

侯威,张存杰,高歌. 基于气候系统内在层次性的气象干旱指数研究[J]. 气象,2012,38(6):701-711.

基于气候系统内在层次性的气象干旱指数研究^{*1}

侯 威 张存杰 高 歌

国家气候中心,北京 100081

提 要: 气候系统除了具有非线性/非平稳性,还有层次性,许多大小不一的时空尺度构成了多层次结构,不同层次的气候系统具有不同的可预报性和稳定性。对于一种气象干旱指数而言,主要考虑从某一时段(尺度)内降水、温度、土壤湿度等要素测量值来建立干旱指数。本文首先从气候系统的非线性/非平稳性和内在层次性出发,针对中国不同地区的区域气候及其变化特征,使用信息熵方法从降水观测资料中提取出区域降水的两个(均态和变化)本征尺度,提出一种基于区域气候系统层次性内在特征的气象干旱指数 MSPI。以 2011 年长江中下游春季严重气象干旱的发生、发展、持续、缓解情况为例,对 MSPI 的干旱监测能力进行检验。发现 MSPI 对不同程度的干旱都有较好的表征能力,并且对于干旱过程也有较好的识别能力。从各方面综合考虑,MSPI 是一种可以较好满足逐日气象干旱监测、检测需求的气象干旱指数。在实际应用中,气象干旱指数 MSPI 可以作为其他不同时间尺度上的各种干旱指数的有益补充。

关键词: 信息熵,本征尺度,气象干旱指数,层次性

Research on the Meteorological Drought Index Based on the Hierarchy of Climate System

HOU Wei ZHANG Cunjie GAO Ge

National Climate Centre, Beijing 100081

Abstract: The climate system is nonlinear and non-stationary, in addition, it is also hierarchic, thus it is a multi-level structure formed by many different spatio-temporal scales, and each spatio-temporal scale has different predictability and stability respectively. When we research a meteorological drought index, we generally consider the precipitation, temperature, relative moisture of soil and other essential factors in certain period of time. By taking account of the climatic characteristics of different regions, the comentropy method is first used to obtain the two intrinsic scales of zonal precipitation i. e. the homogeneous state intrinsic scale and the variational state intrinsic scale because of the conception that the climate system is nonlinear, non-stationary and hierarchic, then a new meteorological drought index named MSPI is developed. Afterwards, the appearance, development, continuance and alleviation of the severe meteorological drought in the middle and lower reaches of the Changjiang River in 2011 are taken as an example to examine the ability of MSPI to monitor the meteorological drought. The result shows that MSPI can monitor meteorological drought at different grades and can distinguish the course of meteorological drought perfectly. Taking all factors into consideration, we think that the MSPI is an efficacious meteorological drought index which can meet the demands to monitor and detect meteorological drought. In practice, the MSPI could be as a useful complement to other meteorological drought indices.

Key words: comentropy, intrinsic scale, meteorological drought index, hierarchy

* 国家自然科学基金(41005043)、国家重大科学研究计划(2012CB955901)和中国气象局 2011 年现代气候业务发展与改革试点项目“干旱量化评估”共同资助。

2011 年 8 月 23 日收稿; 2012 年 2 月 5 日收修定稿

第一作者: 侯威,主要从事极端天气气候事件方面研究. Email:houwei@cma.gov.cn

引言

干旱是世界上普遍发生的最复杂的自然灾害,它对人类所造成的影响要远远超过其他自然灾害^[1]。科学上将干旱分为四类:气象干旱、水文干旱、农业干旱和社会经济干旱。干旱的发生、发展是一种缓慢、连续且复杂的过程。对于一种气象干旱指数而言,主要考虑从某一时段(尺度)内降水、温度、土壤湿度等要素测量值来建立干旱指数。我国也已发展和应用了多种气象干旱指数,如标准化降水指数(Standardized Precipitation Index, SPI)^[2-4]、降水 Z 指数^[5-6]、湿润度和干燥度指数^[7-9]、Palmer 指数^[10-12]及连续无有效降水日数^[13]等。

标准化降水指数 SPI 抓住了降水这一在干旱形成过程中的决定性因素,对干旱反应敏捷,能够较好地反映干旱强度和持续时间且计算过程十分简便,经过标准化后在不同时间尺度以及不同区域间都具有可比性^[14-17]。Hemi^[18]依照普适性、实用性、易理解性、理论性、时效性和无量纲性这六个权重评价标准对各种干旱指数进行了评价,认为 SPI 是一个新的非常有价值的气象干旱强度评估指数。国外很多学者利用 SPI 指数做了很多与干旱相关的研究工作^[18-22]。我国学者对使用 SPI 进行干旱监测和时空分析也进行了一系列的研究,认为 SPI 计算简单、资料可收集性和适时性强,并且具有独特的计算稳定性,在各区域和各时段均能有效地反映旱涝状况,适合我国不同时间尺度的干旱监测^[23-28]。这些国内外的相关研究对于利用 SPI 指数来认识区域干旱时空格局及其变化特征研究提供了很好的借鉴。

众所周知,气候系统是非线性复杂系统,其固有的非线性决定了气候序列具有明显的非线性/非平稳性。研究表明,气候系统除了具有非线性/非平稳性,还具有层次性,许多大小不一的时空尺度构成了多层次结构,不同层次的气候系统具有不同的可预报性和稳定性,各层次间呈高度自组织。事实上,气候系统的多层次结构正是导致其非平稳行为的重要原因之一。已有学者从非线性、非稳定的角度对气温、降水及与之相关的干旱、洪涝灾害的多尺度变化特征进行了研究^[29-35],万仕全等^[36]以气候层次理论为物理基础,基于 530 年旱涝级别序列和 1995 年北半球树木年轮序列提出一个新的预测模型;刘莉红等^[37]分析了 1951—2004 年中国北方最长连续无降

水日数时间序列的内在多尺度振荡变化特征。

目前,在具有不同气候背景的各个区域内,在计算 SPI 指数时使用同一时间尺度,即考虑相同时段内的降水变化特征,这在一定程度上不能完全反映不同区域的气候背景差异,从而导致对干旱发生、发展过程的误判。针对“使用何种时间尺度”这一问题,本文在前人研究的基础上,首先从气候系统的非线性/非平稳性和内在层次性出发,针对我国不同地区的区域气候及其变化特征,使用信息熵方法,从降水量观测资料中提取出区域降水变化的两个(均态和变化)本征尺度,进一步基于 SPI 的多尺度概念和计算方法,得到这两个本征尺度上的 SPI,提出一种多尺度迭加的、基于区域气候系统内在层次性特征的气象干旱指数(Multi-scales Standardized Precipitation Index, MSPI)。以 2011 年长江中下游春季严重气象干旱的发生、发展、持续、缓解过程为例,对 MSPI 的干旱监测能力进行检验。

干旱是个复杂的问题,不仅诱发的原因复杂,而且影响面广,很难用单一的指标来反映干旱的情况,应采用多种手段多种指标综合监测和评估^[38-41]。在实际应用中,气象干旱指数 MSPI 可以作为现有不同时间尺度上的各种干旱指数的有益补充,更好地服务于气象干旱监测、检测、预警和评估的科研或业务。

1 资料和方法

1.1 资料

所用资料为中国气象局公布的中国 2415 个基准站 1981—2011 年 6 月的逐日降水资料,选取其中缺测日少于 300 天(年均 10 天)的 2211 个基准站资料。对缺测记录进行了简单插补,即用该站缺测日的多年平均值代替缺测记录^[42],降水量资料精度为 0.1 mm。

1.2 信息熵

1948 年 Shannon^[43-44]将统计“熵”作为基本组成部分推广用于信息理论中,给熵以新的意义,以表示系统的不确定性。考虑一个具有 n 个可能结果的随机试验 X ,不确定性可以被当成一种态势,即这 n 个可能结果中哪个将发生。而随机事件不确定性的

大小可以用概率分布函数来描述。下面设每个可能结果出现的概率矢量 $\bar{P} = (p_1, p_2, \dots, p_n)$, 它们满足

$$0 \leq p_i \leq 1 \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad \sum_{i=1}^n p_i = 1 \quad (1)$$

Shannon 引入函数

$$S = H_n(p_1, p_2, \dots, p_n) = -k \sum_{i=1}^n p_i \log_2 p_i \quad (2)$$

作为随机试验 X 先验地含有的不确定性, 其中 $k \geq 0$ 为常数, S 即为信息熵。熵是度量不确定性和无序性的一种方法, 它是由概率分布函数表示的不确定性大小的度量。从定义可以看出, 如果对一个事件事先知道得越少, 那么就包含有更多的信息^[45]。假使完整的信息可得到, 则 $S=0$, 否则 S 将大于 0; 如果任何一个 $P_i=1$, 则 $S=0$ 。变量的不确定性越大, 熵就越大, 信息量也就越大。在信息熵的基础上, Jaynes^[46] 提出最大信息熵原理, 用以确定各种系统的随机态变量的概率分布函数。假设随机变量 X 取值 x_1, x_2, \dots, x_n , 除此之外, 对 X 一无所知, 要确定 X 的概率分布 (p_1, p_2, \dots, p_n) , 当然这种解是无穷多个, 要确定哪一个解最“合理”, 根据最大信息熵原理就是:

满足(客观事实)约束条件

$$\sum_{i=1}^n p_i = 1 \quad (3)$$

求最大值

$$S = - \sum_{i=1}^n p_i \log_2 p_i \quad (4)$$

根据拉格朗日乘法, 求得解为 $p_i = 1/n, i = 1, 2, \dots, n$ 。可见, 最大信息熵原理是一种优化标准, 即在所有满足约束条件的解中, 根据最大信息熵原理, 应该选择使其熵达到最大的那一个。

2 两种本征尺度的确定

由信息熵的定义可知, 一个系统越是有序, 信息熵就越低; 反之, 一个系统越是混乱, 信息熵就越高。如果在某一尺度下, 一个系统的信息熵达到最大值, 意味着该系统在该尺度下所表现出的无序性或混乱程度最大, 该系统在不同时刻的演变状况及异常也就可以完全显现出来, 可以最大程度地提取该系统的变化信息。基于此, 从某站 1981—2010 年 30 年

来的逐日降水量序列、逐日降水距平序列和年际降水量气候态序列中, 找到在何尺度上使之信息熵达到最大值, 也就是找到最能突出该站 30 年来逐日降水量变化和气候态的演变状况的本征尺度, 分别称为变化本征尺度和均态本征尺度。

2.1 均态本征尺度

首先, 对于某站 1981—2010 年共 30 年的逐日降水量序列 $R_{i,j}, i = 1, \dots, 30, j = 1, \dots, 365$, 计算某日 30 年来的均值序列 $r_j, j = 1, \dots, 365$, 作为该站年际降水量气候态序列, 其中

$$r_j = \frac{1}{30} \sum_{i=1}^{30} R_{i,j}, j = 1, \dots, 365 \quad (5)$$

由于序列 r_j 代表了该站近 30 年来年际降水量的气候背景, 采用信息熵方法从序列 r_j 中提取出最能体现该站年际降水量气候背景的“最优尺度”, 即均态本征尺度。对于某站的均值序列 $r_j, j = 1, \dots, 365$, 首先取一滑动窗口 W , 其长度取值 $\omega_i = i, i = 1, \dots, 364$, 滑动步长取为 1, 即每次向序列末尾滑动一个数据点。对于任一长度的 ω_i , 共有 $k = 365 - i + 1$ 个窗口, 每个窗口内数据记为一个子序列, 第一个子序列为 $r_{1,j}, j = 1, \dots, i$, 第二个子序列为 $r_{2,j}, j = 2, \dots, i+1$, 以此类推。计算每个子序列中的总降水量得到序列 $r'_{i,k}$, 这实际上是一个“粗粒化”的过程, 也就是用序列 $r'_{i,k}$ 来代表序列 r_j 。最后求得序列 $r'_{i,k}$ 的信息熵 s_i , 作为窗口长度取为 ω_i 时从 r_j 中提取出的信息熵, 表征了在时间尺度为 ω_i 下可以从 r_j 中获取的信息量。当 s_i 达到最大值时, 可以认为在时间尺度为 ω_i 下从序列 r_j 中获取的信息量最大, ω_i 是提取 r_j 中信息的“最优尺度”, ω_i 即为该站近 30 年来年际降水量气候背景的均态本征尺度。

作为示例, 图 1 给出了北京站和南京站年际降水量气候态序列信息熵 s_i 随窗口长度 ω_i 的变化, 可以看出当 $\omega_i = 66$ 时从北京降水量气候态序列中获取的信息量最大, 而当 $\omega_i = 35$ 时从南京降水量气候态序列中获取的信息量最大, 即北京站的均态本征尺度即为 66 d, 而南京站的均态本征尺度则为 35 d。进一步求得中国其余 2209 个基准站降水量气候态序列信息熵 s_i 随窗口长度 ω_i 的变化情况并得到各站 s_i 达到最大值时所对应的 ω_i , 即各站的均态本征尺度, 如图 2 所示。

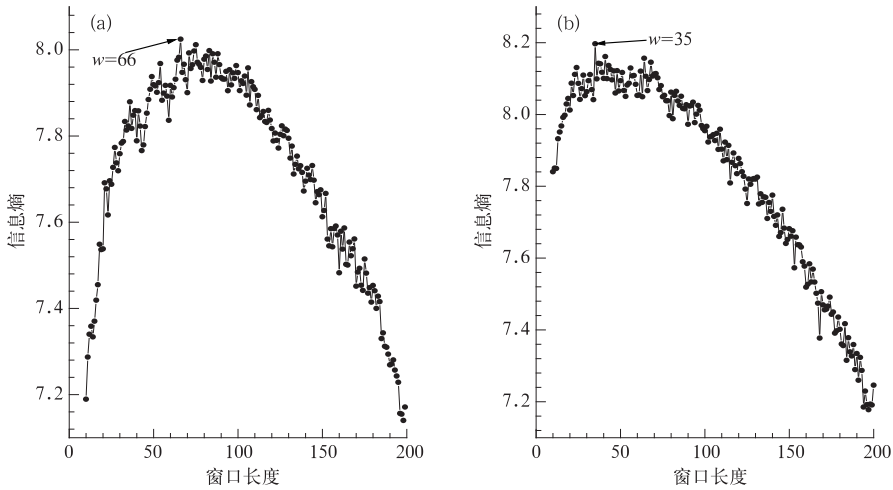


图 1 北京站(a)和南京站(b)年际降水量气候态序列信息熵 s_i 随窗口长度 ω_i 的变化

Fig. 1 The comentropy changes with the length of window of the interannual precipitation climatology sequence at (a) Beijing and (b) Nanjing Stations

从图 2 中可以看出,中国 1981—2010 年年际降水量气候背景的均态本征尺度大体呈现自南向西逐渐增大的变化趋势。均态本征尺度最大的地区位于中国的内蒙古西部、西北地区中部和西部、西南地区东南部和西部,这些地区的均态本征尺度大都在 90~180 d,也就是季节到半年尺度;尺度最小的地区位于黄淮南部、江淮、江汉南部和江南中部,大都在 20~40 d,也就是在月尺度;其余大部地区的均态本征尺度大都在 50~90 d,也就是在月尺度到季节尺度。

2.2 变化本征尺度

对于某站 1981—2010 年共 30 年的逐日降水量序列 $R_{i,j}$, $i=1, \dots, 30, j=1, \dots, 365$, 基于 2.1 节计算得到的某日 30 年来的均值序列 r_j , $j=1, \dots, 365$, 进一步得到该站 30 年来的逐日降水距平序列 $RJ_{i,j} = R_{i,j} - r_j$, $i=1, \dots, 30, j=1, \dots, 365$, 序列 $RJ_{i,j}$ 代表了该站近 30 年来的逐日降水偏多偏少的变化情况。

由于不能脱离实际气候状况来讨论气候变化,所以在计算变化本征尺度时还需要考虑该站 30 年来的逐日降水序列 $R_{i,j}$ 。同样,对于某站的降水距平序列(实际降水序列) $RJ_{i,j} = R_{i,j} - r_j$, $i=1, \dots, 30, j=1, \dots, 365$ ($R_{i,j}$, $i=1, \dots, 30, j=1, \dots, 365$), 首先取一滑动窗口 W , 其长度取值 $\omega_i = i$, $i=1, \dots,$

364, 滑动步长取为 1, 即每次向序列末尾滑动一个数据点。对于任一长度的 ω_i , 共有 $k = 365 - i + 1$ 个窗口, 每个窗口内数据记为一个子序列, 第一个子序列为 $RJ_{1,j}, j=1, i$ ($RS_{1,j}, j=1, i$), 第二个子序列为 $RJ_{2,j}, j=2, i+1$ ($RS_{2,j}, j=1, i+1$), 以此类推。计算每个子序列中的总降水距平得到序列 $RJ'_{i,k}$ ($RS'_{i,k}$), 最后求得序列 $RJ'_{i,k}$ ($RS'_{i,k}$) 的信息熵 s_i (s'_i), 作为窗口长度取为 ω_i 时从 $RJ_{i,j}$ ($R_{i,j}$) 中提取出的信息熵, 表征了在时间尺度为 ω_i 下可以从 $RJ_{i,j}$ ($R_{i,j}$) 中获取的信息量。使用相同尺度下得到的 s'_i 对 s_i 进行标准化 $ns_i = s'_i / s_i$, 当 ns_i 达到最大值时, 可以认为在时间尺度为 ω_i 下从序列 $RJ_{i,j}$ 中获取的信息量最大, ω_i 是提取 $RJ_{i,j}$ 中信息的“最优尺度”, ω_i 即为该站近 30 年来逐日降水变化的变化本征尺度。

图 3 给出了北京站和南京站逐日降水变化序列标准化信息熵 ns_i 随窗口长度 ω_i 的变化, 可以看出当 $\omega_i = 99$ 时从北京逐日降水变化序列中获取的信息量最大, 而当 $\omega_i = 34$ 时从南京逐日降水变化序列中获取的信息量最大, 即北京站的变化本征尺度即为 99 d, 而南京站的变化本征尺度则为 34 d。进一步求得中国其余 2209 个基准站逐日降水变化序列标准化信息熵 ns_i 随窗口长度 ω_i 的变化情况并得到各站 ns_i 达到最大值时所对应的 ω_i , 即各站的变化本征尺度, 如图 4 所示。

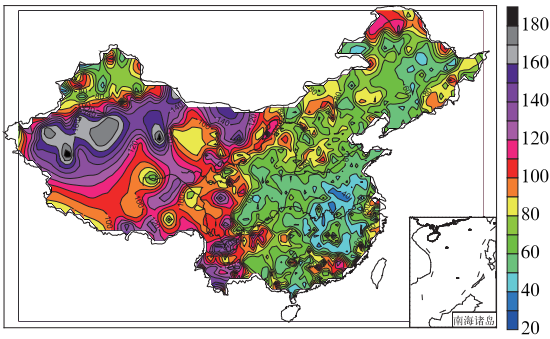


图 2 中国 1981—2010 年年际降水量气候背景的均态本征尺度 (单位:d)

Fig. 2 The homogeneous state intrinsic scale of the interannual precipitation in China from 1981 to 2010 (unit: d)

从图 4 中可以看出,中国 1981—2010 年逐日降水的变化本征尺度也大体呈现自南向西逐渐增大的变化趋势。变化本征尺度最大的地区位于中国的内蒙古、东北西部、西北地区中部和西部、西藏中部和西部,这些地区的变化本征尺度大都在 80~140 d,也就是季节到半年尺度;尺度最小的地区位于江南、华南、云南东南部和西北部,大都在 20~40 d,也就是在月尺度;其余大部地区的变化本征尺度大都在 50~80 d,也就是在月尺度到季节尺度。

3 多尺度迭加气象干旱指数 MSPI

区域实际气候状况要受到区域气候背景和气候

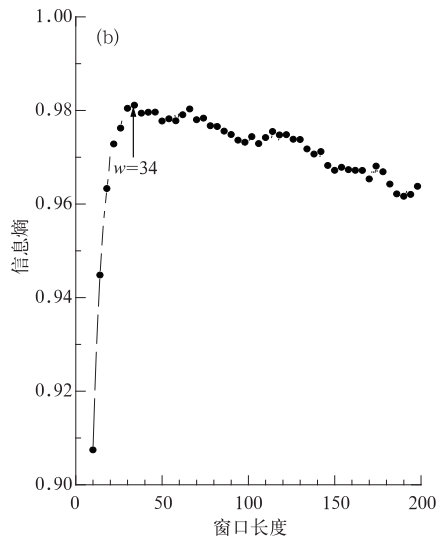
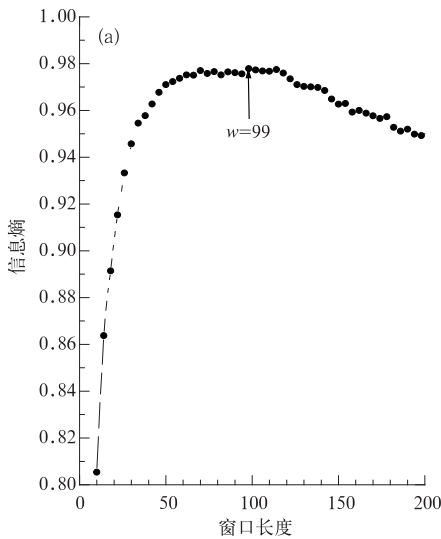


图 3 北京站(a)和南京站(b)逐日降水变化序列标准化信息熵 n_s 随窗口长度 w_i 的变化

Fig. 3 The standardized comentropy changes with the length of window of the daily precipitation sequence from 1981—2010 at (a) Beijing and (b) Nanjing Stations

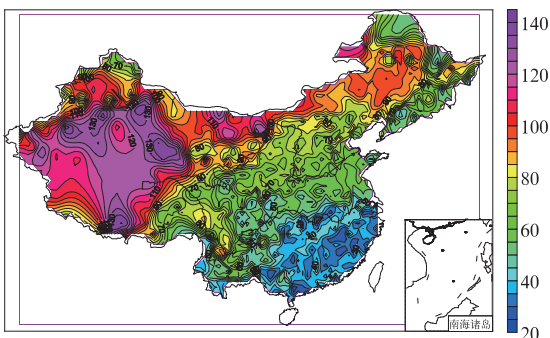


图 4 中国 1981—2010 年逐日降水的变化本征尺度 (单位:d)

Fig. 4 The variational state intrinsic scale of the daily precipitation sequence in China from 1981 to 2010 (unit: d)

变化趋势的双重影响,也就是气候系统的多层次结构。由前述分析可知,在均态本征尺度和变化本征尺度上,最能突出某站降水的逐日变化和年际气候态的演变。基于 SPI 的标准算法^[2-4],采用逐日滑动计算的方法,计算了各站点在均态本征尺度和变化本征尺度下 1981—2010 年 6 月的逐日 SPI。相对于某站的实际干湿状况而言,年际气候态的演变代表了一个背景,可以视为一个稳定分量,均态本征尺度则是最能体现这一稳定分量影响的尺度,基于均态本征尺度的 SPI 最能突出某站在区域气候背景下的降水盈亏情况,记为 SPI_1 ;而逐日降水变化则代表了一个演变趋势,可以视为一个不稳定分量,变化

本征尺度则是最能体现这一不稳定分量影响的尺度,基于变化本征尺度的 SPI 最能突出某站在区域气候变化趋势下的降水盈亏情况,记为 SPI_2 ;将稳定分量和不稳定分量相迭加,则可以视为逐日实际干湿状况的一个理想表达方式,得到该日的多尺度迭加气象干旱指数 $MSPI = SPI_1 + SPI_2$ 。MSPI 越大,说明降水越偏多,越湿润;反之,MSPI 越小,说明降水越偏少,越干燥。

4 2011 年春季中国长江中下游地区气象干旱分析

2011 年春季(1—5 月),中国气象局通过土壤墒情、卫星遥感和多种干旱监测指数的监测结果显示,长江中下游 5 省(江苏、安徽、江西、湖北、湖南)出现严重气象干旱。2011 年 1—2 月长江中下游大部地区降水偏少 5~8 成,尤其 3 月份后,该地区降水持续偏少,气象干旱程度和范围逐步增大。从 6 月初开始,长江中下游地区出现明显降水天气过程,使得旱区气象干旱逐步得到缓解,其中 6 月中下旬,长江中下游大部地区降水偏多,大部旱区的气象干旱得到解除。

长江中下游地区在 2010 年 12 月中旬的降水量(56.7 mm)超过常年值(6.6 mm)达 7 倍以上,所以以这一次降水过程结束(2010 年 12 月下旬)为起始,以南京为代表站,对此次干旱过程中南京站逐日 MSPI 与逐日 10 和 20 cm 土壤相对湿度进行对比分析,检验 MSPI 对干旱程度及演变过程的表征能力;进一步结合长江中下游地区逐旬降水量和逐日 MSPI,分析 2011 年春季中国长江中下游地区严重气象干旱过程的时空演变,讨论 MSPI 对干旱过程中形成、发展、持续和缓解等不同阶段的分辨能力。

4.1 MSPI 与两层土壤相对湿度的对比分析

干旱实际是土壤干旱,用土壤湿度确定干旱最直接、理想。目前我国业务使用的土壤相对湿度资料是每旬逢“8”测定一次,往往漏掉中间的干旱时段或明显的降水过程。从 2011 年开始,中国气象局开始推广土壤湿度观测业务的自动化而得到土壤相对湿度的逐日变化,本文选择资料状况较好的南京站为此次干旱过程的代表站,对南京站 MSPI 与 10 和

20 cm 土壤相对湿度的逐日变化进行对比分析,以对 MSPI 对干旱程度及演变过程的表征能力加以检验。

图 5 给出了 2011 年春季中国长江中下游气象干旱过程中南京站 2011 年 2 月 1 日至 6 月 30 日逐日 MSPI 与逐日 10 和 20 cm 土壤相对湿度的变化曲线。如图所示,在 2 月,MSPI 和两层土壤相对湿度基本保持平稳变化,干旱开始逐渐形成,其中受有限降水的影响,MSPI 在 2 月略微上升;从 3 月初至 3 月中旬,MSPI 和两层土壤相对湿度均缓慢下降,都在 3 月 19 日达到各自的局部极小值,出现阶段最早;受 3 月下旬降水的影响,MSPI 和两层土壤相对湿度快速上升,干旱有所缓和;之后再次缓慢下降,其中 MSPI 和 10 cm 土壤相对湿度至 4 月 28 日达到过程最小值,而 20 cm 土壤相对湿度在 5 月 2 日达到最小值,此时出现过程中最严重的干旱;5 月和 6 月上旬的降水总量开始明显增加但由于前期降水的严重亏缺,在此期间,MSPI 呈阶梯式缓慢上升,即气象干旱在一次明显降水过程之后做有限程度的缓和,之后便保持稳定,而两层土壤相对湿度则一直保持平稳变化;在 6 月中下旬,南京站出现较多降水,6 月 18 日降水达 77.4 mm,MSPI 和两层土壤相对湿度也在该日迅速上升,至此干旱缓解。

通过分析可以看出,MSPI 与两层土壤相对湿度的演变过程十分相似。MSPI 下降和上升的波动也就是干旱的发生、发展、持续及缓和、缓解与 10 cm 深度土壤相对湿度几乎完全一致。20 cm 深度土壤相对湿度的减小即干旱发展滞后于 MSPI 和 10 cm 深度土壤相对湿度,说明深层土壤的干旱发展晚于浅层土壤;在有限降水的情况下,20 cm 深度土壤相对湿度的增加即干旱缓和也同样略微滞后,说明气象干旱的缓和早于土壤干旱即农业干旱;但当发生较强降水时,MSPI 和两层土壤相对湿度都表现出一致的上升,干旱同时开始缓和,这也和实际相符合。上述结果说明 MSPI 对不同程度的干旱都有较好的表征能力,并且对于干旱过程也有较好的识别能力。

4.2 时间演变

为了从整体上讨论 MSPI 对干旱过程中形成、发展、持续和缓解等不同阶段的分辨能力,首先分析

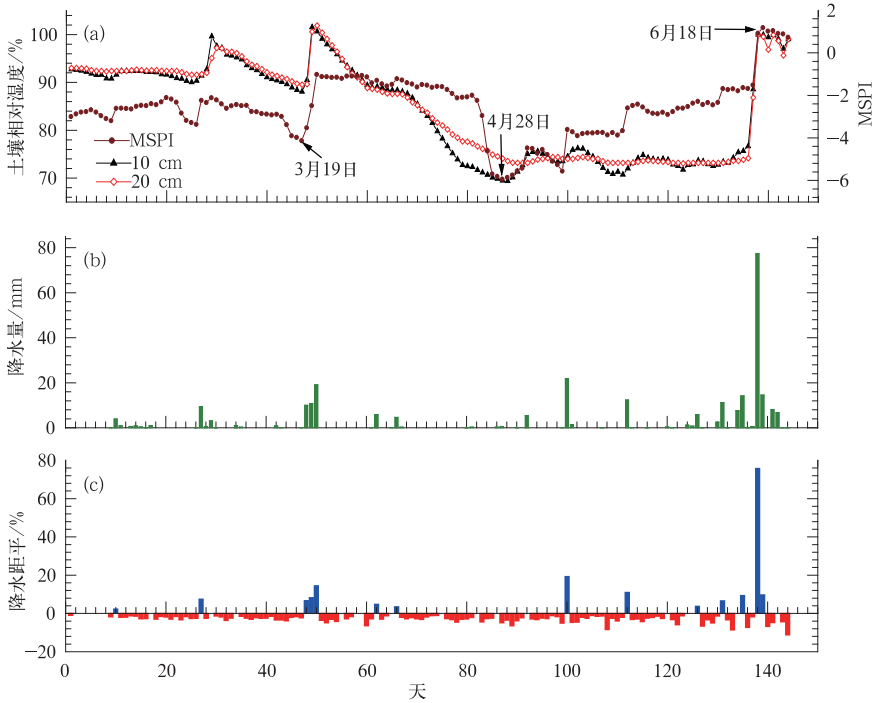


图 5 2011 年 2—6 月南京站 MSPI 与两层土壤相对湿度(a), 降水量变化(b)及降水距平百分率(c)的变化

Fig. 5 The changes between MSPI and (a) relative moisture of two-layer soil, (b) precipitation, and (c) precipitation anomaly percentage at Nanjing Station from February to June 2011

对此次干旱过程影响最大的长江中下游 5 省(江苏、安徽、江西、湖北、湖南)从 2010 年 12 月下旬至 2011 年 6 月长江中下游地区逐旬降水量和逐旬累计降水距平百分率的变化,得到此次干旱过程的不同时间演变阶段,再使用同时段的逐日 MSPI 全国分布图与之进行对比,讨论 MSPI 对干旱过程不同阶段空间分布演变的分辨能力。

如图 6 所示,从 2010 年 12 月下旬至 2011 年 6 月,长江中下游地区只有 2010 年 12 月下旬和 2011 年 6 月上中旬的降水量超过常年值,其中 2011 年 6 月上中旬的降水量大大超过常年值,其余大部分旬内的降水量均低于常年值且都不超过 20 mm。从图 7 可以看出,12 月下旬降水量约超过常年值 8 成,虽然历经 1 和 2 月上旬的数次降水过程,但由于总降水量还是远小于常年值,逐旬累计降水距平百分率快速下降至 1 月下旬的 -23%,之后从 1 月下旬缓慢下降至 2 月下旬的 -37%。达到局部最小值;3 月上旬的降水量有所增加且常年值偏小,累计降水距平百分率在 3 月上旬略有上升,之后由于降水偏少的程度有增无减,累计降水距平百分率再次持续下降至 4 月下旬,达到过程最小值 -49%;从 5

月上旬开始,虽然总降水量依然少于常年值但各旬降水量较前期增多,累计降水距平百分率缓慢上升;6 月上中旬的降水量大幅增加且都高于常年值 8 成至 1 倍以上,虽然 6 月下旬的降水量小于常年值但降水总量依然有 55 mm,累计降水距平百分率也快速上升至 6 月下旬的 -19%。

4.3 空间演变

通过上述对 2011 年春季中国长江中下游地区

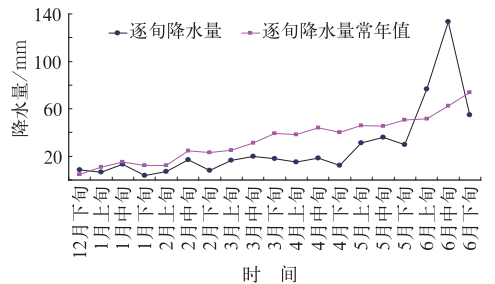


图 6 2010 年 12 月下旬至 2011 年 6 月长江中下游地区降水量逐旬变化

Fig. 6 The change of dekad precipitation in the middle and lower reaches of the Changjiang River from the last dekad of December 2010 to June 2011

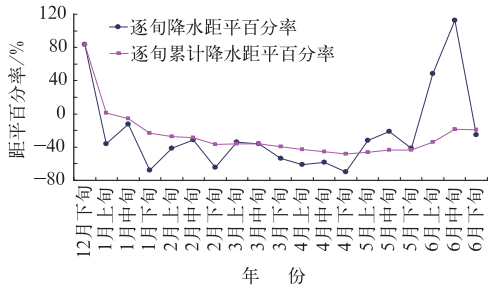


图 7 2010 年 12 月下旬至 2011 年 6 月长江中下游地区逐旬累计降水距平百分率变化

Fig. 7 The change of dekadal accumulative precipitation anomaly percentage in the middle and lower reaches of the Changjiang River from the last dekadal of December 2010 to June 2011

下旬前为干旱形成阶段,其中 2 月下旬达到阶段最早;3 月至 6 月上旬为干旱持续发展阶段,其中在 3 月上中旬干旱稍有缓和,4 月下旬达到阶段最早;6 月上旬及之后为缓和阶段;整个过程中最严重的干旱时段发生于 4 月下旬。

根据中国气象局通过多种干旱监测手段的监测结果显示,在 2010 年 10 月至 2011 年 2 月,中国华北大部、黄淮、江淮和西北地区东南部地区出现严重气象干旱,2 月中下旬,旱区出现大范围雨雪天气过程,降水使得大部旱区气象干旱得到有效缓解,但在湖北和中国东部的局部地区仍然存在气象干旱。使用 MSPSI 对中国北方此次严重气象干旱的过程加以识别,结果与上述多种监测手段得到的结论相一致。从图 8a 可以看出,在 2010 年 12 月中旬,华北大部、黄淮、江淮出现了严重的气象干旱,江汉地区也

严重气象干旱过程中长江中下游逐旬降水变化的分析,大致可以将此次干旱过程分为四个阶段,即 2 月

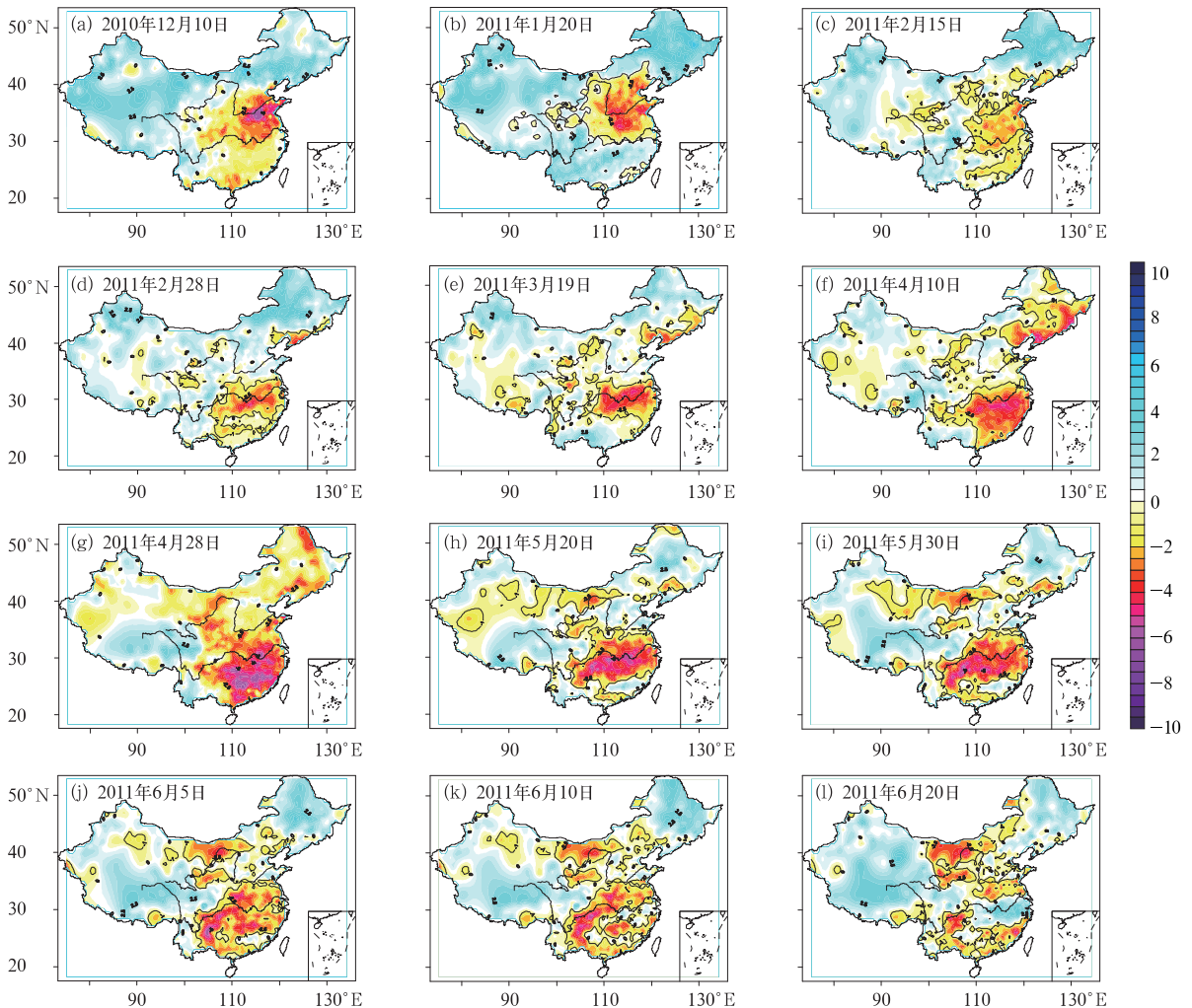


图 8 2010 年 12 月 10 日至 2011 年 6 月 20 日基于 MSPSI 的中国长江中下游地区严重气象干旱过程的空间变化

Fig. 8 The spatial changes of severe meteorological droughts based on MSPSI in the middle and lower reaches of the Changjiang River from 10 December 2010 (a) to 20 June 2011 (i)

存在着较重的气象干旱;图 8c 则显示在 2011 年 2 月中旬,上述旱区的气象干旱已经得到了有效缓和,至 2011 年 2 月下旬,华北大部、黄淮、江淮东部的气象干旱已经得到了完全缓解(图 8d)。

同时,注意到伴随着北方严重气象干旱的缓解,从 1 月中旬开始,长江中下游地区的气象干旱开始逐渐露头并发展(图 8b,8c),至 2 月下旬,长江中下游的江苏、安徽、江西、湖北、湖南等省均出现了不同程度的气象干旱并持续发展(图 8d);受 3 月下旬降水的影响,长江中下游地区的气象干旱与 3 月中旬基本持平,没有进一步发展(图 8e);由于之后该地区降水持续偏少,气象干旱进一步发展(图 8f),至 4 月下旬,长江中下游和华南地区都出现了严重气象干旱(图 8g);从 4 月下旬末至 5 月下旬,受较多降水的影响,华南地区气象干旱缓解,而长江中下游地

区的气象干旱则进一步持续发展(图 8h~8i);从 6 月上旬开始,长江中下游地区的降水增多,气象干旱逐步缓和,至 6 月中旬基本缓解(图 8j~8l)。这一结果与前述多种监测手段得到的结论相同。

5 MSPI 与不同尺度 SPI 的对比

图 9 给出了 2011 年 1—6 月南京站逐日计算的不同尺度 SPI 与 MSPI 的对比分析,其中 SPI₃₀、SPI₆₀、SPI₉₀ 代表逐日滑动计算的 30、60、90 d SPI (从当前日开始往前 30、60 和 90 d)。可以看出, SPI₃₀ 随时间的演变过程与 MSPI 最相似; SPI₆₀ 只在整体演变趋势上与 MSPI 基本一致,但一些细节变化仍然存在许多差异;相比于 SPI₃₀ 和 SPI₆₀, SPI₉₀ 的演变则更加平缓,其演变与 MSPI 的差异也最大。

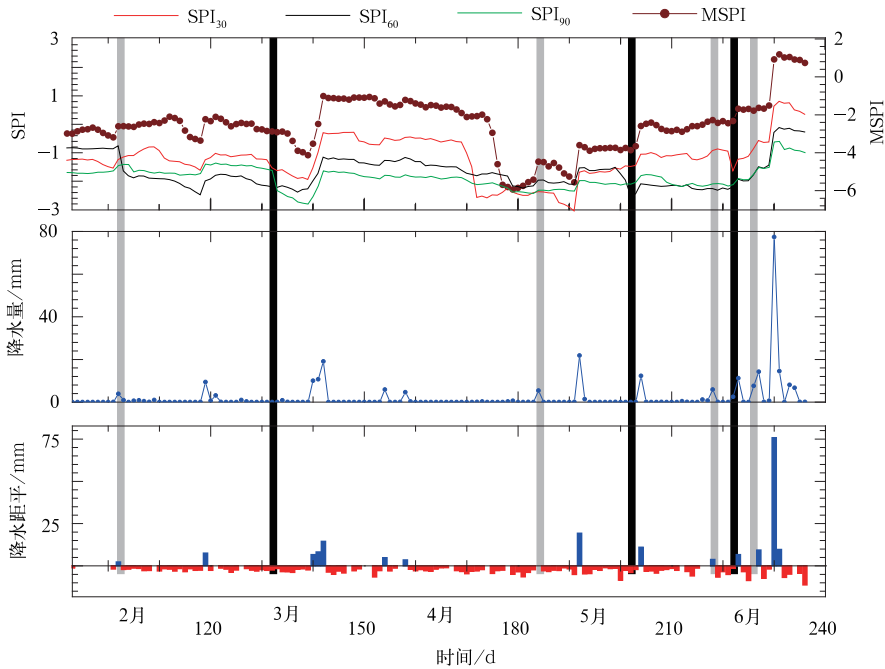


图 9 2011 年 1—6 月中国长江中下游气象干旱过程中南京站不同尺度 SPI 与 MSPI 的对比

Fig. 9 The contrast between MSPI and different scale SPI at Nanjing Station about the severe meteorological drought in the middle and lower reaches of the Changjiang River in January to June 2011

(1) 对于旱过程的反映。SPI₃₀ 对此次干旱过程不同阶段的区分与 MSPI 相似; SPI₃₀ 和 MSPI 都在 3 月 19 日达到局部极小值;但 SPI₃₀ 在此次干旱过程中的最小值出现于 5 月 10 日,在时间上晚于 MSPI 一旬左右。SPI₆₀ 显示的此次干旱过程的整体发展演变趋势与 MSPI 接近; SPI₃₀ 在 2 月 26 日达到

局部极小值,早于 MSPI 两旬左右;在 5 月 21 日达到过程最小值,几乎晚于 MSPI 一个月。而 SPI₉₀ 只在 3 月 19 日达到过程最小值,出现此次干旱过程最早时刻。

(2) 对降水过程的反应。MSPI 在降水过程之后都有增大现象,能及时显示降水过程对气象干旱

的缓和作用;但 SPI_{30} 、 SPI_{60} 和 SPI_{90} 对较强降水过程反应明显,对较弱的降水过程则无反应甚至不升反降,如图 9 中灰色阴影所示,对于 2 月中旬、5 月上旬和 6 月上中旬的降水过程, SPI_{30} 、 SPI_{60} 和 SPI_{90} 都出现了干旱不缓和甚至加剧的现象。

(3) 对降水过程影响的反应。当一次降水过程尤其当降水量较大的降水过程结束之后,MSPI 保持稳定或只以缓慢的速度下降也就是气象干旱缓和期长于 SPI_{30} 、 SPI_{60} 和 SPI_{90} ,而当降水量较小时,MSPI 和 SPI_{30} 、 SPI_{60} 和 SPI_{90} 的缓和期基本无差异。

(4) 对降水过程移出计算时段内的反应。当一次降水量较大的降水过程移出计算时段后,MSPI 和 SPI_{30} 、 SPI_{60} 和 SPI_{90} 都表现出较快下降的趋势,而当降水量较小时, SPI_{30} 、 SPI_{60} 和 SPI_{90} 的也表现出突然下降的趋势(图 9 黑色阴影所示),而 MSPI 则无此现象,通常保持稳定。

6 小 结

本文首先从气候系统的非线性/非平稳性和内在层次性出发,针对中国不同地区的区域气候及其变化特征,使用信息熵方法,从降水量观测资料中提取出区域降水变化的均态本征尺度和变化本征尺度。进一步基于 SPI 的多尺度概念和计算方法,逐日滑动计算均态本征尺度和变化本征尺度上的 SPI。相对于某站的实际干湿状况而言,基于均态本征尺度的 SPI 可以视为一个稳定分量,而基于变化本征尺度的 SPI 则可以视为一个不稳定分量。将稳定分量和不稳定分量相迭加,则可以视为逐日实际干湿状况的一个理想表达方式 MSPI,MSPI 越大,说明降水越偏多,越湿润;反之,MSPI 越小,说明降水越偏少,越干燥。

通过对 2011 年春季中国长江中下游地区严重气象干旱过程中长江中下游逐旬降水变化的分析,大致可以将此次干旱过程分为四个阶段,即 2 月下旬前为干旱形成阶段,其中 2 月下旬达到阶段最早;3 月至 6 月上旬为干旱持续发展阶段,其中在 3 月上中旬干旱稍有缓和,4 月下旬达到阶段最早;6 月上旬及之后为缓和阶段;整个过程中最严重的干旱时段发生于 4 月下旬。以南京为代表站,对此次干旱过程中南京站逐日 MSPI 与逐日两层土壤相对湿度进行对比分析,检验 MSPI 对干旱程度及演变过程的表征能力,结果发现 MSPI 对不同程度的干旱都有较好的表征能力,并且对于干旱过程也有较好

的识别能力。进一步结合长江中下游地区逐旬降水量和逐日 MSPI,分析 2011 年春季中国长江中下游地区严重气象干旱过程的时空演变,讨论 MSPI 对干旱过程中形成、发展、持续和缓解等不同阶段的分辨能力,发现 MSPI 对中国北方 2010 年 10 月至 2011 年 2 月的严重气象干旱过程以及 2011 年春季中国长江中下游地区严重气象干旱过程都有较好的识别能力,结果与多种监测手段得到的结论相一致。

将不同尺度 SPI 与 MSPI 进行对比分析, SPI_{30} 随时间的演变过程与 MSPI 最相似; SPI_{60} 只在整体演变趋势上与 MSPI 基本一致,但一些细节变化仍然存在许多差异;相比于 SPI_{30} 和 SPI_{60} , SPI_{90} 的演变则更加平缓,其演变与 MSPI 的差异也最大。MSPI 能及时显示降水过程对气象干旱的缓和作用;但 SPI_{30} 、 SPI_{60} 和 SPI_{90} 对较强降水过程反应明显,对较弱的降水过程则无反应甚至不升反降。当降水量较大的降水过程结束之后,MSPI 保持稳定或只以缓慢的速度下降也就是气象干旱缓和期长于 SPI_{30} 、 SPI_{60} 和 SPI_{90} ,而当降水量较小时,MSPI 和 SPI_{30} 、 SPI_{60} 和 SPI_{90} 的缓和期基本无差异。当一次降水量较大的降水过程移出计算时段后,MSPI 和 SPI_{30} 、 SPI_{60} 和 SPI_{90} 都表现出较快下降的趋势,而当降水量较小时, SPI_{30} 、 SPI_{60} 和 SPI_{90} 的也表现出突然下降的趋势,而 MSPI 则无此现象,通常保持稳定。

由于干旱定义的明显不同,不可能设计统一的干旱指数。另一方面,由于干旱的特点和其对经济部门的广泛影响,干旱影响的量化非常困难。由于干旱的复杂性,没有哪个单一指数能够充分表述干旱的强度和危害以及对不同用户的潜在影响,所以干旱指数仍然处在不断探索和完善的研究中。

参考文献

- [1] Wilhite D A. Drought monitoring and early warning: Concepts, progress and future challenges[M]. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, WMO-No. 2006,1006.
- [2] McKee T B, Doesken N J, Kleist J. Drought monitoring with multiple timescales. Preprints[M]. Eighth Conf on applied Climatology, Anaheim, CA, Amer Meteor Soc, 1993, 179-184.
- [3] McKee T B, Doesken N J, Kleist J. The relationship of drought frequency and duration to time scales[M]. Proceedings of Vulnerability Cambridge University Press, UK, 1993, 517.
- [4] McKee T B, Doesken N J, Kleist J. Drought monitoring with multiple time scales[M]. 1995, Texas, 9th Conference on Applied Climatology.
- [5] 张存杰,王宝灵,刘德祥,等. 西北地区旱涝指标的研究[J]. 高原气象, 1998, 17(4): 381-389.

- [6] 王志伟,翟盘茂. 中国北方近50年干旱变化特征[J]. 地理学报, 2003, 58(增刊): 61-68.
- [7] 王志伟,刘文平,王红霞. 我国北方干旱逐月变化特征分析[J]. 气象, 2005, 37(1): 31-40.
- [8] 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.
- [9] 马柱国. 华北干旱化趋势及转折性变化与太平洋年代际振荡的关系[J]. 科学通报, 2007, 52(10): 1199-1206.
- [10] 安顺清,邢久星. 帕默尔旱度模式的修正[J]. 气象科学研究院院刊, 1986, 1(1): 75-81.
- [11] 卫捷,张庆云,陶诗言. 近20年华北地区干旱期大气环流异常特征[J]. 应用气象学报, 2003, 14(2): 140-151.
- [12] 刘巍巍,安顺清,刘庚山,等. 帕默尔旱度模式的进一步修正[J]. 应用气象学报, 2004, 15(2): 207-215.
- [13] 王越,江志红,张强,等. 基于Palmer湿润指数的旱涝指标研究[J]. 南京气象学院学报, 2007, 30(3): 383-389.
- [14] 刘莉红,翟盘茂,郑祖光. 中国北方夏半年最长连续无降水日数的变化特征[J]. 气象学报, 2008, 66(3): 474-477.
- [15] Guttman N B. Comparing the Palmer drought index and the standardized precipitation index[J]. Journal of American Water Resource Association, 1998, 34: 113-121.
- [16] Guttman N B. Relationship between the Palmer drought index and the standardized precipitation index[G]. Preprints. 13th Conference on Hydrology, February 2-7, Long Beach, CA, American Meteorological Society, Boston, MA, 1997, 61-62.
- [17] Guttman N B. Accepting the standardized precipitation index: A calculation algorithm[J]. Journal of the American Water Resources Association, 1999, 35(2): 311-322.
- [18] Heim R R Jr. A review of twentieth-century drought indices used in the United States[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2002, 83(8): 1149-1165.
- [19] Min S K, Kwon W T, Park E H, et al. Spatial and temporal comparisons of droughts over Korea with East Asia[J]. International Journal of Climatology, 2003, 23(2): 223-233.
- [20] Bhuiyan C, Singh R P, Kogan F N. Monitoring drought dynamics in the Aravalli region (India) using different indices based on ground and remote sensing data[J]. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 2006, 8(4): 289-302.
- [21] Morid S, Smakhtin V, Moghaddasi M. Comparison of seven meteorological indices for drought monitoring in Iran[J]. International Journal of Climatology, 2006, 26(7): 971-985.
- [22] Isabella B, Fraedrich K, Petitta M, et al. Large-scale assessment of drought variability based on NCEP/NCAR and ERA-40 reanalyses[J]. Water Resources Management, 2006, 20(6): 899-915.
- [23] Livada I, Assimakopoulos V D. Spatial and temporal analysis of drought in Greece using the Standardized Precipitation Index(SPI) [J]. Theoretical and Applied Climatology, 2007, 89(3-4): 143-153.
- [24] 张强,邹旭恺,肖风劲,等. 气象干旱等级 GB/T204812[M]. 北京: 中国标准出版社, 2006: 17.
- [25] Zou X, Zhai P, Zhang Q. Variations in drought s over China: 1951-2003[J]. Geophys Res Lett, 2005, 32(4): L04707, doi: 10.1029/2004GL021853.
- [26] 谢五三,田红,王胜. 改进的CI指数在安徽省应用研究[J]. 气象, 2011, 37(11): 1402-1408.
- [27] 袁文平,周广胜. 标准化降水指标与Z指数在我国应用的对比分析[J]. 植物生态学报, 2004, 28(4): 523-529.
- [28] 袁文平,周广胜. 干旱指标的理论分析与研究展望[J]. 地球科学进展, 2004, 19(6): 982-991.
- [29] 王劲松,郭江勇,周跃武,等. 干旱指标研究的进展与展望[J]. 干旱区地理, 2007, 30(1): 60-65.
- [30] Huang N E, Shen Zheng, Long S R, et al. The empirical mode decomposition and Hilbert spectrum for nonlinear and nonstationary time series analysis[J]. Proc Roy Soc London (A), 1998, 454, 903-995.
- [31] Coughlin K T, Tung K K. 11-year solar cycle in the stratosphere extracted by the empirical mode decomposition method [J]. Adv Space Res, 2004, 2(34): 323-329.
- [32] 穆穆,李建平,丑纪范,等. 气候系统可预报性理论研究[J]. 气候与环境研究, 2002, 7(2): 227-235.
- [33] 林振山. 气候层次理论及其应用(II)-气候突变[J]. 北京大学学报(自然科学版), 1990, 26(3): 355-360.
- [34] 李建平,丑纪范. 气候系统全局分析理论及应用[J]. 科学通报, 2003, 48(7): 703-707.
- [35] 刘式达,荣平平,陈炯. 气候序列的层次结构[J]. 气象学报, 2000, 58(1): 110-114.
- [36] 万仕全,封国林,周国华. 基于EMD方法的观测数据信息提取与预测研究[J]. 气象学报, 2005, 64(4): 516-525.
- [37] 刘莉红,翟盘茂,郑祖光. 我国北方夏半年最长连续无降水日数的变化特征[J]. 气象学报, 2008, 66(3): 474-477.
- [38] 马晓群,刘惠敏,吴文玉. 安徽省农业干旱综合监测技术及其业务试用[J]. 气象, 2008, 34(5): 75-81.
- [39] 彭贵芬,张一平,赵宁坤. 基于信息分配理论的云南干旱风险评估[J]. 气象, 2009, 35(7): 79-86.
- [40] 谢五三,田红. 五种干旱指标在安徽省应用研究[J]. 气象, 2011, 37(4): 503-507.
- [41] 康为民,罗翔翔,向红琼,等. 贵州喀斯特山区的NDVI-Ts特征及其干旱监测应用研究[J]. 气象, 2010, 36(10): 78-83.
- [42] 任国玉,郭军,徐铭志,等. 近50年中国地面气候变化基本特征[J]. 气象学报, 2005, 63(6): 942-956.
- [43] Shannon C E. A mathematical theory of communication[J]. Bell Sys Tech J, 1948, 27: 379-433.
- [44] Shannon C E. A mathematical theory of communication[J]. Bell Sys Tech J, 1948, 27: 623-659.
- [45] 汪景焯,付遵涛,张霖,等. 大气边界层湍流温度序列的信息熵分析[J]. 高原气象, 2005, 24(1): 38-42.
- [46] Jaynes E T. Information theory and statistical mechanics[J]. Phys Rev, 1957, 106: 620-630.