

杨蓉, 巩远发, 谢启玉, 等. 1997—1998年青藏高原大气低频振荡及对降水影响. 应用气象学报, 2015, 26(4): 397-408.
doi:10.11898/1001-7313.20150402

1997—1998年青藏高原大气低频振荡及对降水影响

杨蓉¹⁾ 巩远发^{1)*} 谢启玉¹⁾²⁾ 杨景朝¹⁾

¹⁾(成都信息工程大学, 成都 610225) ²⁾(青海省海北州气象台, 西海 810200)

摘 要

利用1979—1998年NCEP/DOE逐日再分析资料和国家气象信息中心的常规观测站资料,研究了1997/1998年冬季、1998年夏季青藏高原(简称高原)季风的低频振荡特征,研究夏季高原和周边区域高低层大气低频环流系统的配置及其与我国降水的联系。结果表明:1997/1998年冬季和1998年夏季,高原季风不仅表现出很强的30~60 d的周期振荡特征,还伴随有较强的准双周低频振荡;相应区域对流层上层200 hPa上的环流系统则是30~60 d为主的周期变化。1998年夏季,高原地面气压也存在两个频带的低频振荡变化,且其强度存在明显的经向变化,即自南向北30~60 d低频振荡信号有逐渐减弱趋势,准双周信号则呈增强趋势。对30~60 d的低频信号而言,高原夏季风低频信号较强(弱)时,高原地面表现为低频低(高)压环流系统,在同纬度带的我国东部地区和西太平洋沿岸,是较强的低频北(南)风和低(高)压环流系统;相应地,在80°~90°E之间,自孟加拉湾到我国西北中部地区,是低频反气旋-气旋-反气旋的经向低频波列;受低频环流系统影响,高原东部、长江中下游地区降水偏多(少)、川西高原、云南西南部降水偏少(多)。

关键词: 高原季风; 降水; 低频环流系统

引 言

1970年Madden等^[1-2]发现热带大气30~60 d低频振荡(MJO)以来,大气低频振荡现象就成为了大气科学的重要前沿研究课题之一。作为重要的大气环流系统^[3],大气低频振荡与许多地区的天气和气候变化联系密切。1985年Krishnamurti等^[4]提出30~60 d的低频振荡具有全球性,此后,越来越多的研究表明,除了热带地区,大气低频振荡现象在副热带和中高纬地区也广泛存在^[4-5]。

青藏高原(以下简称高原)作为我国东部地区的上游区域,其动力和热力作用对下游地区乃至全球天气气候变化起关键性作用。通过1979年高原科学实验,章基嘉等^[6]发现高原大气低频振荡现象,并指出高原夏半年是30~60 d大气低频振荡的活跃

区。随后,孙国武等^[7]利用风场资料、谢安等^[8]用OLR(outgoing longwave radiation)资料、王跃男等^[9]利用热源资料进行研究,表明高原地区存在显著的大气低频振荡现象。同时,刘式适等^[10]通过对高原大地形的动力和热力作用的研究,指出高原大地形加热对低频振荡的形成有促进作用。在传播特征方面,彭茹等^[11]研究表明,1982年高原对流层高层是准双周振荡的源区,而1983年是汇区;孙照渤等^[12]指出高原及其附近地区15~25 d的低频振荡在传播上表现出较规则的周期性。在结构特征方面,章基嘉等^[6]指出高原低频振荡总体表现为较弱的正压结构;徐国强等^[13]认为低频振荡在高原主体表现为正压结构,在山地随坡度的增大,正压结构逐渐减弱。

从不同的物理量、不同的高度场的研究均表明高原低频振荡现象的存在,大气低频振荡作为重要

2014-10-08收到,2015-04-02收到再改稿。

资助项目:国家自然科学基金项目(41275080),公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306022),成都信息工程学院引进人才项目(KYTZ-201205)

* 通信作者, email: gyfa@cuit.edu.cn

的环流系统,其与季风活动也有着密切的联系。目前人们对高原季风振荡的研究主要以年际振荡为主,华维等^[14]和汤懋苍等^[15-16]发现高原季风存在8年和21年的周期振荡,但对于高原季风季节内振荡的研究报道较少,鉴于此,本文从高原季风入手,挑选一典型年份对高原季节内振荡特征进行研究。1997年11月到1998年夏季全球大气环流出现异常,1997/1998年冬季高原发生罕见雪灾,1998年夏季我国长江流域发生了罕见的全流域型洪水,故本文着眼于1997/1998年这一典型年份,进一步研究高原季风的低频振荡特征,并分析高原高低层低频环流系统的空间配置特征以及对降水的影响。

1 资料与方法

本文所用资料包括1997—1998年NCEP/DOE逐日全球再分析高度场和风场,水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。同时选取了国家气象信息中心的全国逐日降水和高原主体自南向北3个测站(拉萨站、那曲站、当雄站)1997年和1998年逐日地面气压观测资料。

参考汤懋苍等^[15]定义的高原季风指数 I_{PM} ,选取600 hPa上青藏高原西部 H_1 ($32.5^{\circ}N, 80^{\circ}E$)、南部 H_2 ($25^{\circ}N, 90^{\circ}E$)、东部 H_3 ($32.5^{\circ}N, 100^{\circ}E$)、北部 H_4 ($40^{\circ}N, 90^{\circ}E$)4个点的平均位势高度减去中部点 H_0 ($32.5^{\circ}N, 90^{\circ}E$)的位势高度值,即 $I_{PM} = H_1 + H_2 + H_3 + H_4 - 4H_0$,取1997年7月1日—1998年12月31日的逐日高原季风指数作为指标,研究高原上对流层低层环流的低频变化特征;对流层上层系统则取与600 hPa相同范围($25^{\circ} \sim 40^{\circ}N, 80^{\circ} \sim 100^{\circ}E$)的200 hPa区域平均位势高度场表示高层环流系统的变化指标,就夏季而言,也可表示南亚高压的区域强度变化。

考虑剔除小波分析的边界影响,对1997/1998年冬半年,采用1997年7月1日—1998年6月30日的逐日高原季风指数(或200 hPa相应区域平均位势高度场、地面要素等)时间序列,在去除其季节变化趋势(即傅里叶变换的1~3波)后,进行小波变换,取其中1997年11月1日—1998年3月31日的结果,分析1997/1998年冬季高原地区对流层低层和对流层高层环流及地面要素场的低频振荡的特征;对1998年夏半年,采用1998年1月1日—1998

年12月31日的相应资料,类似于冬半年的处理方法,取5月1日—9月30日的小波变换结果,分析夏季的低频振荡特征。最后,利用Butterworth带通滤波器对600 hPa和200 hPa的风场进行30~60 d的带通滤波,合成分析高原上高、低层低频振荡不同位相的低频流场演变特征。

2 1997/1998年青藏高原的低频振荡特征

2.1 1997/1998年青藏高原季风的低频振荡特征

高原季风作为独立的季风系统,是在高原热力作用下,风场向气压场适应的结果^[17],在600 hPa该季风环流可得到最明显反映^[18]。高原季风作为亚洲季风系统的子系统,其与南亚季风、东亚季风联系密切^[19],三者的独立发展和相互作用均对我国的天气气候有重要影响,高原季风的重要性也使其成为了青藏高原气象学研究的重要组成部分。

冬季高原季风指数一般小于零,且指数越小(大)则冬季风越强(弱);夏季则相反。由冬半年逐日高原季风指数变化可以看到,1998年3月前,除了极少数几天,高原季风指数几乎均小于零,3月后,高原季风指数大于零的日数逐渐增多,说明高原冬季风逐渐向夏季风过渡。季节变化趋势线更好地反映高原冬季风的季节变化特征,总的来说,高原冬季风指数均处于零线以下,1997年11月开始,高原冬季风表现出逐渐增强的趋势,并于1997年12月和1998年1月达到最强,随后,高原冬季风在波动逐渐减弱(图略)。高原夏季风较冬季风波动性更强,由季节变化趋势线看到,5月开始,高原夏季风逐渐增强,但增强幅度不是很大,在7月夏季风整体达到最强,高原夏季风呈减弱趋势(图略)。由于本文重点关注的是高原季风的季节内振荡特征,因此,本文在高原季风指数的原始时间系列中去除季节变化趋势,即用原始时间序列减去季节变化趋势,得到高原季风指数与季节变化趋势之间的偏差,并对其进行小波变换;高层的区域平均位势高度场也是采用上述方法去除其季节变化趋势后进行小波分析。

图1a是冬半年高原季风指数在去除季节变化趋势后的小波变换结果。图1a反映了冬半年高原季风在尺度因子为8~16的时间层次上的变化特征,同时,高原冬季风还表现出了准双周(2~4的时间尺度层次)的周期变化。为了便于分析,定义小波

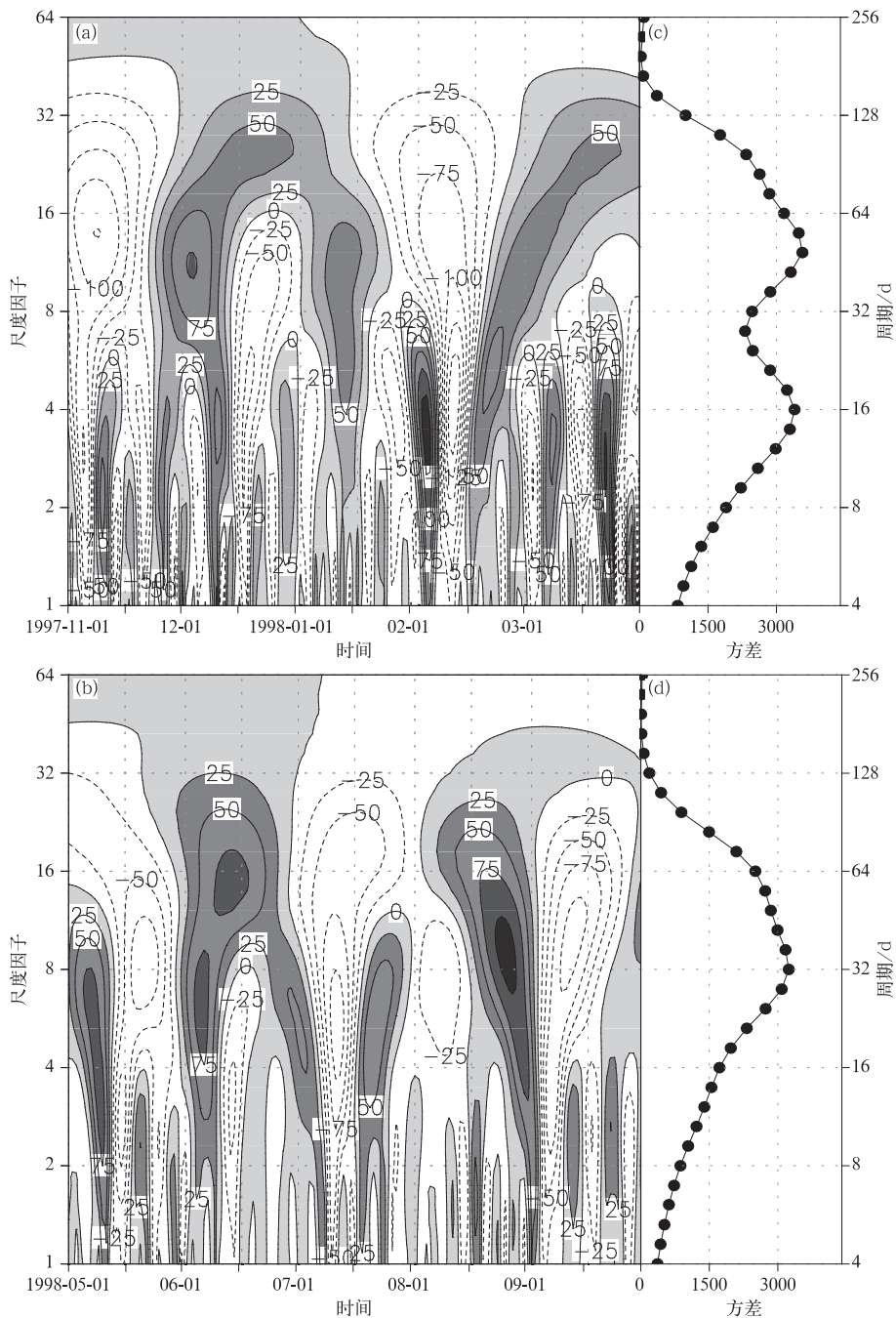


图 1 1997/1998 年冬季(a)和 1998 年夏季(b)高原季风指数与其季节变化趋势间偏差的小波变换以及冬季(c)和夏季(d)小波方差

Fig. 1 The wavelet transform of the difference between the Plateau monsoon index and its seasonal change tendency in the winter of 1997—1998(a) and in the summer of 1998(b) with wavelet variances during the winter of 1997—1998(c) and the summer of 1998(d)

变换值 $F \leq -50$ 的时间域范围为高原冬季风的较强时期。在时间尺度层次为 8~16 时,1997/1998 年冬季表现为 3 次较强的冬季风,分别出现在 1997 年 11 月中上旬、12 月中下旬和 1998 年 2 月中旬;

在尺度因子为 2~4 的时间层次上,有 8 次较强的高原冬季风, F 的最大值出现在 1998 年 2 月中旬。由小波方差(图 1c)可以看到两个极大值点,分别对应 46 d 左右的周期和 16 d 左右的周期,说明高原冬季

风存在明显的30~60 d振荡和准双周振荡。

对1998年夏半年而言,高原季风指数的小波变换结果(图1b)与冬半年相似,在尺度因子为8~16和4~8的时间层次上都出现有夏季风的周期变化。对夏季风而言,将 $F \geq 50$ 的时间域范围表示高原夏季风较强时期,在8~16的时间尺度层次上出现3次较强的夏季风,其中,以6月中旬和8月下旬这两次表现最为明显;在4~8的时间尺度层次上则为5次较强的夏季风, F 值的较强中心分别出现在5月初、6月初以及8月底。由小波方差(图1d)可知,1998年夏半年在周期为32 d左右出现了极大值,说明夏季风以32 d左右的振荡最为显著。综合高原冬季风与夏季风的小波分析可知,高原冬季风是30~60 d振荡和准双周振荡并存,而夏季风则是以30~60 d振荡为主。

2.2 1997/1998年高原高层的低频振荡特征

与低层环流系统不同,高层环流系统最显著的特征是夏季高原上空强大的南亚高压。高原在夏季相对于四周是一个强大的热源,高原上空长期活动着南亚高压,受该热力作用的影响,低层高原季风变化的同时,高层南亚高压强弱也会产生变化,从而引起200 hPa区域平均高度场产生相应的变化。通过小波分析,可知高原高层高度场强弱变化特征。

图2a是1997/1998年冬季200 hPa区域平均位势高度场小波变换结果。如图2a所示,在1998年1月前,200 hPa区域平均位势高度场的周期振荡主要为2~4的时间尺度层次上;1月后,在尺度因子为8~16的时间层次上出现了两次完整的高度场强弱转换。由对应的小波方差(图2c)可知,在64 d的周期上有小波方差的极大值,说明冬季200 hPa区域平均位势高度场以60 d左右的季节内振荡为主。夏季(图2b)在8~16的时间尺度层次上表现为3次完整的周期变化,对应200 hPa上南亚高压的3次强弱变化;高度场最强中心出现在6月中旬到7月初,对应高原上空强的南亚高压;同时,夏季200 hPa区域平均位势高度场还伴随着2~8的时间尺度层次上的准双周振荡,该周期振荡在5—6月表现较为明显,6月后表现较弱。由小波方差(图2d)可知,夏季存在有十分明显的准55 d的季节内变化,此外,夏季青藏高原200 hPa上区域平均位势高度场还有24 d左右的低频振荡。综合以上分析可知,200 hPa区域平均位势高度场在冬夏季均存

在30~60 d的低频振荡,夏季还伴随有20 d左右的周期,与冬季相比,夏季200 hPa高度场的变化更不稳定。

2.3 1998年夏季高原地面气压的低频振荡特征

由上面的分析结果可知,高原季风 and 对应区域的高空环流系统都有显著的低频振荡变化特征,由于地面气压场的变化与地面天气系统变化联系密切,因此,选取高原季风系统南北轴线(90°E附近)上自南向北的拉萨、当雄、那曲3个代表站,用地面气压变化研究高原地面的低频振荡特征。从3个站1998年夏季气压场的小波变换结果看,其基本特征很相似,这里选取那曲站的小波变换结果(图3)为代表进行分析。由图3可知,在尺度因子为16和2~8的时间层次上是两个显著的低频信号带。当雄站和拉萨站地面气压与季节变化趋势间的小波变换(图略)也有类似特征,但3个站地面气压的低频振荡信号在两个频带上的显著程度存在差异。从拉萨站(图4a)、当雄站(图4b)、那曲站(图4c)地面气压的小波方差可知,地面气压均在周期为64 d和周期为12 d的频带上出现了低频信号的极大值。将小波变换与小波方差结合分析可知,3个站均存在显著的准60 d周期振荡和准双周振荡:拉萨站是以60 d左右的振荡为主,准双周振荡次之;当雄站则表现为准60 d振荡和准双周振荡同样显著;而那曲站的准双周振荡比起60 d左右的振荡更具有优势。

结合冬夏季高原高低层环流系统的振荡特征可以看到,高原高低层之间的空间配置关系:6月初在30~60 d的显著周期上,地面气压为一负值中心,表明此时高原地面为强的热低压,根据风场与气压场的相互适应关系,低层风场应表现为气旋式复合,即低层为强的夏季风;在高原强的热力作用下高层应表现出偏强的南亚高压。从高原季风指数小波变换结果看,6月初高原已经表现为强夏季风,6月中旬出现夏季风的强中心,虽然比地面气压低值强中心出现推迟,但整体配合较好。同时,高空200 hPa对应的是高度场的负值,即南亚高压偏弱,而高度场的正值中心出现在6月中下旬,说明高层低频系统变化相对于低层要慢一些。7月上旬,地面气压值为正值,地面热低压很弱,对应的600 hPa也表现为弱的夏季风,而此时200 hPa高度场也处于由高值向低值的转换时期,并于7月中下旬出现低值中心。这一现象表明,高原低层的低频系统较高层

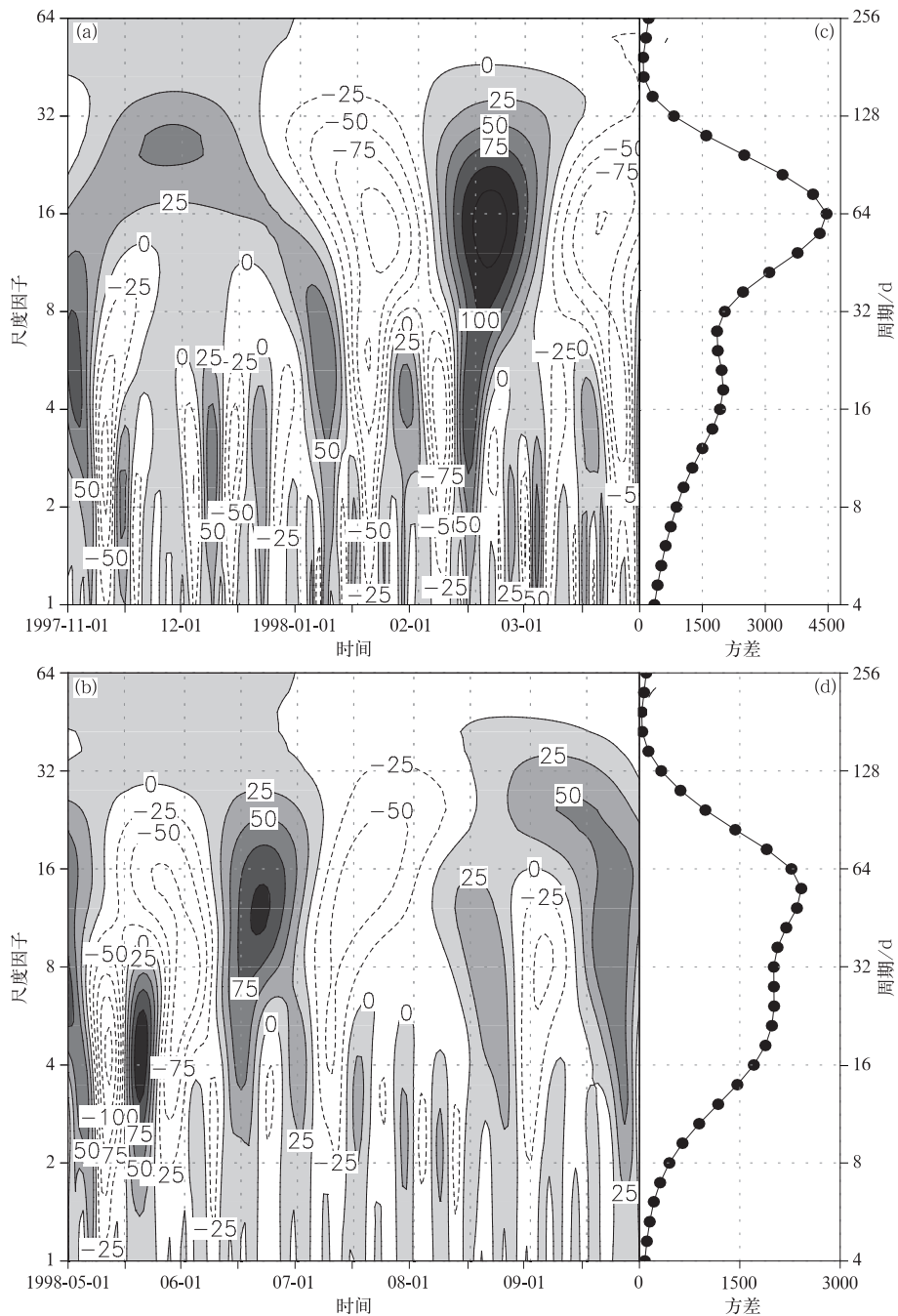


图 2 1997/1998 年冬季(a)和 1998 年夏季(b)200 hPa 区域平均位势高度场与其季节变化趋势偏差的小波变换以及冬季(c)和夏季(d)的小波方差

Fig. 2 The wavelet transform of the difference between 200 hPa regional average geopotential height field and its seasonal change tendency in the winter of 1997—1998(a) and in the summer of 1998(b) with the wavelet variances during the winter of 1997—1998(c) and the summer of 1998(d)

低频系统提前出现,即高原在热力作用下地面形成低频低压系统,相应的高原夏季风也活跃起来,而高层的区域平均高度场也在高原上空增加(南亚高压加强),即高层低频系统的出现相较于低层低频系统有一定滞后性。由于高原季风环流以及 200 hPa 南

亚高压的形成和维持均受到高原热力作用的直接影响,而高原的热力效应具有滞后作用^[20],因此,可以初步认为,高层低频系统滞后于低层低频系统与高原热力效应的滞后性有关。相关的深入研究将在以后进行。

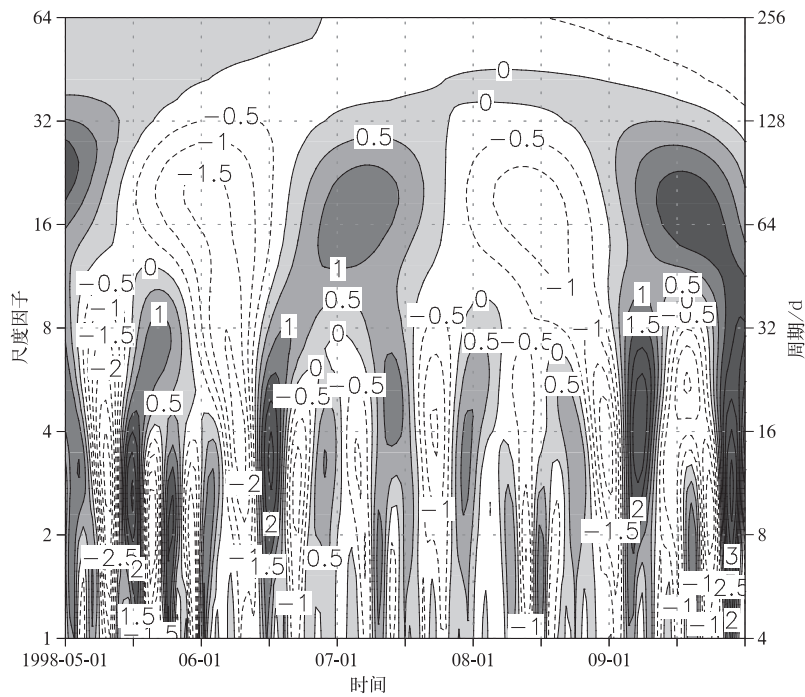


图3 1998年夏季那曲站地面气压与其季节变化趋势偏差的小波变换
 Fig. 3 The wavelet transform of the difference between surface pressure and its seasonal tendency at Naqu Station in the summer of 1998

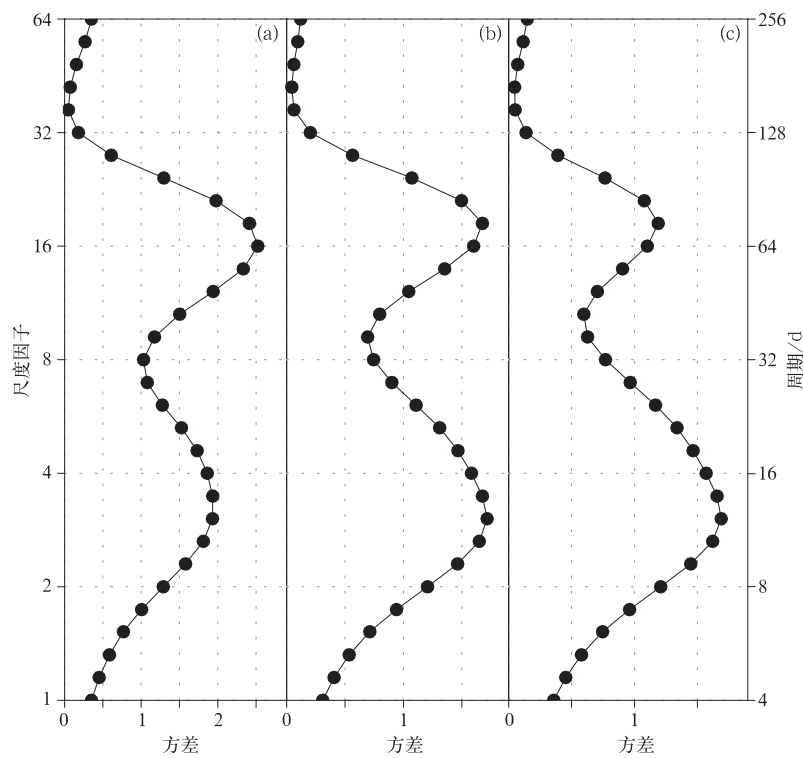


图4 1998年拉萨站(a)、当雄站(b)和那曲站(c)地面气压与其季节变化趋势偏差小波变换在不同频域上的方差

Fig. 4 The wavelet variance on different frequency domain of the wavelet transform of surface pressure at Lhasa Station(a), Dangxiong Station(b) and Nagqu Station(c) in the summer of 1998

3 1998 年夏季高原高低空低频环流系统特征

基于小波分析结果,分别选取 600 hPa 和 200 hPa 上 30~60 d 低频信号的 3 个主振荡周期,分 4 个位相对 1998 夏季风场的 30~60 d 的带通滤波结果进行合成。在 600 hPa 上,取第 1(3)位相为高原季风由弱(强)变强(弱)的时期,第 2(4)位相对应高原季风较强(弱)期;在 200 hPa 上,第 1(3)位相对应 200 hPa 位势高度场区域平均值由低(高)变高(低),第 2(4)位相对应位势高度场区域平均值为相对最大(小)值时期。

图 5 是 600 hPa 上合成的 4 个位相的低频风场。第 1 位相是高原季风由弱变强的时期,此时高原主体南部,90°E 附近有一较弱的低频气旋环流系

统,沿同纬度范围往东,在湖北、湖南、江西交界处的长江中下游之间是弱低频反气旋中心,在 30°N, 135°~140°E 的西太平洋有一低频气旋系统,即在高原纬度范围(25°~35°N)内,从西向东依次为低频的气旋-反气旋-气旋环流系统;同时,在孟加拉湾与印度半岛之间存在一个较强的低频反气旋环流系统。

高原季风较强的第 2 位相(图 5b),高原主体上的低频气旋环流系统明显加强,长江中下游之间的弱低频反气旋环流消失;30°N 附近西太平洋上的低频气旋系统西移加强,即在 25°~35°N 的高原纬度范围内,从高原到西太平洋的低频气旋辐合环流系统明显加强;在 80°~100°E 高原经度范围之间,印度半岛东部—高原主体—新疆东部形成一个低频反气旋-气旋-反气旋环流的低频波列。

高原季风由强减弱的第 3 位相(图 5c),则是在

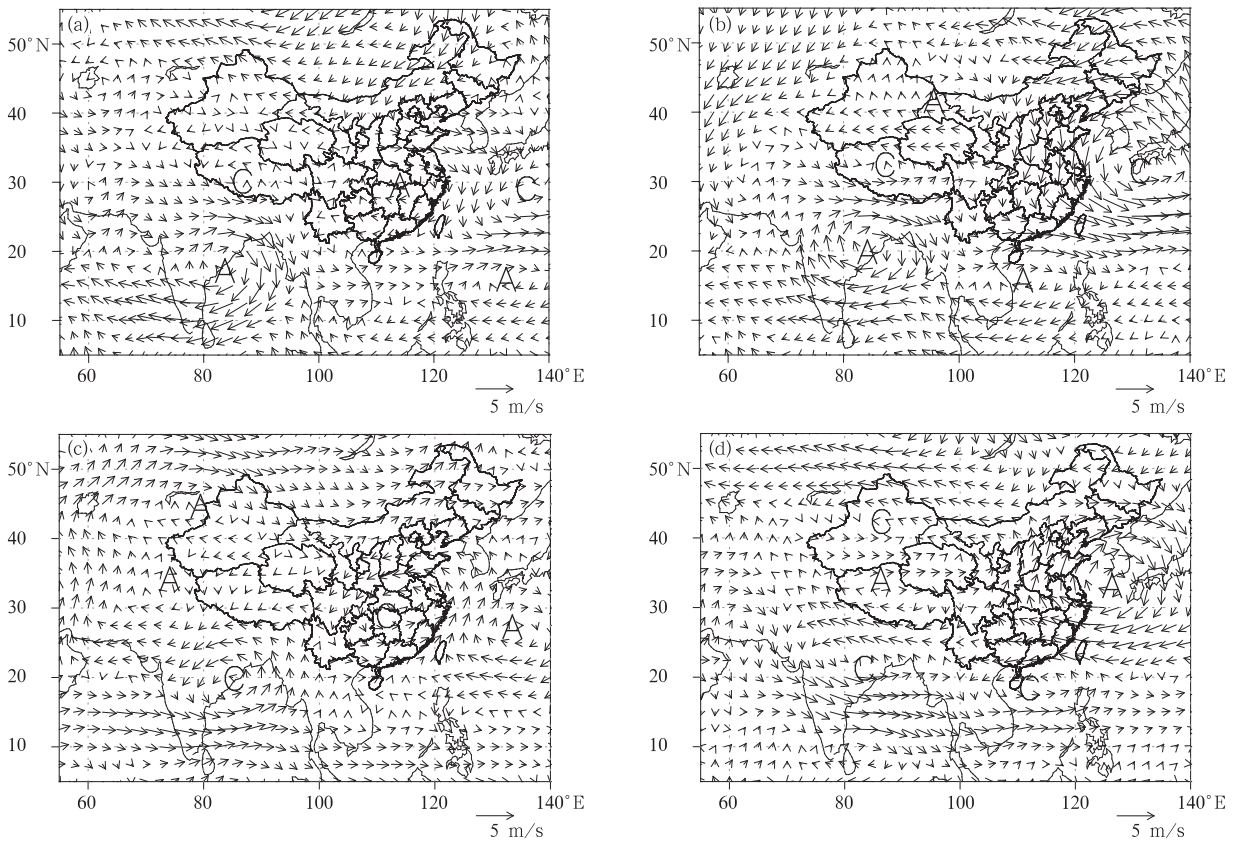


图 5 1998 年 5—9 月 600 hPa 高原季风指数 30~60 d 低频振荡的 4 个不同位相合成的 600 hPa 低频风场 (A 代表低频反气旋,C 代表低频气旋) (a)第 1 位相,(b)第 2 位相,(c)第 3 位相,(d)第 4 位相

Fig. 5 600 hPa low-frequency wind field of four phases based on 30—60 d filtered

600 hPa Plateau monsoon index from May to Sep in 1998

(A denotes low-frequency anticyclone,C denotes low-frequency cyclone)

(a)phase 1,(b)phase 2,(c)phase 3,(d)phase 4

与第1位相相近的位置几乎转变为与之相反的低频环流系统,纬向方向上,高原西部地区为低频反气旋环流系统,向东依次出现低频气旋和反气旋环流系统;经向方向上,孟加拉湾与印度半岛之间由低频反气旋环流转变为低频气旋环流系统。

高原季风较弱的第4位相(图5d),纬向方向上,30°~35°N之间,高原主体中西部地区,低频反气旋环流明显加强,我国东部地区南风分量也显著增加,120°~130°E西太平洋上形成一个非常强的低频高压环流系统;经向方向上,80°~100°E之间,由南向北,由第2位相的低频反气旋-气旋-反气旋低频波列变为相反的低频气旋-反气旋-气旋的低频波列。就系统的移动发展而言,从第1位相到第4位相,在80°~100°E有低频系统不断从印度半岛和孟加拉湾之间向高原移动,并对高原产生影响。

图6是200 hPa上合成的4个位相的低频风

场。第1位相(图6a),高原主体上空出现低频反气旋环流系统,高压中心在青海地区,高原主体西部主要为强的偏南风,东部为偏北风;相应的高原西边的伊朗高原和东边我国华北地区到日本海则是低频气旋性环流系统,即在高原纬度范围(25°~45°N)内,自西向东是一个气旋-反气旋-气旋的低频波列。此外,在菲律宾群岛东北海域上空有一个弱的低频反气旋环流系统。

第2位相(图6b),高原上空的低频反气旋环流系统达到最强,环流中心位置较第1位相向西南移动,伊朗高原的低频气旋环流减弱北移,我国华北到日本海的低频气旋环流系统被菲律宾群岛东北海域北上的低频反气旋环流系统替代,因此在高原纬度范围内,形成了一个自高原西部到日本海的低频反气旋环流系统,这会导致南亚高压东部偏东加强。

第3位相(图6c),在25°~45°N的高原纬度范

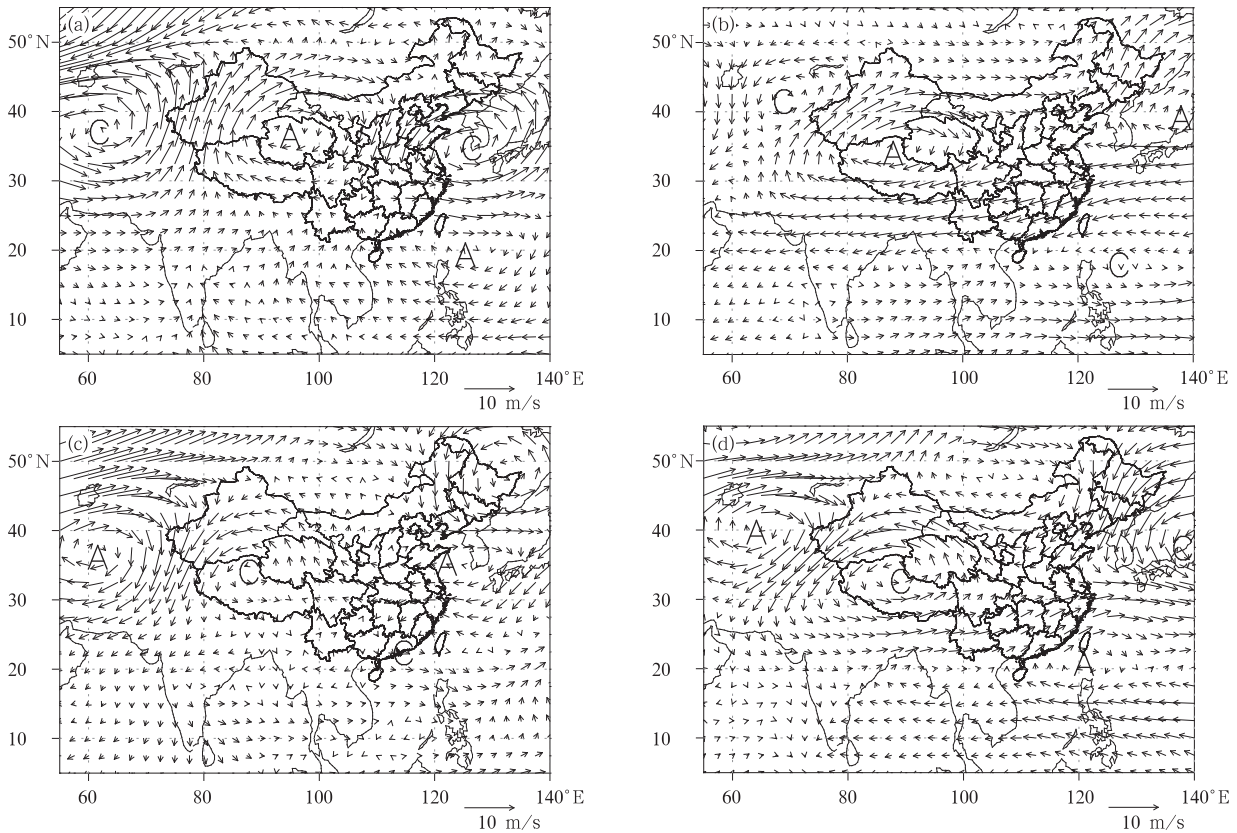


图6 1998年5—9月200 hPa区域平均位势高度场30~60 d低频振荡的4个不同位相合成的200 hPa低频风场 (A代表低频反气旋,C代表低频气旋) (a)第1位相,(b)第2位相,(c)第3位相,(d)第4位相

Fig. 6 200 hPa low-frequency wind field of four phases based on 30-60 d filtered

200 hPa regional average geopotential height field from May to Sep in 1998

(A denotes low-frequency anticyclone, C denotes low-frequency cyclone)

(a) phase 1, (b) phase 2, (c) phase 3, (d) phase 4

围内,转换为与第1位相基本相反的低频环流系统,即自伊朗高原、经高原地区向东到我国东部、黄海和朝鲜半岛地区转换为反气旋-气旋-反气旋的低频波列;在南海及华南沿海一带上空转为弱的低频低压系统。

第4位相(图6d),高原上空的低频气旋显著加强,伊朗高原的低频反气旋环流系统向东北方向略移动,在第3位相时位于我国东部及黄海上空的低频反气旋环流系统转换为华南沿海向北传播并加强的低频气旋环流系统,因此,沿高原纬度范围,从西向东形成了与第2位相相反的反气旋-气旋-气旋的低频波列。

由图5和图6可知,高原及其周边地区高层和低层的低频环流系统的空间配置和结构,第1位相是高原季风由弱到强的转换位相,600 hPa有一弱的低频气旋环流系统,200 hPa的高层则是低频反气旋环流系统,这种低层辐合、高层辐散的配置正好有利于低层高原季风加强;第2位相高原夏季风较强时,高原低层是较强的低频气旋环流系统,相应的高层也是较强低频反气旋环流系统;第3位相高原季风由强转弱,600 hPa低层开始转变为较弱的低频反气旋,200 hPa也转变为弱的低频气旋环流系统,这种低层辐散、高层辐合的配置正好导致低层高原季风减弱;第4位相此时低层高原主体受到低频

反气旋控制,高层则活跃着较强的低频气旋环流系统。不难看出,对每1个位相的高、低层低频环流系统,均为低层辐合(辐散)与高层辐散(辐合)对应的空间配置关系。

4 夏季高原低频环流系统对我国降水影响

高原季风年际变化对我国降水有一定影响^[15]。因此,对1998年夏季高原季风低频振荡4个位相我国的降水进行合成,分析高原季风低频振荡变化对我国降水的影响。限于篇幅,本文仅给出高原季风低频信号最强位相(第2位相)和最弱位相(第4位相)时我国日平均降水量分布(如图7所示)。由图7可以看到,当高原季风偏强时(图7a),除长江中下游地区的湖南北部、江西北部、华南南部有较大降水中心外,90°E以东的高原地区东部及西南地区云南南部、重庆、贵州的日平均降水量为4~16 mm;西藏东南、云南西部、江南南部及华北、东北大部分地区的日平均降水量均不足4 mm。当高原季风偏弱时(图7b),仅川西高原、云南西南部地区和东北地区的日平均降水量超过4 mm,其中,云南西南部地区的日平均降水量最大,超过20 mm;从贵州东部以东到华南北部到华北地区、高原东部的日平均降水量均不足4 mm。

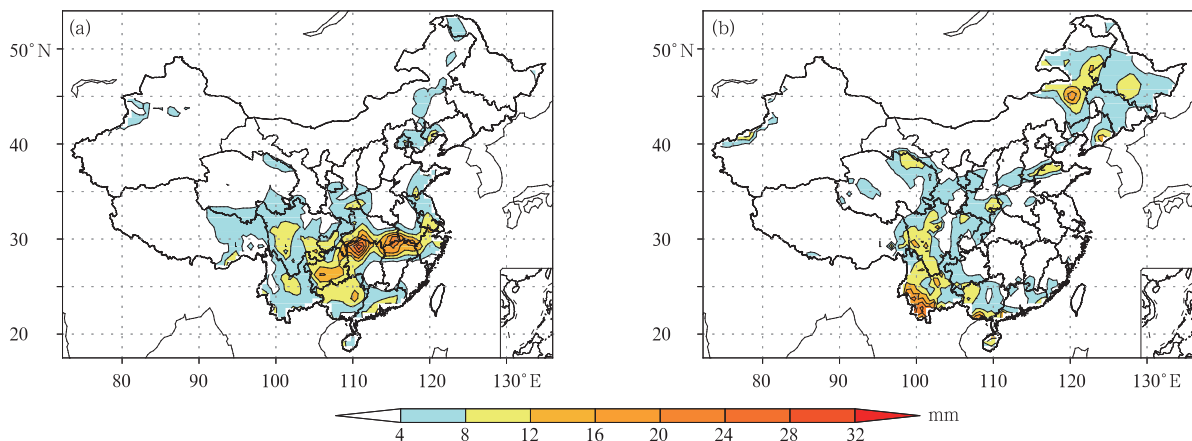


图7 1998年5—9月600 hPa高原季风30~60 d低频振荡信号最强位相(a)和最弱位相(b)合成的我国夏季日平均降水分布

Fig. 7 The summer precipitation in our country during the strong(a) and weak(b) phases based on 30—60 d filtered 600 hPa Plateau monsoon index in the Tibetan Plateau from May to Sep in 1998

结合相应的低频环流系统,当高原季风偏强时,高原纬度带低层为低频气旋性环流系统,200 hPa

为低频反气旋环流系统,有利于降水产生。对应的850 hPa低频水汽通量图8a可以看到,南海地区和

孟加拉湾北部各有一反气旋性水汽通量环流,日本南部是一个气旋性水汽通量环流;南海低频反气旋水汽输送由南海中部到中南半岛北上,与高原南侧向西输送的水汽汇合到我国的广西湖南一带,同时,日本南部气旋水汽输送经我国黄海到江淮流域;两支低频水汽输送带在长江中下游地区形成水汽的辐合也是导致该地区降水的原因之一。

高原季风偏弱时,高原纬度带几乎是与高原季风强时相反的环流系统,不利于高原中东部、我国东部降水的产生。川西高原到云南西南部地区则位于印度半岛北部—南海地区的低频气旋辐合带的北

侧,其东部是来自南海的偏东气流、西南部是孟加拉湾的西南气流、北部是高原低频反气旋东侧的偏北气流,云南西南部地区则位于三支低频气流的辐合中心,这导致云南西南部的降水偏多,相应的850 hPa低频水汽通量环流也为该地区的降水提供了水汽条件。如图8b所示,我国西南地区则处于两支低频水汽输送带的辐合区,一支是孟加拉湾气旋性水汽输送东南侧的水汽进入缅甸和云南西南部,另一支是南海气旋性和日本南部反气旋性水汽输送之间向西的水汽输送经我国华南进入西南地区。

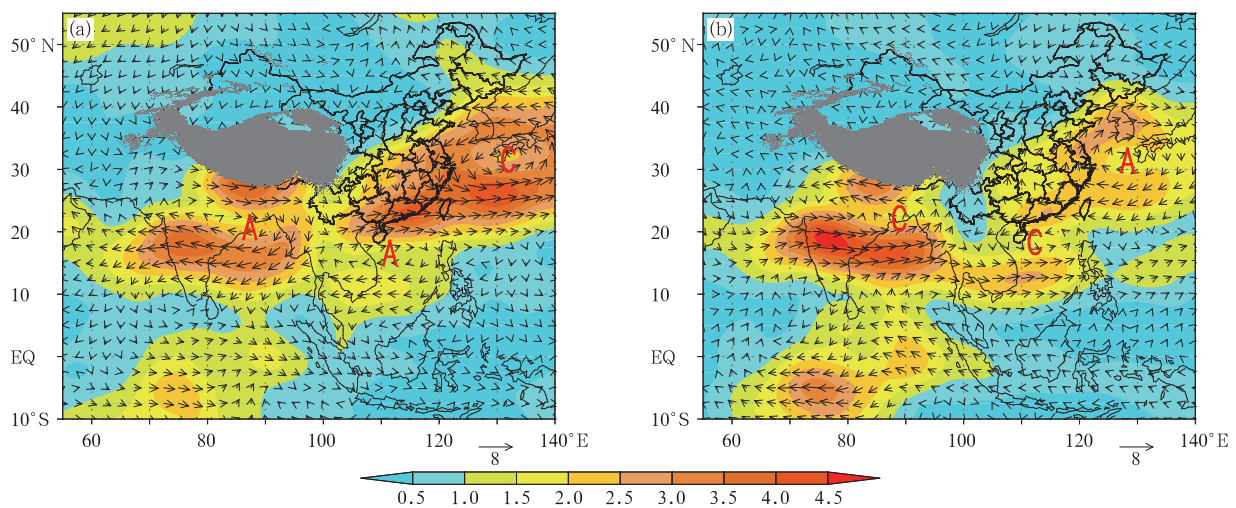


图8 850 hPa 30~60 d 低频水汽通量(彩色阴影)变化特征(单位: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$)

(A代表低频反气旋,C代表低频气旋) (a)第2位相,(b)第4位相

Fig. 8 30-60 d filtered 850 hPa moisture transport(the shaded)(unit: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$)

(A denotes low-frequency anticyclone,C denotes low-frequency cyclone) (a)phase 2,(b)phase 4

1998年夏季长江流域发生特大洪涝并出现二度梅,陈丽臻等^[21]研究表明:大气低频振荡对长江流域的旱涝有一定影响,而在本文所选的1998年5月底—9月底高原季风30~60 d振荡的3个周期中,两个梅雨活跃期(1998年6月12日—7月3日和7月20—30日)也正对应高原季风低频振荡的第1周期和第2周期的强位相阶段,两次梅雨过程的间歇期则是第1周期的弱位相阶段。也表明高原夏季季风的低频振荡变化对长江流域梅雨有一定影响。

5 结论和讨论

本文利用文献^[16]提出的较为经典的高原季风指数,分析1997/1998年青藏高原的低频振荡特征,

并对1998年夏季高原季风低频振荡不同位相高原和其邻近地区对流层低层和上层低频环流系统进行合成分析,主要结论包括:

1) 在1997/1998年冬季和1998年夏季,高原季风不仅存在显著的30~60 d低频振荡,同时还伴随有准双周振荡;相应区域200 hPa平均位势高度场则以30~60 d的周期振荡为主。同时,1998年夏季高原地面气压同样表现出很强的30~60 d低频振荡和准双周振荡,且自南向北30~60 d的低频振荡信号有减弱趋势,准双周振荡信号则呈加强的变化趋势。

2) 1998年夏季在30~60 d低频信号带上,高原季风较强时,高原到西太平洋为低频气旋环流系统;印度半岛北部和孟加拉湾到我国南海北部则是

低频反气旋环流系统;孟加拉湾到我国新疆东部地区,为低频反气旋-气旋-反气旋环流的低频波列。200 hPa自高原西部到日本海是低频反气旋式环流系统。高原季风较弱时,表现为与较强位相基本相反的低频环流配置。

3) 结合低频环流系统的配置,当高原季风偏强时,高原低层辐合、高层辐散有利于降水产生;这时高原东部和长江流域大部分地区降水偏多,西藏东南、云南西部等地区降水偏少。高原季风偏弱时,高原则是低层辐散、高层辐合的低频环流系统,导致高原中东部、我国东部大部分地区降水偏少;这时云南西南部处于3支低频气流的辐合区域,导致降水偏多。

本研究仅为1998年个例,其中一些结论与他人研究结果不完全一致,如李菲等^[22]研究2008年高原季风强弱变化对亚洲地区环流和降水影响时,我国长江中游(湖北南部、湖南北部)地区的降水对高原季风变化的响应存在差异,这也可能是高原季风低频振荡年际变化影响的差异所导致。另外,本研究中高原上空200 hPa的低频振荡较600 hPa有滞后性,是否仅为1998年个例情况,仍需进一步研究。

参考文献

- [1] Madden R D, Julian P. Detection of a 40—50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J Atmos Sci*, 1971, 28(5):702-708.
- [2] Madden R D, Julian P. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40—50 day period. *J Atmos Sci*, 1972, 29(6):1109-1123.
- [3] 李崇银. 大气低频振荡. 北京:气象出版社,1993:4-12.
- [4] Krishnamurti T N, Gadgil S. On the structure of the 30 to 50 day mode over the globe during FGGE. *Tellus*, 1985, 37(4):336-360.
- [5] 李崇银. 30—60天大气振荡的全球特征. *大气科学*, 1991, 15(3):66-67.
- [6] 章基嘉, 孙国武, 陈葆德. 青藏高原大气低频变化的研究. 北京:气象出版社,1991:25-48.
- [7] 孙国武, 陈葆德. 青藏高原上空大气低频波的振荡及其经向传播. *大气科学*, 1988, 12(3):250-257.
- [8] 谢安, 叶谦, 陈隆勋. 青藏高原及其附近地区大气周期振荡在OLR资料上的反映. *气象学报*, 1989, 47(3):272-278.
- [9] 王跃男, 陈隆勋, 何金海, 等. 夏季青藏高原热源低频振荡对我国东部降水的影响. *应用气象学报*, 2009, 20(4):419-427.
- [10] 刘式适, 柏晶瑜, 徐祥德, 等. 青藏高原大地形的动力、热力作用与低频振荡. *应用气象学报*, 2000, 11(3):312-321.
- [11] 彭茹, 武炳义. 1982/1983年季风准双周振荡的位相传播及地理特征. *应用气象学报*, 1995, 6(2):206-212.
- [12] 孙照渤, 李云康. 冬半年青藏高原及其附近地区15—25天振荡的传播特征. *应用气象学报*, 1993, 4(增刊I):24-30.
- [13] 徐国强, 朱乾根. 1998年青藏高原大气低频振荡的结构特征分析. *南京气象学院学报*, 2000, 23(4):505-513.
- [14] 华维, 范广洲, 王炳赞. 近几十年青藏高原夏季季风变化趋势及其对中国东部降水的影响. *大气科学*, 2012, 36(4):784-794.
- [15] 汤懋苍, 梁娟, 邵明镜, 等. 高原季风年际变化的初步分析. *高原气象*, 1984, 3(3):76-82.
- [16] 汤懋苍. 高原季风的年际振荡及其原因探讨. *气象科学*, 1995, 15(4):64-68.
- [17] 李国平. 青藏高原动力气象学. 北京:气象出版社,2007:2-3.
- [18] 白虎志, 马振锋, 董文杰. 青藏高原地区季风特征及与我国气候异常的联系. *应用气象学报*, 2005, 16(4):484-491.
- [19] 刘晓东. 青藏高原隆升对亚洲季风形成和全球气候与环境变化的影响. *高原气象*, 1999, 18(3):321-332.
- [20] 朱乾根, 林锦瑞, 寿邵文, 等. 天气学原理和方法. 北京:气象出版社,2000:555-556.
- [21] 陈丽臻, 张先恭, 陈隆勋. 长江流域两个典型旱、涝年大气30—60天低频波差异的初步分析. *应用气象学报*, 1994, 5(4):483-488.
- [22] 李菲, 段安民. 青藏高原夏季季风强弱变化及其对亚洲地区降水和环流的影响——2008年个例分析. *大气科学*, 2011, 35(4):694-706.

Atmospheric Low-frequency Oscillation over the Tibetan Plateau During 1997—1998 and Its Effects on Precipitation

Yang Rong¹⁾ Gong Yuanfa¹⁾ Xie Qiyu¹⁾²⁾ Yang Jingchao¹⁾

¹⁾ (Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225)

²⁾ (Haibei State Observatory of Qinghai Province, Xihai 810200)

Abstract

Based on NCEP/DOE daily reanalysis data and conventional observations of National Meteorological Information Center, characteristics of the atmospheric low-frequency oscillation of the Tibetan Plateau monsoon in the winter of 1997—1998 and in the summer of 1998 are studied. Furthermore, the configuration of the upper and lower atmospheric low-frequency circulation system on and around the Plateau and its connection to the precipitation of China are also studied. Results mainly show that the Plateau monsoon exhibits not only a strong periodic oscillation of 30—60 days, but also a quasi-biweekly low-frequency oscillation feature, and the relevant upper troposphere circulation system in the same areas at 200 hPa mainly shows a periodic variation of 30—60 days. In the summer of 1998, there are two low-frequency oscillations of surface pressure on the Plateau and its strength has significant longitudinal change, which means that the periodic oscillation of 30—60 days gradually reduces from south to north, while the signal of quasi-biweekly oscillation becomes stronger.

As for low-frequency signal of 30—60 days, when the Plateau summer monsoon is stronger (weaker), there is an obvious low-frequency cyclonic convergence (anti-cyclonic divergence) circulation system from the Plateau to the western Pacific between 25°N and 35°N, but the low-frequency anti-cyclonic (cyclonic) circulation system exists in the region south to the Plateau, from the northern Indian subcontinent and the Bay of Bengal to the northern part of South China Sea. Within the longitude scope of the Plateau (between 80°E and 90°E), there is a low-frequency wave chain from the Bay of Bengal to the eastern region of Xinjiang, which ranks as low-frequency anticyclone(cyclone)-low-frequency cyclone(anticyclone)-low-frequency anticyclone(cyclone). Within the latitude scope of the Plateau, there is low-frequency anti-cyclonic (cyclonic) circulation system at 200 hPa from the western part of the Plateau to the Sea of Japan.

Influenced by low-frequency circulation system, when Plateau summer monsoon is strong, the low-frequency circulation system configuration within the latitude scope of the plateau converge on the low-level and diverge on the high-level of 200 hPa, which cause more precipitation over the eastern part of the Plateau and the middle and lower reaches of the Yangtze, while cause less precipitation over the western Sichuan Plateau and southwestern Yunnan. When the Plateau summer monsoon is weak, the low-frequency circulation system configuration diverges on the low-level and converge on the high-level, which leads to less rainfall in many parts of the contral-eastern part of the Plateau and the eastern part of China. At this time, the easterly flux from the South China Sea, southwesterly flux from the Bay of Bengal and northerly flux from the Plateau converge in the southwest of Yunnan and corresponding low-frequency circulation system of water vapor transportation also provide moisture conditions in this region, as a result, the precipitation in the southwest of Yunnan becomes more.

Key words: the Tibetan Plateau monsoon; precipitation; low-frequency circulation system