

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2018.0412

LIANG Jingjing, ZHANG Bo, MA Bin, et al. Drought evolution characteristics on the Tibetan Plateau based on daily standardized precipitation evapotranspiration index [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2018, 40(6): 1100-1109. [梁晶晶, 张勃, 马彬, 等. 基于日值 SPEI 的青藏高原干旱演变特征[J]. 冰川冻土, 2018, 40(6): 1100-1109.]

## 基于日值 SPEI 的青藏高原干旱演变特征

梁晶晶<sup>1</sup>, 张勃<sup>1</sup>, 马彬<sup>1</sup>, 魏怀东<sup>1,2</sup>, 张佳琦<sup>1</sup>, 马尚谦<sup>1</sup>

(1. 西北师范大学地理与环境科学学院, 甘肃兰州 730070; 2. 甘肃省治沙研究所, 甘肃兰州 730070)

**摘要:** 利用 1980-2014 年青藏高原 74 个台站的气象资料, 通过 Penman-Monteith 公式计算了蒸散发及标准化降水蒸散指数 (SPEI), 并采用 M-K 趋势分析和小波分析等方法研究了高原干旱变化的时空分布特征及变化趋势。结果表明, 基于 Penman-Monteith 公式计算潜在蒸散发的逐日 SPEI 指数能够很好地反映青藏高原干旱特征。1980 年以来青藏高原 SPEI 值总体呈上升趋势, 即偏于湿润, 干旱强度有所降低。高原近 35 年的干旱演变具有明显的年代际差异, 20 世纪 90 年代之前干旱较为严重。小波分析结果表明高原干旱的发生存在 2~4 a 的振荡周期, 在 2~4 a 的时间尺度上总体表现出干-湿周期变化。在整体小波变化周期中, 1983-1997 年虽然出现了干旱严重区间, 但在 1997 年以后高原总体上呈现湿润趋势, 3.7 a 的主周期并没有影响整体变湿的趋势, 且三种指标的 3.7 a 振荡主周期均通过了 95% 的红噪声检验。

**关键词:** SPEI; 干旱; 时空变化; 青藏高原

**中图分类号:** P426.616 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2018)06-1100-10

### 0 引言

干旱是全球造成损失最大的自然灾害之一, 对人类社会造成严重危害, 具有影响范围广、造成危害大、涉及时间长的特点, 对敏感的农业以及经济、社会和环境具有重大影响<sup>[1-4]</sup>。IPCC 报告及我国气候变化预估分析均表明, 气候变化将会造成极端气候事件及气候灾害的频率和强度明显增强, 气候灾害影响的区域增多, 进而对社会经济可持续发展造成不利影响<sup>[5]</sup>。据国外相关学者统计, 自 20 世纪以来, 世界各地干旱灾害频发, 造成了大量严重的经济损失, 甚至对人类生存构成威胁<sup>[6]</sup>。由于特殊的地理环境, 我国也是自然灾害频发的国家之一, 而旱灾作为主要的气象灾害, 表现出波及范围广、持续时间长、骤发性高的特征<sup>[7-8]</sup>。

青藏高原作为我国地理单元的重要组成部分, 所处环境极其脆弱, 是全球变化和人类活动响应的敏感区域, 环境变化的微小波动都可能导致地表生

态系统格局及其对环境适应方式的改变<sup>[9]</sup>。有学者研究发现, 20 世纪 60 年代以来青藏高原地区气温整体呈上升趋势, 且升温速率明显高于我国和北半球平均水平<sup>[10-12]</sup>。在全球气候变化影响下, 1986-2000 年青藏高原腹地综合生态指标值降低, 植被建群物种组成类型发生改变, 荒漠化进一步发展<sup>[13]</sup>。伴随气温的升高, 冰川退缩、多年冻土退化<sup>[14-15]</sup>, 自然灾害频率显著增加<sup>[16]</sup>, 生态系统稳定性和环境承载力下降<sup>[17]</sup>。根据气象部门统计, 在所有气象灾害中, 干旱是青藏高原地区最主要、对农牧业生产影响最大的气象灾害<sup>[18-19]</sup>, 不仅影响农牧业生产, 还会导致水资源减少、草场退化和土壤沙化等一系列生态问题。而就目前研究进展来看, 有关青藏高原干旱的研究主要集中在高原东部农业区<sup>[20-21]</sup>, 对青藏高原区域的干旱格局研究较少。研究在全球气候变暖背景下气候敏感区干旱的演变特征, 不仅能够揭示温室气体强迫作用下气候敏感区域干旱事件的发生机理, 还能够为区域干旱

收稿日期: 2017-11-30; 修订日期: 2018-05-11

基金项目: 国家自然科学基金项目(41561024; 31760241)资助

作者简介: 梁晶晶(1994-), 女, 甘肃会宁人, 2016 年在西北师范大学获学士学位, 现为西北师范大学在读硕士研究生, 从事区域环境与资源开发研究。E-mail: 15209315227@163.com

通信作者: 张勃, E-mail: zhangbo@nwnu.edu.cn.

的发生提供预警并为防灾、减灾提供参考。

干旱指数是干旱研究的前提和基础，为了充分反映干旱的强度和危害程度，科学家们提出多种干旱指数来描述干旱的特征。相对于其他监测指数，气象干旱指数不但能够较早地发现旱情，而且在机理的解释上也更为合理<sup>[22]</sup>。国内外现阶段气象方面常用的干旱指标有 Palmer 干旱指数 (PDSI)<sup>[23]</sup>、standardized precipitation index (SPI)<sup>[24]</sup>、standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI)<sup>[25]</sup> 等。这些指数在国内外得到了广泛的应用，但是也发现一些问题：Palmer 干旱指数虽然有效解决了区域干旱监测，但时空比较的有效性较低<sup>[26-27]</sup>；SPI 指数具有时间尺度灵活的特点，计算简便，但仅仅考虑了降水因素，没有考虑在气候变暖背景下温度的升高对干旱的影响<sup>[22]</sup>；SPEI 指数兼顾了 SPI 的多尺度优点和 PDSI 考虑蒸散发的优点，但是在早期研究中发现当月均气温低于 0 °C 时，Thornthwaite 算法计算潜在蒸散量失效，导致该指数只能用于分析湿润地区暖季较长时间尺度的干旱特征，而对于干旱和高寒地区的适用性较差<sup>[6 21 28-29]</sup>。刘珂等<sup>[30]</sup>计算潜在蒸散量时增加了 Penman-Monteith 算法，发现改进后的 SPEI 中在冬、春季北方潜在蒸散发的贡献显著增加，更能符合干湿变化的描述；李翔翔等<sup>[5]</sup>实验发现，基于 Penman-Monteith 算法的 SPEI 指数在黄淮海平原有很好的适用性。以上两位学者虽然已经利用 SPEI 指数较好地描述了区域干旱特征，但时间分辨率均为月尺度，这往

往忽略了干旱发生的起始时间、持续时长等一些关键特征。因此 Wang 等<sup>[31]</sup>在 Penman-Monteith 算法基础上改进了 SPEI 指数，将干旱甄别分辨率提高到日尺度以便清晰地刻画干旱特征。本研究参照 Wang 等<sup>[31]</sup>的算法，将时间尺度提升至日尺度，以便更精确地得出干旱发生和演变的时空变化特征，基于 Penman-Monteith 指标的日尺度 SPEI 分析了 1980-2014 年青藏高原地区干旱的时空演变特征。

### 1 研究区概况

本研究参照张镜铨等<sup>[32]</sup>讨论得出的青藏高原范围(图 1)，西起帕米尔高原，东至横断山脉，东西长 2 945 km，南自喜马拉雅山脉南缘，北迄昆仑山-祁连山北侧，南北宽达 1 532 km。范围以 26° 00′ ~ 39° 47′ N、73° 19′ ~ 104° 47′ E 为界，总面积为 257.24 × 10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>，占我国陆地总面积的 26.8%。在行政区划上青藏高原范围涉及西藏自治区、青海省、云南省、四川省、甘肃省以及新疆维吾尔自治区等 6 个省级行政单元。

### 2 数据与方法

#### 2.1 资料来源

本文数据来源于中国气象科学数据共享服务网 (<http://cdc.cma.gov.cn>)，选取青藏高原范围内 74 个气象观测站(表 1)1980 年 1 月至 2014 年 12 月共 35 年的逐日气象观测资料；包括日最高和最低气温、平均相对湿度、逐日降水量、平均风速及

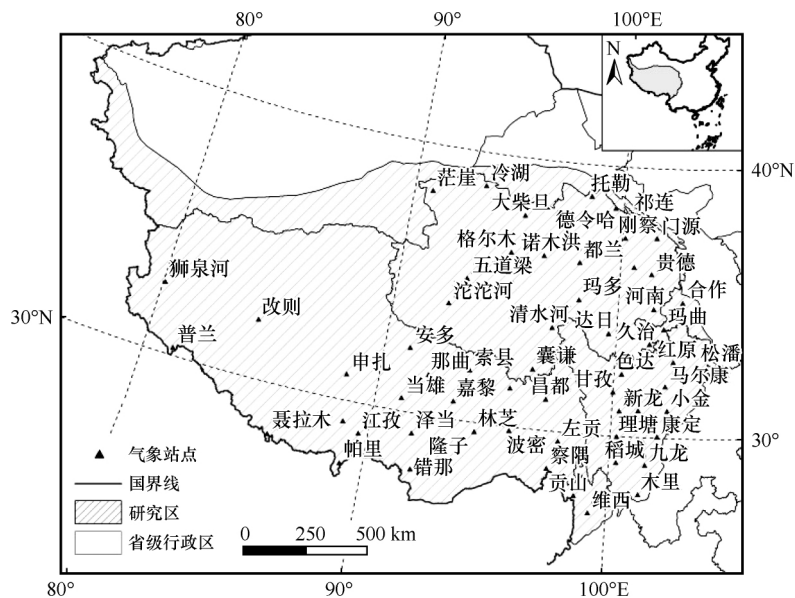


图 1 研究区域及气象站点分布  
Fig. 1 Map showing the study area and the weather stations

表 1 气象站点信息  
Table 1 Information of the 74 weather stations

序号	省区	站名	序号	省区	站名	序号	省区	站名
1	青海	茫崖	26	西藏	日喀则	51	四川	甘孜
2	青海	冷湖	27	西藏	尼木	52	青海	班玛
3	青海	托勒	28	西藏	拉萨	53	四川	色达
4	青海	野牛沟	29	西藏	泽当	54	四川	道孚
5	青海	祁连	30	西藏	聂拉木	55	四川	马尔康
6	青海	小灶火	31	西藏	江孜	56	四川	红原
7	青海	大柴旦	32	西藏	错那	57	四川	小金
8	青海	德令哈	33	西藏	隆子	58	四川	松潘
9	青海	刚察	34	西藏	帕里	59	西藏	嘉黎
10	青海	门源	35	青海	沱沱河	60	西藏	波密
11	青海	格尔木	36	青海	曲麻莱	61	四川	巴塘
12	青海	诺木洪	37	青海	玉树	62	西藏	新龙
13	青海	都兰	38	青海	玛多	63	四川	理塘
14	青海	恰卜恰	39	青海	清水河	64	西藏	林芝
15	青海	西宁	40	四川	石渠	65	西藏	左贡
16	青海	贵德	41	青海	达日	66	四川	稻城
17	青海	五道梁	42	青海	河南	67	四川	康定
18	青海	兴海	43	青海	久治	68	西藏	察隅
19	西藏	狮泉河	44	甘肃	玛曲	69	云南	德钦
20	西藏	改则	45	四川	若尔盖	70	四川	木里
21	西藏	安多	46	甘肃	合作	71	四川	九龙
22	西藏	那曲	47	西藏	索县	72	云南	贡山
23	西藏	普兰	48	西藏	丁青	73	云南	中甸
24	西藏	申扎	49	青海	囊谦	74	云南	维西
25	西藏	当雄	50	四川	德格			

日照时数。对个别缺失的站点利用差值法和比值法进行插补延长,且经过了较为严格的质量控制。旱灾记载资料选自《中国气象灾害大典》与《气象灾害统计年鉴》。

## 2.2 研究方法

本文利用 Vicente-Serrano 等<sup>[25]</sup>提出的 SPEI 计算方法中的潜在蒸发计算模块进行计算。利用 Thornthwaite 方法时, SPEI 会高估干旱半干旱地区气温变化对干旱的贡献使结果偏干<sup>[33]</sup>。本文采用 FAO (联合国粮食及农业组织) 推荐的 Penman-Monteith 法代替 Thornthwaite 方法计算潜在蒸发,更适用于我国干旱半干旱地区。

(1) 应用 Penman-Monteith 方法计算逐日的潜在蒸发量,即

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} \quad (1)$$

式中:  $ET_0$  为潜在蒸散量 ( $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ );  $R_n$  为净辐射 ( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ );  $G$  为土壤热通量 ( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ );  $T$  为日平均温度 ( $^{\circ}\text{C}$ );  $u_2$  为 2 m 处风速 ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ), 由 10 m 处的风速乘以 0.75 求得;  $e_s$  为饱和水汽压 (kPa);  $e_a$  为实际水汽压 (kPa);  $\Delta$  为饱和水汽压-温度曲线斜率 ( $\text{kPa} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$ );  $\gamma$  为干湿表常数 ( $\text{kPa} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$ )。

(2) 计算逐日降水量与潜在蒸散量的差值,即

$$D_i = P_i - (ET_c)_i \quad (2)$$

式中:  $i$  表示某日;  $P_i$  为日降水量 (mm);  $(ET_c)_i$  为潜在蒸散量 (mm)。

(3) 建立不同时间尺度水分盈亏累计序列,即

$$D_n^k = \sum_{i=0}^{k-1} [P_{n-i} - (ET_c)_{n-i}] \quad (n \geq k) \quad (3)$$

式中:  $k$  为时间尺度(d);  $n$  表示某天。

(4) 对  $D_n^k$  数据序列进行正态化, 正态化后的数值即为 SPEI 值。Vicente-Serrano 等<sup>[25]</sup> 比较了 Log-logistic、Pearson III、Lognormal 和广义极值等对  $D_n^k$  序列的拟合效果, 结果表明 Log-logistic 分布对  $D_n^k$  序列的拟合效果较好, 具体为

$$F(x) = \left[ 1 + \left( \frac{\alpha}{x - \gamma} \right)^\beta \right]^{-1} \quad (4)$$

式中:  $\alpha$ 、 $\beta$ 、 $\gamma$  为参数。它们分别采用线性距的方法拟合获得, 即

$$\alpha = \frac{(w_0 - 2w_1)\beta}{\Gamma(1 + 1/\beta)\Gamma(1 - 1/\beta)} \quad (5)$$

$$\beta = \frac{2w_1 - w_0}{6w_1 - w_0 - 6w_2} \quad (6)$$

$$\gamma = w_0 - \alpha\Gamma(1 + 1/\beta)\Gamma(1 - 1/\beta) \quad (7)$$

式中:  $\Gamma$  为阶乘函数;  $w_0$ 、 $w_1$ 、 $w_2$  为原始数据序列  $D_i$  的概率加权矩。计算方法为

$$w_s = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^N (1 - F_i)^s D_i \quad (8)$$

$$F_i = \frac{i - 0.35}{N} \quad (9)$$

式中:  $N$  为参与计算的天数。

然后对累积概率密度进行标准化,

$$P = 1 - F(x) \quad (10)$$

当累积概率  $P \leq 0.5$  时,

$$w = \sqrt{-2 \ln P} \quad (11)$$

$$SPEI = w - \frac{c_0 + c_1 w + c_2 w^2}{1 + d_1 w + d_2 w^2 + d_3 w^3} \quad (12)$$

当  $P > 0.5$  时, 以  $(1 - P)$  表示  $P$ ,

$$SPEI = - \left( w - \frac{c_0 + c_1 w + c_2 w^2}{1 + d_1 w + d_2 w^2 + d_3 w^3} \right) \quad (13)$$

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

### 2.3 数据处理

采用 90 天即 3 个月时间尺度的 SPEI 值能够监测出农业和土壤干旱<sup>[31]</sup>。本文利用 1980 - 2014 年日降水和日气温数据来完成 3 个月时间尺度干旱的监测, 日值 SPEI 干旱等级划分见表 2。

通过分析干旱多变性的特点与干旱强度、干旱持续时间和干旱频率的类型特点来定义与干旱相关的变量, 采用了 Yevjevich<sup>[34]</sup> 的滑动模型。若确定了一次干旱事件发生与结束的时间, 那么就能够确定此次干旱事件的强度和持续时间。考虑到干旱持

表 2 日值 SPEI 干旱等级划分

Table 2 Classification of drought grade based on daily SPEI

等级	日值 SPEI 范围	类型
1	$SPEI \geq -0.5$	无旱
2	$-1 < SPEI < -0.5$	轻度干旱
3	$-1.5 < SPEI \leq -1$	中度干旱
4	$-2 < SPEI \leq -1.5$	严重干旱
5	$SPEI \leq -2$	极端干旱

续性的特点, 将每个站点某个连续时间段内 SPEI 值小于  $-0.5$  作为一次干旱事件的发生, 将这个连续时间段内 SPEI 值大于或等于  $-0.5$  作为此次干旱事件的结束。干旱强度是指在整体区域内 SPEI 值小于  $-0.5$  时数值的加和, SPEI 值大于或等于  $-0.5$  时不被计算入内。干旱持续时间是指一次干旱事件开始发生到结束的天数, 即 SPEI 值小于  $-0.5$  的天数, 其中不包括开始与结束的那一天。根据在表中所确定干旱事件的类型, 频率被定义为给定区间内干旱事件重复发生的次数。

为评估干旱的多变性与干旱事件的类型特点, 将 1980 - 2014 年每年干旱的强度、持续时间和频率值加和进行计算。年干旱强度 ATDS (annual total drought severity) 为每年干旱强度值的总和, 年干旱持续时间 ATDD (annual total drought duration) 为每年干旱事件持续时间的总和, 年干旱频率 ADF (annual drought frequency) 为每年干旱频率相加得到的总和。

## 3 结果与分析

### 3.1 时间变化特征

对干旱区域的年际变化分析能够识别出干旱严重年份和干旱发生的空间分布特征。通过对青藏高原 1980 - 2014 年 74 个气象站点进行 90 天即 3 个月尺度的日值 SPEI 分析, 得出其干旱的年际变化特征, 基于年际变化特征分析出干旱严重发生年份。图 2 为 1980 - 2014 年 74 个站点的 Hovmoller 图, (a)、(b)、(c) 分别为干旱强度、干旱持续时间和干旱发生频率时间变化图, 站点分布具体参见表 1。图 3 为干旱强度、干旱持续时间和干旱频率在各个站点的年平均值所绘制的折线图。

SPEI 值越大表明干旱强度越低, 图 2(a) 显示 SPEI 值逐渐增大呈上升趋势, 即干旱强度趋于降低。年干旱持续时间和干旱频率均为下降趋势, 表明干旱程度减弱。在图中可以得出, 在大范围区域

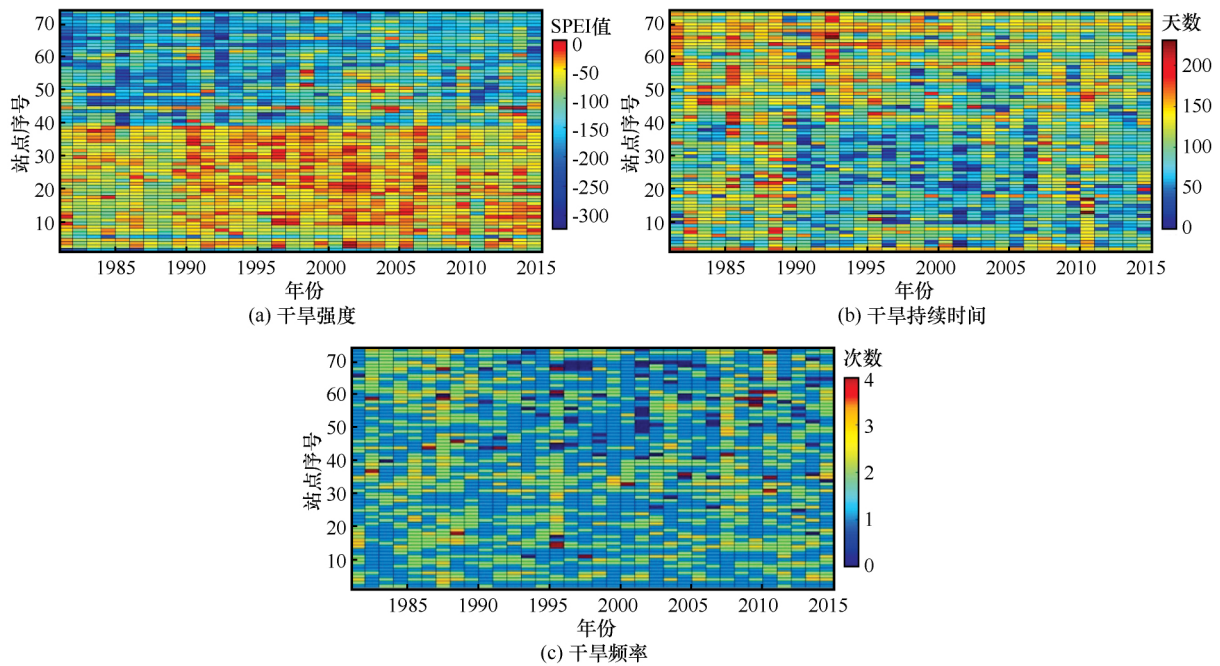


图 2 1980 - 2014 年 74 个站点的 Hovmoller 图

Fig. 2 Hovmoller diagrams for the 74 weather stations from 1980 to 2014: drought intensity ( a ) , drought duration ( b ) and drought frequency ( c )

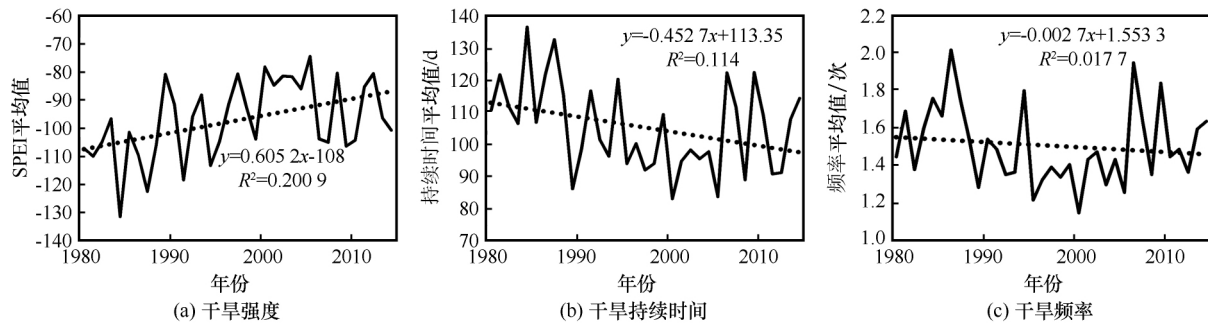


图 3 干旱的年际变化

Fig. 3 Annual variations of drought intensity ( a ) , drought duration ( b ) and drought frequency ( c )

下邻近站点的干旱强度、干旱持续时间和干旱发生频率的变化特征是相似的；同时因为距离相近的站点降水和气温数据具有相似性，表现出的干旱特征也具有相似性。图 2(a) 与 2(b) 中显示出干旱强度最大和干旱持续时间最长的年份发生在 1983 - 1985、1992 和 1995 年；在严重干旱年中干旱发生的天数最长达到 174 天。同时从图中也可以得出干旱强度最小和干旱持续时间最短的年份为 1998、2012 和 2013 年。图 2(a) 与 2(b) 显示的结果是一致的，可以得出干旱持续时间是干旱发生强度的基础这一事实，干旱持续时间较长时就会发生较为严重的干旱事件。图 3 显示出高原干旱的发生总体上呈减弱趋势。

以 1990 年为时间节点，从 1990 年起干旱严重

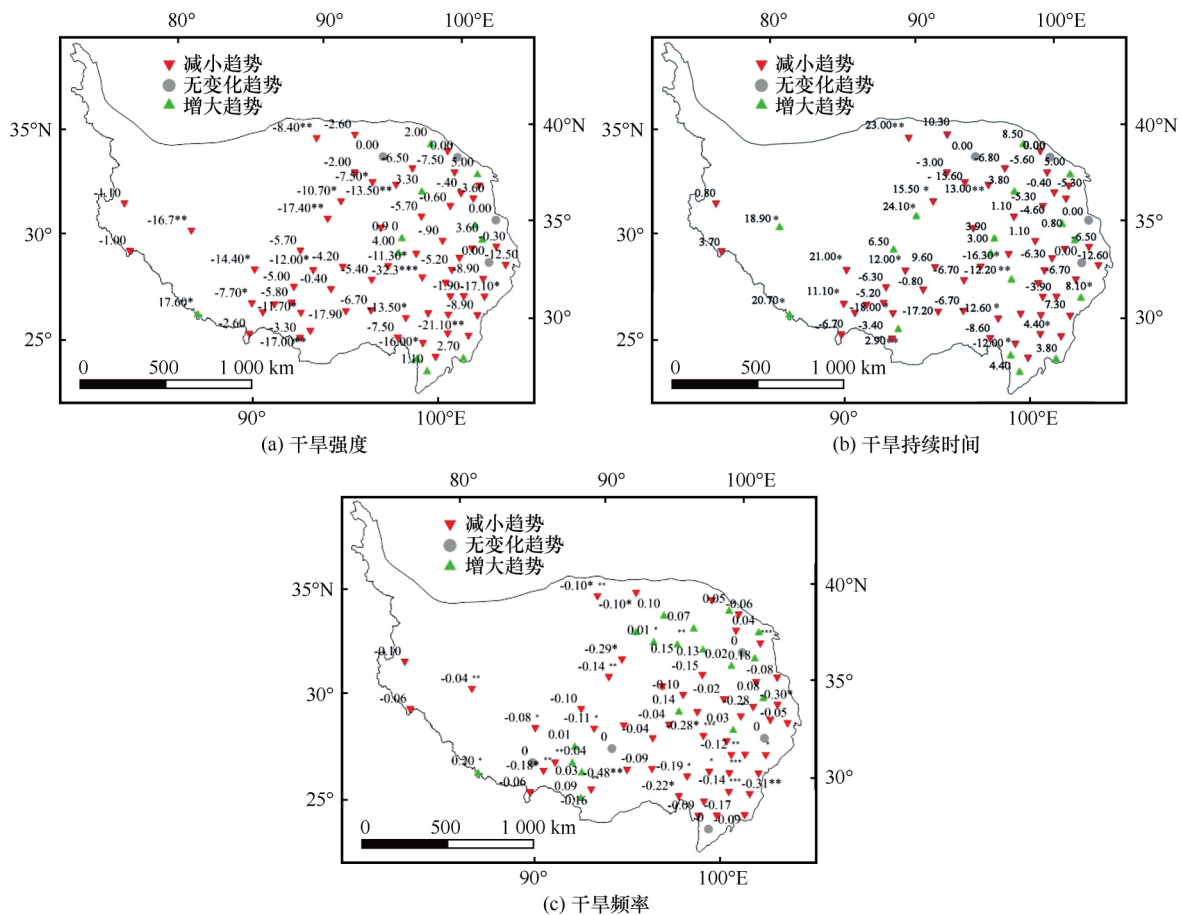
程度和干旱持续时间均有减小的趋势，干旱程度开始减弱；故当干旱强度较大且干旱持续时间较长时，可以相对应地把它定义为干旱发生的严重年份。结合图 2(a) 与 2(b) 可以得出干旱发生较为严重的时段在 20 世纪 80 年代中期、20 世纪 90 年代前期及 21 世纪 00 年代前期；尤其以 1983 - 1985、1992 和 1995 年这些年份为干旱严重年。《中国气象灾害大典》记载显示，高原地区在 1981 - 1983 年发生了区域性的严重干旱；青海省 1981 - 1990 在海东的循化县、湟中县、湟源县，海北的祁连县，海南全州及海西的乌兰县分别发生了不同程度的干旱；在 1991 年、1999 - 2000 年青海省各地区均发生了严重干旱。西藏大部地区在 1981 - 1983 年发生了严重夏旱，江孜连续三年遭遇特大旱灾。1983

年西藏山南地区发生旱灾,7 月日喀则、江孜遭受严重干旱;西藏大部地区 6-8 月降水量只有 80~170 mm,是 1949 年以来同期最小值,那曲、当雄、尼木在返青时节干旱少雨。云南在 1981、1982 年也同样遭遇了夏旱,连续三年严重干旱为近百年历史所未见。在 1991-1992 年,全国大部分地区都发生了程度较为严重的干旱。图 2(a) 显示的严重干旱年份与干旱灾害大典所记录的年份一致,在 1981-1983 年西藏、青海各站点的干旱强度大,1990-1991、1999 年也显示在高原大部分站点发生严重干旱,严重干旱年份在图上均有所表现。图 2(b) 得出的干旱持续时间最长为 174 天,为 1981-1983 年青海冷湖站的干旱持续时间,与青海省记载的干旱状况一致。图 2(c) 为干旱频率,频率发生最多的为西藏波密站,在 2008-2009 年干旱连续发生 4 次,时空变化特征所得出的结论与灾害大典显示的干旱年份是相对一致的。

### 3.2 空间变化特征

用 Mann-Kendall 非参数统计方法<sup>[35]</sup> 检验 1980-2014 年 74 个站点的干旱强度、干旱持续时间和干旱频率的空间变化特征及变化趋势,结果如图 4 所示。

图 4(a) 显示,在过去 35 年内大部分气象站点的干旱强度呈减弱趋势。在 74 个站点中通过显著性检验的站点有 40 个,占全部站点的 40%,其中有 17 个站点通过了 0.05 显著性水平检验,9 个站点通过了 0.01 显著性水平检验,稻城、理塘、德格、门源 4 个站点通过了 0.001 显著性水平检验。干旱强度 Mann-Kendall 趋势变化图中可以得到大部分站点呈现明显的下降趋势,在高原东北部部分站点有上升趋势,上升的站点主要有托勒、都兰、石渠、若尔盖等地,集中在四川和青海。刘义花等<sup>[36]</sup> 指出青海省降水量呈现增多趋势,在云南省的中甸、维西等站点也有上升趋势,但高原的干旱



注: \* 和 \*\* 分别表示站点的干旱变化趋势通过了 0.05、0.01 显著性水平检验; 图中数值为气候倾向率, 单位为  $d \cdot a^{-1}$

图 4 M-K 干旱趋势变化的空间分布

Fig. 4 Spatial distribution of M-K trend variations (decreasing, stable and increasing) of drought intensity (a), drought duration (b) and drought frequency (c)

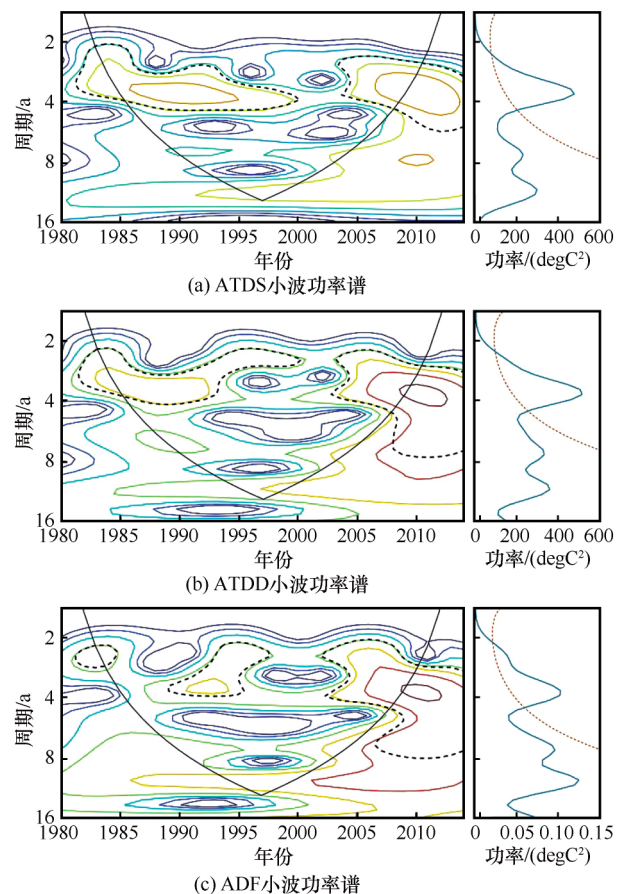
强度总体上呈减缓态势向暖湿化的方向发展。图 4 (b) 中可以得出年干旱持续时间在总体上呈减短趋势。大部分站点通过了显著性检验,在高原东部地区的囊谦、门源 2 个站点通过 0.001 显著性水平检验,9 个站点通过了 0.01 显著性水平检验,表明干旱减弱具有显著的变化趋势,与干旱强度变化趋势得出的结果具有一致性。图 4 (c) 为干旱发生频率趋势变化,图中大部分站点显示干旱发生的频率呈下降趋势,其中有 10 个站点通过了显著性检验,在这些通过显著性检验的站点中干旱的发生频率都呈下降趋势。在没有通过显著性检验的站点中大部分也呈现下降趋势,表明全区内干旱发生的次数有所下降,而在高原的东北和南部有少数站点的变化呈上升趋势。

干旱严重程度、持续时间和发生频率三个指标的变化大致呈现一致性,区域大部分站点呈下降趋势,干旱程度减弱,总体上向暖湿化的方向发展。且在地域上也较为一致,在高原东北部的部分站点有下降趋势,其余大部分站点都呈上升趋势,表明干旱的严重程度、持续时间及干旱发生的频率都有所减弱。对日值 SPEI 三种指标进行突变检验得出,三种指标的正序列曲线  $UF$  均超过了 0.05 显著性水平临界线,干旱强度在置信区间内有 1993 和 1995 年两个时间突变点,在干旱持续时间得出 1990 年为突变点,干旱频率中也显示 1990 年为干旱发生的突变点。将三种指标综合可以得出干旱发生的突变年份大致在 1990 年,韩国军<sup>[37]</sup>也指出青藏高原极端高温在 1991 年为一个显著的突变时间点,与文中所得的干旱突变年份较为相近。

### 3.3 周期分析

为研究不同时间尺度下干旱指标的变化特征,使用小波分析描述其时频变化特征,各干旱指标连续小波变换如图 5 所示。ATDS 全周小波功率谱显示 1980–2014 年存在 2.3 a、3.7 a、4.3 a 的干旱周期,其中 3.7 a 的周期通过了 95% 的红噪声检验,成为主周期。在小波变换图中,能量密度的峰值主要集中在 1982–2000 年、2003–2015 年,其中 1985–1997 年干旱波动较大,出现的干旱频率年份较高。2003–2010 年存在 2~4 a 的振荡周期并均通过了红噪声检验,此时间段内波动幅度较小,干旱频率减少,强度减弱,在 2~4 a 尺度上总体表现出显著的干-湿周期变化。ATDD 全周小波功率谱显示近 35 年该序列存在 2.3 a、3.7 a、4.3 a 的周期,其中 3.7 a 的周期通过了 95% 的红噪声检

验。在整个研究时段内存在 2~8 a 的振荡周期,其中 1984–2000 年、2002–2010 年的 2~4 a 振荡周期通过了红噪声检验。即年干旱持续时间这一指标存在 2~4 a 的振荡周期。ADF 全周小波功率谱图显示该序列存在 3.7 a 的主周期,通过了显著性检验。在连续小波变换图中,通过显著性检验的能量密度主要集中在 1983–1985 年、1989–1998 年、2002–2010 年,存在 4~9 a 的振荡周期。三种指标均表明在 2~4 a 的周期中高原干湿变化存在小幅振荡,1985–1997 年主要为高频率年份,波动幅度大且干旱强度大;2003–2010 年主要为低频率年份,波动幅度小且干旱强度减弱。总体来说,1981–2014 年高原干旱整体呈现减弱的趋势,干旱频率降低,干旱严重程度减轻,1983–1997 年虽然出现干旱严重区间,但在 1997 年以后高原总体上呈现湿润趋势,3.7 a 的主周期也并没有影响整体



注:左图中黑色实线包围的范围通过了 0.05 显著性水平检验,黑色虚线为周期范围,等值线为周期振荡线;右图中虚线以内的范围通过了 0.05 显著性水平检验,实线向右突出的点为干旱发生的周期

图 5 小波分析图

Fig. 5 Wavelet analysis charts of ATDS (a), ATDD (b) and ADF (c)

变湿的趋势。

#### 4 结论

(1) 采用 Penman-Monteith 公式计算日值 SPEI 对高原地区具有良好的适用性, 结论与干旱灾害大典所记录的干旱年份相一致。结果显示出青藏高原近 35 年干旱总体上表现出缓解的趋势, 刘宝康等<sup>[38]</sup> 也指出青藏高原气候呈暖湿化趋势, 可可西里地区降水增加导致湖泊面积增大。M-K 趋势分析得出干旱在东北部及南部较小区域的部分站点有上升趋势, 主要集中在四川和青海的托勒、都兰、石渠、若尔盖等站点; 高原内 75% 的站点干旱强度减弱, 气候倾向率均小于 0, 总体显示出干旱程度有所减弱。王朋岭等<sup>[11]</sup> 指出过去 10 年来, 青藏高原北部干旱程度总体上在逐渐减轻, 南部及东南部有变干倾向。

(2) 近 35 年青藏高原较严重的干旱事件主要发生在 1983-1985 年、1992 年及 1995 年, 与干旱灾害大典中所记载的 1983 年西藏、青海大旱灾, 1991-1993 年全国范围内的严重干旱时间一致。突变分析得出高原干旱的突变年份为 1990 年, 1990 年后下降幅度更为剧烈, 表明干旱减缓的趋势更为明显。韩国君<sup>[37]</sup> 指出青藏高原极端高温在 1991 年为一个显著的增加突变时间点, 与本文得出的突变年份大致相同。

(3) 小波周期分析显示三种指标下干旱的发生均存在 2~4 a 的振荡周期, 表明在 2~4 a 的尺度上总体表现出干-湿周期变化。干旱严重程度、干旱持续时间及干旱发生频率小波功率谱分别得出 2.3 a、3.7 a、4.3 a 的振荡周期, 其中 3.7 a 振荡周期通过了 95% 的显著性检验成为主周期。在整体小波变化周期中, 1981-2014 年高原干旱整体呈现减弱的趋势, 干旱频率降低, 干旱严重程度减小。1983-1997 年虽然出现干旱严重区间, 但在 1997 年以后高原总体上呈现湿润趋势, 3.7 a 的主周期并没有影响整体变湿的趋势。干旱严重程度、干旱持续时间及干旱发生频率三种指标在时空上的变化所得的结果较为一致。

#### 参考文献 (References):

[1] Woodhouse C A, Overpeck J T. 2000 years of drought variability in the central United States [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1998, 79(12): 2693-2714.  
 [2] He Wanlin, Xu Zongxue. Analysis of drought and application of drought index in the Weihe River basin [J]. *Meteorological*

*Monthly*, 2006, 32(1): 24-29. [和宛琳, 徐宗学. 渭河流域干旱特征及干旱指数计算方法初探 [J]. *气象*, 2006, 32(1): 24-29.]  
 [3] Wilhite D A. Drought: a global assessment [M]. New York: Routledge Publishers, 2000: 3-18.  
 [4] Guo Wei, Wei Ming. Monitoring and mechanism analysis of severe drought in Southwest China during spring 2010 [J]. *Journal of Natural Resources*, 2011, 26(9): 1628-1636. [郭巍, 魏鸣. 2010 年春西南酷旱的监测与机理分析 [J]. *自然资源学报*, 2011, 26(9): 1628-1636.]  
 [5] Li Xiangxiang, Ju Hui, Liu Qin, et al. Analysis of drought characters based on the SPEI-PM index in Huang-Huai-Hai Plain [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2017, 37(6): 2054-2066. [李翔翔, 居辉, 刘勤, 等. 基于 SPEI-PM 指数的黄淮海平原干旱特征分析 [J]. *生态学报*, 2017, 37(6): 2054-2066.]  
 [6] Zhuang Shaowei, Zuo Hongchao, Ren Pengcheng, et al. Application of standardized precipitation evapotranspiration index in China [J]. *Climatic and Environmental Research*, 2013, 18(5): 617-625. [庄少伟, 左洪超, 任鹏程, 等. 标准化降水蒸发指数在中国区域的应用 [J]. *气候与环境研究*, 2013, 18(5): 617-625.]  
 [7] Wang Linyin, Yuan Xing, Xie Zhenghui, et al. Increasing flash droughts over China during the recent global warming hiatus [J/OL]. *Scientific Reports*, 2016, 6 [2018-05-09]. <http://www.nature.com/articles/srep30571>.  
 [8] Jiao Meiyun, Zhou Guangsheng, Chen Zhenlin. Blue book of agriculture for addressing climate change: assessment report of climate impacts on agriculture in China [M]. Beijing: Social Sciences Academic Press, 2014: 61-149. [矫梅云, 周广胜, 陈振林. 农业应对气候变化蓝皮书: 气候变化对中国农业影响评估报告 [M]. 北京: 社会科学文献出版社, 2014: 61-149.]  
 [9] Yao Tandong. Sensitive fragile, far-reaching environment of the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *China Nature*, 2010(2): 1. [姚檀栋. 敏感脆弱、影响深远的青藏高原环境 [J]. *大自然*, 2010(2): 1.]  
 [10] Liu Xiaodong, Cheng Zhigang, Yan Libin, et al. Elevation dependency of recent and future minimum surface air temperature trends in the Tibetan Plateau and its surroundings [J]. *Global and Planetary Change*, 2009, 68(3): 164-174.  
 [11] Wang Pengling, Tang Guoli, Cao Lijuan, et al. Surface air temperature variability and its relationship with altitude and latitude over the Tibetan Plateau in 1981-2010 [J]. *Advances in Climate Change Research*, 2012, 8(5): 313-319. [王朋岭, 唐国利, 曹丽娟, 等. 1981-2010 年青藏高原地区气温变化与高程及纬度的关系 [J]. *气候变化研究进展*, 2012, 8(5): 313-319.]  
 [12] Wu Shaohong, Yin Yunhe, Zheng Du, et al. Climate changes in the Tibetan Plateau during the last three decades [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2005, 60(1): 3-11. [吴绍洪, 尹云鹤, 郑度, 等. 青藏高原近 30 年气候变化趋势 [J]. *地理学报*, 2005, 60(1): 3-11.]  
 [13] Wang Yibo, Wang Genxu, Cheng Yufei, et al. Response of typical high-cold frozen soil to change of the high-cold ecosystem on Tibetan Plateau [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2006, 28(5): 633-641. [王一博, 王根绪, 程玉菲, 等. 青藏高原典型寒冻土壤对高寒生态系统变化的响应 [J]. *冰川冻土*, 2006, 28(5): 633-641.]  
 [14] Piao Shilong, Ciais P, Huang Yao, et al. The impacts of climate change on water resources and agriculture in China [J]. *Nature*,



- 2010, 467(7311): 43–51.
- [15] Xu Baiqing, Cao Junji, Hansen J, et al. Black soot and the survival of Tibetan glaciers [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2009, 106(52): 22114–22118.
- [16] Yang Kun, Ye Baisheng, Zhou Degang, et al. Response of hydrological cycle to recent climate changes in the Tibetan Plateau [J]. *Climatic Change*, 2011, 109(3/4): 517–534.
- [17] Sun Honglie, Zheng Du, Yao Tandong, et al. Protection and construction of the national ecological security shelter zone on Tibetan Plateau [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2012, 67(1): 3–12. [孙鸿烈, 郑度, 姚檀栋, 等. 青藏高原国家生态安全屏障保护与建设 [J]. *地理学报*, 2012, 67(1): 3–12.]
- [18] Wang Xin. Encyclopedia of meteorological disasters in China: Qinghai volume [M]. Beijing: China Meteorological Press, 2007: 22–42. [王莘. 中国气象灾害大典: 青海卷 [M]. 北京: 气象出版社, 2007: 22–42.]
- [19] Liu Guangxuan. Encyclopedia of meteorological disasters in China: Tibet volume [M]. Beijing: China Meteorological Press, 2008: 157–229. [刘光轩. 中国气象灾害大典: 西藏卷 [M]. 北京: 气象出版社, 2008: 157–229.]
- [20] Zhao Xinlai, Li Wenlong, Guo Xulin, et al. The responses of Pa, SPI, and SPEI to dry climate in alpine meadows of eastern Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Pratacultural Science*, 2017, 34(2): 273–282. [赵新来, 李文龙, 郭旭林, 等. Pa、SPI 和 SPEI 干旱指数对青藏高原东部高寒草地干旱的响应比较 [J]. *草业科学*, 2017, 34(2): 273–282.]
- [21] Tang Min, Zhang Bo, Zhang Yaozong, et al. Assessment of spring and summer meteorological droughts based on SPEI and SPI in eastern agricultural region of Qinghai Province [J]. *Journal of Natural Resources*, 2017, 32(6): 1029–1042. [唐敏, 张勃, 张耀宗, 等. 基于 SPEI 和 SPI 指数的青海省东部农业区春夏气象干旱特征的评估 [J]. *自然资源学报*, 2017, 32(6): 1029–1042.]
- [22] Liu Xianfeng, Zhu Xiufang, Pan Yaozhong, et al. Agricultural drought monitor: progress, challenges and prospect [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2015, 70(11): 1835–1848. [刘宪锋, 朱秀芳, 潘耀忠, 等. 农业干旱监测研究进展与展望 [J]. *地理学报*, 2015, 70(11): 1835–1848.]
- [23] Palmer W C. Keeping track of crop moisture conditions, nationwide: the new crop moisture index [J]. *Weatherwise*, 1968, 21(4): 156–161.
- [24] Mckee T B, Doesken N J, Kleist J. The relationship of drought frequency and duration to time scales [C]// *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*. Anaheim, California, USA: American Meteorological Society, 1993: 179–184.
- [25] Vicente-Serrano S M, Begueria S, Lopezoreno J I. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index [J]. *Journal of Climate*, 2010, 23(7): 1696–1718.
- [26] Heim R R J. A review of twentieth-century drought indices used in the United States [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2002, 83(8): 1149–1165.
- [27] Alley W M. The Palmer drought severity index: limitations and assumptions [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1984, 23: 1100–1109.
- [28] Ma Bin, Zhang Bo, Zhou Dan, et al. Analysis of drought characteristics of the East China monsoon area based on standardized precipitation evapotranspiration index [J]. *Journal of Natural Resources*, 2016, 31(7): 1185–1197. [马彬, 张勃, 周丹, 等. 基于标准化降水蒸散指数的中国东部季风区干旱特征分析 [J]. *自然资源学报*, 2016, 31(7): 1185–1197.]
- [29] Wang Lin, Chen Wen. Applicability analysis of standardized precipitation evapotranspiration index in drought monitoring in China [J]. *Plateau Meteorology*, 2014, 33(2): 423–431. [王林, 陈文. 标准化降水蒸散指数在中国干旱监测的适用性分析 [J]. *高原气象*, 2014, 33(2): 423–431.]
- [30] Liu Ke, Jiang Dabang. Analysis of dryness/wetness over China using standardized precipitation evapotranspiration index based on two evapotranspiration algorithms [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2015, 39(1): 23–36. [刘珂, 姜大膀. 基于两种潜在蒸散发算法的 SPEI 对中国干湿变化的分析 [J]. *大气科学*, 2015, 39(1): 23–36.]
- [31] Wang Qianfeng, Shi Peijun, Lei Tianjie, et al. The alleviating trend of drought in the Huang-Huai-Hai Plain of China based on the daily SPEI [J]. *International Journal of Climatology*, 2015, 35(13): 3760–3769.
- [32] Zhang Yili, Li Bingyuan, Zheng Du. A discussion on the boundary and area of the Tibetan Plateau in China [J]. *Geographical Research*, 2002, 21(1): 1–8. [张懿翎, 李炳元, 郑度. 论青藏高原范围与面积 [J]. *地理研究*, 2002, 21(1): 1–8.]
- [33] Yang Qing, Li Mingxing, Zheng Ziyan, et al. Regional applicability of seven meteorological drought indices in China [J]. *Science China: Earth Sciences*, 2017, 47(3): 337–353. [杨庆, 李明星, 郑子彦, 等. 7 种气象干旱指数的中国区域适应性 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2017, 47(3): 337–353.]
- [34] Yevjevich V. Mean range of linearly dependent normal variables with application to storage problems [J]. *Water Resources Research*, 1967, 3(3): 663–671.
- [35] Wei Fengying. Diagnose and forecast technology of modern climate statistics [M]. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press, 2007. [魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术 [M]. 2 版. 北京: 气象出版社, 2007.]
- [36] Liu Yihua, Li Lin, Yan Liangdong, et al. Risk division of pasture drought in Qinghai Province based on loss assessment [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, 35(3): 681–686. [刘义花, 李林, 颜亮东, 等. 基于灾损评估的青海省牧草干旱风险区划研究 [J]. *冰川冻土*, 2013, 35(3): 681–686.]
- [37] Han Guojun. Analysis on climate change of the Qinghai-Tibet Plateau in the recent 50 years [D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2012: 23–28. [韩国军. 近 50 年青藏高原气候变化特征分析 [D]. 成都: 成都理工大学, 2012: 23–28.]
- [38] Liu Baokang, Li Lin, Du Yu'e, et al. Causes of the outburst of Zonag Lake in Hoh Xil, Tibetan Plateau, and its impact on surrounding environment [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2016, 38(2): 305–311. [刘宝康, 李林, 杜玉娥, 等. 青藏高原可可西里卓乃湖溃堤成因及其影响分析 [J]. *冰川冻土*, 2016, 38(2): 305–311.]

## Drought evolution characteristics on the Tibetan Plateau based on daily standardized precipitation evapotranspiration index

LIANG Jingjing<sup>1</sup>, ZHANG Bo<sup>1</sup>, MA Bin<sup>1</sup>, WEI Huaidong<sup>1,2</sup>,  
ZHANG Jiaqi<sup>1</sup>, MA Shangqian<sup>1</sup>

(1. College of Geography and Environmental Science, Northwest Normal University, Lanzhou 730070, China;

2. Gansu Desert Control Research Institute, Lanzhou 730070, China)

**Abstract:** According to the data of temperature and precipitation from 74 weather stations on the Tibetan Plateau from 1980 to 2014 and combining the Penman-Monteith formula, the evapotranspiration and the standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) have been calculated. The M-K trend analysis, mutation analysis and wavelet analysis have been used to analyze the spatial and temporal variation of SPEI on the Tibetan Plateau. The results show: (1) The daily SPEI based on the Penman-Monteith formula can well reflect the drought characteristics of the plateau. Since 1980, the SPEI on the plateau has increased, that is, partial to the wet and the drought intensity decreased. (2) The drought on the plateau in the past 35 years had obvious interdecadal variation, drought had been more severe before the 1990s; M-K mutation analysis showed that a mutation occurred in 1990, the severity and duration of drought had reduced after the 1990s. (3) Wavelet analysis revealed that there was a 2-4 years oscillation period of plateau drought. The dry-wet period had changed overall with a time scale of 2-4 years; there were three indicators in the 3.7 years primary period all passing 95% red noise test.

**Key words:** standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI); drought; spatial and temporal variation; Tibetan Plateau

(本文编辑: 武俊杰)