

变暖背景下青藏高原夏季风变异及其对中国西南气候的影响^{* 1}

王颖^{1,2} 李栋梁^{1,2}WANG Ying^{1,2} LI Dongliang^{1,2}

1. 南京信息工程大学大气科学学院/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京, 210044
2. 中国气象局成都高原气象研究所, 成都, 610072

1. *Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*

2. *Institute of Plateau Meteorology, CMA, Chengdu 610072, China*

2015-01-19 收稿, 2015-04-23 改回.

王颖, 李栋梁. 2015. 变暖背景下青藏高原夏季风变异及其对中国西南气候的影响. 气象学报, 73(5):910-924

Wang Ying, Li Dongliang. 2015. Variation of the Tibetan Plateau summer monsoon under the background of global warming and its impact on the climate in southwestern China. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(5):910-924

Abstract The new Tibetan Plateau (TP) summer monsoon indices were defined according to the vorticity characteristics at 600 hPa over the TP, and their impacts on the southwestern China climate had been analyzed by using the NCEP/NCAR reanalysis data from 1951 to 2012 and the surface meteorological data at 116 stations in southwestern China from 1960 to 2012 under the background of global warming. The intensification of the TP summer monsoon has reached the peak in the late 1990s, consistent with the global warming trend, but the locations are different from each other. There are two indices, the intensity and the position of the central longitude of the TP summer monsoon, which have significant effects on the southwestern China climate change. A stronger TP summer monsoon is favorable for more moisture convergence, more cloudy and rainy days, less sunshine, weaker evaporation and smaller diurnal temperature range in southwestern China. Moreover, the meteorological elements vary more significantly in the Sichuan-Chongqing region with the deep updraft development than in the Yunnan-Guizhou region with the ascending flow limited to below 600 hPa. When the central longitude moves to the east, the whole southwestern China is controlled by the abnormal sinking motion, which contributes to a higher temperature. There appears abnormal strong moisture divergence in the middle-western part of Sichuan, Guizhou, and Guangxi, which result in higher temperature, lower humidity and less rainfall over the above regions. Since the 21st century, the shrinking intensity and eastward-moving of the TP summer monsoon conspire to cause the drying trend of southwestern China. The new TP summer monsoon indices can not only reflect the monsoon circulation on the TP, but also have a good relationship with the climate change in southwestern China. This research provides a theoretical foundation for the drought-flood prediction of southwestern China.

Key words Tibetan plateau summer monsoon, Intensity index, Location index, Climate in southwestern China

摘要 利用 1951—2012 年逐月 NCEP/NCAR-I 再分析资料和 1960—2012 年逐月中国西南地区 116 站常规气象要素资料, 基于青藏高原地区夏季 600 hPa 涡度场特征, 定义了新的青藏高原夏季风强度和位置指数, 讨论在全球变暖背景下, 青藏高原季风变化对中国西南地区气候的影响。青藏高原季风强度整体增强, 在 20 世纪 90 年代末达到峰值后逐渐减弱, 与北半

* 课题资助: 国家重点基础研究发展计划(973)项目(2013CB430202)、国家重大科学研究计划(973)项目(2013CB956004)、国家自然科学基金项目(91337109、41305080)、中国气象局成都高原气象研究所高原气象开放基金课题(LPM2013003)。

作者简介: 王颖, 主要从事东亚季风和西南旱涝研究。E-mail: wangy@nuist.edu.cn

通讯作者: 李栋梁, 主要从事青藏高原热力作用的研究。E-mail: lidl@nuist.edu.cn

球气温变化具有较好的一致性,位置变化相对独立。夏季青藏高原季风强度和中心经度位置对中国西南地区气候有显著影响。当青藏高原季风偏强时,西南地区水汽异常辐合,以阴天为主,日照偏短,蒸发减弱,气温日较差明显减小,降水偏多;上升运动在川渝地区发展深厚,云贵地区仅限于 600 hPa 以下,川渝地区气象要素变化更显著。当青藏高原季风位置偏东时,西南全区受异常下沉运动控制,气温偏高,四川中、西部和贵州、广西等地出现较强的水汽异常辐散,气温显著偏高,相对湿度偏低,降水偏少。进入 21 世纪以来,青藏高原季风强度和中心经度的反位相叠加,加剧了西南地区的干旱化。新的青藏高原季风指数不仅能反映青藏高原地区的季风环流特征,而且对中国西南气候变化具有较好的指示意义,可为中国汛期气候预测提供理论依据和技术支持。

关键词 青藏高原夏季风,强度指数,位置指数,中国西南气候

中图法分类号 P461

1 引言

气候变暖已经是不争的事实。IPCC-AR5 (2013)指出,全球气温在 1951—2010 年上升了 0.6°C ,温室气体贡献达到 $0.5\text{—}1.3^{\circ}\text{C}$,其他人类强迫为 $-0.6\text{—}0.1^{\circ}\text{C}$,自然强迫和年际变率均为 $-0.1\text{—}0.1^{\circ}\text{C}$ 。

青藏高原的热力作用一直备受关注,气象学家从青藏高原地面、大气以及整个地气系统的不同角度,讨论了青藏高原的热源/汇问题,以及青藏高原热力作用的季节变化(叶笃正等,1979;Luo, et al, 1984; Ding, 1992; Ye, et al, 1998; Zhao, et al, 2001a, 2001b;李国平, 2007; Zhang, et al, 2009; 宇婧婧等, 2011)。随着加热场的季节变化,对应青藏高原上空的环流场也发生了变化(叶笃正等, 1957)。冬季,青藏高原上存在一致的下沉气流,在近地面形成高压系统;夏季,青藏高原为热源,感热加热使青藏高原大气层结变得不稳定,在近地面产生强烈的辐合和正涡度,强烈的对流运动将感热、水汽和化学物质输送到高层,在青藏高原上空高层形成暖湿的反气旋性环流(Ye, et al, 1998)。青藏高原近地面冬(夏)季冷高压(热低压)环流系统是由于青藏高原与周围自由大气热力差异的季节变化产生的,也被称为青藏高原季风(汤懋苍等,1979; Ding, 1992)。青藏高原季风是青藏高原热力作用在环流场上的直接体现,汤懋苍(1993)提出青藏高原季风的存,本质上是青藏高原地区能量循环和能量转换所要求的。气候变暖背景下,青藏高原的热力作用已然发生了变化,必然对青藏高原季风环流产生影响。

已有研究从不同角度定义青藏高原季风指数,定量分析青藏高原季风的强度变化。青藏高原季风

的基本特征在 600 hPa 高度距平图上最为清楚(汤懋苍等,1984)。汤懋苍等(1984)利用 600 hPa 等压面上青藏高原周围与中心点的位势高度距平差表示青藏高原气压系统的变化;齐冬梅等(2009)利用青藏高原南北两侧的纬向风切变表示高原夏季的气旋性环流强度;陈少勇等(2011)利用 700 hPa 青藏高原区域($25^{\circ}\text{—}40^{\circ}\text{N}$, $75^{\circ}\text{—}105^{\circ}\text{E}$)平均涡度表示青藏高原季风强度。然而这些指数存在一定的局限性,高度场和纬向风切变仅能反映低压气旋的部分特点,涡度考虑的层次过低,且这些指数仅考虑了青藏高原季风的强度变化,对位置的变动缺乏研究。王颖等(2015)利用冬季青藏高原区域($20^{\circ}\text{—}50^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{—}110^{\circ}\text{E}$)位势高度标准化距平场经验正交函数(EOF)分解的前两个模态时间系数分别表示青藏高原冬季风的强度指数和南北位置指数,指出青藏高原冬季风对中国西南地区气温的影响不仅体现在强度变化上,位置南北移动造成的影响也是不容忽视的。

风场可直观地表示季风环流的演变,涉及纬向风和经向风两个分量,已有研究从纬向风切变角度进行定义也仅仅是考虑到其中一个变量,为了兼顾二者,应找到与矢量风场直接相联系的涡度变量。涡度不仅能反映风场的旋转性,而且,便于识别环流中心和气旋系统的范围,已有研究选用的高度(700 hPa)太低,范围也是固定的。

中国西南地区位于青藏高原东南侧,地形复杂,受多种季风系统交替影响(齐冬梅等,2007)。近年来西南干旱趋势的加重,对社会经济和人民生活水平造成了巨大的影响,引得广大学者加大了对西南干旱机理研究的力度(马建华,2010;尹晗,2013)。西南地区的水汽来源主要有 4 个通道,整个夏季西南区域主要受到西南方向水汽输送影响,进入 21 世纪水汽含量减少趋势明显(范思睿等,2014)。贺晋

云等(2011)研究指出,进入21世纪以后,西南气候出现严重的干旱化趋势,干旱频率在季风期显著增大。西南干旱与气候变化造成的年代际变化有关,降水的多寡是影响干旱事件是否发生的直接因子,西南地区夏季从20世纪50年代后期至70年代中期降水偏多,70年代中期至90年代初夏季降水偏少,90年代初至21世纪初夏季降水偏多,但在2003—2009年夏季降水又偏少(尹晗等,2013),与进入21世纪以来西南干旱化趋势加重相对应。谢清霞等(2012)利用青藏高原地区600 hPa位势高度的区域平均定义了青藏高原热低压指数,该指数也是对青藏高原季风强弱的反映,结果表明,热低压越强整个长江流域降水越多。青藏高原季风对西南气候变化具有直接的影响,需要进一步加强青藏高原季风对西南地区旱涝异常的研究(齐冬梅等,2007)。

文中以青藏高原600 hPa涡度分布特征为基

础,定义了新的青藏高原夏季风指数。讨论在气候变暖背景下,青藏高原夏季风发生了怎样的变化,这些变化对中国西南地区的天气气候产生了怎样的影响,从青藏高原热力作用的角度,更深入了解西南地区气候变化的原因。

2 资料和方法

(1) NCEP/NCAR-I再分析资料,包括高度场、风场、表面温度、海平面气压等,水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

(2) 中国气象科学数据共享网提供的逐日中国地面气象站资料,按经纬度范围(21° — 35° N, 97° — 110° E)整理了西南地区116个地面气象站1960—2012年逐月气温(平均、最高、最低)、降水、相对湿度、小型蒸发皿蒸发等气象要素资料(图1)。

(3) 美国NOAA的NCDC提供的1951—2012

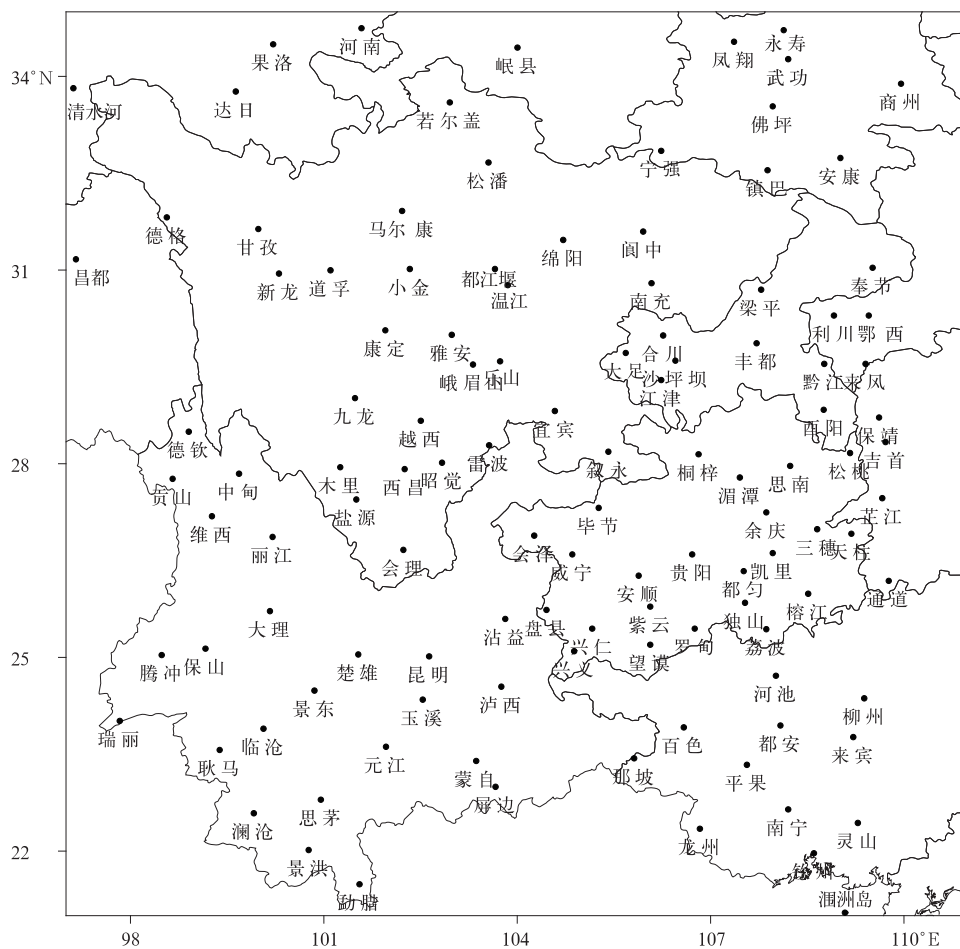


图1 西南地区(21° — 35° N, 97° — 110° E)116个气象站的空间分布

Fig. 1 Spatial distributions of the 116 meteorological stations over southwestern China (21° — 35° N, 97° — 110° E)

年夏季北半球温度距平序列。

(4)中国国家气候中心提供的74项环流指数。

方法包括线性趋势分析、相关分析、合成分析等常规气象统计方法(魏凤英,2007;吴洪宝等,2005),闭合特征等值线的中心计算方法参考西伯利亚特征指数的计算公式(龚道溢等,1999;侯亚红等,2008)。

利用风场计算青藏高原地区600 hPa涡度分布。夏季青藏高原主体上为正涡度中心,考虑正涡度的稳定建立,取5个单位(1个单位=1×10⁻⁶s⁻¹)的等正涡度线作为特征等值线,计算闭合等值线的单位面积强度和涡度加权中心(简称中心)位置

$$\left\{ \begin{aligned} I_{V-str} &= \frac{\sum_{i=1}^N V_i \delta_i \cos \varphi_i}{\sum_{i=1}^N \delta_i \cos \varphi_i} \\ I_{V-\varphi} &= \frac{\sum_{i=1}^N V_i \delta_i \varphi_i}{\sum_{i=1}^N V_i \delta_i} \\ I_{V-\lambda} &= \frac{\sum_{i=1}^N V_i \delta_i \lambda_i}{\sum_{i=1}^N V_i \delta_i} \end{aligned} \right. \quad \delta_i = \begin{cases} 1 & \text{当 } V_i \geq 5 \\ 0 & \text{当 } V_i < 5 \end{cases} \quad (1)$$

式中, N 为气旋性环流涡度范围(30°—40°N,70°—105°E)内涡度值不小于5个单位的格点数,经论证该指数可以代表青藏高原季风的强度变化,表示为 I_{V-area} 。 V_i 、 φ_i 和 λ_i 分别为第 i 个格点的涡度值、纬度和经度。以单位面积强度(I_{V-str})、中心经度

($I_{V-\lambda}$)、中心纬度($I_{V-\varphi}$)、整体强度(I_{V-area})这4个指数为基础,分析夏季青藏高原近地面热低压强度和位置的变化,以及该变化对西南地区气候的影响。

3 青藏高原夏季风的演变特征

3.1 夏季青藏高原600 hPa涡度

IPCC-AR5指出,温室气体浓度的增高使对流层增暖,同时,臭氧的减少使得平流层变冷。整个对流层的位势高度整体呈增强趋势。Chen等(2012,2013)通过观测资料和模式资料验证得到中国近地面风速基本呈减弱趋势。

青藏高原季风是青藏高原近地面冬夏反向的季节性环流变化,在冬季表现为冷高压,伴有反气旋性环流,对应负涡度区,夏季表现为热低压,伴随气旋性环流,对应正涡度区。600 hPa的相对涡度及其变化趋势如图2a、b所示。

夏季青藏高原主体为正涡度区,对应气旋式环流,正大值中心位于西藏、青海交界处的唐古拉山。青藏高原北侧为负涡度区,是北支气流绕经青藏高原后形成的反气旋性环流,负值中心位于新疆东部。青藏高原南侧沿喜马拉雅山脉分布着较弱的负涡度带,中心值较小,却明显阻隔了印度半岛和青藏高原的正涡度区相互打通。25°N以南又变成正涡度区,对应着孟加拉湾槽附近的气旋性环流,已不属于青藏高原季风作用范围(图2a)。图2b显示了1951—2012年涡度的线性变化趋势,青藏高原近地面的正涡度总体表现为增强趋势,青藏高原以北的南疆盆

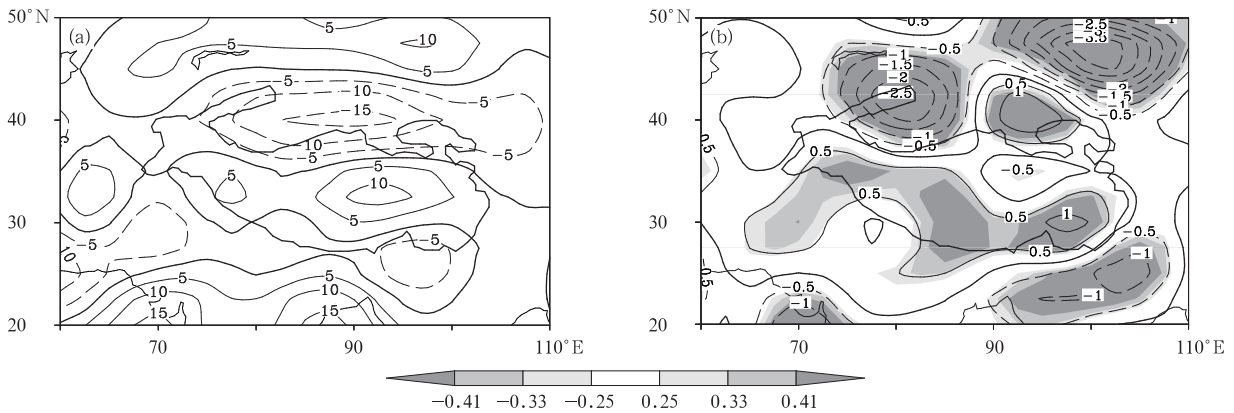


图2 夏季600 hPa涡度(a)气候平均(10⁻⁶s⁻¹)和(b)线性趋势(10⁻⁶s⁻¹/10 a),阴影区为通过95%的置信水平

Fig.2 Distribution of (a) climatological mean vorticity (10⁻⁶s⁻¹) and (b) its linear trend fitting (10⁻⁶s⁻¹/10 a); shaded areas are significant at the confident level of 95%) in summer at 600 hPa

地、蒙古高原、青藏高原东南侧缅甸至中国云南为负涡度增强中心。青藏高原上的气旋性环流及其南北两侧的反气旋性环流同时加强,青藏高原夏季风加强,与已有研究利用高度场(汤懋苍等,1984;华维等,2012;王颖等,2015)和纬向风场(齐冬梅等,2009)得到的结果大体一致。

3.2 高原夏季风指数的定义及其相互关系

基于上述对青藏高原 600 hPa 涡度特征的分析,就气候平均而言,青藏高原和印度半岛的正涡度区存在明显的界限,但某些年份仍然相互连通,选取涡度 0 线为特征等值线不能完全将二者区分开来。考虑正涡度的稳定建立,文中采用 5 个单位(1 个单位 = $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)的等涡度线作为特征等值线,计算夏季青藏高原正涡度区($30^{\circ}\text{--}40^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ}\text{--}105^{\circ}\text{E}$)的

单位面积强度($I_{V\text{-str}}$)、中心经度($I_{V\text{-}\lambda}$)、中心纬度($I_{V\text{-}\varphi}$)和涡度范围($I_{V\text{-area}}$)4 个指数,其年际变化曲线如图 3 所示。涡度范围为 2—27 个格点数,平均为 14.5 个格点,整体表现为增加趋势,每 10 年约增加 1.25 个格点。涡度单位面积强度为 5.9—11.1 个单位,平均强度为 8.1 个单位,整体呈减弱趋势,每 10 年约减弱 0.12 个单位(图 3a)。 $I_{V\text{-str}}$ 和 $I_{V\text{-area}}$ 相关系数为 0.30,通过了 95% 置信水平的显著性检验,并且,在 5 次多项式拟合结果中具有很好的同步变化,二者去掉线性趋势后相关系数达到 0.48,通过了 99.9% 置信水平的显著性检验。在年代际尺度上,二者虽然一个增强,一个减弱,但二者的振动位相是基本同步的,即在年际尺度上,青藏高原夏季风范围越大,单位面积强度越强。

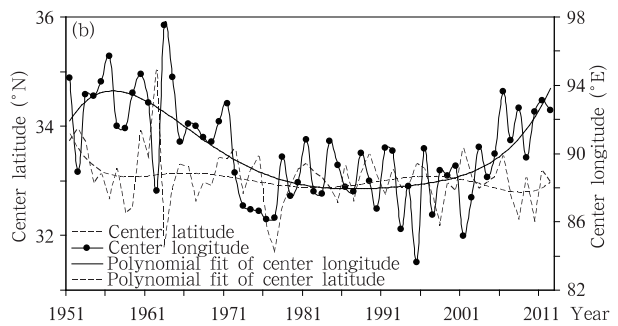
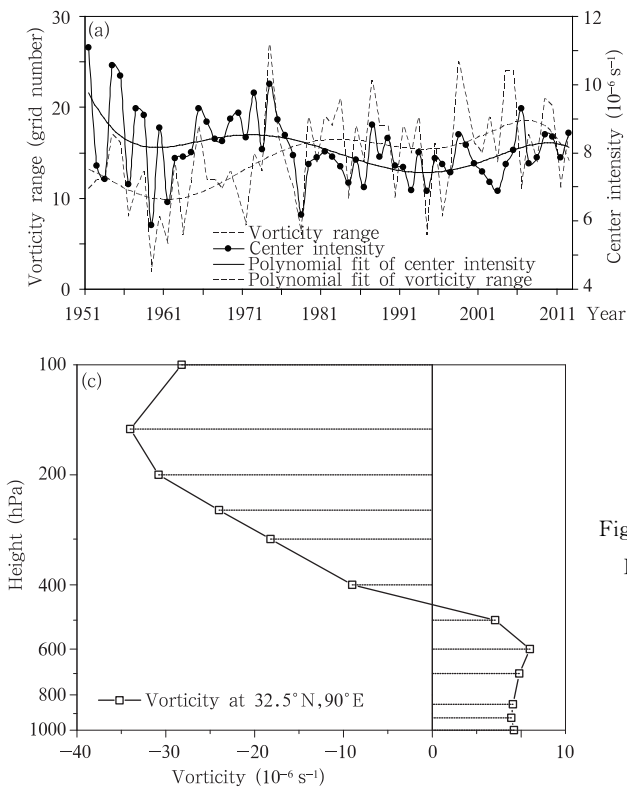


图 3 1951—2012 年青藏高原夏季风强度(a)、位置指数(b)及中心点(32.5°N , 90°E)气候平均涡度的垂直廓线(c)

Fig. 3 Intensity (a) and location indexes (b) of the Tibetan Plateau summer monsoon from 1951 to 2012 and (c) the vertical profile of the climate-averaged vorticity at the central point (32.5°N , 90°E)

图 3b 是青藏高原季风中心的经度和纬度变化,中心纬度为 $31.68^{\circ}\text{--}35.03^{\circ}\text{N}$,平均位于 33.03°N ,中心经度为 $83.65^{\circ}\text{--}97.50^{\circ}\text{E}$,平均位于 90.11°E 。多年平均的涡度中心与汤懋苍等(1984)5 点定义法的中心点位置(32.5°N , 90°E)相近,但又弥补了中心点固定造成位置的不可变性。由于青藏高原自身的地形特征,东西长是南北宽的 2 倍左右,正涡度中

心在东西向的摆动明显大于南北向。正涡度中心位置在 20 世纪 70 年代中期以前明显西移,90 年代中期以后明显东移,其间东西位置摆动幅度较小。正涡度中心的南北位置没有明显的趋势变化,但波动振幅 80 年代以后明显小于之前,南北位置年际振荡减弱。

青藏高原季风发生在青藏高原的近地面,气旋

系统的中心位置平均在(33°N, 90°E), 该位置大致位于青藏高原的几何中心, 与汤懋苍等(1984)定义热低压中心也基本一致。中心点涡度值的垂直廓线分布(图 3c)显示, 在 500 hPa 及其以下层次, 青藏高原存在正涡度区, 正涡度值在 600 hPa 达到最大, 400 hPa 完全转为负涡度。表明青藏高原夏季气旋性环流到达的高度有限, 最高发展至 500 hPa。因此, 采用 600 hPa 作为代表, 计算青藏高原季风的涡度类指数是比较合理的。当然, 这是多年平均的结果, 在年际波动上, 不同的青藏高原季风强度年, 可能导致正涡度影响的水平范围和垂直厚度产生差异。

将所有青藏高原季风指数进行分类, 大致可分为高度场类(汤懋苍等, 1984, I_{H-tmc} ; 王颖等, 2015, I_{H-pc1} 和 I_{H-pc2})、风场类(齐冬梅等, 2009, I_{W-qdm})和涡

度场类(陈少勇等, 2010, I_{V-csy} ; 本研究新定义 I_{V-str} 、 $I_{V-\lambda}$ 、 $I_{V-\varphi}$ 、 I_{V-area}), 各指数的相互关系如表 1 所示。强度指数之间的相关基本上通过了 99% 的置信水平检验。汤懋苍指数(I_{H-tmc})与风场类指数相关很强, 与涡度单位面积强度(I_{V-str})和涡度范围(I_{V-area})的相关也很高。表明青藏高原季风在环流场上的变化具有一致性, 即青藏高原低压偏强, 其南北两侧的纬向风切变增大, 中心涡度增大, 特征等涡度线包围的面积增大; 反之亦然。中心纬度($I_{V-\varphi}$)除与陈少勇指数(I_{V-csy})正相关通过 0.05 显著性检验外, 与其他指数相关均较差, 可能是由于纬度自身的变化幅度较小。中心经度与所有高度场和风场类强度指数以及陈少勇涡度指数和涡度面积指数都成显著的负相关, 表明青藏高原季风越强, 涡度中心越偏西。

表 1 1951—2012 年夏季 9 个青藏高原季风指数之间及与北半球温度的相关系数
Table 1 The correlation coefficients between the nine TPSM indices each other and the correlation between them and the north hemisphere temperature in summer from 1951 to 2012

		高度			风		涡度			
		I_{H-tmc}	I_{H-pc1}	I_{H-pc2}	I_{W-qdm}	I_{V-csy}	I_{V-str}	$I_{V-\lambda}$	$I_{V-\varphi}$	I_{V-area}
高 度	I_{H-tmc}	1								
	I_{H-pc1}	0.36	1							
	I_{H-pc2}	-0.30	0.00	1						
风	I_{W-qdm}	0.91	0.51	-0.18	1					
	I_{V-csy}	0.14	0.14	-0.50	0.11	1				
涡 度	I_{V-str}	0.64	-0.22	-0.30	0.47	0.05	1			
	$I_{V-\lambda}$	-0.29	-0.47	0.06	-0.38	-0.34	0.17	1		
	$I_{V-\varphi}$	-0.02	-0.23	-0.15	-0.11	0.32	0.16	-0.05	1	
	I_{V-area}	0.75	0.47	-0.12	0.88	0.15	0.30	-0.44	-0.02	1
北半球温度		0.18	0.58	0.14	0.30	0.06	-0.15	-0.07	-0.10	0.32

注: 斜体、黑体、黑体下划线分别表示通过 95%、99%、99.9% 置信水平的检验。

涡度范围指数是 5 个单位的等正涡度线包围的格点数, 其与青藏高原其他季风强度指数相关显著, 是否可以表示青藏高原季风的整体强度, 仍需要进一步的验证。将涡度面积指数回归到 600 hPa 环流场上(图略), 结果显示, 该指数偏大时, 青藏高原主体正涡度偏强, 南北两侧负涡度偏强, 相关 0 线大致沿青藏高原 600 hPa 地形边缘分布。同时, 青藏高原主体位势高度降低、气温升高, 周围位势高度升高、气温下降, 青藏高原主体南侧西风增强, 北侧西风减弱, 东部以偏南风异常为主, 充分体现了青藏高原季风是高度场上的热低压系统, 风场上的气旋性环流。

对 4 个新的涡度类指数进行最大熵谱分析(图略), 样本量为 62, 最大波数取为 31, 结果显示青藏

高原季风强度存在准 2 年和准 7 年的周期变化, 单位面积强度和中心经度均存在准 3 年周期振荡, 而中心纬度存在准 2 年和准 6 年的周期。

所有青藏高原季风指数相互之间具有较好的一致性, 但新指数不仅全面考虑了经向风和纬向风, 也考虑了低压气旋系统中心位置的移动和覆盖范围的大小。因此, 青藏高原的新季风指数定义是必要的。

3.3 青藏高原季风变异与气候变暖的联系

青藏高原季风强度类指数与北半球温度都具有较好的正相关(表 1), 即北半球温度越高, 青藏高原季风强度越强。华维等(2012)研究指出青藏高原夏季风增强可能与青藏高原一周围陆地上热力差异增大存在密切联系。北半球夏季温度对地表温度回归结果(图 4a)表明, 在气候变暖背景下, 青藏高原主

体温度以上升为主,最大值升温中心在西藏西部达到 0.4°C 。青藏高原周边的西藏南侧、新疆西南部及青藏高原东北边缘为负距平区域,即随着北半球温度升高,青藏高原地区的温度响应主要体现为青藏高原与其周边地区的热力差异增大,青藏高原热低压增强,青藏高原季风总体增强,与华维等(2012)的研究结论一致。郑然等(2015)讨论了变暖背景下青藏高原气温变化的新特征,研究得出青藏高原年平均气温在1997年发生了更明显的暖突变,相比全球近15年的变暖趋缓现象,青藏高原在突变后表现为更大幅度的变暖。去掉线性变化趋势后,新定义的涡度类青藏高原夏季风指数与郑然等(2015)提供的青藏高原1971—2011年81个气象台站气温资料的相关结果(图略)显示,青藏高原季风强度和位置与青藏高原地面气温存在正相关,中东部尤为显著。夏季青藏高原区域平均气温偏高对应青藏高原夏季风单位面积强度($I_{V\text{-str}}$, 相关系数0.43)偏强,中心经度($I_{V\text{-}\lambda}$, 相关系数0.37)偏东,中心纬度($I_{V\text{-}\varphi}$, 相关系数0.30)偏北,与高原季风正涡度覆盖范围($I_{V\text{-area}}$, 相关系数0.10)关系不大。夏季青藏高原区域平均气温与北半球温度具有很强的一致性,同期相

关系数达到0.79(去掉线性趋势后为0.54),但前者具有更大的波动方差,1971—2011年夏季青藏高原区域平均气温极差约 2.8°C ,北半球仅 1.0°C 左右。

从新定义的青藏高原夏季风指数、青藏高原温度和北半球温度之间的相关结果来看,青藏高原季风的单位面积强度($I_{V\text{-str}}$)和中心位置($I_{V\text{-}\varphi}$ 、 $I_{V\text{-}\lambda}$)更能反映青藏高原自身气温变化的特点,而青藏高原季风整体强度($I_{V\text{-area}}$)与北半球温度关系更紧密,即与更大尺度的气候变化联系更紧密。选取新定义的高原季风强度指数($I_{V\text{-area}}$)与北半球温度进行11年滑动相关(图4b),结果显示二者的关系并不稳定,20世纪70年代中期之前以负相关为主,之后以正相关为主。50年代中期至70年代中期,北半球温度呈较弱的下降趋势,青藏高原季风强度增强;70年代中期至80年代末,北半球温度升高,青藏高原季风再次波动增强;80年代末至90年代中期,北半球温度持续升高,青藏高原季风强度减弱;1998年青藏高原季风突然由弱转强,此后波动减弱,北半球温度仍然以升高为主,但升温速率趋缓。21世纪以来,青藏高原季风强度与北半球温度的关系不显著,变化相对独立。

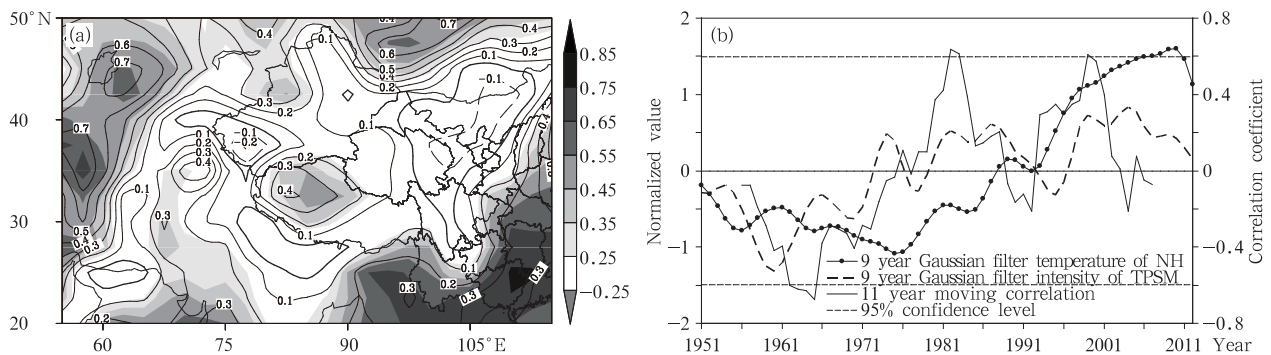


图4 1951—2012年夏季标准化北半球温度对青藏高原地表温度的回归系数(a) (单位: $^{\circ}\text{C}$)及其与青藏高原季风强度的11年滑动相关(b)

Fig. 4 Correlation distribution between the north hemisphere temperature (NHT) and the surface temperature in summer averaged from 1951 to 2012 (a, unit: $^{\circ}\text{C}$), and (b) the 11 year moving correlation between NHT and the TPSM intensity

青藏高原季风位置变化与北半球温度的关系总体不显著,在20世纪90年代中期以后纬度变化不明显,经度呈现出明显的东移趋势,2006年出现极大值。该年西南地区出现了百年一遇的特大干旱事件,二者之间是否存在联系,将在下一步工作中进行讨论。

在气候变暖背景下,青藏高原季风强度存在较好的响应,但位置变化较为独立,体现出青藏高原季风变化的特殊性。这些变化是否存在重要的气候效应,如果存在,则研究青藏高原季风变化及其气候效应是必要的。

4 夏季高原季风对中国西南气候的影响

将西南地区 116 站气象要素区域平均,得到西南地区气象要素变化序列,并与青藏高原季风指数进行相关分析(表 2 仅列出通过 95% 置信水平的相关结果)。新的青藏高原季风强度指数($I_{V\text{-area}}$)与西南地区降水的相关系数为 0.26,是同类指数中相关结果最好的,达到 90% 的置信水平,表明新强度指

数对西南地区降水的反映能力优于其他指数。夏季青藏高原热低压的单位面积强度($I_{V\text{-str}}$)、中心纬度($I_{V\text{-}\varphi}$)、整体纬度($I_{H\text{-pc}2}$)、陈少勇等(2011)定义的青藏高原季风强度($I_{V\text{-csy}}$)与西南地区气象要素的关系均较差,仅当 $I_{V\text{-str}}$ 和西南地区蒸发量各自去掉线性变化趋势后,二者存在显著的负相关(相关系数 -0.36),其余相关均未通过 95% 置信水平的检验,故未一一列举。

表 2 1960—2012 年青藏高原夏季风指数与西南区域平均气象要素的相关系数
Table 2 The correlation coefficients between the TPSM indices and the domain averaged meteorological factors of southwestern China averaged from 1960 to 2012

		平均气温	最高气温	最低气温	气温日较差	日照时数	相对湿度	降水	蒸发
$I_{H\text{-tmc}}$	原始				-0.34	-0.37			-0.51
	去趋势		-0.31		-0.30				-0.46
$I_{H\text{-pc}1}$	原始			0.39	-0.31	-0.45			-0.42
	去趋势	-0.31	-0.35				0.35		-0.28
$I_{W\text{-qdm}}$	原始				-0.48	-0.52			-0.57
	去趋势	-0.33	-0.42		-0.45	-0.40	0.29		-0.51
$I_{V\text{-area}}$	原始		-0.31		-0.60	-0.65			-0.56
	去趋势	-0.34	-0.49		-0.58	-0.56	0.38	0.26	-0.50
$I_{V\text{-}\lambda}$	原始	0.29	0.33				-0.33		
	去趋势	0.40	0.40	0.38			-0.43		

注:相关不显著的结果未列出,斜体、黑体、黑体下划线分别表示通过 95%、99%、99.9% 置信水平的检验。

青藏高原季风对西南地区气候的确存在显著影响,所有强度类指数与西南区域平均气候要素在年际变化上具有很强的相关。青藏高原季风越强,西南地区气温就越低,湿度越大。青藏高原季风强度与气温日较差、日照时数、地表蒸发的负相关关系均通过了 99.9% 的置信水平检验。即青藏高原夏季风较强时,对应西南地区日照时数较短、气温日较差较小、蒸发较弱。尽管 5 个青藏高原季风强度指数反映的结果相似,但就相关系数的大小而言,新定义的青藏高原季风强度指数($I_{V\text{-area}}$)关系最好。

王颖等(2015)研究指出,青藏高原冬季地面冷高压整体的南北位置摆动对西南地区的气温有重要影响。对夏季而言,青藏高原地面热低压整体纬度($I_{V\text{-pc}2}$)和中心纬度($I_{V\text{-}\varphi}$)的变化对西南气候的影响不明显,但中心经度($I_{V\text{-}\lambda}$)与西南地区的气温和湿度变化存在密切联系。当青藏高原 600 hPa 正涡度区域中心东移时,西南地区气温显著升高,相对湿度减小,在年际尺度上,这样的相关结果更显著。

在年际尺度上,青藏高原热低压中心东西向移动对平均气温和相对湿度的影响比青藏高原季风强度的影响更明显。青藏高原季风强度主要通过影响

最高气温影响平均气温,中心位置使最高气温和最低气温同时偏高影响到平均气温。因此,热低压位置对平均气温的影响更显著。下面将讨论青藏高原季风的强度($I_{V\text{-area}}$)和中心经度位置($I_{V\text{-}\lambda}$)变化对西南气候的影响及其物理机制。

4.1 强度的影响

青藏高原季风强度与西南地区的气象要素的空间相关显示(图 5),青藏高原季风强度的影响范围主要位于川渝地区。当青藏高原季风强度增强时,该地区平均气温(图 5a)和最高气温(图 5b)显著偏低,温度日较差明显减小(图 5c)、日照时数缩短(图 5d),相对湿度增大(图 5e)、地表蒸发减弱(图 5f)。青藏高原季风强度与西南地区的降水总体正相关(相关值 0.26),仅在川东渝北和四川西北部能通过 90% 的信度检验,与相对湿度的空间分布类似。当青藏高原季风强度偏强时,西南地区日照时数偏短,平均气温和最高气温偏低,气温日较差减小,蒸发减少,相对湿度增大,降水偏多。

4.2 位置的影响

各自去掉线性变化趋势后,青藏高原地面热低压中心经度与西南气候要素的空间相关分布如图 6

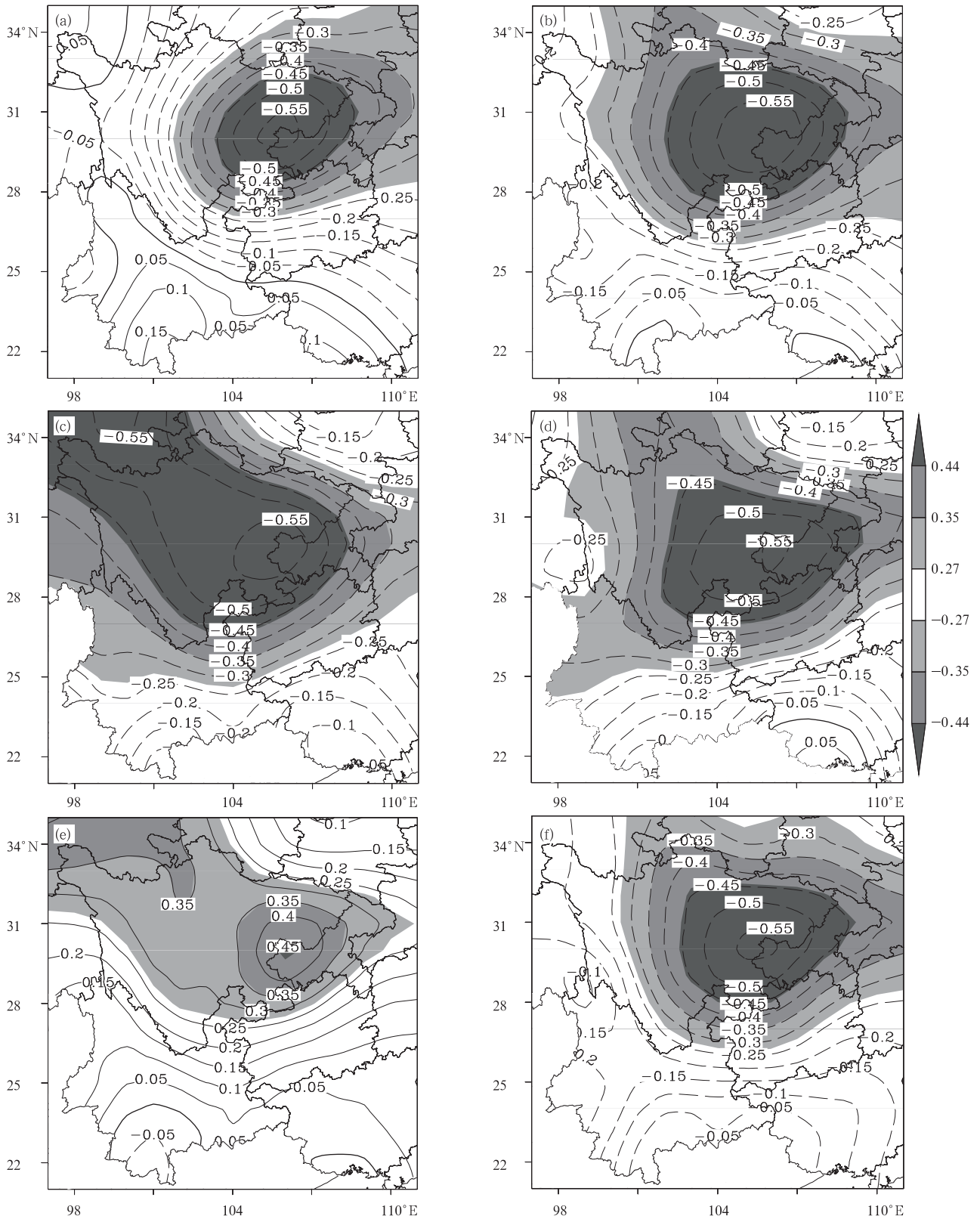


图5 青藏高原夏季风强度与西南(a)平均气温、(b)最高气温、(c)气温日较差、(d)日照时数、(e)相对湿度、(f)蒸发量的相关系数分布(阴影区达到95%的置信水平)

Fig. 5 Detrending correlation distribution between the TPSM intensity and the (a) average, (b) maximum, (c) diurnal range of temperature, (d) sunshine duration, (e) relative humidity and (f) evaporation (Shaded areas are significant at the confident level of 95%)

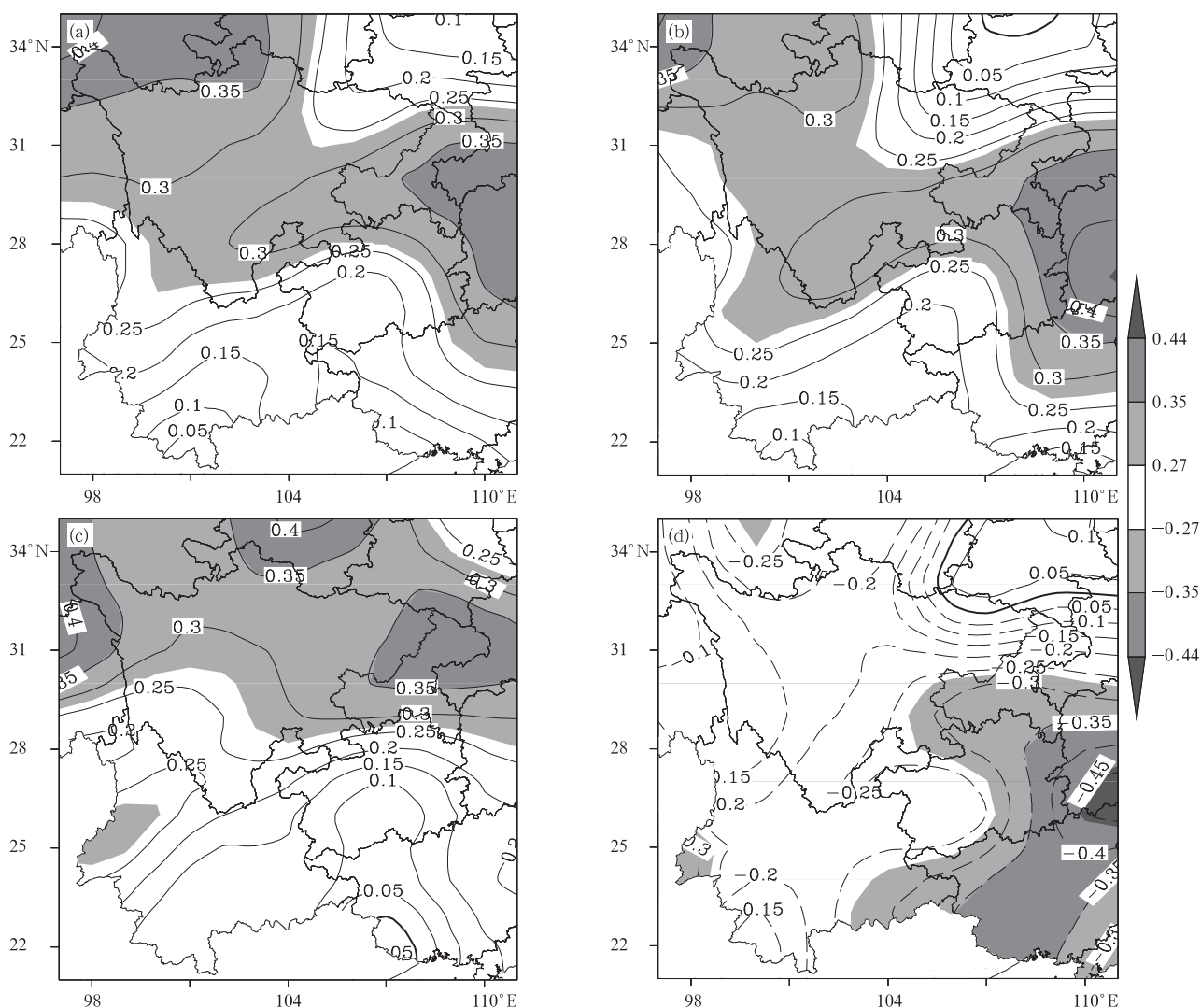


图 6 青藏高原夏季风中心经度与西南(a)平均气温、(b)最高气温、(c)最低气温和 (d)相对湿度的相关系数分布(阴影区达到 95%的置信水平)

Fig. 6 Detrending correlation distribution between the TPSM central longitude and the (a) average, (b) maximum, (c) minimum temperature and (d) relative humidity (shaded areas are significant at the confident level of 95%)

所示。青藏高原热低压中心位置与西南地区平均、最高、最低气温一致正相关,相关显著区位于川渝地区;与相对湿度一致负相关,负相关显著区位于研究区域的东南部。因此,当青藏高原热低压中心位置偏东时,西南地区易出现高温少雨的天气形势,且以川渝地区更为明显。

4.3 影响机制

青藏高原季风强度指数与热低压中心经度成显著负相关(相关系数 -0.44),去掉线性趋势后关系略微减弱(相关系数 -0.34),即当青藏高原季风强度增强时,中心经度向西移动,共同对应西南地区温

度偏低,日照时数偏短。青藏高原夏季风的强度和位置指数年际变化曲线显示,20 世纪 60 至 80 年代,二者成显著的负相关,此后关系不显著,进入 21 世纪负相关又变得显著(图 7a),西南地区的气温和降水的相关关系也表现出类似的变化(图 7b)。在 20 世纪 60 年代初至 70 年代中期的显著负相关时期,青藏高原季风强度明显增强,中心位置显著西移,对应西南地区低温多雨的气候特点。青藏高原热低压的中心位置在 20 世纪 90 年代中期以后不断东移,对应西南地区温度升高、降水减少。21 世纪以来青藏高原季风强度减弱与中心位置东移共同作

用,西南地区暖干化趋势明显,干旱事件频发,尤以2006和2011年夏季西南地区特大干旱为典型代表

(易俊莲等,2013)。

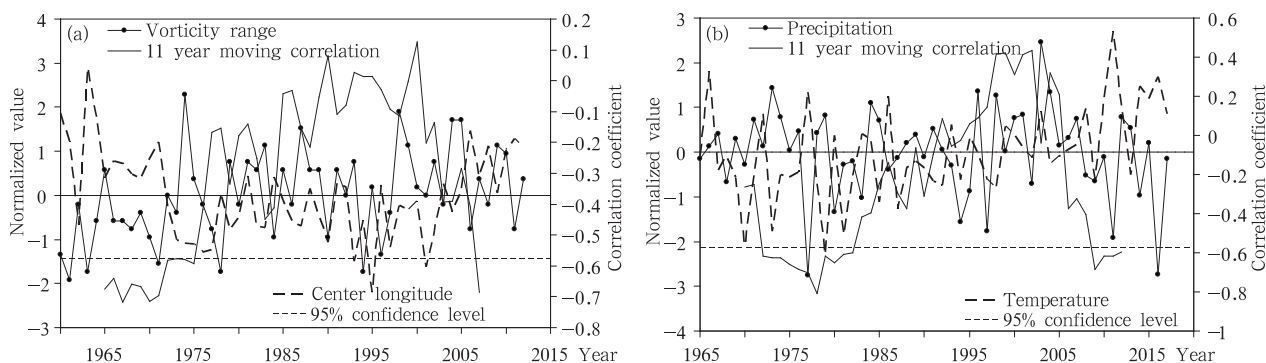


图7 1960—2012年青藏高原夏季风强度和中心经度(a)及西南地区平均气温和降水(b)的变化

Fig. 7 Variations of the TPSM (a) intensity and the central longitude as well as the (b) average air temperature and rainfall in southwestern China

影响中国西南地区旱涝变化的系统较多,西太平洋副热带高压(简称西太副高)和南亚高压是两个主要的影响系统。将1951—2012年青藏高原季风强度和位置与8个南亚高压特征指数(彭丽霞,2008)和5个西太副高特征指数(来自中国气候中心74项环流指数)进行相关分析,发现青藏高原季风变化仅与两大高压的南北位置指数存在密切联系。当青藏高原季风偏强时,南亚高压主体中心纬度偏南(相关系数 -0.33),整体脊线偏南(相关系数 -0.50),西太副高脊线偏南(相关系数 -0.22);反之亦然。当青藏高原季风位置偏东时,南亚高压主体中心纬度偏北(相关系数 0.38),整体脊线偏北(相关系数 0.46),西太副高脊线偏北(相关系数 0.23);反之亦然。明显地,青藏高原季风强度与位置的变化与两个高压系统的南北位置变动协同影响西南旱涝的变化,且青藏高原季风与南亚高压的联系更为紧密。李永华等(2013)研究指出,当副高脊线偏北时,西南地区东部夏季容易出现干旱,反之,则出现洪涝的可能性大。同样,当南亚高压偏北时,有利于西南地区东部夏季降水偏少,反之亦然(李永华等,2012)。两个高压对西南旱涝的影响过程主要是通过影响西南地区的水汽输送和垂直运动实现的。

按照10%的极端异常情况进行取样,在1960—2012年中涡度面积异常偏大(青藏高原季风强)年(1974、1987、1998、2004、2005年)、偏小(青藏高原季风弱)年(1961、1963、1971、1978、1994年),中心经度异常偏东年(1960、1963、1964、2006、2011年)、

偏西年(1976、1977、1993、1995、2001年),对垂直运动和水汽输送进行差值合成(图8)。

青藏高原季风对西南气候的影响存在明显的南北差异,大致以 27.5°N 为界。对川渝地区的影响大,而对滇、黔、桂地区的影响相对较小。当青藏高原季风偏强时,川渝地区中低层为强的上升运动,400 hPa以上产生弱的下沉运动(图8a),形成深厚的对流运动,异常上升运动能达到300 hPa,最大对流高度向东逐渐降低。云贵地区在600 hPa以下上升,以上下沉(图8b),形成较为浅薄的对流运动。整层水汽输送在四川中西部、重庆、贵州、广西等地异常辐合,在四川东北部和云南地区辐散(图8c)。因此,西南大部分地区云量偏多,日照时数减少,相对湿度偏大,蒸发减弱,以阴雨天为主,气温偏低。青藏高原季风强度对川渝地区的影响程度更甚于云贵地区。更大范围而言,强的青藏高原夏季风对应青藏高原东部和长江流域水汽异常辐合,降水偏多,华北和东北地区水汽异常辐散,降水偏少,副热带季风偏弱;南亚地区水汽辐散,降水减少,印度季风偏弱(图8c)。当青藏高原季风偏弱时,情况相反。

青藏高原季风中心经度偏东年,对应川渝地区上空异常垂直速度0线自600 hPa开始随高度向西倾斜,高层为上升运动,低层为下沉运动,最大下沉运动自西向东减弱;云贵地区的整个对流层均为下沉运动(图8d)。西南地区温度显著偏高区(图6a、b)与水汽辐散异常大值区(图8e)相对应。西南全区以气温偏高、湿度偏低为主。更大范围而言,青藏高原夏季风偏东对应青藏高原和长江以南地区水汽

异常辐散,河套、华北、东北地区水汽异常辐合,降水偏多,副热带季风偏强;南亚地区水汽异常变化较

小,印度季风强度变化不大(图 8e)。当青藏高原季风偏西时,情况相反。

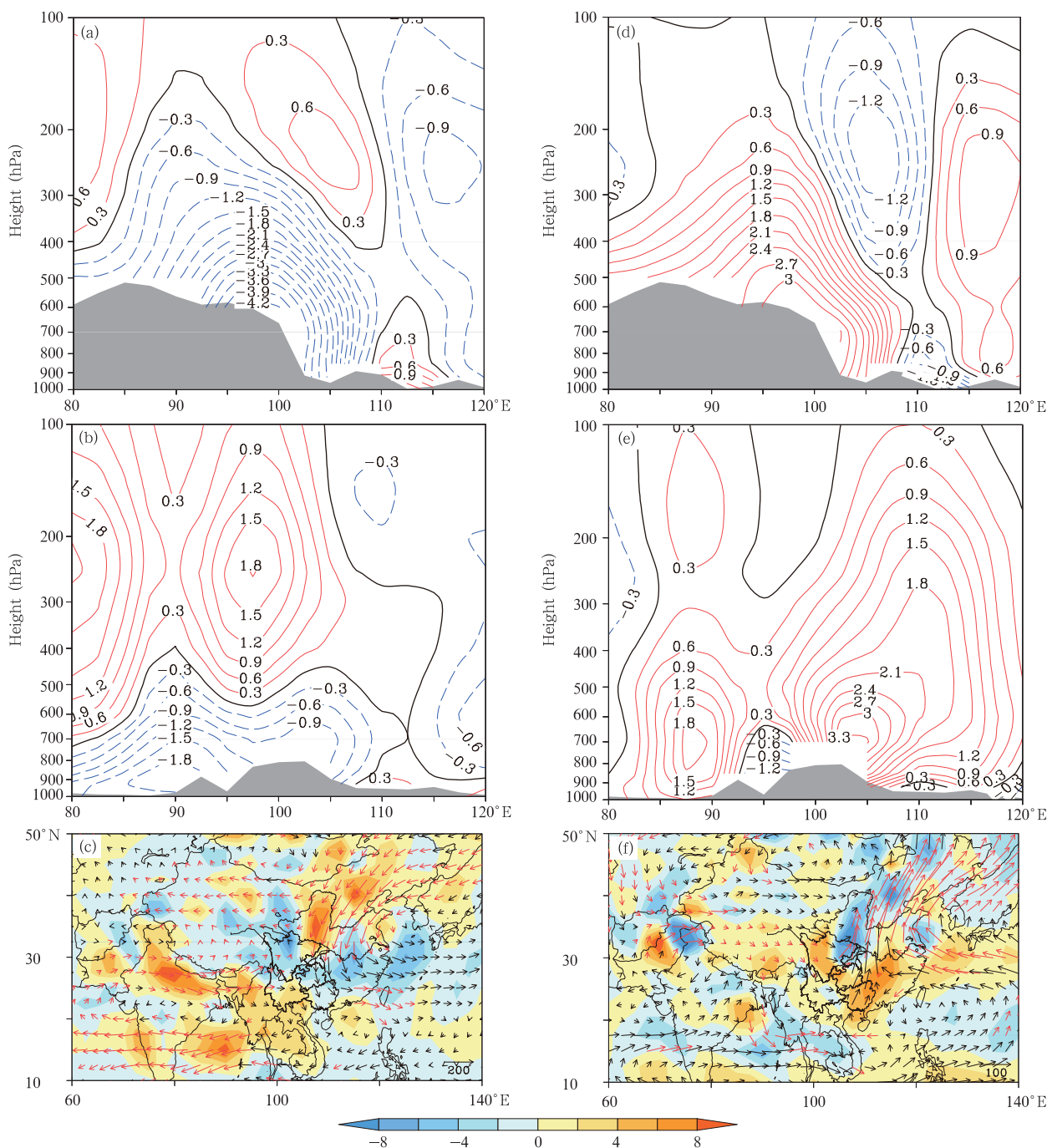


图 8 青藏高原季风异常合成垂直速度差值(10^{-2} Pa/s)沿(a,d)27.5°—32.5°N平均和(b,e)22.5°—27.5°N平均的经度-高度剖面及(c,f)地面积分至300 hPa的水汽输送差值场(矢量表示水汽通量,单位:kg/(m·s),红色箭头表示达到95%置信水平,阴影表示水汽通量散度,单位: 10^{-5} kg/(m²·s); a,b,c为偏强年-偏弱年,d,e,f为偏东年-偏西年)

Fig. 8 Height-longitudinal cross-sections of the differential omega (10^{-2} Pa/s) averaged over (a,d) 27.5°—32.5°N, (b,e) 22.5°—27.5°N and (c,f) the surface—300 hPa vertically integrated moisture transport (vectors, kg/(m·s); red vectors are significant at the 95% confidence level) and moisture divergence (shading, 10^{-5} kg/(m²·s); a,b,c for strong minus weak; d,e,f for eastern minus western)

5 结论与讨论

(1) 青藏高原夏季风具有明显的年际、年代际变化, 在年代际尺度上, 青藏高原季风强度增强, 进入 21 世纪以来增强趋缓; 南北位置变化幅度较小, 尤其在 20 世纪 80 年代以后, 南北摆动振幅更小; 东西位置在 70 年代以前明显偏西, 70 年代中期至 90 年代中期摆动幅度较小, 90 年代末至今表现为明显向东移动的趋势。在年际尺度上, 青藏高原季风强度越强, 位置越偏西。青藏高原季风整体强度存在显著的 2 和 7 年周期, 南北位置存在准 2 年和 6 年周期, 中心强度和东西位置具有显著的 3 年周期。

(2) 青藏高原季风强度与北半球温度在年代际尺度上具有较强的相关, 在 20 世纪 70 年代中期, 两者由反相变化转为同向变化。90 年代末以后, 北半球温度升高趋缓, 对应青藏高原季风逐渐减弱。

(3) 当青藏高原季风偏强时, 西太副高位置偏南, 南亚高压位置偏南, 西南地区以上升运动为主, 产生水汽异常辐合, 云量增多, 日照时数减少, 气温日较差减小, 降水偏多。川渝地区的上升运动深厚, 云贵地区上升运动仅限于对流层中低层, 导致川渝地区的上述气象要素变化比云贵地区更显著。青藏高原季风偏弱时, 情况相反。

(4) 当青藏高原季风位置偏东时, 西太副高位置偏北, 南亚高压位置偏北, 西南全区受异常下沉运动控制, 气温偏高, 四川中、西部和贵州、广西等地出现较强的水汽异常辐散, 气温显著偏高, 相对湿度偏低, 降水偏少。

(5) 进入 21 世纪以来, 西南地区降水显著减少, 气温异常偏高, 干旱化趋势严重, 与青藏高原季风强

度减弱和位置东移的共同作用密切相关。

亚洲季风是影响东亚地区天气气候最重要的环流, 各个季风子系统之间配置不同, 得到的气候效应理应有所差别。相关分析表明, 青藏高原季风较强、热低压中心偏西时, 对应副热带季风(孙秀荣等, 2002)和印度季风(Wang, et al, 1999)较弱。但相关关系并不稳定, 尤其进入 21 世纪初以来, 青藏高原季风强度与其他季风系统的负相关关系变得不显著, 但其中心经度与东亚副热带季风强度(孙秀荣等, 2002)和北边缘南界(李栋梁等, 2013)呈显著正相关, 而与印度季风指数(Webster, et al, 1992)呈显著的负相关(图 9), 表明青藏高原热低压的东移对应副热带季风偏强, 北边缘南界北移, 印度季风偏弱, 华北地区降水增多, 西南地区干旱加重。由此可见, 研究青藏高原热低压位置对西南气候变化的影响, 显得尤为重要。新定义的青藏高原季风指数更全面地反映了青藏高原季风自身的变化特征, 以往只关注了青藏高原夏季风强度的影响, 东西位置变化同样具有重要的气候效应。从图 5 与图 6 的相关结果来看, 青藏高原季风强度对西南地区气候的影响范围更大, 作用更强, 具体影响到气温、降水、日照等多种气象要素; 中心经度作为强度影响的补充, 对西南地区的气温和相对湿度具有一定的作用, 尤其是 21 世纪以来, 强度和位置的共同作用对西南地区干旱化趋势加重具有重要影响, 且位置变化与更大尺度的环流系统联系更为紧密。当然, 各个季风系统之间的相关关系不稳定, 可能是气候变化造成的, 也有可能是系统之间的非线性相互作用, 这还需要在以后工作中做进一步的探索。

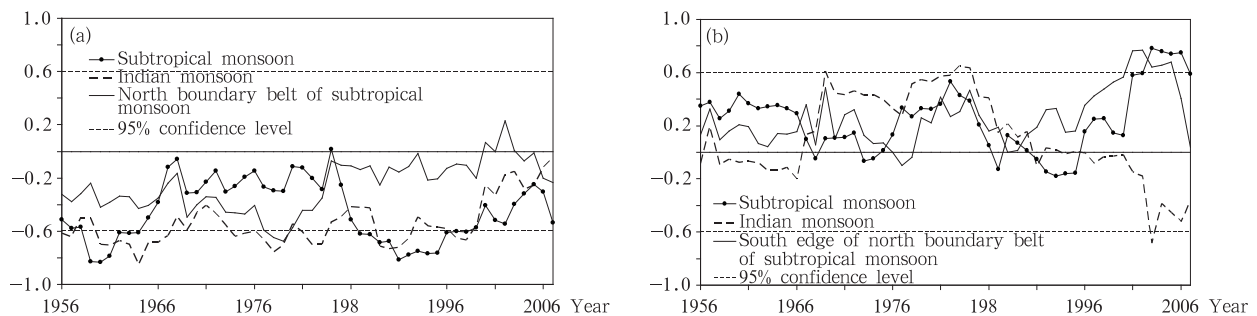


图 9 青藏高原季风强度(a)和中心经度(b)与亚洲季风子系统指数的 11 年滑动相关
Fig. 9 Sliding 11 years related distribution of the TPSM intensity (a) and the central longitude (b) with the indices for the prominent subsystem of the Asia monsoon

参考文献

- 陈少勇, 林纾, 王劲松等. 2011. 中国西部雨季特征及高原季风对其影响的研究. 中国沙漠, 31(3): 765-773. Chen S Y, Lin S, Wang J S, et al. 2011. Rainy season characteristics in west China and impact of the plateau monsoon. J Desert Res, 31(3): 765-773 (in Chinese)
- 范思睿, 王维佳, 刘东升等. 2014. 基于再分析资料的西南区域近50a空中水资源的气候特征. 暴雨灾害, 33(1): 65-72. Fan S R, Wang W J, Liu D S, et al. 2014. Climatological characteristics of water vapor over southwest China during the recent 50 years based on the reanalysis data. Torrential Rain Disaster, 33(1): 65-72 (in Chinese)
- 龚道溢, 王绍武. 1999. 西伯利亚高压的长期变化及全球变暖可能影响的研究. 地理学报, 54(2): 125-133. Gong D Y, Wang S W. 1999. Long-term variability of the Siberian high and the possible connection to global warming. Acta Geogra Sinica, 54(2): 125-133 (in Chinese)
- 贺晋云, 张明军, 王鹏等. 2011. 近50年西南地区极端干旱气候变化特征. 地理学报, 66(9): 1179-1190. He J Y, Zhang M J, Wang P, et al. 2011. Climate characteristics of the extreme drought events in southwest China during recent 50 years. Acta Geogra Sinica, 66(9): 1179-1190 (in Chinese)
- 侯亚红, 杨修群, 李刚等. 2008. 西伯利亚高压特征指数及其变率分析. 南京气象学院学报, 31(3): 326-330. Hou Y H, Yang X Q, Li G, et al. 2008. Four indexes and their change rates of Siberian high. J Nanjing Inst Meteor, 31(3): 326-330 (in Chinese)
- 华维, 范广洲, 王炳赞. 2012. 近几十年青藏高原夏季风变化趋势及其对中国东部降水的影响. 大气科学, 36(4): 784-794. Hua W, Fan G Z, Wang B Y. 2012. Variation of Tibetan plateau summer monsoon and its effect on precipitation in east China. Chinese J Atmos Sci, 36(4): 784-794 (in Chinese)
- 李栋梁, 邵鹏程, 王慧. 2013. 1951—2009年东亚副热带夏季风北边缘位置的地域特征. 中国沙漠, 33(5): 1511-1519. Li D L, Shao P C, Wang H. 2013. The position variations of the north boundary of East Asian subtropical summer monsoon in 1951—2009. J Desert Res, 33(5): 1511-1519 (in Chinese)
- 李国平. 2007. 青藏高原动力气象学, 第二版. 北京: 气象出版社, 94-101. Li G P. 2007. Dynamic Meteorology of the Tibetan Plateau, 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press, 94-101 (in Chinese)
- 李永华, 青吉铭, 李强等. 2012. 夏季南亚高压的年(代)际变化特征及其对西南地区东部旱涝的影响. 西南大学学报(自然科学版), 34(9): 71-81. Li Y H, Qing J M, Li Q, et al. 2012. Inter-annual and inter-decadal variations of South Asian high in summer and its influences on flood/drought over eastern southwest China. J Southwest Univ (Nat Sci Ed), 34(9): 71-81 (in Chinese)
- 李永华, 青吉铭, 李强等. 2013. 西南地区东部夏季旱涝的西太平洋副高特征. 西南大学学报(自然科学版), 35(3): 106-116. Li Y H, Qing J M, Li Q, et al. 2013. Features of western Pacific subtropical high (WPSH) associated with drought/flood in summer over the eastern part of southwest China. J Southwest Univ (Nat Sci Ed), 35(3): 106-116 (in Chinese)
- 马建华. 2010. 西南地区近年特大干旱灾害的启示与对策. 人民长江, 41(24): 7-12. Ma J H. 2010. Revelation and countermeasures of catastrophic drought disasters in recent years in southwest China. Yangtze River, 41(24): 7-12 (in Chinese)
- 彭丽霞. 2008. 南亚高压气候异常研究[D]. 南京: 南京信息工程大学, 18-19. Peng L X. 2008. Study on climatic anomaly of South Asian high[D]. Nanjing: Nanjing Univ Inform Sci Technol, 18-19 (in Chinese)
- 齐冬梅, 李跃清. 2007. 高原季风研究主要进展及其科学意义. 干旱气象, 25(4): 74-79. Qi D M, Li Y Q. 2007. The major progress of the plateau monsoon study and its scientific significance. Arid Meteor, 25(4): 74-79 (in Chinese)
- 齐冬梅, 李跃清, 白莹莹等. 2009. 高原夏季风指数的定义及其特征分析. 高原山地气象研究, 29(4): 1-9. Qi D M, Li Y Q, Bai Y Y, et al. 2009. The definition of plateau summer monsoon index and analysis on its characteristics. Plateau Mountain Meteor Res, 29(4): 1-9 (in Chinese)
- 孙秀荣, 陈隆勋, 何金海. 2002. 东亚海陆热力差指数及其与环流和降水的年际变化关系. 气象学报, 60(2): 164-172. Sun X R, Chen L X, He J H. 2002. Index of land-sea thermal difference and its relation to interannual variation of summer circulation and rainfall over East Asian. Acta Meteor Sinica, 60(2): 164-172 (in Chinese)
- 汤懋苍, 沈志宝, 陈有虞. 1979. 高原季风的平均气候特征. 地理学报, 34(1): 33-42. Tang M C, Shen Z B, Chen Y Y. 1979. On climatic characteristics of the Xizang plateau monsoon. Acta Geogra Sinica, 34(1): 33-42 (in Chinese)
- 汤懋苍, 梁娟, 邵明镜等. 1984. 高原季风年际变化的初步分析. 高原气象, 3(3): 76-82. Tang M C, Liang J, Shao M J, et al. 1984. Preliminary analysis of inter-annual variability of the plateau monsoon. Plateau Meteor, 3(3): 76-82 (in Chinese)
- 汤懋苍. 1993. 高原季风研究的若干进展. 高原气象, 12(1): 95-101. Tang M C. 1993. Some advances on the research of plateau monsoons (a review). Plateau Meteor, 12(1): 95-101 (in Chinese)
- 王颖, 李栋梁, 王慧等. 2015. 青藏高原冬季风演变的新特征及其与中国西南气温的关系. 高原气象, 34(1): 11-20. Wang Y, Li D L, Wang H, et al. 2015. New variation characteristics of winter monsoon over Qinghai—Xizang Plateau and its influences on temperature over southwest China. Plateau Meteor, 34(1): 11-20 (in Chinese)
- 魏凤英. 2007. 现代气候统计诊断与预测技术, 第二版. 北京: 气象出版社. Wei F Y. 2007. Modern Diagnosis and Prediction of Climate Statistics, Second Edition. Beijing: China Meteorologi-

- cal Press (in Chinese)
- 吴洪宝, 吴蕾. 2005. 气候变率诊断和预测方法. 北京: 气象出版社, 1-48. Wu H B, Wu L. 2005. Methods for Diagnosing and Forecasting Climate Variability. Beijing: China Meteorological Press, 1-48 (in Chinese)
- 谢清霞, 范广洲, 周定文等. 2012. 夏季青藏高原低压的年际和年代际变化及其与我国降水的关系. 高原气象, 31(6): 1503-1510. Xie Q X, Fan G Z, Zhou D W, et al. 2012. Interannual and interdecadal changes of summer low over the Qinghai-Xizang Plateau and its relationship to precipitation in China. Plateau Meteor, 31(6): 1503-1510 (in Chinese)
- 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 青藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡. 气象学报, 28(2): 108-121. Ye D Z, Luo S W, Zhu B Z. 1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan plateau and its surrounding. Acta Meteor Sinica, 28(2): 108-121 (in Chinese)
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 2-9. Ye D Z, Gao Y X. 1979. Meteorology of the Tibetan Plateau. Beijing: Science Press, 2-9 (in Chinese)
- 易俊莲, 方建刚, 刘晓东. 2013. 川渝地区夏季干旱气候特征及成因分析. 干旱地区农业研究, 31(4): 237-244, 256. Yi J L, Fang J G, Liu X D. 2013. Analysis of climatological characteristics and causes of summer droughts in Sichuan-Chongqing region. Agric Res Arid Areas, 31(4): 237-244, 256 (in Chinese)
- 尹晗, 李耀辉. 2013. 我国西南干旱研究最新进展综述. 干旱气象, 31(1): 182-193. Yin H, Li Y H. 2013. Summary of advance on drought study in southwest China. J Arid Meteor, 31(1): 182-193 (in Chinese)
- 宇婧婧, 刘屹岷, 吴国雄. 2011. 冬季青藏高原大气热状况分析 I: 气候平均. 气象学报, 69(1): 79-88. Yu J J, Li Y M, Wu G X. 2011. An analysis of the diabatic heating characteristic of atmosphere over the Tibetan Plateau in winter I: Climatology. Acta Meteor Sinica, 69(1): 79-88 (in Chinese)
- 郑然, 李栋梁, 蒋元春. 2015. 全球变暖背景下青藏高原气温变化的新特征. 高原气象, 待刊. Zheng R, Li D L, Jiang Y C. 2015. The new characters of temperature change over Qinghai-Tibet plateau on the background of global warming. Plateau Meteor, to be published (in Chinese)
- Chen L, Pryor S C, Li D L. 2012. Assessing the performance of Intergovernmental Panel on Climate Change AR5 climate models in simulating and projecting wind speeds over China. J Geophys Res, 117(D24), doi: 10.1029/2012JD017533
- Chen L, Li D L, Pryor S C. 2013. Wind speed trends over China: Quantifying the magnitude and assessing causality. Int J Climatol, 33(11): 2579-2590
- Ding Y H. 1992. Effects of the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau on the circulation features over the plateau and its surrounding areas. Adv Atmos Sci, 9(1): 112-130
- IPCC. 2013. Climate Change 2013 The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change (First Edition). Cambridge, New York: Cambridge University Press
- Luo H B, Yanai M. 1984. The large-scale circulation and heat sources over Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979, Part II: Heat and moisture budgets. Mon Wea Rev, 112(5): 966-989
- Wang B, Fan Z. 1999. Choice of South Asian summer monsoon indices. Bull Amer Meteor Soc, 80: 629-638
- Webster P J, Yang S. 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. Quart J Roy Meteor Soc, 118(507): 877-926
- Ye D Z, Wu G X. 1998. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation. Meteor Atmos Phys, 67(1-4): 181-198
- Zhang B, Chen L X, Zhou X J, et al. 2009. Effects of the atmospheric cold source over the Tibetan Plateau on the quasi 4-year oscillation of ocean-atmospheric-land interaction. J Trop Meteor, 15(1): 20-27
- Zhao P, Chen L X. 2001a. Climatic features of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang Plateau in 35 years and its relation to rainfall in China. Sci China Ser D: Earth Sci, 44(9): 854-864
- Zhao P, Chen L X. 2001b. Interannual variability of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau and its relation to circulation. Adv Atmos Sci, 18(1): 106-116