

张武龙, 张井勇, 范广洲. 2014. 我国西南地区干湿季降水的主模态分析 [J]. 大气科学, 38 (3): 590–602, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13156.
Zhang Wulong, Zhang Jingyong, Fan Guangzhou. 2014. Dominant modes of dry- and wet-season precipitation in southwestern China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (3): 590–602.

我国西南地区干湿季降水的主模态分析

张武龙^{1,2} 张井勇¹ 范广洲²

1 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100190

2 成都信息工程学院大气科学学院, 成都 610225

摘 要 利用我国西南地区 26 个台站降水资料, 通过经验正交函数 (EOF) 分解的方法, 分析了 1980~2009 年该地区干季 (10~4 月) 和湿季 (5~9 月) 降水的主模态。我国西南地区干季降水的时空变化存在两种主模态, 它们分别可以解释总方差的 22.4% 和 15.6%。第 1 主模态为全区一致型, 具有准两年周期振荡的年际变化特征; 第 2 主模态为东南—西北反向型, 从 20 世纪 90 年代中期至 21 世纪初呈现 2~3 年的变化周期。我国西南地区湿季降水的时空变化存在三种主模态, 它们分别可以解释总方差的 17.1%, 13.8% 和 11.1%。第 1 主模态为全区一致型, 20 世纪 90 年代初期具有较强的 2~4 年周期; 第 2 主模态为经向偶极子型分布, 并具有显著的 4 年周期; 第 3 主模态为纬向偶极子型分布, 具有 2~4 年的年际变化信号。进一步利用 NCEP/NCAR 再分析资料以及美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 的海表面温度 (SST) 资料, 通过合成分析和回归分析的方法探讨了与干湿季降水各主模态对应的大尺度大气环流和海温状况。我国西南地区干季降水第 1 主模态与北极涛动 (AO) 有明显的正相关关系, 对应的大气环流和海温状况表现为高纬北冰洋与中纬度地区上空高度场的反向异常分布, 北大西洋和北太平洋海温低纬与中高纬的偶极子型异常分布; 第 2 主模态与中高纬欧亚大陆上空高度场经向偶极子型异常分布有关, 中纬度北太平洋的海温异常与该模态具有紧密的联系。我国西南地区湿季降水第 1 主模态与北大西洋涛动 (NAO) 显著负相关, 对应的大气环流和海温状况表现为北大西洋上, 高纬度与中纬度地区上空高度场的偶极子型异常分布, 海温从低纬到中高纬的三极子型异常分布; 第 2 主模态受欧亚大陆上空高度场经向三极子型异常分布影响, 并与北太平洋海温异常的一致型分布有关; 第 3 主模态可能与 El Niño Modoki 有关, 同时受到南亚高压的影响, 赤道太平洋海温的纬向三极子型异常分布对该模态具有一定的潜在预报意义。

关键词 干湿季降水 主模态 经验正交函数分解 大尺度大气环流 海温

文章编号 1006-9895(2014)03-0590-13

中图分类号 P467

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13156

Dominant Modes of Dry- and Wet-Season Precipitation in Southwestern China

ZHANG Wulong^{1,2}, ZHANG Jingyong¹, and FAN Guangzhou²

1 Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190

2 Department of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

Abstract This study investigates the dominant modes of interannual variability of precipitation in dry (October–April) and wet (May–September) seasons over southwestern China through empirical orthogonal function (EOF) analysis of monthly precipitation reported by 26 meteorological stations during 1980–2009. The dominant modes are shown to be

收稿日期 2013-04-19, 2013-09-03 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金面上项目 41275089, 国家重点基础研究发展计划 2009CB421405、2012CB955604, 中国科学院“百人计划”项目

作者简介 张武龙, 男, 1988 年出生, 硕士研究生, 主要从事区域气候变化研究。E-mail: zwl@mail.iap.ac.cn

specific in each season. In the dry season, the first leading mode is generally distributed uniformly throughout the region with quasi-biennial oscillation, and the second leading mode is characterized by an obvious two–three year period of southeast and northwest opposite distribution from the mid-1990s until recently. In the wet season, the first leading mode shows the same distribution with an obvious two–four year period in the early 1990s, and the second leading mode shows spatial distribution of a meridional dipole pattern during a significant four-year period. The third leading mode is of a zonal dipole distribution and exhibits changes in two–four-year periods. We further examine the relationships of dominant modes of dry- and wet-season precipitation with large-scale atmospheric circulation and sea surface temperature (SST). In the dry season, the first leading mode is closely related to Arctic Oscillation (AO). For this mode, high- and mid-latitude opposite distribution in the 500-hPa height field is detected in addition to a meridional dipole-like structure in the North Atlantic and North Pacific SST fields. The second leading mode is related to a meridional dipole-like structure in the 500-hPa height field over Eurasian Continent and SST anomalies over the mid-latitude North Pacific. In the wet season, the first leading mode is significantly and negatively correlated with North Atlantic Oscillation (NAO). This mode is related to a dipole pattern between high and middle latitudes in the 500-hPa height field and a meridional tripole-like structure in the North Atlantic SST field. The second leading mode is associated with a meridional tripole pattern in the 500-hPa height field over the Eurasian Continent and a nearly coincident distribution of North Pacific SST anomalies. The third leading mode is related to the El Niño Modoki and South Asia high. The zonal tripole-like structure in the equatorial Pacific SST field may act as a potential predictor of the third mode.

Keywords Dry- and wet-season precipitation, Dominant modes, EOF analysis, Large-scale atmospheric circulation, Sea surface temperature

1 引言

近一百多年来全球气温增暖明显, 气候变暖及其引起的气候变化已成为大气科学研究的热点, 气候变化同样表现出显著的区域性特征, 区域气候异常是全球气候变化的组成部分。我国西南地区位于东北—西南走向的气候生态过渡带的南端, 对气候变化尤为敏感。西南地区地形复杂, 世界上海拔最高、地形最复杂的青藏高原、云贵高原、横断山区和四川盆地等构成了该区域大陆地貌的主要特征, 因而引起该地区降水量空间分布不均匀; 加之受到季风环流的影响, 导致该地区降水季节差异大, 且干湿季转换明显, 存在显著的时间与空间变化的局地差异。事实上, 近年来降水的异常变化导致暴雨、干旱频发, 已经对该地区人民群众的生产生活和经济社会发展产生了严重影响。例如自 2011 年 6 月 20 日开始, 西南地区出现的强降雨天气过程导致重庆、四川、贵州、云南 4 省(直辖市) 28 个市(自治州) 95 个县(市、区) 遭受洪涝、滑坡、泥石流灾害。据国家减灾委办公室统计, 截至北京时间 2011 年 6 月 24 日 15 时, 因暴雨洪涝灾害造成 411.9 万人受灾, 直接经济损失 15.6 亿元(取自 <http://www.gov.cn/> [2011–06–24])。再如 2006 年入夏后, 重庆、四川盆地出现了近 50 年来最严重的高温伏旱。入夏后四川平均降水量仅有 309.9 mm,

重庆为 244.5 mm, 均为 1951 年以来历史同期最少。与同期相比, 四川和重庆降水分别偏少 136.2 和 228.2 mm; 截止 2006 年 9 月 10 日, 重庆市因旱直接经济损失达 82.55 亿元, 其中农业经济损失为 60.75 亿元(取自 <http://ncc.cma.gov.cn/> [2006–09–10])。因此, 对西南地区降水的研究是十分有必要的。

然而与我国东部降水相比, 目前关于我国西南地区降水的研究相对较少。李永华等(2010)研究了西南地区东部夏季降水的时空特征, 发现夏季降水的年际及年代际变化特征均较明显, 存在 2~3 年、15 年左右的显著周期。Jiang and Li (2011)分析了西南地区冬季降水的时空变化, 指出冬季降水主模态与北半球环状模态有很高的相关性。李跃清(2003)应用奇异值分解(SVD)技术研究了青藏高原地面加热场与高原上空 100 hPa 高度场及其东侧川渝地区夏季降水场的时空联系和旱涝预测的关系, 指出青藏高原地面加热场强度前期 1~3 月偏弱(强), 4~10 月偏强(弱), 则后期高原上空 100 hPa 高度场偏高(低), 未来高原东侧川渝地区夏季降水偏多(少), 易于发生洪涝(干旱)。李永华等(2011)在研究夏季青藏高原大气热源与西南地区东部旱涝的关系时, 认为西南地区东部夏季降水与高原主体东南部的热源变化关系密切, 当该区域大气热源偏强时, 西南地区东部夏季降水偏多的

可能性大。王伟和周洁(2012)发现欧亚地区中高纬地区环流(特别是乌山和贝湖附近高度距平的变化)以及西南地区上空伴随高度场出现的气旋性环流和反气旋性环流是直接影响我国西南地区夏季降水的重要环流因子。唐佑民等(1997)提出西南地区夏季降水与太平洋海温存在明显的遥相关, El Niño 对降水有重要影响。李永华等(2012)指出前期赤道东太平洋海表温度偏高, 西南地区东部夏季降水偏多的可能性大; 当前期春季印度洋海表温度偏高时, 西南地区东部夏季降水可能偏多。Lu et al. (2011)指出区域性天气异常条件(水汽输送偏弱, 气温偏高)对 2009~2010 年我国西南地区持续性严重干旱的发生有重要影响。黄荣辉等(2012)对 2009 年秋至 2010 年春西南地区严重干旱的研究结果, 发现热带西太平洋和热带印度洋处于升温的状态, 以及中高纬度地区的环流异常对此次严重干旱有重要影响; 由于北极涛动(AO)为负值, 东亚冬季冷空气活动强且路径偏东, 使得到达西南地区冷空气偏弱, 从而引起西南地区持续性严重干旱的发生。这些工作多是把西南降水分为春夏秋冬四季分别讨论, 且主要集中在夏季和冬季。然而, 西南地区由于受地形以及季风环流的影响, 干湿季分明。董谢琼和段旭(1998)利用 1951~1995 年台站降水资料通过对西南地区降水量干湿季转换的研究, 描述了西南地区降水的气候特征。但是关于西南地区干湿季降水自身的变化特征以及与大气环流场和海温场的联系尚不清楚。因此, 本文利用 1980~2009 年西南地区降水资料, 通过 EOF 分析

的方法研究了干季和湿季降水二者各自的主模态; 再利用合成分析的方法分析与主模态相联系的大尺度大气环流和海温特征。

2 数据和方法

2.1 数据来源

降水资料为中国气象局发布的全国 160 个台站的逐月降水数据。其中西南地区(22°~32°N, 100°~109°E)包括四川、云南、重庆、贵州、广西五省市的大部分地区有 26 个台站, 分布相对均匀(图 1)。大气环流资料为美国国家环境预报中心和国家大气研究中心(NCEP/NCAR)再分析月平均数据资料集, 包括纬向风、经向风、地面气压、位势高度, 水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 垂直方向从 1000 hPa 到 10 hPa 共 17 个气压层。海温资料为美国国家海洋和大气管理局(NOAA)提供的全球月平均海面温度(SST)数据, 水平分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$ 。另外, 我们还用到两个逐月的遥相关指数(北极涛动指数和北大西洋涛动指数), 来源于 NOAA 气候预测中心。

2.2 分析方法

本文采用经验正交函数(EOF)分解的方法(von Storch and Zwiers, 1999)分别得到西南地区干湿季降水变化的主要模态及其相应的时间系数, 并用小波分析的方法(Torrence and Compo, 1988)来考察降水时间变化的特征, 然后利用合成分析和回归分析的方法探讨与各降水模态对应的大尺度大气环流和海温特征。

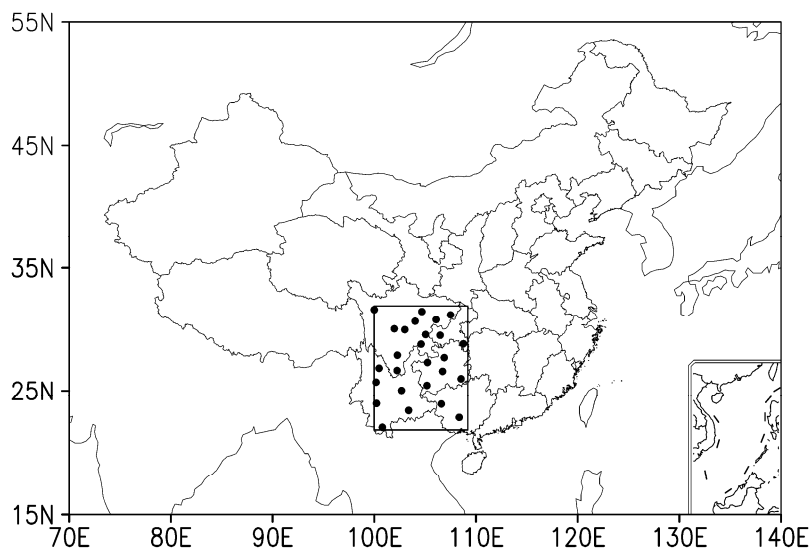


图 1 我国西南地区 26 个台站的分布(黑点为站点位置)

Fig. 1 The distribution of 26 meteorological stations over southwestern China (Black dots show the locations of meteorological stations)

3 我国西南地区降水的主模态

3.1 干湿季划分

我国西南地区干湿季分明，降水主要集中在暖季（图 2a）。我们定义月降水强度指数 I ：

$$I = R_m - R_y, \quad (1)$$

其中， R_m 表示逐月的降水量， R_y 表示年平均的月降水量。如果 $I > 0$ ，说明该月实际降水强度大于平均分布强度，则该月偏湿；反之， $I < 0$ ，说明该月实际降水强度小于平均分布强度，则该月偏干。图 2b 即为西南地区月降水量的强度指数，从图中可以看到，10、11、12、1、2、3、4 月，连续七个月偏干，即为干季；5、6、7、8、9 月，连续五个月偏湿，即为湿季。本文所考虑的时间段为 1980 年 5 月至 2010 年 4 月，干湿季的划分采取 10~12 月和次年

1~4 月为干季，5~9 月为湿季。这样便分别得到共计 30 年的干湿季数据，其中约定 1980 年干季是指 1980/1981 年干季。

3.2 干季降水主模态

从西南地区近 30 年干季月平均降水量的空间分布（图 3a）可以看出，降水整体上存在两个特点：一是自东向西减少；二是在四川盆地西部存在一个多雨中心。川西高原是整个西南地区的少雨区，干季月平均降水量都在 25 mm 以下；往东在四川盆地的西缘是多雨中心，最大值大于 50 mm；四川北部和云南北部为相对的少雨区，再往东、往南降水量增加，形成渝、黔以及桂东北 40~65 mm 的多雨区。

对 1980 年 5 月至 2010 年 4 月西南地区 26 站干季降水做标准化处理，再通过 EOF 分析得到了西南干季降水的主要空间模态及其时间序列，其中

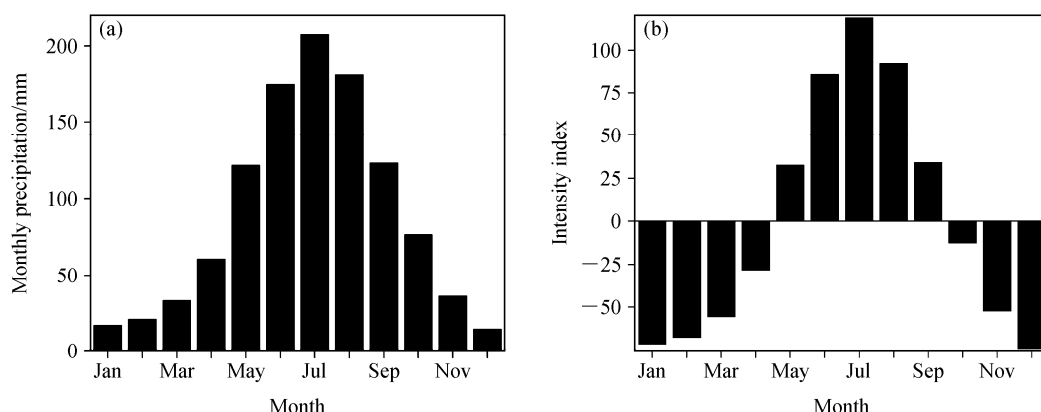


图 2 1980~2009 年我国西南地区的 (a) 月平均降水量、(b) 强度指数

Fig. 2 (a) The monthly average of precipitation and (b) the intensity index of monthly precipitation over southwestern China for the period of 1980–2009

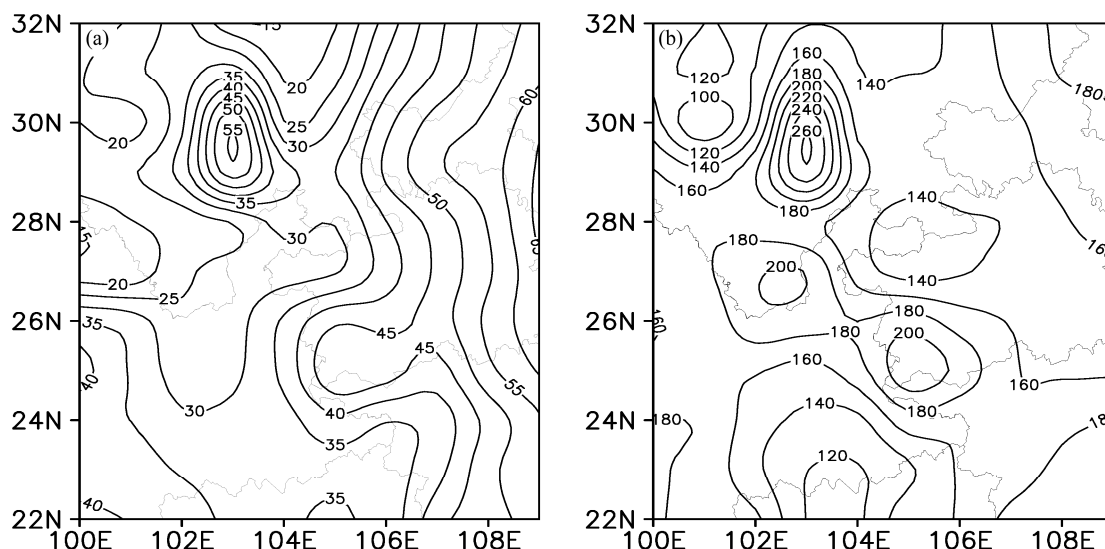


图 3 1980~2009 年我国西南地区 (a) 干季和 (b) 湿季的月平均降水量

Fig. 3 The monthly averages of (a) dry- and (b) wet-season precipitation over southwestern China for the period of 1980–2009

前两个模态的方差贡献大于百分之十,可区分开并且是有意义的。西南地区干季降水第一主模态(EOF1)解释了总方差的22.4%,其空间分布如图4a所示,西南地区除川西高原上出现负异常,整体基本表现为正异常,体现了干季降水的一致变化;EOF1相应的时间序列(PC1)具有准两年周期振荡的年际变化特征(图4b、c)。

第二主模态(EOF2)的方差贡献是15.6%,图4d和图4e分别是西南地区干季降水 EOF2 的空间分布和相应的时间系数序列。从图4d 可以看到, EOF2 的空间型呈现一个东南—西北向的“一十”偶极子分布。0 等值线基本沿着川渝和黔滇的交界线,正异常出现在四川和重庆,而贵州,广西西部和云南表现为负异常。从 EOF2 相应的时间序列(PC2)的小波分析图4f 可以看到 PC2 从 20 世纪 90 年代中期至 21 世纪初呈现 2~3 年的变化周期。另外, PC2 也具有一定的年代际变化信号(图4e)。

3.3 湿季降水主模态

西南地区近 30 年湿季月平均降水量空间分布不均匀,局地差异大,在 100~240 mm 之间变化,如图 3b 所示,由于受地形和山脉走向的影响,造

成多雨区与少雨区交错分布。同干季降水一样,川西高原仍然是少雨区,降水量在 140 mm 以下;往东在四川盆地西部是多雨中心,最大值大于 240 mm,往南还有个多雨区位于黔、滇、桂三省交界;湿季降水分布大致以这两个多雨区为中心向四周递减。

同样,对 1980 年 5 月至 2010 年 4 月西南地区 26 站湿季降水做标准化处理,再通过 EOF 分析便能得到主要空间模态及其时间序列,其中前三个模态的方差贡献大于百分之十,可区分开并且是有意义的。西南地区湿季降水第一主模态(EOF1)解释了总方差的 17.1%,其空间分布如图 5a 所示,同干季降水第一空间模态一样,整体表现为正异常,只有东北部极少部分出现了负异常,反映了西南地区湿季降水变化的一致性; EOF1 相应的时间序列(PC1)具有明显的年际和年代际变化特征(图 5b),从图 5c 所示 PC1 的小波分析可以看到,该模态在 20 世纪 90 年代初期具有较强的 2~4 年的年际变化信号。

第二主模态(EOF2)的方差贡献是 13.8%,图 5d 和 e 分别是西南地区湿季降水 EOF2 的空间分布

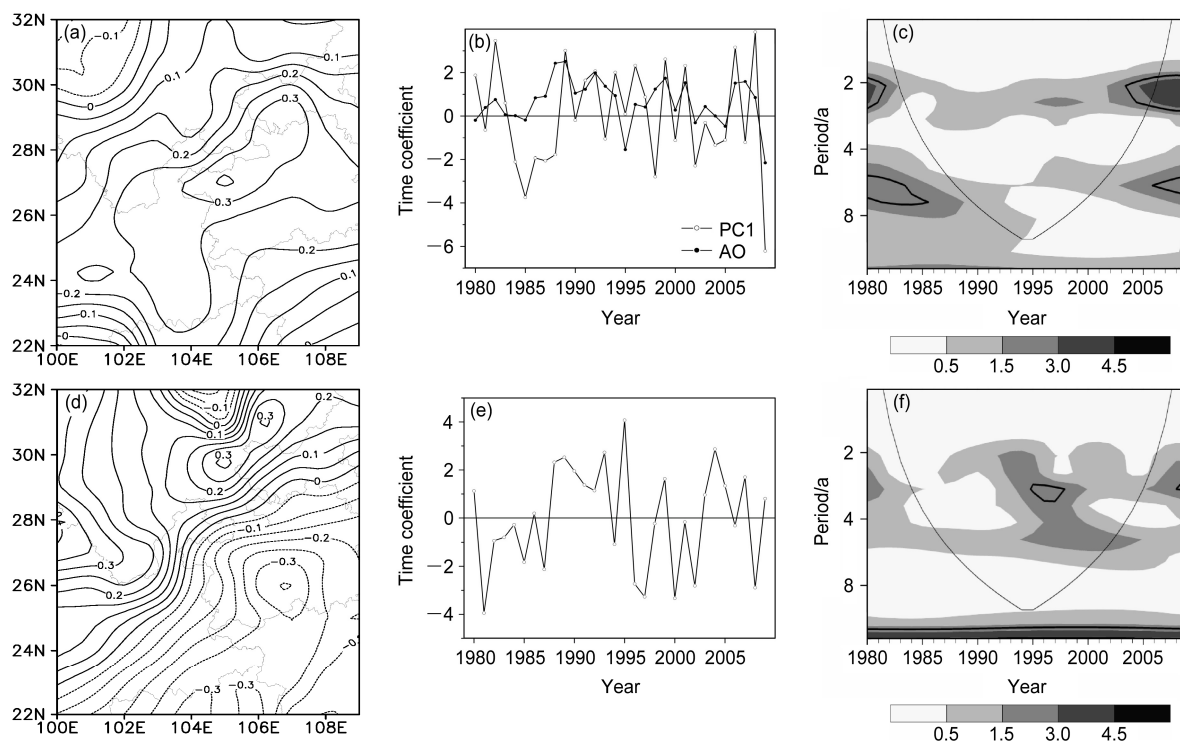


图4 1980~2009年我国西南地区干季降水 EOF 分析的 (a, b, c) 第1主模态和 (d, e, f) 第二主模态: (a, d) 空间分布(实、虚线表示正、负信号); (b, e) 标准化的时间序列; (c, f) 标准化时间序列的小波分析(粗等值线为 0.1 显著性水平)

Fig. 4 (a, b, c) the first EOF mode (EOF1) and (d, e, f) the second EOF mode (EOF2) of dry-season precipitation over southwestern China for the period of 1980–2009: (a, d) Spatial distribution; (b, e) normalized time series; (c, f) the analysis of wavelet spectrum of the normalized time series. The solid and dashed lines in (a) and (d) indicate positive and negative signals, respectively. Contours in (c) and (f) indicate significance level at 0.1

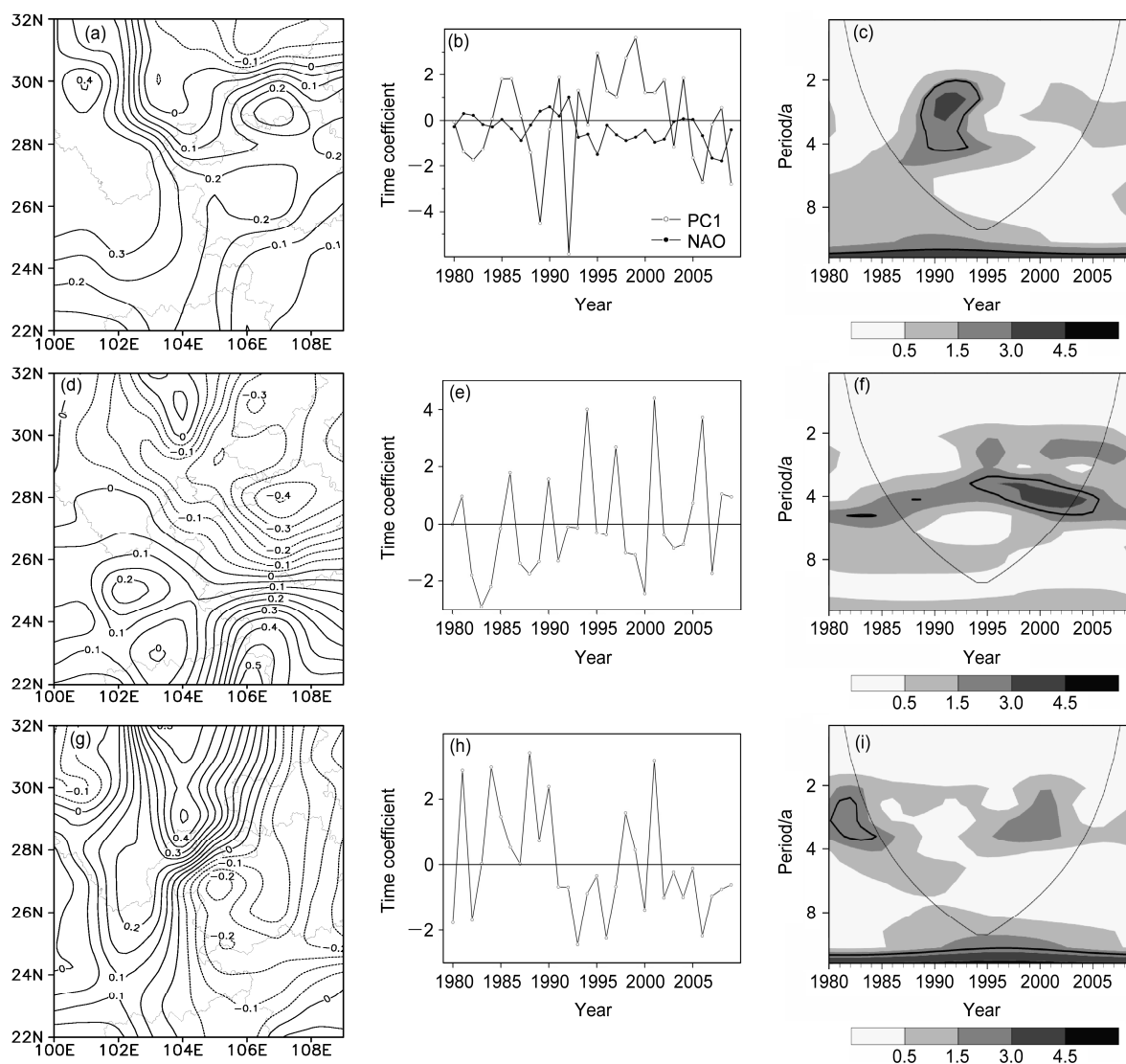


图5 1980~2009年我国西南地区湿季降水 EOF 分析的 (a, b, c) 第1主模态、(d, e, f) 第二主模态和 (g, h, i) 第三主模态: (a, d, g) 空间分布 (实、虚线表示正、负信号); (b, e, h) 标准化的时间序列; (c, f, i) 标准化时间序列的小波分析*粗等值线为 0.1 显著性水平)

Fig. 5 (a, b, c) EOF1, (d, e, f) EOF2 and (g, h, i) the third EOF mode (EOF3) of wet-season precipitation over southwestern China for the period of 1980–2009: (a, d, g) Spatial distribution; (b, e, h) normalized time series; (c, f, i) the analysis of wavelet spectrum of the normalized time series. The solid and dashed lines in (a), (d), (g) indicate positive and negative signals, respectively. Contours in (c), (f), (i) indicate significance level at 0.1

和相应的时间系数序列。从图 5d 可以看到, 西南地区湿季降水 EOF2 的空间分布呈现从南到北“+”经向偶极子型分布。广西西部, 云南出现正异常, 贵州, 重庆和四川大部分出现负异常, 这反映了西南地区湿季降水南、北反向变化的空间分布特征。从图 5e 可以明显看到西南地区湿季降水 EOF2 的时间系数 (PC2) 具有明显的年际变化特征, 变化周期以 4 年为主 (图 5f)。

第三主模态 (EOF3) 解释了总方差的 11.1%, EOF3 的空间分布特征主要表现为东、西部地区湿季降水相反变化的特点 (图 5g), 从东到西呈现“—

+

”的纬向偶极子型分布。广西西部, 贵州和重庆中东部表现为负异常, 四川和云南大部分表现为正异常, 这反映了西南地区湿季降水东、西反向变化的空间分布特征。EOF3 相应的时间序列 (PC3) 如图 5h 所示, 呈现出明显的年际和年代际的变化特征, 小波分析 (图 5i) 也表明 PC3 具有较强的 2~4 年的年际变化信号。

4 与主模态相联系的大尺度大气环流和海温特征

为了探讨大尺度大气环流和海温状况影响西

表 1 干湿季降水各主模态标准化的时间序列中时间系数 <-1 和 >1 的年份
Table 1 The years corresponding to the low values (<-1) and high values (>1) of the normalized principal components of dry- and wet-season precipitation

年份	干季				湿季					
	PC1 <-1	PC1 >1	PC2 <-1	PC2 >1	PC1 <-1	PC1 >1	PC2 <-1	PC2 >1	PC3 <-1	PC3 >1
1984		1980	1981	1980	1981	1985	1982	1986	1980	1981
1985		1982	1985	1988	1982	1986	1983	1990	1982	1984
1986		1989	1987	1989	1983	1991	1984	1994	1993	1985
1987		1991	1994	1990	1988	1993	1987	1997	1996	1988
1988		1992	1996	1991	1989	1995	1988	2001	2000	1990
1993		1994	1997	1992	1992	1996	1989	2006	2002	1998
1998		1996	2000	1993	2003	1997	1991	2008	2006	2001
2000		1999	2002	1995	2005	1998	1998			
2002		2001	2008	1999	2006	1999	1999			
2004		2006		2004	2009	2000	2000			
2005		2008		2005		2001	2007			
2007				2007		2002				
2009						2004				
合计	13	11	9	12	10	13	11	7	7	7

南地区干湿季降水主模态的物理机制,本文利用合成分析的方法,首先从干湿季各主模态标准化的时间序列中分别挑选出时间系数 >1 ,和 <-1 的年份(如表 1),然后分别对时间系数 >1 ,和 <-1 年份的同期大气环流场和海温场(已作标准化处理)做平均,再求出时间系数 >1 ,与 <-1 年份平均大气环流场和海温场之间的差值,得到与各西南地区干湿季降水主模态相关的合成图。同时,本文也利用回归分析的方法,通过干湿季各主模态标准化的时间序列对同期大气环流场和海温场做回归,所得结果与合成分析的主要结论基本相同。因此,本文仅讨论利用合成分析的方法所得到的大尺度大气环流和海温特征。

4.1 干季

图 6 给出了与我国西南地区干季降水 EOF1 相联系的同期大气环流场和海温场。从 500 hPa 位势高度场的合成图(图 6a)可以看出 EOF1 正位相时,高纬北冰洋上空为负异常,而整个中纬度基本表现为正异常,类似于北极涛动(AO)指数的正位相分布(Thompson and Wallace, 1998; 龚道溢和王绍武, 2003; 范丽军等, 2003)。我们进一步计算了 EOF1 的时间序列(PC1)与同期 AO 指数的相关系数,发现 PC1 与 AO 指数呈显著正相关关系($r=0.49$, 通过 0.01 的显著性水平检验)。另外, 500 hPa 高度上鄂霍茨克海至日本岛一带西北太平洋有正的位势高度异常,表明东亚大槽异常偏弱。200 hPa 高度上,纬向风场在东亚地区表现为急流核区西风减

速,而急流核南北两侧的纬向西风加强(图略)。这些环流的异常变化表明 AO 正位相时,东亚冬季风整体偏弱(Gong et al., 2001),西南地区干季降水一致偏多。850 hPa 风场上(图 6b),南海上存在一支异常东南气流,将暖湿空气源源不断的从低纬向我国西南地区输送,有利于西南地区降水的增加。从 PC1 与海温的合成图 6c 上可以看到,在北大西洋和北太平洋上都存在从低纬到中高纬的“一十”南北偶极子分布,也与相应 AO 正位相的海温分布十分相似(范丽军等, 2003)。

图 7 给出了与我国西南地区干季降水 EOF2 相联系的同期大气环流场和海温场。由图 7a 可以看出, EOF2 正位相时,最强的正负异常中心出现在 60°E 以东的欧亚大陆和北太平洋上空,中高纬呈现出由北至南的“一十”异常带分布;西伯利亚一带负异常明显,而蒙古高原则表现为正异常,正异常范围可延伸至我国西南地区,这种环流形势有利于冬季风整体偏强偏东。从图 7b 中也可以看出,贵州,广西,云南东南部受强劲的偏东季风影响,来自孟加拉湾的暖湿空气只能输送到云南西部、四川与南下转向西的部分冷空气交汇形成降水。从 PC2 与海温的合成图 7c 上可以看到,中纬度北太平洋海温表现出显著负异常,表明中纬度北太平洋的 SST 异常对该模态具有一定的潜在预报意义。

4.2 湿季

图 8 给出了我国西南地区湿季降水 EOF1 相联系的同期大气环流场和海温场。从 PC1 与 500 hPa

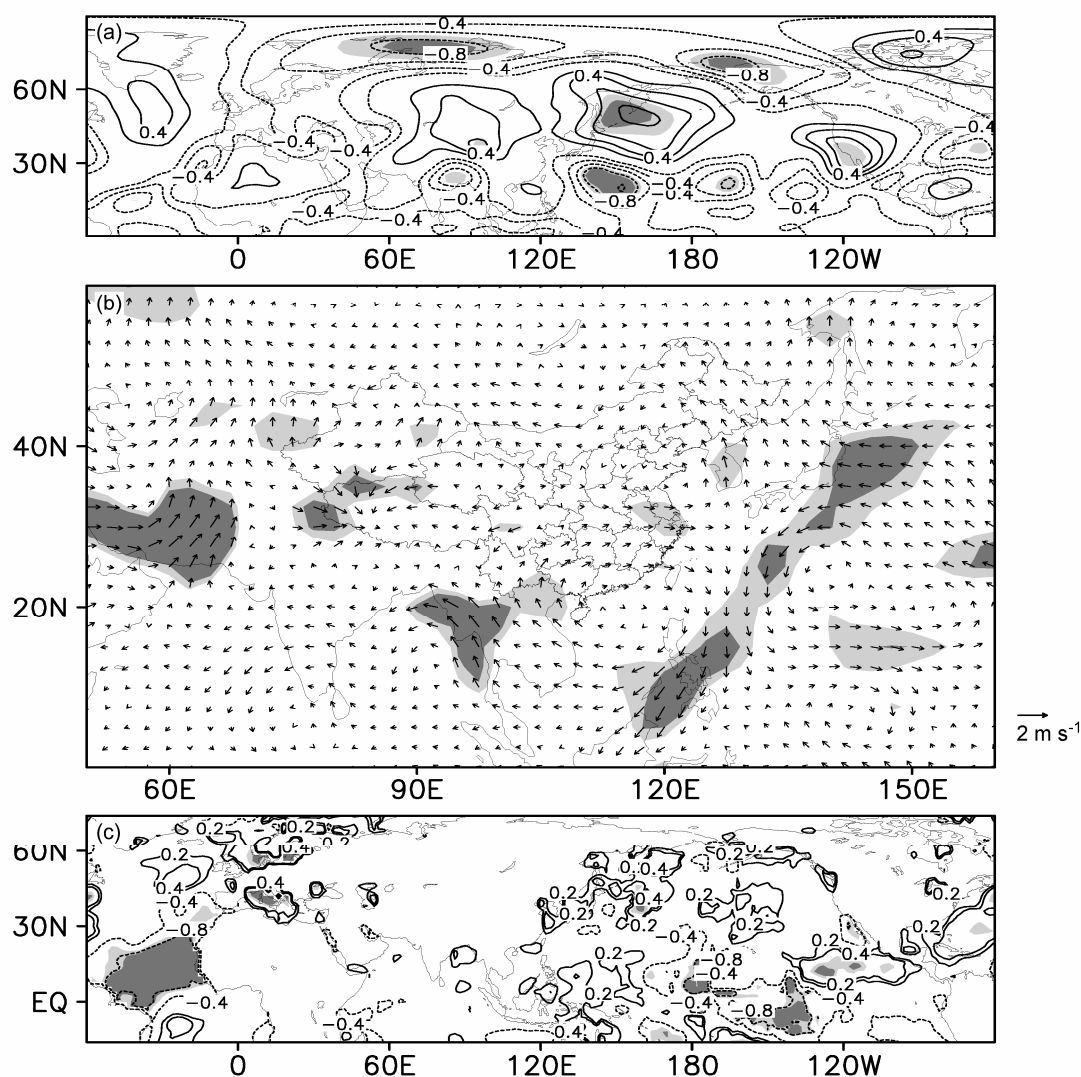


图6 1980~2009年我国西南地区干季降水 EOF1 对应的时间序列结合各标准化气象要素的合成：(a) 500 hPa 位势高度场；(b) 850 hPa 风矢量场；(c) 海表面温度场 (SST)。实、虚线表示正、负信号；深、浅阴影表示通过 0.05、0.1 显著性水平检验

Fig. 6 The composite maps of the normalized anomalies of (a) 500-hPa geopotential height, (b) 850-hPa wind, and (c) sea surface temperature (SST) on the normalized first principal component (PC1) of dry-season precipitation over southwestern China for the period of 1980–2009. Solid (dashed) contours: positive (negative) values; light and dark shadings have passed significance levels at 0.1 and 0.05, respectively

位势高度场的合成图 8a 上可以看出在北大西洋上，高纬度与中纬度地区呈现出偶极子型异常分布，常年存在的冰岛低压表现为正异常，而亚速尔高压附近表现为负异常，与北大西洋涛动 (NAO) 反位相分布相似 (Hurrell, 1995)。我们进一步计算了 EOF1 的时间序列 (PC1) 与同期 NAO 指数的相关系数，发现 PC1 与 NAO 指数呈显著负相关关系 ($r = -0.51$ ，通过 0.01 的显著性水平检验)。这说明 NAO 为负 值时，西南地区湿季降水一致偏多。另外，在中高纬度带上存在一个自北大西洋，经北欧和西伯利亚到达北太平洋的一个波列，使得 60°E 以东的欧亚大陆 500 hPa 高度上呈现出 “+ - +”

异常位势高度分布 (图 8a)，这种环流配置有利于引导冷空气南下，南支槽的稳定维持把大量暖湿空气输送到西南地区上空 (图 8b)，与北方频繁南下的冷空气相交绥，在西南地区造成降水。从 PC1 与海温的合成图 8c 上可以看出，整体而言，最强的正负异常主要出现在北太平洋和北大西洋的中纬度地区；在北大西洋上，异常海温表现为从低纬到中高纬的 “+ - +” 三极子型分布，与 NAO 反位相的海温分布类似 (Czaja and Frankignoul, 2002; Li and Wang, 2003)。

图 9 给出了与我国西南地区湿季降水 EOF2 相联系的同期大气环流场和海温场。EOF2 正位相时，

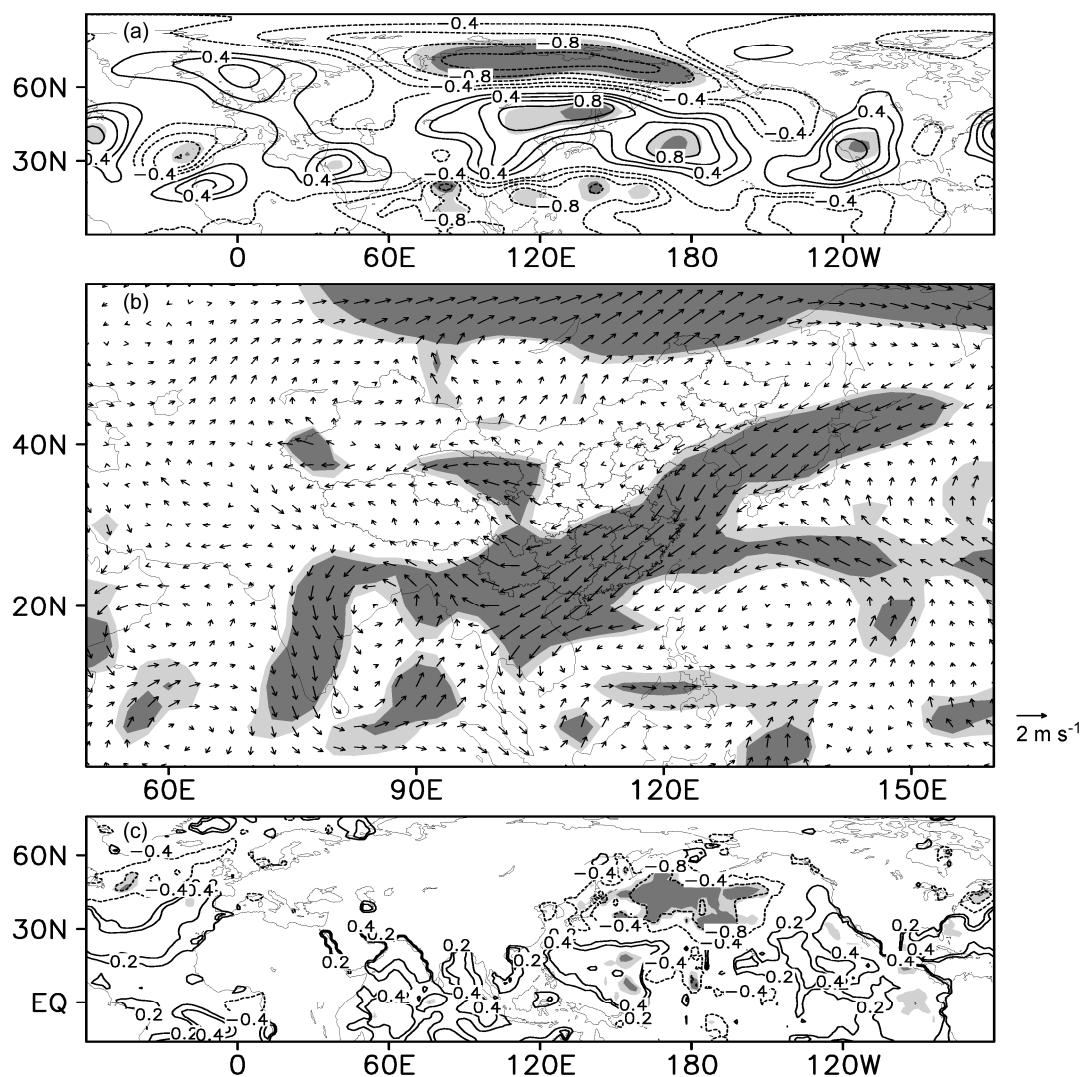


图7 同图6, 但为 EOF2

Fig. 7 As in Fig. 6, except for EOF2

在 500 hPa 高度上 (图 9a), 最强的正负异常中心出现在北大西洋上, 从高纬到低纬呈现出“+ - +”三极子型异常带; 在欧亚大陆上, 从高纬到低纬呈现出“- + -”三极子型异常带, 西南地区高空受异常低压控制。日本岛至我国东部沿海一带海平面气压异常偏低, 贝加尔湖周围和我国华中至西南地区北部海平面气压异常偏高 (图略), 说明北部盛行下沉辐散气流, 不易形成降水; 而南部受异常气旋控制, 我国南海上的异常气旋范围控制到了黔桂滇地区 (图 9b), 使该地区形成上升气流支, 再加之孟加拉湾的水汽供应, 促成降水。100 hPa 高度上 (图 9c), 有一个以巴尔喀什湖为中心的正异常中心, 位于青藏高原西北部, 说明 EOF2 为正位相时, 南亚高压偏强且位置偏西偏北。从 PC2 与

海温的合成图 9d 上可以看到, 北太平洋基本上表现为一致的正异常分布。

图 10 给出了与我国西南地区湿季降水 EOF3 相联系的同期大气环流场和海温场。在 500 hPa 高度上 (图 10a), 最强的正负异常中心出现在北太平洋上, 从高纬到低纬呈现出“- + -”三极子性异常带。当 EOF3 处于正位相时, 西北太平洋上表现出负的位势高度异常, 表明副高较常年偏弱, 但仍使我国东部和西南地区东部都处于异常高压的控制之下 (图 10a), 盛行下沉气流不利于西南地区东部降水的形成。在 850 hPa 风场 (图 10b) 上, 西南地区西部有南风异常, 它从低纬度带来更多的水汽, 有利于西南地区西部降水。100 hPa 高度上 (图 10c), 在青藏高原南部有个正异常中心, 位于 90°E

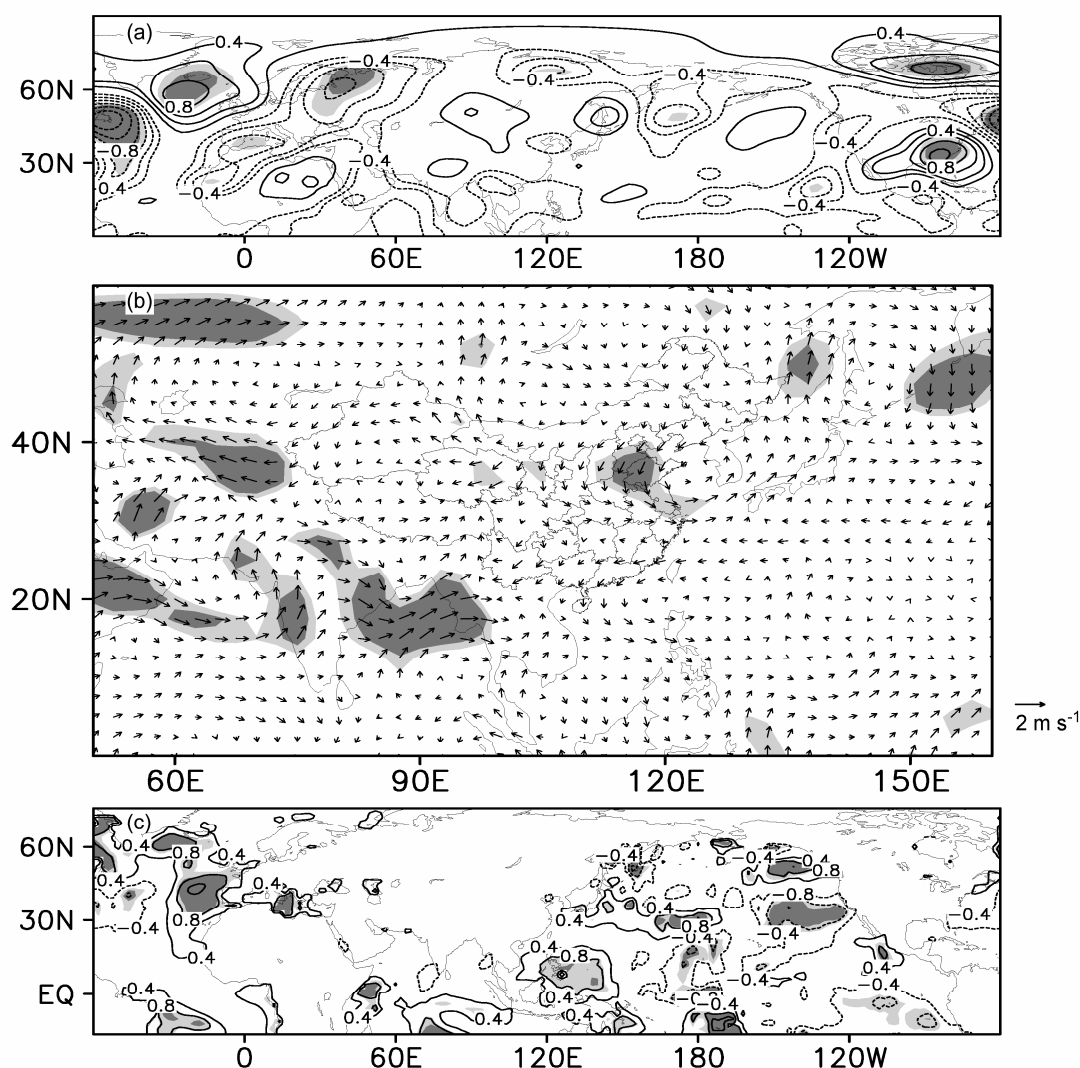


图 8 1980~2009 年我国西南地区湿季降水 EOF1 对应的时间序列结合各标准化气象要素的合成: (a) 500 hPa 位势高度场; (b) 850 hPa 风矢量场; (c) 海表面温度场 (SST)。实、虚线表示正、负信号; 深、浅阴影表示通过 0.05、0.1 显著性水平检验

Fig. 8 The composite maps of the normalized anomalies of (a) 500-hPa geopotential height, (b) 850-hPa wind, and (c) sea surface temperature (SST) on the normalized first principal component (PC1) of wet-season precipitation over southwestern China for the period of 1980–2009. Solid (dashed) contours: positive (negative) values; light and dark shadings have passed significance levels at 0.1 and 0.05, respectively

以东, 说明南亚高压偏强且位置偏东偏南。罗四维等 (1982) 曾提出夏季 100 毫巴青藏高原高压偏东时, 川东及贵州少雨, 而川西多雨, 这恰是 EOF3 的空间分布型。从 PC3 与海温的合成图 10d 上可以看到, 赤道西太平洋表现出显著的负异常, 赤道中太平洋表现出显著的正异常, 赤道东太平洋表现出负异常, 呈现出类似 El Niño Modoki 正位相时期的海温分布 (Weng et al., 2007), 说明 El Niño Modoki 可能对西南降水具有一定的调制作用, 即是当 El Niño Modoki 正位相时, 西南地区降水表现为西多东少的情况。

5 结论和讨论

本文利用 26 个台站降水资料, 通过 EOF 分解的方法分析了我国西南地区 ($22^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\sim 109^{\circ}\text{E}$) 干湿季降水的时空变化特征。结果表明, 我国西南地区干季降水的时空变化存在两种主模态, 它们分别可以解释总方差的 22.4% 和 15.6%。第 1 主模态在空间上表现为全区一致性, 具有准两年周期振荡的年际变化特征; 第 2 主模态在空间上呈现出东南—西北反向型, 从 20 世纪 90 年代中期至 21 世纪初呈现 2~3 年的变化周期。

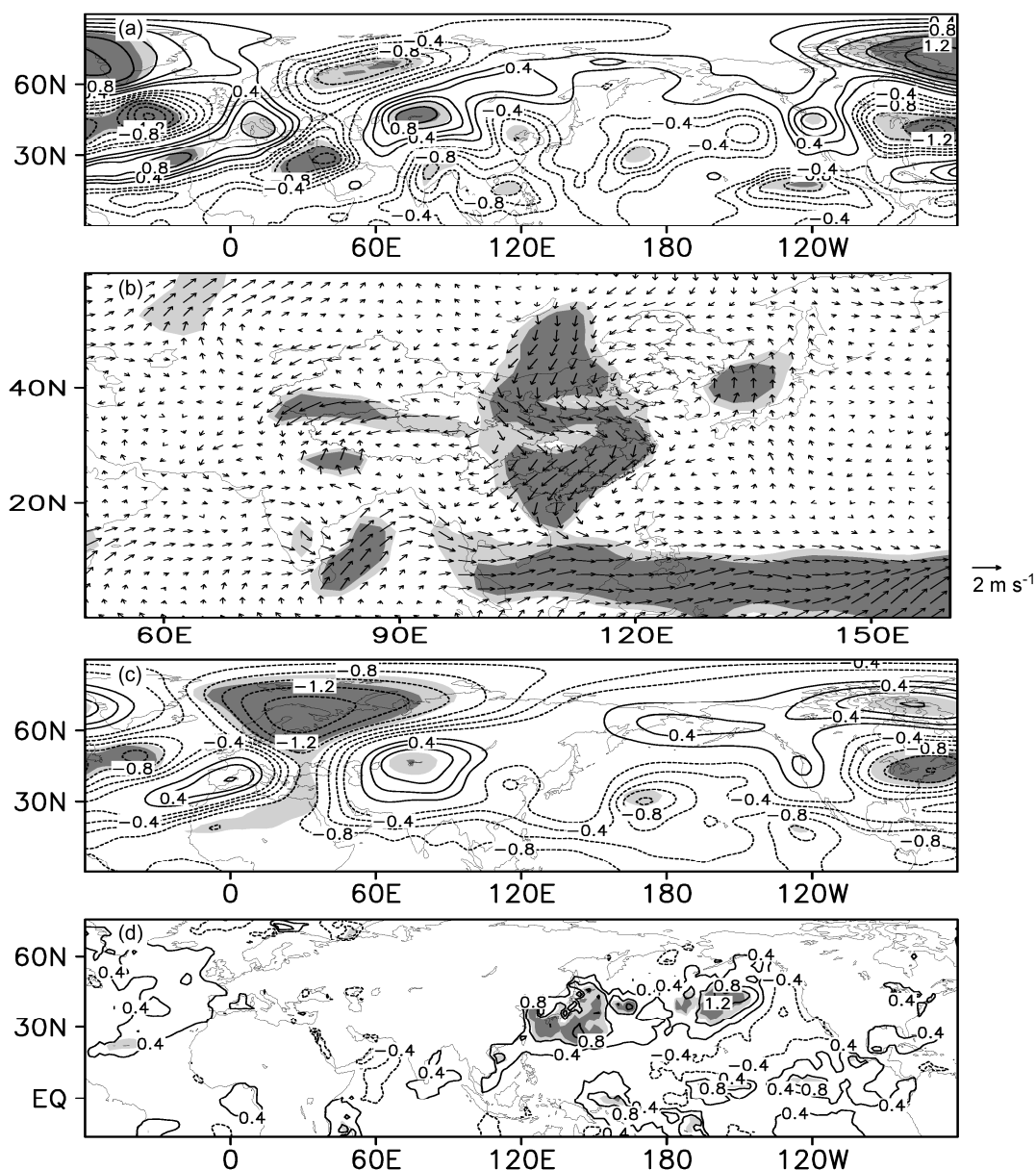


图9 1980~2009年我国西南地区湿季降水 EOF2 对应的时间序列结合各标准化气象要素的合成: (a) 500 hPa 位势高度场; (b) 850 hPa 风矢量场; (c) 100 hPa 位势高度场; (d) 海表面温度场 (SST)。实、虚线表示正、负信号; 深、浅阴影表示通过 0.05、0.1 显著性水平检验

Fig. 9 The composite maps of the normalized anomalies of (a) 500-hPa geopotential height, (b) 850-hPa wind, (c) 100-hPa geopotential height, and (d) sea surface temperature (SST) on the normalized second principal component (PC2) of wet-season precipitation over southwestern China for the period of 1980–2009. Solid (dashed) contours: positive (negative) values; light and dark shadings have passed significance levels at 0.1 and 0.05, respectively

我国西南地区湿季降水的时空变化存在三种主模态, 它们分别可以解释总方差 17.1%, 13.8% 和 11.1%。第 1 主模态在空间上表现为全区一致型, 20 世纪 90 年代初期具有较强的 2~4 年周期; 第 2 主模态在空间上呈现出经向偶极子性分布, 年际变化特征明显, 具有显著的 4 年变化周期; 第 3 主模态在空间上呈现出纬向偶极子性分布, 具有 2~4 年的年际变化信号。

进一步利用 NCEP/NCAR 再分析资料以及美国

国家海洋和大气管理局 (NOAA) 的海表面温度 (SST) 资料, 通过合成分析的方法分析了与我国西南地区干湿季降水各主模态相联系的大尺度大气环流和海温特征。结果表明, 我国西南地区干季降水的第 1 主模态与 AO 有明显的正相关关系, 高纬北冰洋与中纬度地区上空高度场表现为反向异常分布。当 AO 正位相时, 东亚冬季风整体较常年偏弱, 使得到达我国西南地区的暖湿空气增多, 有利于西南地区降水的增加; 在北大西洋和北太平洋

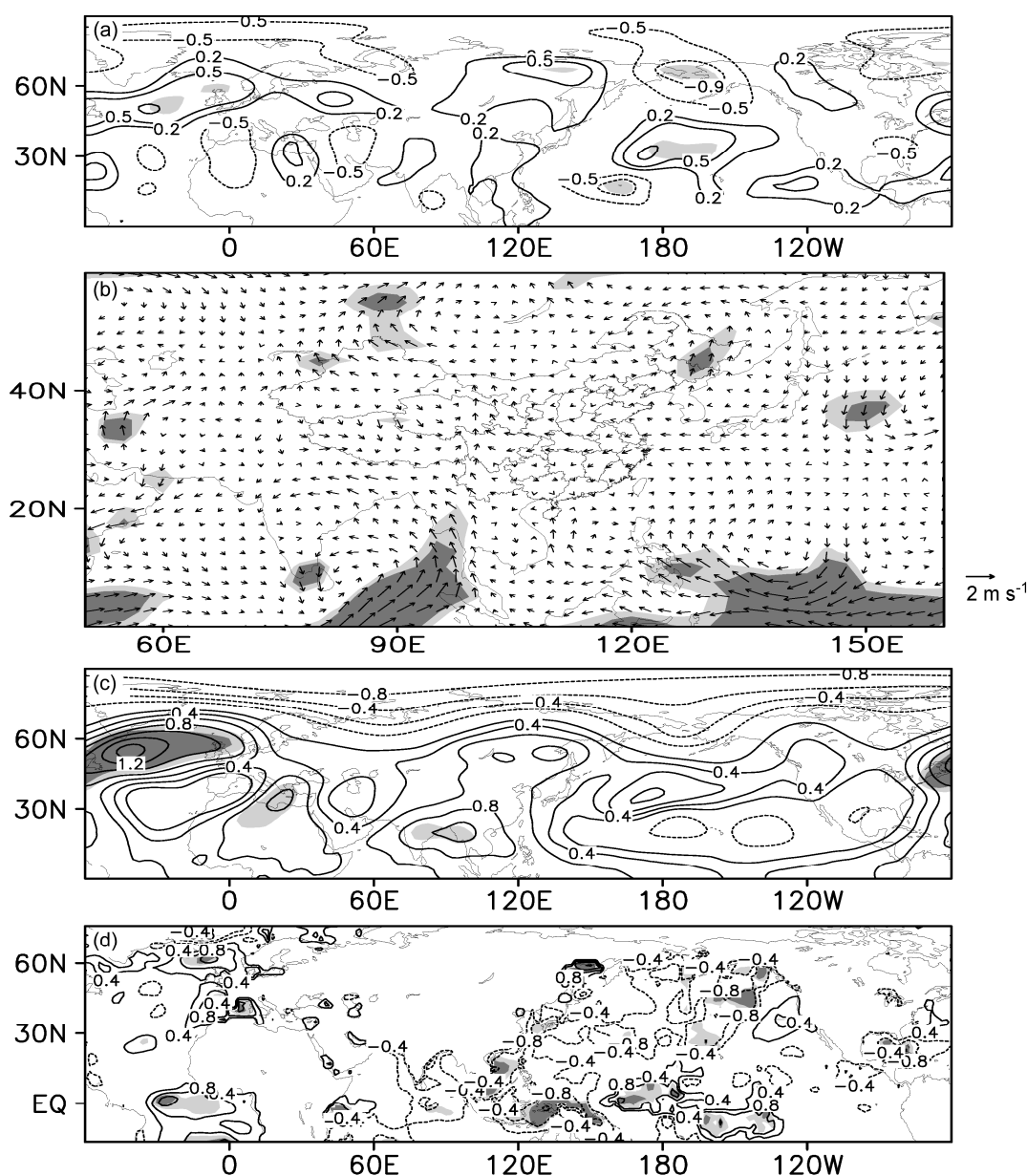


图 10 同图 9, 但为 EOF3

Fig. 10 As in Fig. 9, except for EOF3

上 SST 表现为从低纬到中高纬的“—+”南北偶极子分布。当第 2 主模态为正位相时, 相联系的环流表现为西伯利亚一带负异常明显, 而蒙古高原则表现为正异常, 正异常范围可延伸至我国西南地区, 这有利于冬季风整体偏强偏东, 使得暖湿空气的输送路径偏西, 从而造成西南地区降水东南—西北反向分布; 中纬度北太平洋的海温异常对该模态具有一定的潜在预报意义。

我国西南地区湿季降水的第 1 主模态与 NAO 呈显著负相关, 在北大西洋, 高纬度和中纬度地区上空高度场表现为偶极子型异常分布。当 NAO 处

于反位相时, 中高纬度带上存在一个自北大西洋东传的波列影响, 使得 500 hPa 高度上 60°E 以东的欧亚大陆呈现出“+—+”异常位势高度分布, 这种环流配置有利于引导冷空气南下, 南支槽的稳定维持把大量暖湿空气输送到西南地区上空, 继而在西南地区造成降水。海温异常主要出现在北太平洋和北大西洋的中纬度地区; 在北大西洋上, 北大西洋 SST 表现为从低纬到中高纬的“+—+”三极子型分布。与第 2 主模态相联系的环流表现为欧亚大陆上空高度场呈现出经向三极子型异常分布。当第 2 主模态为正位相时, 西南地区高空气压异常偏低,

而低空表现为南低北高的异常分布,故在西南地区北部形成下沉气流,不易产生降水;而南部受异常气旋控制产生辐合上升气流,且孟加拉湾低槽异常活跃,易形成降水。此外,北太平洋海温基本上表现为一致的正异常分布。第3主模态可能与El Niño Modoki有关,同时受到南亚高压的影响。当El Niño Modoki正位相时,伴随南亚高压偏强偏东,西南地区东部都处于异常高压的控制之下而西部有南风异常,从低纬度带来更多的水汽,导致西南地区“西多东少”降水型的形成。这也说明赤道太平洋海温的纬向三极子型异常分布对该模态具有一定的潜在预报意义。

从上面的分析可以看到,中高纬环流异常是影响我国西南地区干湿季降水的重要强迫因子,北大西洋和北太平洋海温与我国西南地区干湿季降水也存在明显的遥相关,然而目前的结果仅限于统计关系,其具体的过程和物理机制还需进一步研究。

参考文献 (References)

- Czaja A, Frankignoul C. 2002. Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation [J]. *J. Climate*, 15 (6): 606–623.
- 董谢琼, 段旭. 1998. 西南地区降水量的气候特征及变化趋势 [J]. *气象科学*, 18 (3): 239–247. Dong X Q, Duan X. 1998. Climatic characteristics and variation tendency of precipitation in the southwest region of China [J]. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 18(3): 239–247.
- 范丽军, 李建平, 韦志刚, 等. 2003. 北极涛动和南极涛动的年变化特征 [J]. *大气科学*, 27 (3): 419–423. Fan L J, Li J P, Wei Z G, et al. 2003. Annual variations of the Arctic Oscillation and the Antarctic Oscillation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 27 (3): 419–423.
- 龚道溢, 王绍武. 2003. 近百年北极涛动对中国冬季气候的影响 [J]. *地理学报*, 58 (4): 559–568. Gong D Y, Wang S W. 2003. Influence of Arctic Oscillation on winter climate over China [J]. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 58 (4): 559–568.
- Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. 2001. East Asia winter monsoon and Arctic Oscillation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (10): 2073–2076.
- 黄荣辉, 刘永, 王林, 等. 2012. 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*, 36 (3): 443–457. Huang R H, Liu Y, Wang L, et al. 2012. Analyses of the causes of severe drought occurring in Southwest China from the fall of 2009 to the spring of 2010 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 36 (3): 443–457.
- Hurrell J W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation [J]. *Science*, 269 (5224): 676–679.
- Jiang X W, Li Y Q. 2011. Spatio-temporal variability of winter temperature and precipitation in Southwest China [J]. *Journal of Geographical Sciences*, 21 (2): 250–262.
- Li J P, Wang J X L. 2003. A new North Atlantic Oscillation index and its variability [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 20 (5): 661–676.
- 李永华, 徐海明, 白莹莹, 等. 2010. 我国西南地区东部夏季降水的时空特征 [J]. *高原气象*, 29 (2): 523–530. Li Y H, Xu H M, Bai Y Y, et al. 2010. Spatial-temporal characteristics of summer precipitation in the east of Southwest China [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 29 (2): 523–530.
- 李永华, 卢楚翰, 徐海明, 等. 2011. 夏季青藏高原大气热源与西南地区东部旱涝的关系 [J]. *大气科学*, 35 (3): 422–434. Li Y H, Lu C H, Xu H M, et al. 2011. Contemporaneous relationships between summer atmospheric heat source over the Tibetan Plateau and drought/flood in eastern Southwest China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 35 (3): 422–434.
- 李永华, 卢楚翰, 徐海明, 等. 2012. 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*, 28 (2): 145–156. Li Y H, Lu C H, Xu H M, et al. 2012. Anomalies of sea surface temperature in Pacific–Indian Ocean and effects on drought/flood in summer over eastern of Southwest China [J]. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 28 (2): 145–156.
- 李跃清. 2003. 青藏高原地面加热及上空环流场与东侧旱涝预测的关系 [J]. *大气科学*, 27 (1): 107–114. Li Y Q. 2003. Surface heating in the Tibetan Plateau and general circulation over it and their relations with the prediction of drought–flood at its eastern side [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 27 (1): 107–114.
- Lu E, Luo Y L, Zhang R H, et al. 2011. Regional atmospheric anomalies responsible for the 2009–2010 severe drought in China [J]. *J. Geophys. Res.*, 116 (D21): D21114, doi:10.1029/2011JD015706.
- 罗四维, 钱正安, 王谦谦. 1982. 夏季100毫巴青藏高原高压与我国东部旱涝关系的天气气候研究 [J]. *高原气象*, 1 (2): 1–10. Luo S W, Qian Z A, Wang Q Q. 1982. The climatic and synoptical study about the relation between the Qinghai–Xizang high pressure on the 100 mb surface and the flood and drought in East China in summer [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1 (2): 1–10.
- 唐佑民, 翟武全, 许金洪. 1997. 我国西南地区夏季降水异常与太平洋海温季节演变的关系 [J]. *海洋与湖沼*, 28 (1): 88–95. Tang Y M, Zhai W Q, Xu J H. 1997. The relation between the summer precipitation anomaly in southwestern China and the seasonal SST variation in the Pacific Ocean [J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica* (in Chinese), 28 (1): 88–95.
- Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 25 (9): 1297–1300.
- Torrence C, Compo G P. 1998. A practical guide to wavelet analysis [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79 (1): 61–78.
- von Storch H, Zwiers F W. 1999. *Statistical Analysis in Climate Research* [M]. Cambridge: Cambridge University Press.
- 王伟, 周洁. 2012. 1951~2008年西南地区夏季旱涝的环流特征 [J]. *高原山地气象研究*, 32 (2): 47–50. Wang W, Zhou J. 2012. Summer circulation characteristics of the drought and flood in southwest region from 1979 to 2008 [J]. *Plateau and Mountain Meteorology Research* (in Chinese), 32 (2): 47–50.
- Weng H Y, Ashok K, Behera S K, et al. 2007. Impact of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer [J]. *Climate Dyn.*, 29 (2–3): 113–129.