doi:10.11676/qxxb2014.020

青藏高原东部与其北侧热力差异与高原季风及长江流域夏季降水的关系*

岑思弦[1]　巩远发[2]　赖　欣[2]　齐冬梅[1]

CEN Sixian[1]　GONG Yuanfa[2]　LAI Xin[2]　QI Dongmei[1]

1. 中国气象局成都高原气象研究所，成都，610072

2. 成都信息工程学院大气科学学院，高原大气与环境四川省重点实验室，成都，610225

1. *Chengdu Institute of Plateau Meteorology, China Meteorology Administration, Chengdu* 610072, *China*

2. *College of Atmospheric Sciences, Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu* 610225, *China*

2013-07-31 收稿，2013-12-03 改回.

岑思弦，巩远发，赖欣，齐冬梅. 2014. 青藏高原东部与其北侧热力差异与高原季风及长江流域夏季降水的关系. 气象学报，72(2)：256-265

Cen Sixian, Gong Yuanfa, Lai Xin, Qi Dongmei. 2014. The relationship of the thermal contrast between the eastern Tibetan Plateau and its northern side with the plateau monsoon and the precipitation in the Yangtze river basin in summer. *Acta Meteorologica Sinica*, 72(2): 256-265

Abstract　Using the NCEP/NCAR reanalysis data and observed daily rainfall from the 584 gauge stations from 1961－2011, the relationship between the atmospheric heat source (hereafter called $\langle Q_1 \rangle$) over the Tibetan Plateau and its surrounding areas and the plateau monsoon and the precipitation in China in the summer has been studied in this paper. The results show that there exists a distinct thermal contrast between the eastern Tibetan Plateau main area and the area north of it and the thermal contrast has significant influence over the plateau monsoon, so we defined an index to reflect the thermal contrast. When the index is high, the plateau monsoon is strong, and the precipitation is more in the Yangtze river basin, and vice versa. In the further study, when the index is high, the flows from the north and the south convergence over the Yangtze river basin, leading the warm vapor from the Pacific Ocean and the cold air from the high latitude to convergencing therein, and thus to increasing the water vapor content in this region. At the same time, the convergence and ascending motions strengthen, resulting in more rainfall in the Yangtze river basin; when the index is low, the southwesterly winds over the low-level in the Yangtze river basin strengthen, the more warm vapor from the India Ocean and the Pacific Ocean are transported to northern China, and the water vapor content over the Yangtze river basin is decreased, with the convergence and ascent weakened in this region, leading the precipitation in this region to becoming less.

Key words　The Tibetan Plateau, Atmospheric heat source$\langle Q_1 \rangle$, The Yangtze river basin, Plateau monsoon

摘　要　利用1961—2011年NCEP/NCAR逐月再分析资料及中国584个地面观测站的逐日降水资料，分析了夏季青藏高原及其附近地区大气热源对青藏高原夏季风及中国夏季降水的影响。结果表明，夏季青藏高原主体东部与其以北地区存在明显的热力差异，对青藏高原夏季风有显著的影响，由此定义了一个青藏高原东部与其北侧热力差异指数。当青藏高原东部与其北侧热力差异指数偏大时，青藏高原夏季风偏强，长江流域的夏季降水偏多；反之，当指数偏小时，青藏高原季风偏弱，长江

* 资助课题：国家自然科学基金资助项目(41275080、41290255)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006023)、高原大气与环境四川省重点实验室开放课题(PAEKL-2010-C3、PAEKL-2013-C4)。

作者简介：岑思弦，主要从事气候变化研究。E-mail：csx128@163.com

通讯作者：巩远发，主要从事气候变化诊断。E-mail：gyfa@cuit.edu.cn

流域的夏季降水偏少;进一步研究发现,当指数偏大时,南北气流在长江流域辐合,使得来自太平洋上的暖湿水汽与来自高纬度地区的干冷空气在长江流域汇合,增大了该地区的水汽含量,同时由于辐合上升运动加强,导致长江流域降水偏多;当指数偏小时,长江流域上空低层西南风增强,来自印度洋与太平洋上的暖湿水汽更多地往华北地区输送,长江流域的水汽含量减少,而该地区的辐合上升运动也明显减弱,降水随之减少。

关键词 青藏高原,大气热源,长江流域,高原季风

中图法分类号 P461

1 引 言

青藏高原占中国陆地总面积的四分之一,平均海拔在 4000 m 以上,是世界上海拔最高、面积最大、地形最为复杂的高原。以高原动力和热力强迫作用为核心的高原气象学,目前已经成为重要的天气、气候研究领域。

针对青藏高原热力作用对大气环流影响的研究最早起始于 20 世纪 50 年代。Flohn(1957)提出南亚高压的形成是由于青藏高原热力作用的结果造成的。叶笃正等(1974)通过转盘模拟实验,证明南亚高压的形成和维持是由于青藏高原的加热作用造成的。之后许多学者(罗会邦等,1995;刘新等,2007;王跃男等,2008)指出青藏高原热源增强时,南亚高压偏东偏南。Flohn(1957)用观测资料提出青藏高原抬高的表面季节性加热和 35°N 以南的相应的南北温度和气压梯度的反向可诱发东亚地区大尺度环流系统变化和印度次大陆的季风爆发。Nitta(1981)、Luo 等(1983,1984)、He 等(1987)的研究表明,高原抬升的加热导致对流层上层大气升温以及季风区经向温度梯度的反转,与亚洲季风爆发有密切的联系。简茂球等(2001)通过对 1998 年夏季风的研究也指出,青藏高原的表面感热加热是决定亚洲季风爆发地点的一个决定性因素。王同美等(2008)分析得出青藏高原热力作用在夏季最强,但在季风爆发前的表面感热加热作用尤为凸出,对冬夏环流型的转变有重要影响。刘新等(2002a)指出,青藏高原非绝热加热的时间演变与亚洲季风爆发相关密切。Duan 等(2008,2011,2012a,2012b)研究表明,近 30 年来春季青藏高原感热持续减弱,并且会导致夏季青藏高原上空大气热源的减弱,也使得亚洲夏季风系统减弱,对中国的降水有重要影响。

中国也有很多学者研究了青藏高原热力作用对中国气候的影响。简茂球等(2004)指出,当青藏高原东部地区大气热源偏强时,西太平洋副热带高压脊线位置较常年偏南,使得中国东部地区对流层中低层 27°N 以北的东北风距平和 27°N 以南的西南风距平在江南辐合,造成该区域上升运动的增强,进而导致降水偏多。王跃男等(2008)也得到了类似的研究结果。毛文书等(2009)、刘新等(2002b)研究了青藏高原大气热源异常对江淮地区夏季降水的影响。周秀骥等(2009)也指出,在青藏高原大气热源偏强的几年,中国南方的低层以异常西南气流为主,并且伴随着低层异常偏北风出现在长江以北,从而加强了长江流域的低层辐合。东亚和南亚季风区对流偏强,从四川至长江三角洲的较大范围降水偏多。赵声蓉等(2003)研究发现,青藏高原上热力异常通过影响青藏高压、西太平洋副热带高压、亚洲季风及欧亚中高纬度地区环流而影响华北地区降水。李永华等(2011)指出,当夏季青藏高原关键区大气热源偏强时,西南地区东部夏季降水容易偏多,出现洪涝的可能性大。Wei 等(2009)则分析了青藏高原及其周边地区大气热源的垂直分布对青藏高原及其附近地区垂直环流的影响,从而分析青藏高原对西北地区降水的影响。

由此可见,青藏高原的热力作用对大气环流异常及中国气候异常有重要的影响。而过去针对青藏高原热力作用对大气环流及中国气候影响的研究主要集中在青藏高原主体地区,但青藏高原与其附近地区大气热源的变化也有密切关系,因此,本研究将主要研究青藏高原大气热源南北间差异对大气环流及中国降水的影响。

2 资料与方法

研究所用的资料为 1961—2011 年中国 584 个地面观测站的逐日降水资料和美国国家环境预测中心/美国国家大气研究中心(NCEP/NCAR)的逐月再分析资料,其中,再分析资料包括地面气压和对流层中 12 个等压面上的温度(T)、纬向风(u)、经向风(v)和垂直速度(ω),资料的水平分辨率为 2.5°×2.5°。

大气热源、热汇的计算采用 Yanai 等(1973)提出的倒算法,由热力学方程可得

$$Q_1 = c_p\left[\frac{\partial T}{\partial t} + \boldsymbol{V}\cdot\nabla T + \left(\frac{p}{p_0}\right)^k \omega\frac{\partial\theta}{\partial p}\right] \quad (1)$$

式中,Q_1 为单位质量大气中的热量源、汇,p_0 = 1000 hPa,$k = R/c_p$,其他为常用符号。将式(1)用质量权重对整层大气积分,得

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g}\int_{p_t}^{p_s} Q_1 \,\mathrm{d}p = \frac{c_p}{g}\int_{p_t}^{p_s}\left[\frac{\partial T}{\partial t} + \boldsymbol{V}\cdot\nabla T + \left(\frac{p}{p_0}\right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p}\right]\mathrm{d}p \quad (2)$$

式中,p_s 为地面气压,p_t 为大气顶气压,计算中取 p_t = 100 hPa,$\langle Q_1 \rangle$表示从地面至 100 hPa 的大气中单位面积气柱内 Q_1 的垂直积分。$\langle Q_1 \rangle$为正(负)时,表示气柱中总的非绝热加热(冷却),也称之为大气热源(热汇)。$\langle Q_1 \rangle$中包含了气柱中的净辐射加热(冷却)、潜热加热和地面扰动的感热输送。

3 青藏高原及其附近地区大气热源对青藏高原季风的影响

青藏高原季风是亚洲季风系统的一部分。汤懋苍等(1995)认为青藏高原地热涡对青藏高原季风的强弱有很大的影响,马振锋等(2002)指出,春季孟加拉湾和中国南海以及西太平洋暖池附近海表升温、赤道东太平洋降温有利于青藏高原夏季风发展,华维等(2012)则提出青藏高原夏季风增强可能与青藏高原-周围陆地夏季热力差异(尤其是高原-东部平原热力差异)增大存在密切联系。而夏季青藏高原是巨大的热源区,其加热对青藏高原夏季风也有重要影响,因此,本研究主要分析了夏季(6—8 月)青藏高原及其附近地区大气热源对青藏高原夏季风的影响。

青藏高原夏季风在 600 hPa 最明显,低压中心位于(32.5°N, 90°E)附近,与之相应,600 hPa 风场上,青藏高原近地面层在夏季为一个气旋,风场呈气旋式旋转,青藏高原上的风从四周向高原辐合(汤懋苍,1993;齐冬梅等,2009;华维等,2012)。因此,在分析夏季青藏高原及其附近地区大气热源对青藏高原夏季风的影响时,主要分析了夏季青藏高原及其附近地区大气热源对 600 hPa 纬向风的影响。取夏季青藏高原及其附近地区(10°—60°N,60°—120°E)大气热源为左场,而将夏季亚洲地区(0°—60°N,60—160°E)600 hPa纬向风作为右场做奇异值分解(SVD),第 1 模态协方差贡献百分率为 38.68%,相应模态的相关系数达到 0.91,说明这对空间分布型有密切的联系。青藏高原及其附近地区大气热源的空间分布型(图 1a)以正相关为主,青藏高原以北地区向北直至大约 50°N,为一巨大的显著正相关区域,尤其是青藏高原中东部以北地区相关系数超过 0.6,其中新疆东部地区是高值中心,其值超过 0.8,远超过 99%信度检验;在青藏高原以南地区,从阿拉伯海东部经孟加拉湾至中南半岛为另一正相关区,但只有阿拉伯海东部及孟加拉湾至中南半岛为显著的相关区域。显著的负相关区域范围比较小,主要位于西伯利亚部分地区、长江以南、贝加尔湖以南的蒙古高原以及青藏高原东部地区。在亚洲地区 600 hPa纬向风的空间分布型(图1b)中,从青藏高

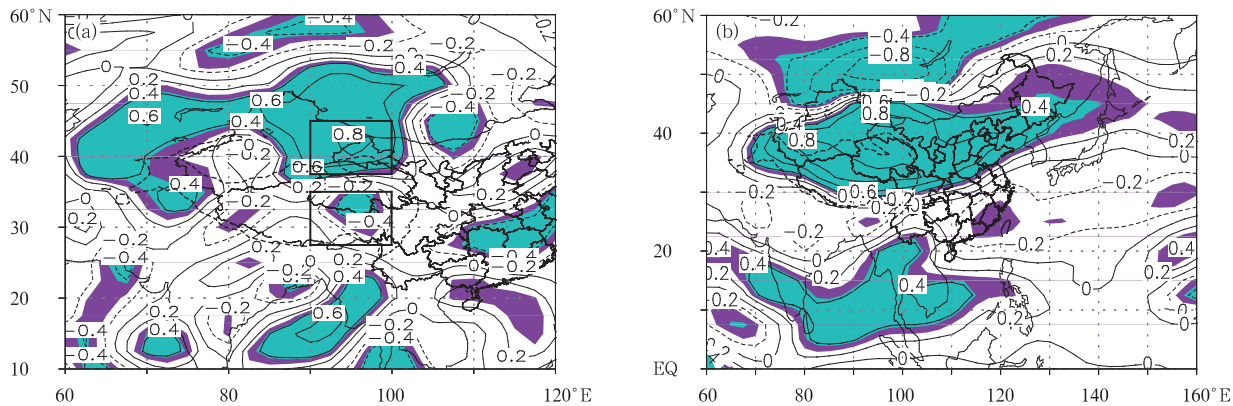


图 1 青藏高原及其附近地区大气热源(a)与亚洲地区 600 hPa 纬向风(b)SVD 分析第 1 模态

(深色阴影区通过 95%检验,浅色阴影区通过 99%检验;图 1a 中方框代表计算青藏高原东部与其北侧热力差异指数所选取的区域)

Fig. 1 First modes of the SVD analysis of (a) the $\langle Q_1 \rangle$ over the Tibetan Plateau and its surrounding areas and (b) the 600 hPa zonal wind in Asia (dark shading area is significant at the 95% confidence level and light shading area is significant at the 99% confidence level; rectangles in the Fig. 1a represent the areas where chosen to calculate the thermal contrast index between the eastern Tibetan Plateau and its northern side)

原向东经中国东北至日本以西地区为显著的正相关区域,尤其是青藏高原地区还存在相关系数超过0.8(通过99%信度检验)的正相关中心。在青藏高原南侧,从印度半岛以西经孟加拉湾至中南半岛还有另一显著的正相关区域。负相关区域则主要在高纬度地区,从西西伯利亚平原至贝加尔湖以东为显著的负相关区域,其中贝加尔湖以西还有低于-0.8的负相关中心。由此可见,青藏高原及其附近地区大气热源对亚洲地区的纬向风,尤其是对青藏高原及其附近地区的纬向风有很大的影响,即青藏高原北部大气热源加强,青藏高原向东经中国东部至日本以东地区纬向西风加强。

从上面的分析可以看出,夏季青藏高原及其附近地区大气热源与青藏高原向东经中国东部至日本以东地区纬向风有密切的关系,而青藏高原上空的纬向风又与青藏高原夏季风有着密切的联系。根据热成风原理(朱乾根等,2000)可知,纬向风的变化与南北水平温度梯度有很大的关系,因此在考虑夏季青藏高原及其附近地区大气热源对青藏高原夏季风影响时,选取了青藏高原东部主体(27.5°—35°N,90°—100°E)区域平均大气热源与青藏高原东部主体北侧及以北地区(37.5°—45°N,90°—100°E)区域平均大气热源之差标准化后得到的青藏高原东部与其北侧热力差异指数(I_n),作为影响青藏高原夏季风的关键因子。将该指数与齐冬梅等(2009)定义的青藏高原季风指数(I_{pm})相比(图2)可以看出,I_n的年际变化趋势与I_{pm}的变化趋势有很大的一致性,

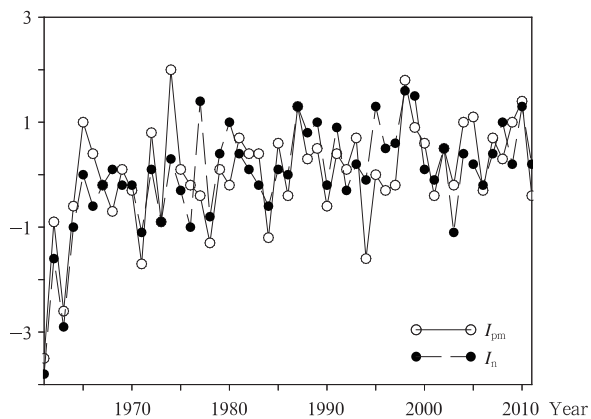


图2 1961—2011年青藏高原东部与其北侧热力差异指数及高原夏季风指数标准化曲线

Fig. 2 Time series of the annual normalized I_n and I_{pm} for the period 1961-2011

二者的相关系数高达0.76,远超过99%的显著性检验,同时还可以看出,在指数偏高的1987、1998、1999及2010年,青藏高原季风也明显偏强,而在指数偏低的1961、1962、1963及1971年,青藏高原季风也明显偏弱。由此可见,夏季青藏高原东部与其北侧大气热源的南北差异对青藏高原夏季风强弱有很大影响。

为了进一步分析夏季青藏高原东部与其北侧大气热源南北差异对青藏高原夏季风的影响,选取图2中青藏高原东部与其北侧热力差异指数值不小于1个标准差的年份作为高指数年,计有1977、1980、1987、1989、1995、1998、1999、2008及2010年共9 a;而将青藏高原东部与其北侧热力差异指数值不大于-1个标准差的年份定义为低指数年,包括1961、1962、1963、1964、1971、1976及2003年共7 a,并做了青藏高原东部与其北侧热力差异高、低指数年600 hPa风场的距平合成图(图3)。可以看出,高指数年(图3a)青藏高原向北至蒙古高原有一巨大的反气旋性环流,受其影响青藏高原上空为显著的距平东风气流;青藏高原西南部则有一距平气旋性环流,一方面该环流北侧的距平偏东气流加强了青藏高原上空的距平东风气流,另一方面使得青藏高原南侧有显著的距平偏西气流;而在亚洲东部沿岸,中国南海向东至台湾东部海洋上有一巨大的距平反气旋,而其北部,中国黄海向东至日本附近则是一巨大的距平气旋。低指数年(图3b)环流形势基本与高指数年相反,在青藏高原西南部及青藏高原向北到蒙古高原分别存在一个距平反气旋性环流及距平气旋性环流,在这两个环流的共同影响下,青藏高原上空盛行距平西风气流;同样在青藏高原西南部距平反气旋环流的影响下,青藏高原南侧以距平偏东气流为主。而亚洲东部,中国东部直至日本附近是一巨大的距平反气旋性环流。

从上述分析知,由夏季青藏高原东部与其北侧大气热源南北差异指数合成的环流形势,与齐冬梅等(2009)、华维等(2012)通过选取青藏高原夏季风强弱年合成所得的环流形势相似,这进一步说明夏季青藏高原东部与其北侧南北热力差异对青藏高原夏季风有重要影响。

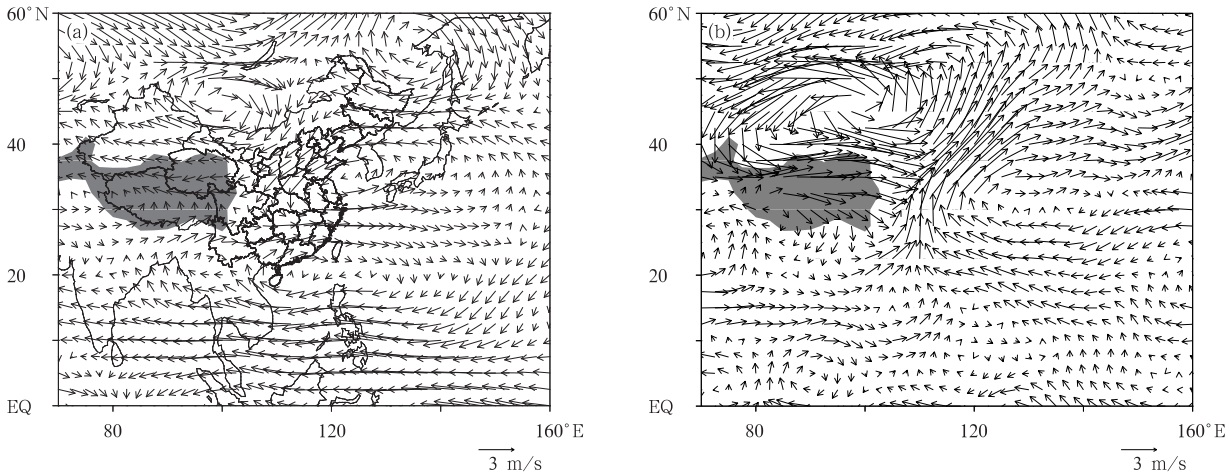


图 3 青藏高原东部与其北侧热力差异高指数年(a)与低指数年(b) 600 hPa 距平风场
(阴影区代表地形高于 3000 m 的区域)

Fig. 3 Composite difference of the wind field at 600 hPa for (a) high index years and (b) low index years
(areas with topography more than 3000 m are shaded)

4 青藏高原东部与其北侧热力差异与中国降水的关系

青藏高原与其附近地区的热力异常不仅对环流异常有影响,对中国降水也有明显的影响,Zhao 等(2001b)研究发现,青藏高原春季 4 月的热源状况对于后期中国江淮、华南和华北地区的夏季降水有指示意义;Duan 等(2005)研究了 4—6 月青藏高原感热加热与 7 月东亚降水和大气环流异常的关系。Wei 等(2009)也指出青藏高原大气热源对中国西北地区东部降水有重要影响。由此可见高原与其附近地区的大气热源对中国降水有重要的影响,而本研究所选取的青藏高原东部与其北侧热力差异对中国降水的影响如何呢?

为了探讨夏季青藏高原东部与其北侧热力差异与中国夏季降水的联系,首先将青藏高原东部与其北侧热力差异指数与中国夏季降水做了同期相关(图 4a,阴影区通过 95%信度检验)。可以看出长江中下游地区是主要的正相关区,大多数地区的相关通过了 99%的信度检验;中国西北地区为另一正相关区,但只有青海北部及新疆西南部有两个显著的正相关区域(通过 95%信度检验)。而负相关区出现在中国华北、东北、华南沿海至云南地区,且只有少部分区域通过信度检验。可见青藏高原东部与其北侧热力差异对中国长江流域的夏季降水影响最明显,当青藏高原东部与其北侧热力差异指数增大时,长江流域降水偏多;反之,降水偏少。同时也用所选取的青藏高原东部与其北侧热力差异指数,做了高指数年减低指数年中国夏季降水差值图(图 4b),沿长江流域也是显著的正值区(通过 95%信度检验),表明在高指数年,长江流域的降水是显著增多的;反之亦然。过去的研究(Zhao, et al,2001a,2001b)指出,夏季青藏高原大气热源与青藏高原东部至长江下游的降水有密切关系,对比发现,Zhao 等(2001a,2001b)的研究结果较本研究的结果范围略为偏北,这种差异主要与研究所选取的青藏高原大气热源的范围及方式有关。由此可知,夏季青藏高原东部与其北侧热力差异对中国长江流域夏季降水是有重要影响作用的。

由以上分析可以看出,夏季青藏高原东部与其北侧热力差异对中国夏季降水也有重要的影响,当青藏高原东部与其北侧热力差异指数偏大时,长江流域降水增多;反之,当青藏高原东部与其北侧热力差异指数偏小时,长江流域降水减少。这种结果与华维等(2012)、齐冬梅等(2009)针对青藏高原季风对中国降水影响的研究结论相似,由此可知,夏季青藏高原东部与其北侧热力差异可以通过影响青藏高原夏季风的异常来影响长江流域夏季降水。

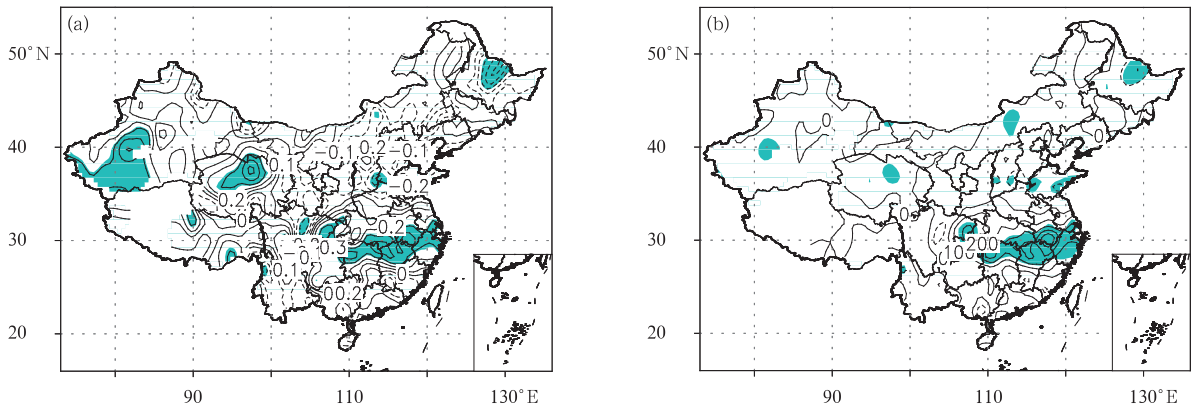


图 4 青藏高原东部与其北侧热力差异指数与夏季中国降水同期相关(a)及青藏高原东部与其北侧热力差异指数高指数年减低指数年夏季中国降水差值(b)分布(阴影区通过 95%检验)

Fig. 4 (a)Correlation coefficient distribution between I_n and the summer precipitation in China, and (b) the composite difference distribution of the summer precipitation in China (high I_n years minus low I_n years; shading area is significant at the 95% confidence level)

5 青藏高原东部与其北侧热力差异对环流的影响

从上述分析可知,夏季青藏高原东部与其北侧热力差异对中国夏季降水,尤其是对长江流域的降水有很大影响,这种影响一方面可以通过影响高原季风异常实现,而长江流域夏季降水与亚洲夏季风有很大的关系,青藏高原东部与其北侧热力差异是否也能通过影响亚洲夏季风异常进而影响长江流域降水,本节对青藏高原与其北侧热力差异对高低层环流的影响做了进一步研究。

图 5 为青藏高原东部与其北侧热力差异高、低指数年 850 hPa 风场距平。高指数年(图 5a),中国南海向东至台湾地区以东的中西太平洋上为一巨大的距平反气旋性环流,其南侧的偏东气流有利于海洋上的暖湿空气向西输送,并且在华南沿海部分距平偏东气流转变为距平偏南气流,向北推进;此时,青藏高原北部及中国东海向东直至日本以东洋面上分别存在一巨大距平反气旋性环流及距平气旋性环流,在两个环流之间的距平东北气流有利于北

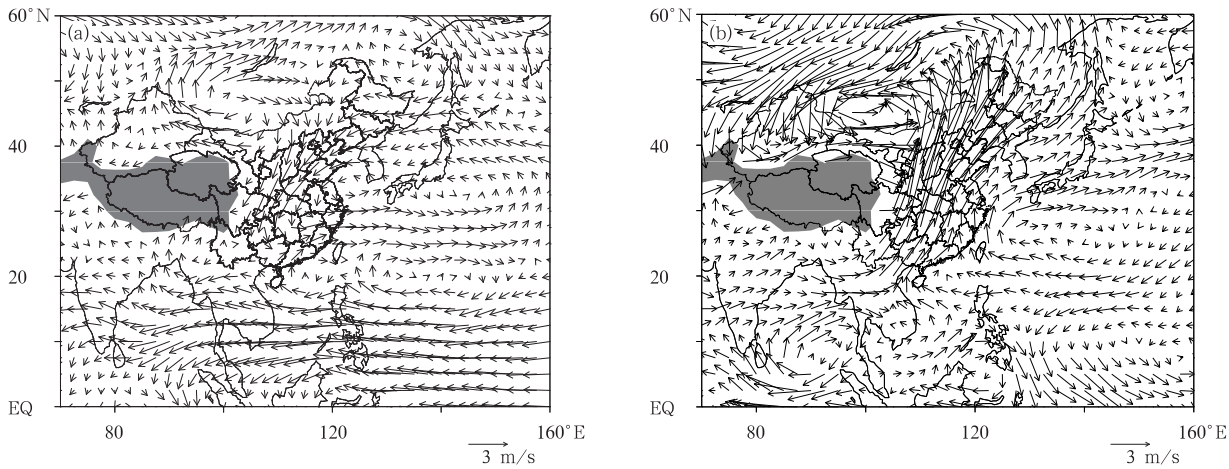


图 5 青藏高原东部与其北侧热力差异高指数年(a)与低指数年(b)850 hPa 距平风场(阴影区代表地形高于 3000 m 的区域)

Fig. 5 Composite difference of the wind field at 850 hPa for (a) the high I_n years and (b) the low I_n years (shaded areas indicate the ones with its topography more than 3000 m)

方冷空气南下,这样导致来自低纬度的距平偏南气流不能进一步往北推进,与北方来的冷空气在长江流域汇合,增强了该地区的上升运动(图略),形成有利于降水的环流形势。而低指数年(图 5b),环流形式与高指数年有着明显的不同,台湾地区以东的太平洋上有一巨大的距平反气旋环流,其位置较高指数年明显偏东,其南侧的距平偏东气流与来自孟加拉湾的距平偏西气流在中国华南沿海转为距平偏南气流,这样有利于海洋上大量的暖湿气流向北推进,而此时高原北部有一巨大的距平气旋性环流,其东侧的偏南气流有利于来自低纬度的偏南气流进一步向北输送,使得长江流域地区处于距平西南风区,不利于气流在长江流域辐合,形成不利于降水的环流形式。

图 6 为青藏高原东部与其北侧热力差异高、低指数年 200 hPa 风场距平分布。高指数年(图 6a)以中国渤海为中心,从中国西北向东经中国华北与东北至日本以西地区上空,存在一巨大的距平气旋环流,同时在青藏高原南侧,从伊朗高原向东至中国南方地区则是一巨大的距平反气旋环流,受这两个环流的影响,中国大部分地方在距平偏西风的控制之下,但由于受青藏高原南部距平反气旋环流的影响,距平偏西环流在长江流域部分转变为距平偏北风,这样长江流域上空高层气流处于辐散(图略),同时由于低层长江流域气流处于辐合状态(图略),这种高层辐散低层辐合的环流形式加强了该地区的上升运动(图略),有利于降水发生。低指数年(图 6b)则以中国渤海为中心,存在一巨大的距平反气旋环流,其南侧的距平西南气流控制了中国广大的南方地区;而在中南半岛向西到印度半岛东部还有一距平气旋环流,其东北侧的距平西南气流加强了中国南方地区的距平西南气流,也使得长江流域高层处于距平辐合区(图略),同时长江流域上空低层则处于距平辐散区(图略),这样低层的辐散和高层的辐合不利于该地区的上升运动(图略),降水随之减少。

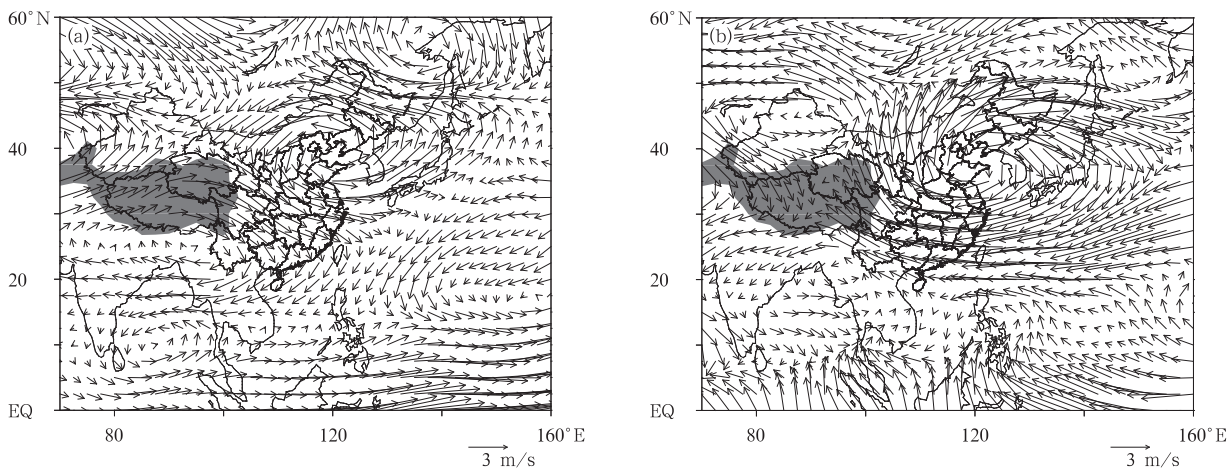


图 6 青藏高原东部与其北侧热力差异高指数年(a)与低指数年(b)
200 hPa 距平风场(阴影区代表地形高于 3000 m 的区域)

Fig. 6 Composite difference of the wind field at 200 hPa for (a) the high I_n years and (b) the low I_n years
(shaded areas indicate the ones with its topography more than 3000 m)

从上面的分析可以看出,夏季青藏高原东部与其北侧热力差异不仅会通过影响高原季风异常来对长江流域夏季降水产生影响,还会通过影响高、低层环流异常来影响长江流域的夏季降水:当差异指数偏高时,低层南北气流在长江流域辐合,高层长江流域处于气流辐散区,这样长江流域上空的高层辐散与低层辐合配合使得上升运动加强,形成利于降水发生的环流形势;当差异指数偏低时,长江流域上空低层西南风增强,不利于气流在长江流域辐合,而高层长江流域处于气流辐合区,这种形势下,长江流域地区上空的上升运动减弱,形成不利于降水产生的环流形势。

6 青藏高原东部与其北侧热力差异对水汽输送的影响

水汽是产生降水的源泉,水汽通过大规模的空气运动被输送到降水区,在一定的环流形势配合下,上升冷却成云致雨,因此,本节主要分析了夏季青藏高原东部与其北侧热力差异对水汽的影响。

图 7 为青藏高原东部与其北侧热力差异高、低指数年整层水汽通量距平分布。高指数年(图 7a),中国南海向东至中西太平洋上有一巨大的距平反气旋性水汽输送环流,其南侧的距平偏东水汽输送有利于太平洋上的大量暖湿气流向西输送,在中国华南沿海转变为西南水汽输送,为长江流域带来大量海洋上的暖湿水汽;此时,在高原北侧有一巨大的距平反气旋性水汽输送环流,而中国东部地区向东到日本以东洋面上则还同时存在一巨大的距平气旋性水汽输送环流,这两个距平水汽输送环流间的距平偏北水汽输送为长江流域带来了北方大量的干冷空气,与来自海洋上的暖湿水汽在长江流域汇合,水汽含量增多,并且由于该地区辐合上升作用强,这样长江流域的降水显著偏多。而低指数年(图 7b),西太平洋上也存在一个巨大的距平反气旋性水汽输送环流,但位置较高指数年明显偏东,其南侧为一条巨大的距平偏东水汽输送带,而在南亚地区,还存在来自于印度洋并经孟加拉湾的距平偏西水汽输送,在中南半岛至中国华南沿海与来自太平洋上的距平偏东水汽输送汇合,然后转为偏南水汽输送,为中国带来大量来自海洋上的暖湿水汽;此时青藏高原北部存在的巨大距平气旋性水汽输送环流,其东侧是强烈的距平偏南水汽输送,有利于来自低纬度海洋上的大量暖湿水汽被带到更高纬度,这样长江流域地区水汽含量减少,再加上该地区辐合上升运动减弱,导致降水偏少。

由此可知,夏季青藏高原东部与其北侧热力差异对长江流域的水汽输送也有重要的影响:当差异指数偏高时,来自太平洋上的暖湿水汽与来自高纬度地区的干冷空气在长江流域汇合,增加了该地区的水汽含量,同时由于辐合上升运动加强,导致长江流域降水偏多;当差异指数偏低时,来自印度洋与太平洋上的暖湿水汽更多的往北输送,使得长江流域的水汽含量减少,而该地区的辐合上升运动也明显减弱,降水随之减少。

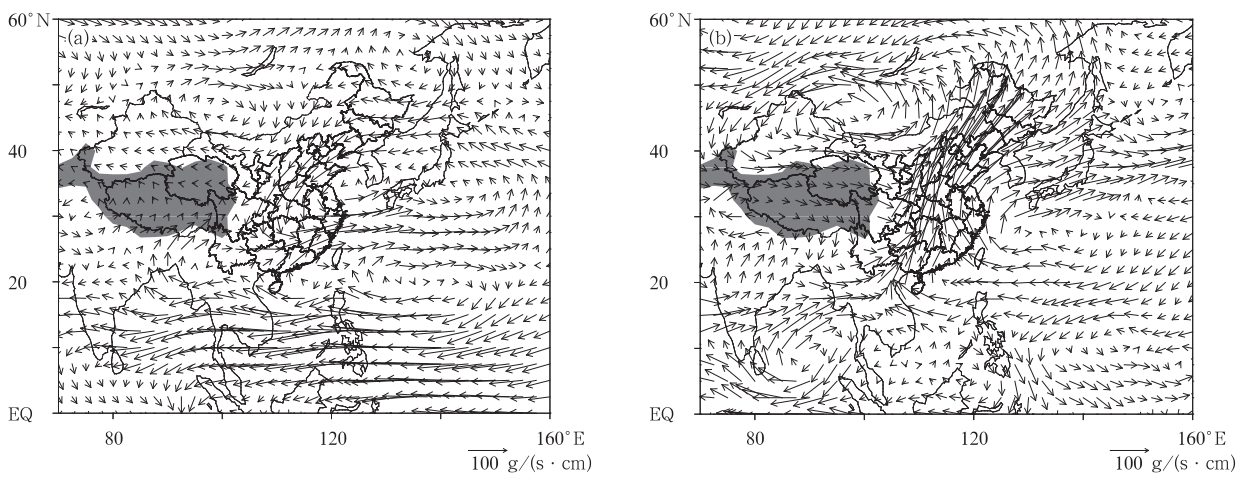


图 7 青藏高原东部与其北侧热力差异高指数年(a)与低指数年(b)整层水汽通量距平分布

(阴影区代表地形高于 3000 m 的区域)

Fig. 7 Composite difference of the integrated water vapor flux for (a) the high I_n years and (b) the low I_n years

(shaded areas indicate the ones with its topography more than 3000 m)

7 结论与讨论

从大气热源角度出发,分析了夏季青藏高原及其附近地区大气热源对青藏高原夏季风及中国夏季降水的影响,结果表明:

(1)夏季青藏高原主体东部与其以北地区存在明显的热力差异,对青藏高原夏季风有显著的影响,由此定义了一个青藏高原东部与其北侧热力差异指

数。高指数年,青藏高原夏季风偏强,而低指数年,青藏高原夏季风偏弱。

(2)夏季青藏高原东部与其北侧热力差异与长江流域的夏季降水有密切的关系,当指数偏高时,长江流域的夏季降水偏多;反之,降水偏少。

(3)夏季青藏高原东部与其北侧热力差异指数偏高时,低层南北气流在长江流域辐合,高层长江流域处于气流辐散区,这样长江流域上空的高层辐散与低层辐合配合使得上升运动加强,形成利于降水发生的环流形势;当指数偏低时,长江流域上空低层西南风增强,不利于气流在长江流域辐合,而高层长江流域处于气流辐合区,这种形势下,长江流域地区上空的上升运动减弱,形成不利于降水产生的环流形势。

(4)夏季青藏高原东部与其北侧热力差异指数偏高时,来自太平洋上的暖湿水汽与来自高纬度地区的干冷空气在长江流域汇合,增加了该地区的水汽含量,同时由于辐合上升运动加强,导致长江流域降水偏多;当指数偏低时,来自印度洋与太平洋上的暖湿水汽更多地往华北地区输送,使得长江流域的水汽含量减少,而该地区的辐合上升运动也明显减弱,降水随之减少。

本研究只是从统计角度分析了青藏高原东部与其北侧热力差异对青藏高原夏季风及长江流域夏季降水的影响,这种影响结果尚需数值模拟来进一步验证。同时影响青藏高原夏季风变化的因子有很多,本研究只是重点分析了夏季青藏高原东部与其以北地区热力差异对青藏高原夏季风的影响,其他因子如亚洲-太平洋涛动(APO)(Zhao, et al, 2007)等对青藏高原夏季风影响还需要进一步深入的研究。青藏高原夏季风与东亚夏季风有着密切的关系,但东亚夏季风自 20 世纪 60 年代中期开始强度明显减弱,而青藏高原夏季风则有增强的趋势,两者年际变化明显不同,其间的联系以及青藏高原与其周边大气热力差异对二者不同年际变化的影响将是下一步需要研究的问题。

参考文献

华维,范广洲,王炳赟. 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

简茂球,罗会邦. 2001. 1998 年青藏高原东部及其邻近地区大气热源与南海夏季风的关系. 高原气象,20(4):381-387

简茂球,罗会邦,乔云亭. 2004. 青藏高原东部和西太平洋暖池区大气热源与中国夏季降水的关系. 热带气象学报,20(4):355-364

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. 大气科学,35(3):422-434

刘新,吴国雄,刘屹岷等. 2002a. 青藏高原加热与亚洲环流季节变化和夏季风爆发. 大气科学,26(6):782-793

刘新,吴国雄,李伟平. 2002b. 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

刘新,李伟平,许晃雄等. 2007. 青藏高原加热对东亚地区夏季降水的影响. 高原气象,26(6):1287-1292

罗会邦,陈蓉. 1995. 夏半年青藏高原东部大气热源异常对环流和降水的影响. 气象科学,15(4):94-102

马振锋,高文良. 2002. 热带海温变化与高原季风发展. 应用气象学报,13(4):440-447

毛文书,巩远发,周强. 2009. 青藏高原大气热源与江淮梅雨异常的关系. 高原气象,28(6):1291-1298

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

汤懋苍. 1993. 高原季风研究的若干进展. 高原气象,12(1):95-101

汤懋苍. 1995. 高原季风的年代际振荡及其原因探讨. 气象科学,15(4):64-68

王同美,吴国雄,万日金. 2008. 青藏高原的热力和动力作用对亚洲季风区环流的影响. 高原气象,27(1):1-9

王跃男,张博,陈隆勋等. 2008. 夏季青藏高原大气热源与东亚大气热源及环流的关系. 科学通报,53(15):1842-1848

叶笃正,张捷迁. 1974. 青藏高原加热作用对夏季东亚大气环流影响的初步模拟实验. 中国科学,(3):301-320

赵声蓉,宋正山,纪立人. 2003. 青藏高原热力异常与华北汛期降水关系的研究. 大气科学,27(5):881-893

周秀骥,赵平,陈军明等. 2009. 青藏高原热力作用对北半球气候影响的研究. 中国科学(D 辑),39(11):1473-1486

朱乾根,林锦瑞,寿绍文等. 2000. 天气学原理与方法(第三版). 北京:气象出版社,46-51

Duan A M, Liu Y M, Wu G X. 2005. Heating status of the Tibetan Plateau from April to June and rainfall and atmospheric circulation anomaly over East Asia in midsummer. Sci China (Ser D), 48(2): 250-257

Duan A M, Wu G X. 2008. Weakening trend in the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau during recent decades. Part I: Observations. J Climate, 21(13): 3149-3164

Duan A M, Li F, Wang M R, et al. 2011. Persistent weakening trend in the spring sensible heat source over the Tibetan Plateau and its impact on the Asian summer monsoon. J Climate, 24(21): 5671-5682

Duan A M, Wu G X, Liu Y M, et al. 2012a. Weather and climate effects of the Tibetan Plateau. Adv Atmos Sci, 29(5): 978-992

Duan A M, Wang M R, Lei Y H, et al. 2012b. Trends in summer rainfall over China associated with the Tibetan Plateau sensible heat source during 1980-2008. J Climate, 26(1): 261-275

Flohn H. 1957. Large-scale aspects of the "summer monsoon" in south and East Asia. J Meteor Soc Japan, 75: 180-186

He H Y, Mccinnia J W, Song Z S, et al. 1987. Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibet Plateau. Mon Wea Rev, 15(9): 1966-1995

Luo H B, Yanai M. 1983. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part I: Precipitation and kinematic analyses. Mon Wea Rev, 111(5): 922-944

Luo H B, Yanai M. 1984. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part Ⅱ: Heat and moisture budgets. Mon Wea Rev, 112(5): 966-989

Nitta T. 1981. Observational Study of heat sources over the eastern Tibetan Plateau during the summer monsoon. J Meteor Soc Japan, 59: 590-605

Wei N, Gong Y F, He J H. 2009. Structural variation of an Atmospheric Heat source over the Qinghai-Xizang Plateau and its influence on precipitation in northwest China. Adv Atmos Sci, 26(5): 1027-1041

Yanai M, Esbensen S, Chu J H. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. J Atmos Sci, 30(4): 611-627

Zhao P, Zhu Y N, Zhang R H. 2007. An Asian-Pacific teleconnection in summer tropospheric temperature and associated Asian climate variability. Climate Dyn, 29(2-3): 293-303

Zhao P, Chen L X. 2001a. 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

Zhao P, Chen L X. 2001b. 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), 44(9): 858-864