

王春学,马振峰,王佳津,等,2017. 四川盆地区域性暴雨时空变化特征及其前兆信号研究[J]. 气象,43(12):1517-1526.

# 四川盆地区域性暴雨时空变化特征 及其前兆信号研究<sup>\*</sup>

王春学<sup>1,2</sup> 马振峰<sup>1</sup> 王佳津<sup>3</sup> 张顺谦<sup>1</sup> 秦宁生<sup>1</sup> 邓彪<sup>1</sup>

1 四川省气候中心,成都 610072

2 高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室,成都 610072

3 四川省气象台,成都 610072

**提 要:** 利用 1961—2015 年四川盆地逐日降水量资料、NOAA 海表温度资料、青藏高原积雪资料,采用多锥度-奇异值分解等方法,研究了四川盆地区域性暴雨的时空变化特征,并对其前兆信号进行了初步探讨。结果表明:四川盆地区域性暴雨可以分为三种类型,其中盆西型出现频率最高,盆东北型次之,盆南型相对较少。四川盆地区域性暴雨年际变化中准 3 a 周期最为显著,典型循环体现了盆西型区域性暴雨“偏少—调整—偏多”的年际变化过程。年代际变化中准 16 a 周期最明显,典型循环表现为盆东北型和盆南型的交替演变。通过 MTM-SVD 协同变化分析,发现在盆西型区域性暴雨的准 3 a 周期循环中,前冬 ENSO 事件和前冬青藏高原积雪日数是其显著的异常前兆信号。在年代际的准 16 a 振荡过程中,前冬太平洋年代际振荡(PDO)是盆东北型和盆南型区域性暴雨的异常前兆信号。

**关键词:** 四川盆地,区域性暴雨,前兆信号

**中图分类号:** P463

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.12.007

## Characteristics of Regional Rainstorm in Sichuan Basin and Its Precursor Signal

WANG Chunxue<sup>1,2</sup> MA Zhenfeng<sup>1</sup> WANG Jiajin<sup>3</sup>  
ZHANG Shunqian<sup>1</sup> QIN Ningsheng<sup>1</sup> DENG Biao<sup>1</sup>

1 Sichuan Climate Centre, Chengdu 610072

2 Heavy Rain and Drought-Flood Disasters in Plateau and Basin Key Laboratory of Sichuan, Chengdu 610072

3 Sichuan Meteorological Observatory, Chengdu 610072

**Abstract:** The regional rainstorm of Sichuan Basin is classified using the data from meteorological stations in Sichuan Basin, NCEP/NCAR reanalysis data, NOAA SST data, snow days of Tibet Plateau, and the method of MTM-SVD (multi-taper method-singular value decomposition). Not only the characteristics of spatio-temporal variation but also the previous signal is discussed. The results show that the regional rainstorm of Sichuan Basin can be divided into three types, which are the west basin, northeast basin and south basin respectively. The most significant interannual variation is the quasi-3-year cycle which reflects the abnormal circulation process of west basin type with the weak-adjustment-strong pattern. The quasi-16-year cycle is the obvious interdecadal signal which embodies the exception evolution of the northeast basin and south basin. Through the analysis of cooperative change, it is found that the ENSO event and

<sup>\*</sup> 国家自然科学基金项目(41275097)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306022)、高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室(2017-青年-08)和川气课题(重 08-04)共同资助

2016 年 10 月 9 日收稿; 2017 年 10 月 30 日收修定稿

第一作者:王春学,主要从事短期气候诊断与预测研究. Email:2005wangchunxue@163.com

snow cover days in the previous winter are the strong precursor signal in the quasi-3-year cycle. In the quasi-16-year oscillation process, the PDO (Pacific decadal oscillation) acts as a previous signal of the northeast basin type and south basin type.

**Key words:** Sichuan Basin, regional rainstorm, precursor signal

## 引 言

暴雨洪涝是四川盆地发生频率最高、危害最重的气象灾害之一。其中区域性暴雨降水集中、强度大、持续时间长,往往引发山洪、泥石流、滑坡等灾害,造成较大的人员伤亡和经济损失,很早就受到气象工作者的关注和研究。四川成都中心气象台(1982)对 1981 年 7 月 13 日前后发生在盆地西北部的大范围暴雨天气进行了研究,指出这次暴雨范围广、强度大、降雨时间集中,并从高原低涡东移和东南风低空急流等方面对其成因进行了分析。郁淑华等(1998)对 1995 年四川盆地西部一次暴雨过程进行了研究,指出高原地形可以影响高原附近以东地区的物理场特征,从而影响暴雨的位置和强度。于波和林永辉(2008)对 2004 年 9 月 2—6 日四川盆地东部大暴雨的分析表明,高原切变线、西南低涡、高空涡旋以及被切断的副热带高压(以下简称副高)是影响这次暴雨过程的主要天气系统。陈栋等(2007)研究了 2005 年 7 月 6—9 日发生在川东地区的大暴雨过程,并分别从动力和热力方面对导致这场暴雨的西南低涡发展过程进行了诊断。黄楚惠等(2010)认为,2008 年 7 月 20—25 日四川盆地暴雨过程的发生、发展与湿位涡的时空演变有很好的对应关系。胡德强等(2014)的研究表明,四川盆地西部盛夏降水偏多年,四川盆地南风显著偏强,西太平洋副高偏北。2013 年 7 月 7—11 日,四川盆地再次出现历史罕见的区域性暴雨过程,强降水主要位于盆地西部的汶川、芦山地震灾区,暴雨造成 350 万人受灾,直接经济损失 203 亿元(林玉成等,2013),孙建华等(2015)对这次过程进行了数值模拟研究,发现在川西高原地形阻挡影响下,偏东气流被迫抬升,配合中低层低涡发展形成的辐合上升,形成有利于对流系统发生和维持的环境条件。

郁淑华(1984)以日雨量 $\geq 100$  mm,降水面积 $\geq 5000$  km<sup>2</sup>为标准,选出 1959—1982 年四川盆地 23 次大范围暴雨过程,并按暴雨发生的地理位置分为川西类、川东类和全川移动类。四川省曾用暴雨总

数 $\geq 15$  县站为区域性暴雨过程的标准(温克刚和詹兆渝,2006)。近些年出现了一些关于区域性暴雨的研究成果,袭祝香(2008)在对吉林省区域性暴雨过程的研究中,用暴雨站数定义了区域性暴雨过程。邵末兰等(2009)采用暴雨、大暴雨及特大暴雨站数定义了湖北省区域性暴雨过程。袁慧敏等(2012)在对长江中下游沿江地区暴雨过程评估模型的研究中,使用暴雨站数和大雨站数来确定一次暴雨过程的发生。邹燕等(2014)则用暴雨、大雨和中雨站数建立了福建省区域性暴雨过程标准。

以往的研究更多关注一次暴雨过程的成因分析,对区域性暴雨,尤其是四川盆地区域性暴雨的定义、分型以及年际、年代际变化的研究相对较少。而研究表明四川中东部夏季暴雨发生频率具有明显的年代际变化(鲍名和黄荣辉,2006),四川盆地西部、中部暴雨日数呈减少趋势,盆东北地区为较强增加趋势(周长艳等,2011)。那么四川盆地区域性暴雨的时空变化特征如何呢?本文在新的四川盆地区域性暴雨定义基础上,研究其分型及时空变化特征,并对其前兆信号进行初步探讨。

## 1 资料方法

资料:本文使用了四川盆地 104 个县级气象站 1961—2015 年逐日降水量资料;青藏高原 44 个气象站 1960/1961—2014/2015 年冬季积雪日数资料;1960/1961—2014/2015 年冬季 NOAA 月平均海表温度资料,分辨率为  $2^\circ \times 2^\circ$ 。

方法:(1)经验正交函数(empirical orthography function, EOF)展开的局限性是分离出的空间分布结构不能清晰地表示不同地理区域的特征,而在使用旋转经验正交函数(rotated EOF, REOF)时,可以克服这一问题,旋转后的典型空间分布结构清晰,不但可以反映不同地域的变化,还可以反映不同地域的相关分布状况(魏凤英,2007)。

(2)多锥度-奇异值分解法(multi-taper method-singular value decomposition, MTM-SVD)是由 Mann and Park(1994)提出的一种多变量频域分解

技术。这是一种将谱分析的多锥度方法(multi-taper method, MTM)和变量场的奇异值分解(singular value decomposition, SVD)方法结合在一起的气候信号检测技术,详细内容参阅相关文献(Mann and Park, 1996; 1999; 魏凤英, 2007)。近年来 MTM-SVD 被广泛使用在气象科研领域中(Han et al, 2008; Small and Islam, 2008; 王春学和李栋梁, 2012; 王春学等, 2015; 李潇等, 2015)。

MTM-SVD 的一个用途是对分解出的信号进行重建:参考频率  $f_0$  处分解的第一模态重新构建信号的时间和空间模式。长度为  $M$  的复数向量  $U_m^1(f_0)$  是对应于频率  $f_0$  处分解的第一模态的空间 EOF。它代表信号在频率  $f_0$  处的空间模式,同时包含了多元数据组在所有位置上相关的信号的位相和振幅的信息。它与传统 EOF 分解中的第一模态空间模式中的复数向量相同。为了说明原始数据的转换标准而重新调整  $U_m^1(f_0)$  的值,可以重新获得带有正确单位的第一模态信号的空间模式:

$$E_m^1 = \delta(f_0) \sigma_m U_m^1(f_0) \quad (1)$$

信号的时间模式  $A^1(t)$  可被描述为频率  $f_0$  处的主要振动,形式如下:

$$A^1(t) = R\{\alpha(t)e^{-i2\pi f_0 t}\} \quad (2)$$

式中,可变振幅  $\alpha(t)$  表示振动信号的缓慢变化的包迹。以  $f_0$  为中心频率的任一振动信号的缓慢变化的包迹或振幅  $\alpha(t)$  可由一组特征光谱  $Y_s(f_0)$ ,  $s = 1, \dots, S$  估算出来。这种重建并不是唯一的而且需要额外的约束条件。最简单的重建是复数检波的 MTM 形式,即 Slepian 锥度  $\alpha_s(t)$ ,  $s = 1, \dots, S$ ,  $t = 1, \dots, N$  的一个线性组合:

$$\alpha(t) = \sum_{s=1}^S \lambda_s^{-1} V_s^1(f_0) \alpha_s(t) \quad (3)$$

式中,  $V_s^1(f_0)$  是第一模态谱 EOF 的第  $S$  个分量,  $\lambda_s$  是对应于  $S$  个 Slepian 特征锥度的特征值。现在已获得了与第一模态相关的信号的空间模式  $E_m^1$  和时间模式  $A^1(t)$ 。可以这样为所有时间和区域重建时空信号  $F_m^1(t)$ , 就像传统 EOF 中的一样:

$$F_m^1(t) = E_m^1 A^1(t) \quad (4)$$

$$F_m^1(t) = \delta(f_0) R\{\sigma_m U_m^1(f_0) \alpha^1(t) e^{-i2\pi f_0 t}\} \quad (5)$$

通过描述一个周期内多个位相  $\varphi(t) = 2\pi f_0 t$  的典型信号模态,展示更具物理意义的振幅和位相信息随时间的演变过程。

### (3) 四川盆地区域性暴雨定义

集中暴雨站点:如果 A 站的 24 h 雨量( $R_{24}$ )  $\geq$

50 mm,并且距离该站最近的 10 个站中,有 3 个及以上站点的  $R_{24} \geq 50$  mm,则 A 站为一个集中暴雨站点。

区域性暴雨日:如果集中暴雨站点数  $N \geq 15$ ,则该日为一个区域性暴雨日。

区域性暴雨过程:如果出现 1 个以上连续区域性暴雨日,则为一次区域性暴雨过程。

区域性暴雨年频率:如果在一次区域性暴雨过程中,某日出现的集中暴雨站点数最多, A 站为当日的集中暴雨站点,则记录 A 站发生一次区域性暴雨,累加一年内发生的总次数,得到 A 站的暴雨年频率。计算 1961—2015 年 104 个站的暴雨年频率,得到 104 站  $\times$  55 a 的资料序列矩阵。四川盆地县级站空间分布比较均匀,在区域性暴雨过程空间范围的确定上,研究沿用以往的惯用标准(15 个县级站),另外使用 1981—2013 年的灾情资料进行对比(温克刚和詹兆渝, 2006),通过多次试验对比,发现当选择最近 10 个站点中 3 个达到要求时,识别出的区域性暴雨过程与历史灾情对比率最高,可达 84%,没有灾情的过程经过核实,发现确实出现较大降水,但是由于降水位置或防灾减灾措施等原因,没有造成较大灾害。

## 2 四川盆地区域性暴雨分型

### 2.1 REOF 分析

根据四川盆地区域性暴雨的定义,计算得到 1961—2015 年四川盆地共发生区域性暴雨 223 次,其中四川出现严重干旱的 1994 和 2006 年都只发生了 1 次区域性暴雨,而四川出现严重洪涝的 1984、1998 和 2013 年区域性暴雨过程则异常偏多,分别发生了 8、5 和 6 次。建立了 1961—2015 年四川盆地 104 站区域性暴雨频率序列,以下分析主要针对该序列展开。表 1 给出了区域性暴雨频率的 EOF 分析结果,前 3 个模态通过了显著性水平检验,累积方差贡献率达 46.7%,其中第一模态方差贡献率达 22.4%。选择前 3 个模态进行旋转,旋转后前 3 个模态的总方差贡献率不变,但各自方差贡献率趋于均衡(表 1)。

图 1 给出了 REOF 分析前 3 个模态的空间型及其对应的时间系数,可以看到,第一模态有一个明显的大值中心,位于四川盆地西部,其中盆西北地区更加明显,即四川盆地区域性暴雨最常见的典型分

表 1 区域性暴雨频率 EOF、REOF  
前 3 个模态的方差贡献率

Table 1 Contribution of single variances and cumulative variances of first three loading vectors of EOF and REOF with regional rainstorm frequency

序号	EOF 个别 方差贡献	EOF 累积 方差贡献	REOF 个别 方差贡献	REOF 累积 方差贡献
1	22.4	22.4	20.0	20.0
2	16.4	38.8	13.7	33.7
3	7.9	46.7	13.0	46.7

布;从其对应的时间系数上可以发现,盆西型区域性暴雨有明显的年际波动和年代际变化,20 世纪 60 年代至 90 年代中期没有明显的变化趋势,90 年代中后期至 21 世纪初期有一个明显的减少趋势,之后

又逐渐增多。第二模态大值中心出现的盆东北地区,为四川盆地区域性暴雨第二个典型分布;从其对应的时间系数上不难发现,盆东北型年代际变化特征更为突出,20 世纪 60 年代至 80 年代末年际波动较大,90 年代初至 20 世纪末期出现逐渐减少的趋势,随后一直到 21 世纪初又开始逐渐增多,但并没有恢复到 20 世纪 60—80 年代的程度。第三模态大值中心出现在盆地南部,为四川盆地区域性暴雨最弱的一个典型分布;从对应时间系数可知,20 世纪 60—80 年代,盆南型区域性暴雨年际波动较大,90 年代以后大多为负异常,即维持在偏少的状态。根据 REOF 分析结果,可把四川盆地区域性暴雨分为三种类型,即盆西型、盆东北型和盆南型(图 2)。

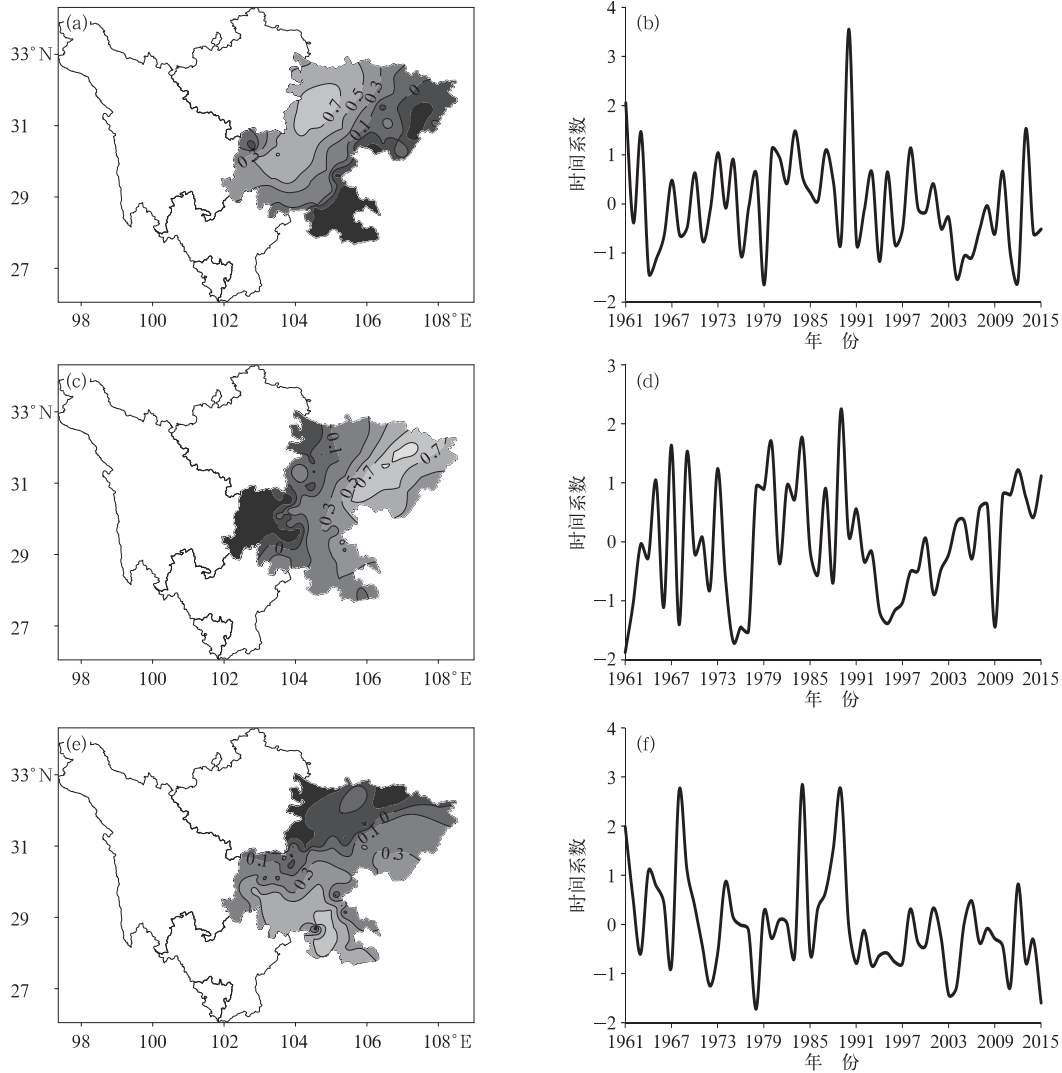


图 1 1961—2015 年四川盆地区域性暴雨频率 REOF 分析前 3 个模态(a, c, e)及其分别对应的时间系数(b, d, f)

Fig. 1 The first three modes (a, c, e) and the corresponding time coefficients (b, d, f) of the REOF analyses of regional rainstorm frequency in Sichuan Basin from 1961 to 2015



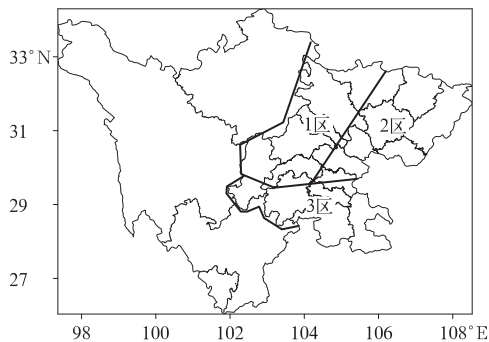


图 2 四川盆地区域性暴雨分型示意图  
Fig. 2 Divisions of regional rainstorm  
in Sichuan Basin

2.2 分型验证

前面 REOF 的分析资料是区域性暴雨频率,利用区域性暴雨频率得到的结论是否准确、是否具有代表性还需要进一步验证。

本文对四川盆地 1961—2015 年的 223 次区域性暴雨过程进行主客观结合分型,首先按照区域性暴雨大值中心的经纬度初步区分(选取最大过程雨量站点为中心),30°N 以南为盆南型;30°N 以北、105°E 以西为盆西型;30°N 以北、105°E 以东为盆东北型;另外对中心接近 30°N 和 105°E 的过程,再分析其过程雨量分布图,根据降水主体分布情况主观修订其类型归属。经过主客观分型,分别给出三种类型区域性暴雨的逐年发生次数(图 3)。可以发现其分别与 REOF 前 3 个模态的时间系数有很好的对应关系,相关系数都通过了  $\alpha=0.01$  的显著性水平检验(表 2),其中前两个模态的相关系数均达

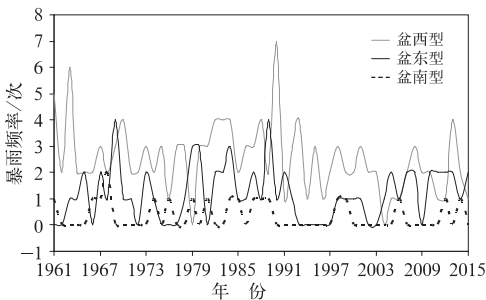


图 3 1961—2015 年主客观分型的盆西型、盆东北型和盆南型区域性暴雨逐年发生频率  
Fig. 3 Regional rainstorm frequency of west basin, northeast basin and south basin divided by the objective and subjective methods from 1961 to 2015

表 2 REOF 前 3 模态时间系数与主客观分型区域性暴雨频率相关分析

Table 2 Correlation analysis of the first three time coefficients of REOF and the regional rainstorm frequency by objective and subjective methods

模态	相关系数
1	0.88 *
2	0.88 *
3	0.6 *

注: \* 为通过  $\alpha=0.01$  显著性水平检验。  
Note: \* denotes passing  $\alpha=0.01$  significance level of test.

0.88。用主客观方法确定的四川盆地三类区域性暴雨和利用 REOF 分析区域性暴雨频率的结论基本一致,即说明区域性暴雨频率可以用来分析四川盆地区域性暴雨特征。

3 四川盆地区域性暴雨时空变化特征

3.1 周期分析

用 MTM-SVD 方法分析 1961—2015 年四川盆地区域性暴雨频率的周期特征,图 4 给出了 LFV (local fractional variance) 谱分析结果,横坐标为频率(倒数为周期),可以看到在年际尺度上,2.4 a 周期通过了 0.01 显著性水平检验,3 a 周期通过了 0.05 显著性水平检验;年代际尺度上 16.1 a 和 24.4 a 周期都通过了 0.05 显著性水平检验。由于样本资料时间尺度为年,所以准 3 a 周期比 2.4 a 周期更有意义;另外资料样本长度为 55 a,24.4 a 周期接近样本长度的一半,并且准 16 a 周期的 LFV 谱值也相对较大,所以本文接下来着重分析准 3 a 周期和准 16 a 周期的变化特征。

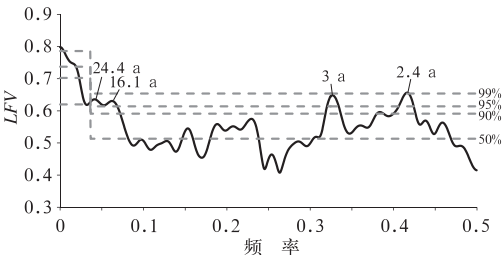


图 4 1961—2015 年四川盆地 104 站区域性暴雨频率 LFV 谱分析  
(蒙特卡罗显著性水平)  
Fig. 4 The LFV spectrum of regional rainstorm frequency over Sichuan Basin  
(Dashed lines: Monte Carlo significance)

### 3.2 准 3 a 周期循环重建

用 MTM-SVD 方法对四川盆地区域性暴雨频率在准 3 a 周期上进行典型循环重建,图 5 给出了典型循环的时空变化特征。第一年时(图 5a),除盆地东边缘为弱的正异常外,盆地大部为负异常,其中盆西北地区出现负异常大值中心,即第一年,四川盆地区域性暴雨主要表现为盆西型明显偏少期;第二年时(图 5b),盆地大部仍以负异常为主,但强度明显减弱,其中盆西负异常大值区向西退缩,而盆南和盆东北的正异常区范围有所加大;第三年时(图 5c),盆东南和盆东北边缘出现弱的负异常,盆地其余大部以正异常为主,其中盆西北出现正异常大值中心,即第三年盆西型区域性暴雨明显偏多;第四年时(图略),又恢复到第一年的情况,盆西型区域性暴雨明显偏少,开始下一个准 3 a 周期循环。分析表明四川盆地区域性暴雨的准 3 a 周期循环,主要表现了盆西型区域性暴雨“偏少—调整—偏多”的年际变化过程。进一步研究可以发现,盆西型区域性暴雨由偏少向偏多发展时,有一个逐渐增多的过程,但是由偏多向偏少发展时,则是表现为突变过程。

### 3.3 准 16 a 周期典型循环重建

图 6 给出了四川盆地区域性暴雨频率在准 16 a 周期上的典型循环重建。第一年时,盆地大部为负异常,盆北和盆中出现两个弱的负异常大值中心;第二年盆地负异常区向东扩展,强度进一步增强;从第三年开始,盆东北和盆南出现明显负异常大值中心,到第五年盆东北和盆南的负异常达到最强,即盆东北型和盆南型区域性暴雨明显偏少;随后盆东北和盆南的负异常区开始逐渐向东缩减,强度逐渐减弱;

到第八年,盆地大部以正异常为主;第九年,正异常范围进一步加大,强度有所增强;从第十一年开始,盆东北和盆南出现正异常大值中心,随后盆东北和盆南的正异常大值区范围逐渐加大,强度逐渐增强;到第十三年,盆东北和盆南的正异常达到最强,即盆东北型和盆南型区域性暴雨显著偏多;接下来正异常区开始东退减弱,即盆东北型和盆南型区域性暴雨开始逐渐减少。从四川盆地区域性暴雨准 16 a 周期典型循环重建来看,盆东北型和盆南型区域性暴雨过程有明显的年代际变化特征,当其进入到偏多或偏少时段,往往会出现连续 4~5 a 持续偏多或偏少的异常状态,并且这种多少之间的转换表现为逐渐发展的过程。

## 4 前兆信号分析

### 4.1 盆西型前兆信号——ENSO

MTM-SVD 可以对耦合场进行分析,这里使用 MTM-SVD 对四川盆地区域性暴雨频率和前冬太平洋海表温度耦合场在准 3 a 周期上进行时空重建。图 7 给出了前冬太平洋海表温度与盆西型区域性暴雨在准 3 a 循环过程中的协同变化。第一年时,盆西型显著偏少(图 5a),对应前冬海温异常信号主要出现在太平洋地区,赤道中东太平洋为海温负异常,副热带地区为海温正异常,即表现为拉尼娜现象(图 7a);第二年时,盆西型有所增强(图 5b),对应赤道中东太平洋地区为海温正异常,副热带地区为海温负异常,即典型的东部型厄尔尼诺现象(图 7b);第三年时,盆西型显著偏多(图 5c),赤道太平洋地区海温仍然为正异常,但是强度有所减弱,而且

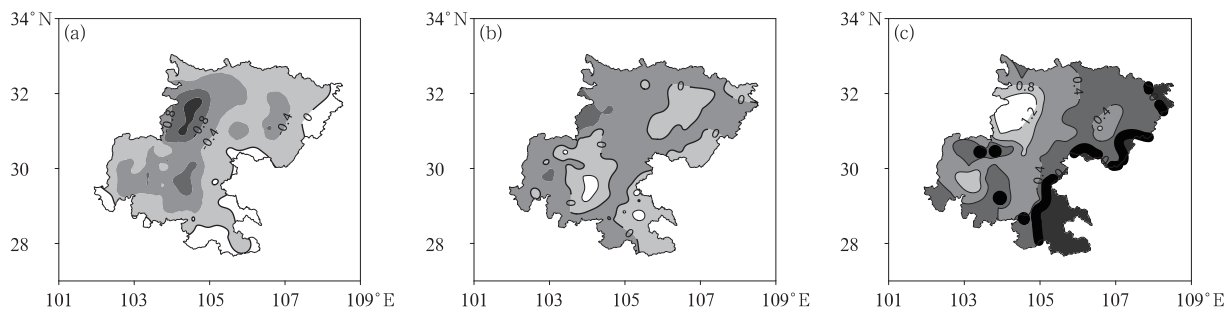


图 5 四川盆地区域性暴雨准 3 a 周期典型循环重建

(a~c)依次表示第一至第三年

Fig. 5 Spatial reconstruction of evolutions of the regional rainstorm frequency over Sichuan Basin at quasi-3-year oscillation  
(a, b, c) 1—3 years

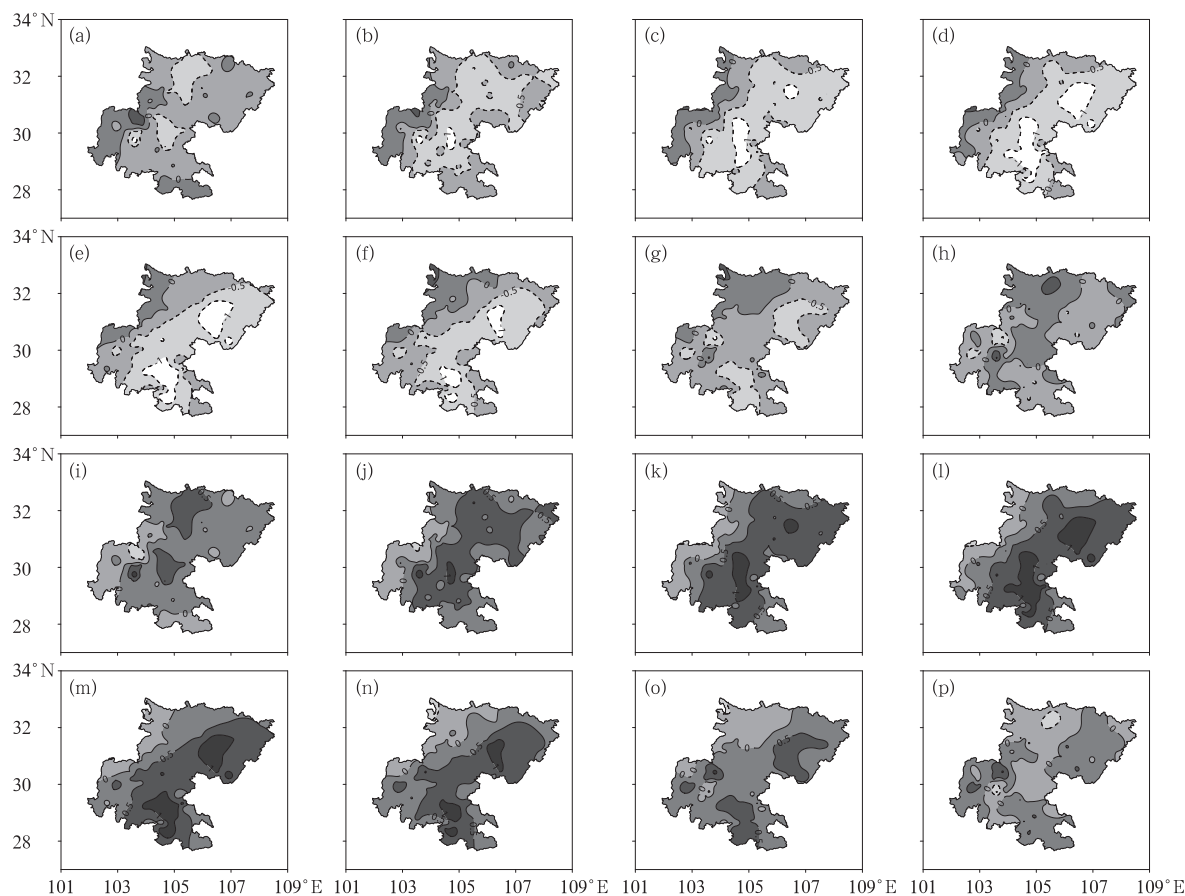


图 6 四川盆地区域性暴雨准 16 a 周期典型循环重建

(a~p)依次表示第一至第十六年

Fig. 6 Spatial reconstruction of evolutions of regional rainstorm frequency over Sichuan Basin at quasi-16-year oscillation

(a—p) 1—16 years

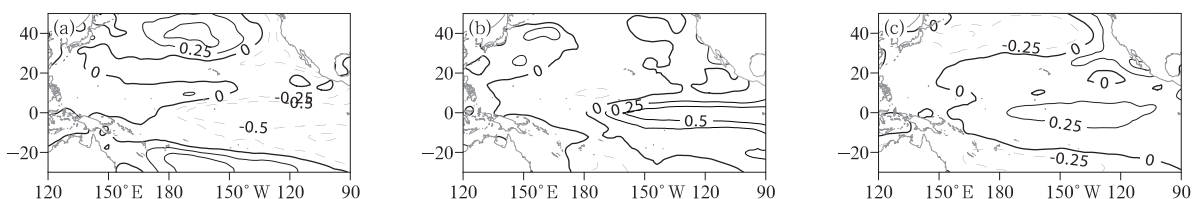


图 7 四川盆地区域性暴雨频率与前冬太平洋海表温度耦合场在准 3 a 周期上的典型循环重建

(a~c)依次表示第一至第三年

Fig. 7 Spatial joint reconstruction of the previous winter SST anomalies over the Pacific and the regional rainstorm frequency over Sichuan Basin at quasi-3-year timescale

(a—c) 1—3 years

大值中心西移到中太平洋地区,即典型的中部型厄尔尼诺现象(图 7c);第四年时(图略),又恢复到第一年的状态,开始下一个 3 a 周期循环。通过分析可知,在盆西区区域性暴雨的准 3 a 周期循环中,前冬 ENSO 事件是其一个较强的前兆信号,当前冬发生较强拉尼娜事件后,接下来的盆西区区域性暴雨

偏少;当前冬发生东部型厄尔尼诺现象后,接下来的盆西区区域性暴雨有所增加;当前冬发生中部型厄尔尼诺现象后,接下来的盆西区区域性暴雨显著偏多。

这与袁媛等(2012)的研究结论比较一致,即东部型厄尔尼诺次年东亚夏季风偏弱,副高明显偏西,中国夏季多为Ⅲ类雨型(长江流域和江南地区降水

偏多),四川盆地降水偏多但大值区偏向盆地东部;中部型厄尔尼诺次年副高明显偏强偏西,中国夏季多为Ⅱ类雨型(长江和黄河之间降水偏多),四川盆地西部降水明显偏多。

#### 4.2 盆西型前兆信号——高原积雪

使用同样的方法对四川盆地区域性暴雨频率和前冬青藏高原积雪日数耦合场在准 3 a 周期上进行时空重建。图 8 给出了前冬青藏高原积雪日数与盆西型区域性暴雨在准 3 a 循环过程中的协同变化。第一年时,盆西型偏少(图 5a),对应前冬青藏高原积雪日数北少南多(图 8a);第二年时,盆西型有所增加(图 5b),对应前冬青藏高原积雪日数整体略偏多(图 8b);第三年时,盆西型显著偏多(图 5c),对应前冬青藏高原积雪日数显著偏多,尤其青藏高原东北部出现积雪日数大值中心(图 8c)。通过对比分析可知,前冬青藏高原积雪日数是后期盆西型暴雨的另一个显著前兆信号,尤其是青藏高原东北部积雪日数变化更为明显。

青藏高原冬季积雪偏多会导致高原地面感热持续减弱,进而导致东亚夏季风偏弱,夏季副高偏强偏西,有利于西南暖湿气流在四川盆地西部交汇,降水偏多;反之盆西降水偏少(朱玉祥和丁一汇,2007;朱玉祥等,2009)。

#### 4.3 盆南型、盆东北型异常前兆信号——太平洋年代际振荡

通过分析发现,在准 16 a 振荡中,前冬 ENSO 和青藏高原积雪日数与盆东北型、盆南型区域性暴雨之间不存在协同变化关系,但是太平洋年代际振荡(Pacific decadal oscillation, PDO)表现为明显的异常前兆信号。

图 9 给出了前冬太平洋海表温度与盆东北型、盆南型区域性暴雨在准 16 a 循环过程中的协同变

化关系。第一年时,前冬赤道东太平洋海温负异常,黑潮区及太平洋中北部海温正异常,北美沿岸出现海温负异常,即表现为 PDO 冷位相(图 9a),对应盆东北型和盆南型区域性暴雨正常(图 6a);第二年仍然为 PDO 冷位相分布,但强度有所减弱(图 9b);从第三年开始,赤道东太平洋海温负异常迅速减弱,开始有正异常显露,太平洋中北部的正异常向西退缩、强度进一步减弱,北美沿岸的负异常迅速减弱(图 9c~9e),对应盆东北型和盆南型区域性暴雨逐渐表现为异常偏少(图 6c~6e);到第六年,太平洋中北部海温异常由正转负, PDO 暖位相显现(图 9f),对应盆东北型和盆南型区域性暴雨由偏少开始逐渐恢复正常(图 6f);随后太平洋海温的异常分布格局少变,但强度稳步增强,到第九年时,赤道东太平洋海温的正异常、太平洋中北部的负异常和北美沿岸的正异常范围达到最大、强度最强,即 PDO 暖位相最强(图 9i),同时盆东北型和盆南型区域性暴雨无明显异常(图 6i);随后 PDO 暖位相开始逐步减弱(图 9j~9m),而对应盆东北型和盆南型区域性暴雨则开始逐渐增多(图 6j~6m);从第十四年开始,太平洋中北部海温由负转正, PDO 从暖位相转为冷位相(图 9n~9p),对应盆东北型和盆南型区域性暴雨由偏多开始向正常转变(图 9n~9p)。

通过分析发现在准 16 a 振荡中,前冬 PDO 是盆东北型和盆南型区域性暴雨的异常前兆信号,当前冬 PDO 呈现较强冷位相时,盆东北型和盆南型区域性暴雨趋于正常;当前冬 PDO 处在由冷位相转为暖位相的阶段时,盆东北型和盆南型区域性暴雨往往明显偏少;当前冬 PDO 达到较强暖位相时,盆东北型和盆南型区域性暴雨再次趋于正常;当前冬 PDO 处在由暖位相转为冷位相的阶段时,盆东北型和盆南型区域性暴雨则往往显著偏多。

PDO 是一种年代际时间尺度上的气候变率强信号,一方面其叠加在长期气候趋势变化的扰动,直

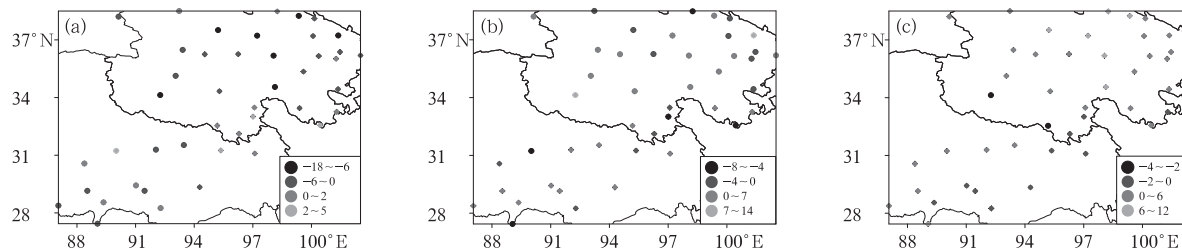


图 8 同图 7,但为与前冬青藏高原积雪日数耦合场

Fig. 8 Same as Fig. 7, but for the previous winter snow days over the Tibetan Plateau



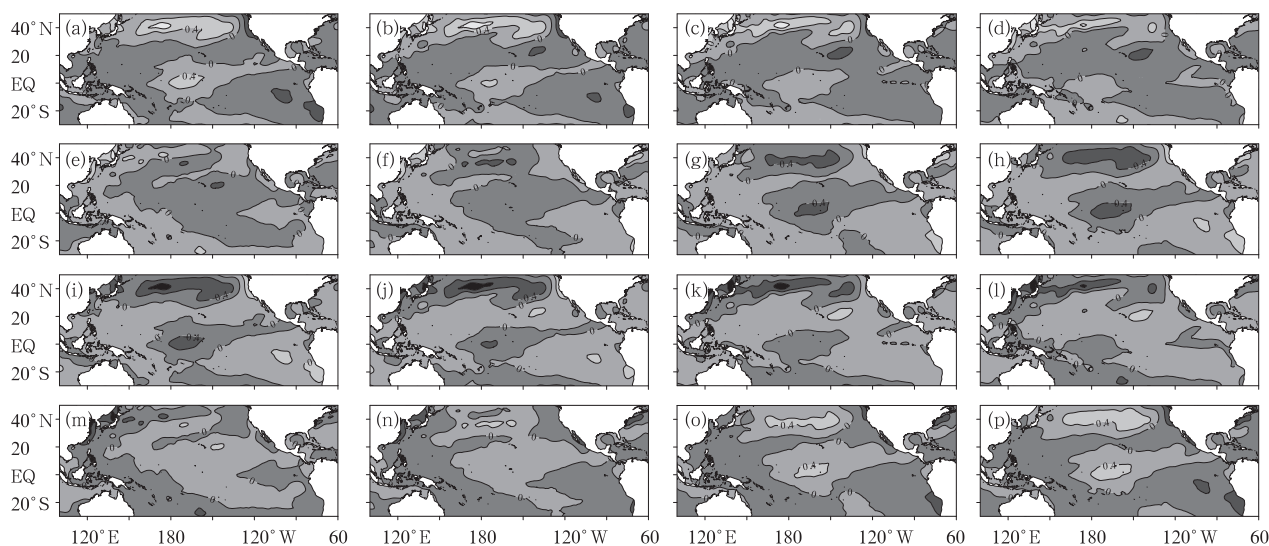


图 9 四川盆地区域性暴雨频率与前冬 PDO 耦合场在准 16 a 周期上的典型循环重建

(a~p)依次表示第一至第十六年

Fig. 9 Spatial joint reconstruction of the previous PDO and the regional rainstorm frequency over Sichuan Basin at quasi-16-year timescale  
(a~p) 1~16 years

接造成太平洋及周边地区气候的年代际变化;另一方面,它又是年际变率的重要背景,对年际变化具有重要的调制作用(杨修群等,2004)。研究表明 PDO 暖位相对应东亚夏季风偏弱,副高偏南,长江中下游降水异常偏多,而四川盆地降水无明显异常;反之 PDO 冷位相时,上述情况相反(朱益民和杨修群,2003)。这与本文研究结论恰好相互印证, PDO 冷、暖位相最强时,盆东北型和盆南型区域性暴雨处于正常情况,而盆地区域性暴雨显著异常状态发生在 PDO 冷、暖位相转换阶段。

## 5 结论与讨论

(1) 根据 REOF 将四川盆地区域性暴雨分为盆西型、盆东北型和盆南型。盆西型区域性暴雨从 20 世纪 60 年代至 90 年代中期没有明显的变化趋势, 90 年代中后期到 21 世纪初期有一个明显的减少趋势,之后又逐渐增多。盆东北型 20 世纪 60 年代至 80 年代末年际波动较大,90 年代初至 90 年代末期出现逐渐减少的趋势,随后一直到 21 世纪初又开始逐渐增多。盆南型 20 世纪 90 年代以后大多为负异常,即维持在较少的状态。

(2) 四川盆地区域性暴雨的准 3 a 周期循环,体现了盆西型“偏少—调整—偏多”的年际变化过程;

并且发现盆西型由偏少向偏多发展时,有一个逐渐增多的过程,但是由偏多向偏少发展时,则是突变过程。四川盆地区域性暴雨准 16 a 周期循环,主要体现了盆东北型和盆南型的异常演变过程。

(3) 盆西型区域性暴雨的准 3 a 周期循环中,前冬 ENSO 事件是其一个较强的前兆信号,当前冬出现较强拉尼娜事件时,后期盆西型偏少;当前冬出现东部型厄尔尼诺现象时,后期盆西型有所增加;当前冬出现中部型厄尔尼诺现象时,后期盆西型显著偏多。前冬青藏高原积雪日数是后期盆西型区域性暴雨的另一个显著前兆信号,尤其是青藏高原东北部积雪日数的变化。

(4) 在准 16 a 振荡中,前冬 PDO 是盆东北型和盆南型区域性暴雨的异常前兆信号,当前冬 PDO 呈现较强冷位相时,盆东北型和盆南型区域性暴雨趋于正常;当前冬 PDO 处在由冷位相转为暖位相的阶段时,盆东北型和盆南型区域性暴雨往往明显偏少;当前冬 PDO 达到较强暖位相时,盆东北型和盆南型区域性暴雨再次趋于正常;当前冬 PDO 处在由暖位相转为冷位相的阶段时,盆东北型和盆南型区域性暴雨则往往显著偏多。

(5) 四川盆地区域性暴雨的影响因素较多,无论是地形、天气尺度系统,还是初始水汽条件(陈静等,2002;王成鑫等,2013;徐明等,2015;卢萍等,

2009;王佳津等,2015),对区域性暴雨的强度、位置和持续时间等都有较大影响,即使两次过程发生时间、区域及强度都相似,其环流形式也可能相差甚远(肖递祥等,2012)。四川盆地区域性暴雨发生机理复杂,本文只是给出了不同类型区域性暴雨前兆信号的统计信息,对其影响机理没有进行研究。然而这种前兆信号是否稳定,是否存在科学的物理机制,还需要深入探讨。另外由于资料限制,本文的研究范围仅限于四川省的盆地地区,虽然包括了大部分的盆地地区,但是没有考虑盆地的实际地形边界,而区域性暴雨并不受行政边界的限制,所以在后续的研究中,还需要搜集更大范围的气象资料,进行更完善的分析验证。

## 参考文献

- 鲍名,黄荣辉,2006.近40年我国暴雨的年代际变化特征[J].大气科学,30(6):1057-1067.
- 陈栋,李跃清,黄荣辉,2007.在“鞍”型大尺度环流背景下西南低涡发展的物理过程分析及其对川东暴雨发生的作用[J].大气科学,31(2):185-201.
- 陈静,李川,谌贵卿,2002.低空急流在四川“9·18”大暴雨中的触发作用[J].气象,28(8):24-29.
- 胡德强,陆日宇,苏秦,等,2014.盛夏四川盆地西部地区降水年际变化及其对应的环流异常[J].大气科学,38(1):13-20.
- 黄楚惠,顾清源,李国平,等,2010.一次高原低涡东移引发四川盆地暴雨的机制分析[J].高原气象,29(4):832-839.
- 李潇,李栋梁,王颖,2015.中国西北部汛期降水对青藏高原东部春季感热在准3a周期上的响应[J].气象学报,73(4):737-748.
- 林玉成,徐珏,张芳华,2013.2013年7月大气环流和天气分析[J].气象,39(10):1379-1384.
- 卢萍,宇如聪,周天军,2009.四川盆地西部暴雨对初始水汽条件敏感性的模拟研究[J].大气科学,33(2):241-250.
- 邵末兰,张宁,岳阳,等,2009.基于距离函数的区域性暴雨灾害风险预估方法研究[J].暴雨灾害,29(3):268-273,278.
- 四川成都中心气象台,1982.1981年7月四川的特大暴雨[J].气象,8(4):2-6.
- 孙建华,李娟,沈新勇,等,2015.2013年7月四川盆地一次特大暴雨的中尺度系统演变特征[J].气象,41(5):533-543.
- 王成鑫,高守亭,梁莉,等,2013.动力因子对地形影响下的四川暴雨落区的诊断分析[J].大气科学,37(5):1099-1110.
- 王春学,李栋梁,2012.基于MTM-SVD方法的黄河流域夏季降水年际变化及其主要影响因子分析[J].大气科学,36(4):823-834.
- 王春学,马振峰,王佳津,等,2015.华西秋雨准4年周期特征及其与赤道太平洋海表温度的关系[J].大气科学,39(3):643-652.
- 王佳津,王春学,陈朝平,等,2015.基于HYSPLIT4的一次四川盆地夏季暴雨水汽路径和源地分析[J].气象,41(11):1315-1327.
- 魏凤英,2007.现代气候统计诊断与预测技术:第2版[M].北京:气象出版社:191-203.
- 温克刚,詹兆渝,2006.中国气象灾害大典:四川卷[M].北京:气象出版社:64-207.
- 袁祝香,2008.吉林省重大暴雨过程评估方法研究[J].气象科技,36(1):78-81.
- 肖递祥,杨康权,祁生秀,2012.2011年7月四川盆地两次突发性暴雨过程的对比分析[J].气象,38(12):1482-1491.
- 徐明,赵玉春,高琦,等,2015.偏东气流诱发川西高原东侧两次对流暴雨过程的对比分析[J].气象,41(12):1477-1487.
- 杨修群,朱益民,谢倩,等,2004.太平洋年代际振荡的研究进展[J].大气科学,28(6):979-992.
- 于波,林永辉,2008.引发川东暴雨的西南低涡演变特征个例分析[J].大气科学,32(1):141-154.
- 郁淑华,1984.四川盆地大范围强暴雨过程的合成分析[J].高原气象,3(3):58-67.
- 郁淑华,腾家谟,何光碧,1998.高原地形对四川盆地西部突发性暴雨影响的数值试验[J].大气科学,22(3):379-383.
- 袁慧敏,王秀荣,范广洲,等,2012.长江中下游沿江地区暴雨过程综合评估模型及应用[J].气象,38(10):1189-1195.
- 袁媛,杨辉,李崇银,2012.不同分布型厄尔尼诺事件及对中国次年夏季降水的可能影响[J].气象学报,70(3):467-478.
- 周长艳,岑思弦,李跃清,等,2011.四川省近50年降水的变化特征及影响[J].地理学报,66(5):619-630.
- 朱益民,杨修群,2003.太平洋年代际振荡与中国气候变率的联系[J].气象学报,61(6):641-654.
- 朱玉祥,丁一汇,2007.青藏高原积雪对气候影响的研究进展和问题[J].气象科技,35(1):1-8.
- 朱玉祥,丁一汇,刘海文,2009.青藏高原冬季积雪影响我国夏季降水的模拟研究[J].大气科学,33(5):903-915.
- 邹燕,叶殿秀,林毅,等,2014.福建区域性暴雨过程综合强度定量评估方法[J].应用气象学报,25(3):360-364.
- Han Xue, Wei Fengying, Tourre Y M, et al, 2008. Spatio-temporal variability of northern hemispheric sea level pressure (SLP) and precipitation over the mid-to-low reaches of the Yangtze River [J]. Adv Atmos Sci, 25(3):458-466.
- Mann M E, Park J, 1994. Global-scale modes of surface temperature variability on interannual to century timescales [J]. J Geophys Res, 99(D12):25819-25833.
- Mann M E, Park J, 1996. Joint spatio-temporal modes of surface temperature and sea level pressure variability in the Northern Hemisphere during the last century [J]. J Climate, 9(9):2137-2162.
- Mann M E, Park J, 1999. Oscillatory spatiotemporal signal detection in climate studies: a multiple-taper spectral domain approach [J]. Adv Geophys, 41:1-131.
- Small D, Islam S, 2008. Low frequency variability in fall precipitation across the United States [J]. Water Res Res, 44(4):W04426. DOI:10.1029/2006WR005623.