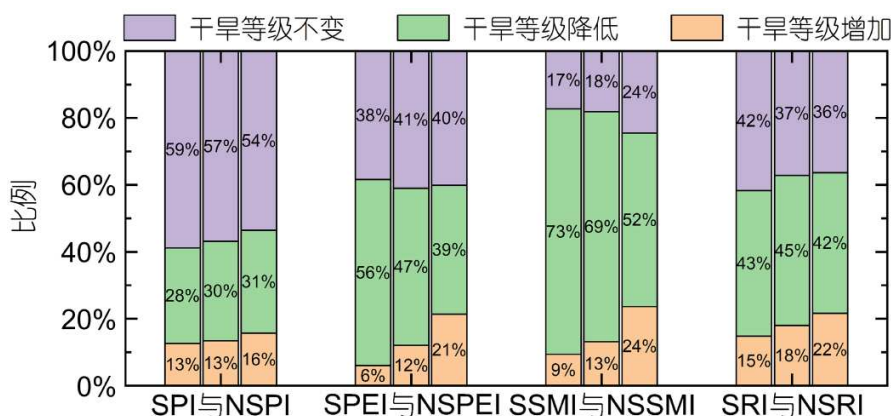


图13 3个月时间尺度下SD指标与NSD指标干旱等级识别差异。每组干旱序列从左到右依次为SD指标识别出重度干旱、中度干旱以及轻度干旱

此外，传统水利管理方式难以有效响应变化背景下干旱演变，进而可能对航运、发电、生态用水保障及农业产量稳定等方面造成负面影响(Wang等, 2016; Yan, 2023; Nie等, 2024; Zhang R等, 2025)。因此，未来需要加强非平稳干旱的分析及相关指标的应用，这对于提升极端事件风险防控能力和优化水资源调控策略至关重要。

5 总结

本研究系统分析了1961–2019年间中国大陆区域表征

不同类型干旱的水循环变量(降水、水分亏缺、土壤湿度和径流)的非平稳变化规律，量化非平稳变化对于干旱评估的影响。主要结论如下。

(1)除降水(11.7%)外，水分亏缺(44.7%)、土壤湿度(65.8%)以及径流(33.8%)在年尺度上表现出明显非平稳变化，各气象水文要素的非平稳变化比例在空间上呈“北高南低”的格局，且该比例随时间尺度的增加呈上升趋势。

(2)除以降水为表征的气象干旱外，NSD_N指标对水文气象要素的拟合效果最佳，其次为NSD_L指标，SD指标

的拟合效果较差。在以降水为表征的气象干旱评估中,时间尺度小于14个月时,SPI指标表现较好,反之NSPI指标更具优势。

(3)与SD指标相比,NSD指标普遍提高了对水文气象要素序列的拟合效果,提升幅度随时间尺度增加而增大,尤其在农业干旱评估中(最高提升153.4%)。在3个月时间尺度上,SD指标识别的重度、中度及轻度干旱月份中,超过28%被NSD指标识别为更低干旱等级,尤其在农业干旱中尤为显著(超过52%)。

参考文献

- 干旱分析小组. 2000. 我国2000年干旱情况分析与发展趋势展望. 气象, 10: 3-9
- 孙军, 张福青. 2017. 中国日极端降水和趋势. 中国科学: 地球科学, 47: 1469-1482
- 汤秋鸿. 2020. 全球变化水文学: 陆地水循环与全球变化. 中国科学: 地球科学, 50: 436-438
- 汤秋鸿, 陈德亮. 2025. 全球变化加剧水循环失衡与水资源危机. 中国科学: 地球科学, 55: 3209-3212
- 王飞, 王宗敏, 杨海波, 等. 2018. 基于SPEI的黄河流域干旱时空格局研究. 中国科学: 地球科学, 48: 1169-1183
- 王庆明, 赵勇, 王浩, 等. 2023. 海河流域地表水资源衰减归因与规律. 中国科学: 地球科学, 54: 1573-1587
- 夏军, 陈进, 余敦先. 2022. 2022年长江流域极端干旱事件及其影响与对策. 水利学报, 53: 1143-1153
- 熊少堂, 赵钢铁, 郭成超, 等. 2024. 我国各大流域复合高温干旱事件变化趋势与归因分析. 中国科学: 地球科学, 54: 83-96
- 杨庆, 李明星, 郑子彦, 等. 2017. 7种气象干旱指数的中国区域适应性. 中国科学: 地球科学, 47: 337-353
- 中华人民共和国水利部. 2000. 2000中国水资源公报
- 中华人民共和国水利部. 2010. 2009年中国水旱灾害公报. 北京: 中国水利水电出版社
- 中华人民共和国水利部. 2011. 2010年中国水旱灾害公报. 北京: 中国水利水电出版社
- 中华人民共和国水利部. 2024. 2023中国水旱灾害防御公报. 北京: 中国水利水电出版社
- AghaKouchak A. 2014. A baseline probabilistic drought forecasting framework using standardized soil moisture index: Application to the 2012 United States drought. *Hydrol Earth Syst Sci*, 18: 2485-2492
- Akaike H. 1974. A new look at the statistical model identification. *IEEE Trans Automat Contr*, 19: 716-723
- Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. 1998. Crop evapotranspiration—Guidelines for computing crop water requirements—FAO Irrigation and drainage paper 56. Food and Agriculture Organization of the United Nations
- AMS. 1997. Meteorological drought-policy statement. Bulletin of the American Meteorological Society, 847-849
- Ault T R. 2020. On the essentials of drought in a changing climate. *Science*, 368: 256-260
- Bernaola-Galván P, Ivanov P C, Nunes Amaral L A, et al. 2001. Scale invariance in the nonstationarity of human heart rate. *Phys Rev Lett*, 87: 168105
- Chen S, Shao D, Tan X, et al. 2017. An interval multistage classified model for regional inter- and intra-seasonal water management under uncertain and nonstationary condition. *Agric Water Manage*, 191: 98-112
- Chen L, Brun P, Buri P, et al. 2025. Global increase in the occurrence and impact of multiyear droughts. *Science*, 387: 278-284
- Christian J I, Basara J B, Hunt E D, et al. 2021. Global distribution, trends, and drivers of flash drought occurrence. *Nat Commun*, 12: 6330
- Dai A. 2013. Increasing drought under global warming in observations and models. *Nat Clim Change*, 3: 52-58
- Ding Y, Gong X, Xing Z, et al. 2021. Attribution of meteorological, hydrological and agricultural drought propagation in different climatic regions of China. *Agric Water Manage*, 255: 106996
- Feng T, Shen Y, Wang F, et al. 2023. Spatiotemporal variability and driving factors of the shallow soil moisture in North China during the past 31 years. *J Hydrol*, 619: 129331
- Gebrechorkos S H, Sheffield J, Vicente-Serrano S M, et al. 2025. Warming accelerates global drought severity. *Nature*, 642: 628-635
- Gimeno-Sotelo L, Sori R, Nieto R, et al. 2024. Unravelling the origin of the atmospheric moisture deficit that leads to droughts. *Nat Water*, 2: 242-253
- Gu X, Zhang Q, Li J, et al. 2019. Attribution of global soil moisture drying to human activities: A quantitative viewpoint. *Geophys Res Lett*, 46: 2573-2582
- Gui Y, Wang Q, Zhao Y, et al. 2021. Attribution analyses of reference evapotranspiration changes in China incorporating surface resistance change response to elevated CO₂. *J Hydrol*, 599: 126387
- He X, Wada Y, Wanders N, et al. 2017. Intensification of hydrological drought in California by human water management. *Geophys Res Lett*, 44: 1777-1785
- Hou Y, Wei X, Vore M, et al. 2022. Cumulative forest disturbances decrease runoff in two boreal forested watersheds of the northern interior of British Columbia, Canada. *J Hydrol*, 605: 127362
- Huang S, Wang S, Gan Y, et al. 2024. Widespread global exacerbation of extreme drought induced by urbanization. *Nat Cities*, 1: 597-609
- Jehanzaib M, Shah S A, Yoo J, et al. 2020. Investigating the impacts of climate change and human activities on hydrological drought using non-stationary approaches. *J Hydrol*, 588: 125052
- Jia L, Niu Z, Sun D, et al. 2025. Quantifying the effects of driving factors and runoff sensitivity on runoff variation based on the Budyko equation. *Ecol Indicators*, 175: 113555
- Jia X, Shao M, Zhu Y, et al. 2017. Soil moisture decline due to afforestation across the Loess Plateau, China. *J Hydrol*, 546: 113-122
- Jin H, Willems P, Chen X, et al. 2023. Nonstationary flood and its influencing factors analysis in the Hanjiang River Basin, China. *J Hydrol*, 625: 129994
- Ju X, Wang Y, Wang D, et al. 2021. A time-varying drought identification and frequency analysis method: A case study of Jinsha River Basin. *J Hydrol*, 603: 126864
- Kazemzadeh M, Hashemi H, Jamali S, et al. 2021. Linear and nonlinear trend analyzes in global satellite-based precipitation, 1998-2017. *Earths Future*, 9: 1835
- Kendall, M. G. 1975. Rank Correlation Methods. New York: Oxford University Press
- Li D, Ding Y, Zhou Z, et al. 2025. The spatiotemporal evolution and propagation characteristics of multiple drought types from a three-dimensional perspective. *J Hydrol*, 652: 132702
- Li L, She D, Zheng H, et al. 2020. Elucidating diverse drought characteristics from two meteorological drought indices (SPI and SPEI) in China. *J Hydrometeorol*, 21: 1513-1530
- Li Z, Wang Y, Zhang H, et al. 2022. Runoff response to changing environment in Loess Plateau, China: Implications of the influence of climate, land use/land cover, and water withdrawal changes. *J Hydrol*, 613: 128458
- Liu L L, Du J J. 2017. Documented changes in annual runoff and attribution since the 1950s within selected rivers in China. *Adv Clim Change Res*, 8: 37-47

- Liu J, Zhang Q, Singh V P, et al. 2017. Contribution of multiple climatic variables and human activities to streamflow changes across China. *J Hydrol*, 545: 145–162
- Liu Y, Yang Y, Song J. 2023. Variations in global soil moisture during the past decades: Climate or human causes? *Water Resour Res*, 59: e2023WR034915
- Liu Y, Song H, An Z, et al. 2025. Recent centennial drought on the Tibetan Plateau is outstanding within the past 3500 years. *Nat Commun*, 16: 1311
- Lv A, Yang X, Zhang W, et al. 2025. Integrated soil moisture fusion for enhanced agricultural drought monitoring in China. *Agric Water Manage*, 311: 109401
- Mann H B. 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13: 245–259
- Mayou L A, Alamdari N, Ahmadisharaf E, et al. 2024. Impacts of future climate and land use/land cover change on urban runoff using fine-scale hydrologic modeling. *J Environ Manage*, 362: 121284
- McKee T B, Doesken N J, Kleist J. 1993. The relationship of drought frequency and duration to timescales. In: 8th Conference on Applied Climatology. Anaheim: American Meteorological Society. 179–183
- Michalak A M, Xia J, Brdjanovic D, et al. 2023. The frontiers of water and sanitation. *Nat Water*, 1: 10–18
- Milly P C D, Betancourt J, Falkenmark M, et al. 2008. Stationarity is dead: Whither water management? *Science*, 319: 573–574
- Nie W, Kumar S V, Getirana A, et al. 2024. Nonstationarity in the global terrestrial water cycle and its interlinkages in the Anthropocene. *Proc Natl Acad Sci USA*, 121: e2403707121
- Niu B, Li Y, Li Liu D, et al. 2024. Improved identification and monitoring of meteorological, agricultural, and hydrological droughts using the modified nonstationary drought indices in the Yellow River Basin of China. *J Hydrol*, 643: 131788
- Pettitt A N. 1979. A non-parametric approach to the change-point problem. *Appl Stat*, 28: 126
- Rigby R A, Stasinopoulos D M. 2005. Generalized additive models for location, scale and shape. *J R Statistical Soc Ser C-Appl Stat*, 54: 507–554
- Shao S, Zhang H, Singh V P, et al. 2022. Nonstationary analysis of hydrological drought index in a coupled human-water system: Application of the GAMLSS with meteorological and anthropogenic covariates in the Wuding River basin, China. *J Hydrol*, 608: 127692
- Shukla S, Wood A W. 2008. Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic drought. *Geophys Res Lett*, 35: 2007GL032487
- Slater L J, Anderson B, Buechel M, et al. 2021. Nonstationary weather and water extremes: A review of methods for their detection, attribution, and management. *Hydrol Earth Syst Sci*, 25: 3897–3935
- Song Z, Xia J, She D, et al. 2020. The development of a Nonstationary Standardized Precipitation Index using climate covariates: A case study in the middle and lower reaches of Yangtze River Basin, China. *J Hydrol*, 588: 125115
- Song Z, Xia J, Wang G, et al. 2023. Climate change rather than vegetation greening dominates runoff change in China. *J Hydrol*, 620: 129519
- Sun P, Liu R, Yao R, et al. 2023. Responses of agricultural drought to meteorological drought under different climatic zones and vegetation types. *J Hydrol*, 619: 129305
- Vicente-Serrano S M, Beguería S, López-Moreno J I. 2010. A multiscalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index. *J Clim*, 23: 1696–1718
- Vicente-Serrano S M, Domínguez-Castro F, Beguería S, et al. 2025. Atmospheric drought indices in future projections. *Nat Water*, 3: 374–387
- Wang H, Vicente-serrano S M, Tao F, et al. 2016. Monitoring winter wheat drought threat in Northern China using multiple climate-based drought indices and soil moisture during 2000–2013. *Agric For Meteorol*, 228–229: 1–12
- Wang M, Jiang S, Ren L, et al. 2022. Nonstationary flood and low flow frequency analysis in the upper reaches of Huaihe River Basin, China, using climatic variables and reservoir index as covariates. *J Hydrol*, 612: 128266
- Wang Y, Mao J, Hoffman F M, et al. 2022. Quantification of human contribution to soil moisture-based terrestrial aridity. *Nat Commun*, 13: 6848
- Wu J, Yuan X, Yao H, et al. 2021. Reservoirs regulate the relationship between hydrological drought recovery water and drought characteristics. *J Hydrol*, 603: 127127
- Xiong B, Xiong L, Guo S, et al. 2020. Nonstationary frequency analysis of censored data: A case study of the floods in the Yangtze River From 1470 to 2017. *Water Resour Res*, 56: 2020WR027112
- Yan L. 2023. Drought and electricity. *Nat Clim Chang*, 13: 896
- Yang D, Yang Y, Xia J. 2021. Hydrological cycle and water resources in a changing world: A review. *Geogr Sustain*, 2: 115–122
- Yang L, Feng Q, Zhu M, et al. 2022a. Variation in actual evapotranspiration and its ties to climate change and vegetation dynamics in northwest China. *J Hydrol*, 607: 127533
- Yang L, Zhao G, Tian P, et al. 2022b. Runoff changes in the major river basins of China and their responses to potential driving forces. *J Hydrol*, 607: 127536
- Yao J, Chen Y, Guan X, et al. 2022. Recent climate and hydrological changes in a mountain-basin system in Xinjiang, China. *Earth-Sci Rev*, 226: 103957
- Zhang B, Wang S, Moradkhani H, et al. 2022. A vine copula-based ensemble projection of precipitation intensity-duration-frequency curves at sub-daily to multi-day time scales. *Water Resour Res*, 58: 2022WR032658
- Zhang J, Shen Y. 2019. Spatio-temporal variations in extreme drought in China during 1961–2015. *J Geogr Sci*, 29: 67–83
- Zhang J, Wang S, Huang J, et al. 2023. The precipitation-recycling process enhanced extreme precipitation in Xinjiang, China. *Geophys Res Lett*, 50: e2023GL104324
- Zhang T, Su X, Wu L, et al. 2023. Identification of dynamic drought propagation from a nonstationary perspective and its application to drought warnings. *J Hydrol*, 626: 130372
- Zhang Q, Wang D, Feng A, et al. 2025. Improved non-stationary SPEI and its application in drought monitoring in China. *J Hydrol*, 652: 132706
- Zhang R, Miao W, Zhang S, et al. 2025. Scheduling strategies of cascade reservoirs under extreme drought conditions during the impoundment period: A case study of lower Jinsha River, China. *J Hydrol-Regional Studies*, 60: 102533
- Zhao R, Wang H, Hu S, et al. 2021. Joint probability of drought encounter among three major grain production zones of China under nonstationary climate. *J Hydrol*, 603: 126995

(责任编辑: 李小雁)