

DOI: 10.13718/j.cnki.xdzk.2019.11.012

# 两种干旱指数在重庆极端干旱事件中的应用<sup>①</sup>

张 驰, 唐红玉, 吴 遥, 白莹莹, 何慧根

重庆市气候中心, 重庆 401147

**摘要:** 利用重庆 34 个国家站 1981—2015 年地表湿润度和 MCI\_GB 干旱过程指数序列对比分析重庆极端干旱事件的气候特征, 并采用五类格点日数据诊断了重庆近年来极端干旱早情集中发生时段的环流特征。结果表明: 上世纪 60 年代以来, 地表湿润度所表征的早情在除重庆西部和主城部分地区变湿外, 其余大部地区都为变干趋势, 其时间序列存在 2~8 年的显著周期。而上世纪 80 年代以来, 两种不同干旱指数表征的重庆持续和极端干旱事件分别都存在显著的 2~4 年和 2~8 年周期。1981—2015 年期间, MCI\_GB 极端累计早情呈“东北部偏重”分布型, 地表湿润度则为“长江沿线偏重”分布型, 两种干旱标准化指数在重庆东北、西南和东南部地区的累计强度有一些差异; 对照重庆干旱地方标准, 地表湿润度与其分型更类似, 强度也更为接近。2001 年、2006 年和 2011 年极端干旱特定时段大气环流所表现的前兆信号为: 7 月开始至结束期间, 500 hPa 欧亚中高纬由“负—正—负”转为“负—正”型变压场分布, 在中亚中纬度地区均为“南高北低”型气压场分布, 均不利于西北路径冷空气南下影响我国西南地区; 综合整月 OLR 场、Walker 环流和水汽场来看, 重庆地区对流活动偏弱, 仅为  $-15 \sim 0 \text{ w/m}^2$ , 垂直高低层以 700 hPa 为界, 水平南北方向上以长江为界, 气流升降运动呈反向分布, 加之水汽输送不充分、整层水汽辐合较弱, 这都不利于降水的持续发生, 易造成干旱事件的集中发生和后续维持。

**关键词:** 地表湿润度; MCI\_GB; 持续干旱; 极端干旱; 诊断

**中图分类号:** P463.1

**文献标志码:** A

**文章编号:** 1673-9868(2019)11-0092-12

全球气候变暖的不断加剧, 干旱事件的持续频发对工农业生产和大气环境造成诸多不利影响, 气象界对区域干旱及其指标的研究一直十分关注, 也对各种指标做了大量对比分析工作, 其中包含降水量距平百分率、连续无降水日数、降水量百分位数、标准化降水指数(SPI)、Z 指数、湿润指数、Palmer 旱度指数、干旱综合指数(CI)、FY 3A/VIRR 卫星遥感数据反演、农作物水分供需关系反算等方法<sup>[1-8]</sup>。极端气候事件的发生对水资源、土地资源及社会均存在潜在影响, 极端干旱事件已然成为我国西南地区主要自然灾害之一<sup>[9]</sup>。近年来, 发生在西南地区的极端干旱灾害事件主要有 2005 年春季云南干旱、2006 年夏季川渝特旱<sup>[10]</sup>及 2009 年秋—2010 年春以云南、贵州为中心的 5 省连旱, 这些干旱事件具有持续时间长、强度大、影响范围广、灾害程度重的特点<sup>[11]</sup>, 严重的早情对农业生产中玉米、水稻等南方主要农作物的产量影响重大<sup>[12-13]</sup>。同时, 研究西南区域, 特别是重庆地区干旱事件的变化规律、特征和成因显得尤为迫切<sup>[14-15]</sup>。

重庆独特的地形、地貌和夏季潮热的气候下, 四季早情均有较高的发生概率, 自 1951 年以来, 干旱天数在 70 d 以上的严重年份有: 1959, 1966, 1967, 1969, 1971, 1975, 1978, 1992, 2001, 2006 和 2009 年。其中,

① 收稿日期: 2018-04-10

基金项目: 重庆市科委社会与民生创新专项项目(cstc2017shmsA20012); 重庆市气象局智慧气象技术创新团队项目(ZHCXTD-201810); 重庆市气象局青年基金项目(QNJJ-201603)。

作者简介: 张 驰(1984—), 男, 硕士, 高级工程师, 主要从事地气相互作用及气候监测诊断研究。

2006 年强伏旱造成 792 万人出现饮水困难, 农作物受灾面积 127.7 万  $\text{hm}^2$ , 直接经济损失 84.3 亿元, 干旱的定量评估对防灾减灾和气候适应都很有意义<sup>[16]</sup>.

气象干旱是气候监测预警信息的重要组成部分, 但目前在干旱监测中, 基于 MCI(综合气象干旱指数)的本地化改进、过程分析和业务应用对比分析研究还较少, 本研究以此为出发点, 将 MCI 干旱指数结合气象干旱等级国家标准<sup>[17]</sup>计算得到本地化 MCI\_GB 指数, 同时, 与 Thornthwaite 公式计算得到的同期地表湿润度作对比, 以获得两种指数的异同点和各自优势, 进而诊断极端干旱年旱情集中发生时段高度场、海温场、垂直环流场和水汽输送场的环流特征.

## 1 资料和方法

本研究使用了重庆 34 个国家站 1961—2015 年的月降水量和气温数据, MCI 指数则选择同地区 1981—2015 年的逐日序列, 由于两种数据的时长不统一, 我们重点选取 1981—2015 年时段, 另外, 环流诊断分别使用了高度场、海温场、长波辐射场、风场和相对湿度场等逐日格点数据, 主要分析 7 月开始日和结束日前后 5 日的均值或距平场特征(表 1).

表 1 格点数据介绍

数据类型	数据项目	时间分辨率	分辨率	选取年份	选取时段
高度场	NCEP/DOE_ ReanalysisV2	逐日	$2.5^\circ \times 2.5^\circ$	2001, 2006, 2011	7 月始末前后 5 d
海温场	NOAA High-resolution Blended Analysis	逐日	$2.5^\circ \times 2.5^\circ$	2001, 2006, 2011	7 月始末前后 5 d
长波辐射场	NOAA Daily OLR TCDR(PSD)	逐日	$1^\circ \times 1^\circ$	2001, 2006, 2011	7 月始末前后 5 d
风场 1	NCEP/DOE_ ReanalysisV2	逐日	$2.5^\circ \times 2.5^\circ$	2001, 2006, 2011	7 月始末前后 5 d (垂直环流场分析)
风场 2	NCEP	逐日	$2.5^\circ \times 2.5^\circ$	2001, 2006, 2011	7 月始末前后 5 d (水汽输送分析)
相对湿度场	NCEP	逐日	$2.5^\circ \times 2.5^\circ$	2001, 2006, 2011	7 月始末前后 5 d

注: 7 月开始前后 5 d 为 6 月 26 日—7 月 6 日, 结束前后 5 d 为 7 月 26 日—8 月 5 日.

在中华人民共和国国家标准《气象干旱等级》(GB/T20481-2006)中, 综合气象干旱指数(CI)被首次提出, 孙卫国等<sup>[18]</sup>、包云轩等<sup>[19]</sup>和李奇临等<sup>[20-21]</sup>分别利用该指数分析了河南、江苏及西南区域的旱涝变化特征. 而最新的 MCI 指数则是在 CI 指数的基础上添加 60 d 标准化权重降水指数( $SPIW_{60}$ )和 150 d 标准化降水指数( $SPI_{150}$ ), 同时去除 CI 中原有的 30 d 标准化降水指数( $SPI_{30}$ )得到的. 也正是基于该标准中关于干旱过程的定义, 融合 MCI 我们定义出了本地化后的 MCI\_GB 指数, 用于定量评估重庆单站干旱过程的时空变化. 相关公式和定义算法如下.

### 1.1 综合气象干旱指数(MCI)

$$MCI = a \times SPIW_{60} + b \times MI_{30} + c \times SPI_{90} + d \times SPI_{150} \quad (1)$$

$$SPIW_{60} = SPI(WAP) \quad (2)$$

$$WAP = \sum_{n=0}^{60} 0.95^n P_n \quad (3)$$

式中:  $SPIW_{60}$  为近 60 d 标准化权重降水指数;  $P_n$  为距离当天前第  $n$  天降水量;  $MI_{30}$  为近 30 d 湿润度指数;  $SPI_{90}, SPI_{150}$  为 90 d 和 150 d 标准化降水指数, 以上计算方法均参考国家标准《气象干旱等级》(GB/T20481-2006);  $a$  为标准化权重降水权重系数;  $b$  为相对湿润度权重系数;  $c$  为 90 d 标准化降水权重系数;  $d$  为 150 d 标准化降水权重系数. 其中  $(a, b, c, d)$  4—10 月为  $(0.5, 0.6, 0.2, 0.1)$ , 11—次年 3 月为  $(0.3, 0.5, 0.3, 0.2)$ .

## 1.2 干旱过程(MCI\_GB)及强度的定义

### 1.2.1 干旱过程的定义

当综合气象干旱指数  $MCI$  连续 10 d 为轻旱以上等级, 则确定为发生一次干旱过程. 干旱过程的开始日为第 1 天  $MCI$  指数达轻旱以上等级的日期. 在干旱发生期, 当综合干旱指数  $MCI$  连续 10 d 为无旱等级时干旱解除, 同时干旱过程结束, 结束日期为最后 1 次  $MCI$  指数达轻旱等级的日期. 干旱过程开始到结束期间的间隔时长为干旱持续时间.

### 1.2.2 干旱过程的标识和强度的定义

我们以干旱开始时间作为整个干旱过程的标识; 用干旱过程中的轻旱及其以上干旱等级(即  $MCI$  日均值  $\leq -1.0$ )对应数值之和来表征干旱过程的强度.

## 1.3 地表湿润度( $H$ )

地表湿润度的物理过程主要考虑了影响地表干湿状况变化的降水和地表蒸发潜力(潜在蒸发)这两个因子, 它们对地表干湿程度的影响正好相反<sup>[22]</sup>.

年地表湿润度  $H$  的定义为:

$$H = P - P_e \quad (4)$$

式中:  $P$  为年降水的观测值;  $P_e = \sum P_{ei}$  为年潜在蒸发总量;  $P_{ei}$  为第  $i$  月的潜在蒸发, 可由经过改进的 Thornthwaite 方法<sup>[23-24]</sup>求得, 其表达式如下:

$$P_{ei} = \begin{cases} 0 & T_i \leq 1 \text{ } ^\circ\text{C} \\ 1.6d \left( \frac{10T_i}{I} \right)^a \times 10 & 1 \text{ } ^\circ\text{C} < T_i \leq 26.5 \text{ } ^\circ\text{C} \\ a_1 + a_2 T_i + a_3 T_i^2 & T_i > 26.5 \text{ } ^\circ\text{C} \end{cases} \quad (5)$$

式中:  $d$  为每月的天数除以 30;  $T_i$  月平均温度( $^\circ\text{C}$ );  $a = 0.4924 + 1.792 \times 10^{-2} - 7.71 \times 10^{-5} \times I^2 + 6.75 \times 10^{-7} \times I^3$ ,  $I = \sum_{i=1}^{12} i$  为月总加热指数,  $i = \left( \frac{T_i}{5} \right)^{1.514}$  为月平均加热指数;  $a_1 = -415.85$ ,  $a_2 = 32.24$ ,  $a_3 = -0.43$ .

## 1.4 极端干旱事件的定义

$MCI\_GB$  和地表湿润度指数所表征的持续干旱事件序列按由弱到强的第 85 个百分位定义为极端干旱事件.

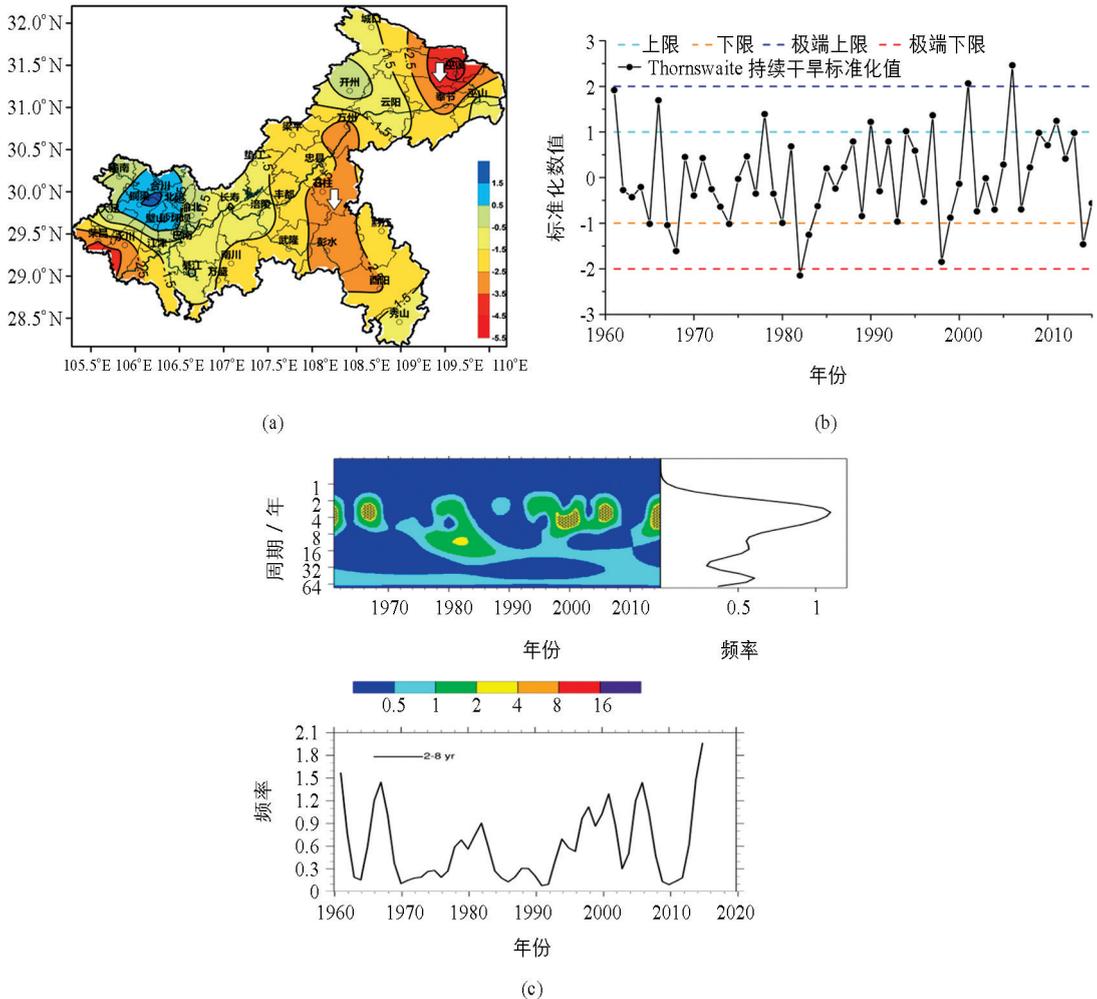
## 1.5 重庆气候业务分区

重庆常规气候业务将 34 个区县划分为 6 个区<sup>[16]</sup>, 主城区包括沙坪坝、北碚、渝北和巴南, 西部包括潼南、合川、铜梁、大足、璧山、荣昌和永川, 西南部包括江津、綦江、万盛和南川, 中部包括长寿、涪陵、丰都和垫江, 东南部包含武隆、秀山、酉阳、彭水、黔江和石柱, 东北部包括忠县、梁平、万州、云阳、开州、奉节、巫山、巫溪和城口.

# 2 研究结果

## 2.1 上世纪 60 年代以来重庆地表湿润度序列的变化特征

利用重庆 34 个国家站 1961—2015 年逐月气温、降水数据计算出地表湿润度的年际线性趋势可见: 除重庆主城和西部部分地区北碚(0.76)、沙坪坝(0.67)、合川(1.59)、铜梁(1.51)和璧山(0.87)的年趋势为变湿以外, 其余大部地区都为变干趋势, 其中巫溪(-5.17)和石柱(-2.98)变干尤为显著(通过 95% 信度检验)(图 1a). 而从区域累计强度标准化时间序列上看, 2006 年和 2001 年标准化值分别达到最大值(2.46)和次大值(2.07), 而 1982 年为最小值(-2.15), 1998 年为次小值(-1.85), 所有年份中大于 1 倍标准差的干旱年有 9 年(占 16.4%), 小于 -1 倍标准差的湿润年有 8 年(占 14.5%)(图 1b). Paul 小波分析看, 重庆持续累计旱情存在显著 2~8 年周期性振荡, 其频率在近些年较强, 而在上世纪 70 年代初、90 年代初和本世纪初都较弱, 上世纪 90 年代初存在趋势的转折(图 1c).



白色标记表示趋势系数通过 95% 信度检验的站点, 阴影部分通过 90% 信度检验, 其中图 1(c) 左、右图分别为功率谱图及其各周期上平均频率的剖面图, 下图则为特定周期内平均频率的时间序列图, 下同。

图 1 重庆 1961—2015 年地表湿润度的累计强度趋势分布图(a, 单位:  $1/a$ )、区域累计强度时间序列的标准化数值图(b)及其 Paul 小波分析图(c)

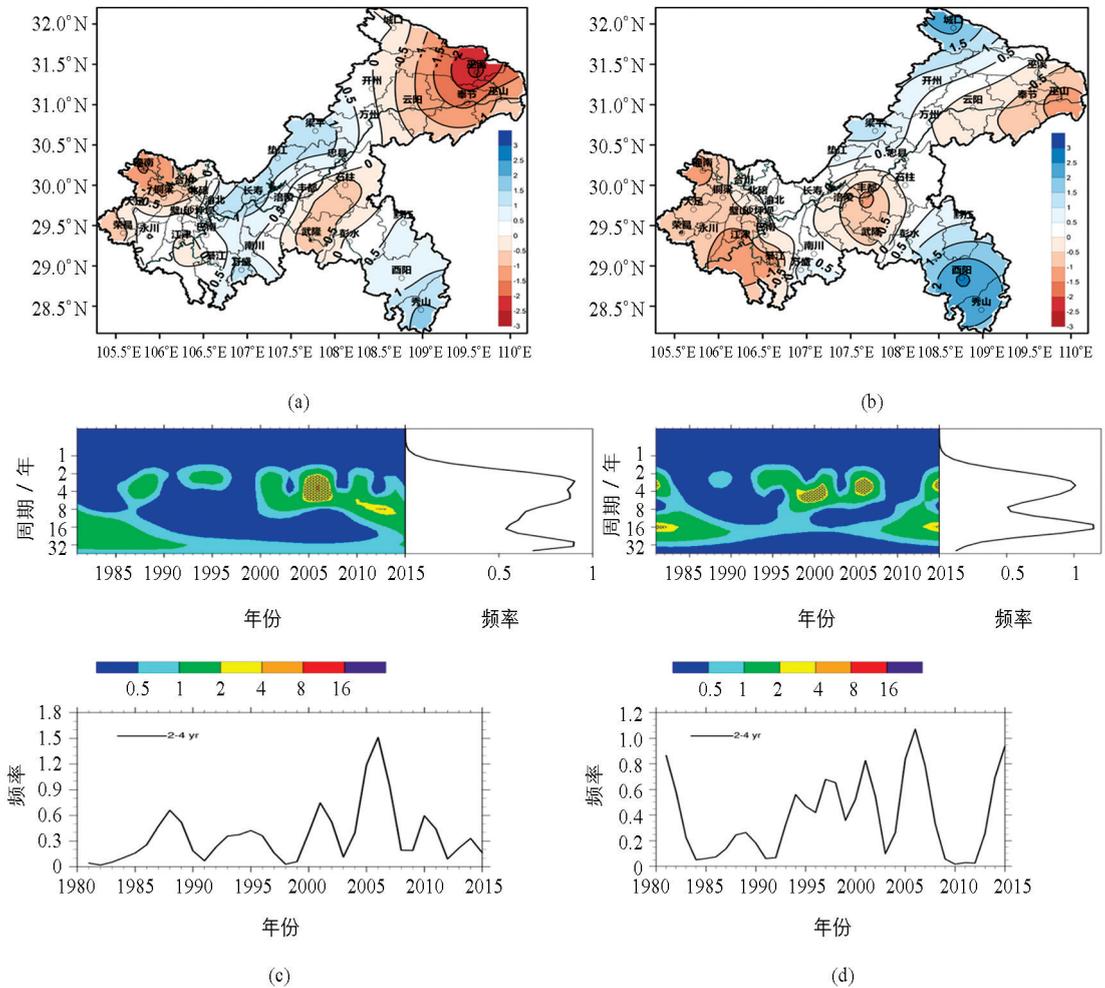
## 2.2 1981—2015 年重庆 MCI\_GB 和地表湿润度持续干旱事件的时空分布

MCI\_GB 累计旱情在重庆东北大部和中西部部分地区较重, 其中累计旱情强度前三分别为巫溪、奉节和潼南, 秀山旱情最轻(图 2a); 除重庆东南部大部和东北部偏北局部地区的旱情较弱以外, 地表湿润度累计旱情存在重庆西部—西南部—中部—东北部偏南地区 4 个旱早中心(图 2b). 比较来看, MCI\_GB 在重庆东北部偏重约 1 个标准差; 地表湿润度在重庆西南部地区的累计旱情偏重约 1 个标准差, 而在东南大部和东北北部地区则偏轻 1—2 个标准差. 两种新的干旱指数在持续旱情的表征上, 与之前长期使用的地方规范(图略)几乎一致, 仅在重庆局地表现略有差异。

MCI\_GB 持续旱情的 Paul 小波分析来看, 重庆存在 2~4 年的显著周期振荡, 2006 年为频率的最强年, 2001 年和 1988 年分居第 2、3 位, 其余年份均较弱(图 2c); 而地表湿润度的显著周期亦为 2~4 年, 2006 年和 2015 年分别为频率最大、次大值年, 上世纪 90 年代以来频率呈增大趋势(图 2d)。

## 2.3 1981—2015 年重庆 MCI\_GB 和地表湿润度持续干旱事件的趋势分布

从年际趋势来看, MCI\_GB 持续旱情呈“东湿西干”的线性趋势分布, 其中大足(-2.29)、长寿(-2.24)和江津(-1.74)3 站均为显著变干趋势(通过 95% 信度检验); 城口(0.93)、酉阳(0.71)、丰都(0.57)和武隆(0.53)则为变湿趋势的前四强站(图 3a). 相比而言, 地表湿润度表征的旱情趋势除在重庆东南、西部、西南部部分和东北偏北地区“变湿”以外, 其余大部地区为“变干”趋势, 其中荣昌(-7.9)和奉节(-10.5)“变干”最为显著(图 3b)。



阴影表示通过 90% 信度检验, 数值越小表示越干旱, (其中图 2(c、d)左、右图分别为功率谱图及其各周期上平均强度的剖面图, 下图则为特定周期内平均强度的时间序列图)。

图 2 重庆 1981—2015 年 MCI\_GB 持续累计旱情标准化值的空间分布及其时间序列的小波分析图和地表湿润度图

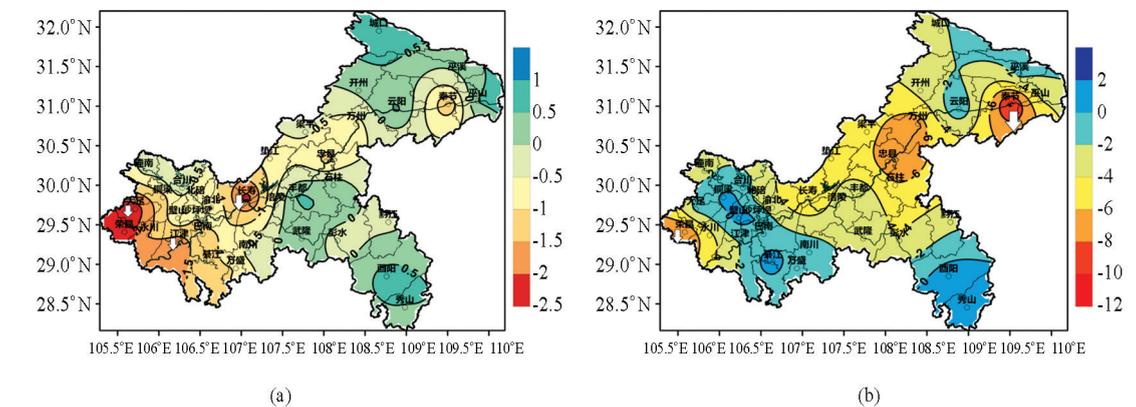


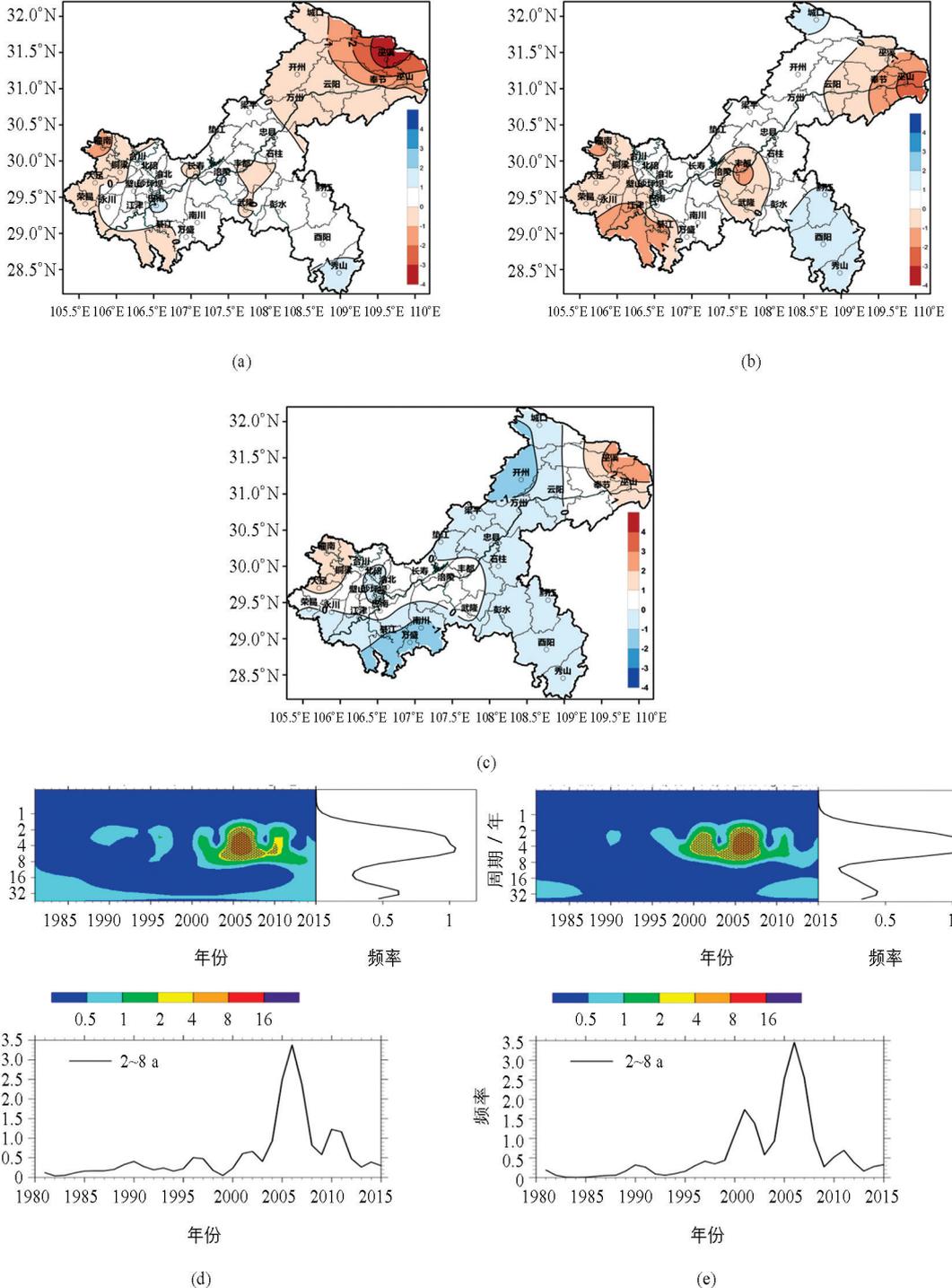
图 3 重庆 1981—2015 年 MCI\_GB(a)和地表湿润度(b)持续旱情的趋势分布图

### 2.4 1981—2015 年重庆 MCI\_GB 和地表湿润度极端干旱事件的时空分布

将 1981—2015 年 MCI\_GB 和地表湿润度所表征的极端干旱事件进行标准化处理得到: MCI\_GB 极端旱情的累计强度在重庆东北大部 and 西部局部地区较其余地区的更重, 旱情呈“东北部偏重”分布型, 巫溪、潼南和巫山分列前三强, 而巴南相比最轻(图 4a)。地表湿润度则呈“长江沿线偏重”分布型(图 4b), 与持续旱情的累计强度分布相近(图 2b)。两种指数在表征重庆东北、西南和东南部地区的累计强度时略有差异;

其中, MCI\_GB 指数在重庆东北部和东南部较地表湿润度均偏重 1 个标准差, 而在西南部和中部地区均偏轻 1 个标准差. 我们以同期重庆干旱地方标准计算得到特旱和重旱合计频次(接近第 90 个百分位)与两类指数做对比发现(图 4c), 地表湿润度与地标分型更类似, 强度也更接近.

从小波分析上看(图 4d,4e), 两者都存在 2~8 年的周期, 且频率都在 2006 年达最大值, MCI\_GB 在 2011 年强于 2001 年, 地表湿润度反之; 2000 年以后累计旱情的波动性骤然增强, 这种类年代际的变化值得我们思考.



a, d 为 MCI\_GB, b, e 为地表湿润度, c 为重庆干旱地方标准, 其中 a 和 b 数值越小表示越干旱, c 的数值则相反; 其中图 d, e 左上、右上图分别为功率谱图及其各周期上平均强度的剖面图, 下图则为特定周期内平均强度的时间序列图.

图 4 极端累计旱情的标准化值分布和周期分析图

### 2.5 重庆 MCI\_GB 和地表湿润度所表征极端干旱年份的挑选

在 MCI\_GB 极端干旱事件中, 发生于上世纪 90 年代以后的事件约占 35 年中的 85%; 东北部和西部发生的事件分别占总数的 29% 和 24%, 分别为重庆多发和次多发区. 值得关注的是, 2001, 2006 和 2011 年累计发生了 56 站次, 约占总数的 1/3; 发生站次排在前三位的年份中, 2006 年了发生了 27 站次, 占总数的 14.2%, 2011 年为 17 站次, 占 8.9%, 2001 年为 12 站次, 占 6.3%; 1981—2015 年间, 开始时间在 7 月和 8 月的干旱过程分别有 47 和 25 站次, 分别占 24.7% 和 13.1%, 为极端旱情集中发生频次最多和第二多的月份.

综合两类指数的时间序列可见(图 5a, 5b): 它们的持续和极端干旱事件的相关系数分别达 0.91 和 0.79; 两者所表征的极端旱情均在 2006 年体现为最强, 但 MCI\_GB 在 2011 年强于 2001 年, 地表湿润度则相反. 可见, 2001, 2006 和 2011 年为一致的极端干旱年, 进一步提取 MCI\_GB 指数在以上 3 年中, 开始于 7 月干旱过程的累计旱情, 依次为 -1 181, -1 953 和 -1 312, 即开始于 7 月的干旱过程往往后续累计强度为当年最强(表 2).

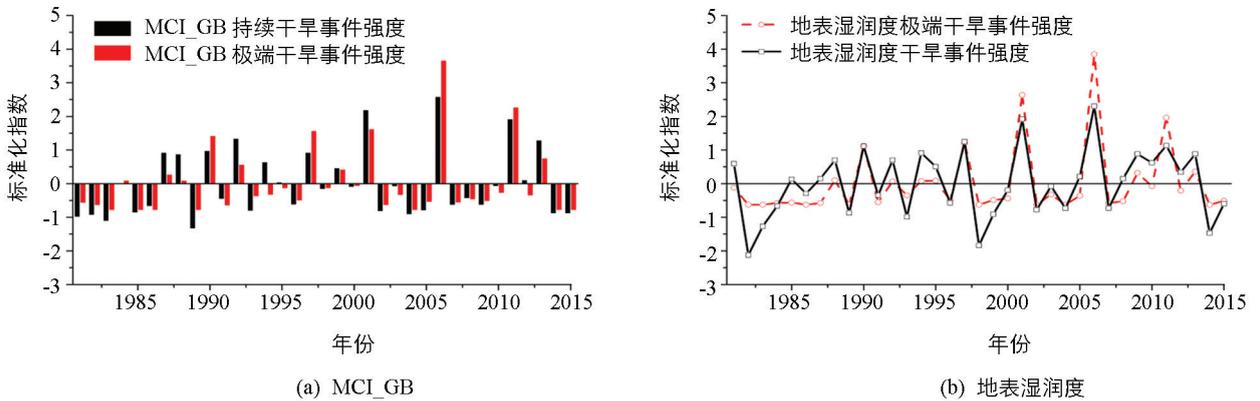


图 5 重庆 1981—2015 年持续和极端干旱事件的时间序列

表 2 极端旱年内干旱过程开始月对应的累计强度

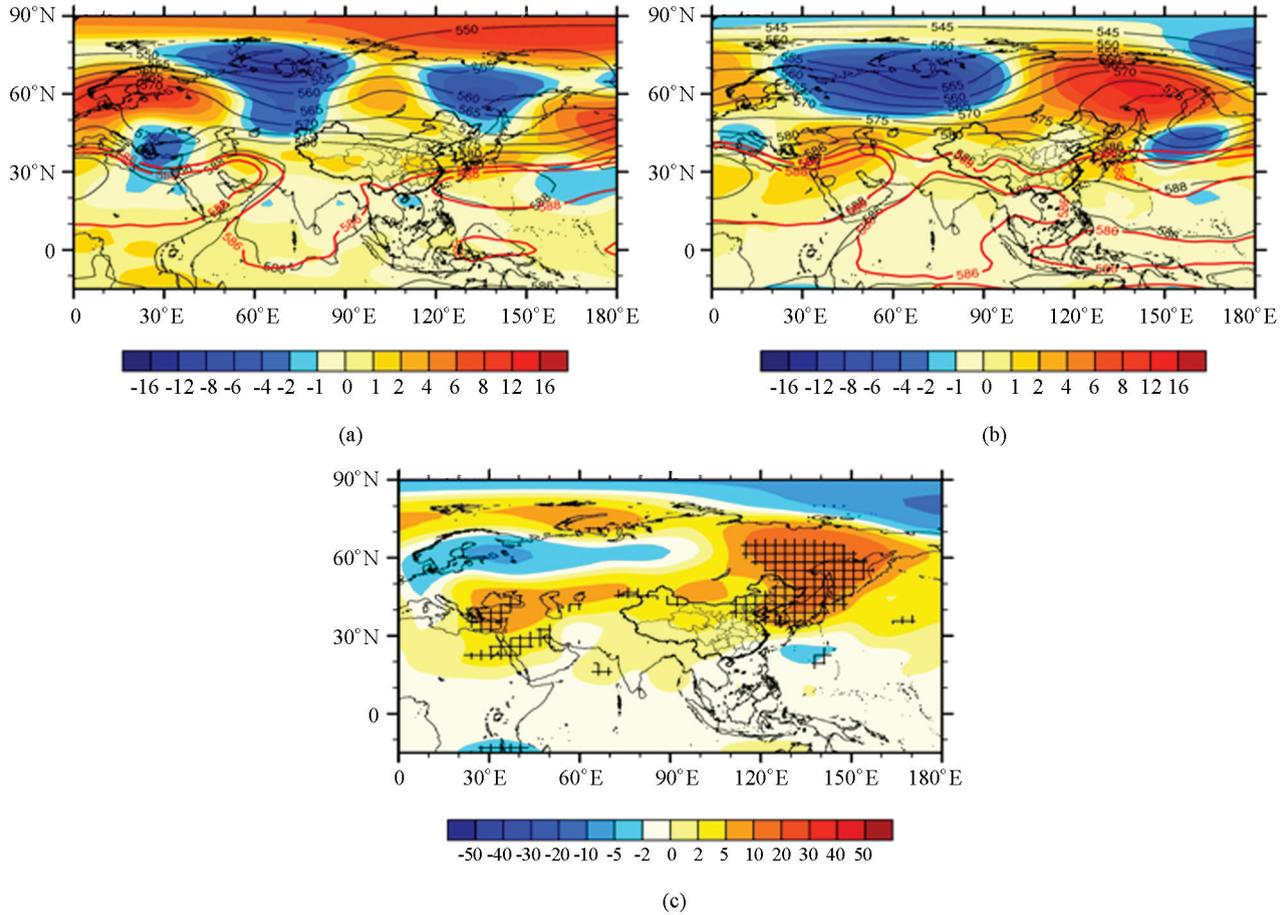
2001 年	2006 年	2011 年
2 月: -134	5 月: -171	4 月: -178
6 月: -630	6 月: -1188	5 月: -688
7 月: -1181	7 月: -1953	6 月: -145
8 月: -79	8 月: -333	7 月: -1312
	9 月: -91	8 月: -243

### 2.6 重庆极端干旱事件年份环流场的前兆信号分析

由此, 我们着重分析这 3 个极端年 7 月开始和结束时段环流异常特征, 寻求干旱过程在该月集中开始且后续持续性偏强的环流场前兆信号.

7 月开始时段, 副高 588 线西伸脊点和脊线较常年都略有北抬, 西伸脊点位于我国东南部沿海地区, 中高纬乌拉尔山—鄂霍兹克海一线为“负—正—负”的变压场分布, 脊区在贝加尔湖以西地区, 我国大部地区受弱的正变压影响, 586 线在我国西南地区较常年也略有北抬, 东北亚偏东和中亚中纬度地区(30°—60°N)为“南高北低”的气压场分布, 该型式不利于东路和西北路径冷空气南下影响我国西南地区(图 6a); 而在结束时段, 西太副高的西伸脊点较常年明显西移约 20 个经度, 中高纬斯堪的纳维亚半岛—堪察加半岛地区为“负—正”式变压场分布, 巴尔喀什湖—贝加尔湖为弱的正变压, 重庆北部地区受弱的波动槽影响, 中亚中纬度地区依然为“南高北低”的气压场分布(图 6b); 从差异图上看, 欧亚大陆中高纬地区为负(欧洲—西西伯利亚)—正(贝加尔湖—勘察加半岛)型分布, 新疆北部、华北和东北地区为显著正异常, 西南大部地区为弱的正异常, 而负异常区域位于我国华南地区, 这种配置不利于西南地区波动槽的加强, 却有利于该地区脊的加强, 加之西太平洋副热带高压主体位于海上, 冷暖空气在西南地区强烈

交汇的可能性小(图 6c).



红色线条表示 586、588 线的常年位置, 十字阴影区域表示合成 T 检验通过 90% 的信度检验.

图 6 重庆极端干旱事件年在 7 月开始(a)、结束时段(b)合成的高度场及其差异图(c)

根据国家气候中心最新的 ENSO 事件特征量定义, 2001 年、2006 年和 2011 年 7 月同期赤道太平洋关键区的海温都正常(表略). 从距平海温场来看, 7 月开始时段, 日本和琉球群岛以东洋面的海温较常年偏高  $0\sim 3\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 南海洋面则偏低  $0\sim 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (图 7a); 而在结束时段, 我国黄海—琉球群岛—日本以东洋面—鄂霍次克海—一线洋面的增温  $0\sim 3\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 西太平洋沿岸显著增温区有所北抬, 南海依旧为降温区(图 7b); Liu 等<sup>[25]</sup>和 Wen 等<sup>[26]</sup>2008 年在 Frankignoul and Hasselmann<sup>[27]</sup>平衡反馈估计的基础上提出了广义平衡反馈分析方法以研究区域气候异常对不同海区海温外强迫的反馈, 而海温异常对大气垂直运动也会产生一定作用, 由此结合 OLR 来看(图 7c), 我国西南地区东部—长江中游地区有弱的对流活动( $-15\sim 0\text{ W/m}^2$ ), 相比低纬地区, 菲律宾以东洋面—赤道西太平洋(Nino4 区)洋面—一线为对流旺盛区( $-30\sim -5\text{ W/m}^2$ ), 而我国西南地区南部—华南—南海—一线和赤道中太平洋地区均为明显对流下沉区( $5\sim 30\text{ W/m}^2$ ), 它们与图 7a、b 中海洋增、降温区基本一致.

2006 年 7 月的 Walker 垂直环流场来看, 7 月始末时段, 赤道( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ )西太平洋  $150^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$  附近地区为深厚的上升气流控制, 而在中南半岛南部—苏门答腊岛—一线( $105^{\circ}\text{E}$  附近)和中太平洋(Nino3.4)均为显著的下沉气流支控制(图 8a, b), 这与 OLR 的对流活跃度分布较吻合(图 7c); 中纬度地区来看, 我国青藏高原中部—川西高原( $90^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$ )为整层深厚的上升气流控制, 其中低层尤为显著( $-0.11\sim -0.03\text{ Pa/s}$ ), 强下沉支主要位于该纬度的中太平洋和东欧地区( $0.01\sim 0.11\text{ Pa/s}$ ); 其中, 重庆地区( $105^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ )整层垂直方向大致以 700 hPa 为界分割为上升、下沉活动区, 且升( $-0.05\sim -0.01\text{ Pa/s}$ )、降( $0.01\sim 0.03\text{ Pa/s}$ )强度都较弱, 这说明该地区大气垂直升降运动皆弱且存在高低层的反向特征(图 8c, d). 2001 年和 2011 年 7 月的中低纬度都为类似的环流分布型(图略).

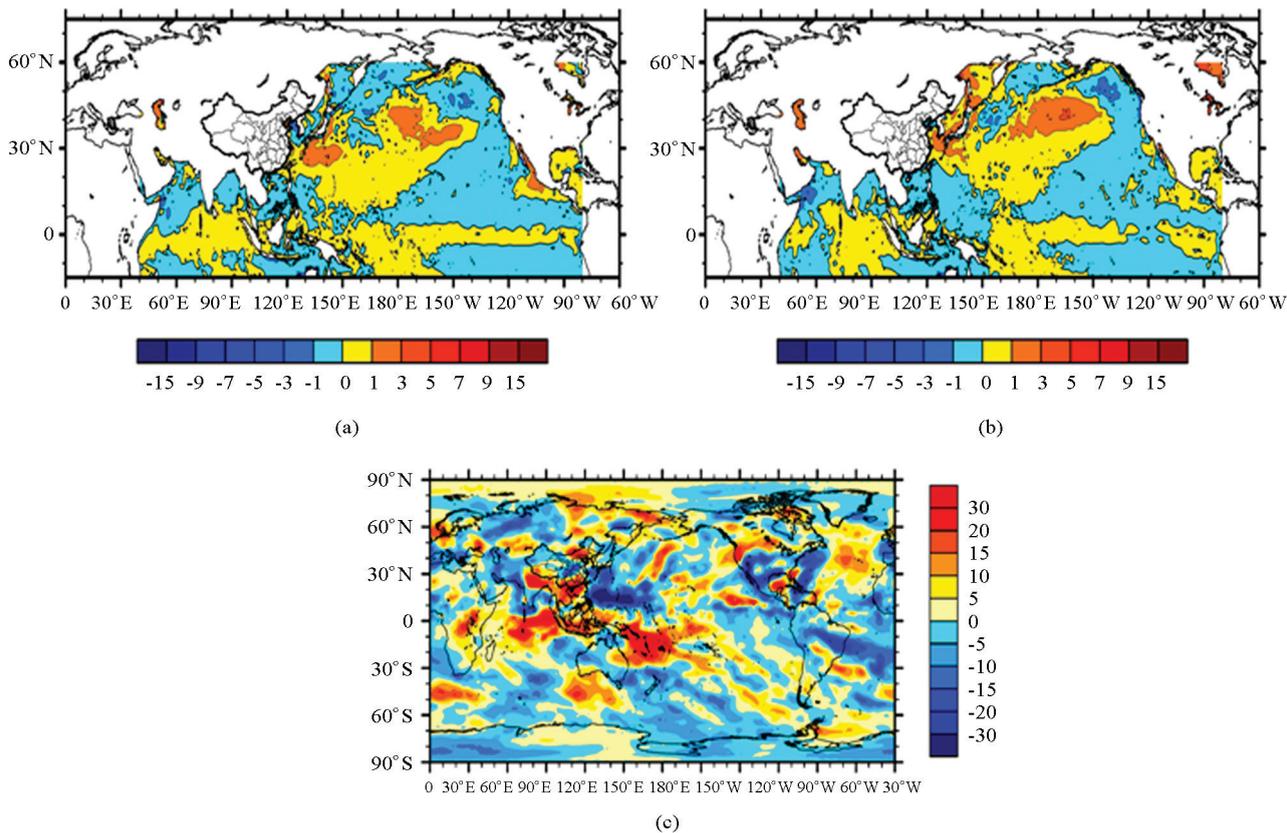
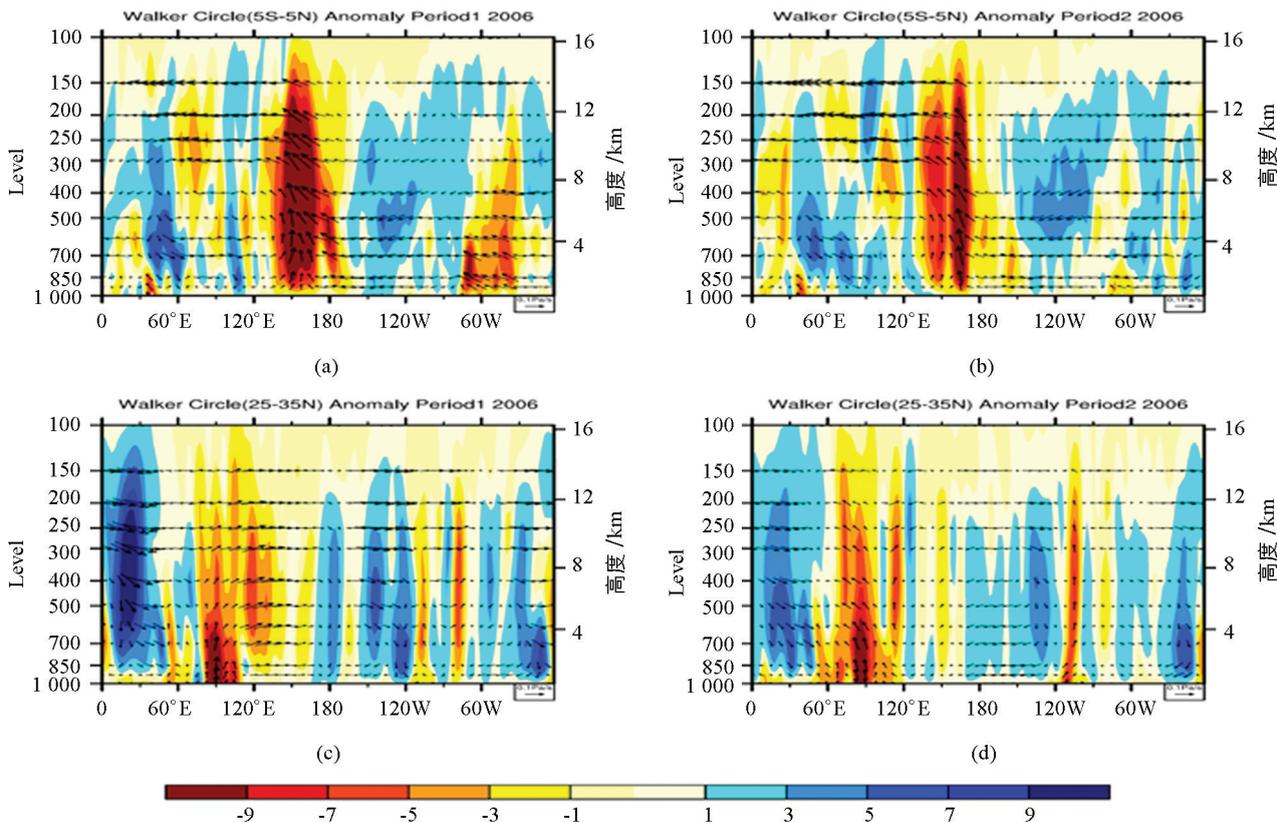


图 7 重庆极端干旱事件年在 7 月开始(a)、结束时段(b)合成的海温场距平及 OLR(单位:  $W/m^2$ ) 的始末时段差异图(c)



其中色斑图单位为  $0.01Pa/s$ , 单位箭头表示 10 个标准单位(即为  $0.1 Pa/s$ ), a, b 为  $5^{\circ}S-5^{\circ}N$  平均, c, d 为  $25-35^{\circ}N$  平均.

图 8 重庆极端干旱事件在 2006 年 7 月开始(a, c)、结束时段(b, d)walker 垂直环流场特征图

最后,从极端年的水汽输送场上看,2001年7月,重庆地区的水汽输送通道主要体现为流出,开始时段重庆地区整层水汽为辐散场控制,结束时段重庆界内长江以南地区整层水汽以辐合为主,以北则为辐散场控制(图9a, b);2011年重庆大部地区在弱辐合场控制下,但水汽输送不足(图略);相比而言,2006年为水汽输送略好的年份,始末时段重庆以南的云贵高原地区均有来自东南半岛—华南地区气旋性回流而来的水汽,重庆界长江以南区域以较强辐合场为主,而长江以北则为弱辐散气流控制(图9c, d).对比之前Walker环流分析,重庆地区垂直方向上的高低层气流升降运动反向(图8c, d),而区域内水平方向上,辐合、辐散场存在以长江为界的南北差异,且水汽输送不充分、整层水汽辐合偏弱,这都不利于极端年7月降水的持续产生,容易造成干旱事件的集中发生和后续维持.

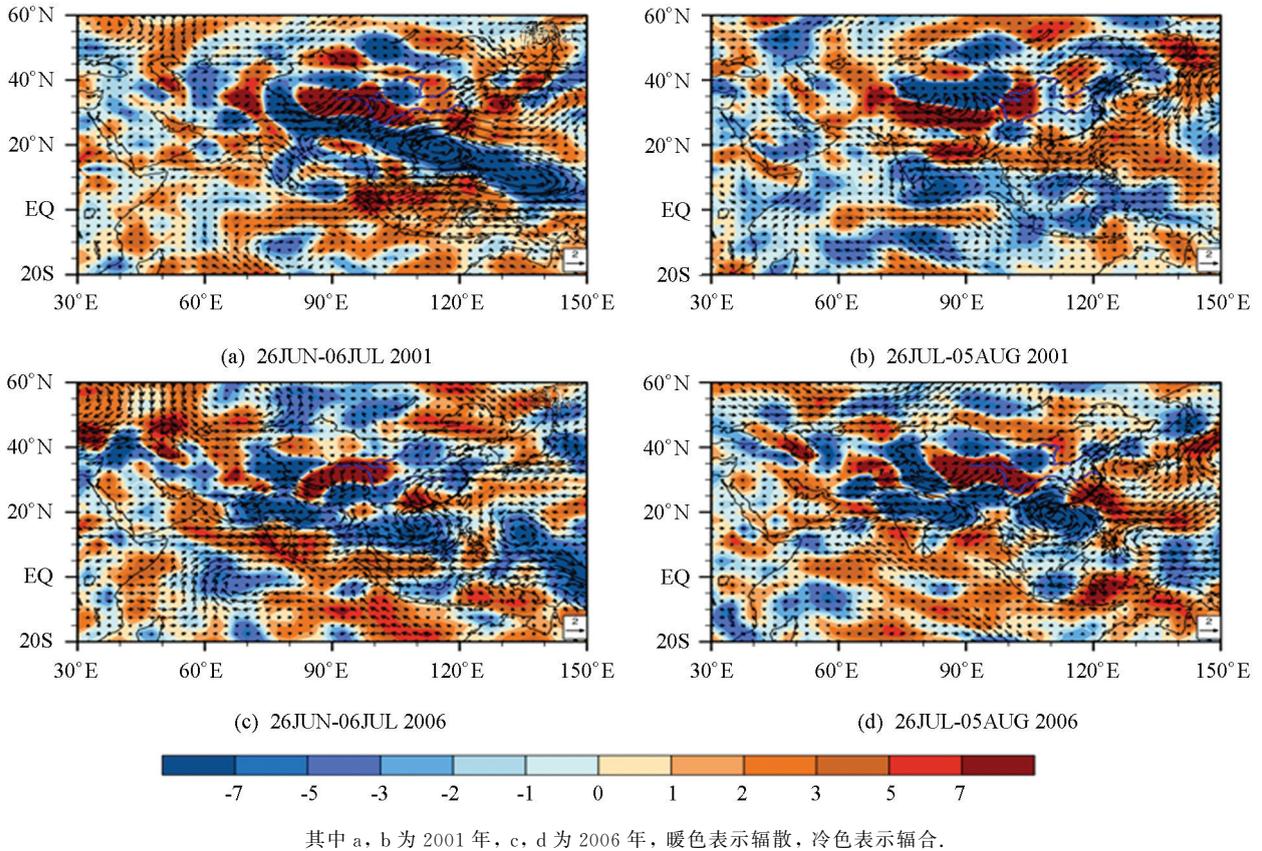


图 9 重庆极端干旱事件 7 月开始(a, c)、结束时段(b, d)的 1000 hPa~300 hPa 整层积分水汽输送距平场(单位:  $\text{kg/s} \cdot \text{m}$ )及辐合辐散场图(单位:  $10^{-5} \text{ kg/s} \cdot \text{m}^2$ )

### 3 总结和讨论

1) 1961—2015 年,地表湿润度表征的干旱在除重庆主城和西部部分地区为变湿趋势外,其余大部地区都为变干的线性趋势;自上世纪 60s 以来,地表湿润度指数存在 2~8 年的显著周期,频率在上世纪 90 年代初存在趋势的转折.

2) 重庆 1981—2015 年 MCI\_GB 持续累计旱情的年变率呈“东湿西干”的线性分布;而地表湿润度表征的旱情除在重庆东南、西部、西南部部分和东北偏北地区“变湿”以外,其余大部地区为“变干”趋势.

3) 1981—2015 年 MCI\_GB 极端干旱事件累计强度在重庆东北大部和西部局部地区较其余地区更重,旱情呈“东北部偏重”的分布,而地表湿润度则为“长江沿线偏重”的分布. 2001, 2006 和 2011 年均为一一致的极端干旱年,两种指数在表征重庆东北、西南和东南部地区的强度时有一些差异.

4) 利用 5 类格点数据分析极端干旱年环流场前兆信号发现:7 月始末期间,500 hPa 欧亚中高纬由“负—正—负”转为“负—正”型变压场分布,中亚中纬度地区均为不利于西北路径冷空气南下的“南高北低”

型气压场分布; 海温强迫大气的作用下, 在 OLR 场上我国西南地区东部—长江中游地区的对流活动较弱; 从 Walker 环流和水汽场上, 在重庆地区垂直和水平方向分界线的两侧, 气流升降运动呈反向分布, 加之水汽输送不充分、整层水汽辐合较弱, 这都不利于降水的持续发生。

5) 本研究主要讨论气象干旱, 它与土壤墒情可能存在差异, 且它的形成往往由高温、少雨、弱风等多因素影响造成, 成灾前往往持续数月之久, 滞后性明显, 本研究主要诊断了极端旱年盛夏初干旱过程多发时段的环流场异常对月内降水的影响, 季节内过程分析还有待进一步研究。

致谢: 衷心感谢中国科学院东亚区域气候—环境重点实验室马柱国研究员和杨庆副研究员在 Thornthwaite 干旱指数算法上予以的指导和帮助。

## 参考文献:

- [1] 张 强, 潘学标, 马柱国, 等. 干旱 [M]. 北京: 气象出版社, 2009: 73-76.
- [2] 马柱国, 符淙斌. 中国干旱和半干旱带的 10 年际演变特征 [J]. 地球物理学报, 2005, 48(3): 519-525.
- [3] 张 强. 华北地区干旱指数的确定及其应用 [J]. 灾害学, 1998, 13(4): 34-38.
- [4] 陶新娥, 侯雨坤. 长江流域气象旱涝异常急转识别及分析 [J]. 三峡生态环境监测, 2019, 4(3): 52-58.
- [5] 邹旭恺, 张 强, 王有民, 等. 干旱指标研究进展及中美两国国家级干旱监测 [J]. 气象, 2005, 31(7): 6-9.
- [6] 刘晓云, 李栋梁, 王劲松. 1961—2009 年中国区域干旱状况的时空变化特征 [J]. 中国沙漠, 2012, 32(2): 473-483.
- [7] 倪波顺, 高阳华, 李月臣, 等. 基于 FY-3A/VIRR 数据的重庆市干旱监测研究 [J]. 西南大学学报(自然科学版), 2014, 36(7): 143-148.
- [8] 何永坤, 唐余学, 范 莉, 等. 近 50 年西南地区玉米干旱变化规律研究 [J]. 西南大学学报(自然科学版), 2016, 38(1): 34-42.
- [9] 尹 晗, 李耀辉. 我国西南干旱研究最新进展综述 [J]. 干旱气象, 2013, 31(1): 182-193.
- [10] 邹旭恺, 高 辉. 2006 年夏季川渝高温干旱分析 [J]. 气候变化研究进展, 2007, 3(3): 149-153.
- [11] 李韵婕, 任福民, 李忆平, 等. 1960—2010 年中国西南地区区域性气象干旱事件的特征分析 [J]. 气象学报, 2014, 72(2): 266-276.
- [12] 李永华, 高阳华, 廖良兵, 等. 重庆地区玉米气象产量变化及气候影响因子简析 [J]. 西南大学学报(自然科学版), 2007, 29(3): 104-109.
- [13] 陈东东, 栗晓玮, 张玉芳, 等. 四川省水稻关键生育期不同等级干旱评估研究 [J]. 西南师范大学学报(自然科学版), 2017, 42(10): 69-77.
- [14] 黄荣辉, 刘 永, 王 林, 等. 2009 年秋至 2010 年春我国西南地区严重干旱的成因分析 [J]. 大气科学, 2012, 36(3): 443-457.
- [15] 李永华, 卢楚翰, 徐海明, 等. 热带太平洋-印度洋海表温度变化及其对西南地区东部夏季旱涝的影响 [J]. 热带气象学报, 2012, 28(2): 145-156.
- [16] 程炳岩. 重庆市气候业务技术手册 [M]. 北京: 气象出版社, 2012: 16-19.
- [17] 中华人民共和国国家质量监督检验检疫总局, 中国国家标准化管理委员会: GB/T 20481—2006 [S]. 北京: 中国标准出版社, 2006.
- [18] 孙卫国, 程炳岩. 河南省近 50 年来旱涝变化的多时间尺度分析 [J]. 南京气象学院学报, 2000, 23(2): 251-255.
- [19] 包云轩, 孟翠丽, 申双和, 等. 基于 CI 指数的江苏省近 50 年干旱的时空分布规律 [J]. 地理学报, 2011, 66(5): 599-608.
- [20] 李奇临, 范广洲, 周定文, 等. 综合气象干旱指数在 2009~2010 年西南干旱的应用 [J]. 成都信息工程学院学报, 2012, 27(3): 267-272.
- [21] 李奇临, 范广洲, 周定文, 等. 综合气象干旱指数在西南地区的修正 [J]. 西南师范大学学报(自然科学版), 2016, 41(1): 138-146.
- [22] MA Z G, FU C B. Interannual Characteristics of the Surface Hydrological Variables over the Arid and Semi-Arid Areas of Northern China [J]. Global and Planetary Change, 2003, 37: 189-200.
- [23] THORNTHWAITE C W. An Approach Toward a Rational Classification of Climate [J]. Geographical Review, 1948,

38(1): 55-94.

- [24] 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.
- [25] LIU Z Y, WEN N, LIU Y. On the Assessment of Nonlocal Climate Feedback. Part I: The Generalized Equilibrium Feedback Assessment [J]. Journal of Climate, 2008, 21(1): 134-148.
- [26] WEN N, LIU Z Y, LIU Q Y, et al. Observed Atmospheric Responses to Global SST Variability Modes: A Unified Assessment Using GEFA [J]. Journal of Climate, 2010, 23(7): 1739-1759.
- [27] FRANKIGNOUL C, HASSELMANN K. Stochastic Climate Models, Part II Application to Sea-Surface Temperature Anomalies and Thermocline Variability [J]. Tellus, 1977, 29(4): 289-305.

## Application of Two Drought Indexes to Chongqing Extreme Drought Events

ZHANG Chi, TANG Hong-yu, WU Yao,  
BAI Ying-ying, HE Hui-gen

*Chongqing Climate Center, Chongqing 401147, China*

**Abstract:** Two different drought indexes, surface wettability and MCI\_GB, were used to compare and analyze the climate features of extreme drought events based on the traditional meteorological data and MCI (meteorological drought composite index) drought data in 1981—2015 recorded at 34 national meteorological stations in Chongqing, and to diagnose the circulation characteristics over Chongqing during the extreme drought events with compositing 5 types of global grid re-analysis data. The results showed that the drought symbolized by surface wettability index became drying in most areas of Chongqing from 1961 to 2015 except a few places in its western and central urban parts, and there existed a distinct periodic oscillation of 2~8 years. The persistent extreme drought events symbolized by the two different drought indexes had significant periodic oscillation of 2~4 and 2~8 years since 1980s, respectively. The accumulative extreme drought intensity of MCI\_GB index from 1981 to 2015 displayed a distribution pattern of “north-eastern Chongqing serious” while that of surface wetness index displayed a distribution pattern of “Yangtze River coastal serious”. The standardized drought distribution of the two indices had some differences in cumulative intensity in northeastern, southwestern and southeastern Chongqing. The index of surface wettability was more similar to the Chongqing local drought standard on intensity and distribution. In the specific period in July of 2001, 2006 and 2011, when extreme drought occurred, the middle latitude area of Central Asia displayed a “South higher, North lower” pressure phase, which was not conducive to the northwestern cold-air coming south to influence the southwestern China on anomaly field of air pressure level of 500 hPa. Considering the effects of sea surface temperature, OLR, Walker circle and water vapour condition of July in combination, it was concluded that the convection of Chongqing area was rather weak while the rising-falling airflow on the vertical and horizontal boundary were opposite, and the water vapor supply was also not sufficient. As a result, the persistent precipitation probability would decrease sharply, and the drought event was more likely to remain.

**Key words:** surface wettability; MCI\_GB; persistent drought; extreme drought; diagnose