

文章编号: 2096-1618(2016)05-0494-06

高原夏季风强弱和南亚高压的关系研究

张菁, 范广洲^{1,2}, 张永莉¹

(1. 成都信息工程大学大气科学学院, 高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225; 2. 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, 江苏 南京 210044)

摘要:为进一步认识高原夏季风和南亚高压的关系,利用1948~2013年NCEP/NCAR日平均再分析资料,采用相关分析和合成分析,探讨高原夏季风异常对南亚高压活动的影响。研究表明,高原夏季风强时,南亚高压中心位置偏东偏南,呈“青藏高原模式”,高原夏季风弱时,南亚高压中心偏西偏北,呈“伊朗高压模式”。在非绝热加热场上,高原夏季风强时,青藏高原南侧感热偏强,青藏高原以西到伊朗高原东部感热偏弱。高原夏季风弱时,青藏高原南侧及西南侧为感热偏弱,高原西北部感热偏强。值得注意的是,地表感热的正负异常分布与南亚高压中心位置的分布较一致,夏季南亚高压中心位置的变化可能与地表感热加热密切联系。

关键词:气象学;气候变化与数值模拟;南亚高压;高原夏季风;非绝热加热

中图分类号:P425.4⁺2

文献标志码:A

0 引言

亚洲季风系统由东亚季风系统^[1]、南亚季风系统^[2]和高原季风组成。1962年,汤懋苍和高由禧^[3]首次提出“高原季风”的概念,高原相对于周围大气的热力作用形成了高原季风。1979年,汤懋苍等^[4]分析高原季风的平均气候特征,指出高原季风有独立的季风层存在,且冬夏盛行风向相反。1983年,汤懋苍等^[5]对美国西部高原分析后发现它与青藏高原相似,在850 hPa上也存在高原季风。数值试验也证实夏季青藏高原的加热作用形成了热低压和高原季风^[6]。马振峰^[7]探讨了夏季高原季风强弱对南亚高压的影响,指出高原夏季风强(弱)对应的100 hPa南亚高压位置偏北偏东(偏南偏西)。李菲等^[8]针对2008年高原夏季风,指出高原夏季风偏强(弱)时南亚高压偏西(东)偏弱(强)。2002年马振锋等^[9]揭示高原季风发展与热带太平洋、印度洋海温等环境场变化密切联系。高原夏季风发展时,表现拉尼娜特征;高原夏季风减弱时,表现厄尔尼诺特征。华维等^[10]提出高原夏季风增强伴随着亚洲夏季风环流的异常变化,使东亚季风降水异常。

南亚高压稳定于对流层高层,是夏季北半球最强的高压系统,也是东亚夏季风的主要成员之一^[11]。加热场对南亚高压的季节变化有重要作用,南亚高压

中心具有趋暖性^[12]。在年际和年代际尺度上,夏季南亚高压存在显著的东西振荡特征^[13-15]。同时,南亚高压具有明显的季节变化,冬半年为海洋高压,夏半年为大陆高压,且大陆高压存在双模态,即青藏高原和伊朗高压^[12]。南亚高压中心位置维持在不同平衡态,或是南亚高压的南北偏移,都会引起东亚大气环流变化和我国及东亚地区降水异常^[16]。魏维等^[17-18]定义了反映南亚高压东西偏向和南北偏移的指数,指出南北偏移指数与中国华北和长江流域的降水显著相关,并提出印度季风通过影响南亚高压东西偏向进而影响中国夏季降水。

南亚高压作为气候系统的一员,对其研究一直受到气象研究者的重视,但是南亚高压与高原季风的研究甚少,高原季风作为亚洲对流层低层季风和对流层高层行星风系的纽带,应受到更广泛地关注。

1 资料和方法

所用资料是NCEP/NCAR提供的1948~2013年地表感热通量逐日资料和分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的气象要素场逐日资料,包括高度场、水平风场、垂直风场、温度场、气压场。

参照张琼等^[19]定义的南亚高压特征参数,根据南亚高压的环流演变特点,选取南亚高压的区域范围为100 hPa高度上 $0^{\circ} \text{N} \sim 80^{\circ} \text{N}$, $0^{\circ} \text{E} \sim 180^{\circ} \text{E} \sim 170^{\circ} \text{W}$,特征参数有:(1)平均脊线:西风零线的平均纬度;(2)强度指数:取1660 gpm等值线范围内最大位势高度

收稿日期:2016-01-06

基金项目:国家自然科学基金资助项目(91537214、41275079、41405069、41305077、41505078);公益性行业(气象)科研专项资助项目(GY-HY201506001);四川省教育厅科研资助项目(16ZA0203)

值;(3)中心位置(纬度上):1660 gpdm等值线范围内最大位势高度所在位置的纬度值;(4)中心位置(经度上):1660 gpdm等值线范围内最大位势高度所在位置的经度值。

季风指数可以衡量季风的强弱。采用周懿等^[20]定义的散度高原季风指数 Div_PMI :

$Div_PMI = div \mid_{30^{\circ}N \sim 35^{\circ}N, 80^{\circ}E \sim 100^{\circ}E}$
 Div_PMI 指数表示600 hPa高度上青藏高原主体中心风场的辐合辐散程度。负值的绝对值越大,表示高原夏季风越强。正值越大,表示高原冬季风越强。

大气视热源 $Q1$ 的计算方法采用倒算法^[21],利用温度场、风场、气压场等资料,计算各层大气视热源 $Q1$ 和大气视热源的整层积分 $\langle Q1 \rangle$ 。

$$Q1 = C_p \bullet \left[\frac{\partial T}{\partial t} + V \bullet \nabla_p T + \left(\frac{P}{P_0} \right)^k \bullet \omega \frac{\partial \theta}{\partial P} \right]$$
$$\langle Q1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{P_s}^{P_1} Q1 dP$$

其中, θ 为位温; V 为水平风矢量; ω 为 P 坐标系中的垂直速度; $k=R/C_p$; R 和 C_p 分别是比气体常数和干空气的定压比热容; $P_0=1000$ hPa; P_s 为地面气压; P_1 指大气层顶气压(设 $P_1=100$ hPa)。

由于夏季6~8月各气象要素场往往有较为明显的变化,所以采用7月代表夏季,以便于更好地反映夏季大气环流等特征。对高原季风指数均乘以-1,则 $-Div_PMI$ 指数为正值表示高原夏季风,正值越大,高原夏季风越强。

2 南亚高压的各个特征参数与高原夏季风的关系

将南亚高压各个特征参数与高原夏季风指数进行相关分析,从表1可以看出,高原夏季风指数与南亚高压中心纬度位置呈正相关关系,相关系数为0.253,与南亚高压中心经度位置呈负相关关系,相关系数为-0.248,均通过显著性水平为0.05的显著性检验。而高原夏季风指数与南亚高压其他特征参数(面积、脊线位置、强度)相关系数比较低,均未通过95%的信度检验。图1是1948~2013年高原夏季风(实线)和夏季南亚高压中心位置(虚线)标准化距平的演变曲线。可见,高原夏季风异常和南亚高压中心纬度位置异常在年际和年代际尺度上较一致,而高原夏季风异常和南亚高压中心经度位置异常在年际和年代际变化上呈现反相。

表1 1948~2013年高原夏季风指数与夏季南亚高压特征参数相关关系

指数	高原夏季风指数
南亚高压中心纬度位置	0.253 *
南亚高压中心经度位置	-0.248 *
南亚高压面积	-0.197
南亚高压强度	0.012
南亚高压平均脊线	0.15

* 表示相关系数通过了95%的信度检验

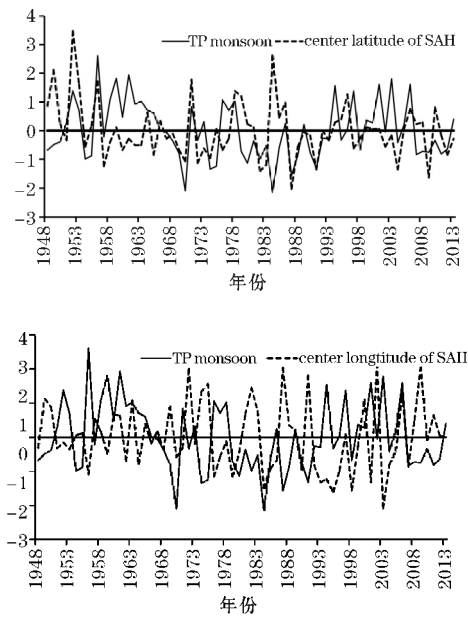


图1 1948~2013年高原夏季风指数与夏季南亚高压中心纬度位置及中心经度位置标准化距平

3 高原夏季风强弱对应的南亚高压特征

为深入探讨高原夏季风和南亚高压的关系,利用合成分析讨论高原夏季风强弱年南亚高压的差异。高原夏季风指数去趋势标准化距平序列如图2所示,可以看出高原夏季风指数存在明显的年际变化,故可对高原夏季风的强弱进行分类。1948~2013年中高原夏季风指数去趋势标准化距平大于1的年份定义为高原夏季风强年,标准化距平小于-1的年份定义为高原夏季风弱年,则高原夏季风强年有1954年、1955年、1970年、1974年、1975年、1980年、1984年、1987年、1991年,共9年,高原夏季风弱年共有11年,分别为1952年、1956年、1959年、1961年、1976年、1978年、1994年、1997年、2001年、2003年、2006年。

图3给出高原夏季风强弱年对应的夏季100 hPa高度场的分布情况,呈现夏季典型的南亚高压东西型

分布。当高原夏季风偏强(图3a)时,南亚高压中心在85°E附近,位置偏东,中心位于青藏高原上空,呈青藏高原高压模态;当高原夏季风偏弱(图3b)时,南亚高压中心位于60°E附近,位置偏西,中心位于伊朗高原上空,呈伊朗高压模态。

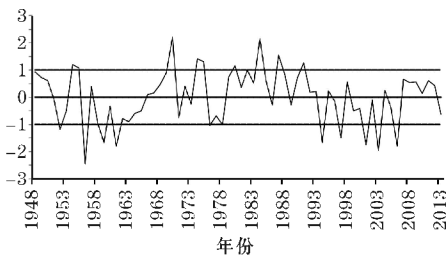


图2 高原夏季风指数去趋势标准化距平

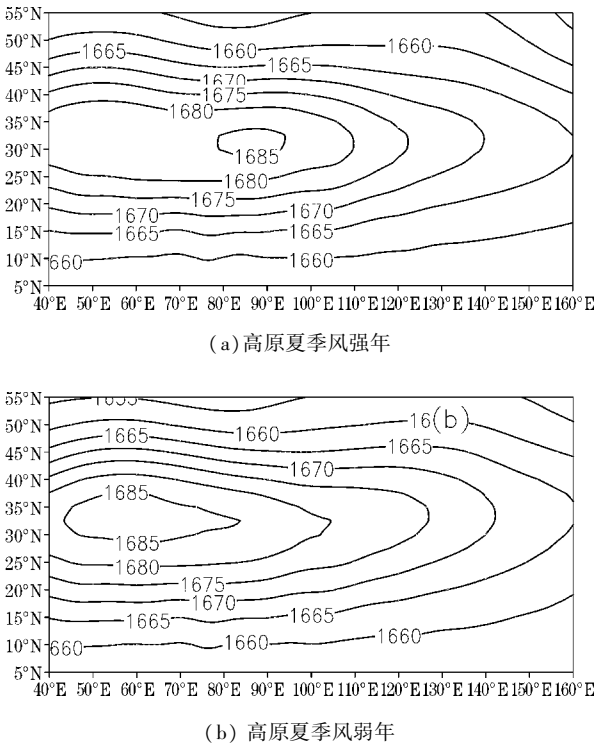
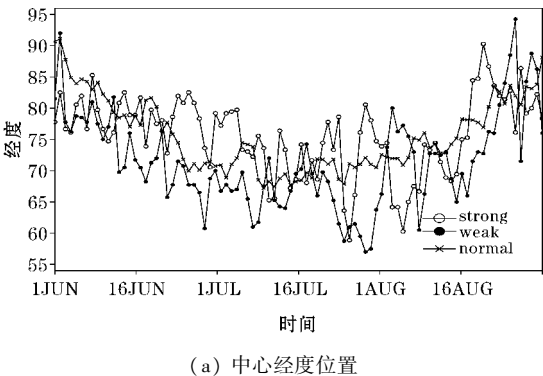


图3 高原夏季风强年、弱年对应的夏季100 hPa高度场

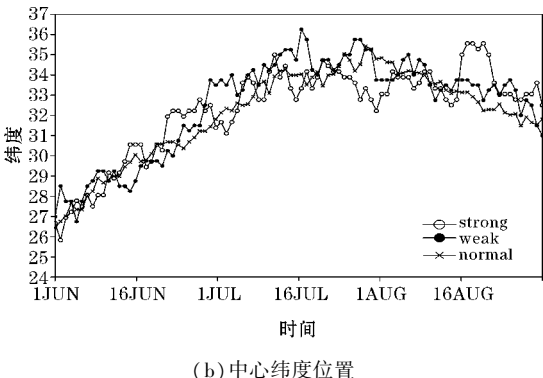
分析高原夏季风和南亚高压各个特征参数的相关性时,已经发现高原夏季风和南亚高压中心的经度位置和纬度位置都存在较好的相关性。图4给出强弱高原夏季风年对应的南亚高压中心位置,图4南亚高压中心位置序列有明显的波动,季节内变化明显,尤其是中心经度位置的变化。6~8月南亚高压中心经度位置(图4a)在55°E~95°E波动,可以看出南亚高压的东西振荡特征,高原夏季风强年,南亚高压中心偏东,高原夏季风弱年,南亚高压中心偏西,正常年份,南亚高压中心经度变化较平稳,高压中心经度位置位于二者之间。6~8月南亚高压中心纬度位置(图4b)在

25°N~36°N波动,6~7月高压中心呈现逐渐北移的趋势,8月高压中心开始缓慢向南移动。高原夏季风强年,南亚高压中心较正常年份偏南,高原夏季风弱年,南亚高压中心较正常年份偏北。

结合图5,1948~2013年南亚高压的中心位置的空间分布,其中圆圈所示的是高原夏季风强年高压的中心位置,方块代表高原夏季风弱年高压的中心位置,三角形代表正常年份高压中心位置。图5所示的66年南亚高压中心位置,由于有些年份高压中心位置相同,以至于重合叠加。图5中可以看出,南亚高压中心在32.5°N两侧南北移动,且东西分布明显。经计算得到多年夏季平均南亚高压中心所在的纬度在32.5°N。中心位于32.5°N以南在66年中有12年,占18.18%,中心位于32.5°N以北有11年,占16.66%;中心经度位置主要集中在55°E~65°E和80°E~90°E,66年中高压中心在55°E~65°E有34年,占51.5%,在80°E~90°E有29年,占43.9%。因此,高原夏季风异常年,夏季南亚高压中心在年际尺度上存在东西振荡,南北偏移的变化特征,即夏季南亚高压在年际尺度上存在西北-东南向的移动特征。高原夏季风偏强时,南亚高压中心位置偏东偏南,高原夏季风偏弱时,南亚高压中心偏西偏北。

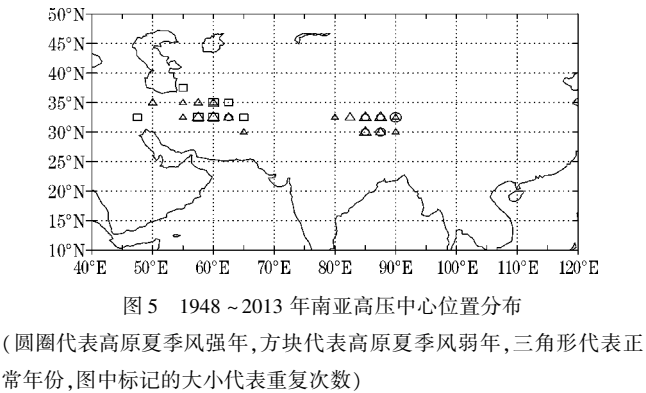


(a) 中心经度位置



(b) 中心纬度位置

图4 高原夏季风强弱年夏季南亚高压的中心位置



4 高原夏季风强弱对应的非绝热加热特征

以上研究已经发现高原夏季风异常和夏季南亚高压年际尺度上的西北-东南向移动有关。罗四维等^[13]指出夏季南亚高压中心在高原上空集中出现与高原的夏季加热作用有关。图6为高原夏季风异常对应的 $\langle Q1 \rangle$ 分布,由图可知,夏季 $\langle Q1 \rangle$ 的大值区主要分布在青藏高原以南地区,印度半岛西部和孟加拉湾地区。高原夏季风偏强时青藏高原南侧的 $\langle Q1 \rangle$ 值高达 600 W/m^2 ,远远大于高原夏季风偏弱时的值。

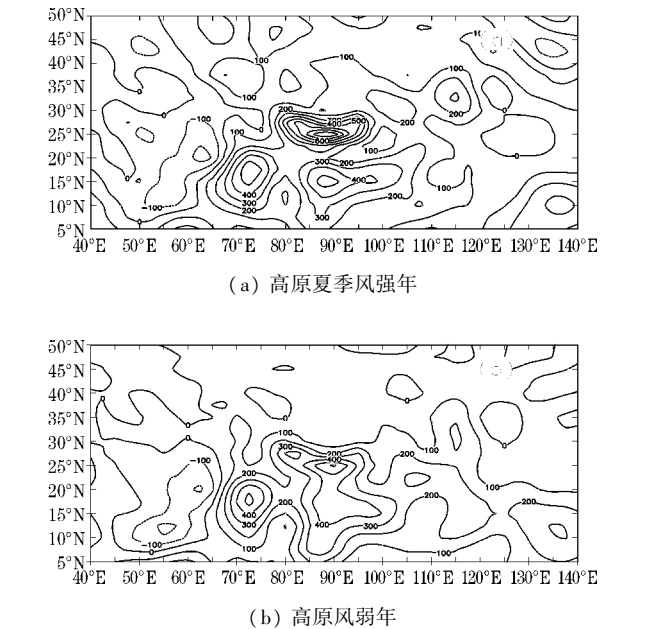
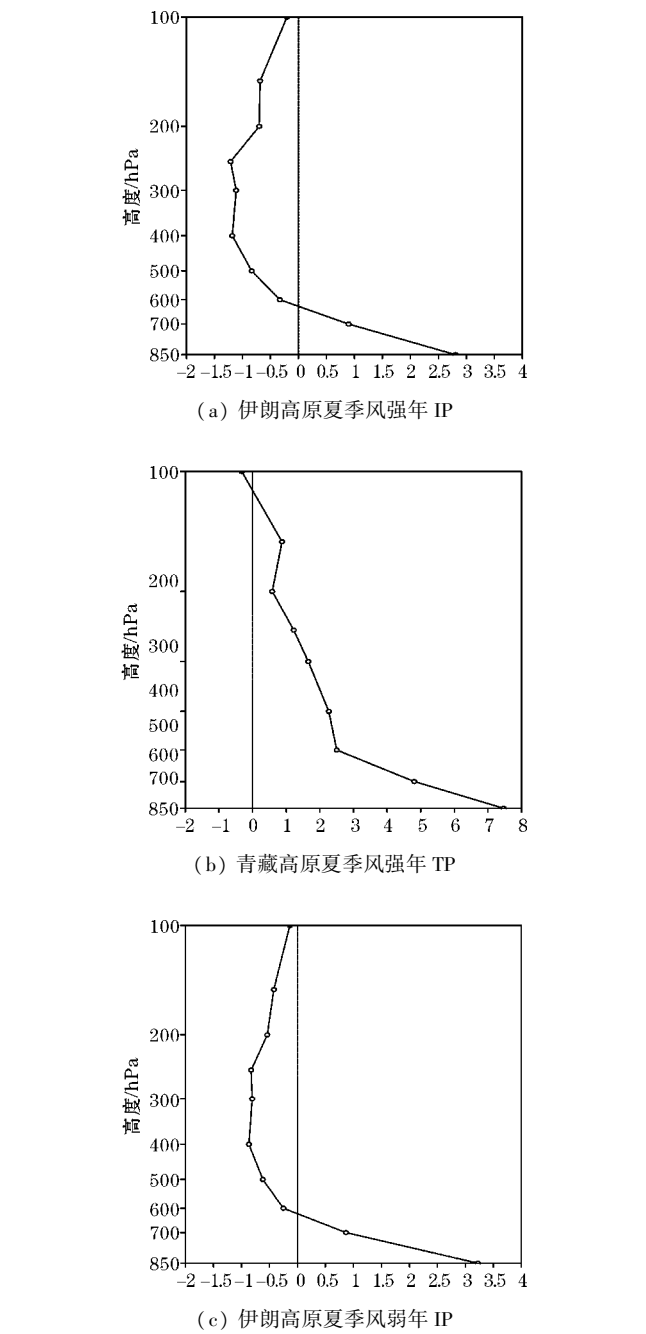
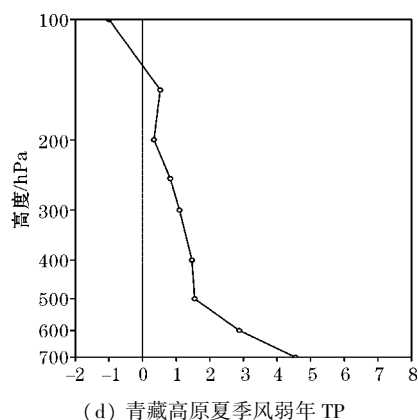


图6 高原夏季风强年、弱年对应的夏季 $\langle Q1 \rangle$ 分布

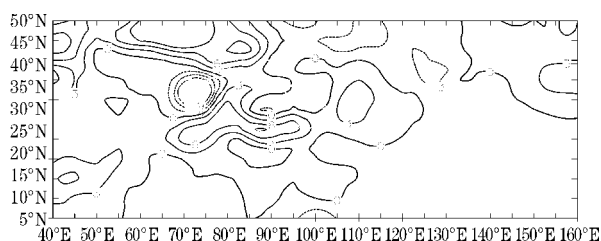
依据夏季南亚高压中心位置的分布,选取伊朗高原 $50^\circ\text{E} \sim 70^\circ\text{E}$, $25^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$,取青藏高原 $80^\circ\text{E} \sim 100^\circ\text{E}$, $25^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$,以此讨论不同区域的非绝热加热状况。图7给出高原夏季风强弱年区域平均的 $Q1$ 垂直廓线,由图7可见,不论是高原夏季风强年还是弱

年,夏季伊朗高原和青藏高原上空的最大加热率均出现在近地层附近,且对流层中下层 $Q1$ 随高度递减,以感热加热为主。在伊朗高原上空(图7a、7c),650 hPa以下为正的加热率,650 hPa以上加热率为负,为热汇,伊朗高原上空的非绝热加热主要以感热为主。在青藏高原上空(图7b、7d),从地表到对流层上层加热率均为正值, $Q1$ 随高度递减,对流层200 hPa青藏高原上空 $Q1$ 随高度增大,这是潜热加热的贡献,但对于整层大气柱来说,感热的贡献起主要作用。伊朗高原和青藏高原上空的加热率高原夏季风强年(图7a、7b)大于季风弱年(图7c、7d)。

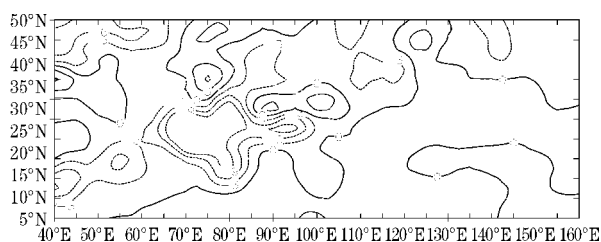




(d) 青藏高原夏季风弱年 TP

图7 高原夏季风强年、弱年区域平均的 $Q1$ 垂直廓线

(a) 高原夏季风强年



(b) 高原夏季风弱年

图8 高原夏季风强年、弱年对应的地表感热通量距平分布场

图8是高原夏季风强弱年对应的地表感热通量距平分布场。高原夏季风偏强时(图8a),青藏高原南侧地表感热通量为正距平,感热偏强,与强年青藏高原附近的 $Q1$ 大值区相对应,青藏高原以西到伊朗高原东部为负距平,感热偏弱。高原夏季风偏弱时(图8b),青藏高原南侧及西南侧为感热负异常,感热偏弱。高原西北部感热正异常,感热偏强。值得注意的是,地表感热的正负异常分布也呈现出西北-东南向分布,与南亚高压中心位置的分布较一致,这说明夏季南亚高压中心位置的变化与地表感热加热密切联系。

5 结论

利用1948~2013年NCEP/NCAR日平均再分析资料,分析高原夏季风和南亚高压的相关关系,并将高原夏季风划分为高原夏季风强弱年,分析高原夏季风异常年份南亚高压的变化特征和非绝热加热差异。得出结论如下:

(1)高原夏季风指数与南亚高压中心位置有显著的相关关系,高原夏季风与南亚高压中心纬度位置呈

正相关关系,与南亚高压中心经度位置呈负相关关系。高原夏季风具有明显的年际和年代际变化,66年中高原夏季风强年有9年,即1954年、1955年、1970年、1974年、1975年、1980年、1984年、1987年、1991年,高原夏季风弱年有11年,分别为1952年、1956年、1959年、1961年、1976年、1978年、1994年、1997年、2001年、2003年、2006年。

(2)当高原夏季风偏强时,南亚高压中心位置偏东,中心位于 85°E ,即位于青藏高原上空,呈青藏高压模式;当高原夏季风偏弱时,南亚高压中心位置偏西,中心位于 60°E ,即位于伊朗高原上空,呈伊朗高压模式。

(3)高原夏季风异常年,夏季南亚高压中心在年际尺度上存在东西振荡,南北偏移的变化特征,即夏季南亚高压在年际尺度上存在西北-东南向的移动特征。高原夏季风偏强时,南亚高压中心位置偏东偏南,高原夏季风偏弱时,南亚高压中心偏西偏北。

(4)高原夏季风偏强时青藏高原附近的 $\langle Q1 \rangle$ 值远远大于高原夏季风偏弱时的值。不论是高原夏季风强年还是弱年,夏季伊朗高原和青藏高原上空的加热率均出现在近地层附近。在伊朗高原上空,650 hPa以下为正的加热率,伊朗高原上空的非绝热加热主要以感热为主。在青藏高原上空,有潜热加热的作用,但对于整层大气柱来说,感热的贡献起了主要作用。伊朗高原和青藏高原上空的加热率高原夏季风强年大于季风弱年。高原夏季风偏强时,青藏高原南侧地表感热通量为正距平,感热偏强,青藏高原以西到伊朗高原东部为负距平,感热偏弱。高原夏季风偏弱时,青藏高原南侧以及西南侧为感热负异常,感热偏弱。高原西北部感热正异常,感热偏强。此外,地表感热的正负异常分布与南亚高压中心位置的分布较为一致,说明夏季南亚高压中心位置的变化与地表感热加热密切联系。

致谢:感谢成都信息工程大学科研项目(J201516、J201518、KYTZ201517)对本文的资助

参考文献:

- [1] Tao, S Y, L X Chen. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China[M]. Monsoon Meteorology, C P Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 1987, 60-92.
- [2] T N Krishnamurti, H N Bhalme. Oscillations of a Monsoon System[J]. Observational Aspects. Journal of the Atmospheric Sciences, 1976, 33: 1937-1954.
- [3] 汤懋苍. 高原季风研究的若干进展[J]. 高原气象, 1993, (1): 95-101.
- [4] 汤懋苍, 沈志宝, 陈有虞. 高原季风的平均气候

- 特征[J]. 地理学报,1979,(1):33-42.
- [5] Tang Mao cang, Reiter E R. Plateau monsoons of the Northern Hemisphere [J]. Monthly Weather Review, 1984, 112(4): 617 - 637.
- [6] Kuo H L, Qian Y F. Influence of Tibetan Plateau on cumulative and diurnal changes of weather and climate in summer[J]. Monthly Weather Review, 1981, 109(11):2337-2356.
- [7] 马振锋. 高原季风强弱对南亚高压活动的影响[J]. 高原气象,2003,(2):143-146.
- [8] 李菲,段安民. 青藏高原夏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[J]. 大气科学,2011,(4):694-706.
- [9] 马振锋,高文良. 热带海温变化与高原季风发展[J]. 应用气象学报,2002,13(4):440-447.
- [10] 华维,范广洲,王炳赞. 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[J]. 大气科学,2012,(4):784-794.
- [11] Mason R B, Anderson C E. The development and decay of the 100-MB. Summertime anticyclone over Southern Asia[J]. Monthly Weather Review, 1963, 91(1): 3-12.
- [12] Yongfu Q, Qiong Z, Yonghong Y, et al. Seasonal variation and heat preference of the South Asia High[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2002, 19(5): 821-836.
- [13] 陶诗言,朱福康. 夏季亚洲南部 100 毫巴流型的变化及其与西太平洋副热带高压进退的关系[J]. 气象学报,1964,(4):3-14.
- [14] 罗四维,钱正安,王谦谦. 夏季 100 毫巴青藏高原与我国东部旱涝关系的天气气候研究[J]. 高原气象,1982, 1(2): 1-10.
- [15] 朱福康,陆龙弊,陈咸吉,等. 南亚高压[M]. 北京:科学出版社,1980.
- [16] 王斌,李跃清. 近 10 多年南亚高压活动特征及其影响的研究进展[J]. 高原山地气象研究,2011, 31(2): 75-80.
- [17] 魏维,张人禾,温敏. 南亚高压的南北偏移与我国夏季降水的关系[J]. 应用气象学报,2012, (6):650-659.
- [18] Wei Wei, Zhang R H, Wen M, et al. Impact of Indian summer monsoon on the South Asian High and its influence on summer rainfall over China [J]. Clim Dyn,2014,(43):1257-1269.
- [19] 张琼,钱永甫,张学洪. 南亚高压的年际和年代际变化[J]. 大气科学,2000,(1):67-78.
- [20] 周懿. 高原季风变化特征分析[D]. 成都:成都信息工程大学,2014.
- [21] Yanai M, Esbensen S, Chu J H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets[J]. J. Atmos. Sci., 1973,30: 611-627.

Relationship between Variation of the Tibetan Plateau Summer Monsoon and South Asian High

ZHANG Jing¹, FAN Guang-zhou^{1,2}, LAI Xin¹, ZHANG Yong-li¹

(1. College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu 610225, China; 2. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China)

Abstract: In order to further acquire the relationship between the Tibetan Plateau Summer Monsoon (TPSM) and South Asian High (SAH). Using the 66-year (1948-2013) NECP/NCAR daily reanalysis data, the impact of TPSM anomaly on SAH activities are investigated by the correlation analysis and the composite analysis. The results show that a stronger (weaker) TPSM is associated with the center of the SAH shifting eastward (westward) and southward (northward), and SAH presenting its Tibetan high (Iranian high) pattern. Meanwhile, when TPSM is stronger, sensible heat over southern TP has positive anomalies and it over western TP and eastern IP has negative anomalies. When TPSM is weaker, sensible heat over southern TP and southwestern TP has negative anomalies and it over northwestern TP has positive anomalies. It's important to note that the distribution of sensible heat anomalies are consistent with SAH's center location, which reveal that the distribution of SAH's center in summer may be closely associated with sensible heating.

Key words: meteorology; climate change and numerical simulation; south asian high; tibetan plateau summer monsoon; diabatic heating