

文章编号: 2096-1618(2018)02-0164-13

华西秋雨气候特征分析

喻乙耽¹, 马振峰², 范广洲¹

(1. 成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225; 2. 四川省气候中心, 四川 成都 610071)

摘要:为了分析华西秋雨在新标准下的气候特征,利用《华西秋雨监测业务规定(试行)》划分的373个国家气象观测站1976–2015年的逐日平均降水量,采用多种气候统计的方法,如Mann-Kendall非参数检验、Morlet小波、相关系数等。结果表明:华西秋雨北区、南区、整体区域强度指数总体呈非显著减少,但近年来表现为上升趋势。北区指数存在20 a、8 a左右周期,在1985年发生了由增高到降低的突变;南区指数存在17 a、5 a左右周期,在1989年发生了由高到低的突变;整体区域指数存在3.6 a、15 a左右周期,在1991年发生了由高到低的突变。影响北区华西秋雨指数大小主要为低层来自中亚的西风、印度洋赤道附近东风以及高层从太平洋吹来中国东海岸的东风、非洲东岸来的气流。影响南区华西秋雨指数大小主要为低层印度洋东南部的越赤道气流以及高层西太平洋经日本的东风。研究结果表明,华西秋雨南北区秋雨气候特征的不同可能原因是水汽输送的源头和路径不同。

关键词:气象学;气候变化;华西秋雨指数;气候特征;变异系数;Mann-Kendall非参数检验;Morlet小波分析;风的差值场;相关系数

中图分类号:P467

文献标志码:A

doi:10.16836/j.cnki.jcuit.2018.02.011

0 引言

由于中国处于季风区,大部分地方的夏季降水处于一年中的最高值。但有些区域的气候平均年降水曲线有除了夏季外的次高值区,其中以华西地区的秋季最为典型,即所谓的华西秋雨区,并把华西秋雨区秋季的降水称之为华西秋雨。华西秋雨是中国华西地区的一种特殊天气现象,每年9–11月,连阴雨天气常常出现在该地区。陕西、甘肃、四川以及重庆等地,北面南下的冷空气与南面北上的暖湿空气在该地区遭遇,使锋面前后温差加剧,进而加强锋面活动而产生持续较长时间的阴雨寡照的坏天气。虽然华西秋雨的降水量常常少于夏季,但这种持续的连阴雨也容易引发秋汛,影响农作物的秋收,研究华西秋雨特征很有必要。

老一辈科学家叶笃正^[1]、高由禧^[2–3]在20世纪50年代就对秋雨的起止时间和分布进行了初步研究和分析,认为华西秋雨是北半球夏季到冬季之间大气环流调整所致使的区域性降水现象。徐桂玉^[4]、白虎志等^[5]利用EOF、REOF分解的方法进一步分析了华西秋雨区在空间分布上的主要特征。21世纪前,几乎没有人提出过一种定量、客观、统一的指数来表征华西秋雨程度。进入21世纪后,白虎志^[5]、刘艳菊^[6]、蒋竹将^[7]、王春学等^[8]提出了4种指标来描述秋雨程度,

这对华西秋雨指标的研究有其独特的优势。为了建立相对统一的华西秋雨监测指标体系,预报司组织研制并下发了《华西秋雨监测业务规定(试行)》^[9],该指标进行了完善和补充。就《华西秋雨监测业务规定(试行)》指标对华西秋雨气候特征进行分析,研究的创新性和特色有:(1)运用Mann-Kendall非参数检验、滑动 t 检验曲线以及累积距平3种方法确认突变点;(2)分析突变年前后各层大气环流的差异、相关系数以及突变检验的方法找出最大影响系统。

1 资料和方法

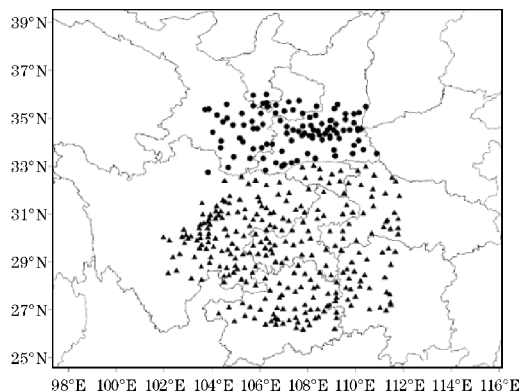


图1 华西秋雨监测站点示意图(▲为北区监测点,●为南区监测点)

采用《华西秋雨监测业务规定(试行)》区域划分的华西地区8省(区、市)范围内373个国家气象观测

站(图 1)1976–2015 年的台站资料。对个别缺测值的插补方法为:首先用有缺测值的站点和其附近无缺测的 10 个台站进行相关性分析,然后选取相关系数最大的台站,用该台站数值插补缺测台站。

《华西秋雨监测业务规定(试行)》中指标公式如下:

华西秋雨期长度指数:

$$I_1 = \frac{L - L_0}{S_L} \quad (1)$$

华西秋雨量指数:

$$I_2 = \frac{R - R_0}{S_R} \quad (2)$$

华西秋雨综合强度指数:

$$I_3 = 0.5 \times I_1 + 0.5 \times I_2 \quad (3)$$

式(1)、(2)中的 L 、 R 为某监测区域某年华西秋雨期的长度、雨量, L_0 、 R_0 为某监测区域的华西秋雨期长度、雨量的气候平均值, S_L 、 S_R 为某监测区域的华西秋雨期长度、雨量的气候均方差。

使用一元线性回归方程来描述降水的变化趋势,即 $y = a_0 + a_1 t$ 势变化率 a_1 由最小二乘法求得,把 10 倍 a_1 定义为气候倾向率,单位为 $\text{mm}/10 \text{ a}$ 。

在进行气候变化趋势分析中用到的变异系数(CV)是采用统计时段(每 5 a)秋雨指数的标准差与平均数比值的百分率来计算,变异系数越大,表明该时段的指数波动越大。

Mann-Kendall 突变检验法^[10]是一种气候统计分析中常用的非参数统计检验方法,较传统检验法的优势在于实验的样本不需要考虑它的分布,把异常干扰值的影响降到最低,常常用于顺序变量和类型变量,拥有计算简便、明确突变开始的时间、指出突变区域的特点。

滑动 t 检验^[10]是判断两组样本平均值是否有显著性差异来检验该点突变情况。基本思路是把气候序列的两段子序列均值存不存在显著差异当作来自两组样本均值存不存在显著差异的问题来检验突变。假如这两段子序列的均值超过了一定的显著水平(比如 0.05)的差异,可作出均值发生了质变的判断,该点存在突变。

对秋雨指数变化的突变分析则先采用 Mann-Kendall 法检验后,得出序列突变点和可能突变区域,再利用滑动 t 检验和累积距平两种方法相结合来对 M-K 方法得出的时间序列突变点和突变区域进行分析讨论,并检验其突变点的真假,提高结论的可靠性^[11]。

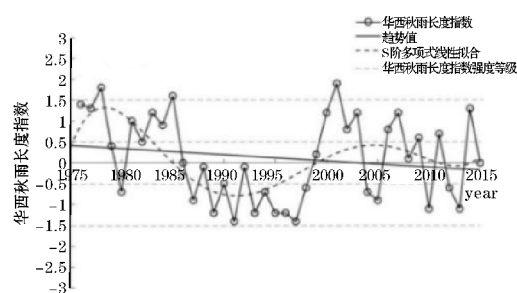
Morlet 小波是在 20 世纪 80 年代,是由 Morlet 开创的一种具有时-频多分辨功能的小波分析,它的提出

为更好地研究非平稳的时间序列问题提供了可能,它能明确找出在非平稳的时间序列中多种多样的变化周期,能够清楚反馈出不同时间尺度中系统的变化趋势情况,并且能定性预报系统未来发展趋势。在这种非平稳的时间序列研究中, Morlet 小波分析主要用于时间序列的滤波、消噪、突变点的监测、周期的识别以及多时间尺度的分析等,为分析气候相关的时间序列提供了更好的帮助。

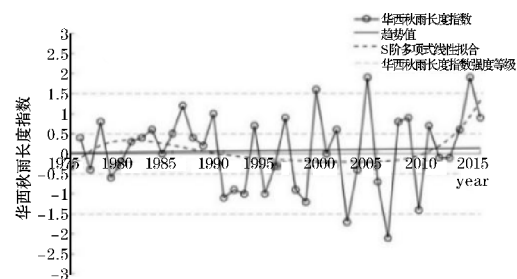
文中采用 Morlet 连续复小波变换^[10]来分析华西秋雨指数时间序列的周期性。

2 华西秋雨气候特征分析

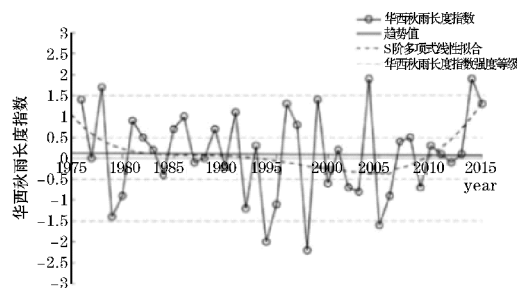
2.1 气候变化趋势分析



(a) 北区



(b) 南区



(c) 整体区域

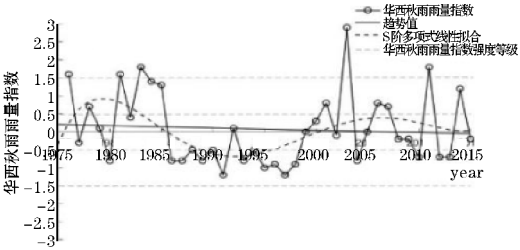
图 2 华西秋雨北区、南区、整体区域
1976–2015 年秋雨长度指数序列

华西秋雨北区长度指数(图 2a)总体呈下降趋势,气候倾向率为 $-0.15/10 \text{ a}$,北区长度指数有着明显的年代变化规律,曲线最低值出现在 1997 年(指数为

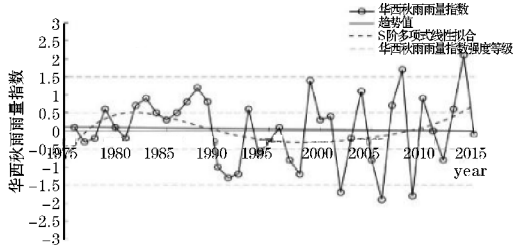
-1.4),并没有出现过秋雨长度指数显著偏弱年,显著偏强年一共 3 年,分别为 1978 年、1985 年和 2001 年,最高值出现在 2001 年(指数为 1.9),1976 年到 1985 年指数偏强,1985 年到 2000 年左右指数偏弱,之后出现了忽高忽低,没有显著偏弱年和显著偏强年。

南区华西秋雨长度指数(图 2b)总体变化趋势比较平稳,显著偏强年(1999 年、2004 年、2014 年)、显著偏弱年(2002 年、2006 年)都出现在 20 世纪 90 年代后期,最强年和最弱年分别为 2004 年(指数为 1.9)、2006 年(指数为-2.1)。

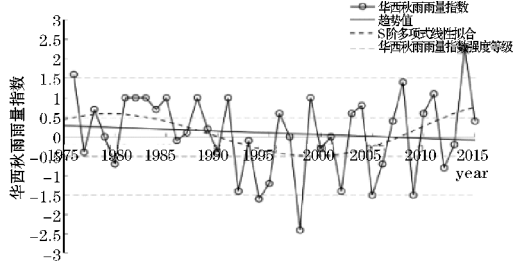
整体区域长度指数(图 2c)总体趋势平稳,呈现出 10 年为周期的振荡,20 世纪 70 年代变化比较剧烈,80 年代变化比较平稳,90 年代又变得比较剧烈,21 世纪 10 年代除 2004 年和 2005 年这两年变化比较大外,整体比较平稳,2010 后又开始剧烈起来,最高值出现在 21 世纪 10 年代(2004 年,指数为 1.9),最低值出现在 20 世纪 90 年代(1998 年,指数为-2.2)。



(a) 北区



(b) 南区



(c) 整体区域

图 3 华西秋雨北区、南区、整体区域 1976-2015 年秋雨雨量指数序列

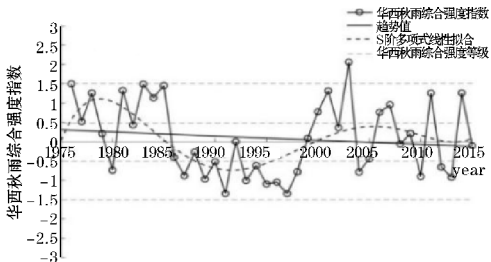
华西秋雨北区雨量指数(图 3a)总体呈非显著减少,气候倾向率为-0.065/10 a,曲线最低值出现在

1997 年和 1991 年(指数为-1.2),并没有出现过秋雨长度指数显著偏弱年,显著偏强年一共 2 年,分别为 1976 年和 2003 年,最高值出现在 2003 年(指数为 2.9),1976 年到 1985 年指数偏强,1985 年到 2000 年左右指数偏弱,进入 21 世纪后雨量指数(北区)也开始变强。

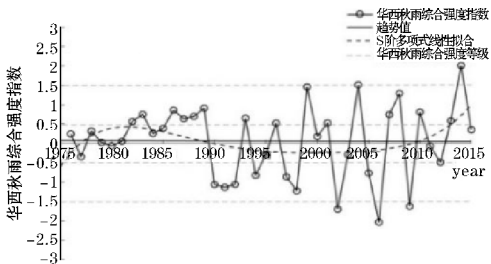
南区华西秋雨雨量指数(图 3b)总体趋势比较平稳,21 世纪世纪前波动不大,之后剧烈起来,显著偏强年(2008 年、2014 年)、显著偏弱年(2002 年、2006 年、2009 年)都出现在 2000 年后,最强年和最弱年分别为 2014 年(指数为 2.1)、2006 年(指数为-1.9)。

整体区域雨量指数(图 3c)气候倾向率为-0.092/10 a,在统计的 40 年中,前 15 a 和后 10 a 雨量指数较强,中间 15 a 雨量指数较弱,显著偏强年一共 2 年,分别为 1976 年和 2014 年,最高值出现在 2014 年(指数为 2.3),显著偏弱年 2 年,分别为 1994 年和 1998 年,其中 1998 年数值最低,为-2.4。

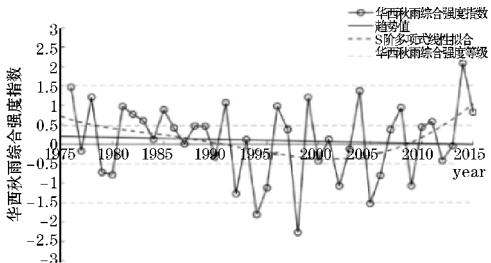
华西秋雨综合强度指数是根据长度指数和雨量指数等权相加而成,体现了秋雨绵绵和雨量大小两种特性,适合综合评价秋雨的强度。



(a) 北区



(b) 南区



(c) 整体区域

图 4 华西秋雨北区、南区、整体区域 1976-2015 年综合强度指数序列

华西秋雨北区综合强度指数(图 4a)所示,气候倾向率为 $-0.11/10\text{ a}$,与长度和雨量指数相似,都呈现出指数高一低一高的波动,这种“V”型分布符合王建兵^[12]对甘南连阴雨的分析,2000 年后北区秋雨现象比较明显,从方建康等^[13]、赵珊珊等^[14]、林纾等^[15]文中有体现,华西秋雨北区在所监测的 40 a 中没有秋雨显著偏弱年,但有 4 a 处于秋雨显著偏强年,分别为 1976 年、1983 年、1985 年和 2003 年,其中 2003 年秋雨强度最强,综合强度指数为 2.1,该年陕西发生极强的秋雨现象,“2003 年陕西秋季连阴雨降水强度大,日数多且持续时间长,是 1954 年以来陕西又一次极端连阴雨事件”^[12]。

南区(图 4b)指数在 20 世纪 90 年代末期之前逐年变化幅度不大,秋雨强度徘徊在偏强、偏弱之间,在此以后 15 a 左右出现了多次极端秋雨,共有 3 次显著

偏强年,分别为 1999 年、2004 年、2014 年,最强为 2.0 (2014 年),共有 3 次显著偏弱年,分别为 2002 年、2006 年、2009 年,最弱为 -2.0 (2006 年),近年来,秋旱范围增大趋势明显^[16],可能和秋雨显著偏弱年增多有关。

整体区域(图 4c)的指数变化规律类似于南区综合强度指数,但是剧烈波动提前了 10a,这个节点位于 1990 年左右,1976–1990 年变化比较平稳,1990 年后波动开始激烈起来。只有 1 次显著偏强年,为 2014 年,指数为 2.1,共 3 次显著偏弱年,分别为 1994 年、1998 年、2005 年,最弱为 1998 年(指数为 2.3)。

表 1 给出了华西秋雨每 5 a 平均华西秋雨综合强度指数、距平和变异系数以及 40 a 平均指数和变异系数。

表 1 各时段平均华西秋雨综合强度指数、距平和变异系数

年份	北区			南区			整体区域		
	秋雨指数	距平/%	变异系数/%	秋雨指数	距平/%	变异系数/%	秋雨指数	距平/%	变异系数/%
1976–1980	0.55	0.46	9.87	0.04	0.03	4.07	0.20	0.10	10.54
1981–1985	1.17	1.08	4.81	0.40	0.34	4.17	0.68	0.57	3.29
1986–1990	−0.61	−0.70	3.35	0.41	0.34	12.84	0.21	0.11	3.53
1991–1995	−0.81	−0.90	5.81	−0.53	−0.59	11.41	−0.60	−0.70	11.53
1996–2000	−0.46	−0.55	9.67	0.02	−0.05	16.74	−0.02	−0.13	13.83
2001–2005	0.50	0.41	13.16	−0.14	−0.21	18.98	−0.24	−0.34	11.13
2006–2010	0.20	0.11	8.14	−0.16	−0.22	23.87	−0.02	−0.12	8.54
2011–2015	0.17	0.08	11.50	0.48	0.42	14.70	0.61	0.51	9.52
1976–2015	0.09	–	0.09	0.06	–	0.07	0.10	–	0.10

由表 1 可以看出,从整个统计年限(1976–2015 年)来看,3 个区域的变异系数都比较小(≤ 0.10),表明总体波动比较平稳,北区指数在 20 世纪 80 年代的 2 个 5 a 和 90 年代前 5 a 的变异系数比较小,其指数大小逐年下降,表明这 15 a 指数在平稳中下降,接下来指数在 90 年代后 5 a 到 21 世纪前 5 a 增加了 1.04,然后开始呈现下降趋势,这 4 个时段(1996–2000 年、2001–2005 年、2006–2010 年及 2011–2015 年)变异系数较大,波动比较剧烈。

南区指数的变异系数在前两个时段(1976–1980 年、1981–1985 年)较小,第二时段比第一时段的 5 a 平均指数大 0.36,表明这段时间指数平稳的上升,后 6 个时段的变异系数较大,表明 20 世纪 80 年代后 5 a 以后指数大小开始出现较大波动,其中秋雨指数波动较大的有第三时段到第四时段、第四时段到第五时段及第七时段到第八时段,表明 1986–2000 年这 15 a 指数变化呈现“V”字型,2010–2015 年指数呈上升幅度。

整体区域的变异系数变化类似北区(除 1991–1995 年),指数在 20 世纪 90 年代后开始上升(除了 21 世纪前 5 a 的小幅度下降外),但此后变异系数全都偏大,表明这段时间波动比较剧烈。

2.2 气候变化周期分析

利用 Morlet 小波对华西秋雨综合强度指数(北、南、整体区域)进行分析,能更细微、客观地比较这 3 个指数的年际变化,做出了各区域的华西秋雨综合强度指数的小波系数实部的时频分布(图 5a、图 7a)和小波方差图(图 5b、图 7b)。

从图 5(a)可以看出北区秋雨综合强度指数的变化拥有多时间尺度的周期变化规律(18~32 a, 8~17 a 以及 3~7 a)。在 18~32 a 尺度的周期变化上为强–弱交替的准两次震荡;在 8~17 a 尺度的周期变化上为准 5 a 震荡。18~32 a, 8~17 a 尺度的周期变化在整个监测时段内表现得很稳定,具有全域性的特点。

图 5(b) 为北区秋雨综合强度指数 Morlet 小波方差图,可以明显地看出曲线图中存在 3 个极值点,对应的时间尺度为 5 a、13 a、29 a。3 个极值中的方差最大值为 35,所对应的时间尺度为 29 a,那么得出该时间尺度为指数变化的第一主周期;次大值为 34,所对应的时间尺度为 13 a,那么可以得出该时间尺度为指数变化的第二主周期;如此,第三周期的时间尺度为 5 a。

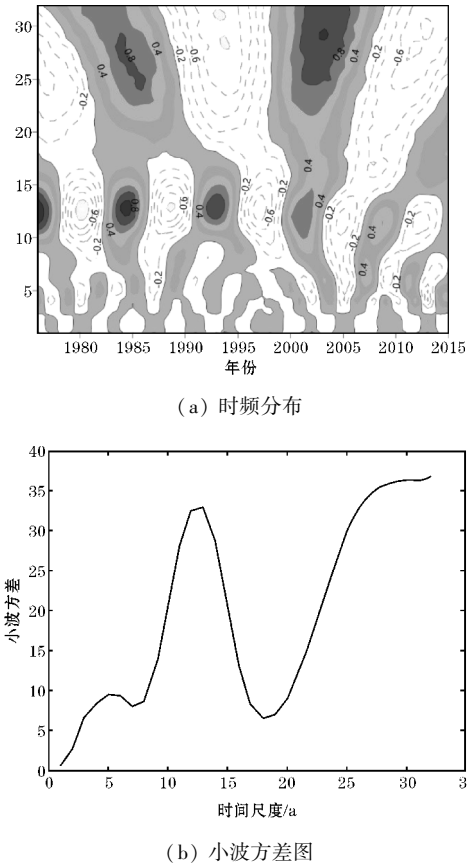


图 5 华西秋雨北区综合强度指数 Morlet 小波系数实部的时频分布及小波方差图(阴影为小波系数大于 0)

根据上述结论,做出了第一主周期(29 a)和第二主周期(13 a)的小波系数图(图 6)。在 29 a 特征时间尺度上(图 6b),可以看出指数变化的平均周期为 20 a 左右,整个监测时间段内大概经历了强-弱 2 次震荡;而在 13 a 特征时间尺度上(图 6a),可以看出指数变化的平均周期为 8a 左右,整个监测时间段内大概经历了强-弱 5 次震荡。

可以从图 7(a) 看出南区秋雨综合强度指数的变化拥有两种时间尺度的周期变化规律(15 ~ 30 a 和 3 ~ 10 a)。在 15 ~ 30 a 尺度的周期变化上为强-弱交替的准两次震荡;而在 3 ~ 10 a 尺度的周期变化上为准 4 a 震荡。15 ~ 30 a 尺度的周期变化在整个监测时段内表现得很稳定,具有全域性的特点,但是在 3 ~ 10 a 尺度的周期变化上却在 1987 年以后才较为稳定,不具

有全域性的特点。

图 7(b) 为南区秋雨综合强度指数 Morlet 小波方差图,可以明显地看出曲线图中存在 2 个极值点,对应的时间尺度为 7 a、25 a。两个极值中的方差最大值为 24,所对应的时间尺度为 25 a,那么得出该时间尺度为指数变化的第一主周期;次大值为 14,所对应的时间尺度为 7 a,可以得出该时间尺度为指数变化的第二主周期。

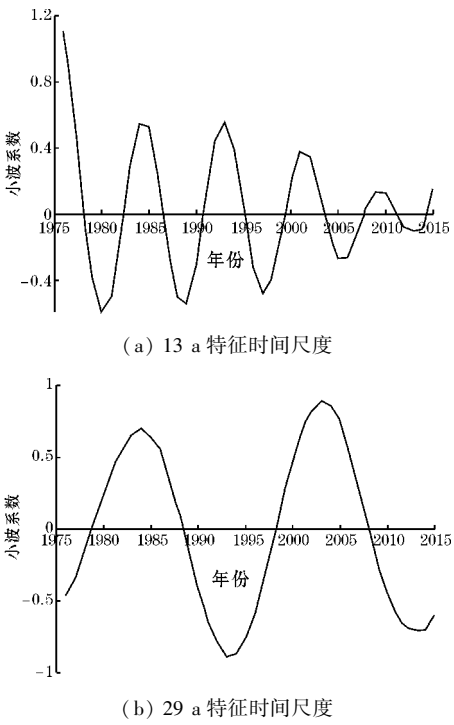
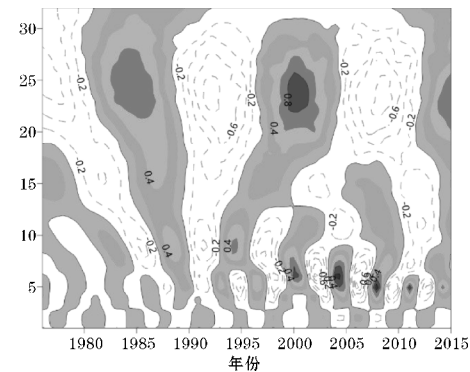


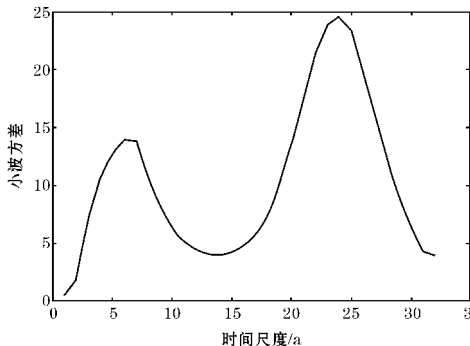
图 6 北区秋雨综合强度指数变化的 13 a 和 29 a 特征时间尺度小波实部过程线

根据上述结论,做出了第一主周期(25 a)和第二主周期(7 a)的小波系数图(图 8)。在 25 a 特征时间尺度上(图 8b),可以看出指数变化的平均周期为 17 a 左右,整个监测时间段内大概经历了强-弱 2 次震荡;而在 7 a 特征时间尺度上(图 8a),可以看出指数变化的平均周期为 5 a 左右,整个监测时间段内大概经历了强-弱 8 次震荡。

最后对整体区域秋雨综合强度指数变化过程进行 Morlet 小波分析(图略),得到整体区域秋雨综合强度指数的变化有 3 种时间尺度的周期变化规律(3 ~ 7 a, 8 ~ 14 a 及 15 ~ 25 a)。在 15 ~ 25 a 尺度的周期变化上为强-弱交替的准两次震荡;在 8 ~ 14 a 尺度的周期变化上为准 5 a 震荡;在 3 ~ 7 a 尺度的周期变化上为准 3 a 震荡。前两个尺度的周期变化在整个监测时段内表现得都很稳定,具有全域性的特点,但是在 3 ~ 7 a 尺度的周期变化上却在 1995 年以后才较为稳定,不具有全域性的特点。

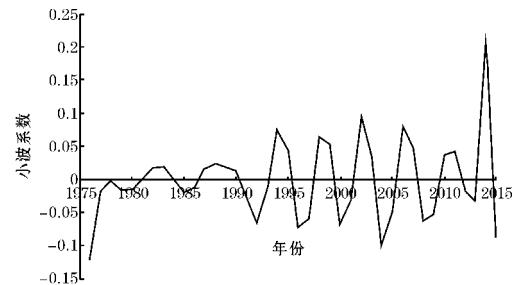


(a) 时频分布

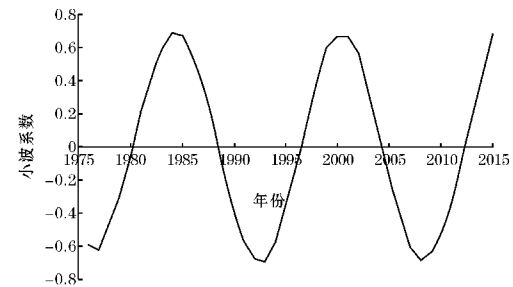


(b) 小波方差图

图 7 华西秋雨南区综合强度指数 Morlet 小波系数实部的时频分布及小波方差图(阴影为小波系数大于 0)



(a) 7 年特征时间尺度



(b) 25 年特征时间尺度

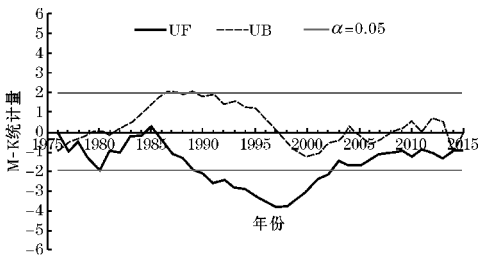
图 8 南区秋雨综合强度指数变化的 7 a 和 25 a 特征时间尺度小波实部过程线

与上两例一样,也考察了整体区域的秋雨综合强度指数变化 Morlet 小波方差图,得出 3 个主周期,根据主次顺序依次为 5 a、23 a、11 a。在 5 a 特征时间尺度上,平均周期为 3.6 a 左右,指数变化大概经历了 11 个强-弱震荡;在 23 a 特征时间尺度上,平均周期为 15 a

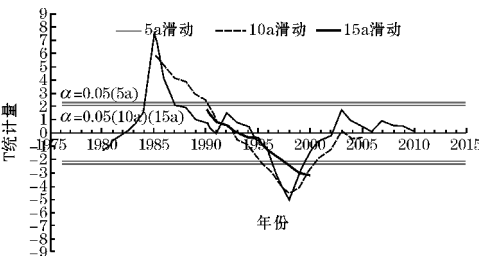
左右,指数变化大概经历了 2 个强-弱震荡;在 11 a 特征时间尺度上,平均周期为 8 a 左右,指数变化大概经历了 5 个强-弱震荡。

2.3 气候突变特征分析

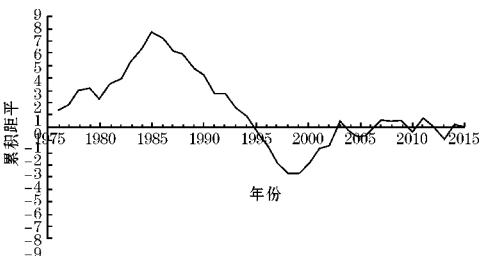
华西秋雨北区综合强度指数突变的 M-K 和滑动 t 检验曲线见图 9。由图 9(a)可知,M-K 突变检验的正序列曲线 UF 绝大部分位于 0 刻度线以下,得出指数在近 40 a 里呈下降趋势,符合图 4(a)所示的气候倾向率,且 UF 曲线在 1989–2002 年超过了 $\alpha=0.05$ 临界线(1993–2000 年超过了 0.001 的显著水平),UF 和 UB 在 1976 年存在交点,交点位于 $\alpha=0.05$ 临界线范围内,可能为突变点,可能的突变时间为 1989–2002 年。



(a) M-K



(b) 滑动 t 检验曲线

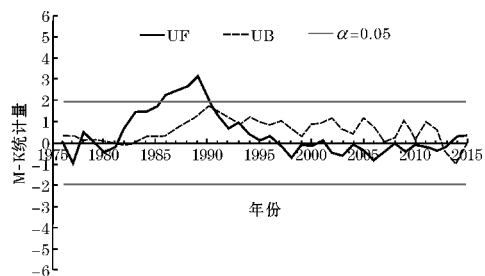


(c) 累积距平

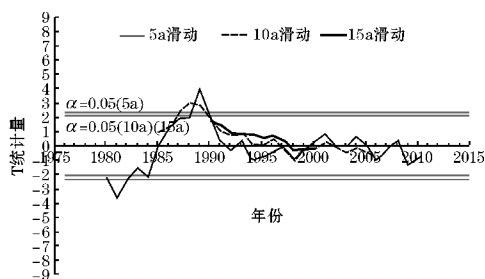
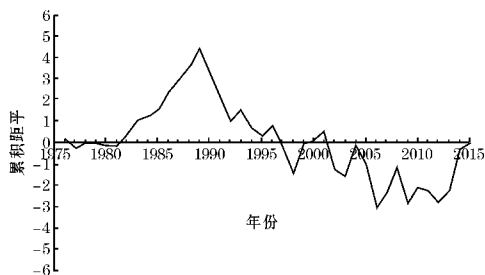
图 9 华西秋雨(北区)综合强度指数突变的 M-K、滑动 t 检验曲线以及累积距平

为了检验结果的可靠性,分别选取 5 a、10 a、15 a 滑动步长进行滑动 t 检验。5 a 滑动检验结果为 1985 年出现由增高到降低的突变,1998 年出现由降低到增高的突变,2003 年也出现了突变点,由于没超过 $\alpha=0.05$ (5 a) 的临界线,不予考虑;10 a 滑动 t 检验得出,也出现了 1985、1998 年的突变点。15 a 滑动没有突变

点。根据累积距平(图9c)分析得出,指数的累积距平呈现上升—降—升—平的趋势,以1985、1998年为转折点。综合分析,华西秋雨北区综合强度指数在1985年发生了由增高到降低的突变,1998年发生了由降低到增高的突变,仅1989—2002年突变时间顺利通过0.05水平检验。



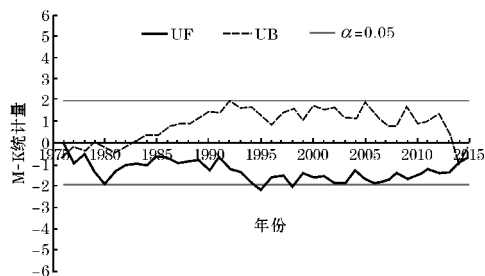
(a) M-K

(b) 滑动 t 检验曲线

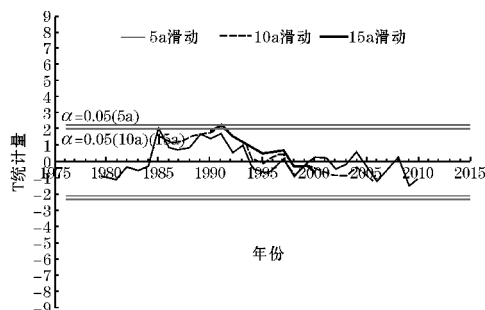
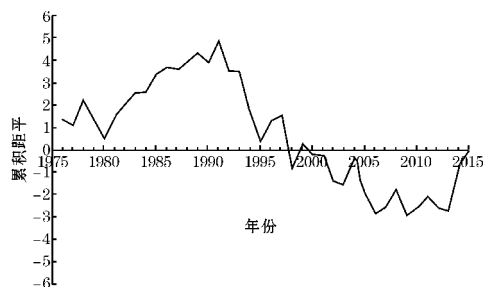
(c) 累积距平

图10 华西秋雨(南区)综合强度指数突变的M-K、滑动 t 检验曲线以及累积距平

华西秋雨南区综合强度指数突变的M-K和滑动 t 检验曲线见图10。由图10(a)可知,UF曲线与UB曲线在1991、2013年各有一个交点,且落在 $\alpha=0.05$ 的临界线内,可能为突变点,1986—1990年可能为突变时间。从滑动 t 检验图(图10b)可以看出,5 a滑动检验结果为1981、1989年为突变点;10 a滑动检验结果为1988年为突变点。经累积距平(图10c)分析得出,曲线在1989年前呈上升趋势,1989年后呈下降趋势,1989年为其转折点,由此可以断定1989年为华西秋雨南区综合强度指数突变点。综合分析可知,华西秋雨南区综合强度指数在1989年发生了由高到低的突变。



(a) M-K

(b) 滑动 t 检验曲线

(c) 累积距平

图11 华西秋雨(整体区域)综合强度指数突变的M-K、滑动 t 检验曲线以及累积距平

华西秋雨整体区域的综合强度指数突变的M-K和滑动 t 检验曲线见图11。由图11(a)可知,UF和UB在1976年存在交点,且落在 $\alpha=0.05$ 的临界线内,可能为突变点,只有1995年突变时间顺利通过了0.05的水平检验,UF曲线全部位于0刻度以下,指数变化总体为下降趋势。从滑动 t 检验图(图11b)可以看出,5 a、10 a滑动检验结果为整个序列里曲线没有超过0.05显著水平,故5 a、10 a没有突变点;15 a检验结果呈现出,1991年为突变点,经过累积距平分析也得出了1991年是转折点,由此可以断定1991年为华西秋雨整体区域的综合强度指数突变点。综合分析可知,华西秋雨整体区域的综合强度指数在1991年发生了由高到低的突变。

华西秋雨北区和南区的突变点不同什么原因造成,首先分析北区发生突变前后高、低空大气环流的特点和差异。图12给出了1985年前后秋季(9月至11月)平均的850、700和200 hPa水平风场的合成场

(图12)。秋季季风环流是夏季季风环流到冬季季风环流过渡的阶段,受夏冬季风环流系统共同影响。从秋季850 hPa水平风场图(图12a、b、c)来看,突变前、后蒙古高原都存在冷型高压并且东亚大陆盛行东北季风,但在低纬地区索马里越赤道急流、印度洋东部越赤道气流明显增强,突变前印度洋赤道附近上空为西风,突变后西风不显著,澳大利亚西部海域上空向北气流突变后向南,西太平洋赤道附近的纬向西风突变后转变为东北风,这股气流北面,突变前还是气旋环流,而突变后不太显著,菲律宾群岛的北风也在突变后不显著,在孟加拉湾附近,气流也在突变前后发生了转向。中纬地区突变前青藏高原南部为纬向西风,但突变后西风变弱,还有来自中亚的气流经过青藏高原北部来到东亚地区,但突变后这支气流也变弱。中高纬地区

蒙古冷高的西侧气流在突变前后风向完全相反,另外中国东北地区上空的偏西气流在突变后不显著。700 hPa风场类似于850 hPa风场,但从图12(d)、12(e)对比看出,突变后低纬纬向东风通过0.05显著性检验的区域更多且南半球印度洋上空在突变后为纬向东风。高空(图12g~i)风场的情况,低纬地区主要区别是印度洋赤道附近的西风在突变后增强,印尼高空纬向东风突变后转向,非洲大陆东部海域越赤道气流突变后气流不显著,然而靠近这片海域的大陆突变后存在西北气流,南半球印度洋高空偏西气流突变后不太显著,中纬地区的西太平洋偏南风,高纬地区的东北亚的气旋,中亚的反气旋在突变后不显著了。那么这些显著变化的特征是不是与北区华西秋雨指数有关系。

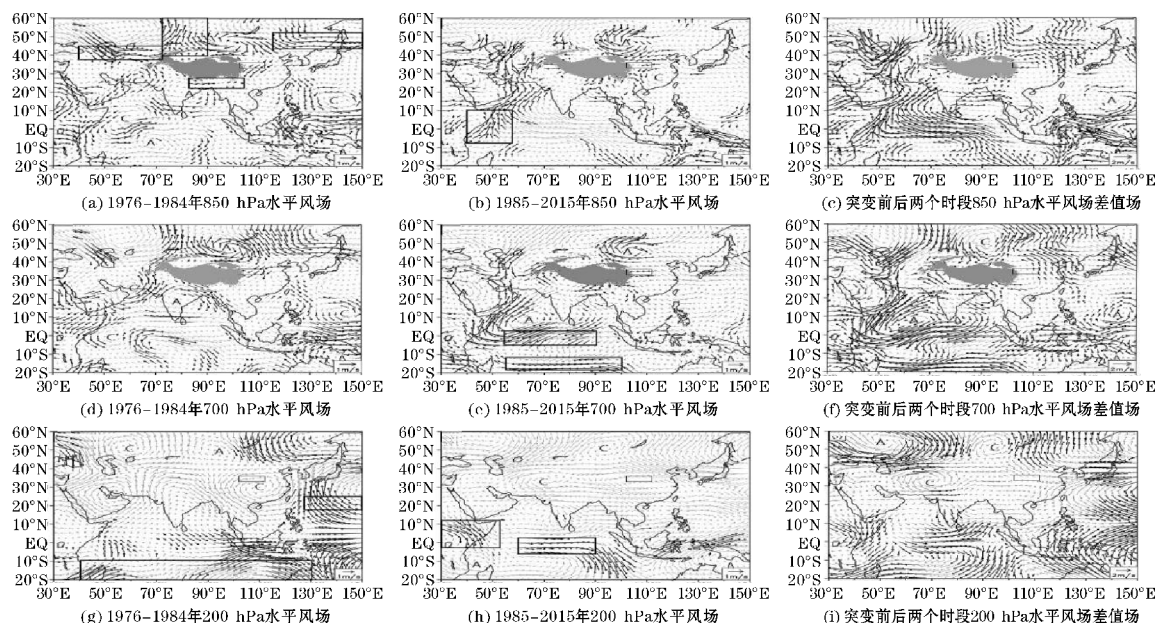


图12 1976-1984年和1985-2015年秋季平均的850 hPa、700 hPa、200 hPa水平风场与气候平均的水平风场的差值场以及突变前后两个时间段的差值场(单位:m/s)(黑色加粗箭头是通过了0.05显著性水平检验,灰色区域为青藏高原,细矩形框为华西秋雨北区区域,“A”代表反气旋,“C”代表气旋)

因为700 hPa风场类似于850 hPa风场,且部分地区显著性更好,所以只做出了低空(700 hPa)和高空(200 hPa)风场与北区华西秋雨指数的相关分布(图13),时间段为整个监测年(1976-2015年)、突变前(1976-1984年)、突变后(1985-2015年)。发现在整个监测年700 hPa指数与风场相关图(图13a)上,贯穿南半球热带地区的纬向西风以及中纬东亚—青藏高原南部—阿拉伯地区纬向东风的强弱与秋雨指数呈正相关,阿拉伯北部的东北气流以及高原西北部的东南气流都有利于指数增强。突变前后(图13b、图13c)显著相关区均有来自中亚的西风,但突变后相关西风远达日本东岸,突变前高原南部有与指数显著相关的东风,但突变后这种关系解除了。在印度洋热带地区突

变之前几乎不存在显著相关区,1985年后印度洋赤道附近才生成东风,这股气流也与指数呈正相关,另外在非洲东岸,突变前指数与西北风正相关,突变后却与东南风正相关。在高层(200 hPa)上,最主要的显著相关区有南印度洋低纬西风、中纬来自太平洋的贯穿中国大部的纬向风、阿拉伯海东北风以及亚洲中部蒙古高原的南风。高层的显著相关区在突变前较少,主要为中南半岛、马达加斯加岛西南风以及中亚、东北亚东海岸的少许东风,突变后,指数大小与印度洋热带地区的纬向东风、阿拉伯海到中国西南地区偏南气流以及中亚流入的西风关联。

结合图12、图13,影响北区华西秋雨指数大小的低层关键环流系统是来自中亚的纬向西风、高原北部

的偏南气流、高原南部的纬向西风、中国东北到日本的纬向西风、索马里急流、印度洋赤道附近纬向气流以及南印度洋热带地区纬向风,高层的关键环流系统是中

国东海岸的纬向东风、非洲东岸的气流、印度洋赤道附近的纬向风以及南印度洋低纬纬向风。那么这些环流系统在 1985 年前后是否也发生了突变呢?

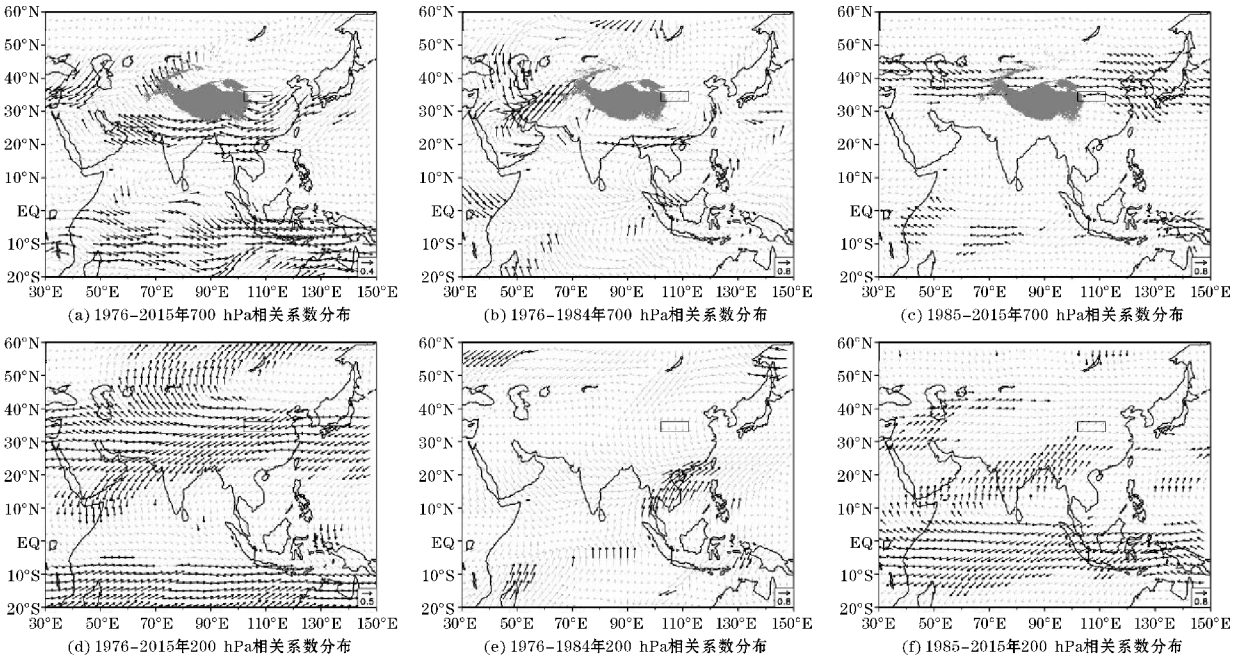


图 13 1976-2015 年、1976-1984 年、1985-2015 年 700 hpa 和 200 hPa 北区华西秋雨指数与风场相关系数分布
(黑色加粗箭头是通过了 0.05 显著性水平检验,灰色区域为青藏高原,细矩形框为华西秋雨北区区域)

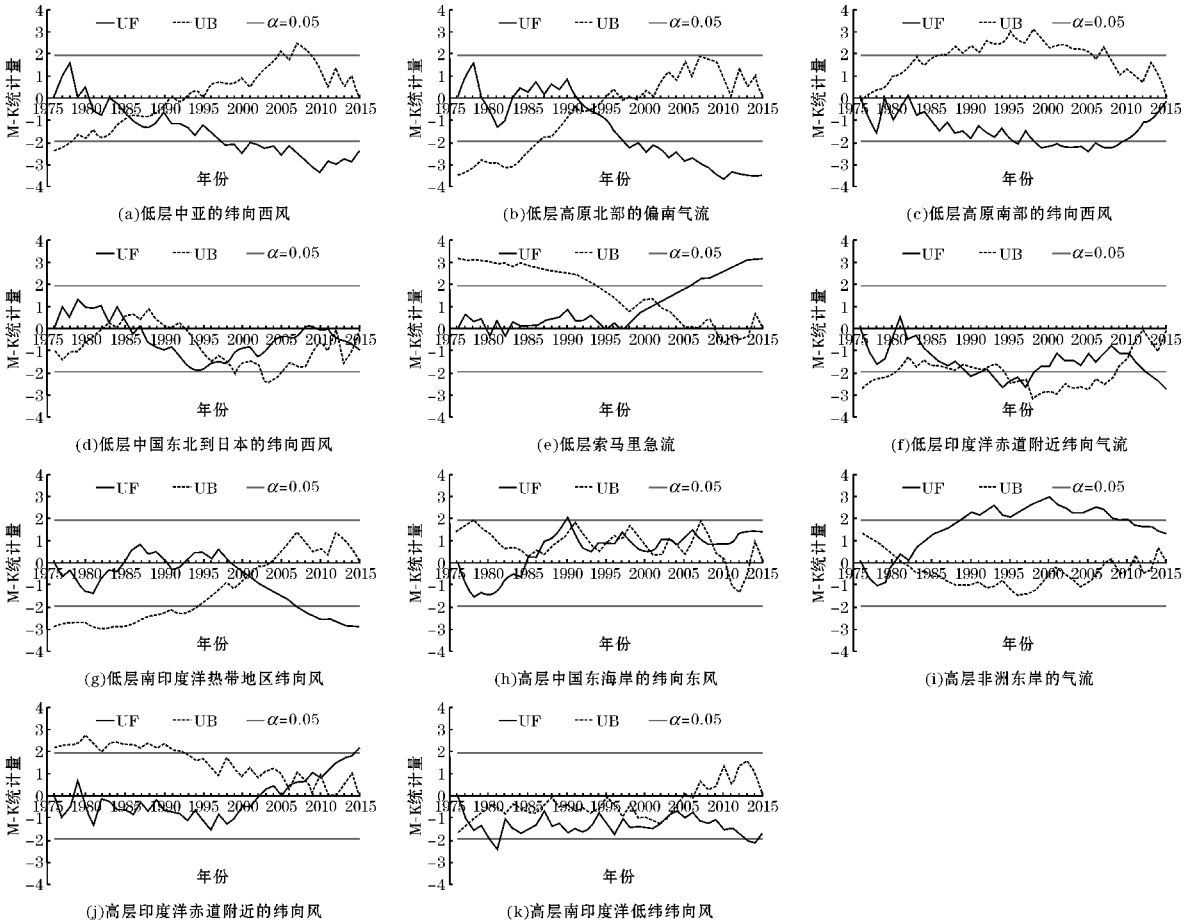


图 14 与北区华西秋雨指数相关联环流系统的 M-K 检验

选取图12中粗矩形区域代表这些环流系统并取该范围平均纬向风或经向风进行M-K检验,结果如图14所示。

从图14的分析结果可以看出图14(a)、14(d)、14(f)、14(h)、14(i)的环流系统的突变点都在1985年左右,与北区指数突变点基本一致,它们分别为低层的来自中亚的纬向西风、中国东北到日本的纬向西风、印度洋赤道附近纬向气流,高层的中国东海岸的纬向东风、非洲东岸的气流。由此可知,影响北区华西秋雨指数大小主要为:(1)低层来自中亚的西风,并且这股气流能远达太平洋沿岸。(2)低层印度洋赤道附近东风,这股气流的增强对索马里急流的北进具有促进作用。(3)高层从太平洋吹来中国东海岸的东风。(4)高层非洲东岸来的气流。

以同样的方法来分析南区发生突变前后高、低空大气环流的特点和差异。图15给出了1989年前后秋季平均的850、700和200 hPa平均风场的合成场(图15)。

对比850 hPa图15(a)、15(b)可以发现突变前通过0.05显著水平检验的风很少,仅4处,分别为中国东北偏北气流、高原西北偏南气流、东非反气旋环流以及印度尼西亚偏南风。突变后,通过显著水平检验的区域变多,并且风场不大相同,突变前东北偏北气流突变后转向变偏南风,高原西北偏南气流却变为偏北风,东南沿岸出现纬向东风,中南半岛、印尼北部以及南部有偏北风,还有索马里和印度洋东南部有越赤道气流。700 hPa图15(d)、15(e)大致和850 hPa图一样,但没有高原西北气流的转变和突变后东南沿岸出现东风,并且700 hPa图突变后印度洋赤道纬向东风更显著,850 hPa图上印度洋东南部的越赤道气流变为了南半球印度洋纬向东风。在200 hPa图上,突变前没有通过显著性检验区域,突变后出现了东北偏南风、中纬巴基斯坦上空西风、东非气流、印度洋赤道纬向西风等。然后结合相关图(图16),得出和南区秋雨指数相关的环流系统。

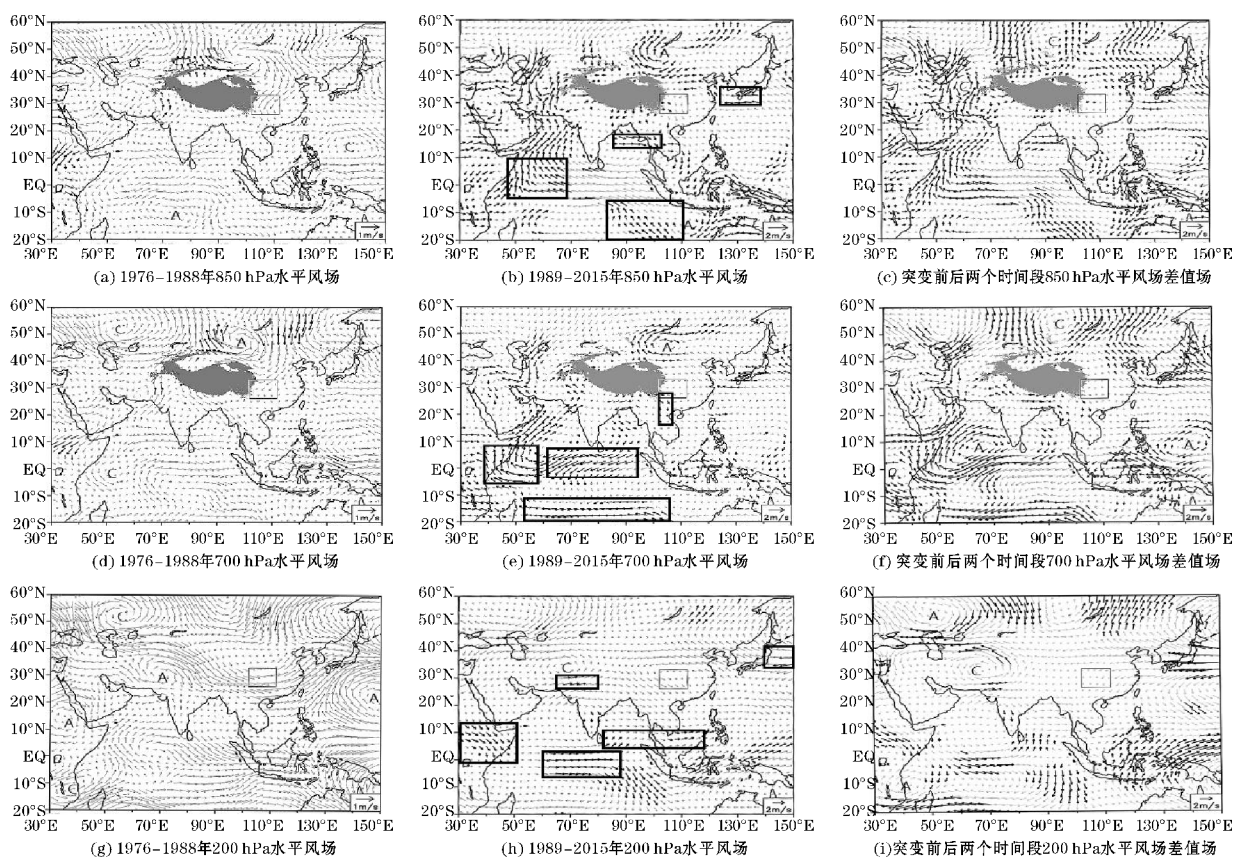


图15 1976-1988年和1989-2015年秋季平均的850 hPa、700 hPa、200 hPa水平风场与气候平均的水平风场的差值场以及突变前后两个时间段的差值场(单位:m/s)(黑色加粗箭头是通过了0.05显著性水平检验,灰色区域为青藏高原,细矩形框为华西秋雨南区区域,“A”代表反气旋,“C”代表气旋)

850 hPa层有东南沿岸的东风、索马里急流、印度洋东南部越赤道气流以及中南半岛上空气流;700 hPa层有中南半岛上空气流、索马里急流、印度洋赤道附近纬向西风以及南半球印度洋赤道纬向东风;

200 hPa层有中纬巴基斯坦上空西风、东非气流、印度洋赤道纬向西风、孟加拉湾—南海西风以及日本东部偏东风。图15粗矩形区域代表着这些区域。

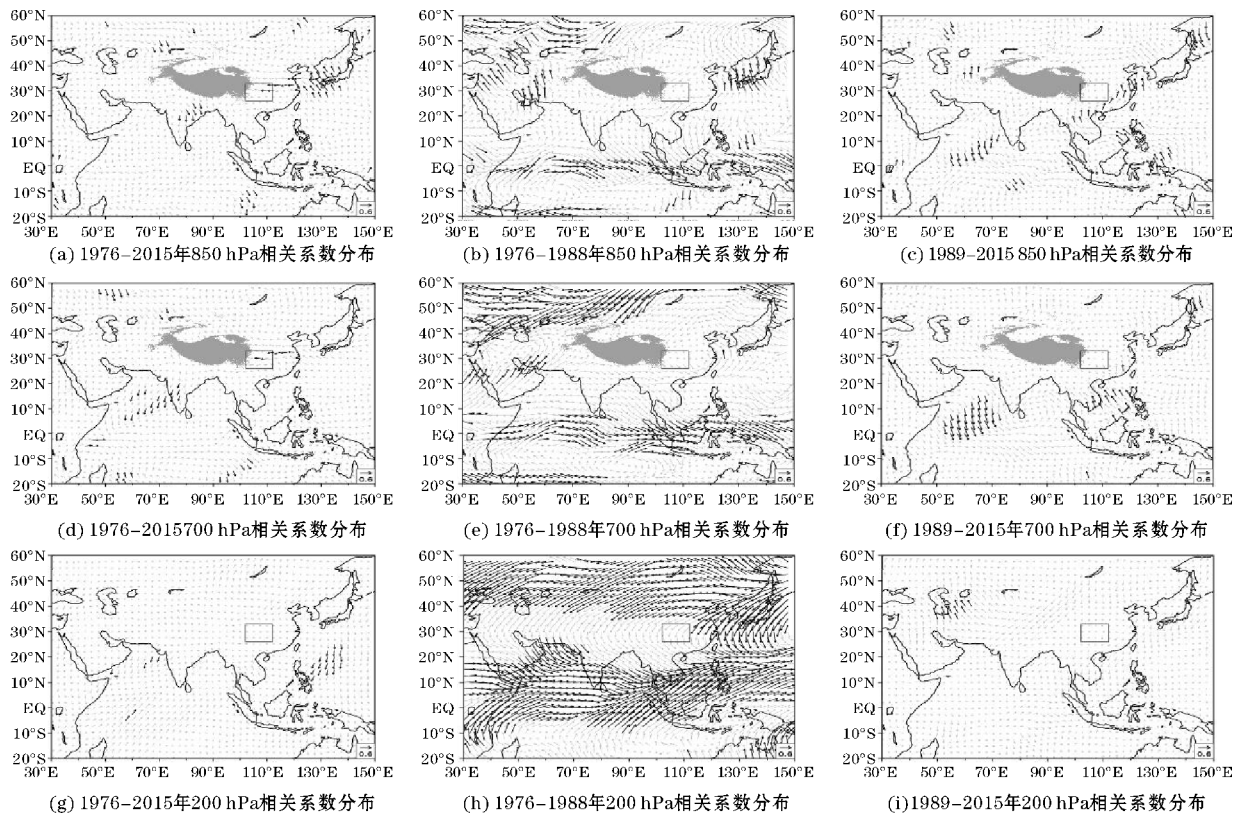


图 16 1976-2015 年、1976-1988 年、1989-2015 年南区华西秋雨指数与风场相关系数分布,850 hPa,700 hPa 和 200 hPa (黑色加粗箭头是通过了 0.05 显著性水平检验,灰色区域为青藏高原,细矩形框为华西秋雨南区区域)

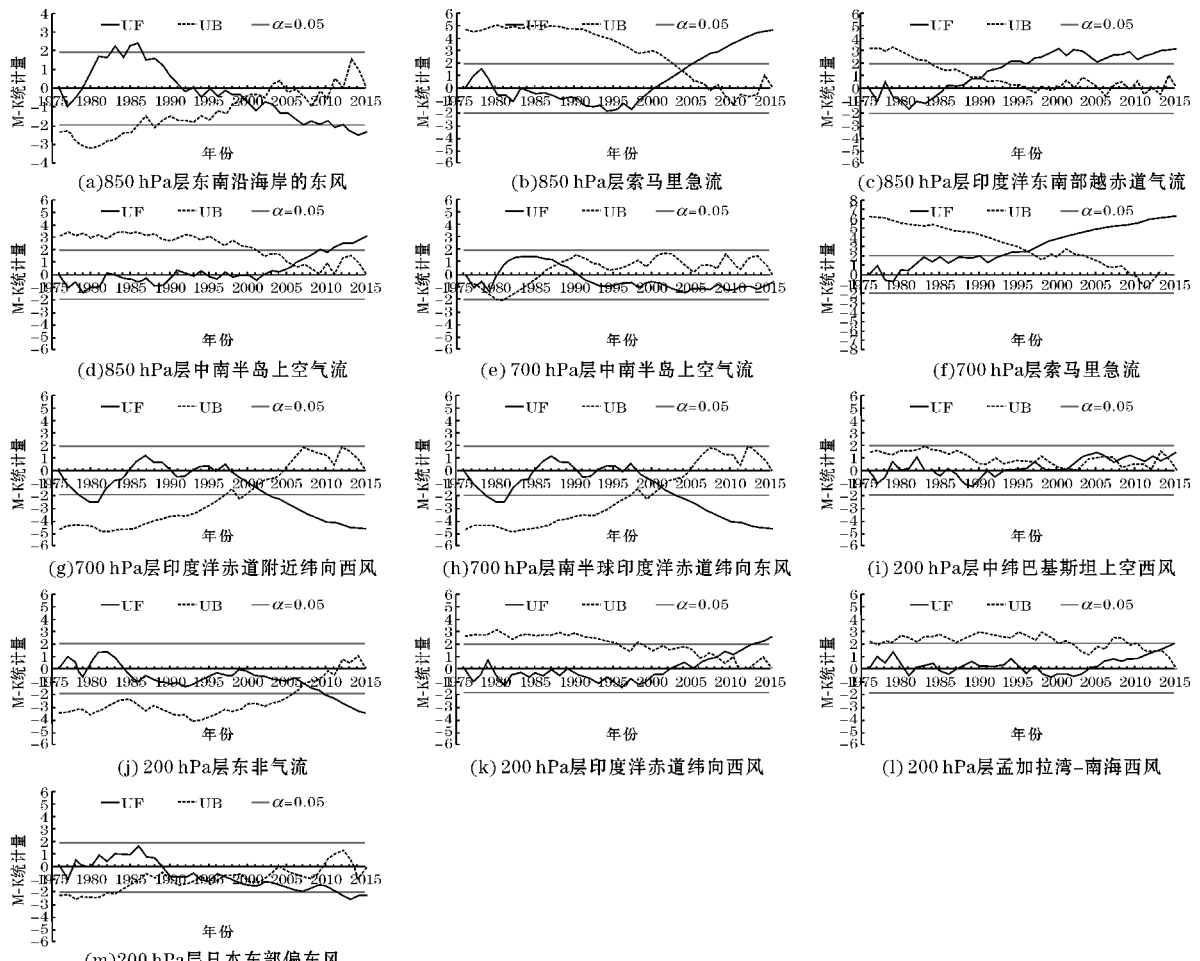


图 17 与南区华西秋雨指数相关联环流系统的 M-K 检验

那么这些区域的环流在1989年前后是否也发生了突变,选取该区域范围平均纬向风或经向风进行M-K检验,结果如图17所示。

从图17的分析结果可以看出图17(c)、17(e)、17(m)的环流系统的突变点都在1989年左右,与南区指数突变点基本一致,它们分别为850 hPa层的印度洋东南部越赤道气流,700 hPa层的中南半岛上空气流,200 hPa层的日本东部偏东风。由此可知,影响南区华西秋雨指数大小主要:(1)低层来自南半球印度洋东南部的的气流,越过赤道,并且经过中南半岛达到华西秋雨南区。(2)高层为西太平洋气流经过日本来到华西秋雨南区。

由此可以做出推断华西秋雨北区和南区的突变点不同的可能原因是水汽输送的源头和路径不同导致的。

3 结束语

近40 a(1976–2015年)来3个区域(北区、南区、整体区域)的华西秋雨综合强度指数总体呈下降趋势,但气候倾向率较小,这种趋势不显著。从气候变化趋势分析来看,2000年左右开始3个区域的秋雨指数都呈现上升趋势,且从90年代开始3个区域秋雨指数的变异系数都偏高,常出现极端秋雨现象,秋雨显著偏强年、显著偏弱年多于其他时段,这种现象的多发容易引发秋涝和秋旱,对农业生产极为不利。突变和小波分析得出,北区指数变化存在20 a、8 a左右周期,在1985年发生了由增高到降低的突变;南区指数存在17 a、5 a左右周期,在1989年发生了由高到低的突变;整体区域指数变化存在3.6 a、15 a左右周期,在1991年发生了由高到低的突变。而南北区突变点不同的可能原因是水汽输送的源头和路径不同导致的。

参考文献:

- [1] 叶笃正,陶诗言,李麦村.在六月和十月大气环流的突变现象[J].气象学报,1958,29(4):249–263.
- [2] 高由禧.东亚的秋高气爽[J].气象学报,1958,29(2):83–92.
- [3] 高由禧,郭其蕴.我国的秋雨现象[J].气象学报,1958,29(4):264–273.
- [4] 徐桂玉,林春育.华西秋雨特征及成因探讨[J].气象科技,1994,14(2):149–154.
- [5] 白虎志,董文杰.华西秋雨的气候特征及成因分析[J].高原气象,2004,23(6):884–889.
- [6] 柳艳菊,孙冷,孙丞虎,等.2011年秋季华西秋雨异常及其成因分析[J].气象,2012,38(4):456–463.
- [7] 蒋竹将,马振峰,刘佳,等.一种改进的华西秋雨指数及其气候特征[J].大气科学,2014,38(1):32–44.
- [8] 王春学,马振峰,张顺谦,等.华西秋雨逐日监测指数的建立及其分析[J].气象,2014,40(8):957–964.
- [9] 华西秋雨监测业务规定(试行)[Z].2015.
- [10] 魏凤英.现代气候统计诊断与预测技术(2版)[M].北京:气象出版社,2007:66–68,72–75,106–113.
- [11] 侯伟,马明明,胡德强,等.海口市近60a气候变化研究[J].热带作物学报,2016,37(10):2020–2027.
- [12] 王建兵,安华银,汪治桂,等.甘南高原秋季连阴雨的气候特征及主要环流形势[J].干旱气象,2013,31(1):70–77.
- [13] 方建刚,白爱娟,陶建玲,等.2003年陕西秋季连阴雨降水特点及环流条件分析[J].应用气象学报,2005,16(4):509–517.
- [14] 赵珊珊,张强,陈峪,等.渭河、汉水流域秋季降水的变化特征[J].气候变化研究进展,2006,2(4):181–183.
- [15] 林纾,章克俭.西北区中东部2000年与2001年秋季连阴雨分析[J].气象,2003,29(2):34–38.
- [16] 王明田,蔡元刚,张玉芳,等.基于相对湿润度指数的四川省季节性干旱时空分布特征[J].西南农业学报,2014,27(4):1715–1722.

The Analysis of Climatic Feature of Autumn Rainfall in West China

YU Yi-dan¹, MA Zhen-feng², FAN Guang-zhou¹

(1. College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. Climate Center of Sichuan Province, Chengdu, 610071, China)

Abstract: In order to analyze the climate characteristics of the autumn rainfall in West China under the new standard, we have used the daily average precipitation of 373 national meteorological stations in 1976–2015 years by “Business Regulations of Monitoring Autumn Rainfall in West China (Trial Implementation)” and a variety of climate statistical methods, such as Mann-Kendall nonparametric test, Morlet wavelet, correlation coefficient and etc. The results showed that autumn rainfall index of north, south and the overall region is not significantly reduced in general, but an upward trend in recent years. The change of autumn rainfall index of north have about 20 years and 8 years cycles and a mutation from high to low in 1985; The change of autumn rainfall index of south have about 17 years and 5 years cycles and a mutation from high to low in 1989; The change of autumn rainfall index of the overall region have about 3.6 years and 15 years cycles and a mutation from high to low in 1991. The influence of the autumn rainfall in West China index is mainly the low level westerly wind from Central Asia, the east wind near the equator of Indian ocean and the easterly wind flow from the east coast of China and the east coast of Africa. The size of the autumn rainfall in West China index in the south region is mainly the equatorial air flow in the southeast of the lower Indian ocean and the east wind of the high West Pacific through Japan. The results show that the different climatic characteristics of autumn rainfall in West China between North region and South region of West China are different from the source and path of water vapor transport.

Keywords: meteorology; climate change; autumn rainfall index; climatic feature; coefficient of variation; Mann-Kendall nonparametric test; Morlet wavelet analysis; difference field of wind field; correlation coefficient