

次仁央宗,柯宗建,陈丽娟,等. 2016. 西藏夏季降水的季节内变化特征及其影响系统. 气象, 42(11):1342-1350.

西藏夏季降水的季节内变化特征及其影响系统^{*1}

次仁央宗¹ 柯宗建² 陈丽娟^{2,3} 尼玛吉¹

1 西藏自治区气候中心,拉萨 850001

2 国家气候中心,中国气象局气候研究开放实验室,北京 100081

3 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心,南京 210044

提 要: 利用西藏地区 1980—2013 年夏季降水量资料、NCEP 再分析资料等,分析了西藏地区夏季降水主模态季节内变化特征,尤其是盛夏 7 和 8 月降水异常对应的大尺度环流特征和影响系统。结果表明:西藏夏季降水存在明显的季节内变化,6 和 7 月降水主模态的时间系数变化具有较好的持续性,而 7 和 8 月降水主模态的时间系数的相关关系明显减弱。西藏地区 7 和 8 月降水偏多年,西藏地区上游低层纬向风场均呈西风异常,但是水汽来源有差异;同时欧亚中高纬地区对流层中高层环流存在显著差异。西藏 7 月降水与南亚高压强度存在显著负相关关系,南亚高压偏强/弱时,降水偏少/多。西藏 8 月降水与南亚高压的位置关系更密切,南亚高压偏南/北,降水偏多/少。

关键词: 西藏,夏季降水,季节内变化,南亚高压

中图分类号: P461, P468

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2016.11.006

Intraseasonal Variation Characteristics of Summer Precipitation over Tibet and the Corresponding Large-Scale Circulation Anomalies

CIREN Yangzong¹ KE Zongjian² CHEN Lijuan^{2,3} NI Maji¹

1 Tibet Climate Centre, Lhasa 850001

2 Laboratory for Climate Studies, National Climate Centre, CMA, Beijing 100081

3 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters,

Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract: Based on the summer precipitation data over Tibet and monthly NCEP/NCAR reanalysis data during the period from 1980 to 2013, we analyzed the intraseasonal variation of summer precipitation principal mode, especially the large-scale circulation features of corresponding precipitation anomalies in July and August. The results show that obvious intraseasonal variation exists in summer rainfall over Tibet. The correlation coefficient of PC1 between June and July principal mode is significant while weak between July and August. In more-rain years, the upstream zonal wind of the Tibetan Plateau is westerly anomaly in July and August but the moisture water vapours come from different regions. And the upper troposphere circulation in the mid-high latitude over Eurasia in July and August is different significantly. Further research shows a strong negative correlation between precipitation and the intensity of South Asian high (SAH) in July, which means more-rain/less-rain in July, SAH is weaker/stronger. In August, there is a strong correlation between precipitation and the position of SAH. That is, SAH southward/northward to its normal position may lead to flood/drought over Tibet in August.

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306024)、国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2015CB453203 和 2013CB430203)及国家自然科学基金项目(41275073、41005051 和 41405070)共同资助

2016 年 7 月 7 日收稿; 2016 年 8 月 11 日收修定稿

第一作者:次仁央宗,主要从事气候异常分析和预测方法研究和应用. Email:15289103761@126.com

通信作者:柯宗建,主要从事短期气候预测研究. Email:kezj@cma.gov.cn

Key words: Tibet, precipitation in summer, intraseasonal variation, South Asian high

引 言

20 世纪 50 年代以来,以青藏高原的动力和热力作用及其影响为核心的高原气象学获得蓬勃的发展(叶笃正等,1979;朱福康,1983;章基嘉等,1988;吴国雄,2004;徐祥德等,2006;Liu et al, 2007;徐祥德等,2014;吴国雄等,2016)。早期,顾震潮(1951)首先论述了西藏高原对东亚环流的影响及其重要性,叶笃正等(1957)利用有限的高空和地面观测资料,阐述了青藏高原的热源作用,利用再分析资料的进一步研究表明高原的加热强迫能够激发产生一支沿欧亚大陆东部海岸向东北方向传播的 Rossby 波列,其频散效应可影响到更远的东太平洋以及北美地区的大气环流(刘新等,2002;吴国雄等,2004),高原的热力异常还会从不同的时间尺度影响高原及其周边的降水异常(李雪松等,2014;李潇等,2015;徐祥德等,2015;李国平等,2016)。反过来,大尺度大气环流以及海表温度异常,又可能影响高原气候特征。

西藏地区为青藏高原的主体,海拔高,地形复杂,气候条件多样化,从东南到西北,依次出现了热带、亚热带、高原温带、高原寒带(亚寒带、冻土带、冰雪带)等气候带(张谊光等,1981),有明显的垂直气候带。高原干、湿季分明,湿季(5—9 月)开始最早在东南部,然后向北、向西缓慢推进,雨季结束总趋势为由西向东(周顺武等,1999),这其中夏季(6—8 月)降水量占年降水量的 61%,呈自东南向西北递减分布。主要农区发生干旱的概率为 57%~70%,而藏东是洪涝、泥石流、山体滑坡等灾害的高发区,干旱、洪涝等气象灾害占西藏各类自然灾害的 70%以上(宋善允等,2013)。夏季旱涝灾害,尤其是旱灾,是影响西藏农业生产最主要的气象灾害之一。因此深入了解西藏地区夏季旱涝的时空分布特征,并深入分析造成旱涝的环流特征及其形成机理,既有科学意义,又对做好预测预警服务有应用价值。

该领域已有一些研究分别做了西藏汛期(5—9 月)全区(周顺武等,2000;普布卓玛等,2002;周顺武等,2011)或部分地区(黄晓清等,2002)的旱涝类型

和时空分布特征,由于使用的资料长短不同,关注的时段不同,所得到的结论也有一定的差异。西藏汛期降水有 3 种主要的空间分布型(周顺武等,2000;2011;林志强等,2011)。根据西藏旱涝还可定出 6 个异常敏感区(周顺武等,2000)或者 5 个气候区划区(普布卓玛等,2002),其中雅鲁藏布江沿江地区是重点区域。黄晓清等(2002)的工作认为雅鲁藏布江中游地区初夏旱明显多于涝,但重涝多于重旱,盛夏涝多于旱。周顺武等(2011)进一步分析认为汛期降水的南北反向型分布主要受初夏(5—6 月)降水的影响,而全区一致型分布主要受盛夏(7—8 月)降水的影响。马艳鲜等(2005)还讨论了西藏汛期雨型与全国夏季雨带的关系,认为全国夏季降水为 1 类时,西藏汛期易出全区偏少或南部相反型;全国为 2 类时,西藏易出东西相反或全区偏多型;全国为 3 类时,西藏易出全区偏多或南北相反型。针对汛期旱涝的不同空间分布型,还有一些对应的环流系统的分析,假拉等(2002)认为西藏旱涝年夏季季风环流和对流活动存在显著差异,早年印度季风槽和西太平洋副热带高压(以下简称副高)及伊朗高压都偏弱;涝年印度季风槽活跃,副高强度偏强、位置偏西,伊朗高压也偏强、偏北。林志强等(2011)等探讨了西藏高原汛期的两条主要水汽输送带,即印度季风输送带和中纬度西风输送带,认为印度季风对汛期水汽输送起着决定性的作用,尤其是高原汛期开始时间和雨带的推进。

已有关于西藏汛期降水变化特征及其大尺度环流影响的研究主要是针对季节尺度,缺乏对季节内尺度降水时空变化特征的分析,尤其是西藏夏季降水季节内变化特征是否具有持续性? 季节内降水异常的影响系统是否具有 consistency? 其影响系统有何特征? 这些问题尚不清楚。此外前期研究使用的资料时段不同,结论也不一样。本文着眼在全球变暖背景下,西藏地区夏季降水的年际变化特征,利用 1980 年以来的夏季(6—8 月)降水和再分析资料,重点分析西藏地区夏季和季内各月降水的时空变化,探讨西藏夏季季节内干、湿气候的大气环流异常特征,以期对西藏地区夏季降水季节内演变特征及其影响因子有进一步的认识,为短期气候异常诊断和

预测业务提供科学的指导。

1 资料与方法

本文使用的主要资料有:1980—2013 年西藏地区 38 站月降水资料,台站空间分布如图 1 所示,这 38 站基本覆盖高原的主要行政及气候区划。美国国家环境预测中心/国家大气研究中心(NCEP/NCAR)逐月再分析资料(Kalnay et al,1996)水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$,所用的变量包括200和500 hPa高度场,

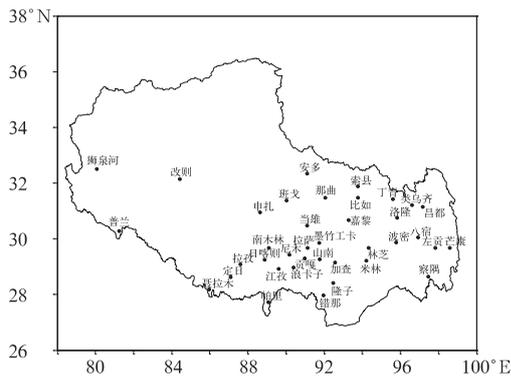


图 1 西藏地区气象观测台站

Fig. 1 Weather observation sites in Tibet

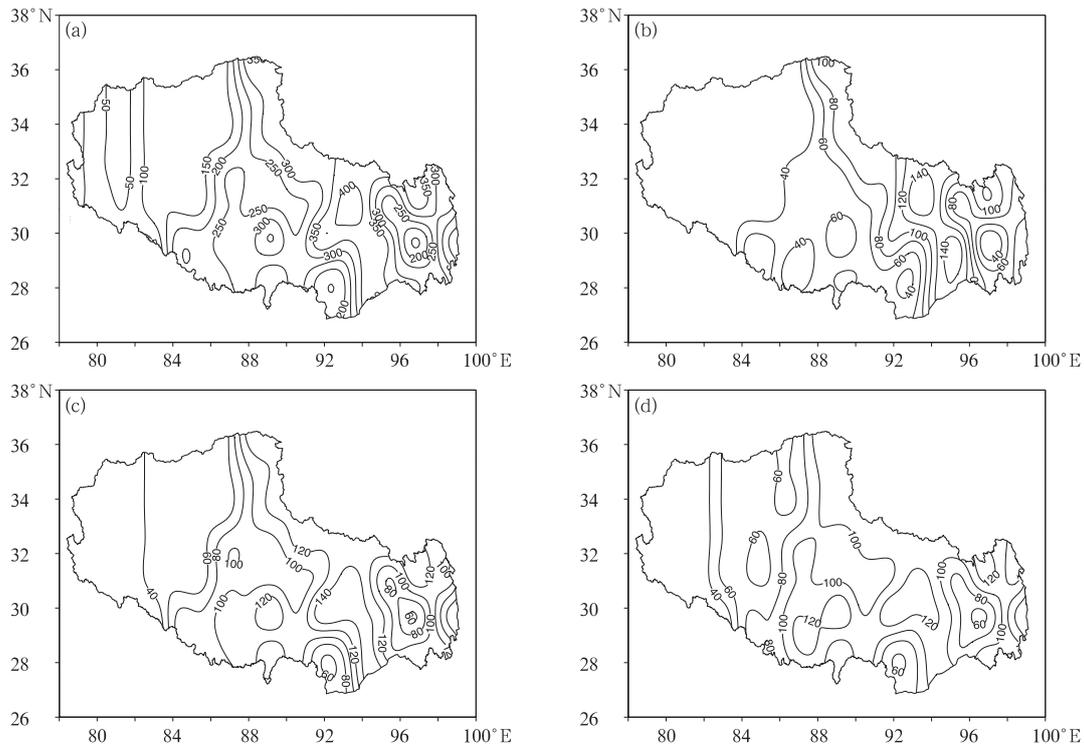


图 2 西藏地区(a)夏季,(b)6月,(c)7月和(d)8月降水气候态(单位:mm)

Fig. 2 The climatic average precipitation (unit:mm) in summer (a) and June (b), July (c), August (d) over Tibet

200、500 和 700 hPa 风场;国家气候中心整编的 74 项环流特征量中副高指数资料(赵振国,1999)。文中各物理量的气候态为 1981—2010 年平均。本文采用的研究方法主要有经验正交函数(EOF)分解、合成分析、相关分析、回归分析和统计显著性 *t* 检验。

2 西藏夏季降水变化特征

西藏夏季降水空间分布非常不均,降水主要集中在中东部的沿(雅鲁藏布)江一线、那曲地区中东部、林芝地区和昌都地区,其中,嘉黎站降水超过 400 mm。分析西藏地区夏季逐月降水的变化特征,可以看出存在明显的季节内差异(图 2)。6 月降水的高值中心主要位于那曲地区东部,降水量达到 140 mm 以上。进入 7 月,西藏地区降水量明显增加,降水空间分布型与夏季降水分布型一致,在沿江一线西段、沿江东段、那曲地区东南部和林芝地区西部的区域、昌都地区南部存在三个降水高值中心。8 月降水量的空间分布与 7 月基本一致,且降水量级相当。从逐月降水量占夏季总降水量的比例看(图 3),7 月降水比例的空间分布最为均匀,全区大部降

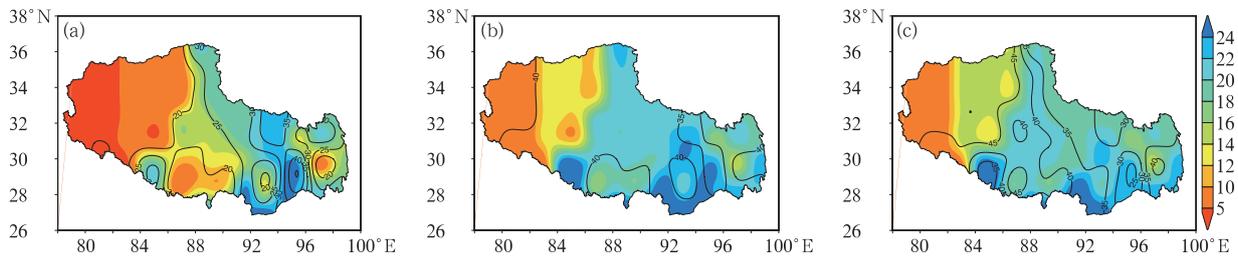


图 3 西藏地区(a)6月,(b)7月和(c)8月降水占夏季降水百分比(等值线,单位:%)以及雨日分布(阴影,单位:d)

Fig. 3 The contribution (contour, unit:%) of June (a), July (b), August (c) precipitation to total summer and rainy days of each month (shaded, unit:d) over Tibet

水比例在 30%~45% 之间。与之相比,6 和 8 月降水比例空间差异较大,6 月在林芝地区和那曲中东部地区降水比例位于 30%~45% 之间,其他区域基本在 30% 以下,而 8 月降水比例的空间分布与 6 月基本相反。逐月的雨日统计分布特征表明,进入 7 月,西藏全区雨日整体呈增多的趋势,中东部地区雨日基本在 20 d 以上;8 月,西藏中东部雨日较 7 月略有减少,但雨日的空间分布型态与 7 月非常相似,可以看出西藏地区夏季降水主要集中在盛夏(7—8 月)。

为进一步分析西藏夏季降水的变化特征,对 38 站夏季降水量及逐月的降水量进行 EOF 分解。夏季降水方差贡献最大的前 3 个模态对应的空间分布分别为全区基本一致型、南北反向型、东西反向型,其解释方差分别是 41.8%、12.4%、8.8%,这与前期研究中基于西藏地区汛期(5—9 月)旱涝等级和降水距平进行 EOF 分型得到的结论基本一致(普布卓玛等,2002;林志强等,2011)。对比夏季降水量主模态(EOF1)与逐月降水量主模态的空间分布,可以看出 7、8 月的空间分布型与夏季更为接近(图 4)。夏季逐月降水量主模态的时间系数(PC1)与夏季降水量主模态的 PC1 相关分别是 0.53、0.77、0.69,均通过显著性检验($\alpha=0.01$)。然而夏季逐月降水 PC1 的持续相关特征表明,6、7 月降水的年际变化持续性较好,PC1 的相关系数为 0.44($\alpha=0.05$),而 7、8 月降水年际变化的持续性较差,PC1 的相关系数为 0.19,未通过显著性水平检验($\alpha=0.05$),这种特征在 2000 年之后更明显,7 和 8 月的 PC1 基本呈现反相变化。此外,6 和 8 月降水的 PC1 相关系数为 -0.04,没有明显关系。说明西藏地区盛夏 7、8 月降水气候态及主模态空间分布基本一致,但其主模态的年际变化存在明显差异,这表明影响西藏 7、

8 月降水年际变化的主要环流系统可能存在差异,需要分别考虑影响 7 与 8 月降水年际异常的大尺度环流特征。

3 西藏盛夏降水主模态特征及其异常的大尺度环流特征

由于夏季及盛夏 7、8 月降水的第一模态(空间一致型)占总方差 40% 以上,同时 7、8 月的降水量明显高于 6 月。因此本文以 7、8 月降水 EOF1 模态作为重点分析对象,探讨其年际变化特征和主要的环流系统。首先对 PC1 进行标准化,以该值表征西藏地区盛夏旱涝年际变化特征,选取大于 1 个标准差的年份为降水偏多年,小于 1 个标准差的年份为降水偏少年。则 7 月降水偏多年有 4 年,分别是 1984、2002、2004 和 2011 年;降水偏少年有 7 年,分别是 1983、1989、1992、1994、1997、2006 和 2009 年;8 月降水偏多年有 7 年,分别为 1980、1987、1988、1991、1998、1999 和 2000 年;降水偏少年有 4 年,分别为 1982、1984、2006 和 2011 年。从划分的降水偏多偏少典型年份看,7 和 8 月降水同为降水偏多或偏少的年份极少(只有 2006 年同为偏少),反映了 7 和 8 月的降水异常的持续性弱的特征。

西藏 7 月降水偏多和偏少年 500 hPa 高度场距平差值图(图 5a)显示,北半球大西洋中纬度地区至贝加尔湖以东地区表现为“+ - + - +”的波列分布。这表明:西藏 7 月降水偏多年,乌拉尔山附近为高度场正异常,阻塞形势发展,贝加尔湖西侧为高度场负异常,环流的经向度加大,有利于引导冷空气沿西路南下影响高原及其周边地区;西藏 7 月降水偏少年相反。刘晓东等(1999)曾分析高原中东部夏季降水南北反向变化型与北大西洋涛动的联系,指

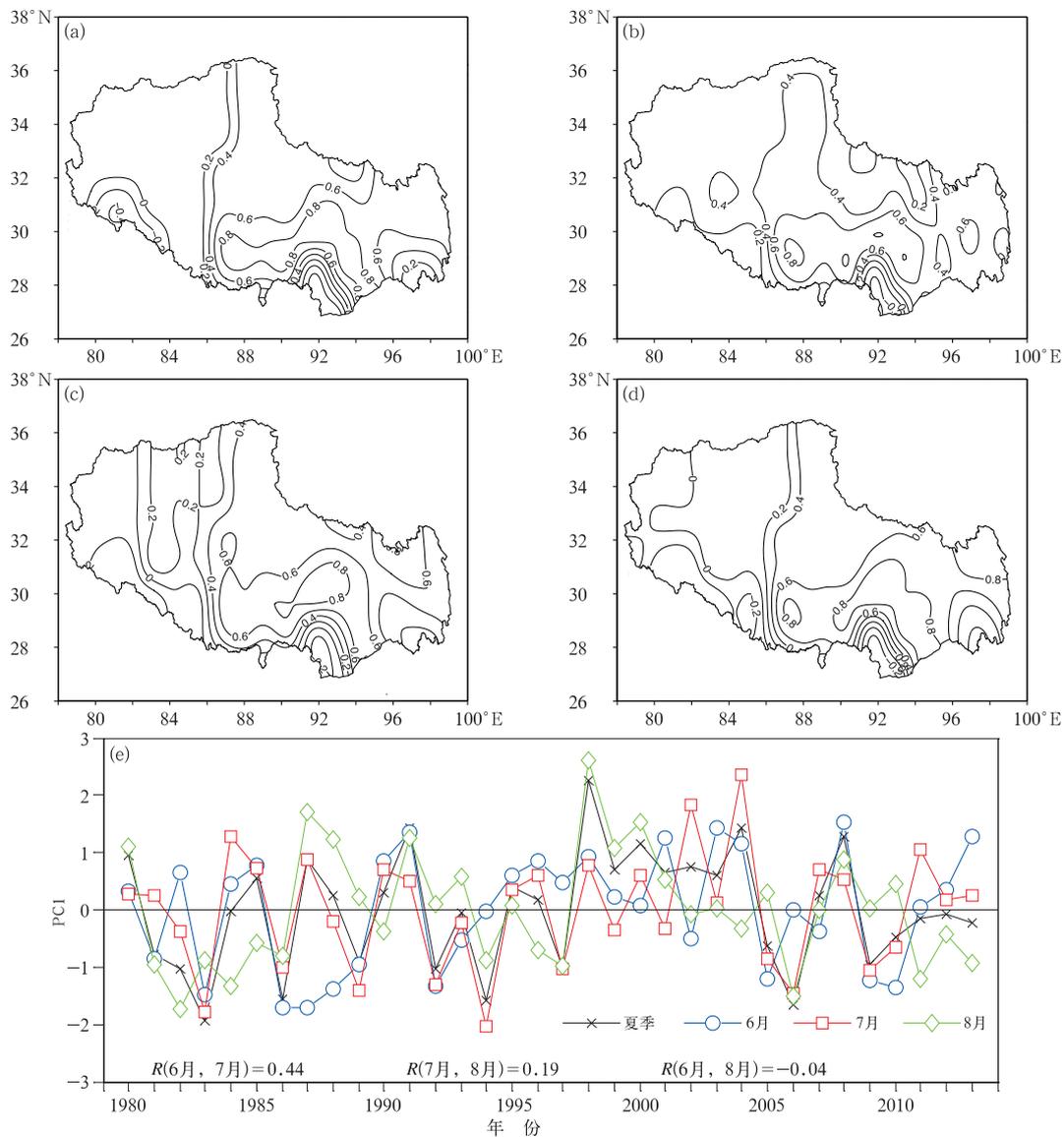


图 4 西藏地区(a)夏季及(b)6月,(c)7月,(d)8月降水 EOF 第一模态空间分布及(e)各月 PC1 逐年变化

Fig. 4 The first EOF mode of summer (a), June (b), July (c), August (d) respectively and the annual variability curve of PC1 for summer, June, July, August (e)

出北大西洋涛动造成中纬度西风异常,通过改变高原西风环流的动力作用,引起高原南北槽脊系统的同时加强或者减弱,造成高原南北部降水的差异。本文中大西洋到欧洲的波列异常也显示出对高原降水一致型异常的影响,尤其是高原降水偏多时,青藏高原及其上游伊朗高原附近为显著的负距平,即高原高度场偏低,表明高原 500 hPa 高压活动偏弱,使得高原上空垂直上升运动和对流加热加强,南亚高压强度减弱(段廷扬,1994)。对流层高层 200 hPa 高度场距平合成差异特征在中高纬地区与对流层中层 500 hPa 相似(图 5b)。此外,从欧洲西海岸到中

亚地区“— + —”波列特征更为显著,即 7 月降水偏多年,欧洲西部为负异常,地中海附近为正异常,伊朗高原上空为显著的高度场负异常,南亚高压明显偏弱。而 7 月降水偏少年,环流特征相反。

对流层中低层矢量风距平合成差异场(图 5c, 5d)上,从伊朗高原到印度及其以南印度洋地区上空为西北—东南向的气旋式、反气旋式、气旋式“C A C”风场异常,尤其是伊朗高原的气旋式距平风场南部和印度西北部地区反气旋式距平风场的北部都为西风距平,使得 7 月降水偏多年,西藏高原大部受西风距平的影响,从而也影响了高原的水汽条件。按

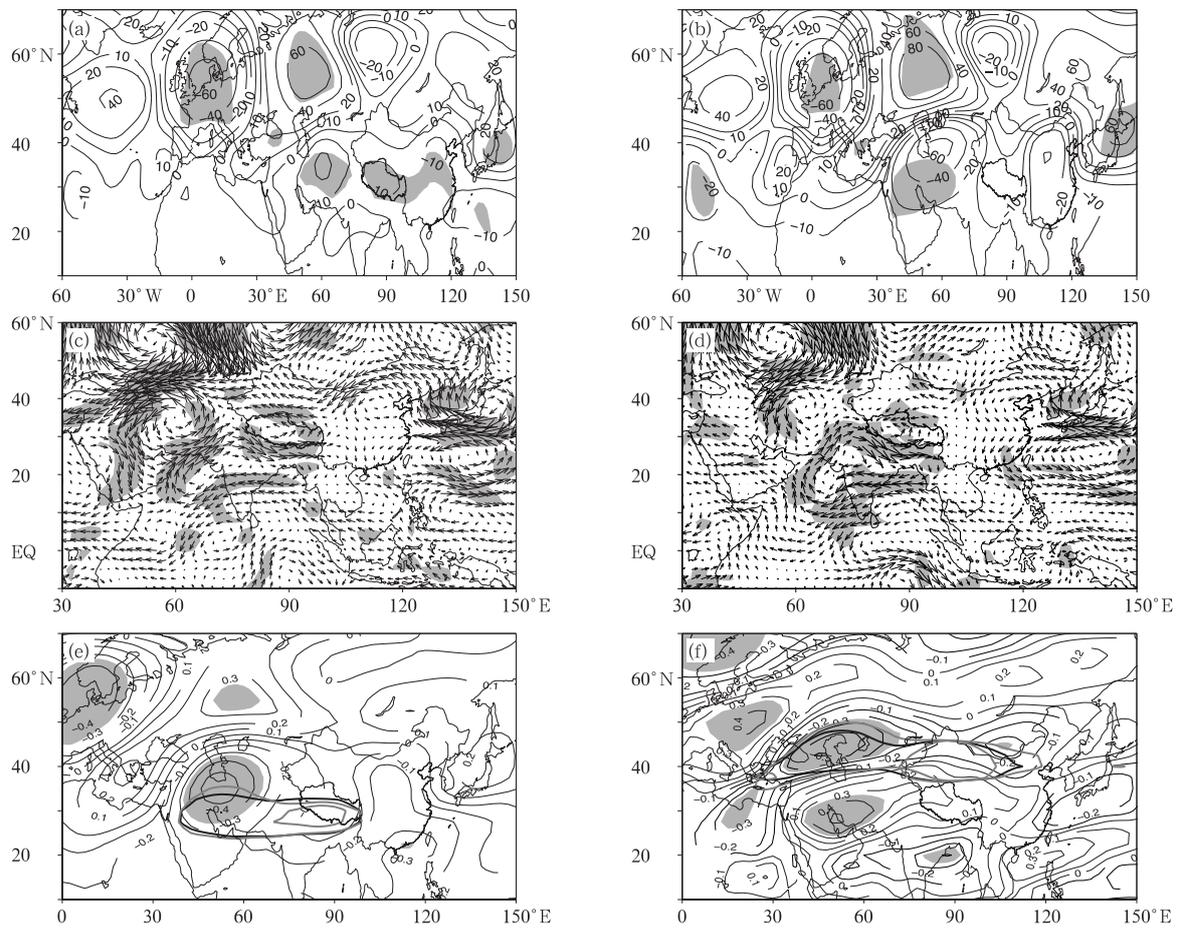


图 5 西藏地区 7 月降水偏多与偏少年合成差异(a)500 hPa 高度场;(b)200 hPa 高度场;(c)500 hPa 风场;(d)700 hPa 风场;以及降水 PC1 与 200 hPa 高度场(e),纬向风场(f)的相关分布图

[a~d)阴影区域通过 $\alpha=0.1$ 显著性检验;(e,f)阴影区域通过 $\alpha=0.05$ 显著性检验,(e)中粗线为 12560 gpm 等值线,(f)中粗线为 $25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 等值线,其中,黑色粗实线表示气候值,灰色粗实线降水偏多年合成,灰色粗虚线表示降水偏少年合成]

Fig. 5 The difference between more-rain and less-rain years in July over Tibet for (a) 500 hPa height, (b) 200 hPa height, (c) 500 hPa winds, (d) 700 hPa wind, correlation coefficient between precipitation PC1 and 200 hPa height (e) and zonal winds (f)

[Shaded areas in (a, b, c, d) indicate the parts have passed the 0.1 level of significance test; shaded areas in (e, f) indicate the parts have passed the 0.05 level of significance test; bold line indicates 12560 gpm in (e) and $25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ in (f); the bold black solid, grey solid and dashed lines denote climatology, composites in more-rain and less-rain years, respectively]

照鲍玉章(1981)的分析,水汽向高原输送的路径有三条:(1)暖湿气流沿横断山脉侵入高原,并向高原西部和东北部输送水汽;(2)暖湿气流翻越喜马拉雅山脉侵入高原腹地和喜马拉雅山脉南麓;(3)暖湿气流沿高原西侧侵入高原西部或北达新疆一带,其范围在 70°E 以西。水汽源地在孟加拉湾、阿拉伯海和低纬度热带辐合带。而图 5c,5d 中印度西北部和阿拉伯海地区的反气旋式环流正好说明了第三种水汽输送路径的环流特征。即 7 月降水偏多年,沿高原西侧侵入的水汽输送增强,主要的水汽源是阿拉伯海。此外,在西北太平洋地区,台湾以东的洋面为气

旋式环流异常,表示副高偏弱。副高是我国东部地区夏季降水的重要影响系统,一些研究指出副高对高原降水亦有一定的影响(巩远发等,2006;论珠群培等,2008),计算西藏 7 月降水的 PC1 与副高的面积、强度、脊线、西伸脊点等指数(赵振国,1999)的相关关系,结果是 7 月降水的 PC1 与副高的强度呈负相关,相关系数为 -0.34 ,通过 0.05 的显著性检验,降水与其他指数的相关不显著。相关计算进一步说明副高强度与降水的密切关系,副高偏弱时对应西藏 7 月降水偏多。

计算 7 月降水主模态的 PC1 与 200 hPa 高度场

距平的相关关系(图 5e),伊朗高原上空为显著的负相关,而且降水偏多年和偏少年南亚高压合成特征也表明南亚高压偏弱时,有利于青藏高原降水偏多。7月降水主模态的 PC1 与 200 hPa 纬向风距平的相关关系(图 5f)显示,青藏高原上游及北侧的西风急流偏弱,而阿拉伯海附近的西风增强,该形势下有利于青藏高原降水偏多。该特征与段廷扬(1994)解释青藏高原 500 hPa 高压活动与环流、雨季活动特征也是比较吻合的。

从西藏 8 月降水偏多和偏少年 500 hPa 高度场距平差值图(图 6a)可以看出,北半球大西洋中纬度

地区至贝加尔湖一带存在“— + — +”的波列分布,东亚地区呈现为经向“+ — +”波列型。即 8 月西藏地区降水偏多时,对应 500 hPa 高度距平场上,欧亚中高纬地区呈西低东高型,以纬向环流为主,东亚地区经向为“+ — +”的遥相关距平波列,贝加尔湖阻塞形势发展,导致西风分支,南支西风引导冷空气南下影响青藏高原地区。此外,青藏高原及其以南的印度地区高度场呈北负南正距平分布,副高较常年偏强偏西。对流层高层 200 hPa 高度距平场差异特征与 500 hPa 相似(图 6b)。8 月西藏地区降水偏少时,环流相反。

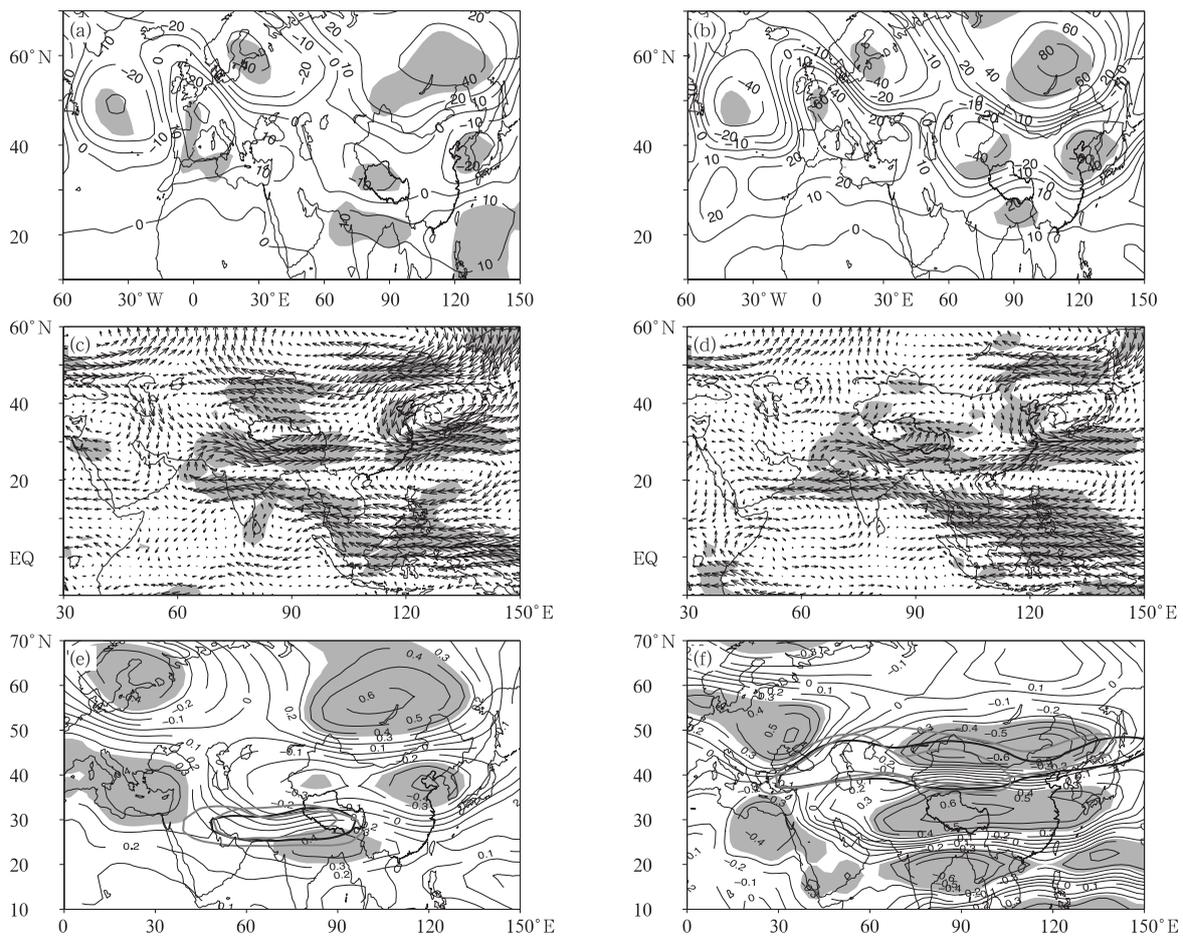


图 6 同图 5, 但为 8 月

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for August

对流层中低层矢量风距平合成差异场(图 6c, 6d)上,从新疆西部、青藏高原西部到印度北部、印度以南的印度洋地区上空为南北向的气旋式、反气旋式、气旋式“C A C”风场异常。与 7 月相比,异常环流的中心位置有差异。从高原西部到印度北部的反气旋式距平环流更强,其北部为西风距平,南部为强

东风距平,水汽路径除了来自阿拉伯海和孟加拉湾的贡献外,还有大量的水汽来源于中南半岛南部地区,从而使得青藏高原水汽条件更充沛。同时在菲律宾以东的西北太平洋地区为反气旋式环流距平,显示副高偏强。这说明西藏 8 月降水异常对应的环流特征与 7 月有差异,导致 7 和 8 月的年际变化差

异大,持续性差。

8月降水主模态的PC1与200 hPa高度场的相关关系显示,亚洲地区从高纬到低纬呈“+ - +”的相关分布,印度北部30°N附近,北侧为负相关,南侧为正相关(图6e),表明西藏8月降水多寡和南亚高压的位置有密切的关系,降水偏多年南亚高压位置偏南,偏少年南亚高压位置偏北。降水偏多年和偏少年合成的南亚高压特征表明,偏多年南亚高压强度偏强,南亚高压东段明显偏南,偏少年南亚高压强度偏弱、位置偏北。8月降水PC1与同期南亚高压北移指数(魏维等,2012)呈显著负相关关系,相关系数达到-0.55,达到0.001显著水平检验。林志强等(2015)分析认为伊朗高压脊线偏北(南)时,索马里越赤道急流强度偏强(弱),导致孟加拉湾水汽输送偏多(少),造成高原降水偏强(弱)。这说明南亚高压的东部模态和西部模态的南北位置变化与高原降水强弱的关系有所不同,值得进一步研究。8月降水主模态的PC1与200 hPa纬向风的相关关系显示,亚洲地区40°N附近,北侧为负相关,南侧为正相关(图6f),即西藏8月降水偏多年西风急流位置偏南,降水偏少年西风急流位置偏北,降水偏多年和偏少年合成的200 hPa西风急流也清晰反映了这种特征。

以上针对7和8月的降水多/少年分析了其相应的环流特征。下一步需要知道这些环流特征如何演变的?有没有前期信号?而海温异常是季节年际变化的重要外强迫信号。我们初步分析了前期海温演变对西藏盛夏降水的可能影响(图略),发现海温异常及其持续性对不同的月份有明显差异,表现出与对我国东部地区降水影响明显不同的特征。说明了海温异常影响的复杂性,同时也显示西藏夏季季内降水年际变率可能受到更多因素的影响。除了印度洋海温的间接影响(Yang et al,2007; Zhou et al,2009; Huang et al,2011),高原低涡活动特征(李国平等,2014;林志强,2015),高原低频振荡的影响(巩远发等,2006;刘炜等,2014;杨蓉等,2015)等,都会造成西藏盛夏降水的季节内变率,值得进一步研究。

4 结论与讨论

本文针对西藏夏季降水主模态季节内变化特征,重点分析了盛夏7、8月西藏降水异常一致型主模态的大尺度环流系统,二者存在明显差异。主要

结论如下:

(1)1980年以来的西藏夏季及逐月降水进行EOF分解后,其方差贡献最大的前3个模态空间分布分别为全区一致型、南北反相型和东西反相型。其中6和7月降水第一主模态的时间系数年际变化具有较好的持续性,7和8月降水第一主模态的时间系数年际变化的相关关系明显减弱,存在明显的季内变化特征。

(2)7月西藏降水偏多年,500 hPa欧亚中高纬地区高度距平场以经向环流为主,北半球大西洋中纬度地区至贝加尔湖以东地区表现为“+ - + - +”异常波列分布,乌拉尔山附近为高度场正异常,阻塞形势发展,贝加尔湖西侧为高度场负异常,环流的经向度加大,有利于引导冷空气沿西路南下影响高原及其周边地区。青藏高原及其以西地区高度场偏低,南亚高压较常年偏弱,副高偏弱,西藏高原上游及北侧的西风急流偏弱。西藏高原大部对流层中低层受西风距平的影响,沿高原西侧侵入的水汽输送增强,主要的水汽来源来自阿拉伯海。

(3)8月西藏降水偏多年,北半球大西洋中纬度地区至贝加尔湖东侧500 hPa高度距平场存在“- + - +”异常波列,欧亚中高纬地区以纬向环流为主,东亚地区经向呈“+ - +”遥相关距平波列。青藏高原及其以南的印度地区高度场呈北负南正距平分布,副高较常年偏强偏西。南亚高压强度偏强,位置较常年偏南,西风急流位置偏南。从高原西部到印度北部的反气旋式距平环流比7月更强,水汽路径除了来自阿拉伯海和孟加拉湾的贡献外,还有大量的水汽来源于中南半岛南部地区。

本文基于西藏夏季逐月降水主模态重点研究了西藏盛夏降水的季节内变化特征,指出7和8月降水主模态时间系数的年际变化并没有很好的持续性,影响7和8月降水异常的大尺度环流系统存在差异。本文的研究仍是初步的,还需要进一步分析造成这些环流异常及其季内变化的物理机制。此外,由于西藏西部地区降水观测台站仍比较稀少,本文的分析更多反映了西藏中东地区夏季降水季节内的变化特征,为了进一步提高对西藏地区季节降水特征的认识,迫切需要加强西藏西部地区台站实时监测能力的建设。

参考文献

鲍玉章. 1981. 西藏高原的水汽通道. 气象, 7(11): 2-4.

- 段廷扬. 1994. 夏季青藏高原 500 hPa 高压活动期间大气加热状况与大气环流特征. 气象学报, 52(2):194-200.
- 巩远发, 许美玲, 何金海, 等. 2006. 夏季青藏高原东部降水变化与副热带高压活动的研究. 气象学报, 64(1):90-99.
- 顾震潮. 1951. 西藏高原对东亚环流的影响和它的重要性. 气象学报, 22(1):43-44.
- 黄晓清, 胡初阳. 2002. 雅鲁藏布江中游地区的旱涝气候特征分析. 高原气象, 21(1):108-112.
- 假拉, 周顺武. 2002. 西藏高原夏季早涝年 OLR 分布差异. 应用气象学报, 13(3):371-376.
- 李国平, 卢会国, 黄楚惠, 等. 2016. 青藏高原夏季地面热源的气候特征及其对高原低涡生成的影响. 大气科学, 40(1):131-141.
- 李国平, 赵福虎, 黄楚惠, 等. 2014. 基于 NCEP 资料的近 30 年夏季青藏高原低涡的气候特征. 大气科学, 38(4):756-769.
- 李潇, 李栋梁, 王颖. 2015. 中国西北部汛期降水对青藏高原东部春季感热在准 3a 周期上的响应. 气象学报, 73(4):737-748, doi: 10.11676/qxxb2015.054.
- 李雪松, 罗亚丽, 管兆勇. 2014. 2010 年 6 月中国南方持续性强降水过程: 天气系统演变和青藏高原热力作用的影响. 气象学报, 72(3):428-446, doi:10.11676/qxxb2014.035.
- 林志强. 2015. 1979—2013 年 ERA Interim 资料的青藏高原低涡活动特征分析. 气象学报, 73(5):925-939.
- 林志强, 唐叔乙, 何晓红, 等. 2011. 西藏高原汛期水汽输送特征与降水异常. 气象, 37(8):984-990.
- 林志强, 薛改萍, 何晓红. 2015. 伊朗高压东伸对西藏高原汛期降水的影响. 气象, 41(2):153-159.
- 刘晓东, 侯萍. 1999. 青藏高原中东部夏季降水变化及其与北大西洋涛动的联系. 气象学报, 57(5):561-570.
- 刘新, 李伟平, 吴国雄. 2002. 夏季青藏高原加热和北半球环流年际变化的相关分析. 气象学报, 60(3):267-277.
- 刘伟, 周顺武, 智海. 2014. 1998 年夏季青藏高原东南部降水 30-60d 低频振荡特征. 气象, 40(5):530-540.
- 论珠群培, 红梅, 建军, 等. 2008. 夏季西太平洋副热带高压对青藏高原降水影响. 西藏科技, 2008 年 12 期(总 189 期):63-65.
- 马艳鲜, 何艳红. 2005. 西藏地区汛期雨型划分与全国夏季雨带的关系. 气象, 31(12):28-31.
- 普布卓玛, 周顺武. 2002. 西藏地区旱涝等级划分及时空分布特征. 高原气象, 21(2):210-216.
- 宋善允, 王鹏祥. 2013. 西藏气候. 北京: 气象出版社.
- 魏维, 张人禾, 温敏. 2012. 南亚高压的南北偏移与我国夏季降水的关系. 应用气象学报, 23(6):650-659.
- 吴国雄. 2004. 我国青藏高原气候动力学的近期进展. 第四纪研究, 24(1):1-9.
- 吴国雄, 何编, 刘屹岷, 等. 2016. 青藏高原和亚洲夏季风动力学研究的新进展. 大气科学, 40(1):22-32.
- 吴国雄, 毛江玉, 段安民, 等. 2004. 青藏高原影响亚洲夏季气候研究的最新进展. 气象学报, 62(5):539-540.
- 徐祥瑞, 陈联寿. 2006. 青藏高原大气科学试验研究进展. 应用气象学报, 17(6):756-772.
- 徐祥瑞, 赵天良, Lu Chungu, 等. 2014. 青藏高原大气水分循环特征. 气象学报, 72(6):1079-1095.
- 徐祥瑞, 赵天良, 施晓晖, 等. 2015. 青藏高原热力强迫对中国东部降水和水汽输送的调制作用. 气象学报, 73(1):20-35, doi:10.11676/qxxb2014.051.
- 杨蓉, 巩远发, 谢启玉, 等. 2015. 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, 26(4):397-408.
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社.
- 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 西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(4):108-121.
- 章基嘉, 朱抱真, 朱福康, 等. 1988. 青藏高原气象学进展. 北京: 科学出版社.
- 张谊光, 黄朝迎. 1981. 西藏气候带的划分问题. 气象, 7(4):6-8.
- 赵振国. 1999. 中国夏季早涝及环境场. 北京: 气象出版社.
- 周顺武, 假拉. 1999. 西藏高原雨季开始和中断的气候特征及其环流分析. 气象, 25(12):38-42.
- 周顺武, 普布卓玛, 假拉. 2000. 西藏高原汛期降水类型的研究. 气象, 26(5):39-43.
- 周顺武, 王传辉, 杜军, 等. 2011. 青藏高原汛期降水的时空分布特征. 气候与环境研究, 16(6):723-732.
- 朱福康. 1983. 青藏高原“环流与季风”研究的进展. 气象, 9(11):5-7.
- Huang G, Qu X, Hu K. 2011. The impact of the tropical Indian Ocean on South Asian High in boreal summer. Adv Atmos Sci, 28:421-432.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 77(2):437-471.
- Liu Yimin, Bao Qing, Duan Anmin, et al. 2007. Recent Progress in the Impact of the Tibetan Plateau on climate in China. Adv Atmos Sci, 24(6):1060-1076.
- Yang J, Liu Q, Xie S P, et al. 2007. Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon. Geophys Res Lett, 34, L02708, doi:10.1029/2006GL028571.
- Zhou T, Yu R, Zhang J. 2009. Why the western Pacific Subtropical High has extended westward since the late 1970s. J Climate, 22:2199-2215.