

东亚季风强弱年高原、东亚及太平洋热力对比

许田田¹, 范广洲^{1,2}, 赖欣¹, 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:为对东亚夏季风强弱年青藏高原、东亚及太平洋地区热力作用以及不同区域热力差进行对比研究,对进一步研究关键区热力差异对东亚季风的影响提供一些参考,采用相关分析,合成分析等统计方法。结果表明:东亚夏季风偏强时,孟加拉湾、华南、南海及热带西太平洋大气热源异常偏强,印度东部、青藏高原、中南半岛及中纬度西太平洋地区大气热源异常偏弱;且高原东部与东亚关键区热力差偏大,垂直方向上热力差在600 hPa达到最大,东亚关键区与热带西太平洋热力差偏小,热力差在250 hPa左右达到最大;高原东部与热带西太平洋热力差为负,热力差在400 hPa达到最大。反之亦然。东亚夏季风强度变化对高原与热带西太平洋上空高层大气热源影响更大,对东亚关键区上空低层大气热源影响更大。

关键词:气象学;气候变化;东亚夏季风;青藏高原;东亚;西太平洋;大气热源;热力差

中图分类号:TP301.6

文献标志码:A

0 引言

中国地处东亚季风区,天气气候与东亚季风的活动与变化紧密相关^[1],因此东亚季风的研究一直是大气科学领域的学者们共同关注的前沿课题^[2-5]。东亚季风主要是由于海洋和大陆的热力差异而造成的^[6],其季节性进退对中国不同区域天气气候有着不同程度的影响^[2],例如丁一汇^[7]和郭其蕴^[8]分别探讨过中国不同区域季风和降水的关系,得到结论在不同地区夏季风对降水的影响是不同的。近年来,对东亚季风的研究更为深入,研究涉及的因子也考虑得更为全面^[9]。

夏季青藏高原作为一个抬升至对流层中部的热源,其通过近地层及边界层辐射,感热和潜热输送改变其上空的热力状况从而影响周围地区的大气环流及天气气候。叶笃正等^[10]和 Flohn^[11]均发现夏季高原是一个热源,其地表对大气的加热作用激发了亚洲大气环流的爆发。周秀骥等^[12]还提出青藏高原热力作用能够激发大尺度遥相关,影响更大范围地区的大气环流和气候。

另一方面,东亚及太平洋区域大气热源分布及变化对大气环流的演变及季风,降水也有着显著影响。简茂球等^[13-14]分析了长江中下游和华南地区的大气热源及水汽汇的季节变化特征及其与降水的关系,指出热源与降水量的变化有较大的对应关系。黄荣辉

等^[15]分析了热带西太平洋大气热源与副高的关系,当暖池上空热源增强,副高偏北。黄荣辉等^[16]还分析了当夏季热带西太平洋处于暖状态,江淮流域和长江中、下游降水偏少,而黄河流域、华北和东北的降水正常或偏多。

大量研究表明亚洲季风与高原、东亚及太平洋区域大气热源有着密切关系,但东亚夏季风强弱年青藏高原、东亚及太平洋多个区域热力对比,以及不同区域热力差对东亚夏季风影响的研究还相对较少。通过东亚夏季风强弱年几个关键区热力对比及其热力差的对比,可对研究不同区域热力差异对东亚夏季风的影响提供参考。文中对东亚夏季风强弱年高原东部、东亚关键区及热带西太平洋多个区域大气热源进行了初步的对比分析,更深入的讨论将在之后的研究工作中继续进行。另外,此前相关研究资料时间尺度较短,文中则选取1951~2014年NCEP/NCAR再分析资料进行研究。

1 资料与计算方法

使用1951~2014年NCEP/NCAR共64年的逐月再分析资料,水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

1.1 大气热源、热汇的计算

根据 Yanai 等^[17]提出的倒算法计算 Q_1 。由热力方程可得:

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

其中, T 为温度, V 为水平风矢量, $P_0 = 1000 \text{ hPa}$, $k = R/C_p$, ω 为 P 坐标的垂直速度, θ 为位温。将上式进行整层积分, 得:

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_s} Q_1 dp$$

式中, P_s 指地面气压, P_t 指大气层顶气压, 取 $P_t = 100 \text{ hPa}$ 。

1.2 东亚夏季风指数的计算

东亚夏季风指数的计算利用王斌^[18-19]定义的东亚夏季风动力指数, 即:

$$I = U_{850}(5^\circ \text{N} \sim 15^\circ \text{N}, 100^\circ \text{E} \sim 130^\circ \text{E}) - U_{850}(20^\circ \text{N} \sim 30^\circ \text{N}, 110^\circ \text{E} \sim 140^\circ \text{E})$$

为便于说明, 这里将所得到的序列进行标准化处理, 即得到东亚夏季风指数序列。

2 东亚夏季风指数及其与大气热源的相关分析

2.1 东亚夏季风指数的时间序列

图1为根据王斌定义的东亚夏季风动力指数计算的1951~2014年东亚夏季风指数变化曲线, 可以看到近几十年东亚夏季风强度变化趋势总体呈微弱的增强趋势。可能与近几十年全球变暖, 海陆热力差变大有关。其中, 东亚夏季风的变化主要分3个阶段, 呈先增强后减弱再增强的变化趋势。为便于季风强弱年的选取, 将指数进行标准化处理, 选取指数大于1的年份为强夏季风年, 指数小于-1的年份为弱夏季风年。12个强夏季风年分别为: 1961年, 1967年, 1972年, 1978年, 1981年, 1985年, 1986年, 1990年, 1994年, 2001年, 2004年, 2012年。12个弱夏季风年分别为: 1954年, 1955年, 1959年, 1966年, 1983年, 1988年, 1995年, 1996年, 1998年, 2007年, 2008年, 2010年。

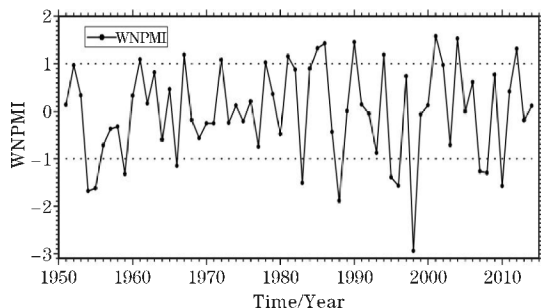


图1 东亚夏季风指数

2.2 东亚夏季风指数与大气热源的相关系数分布

图2为1951~2014年东亚夏季风指数与同期高原、东亚及太平洋夏季大气热源的相关系数分布。显著相关区主要位于高原东部、印度东部、孟加拉湾北部、华南、南海、热带西太平洋及部分中纬度西太平洋。其中, 孟加拉湾北部、华南、南海及热带西太平洋为显著正相关区, 高原东部、印度东部、及部分中纬度西太平洋区域为显著负相关区。正相关中心位于南海和热带西太平洋。即东亚夏季风偏强时, 孟加拉湾北部、华南、南海及热带西太平洋区域大气热源偏强, 高原东部、印度东部、及中纬度西太平洋区域大气热源偏弱, 反之亦然。根据图2, 选择高原东部($27.5^\circ \text{N} \sim 35^\circ \text{N}$, $85^\circ \text{E} \sim 105^\circ \text{E}$), 部分东亚地区($17.5^\circ \text{N} \sim 25^\circ \text{N}$, $95^\circ \text{E} \sim 112.5^\circ \text{E}$, 以下称为东亚关键区), 南海热带西太平洋($10^\circ \text{N} \sim 22.5^\circ \text{N}$, $115^\circ \text{E} \sim 170^\circ \text{E}$) 3个大气热源对东亚夏季风影响较多的区域作为研究的关键区。

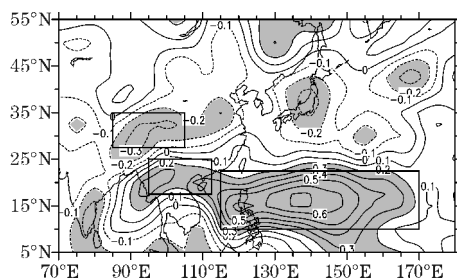


图2 东亚夏季风指数与夏季 $\langle Q_1 \rangle$ 相关系数分布
(阴影代表通过信度为0.10显著性检验的区域)

2.3 夏季3个关键区大气热源的年际变化特征

图3(a)为夏季高原东部大气热源的时间序列, 可知, 夏季高原东部大气热源近几十年总体呈较小的减弱趋势。其中, 热源主要经历先增强后减弱再增强的变化趋势。图3(b)为夏季东亚关键区大气热源的时间序列, 可以看出, 夏季东亚关键区大气热源近几十年总体呈较小的增强趋势。其中, 热源经历了先增强后减弱再到无明显增强或减弱。图3(c)为热带西太平洋夏季大气热源的时间序列, 可以看到, 夏季热带西太平洋大气热源近几十年总体呈较小的增强趋势。其中, 热源主要经历先增强后减弱的变化趋势。对比发现, 高原东部、东亚关键区、热带西太平洋3个关键区近几十年的夏季大气热源与近几十年东亚夏季风指数变化趋势有一定的相似性。且经过计算得高原东部大气热源与东亚关键区大气热源去趋势后相关系数为-0.0584。东亚关键区大气热源与热带西太平洋大气热源去趋势后相关系数为0.342。高原东部大气热源与热带西太平洋大气热源去趋势后相关系数为-0.309。东亚关键区大气热源

与热带西太平洋大气热源,高原东部大气热源与热带西太平洋大气热源的相关系数均通过了信度为0.02的显著性检验。即东亚关键区与热带西太平洋夏季大气热源及高原东部与热带西太平洋夏季大气热源的相关关系较为显著。图4(a)为夏季高原东部大气热源的小波分析图,可以看出夏季高原地区的大气热源存在准11年和准21年的振荡周期。图4(b)为夏季东亚关键区大气热源的小波分析图,可以看到东亚关键区夏季大气热源存在准11年和准26年的振荡周期,且在1960~1975年热源存在准5年的振荡周期,1980~2014年热源存在准7~8年振荡周期。图4(c)为热带西太平洋夏季大气热源的小波分析图,可知,热带西太平洋夏季大气热源存在准4年和准17年的振荡周期,且在1990年以前热源存在准10年振荡周期。对比3个关键区夏季大气热源近几十年周期特征,发现在1990年以前都有存在10年左右的振荡周期。

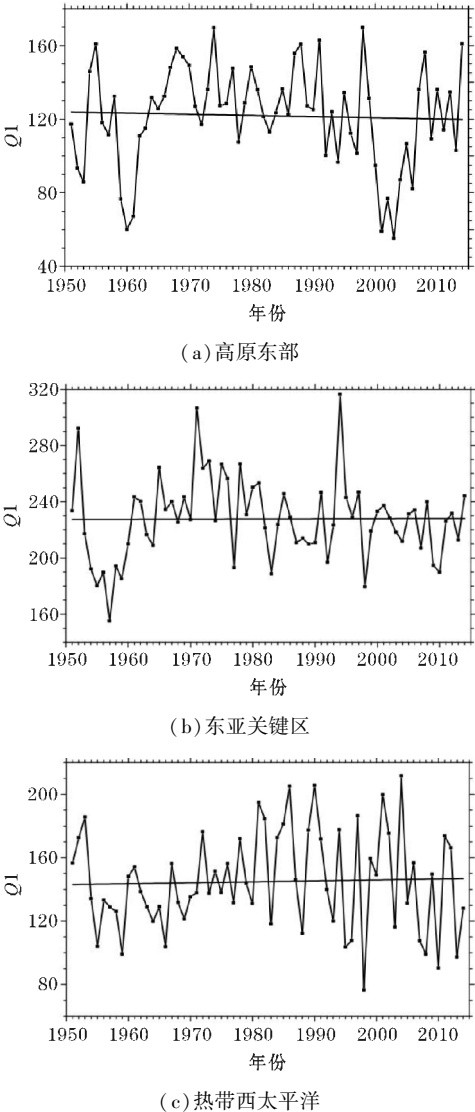


图3 夏季高原东部、东亚关键区、热带西太平洋 $\langle Q_1 \rangle$ 的时间序列(W/m^2)

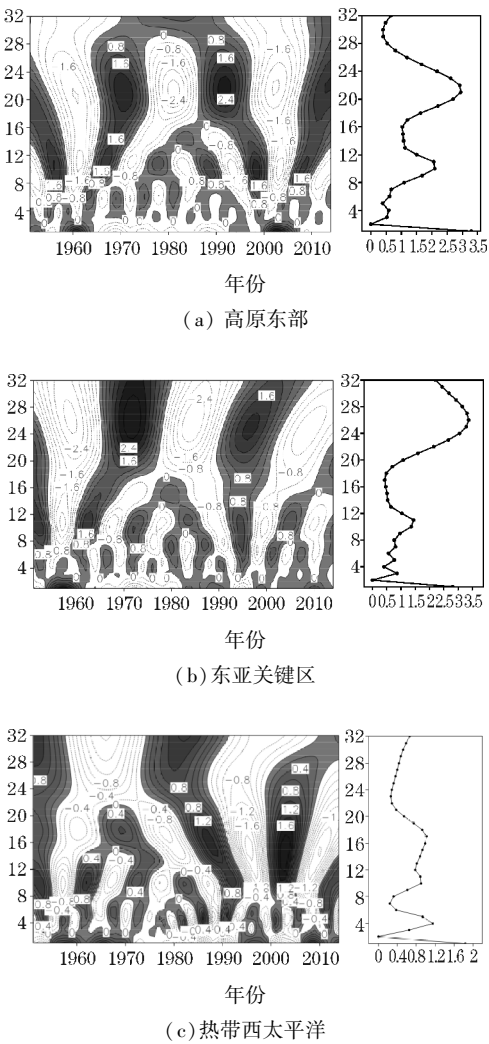


图4 夏季高原东部、东亚关键区、热带西太平洋 $\langle Q_1 \rangle$ 的小波变换图(W/m^2)

3 东亚夏季风强弱年大气热源的合成分析

3.1 东亚夏季风强弱年大气热源的合成分析

分别做强弱夏季风年夏季大气热源的距平合成场如图5所示。由强夏季风年热源的距平合成(图5a)可以看出,当夏季风偏强时,孟加拉湾、华南、南海及热带西太平洋距平值为正,大气热源偏强,而印度东部、青藏高原、中南半岛及中纬度西太平洋距平值为负,大气热源偏弱。图5(b)为弱夏季风年大气热源的距平合成,当夏季风偏弱时,孟加拉湾、华南、南海及热带西太平洋距平值为负,大气热源偏弱,而印度、青藏高原、中南半岛及中纬度西太平洋距平值为正,大气热源偏强。

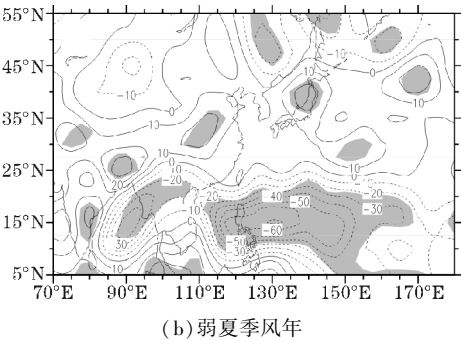
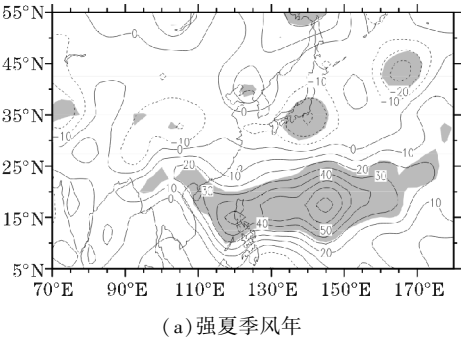
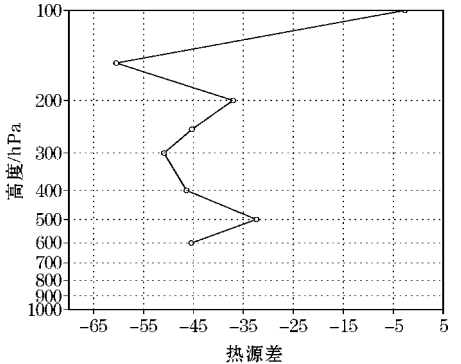


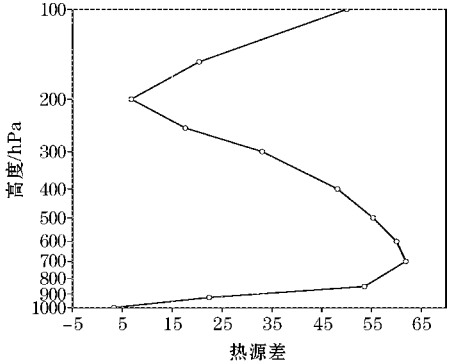
图 5 东亚夏季风强弱年 $\langle Q_1 \rangle$ 距平合成 (W/m^2)
(阴影代表通过信度为0.10显著性检验的区域)

3.2 东亚夏季风强弱年关键区大气热源的垂直合成分析

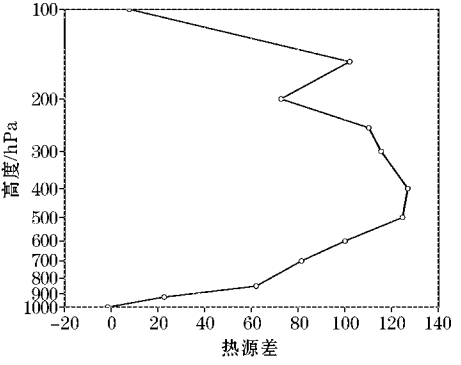
已有较多学者讨论过在高原东部、东亚地区、热带西太平洋 3 个关键区内,夏季大气热源表现为正值,即 3 个关键区都表现为热源作用^[20-21],且关键区内垂直方向上,热源极大值位于 300 ~ 500 hPa^[20]。作东亚夏季风强年减弱年夏季大气热源在垂直方向上的差值,以了解在关键区内不同高度上季风与加热作用的关系。从图 6(a)可以看到,高原上空热源差值为负,即东亚夏季风强时,夏季高原整层热源值偏小,加热作用偏弱,且差值峰值为-50,出现在 100 ~ 200 hPa,即高原上空高层大气热源对东亚夏季风强度变化更加敏感。图 6(b)可以看到,夏季东亚关键区整层热源差值为正,即东亚夏季风强时,夏季东亚关键区整层热源值偏大,加热作用偏强,且低层热源差值更大达 60,位于 700 hPa,因此低层大气热源对东亚夏季风强度变化更加敏感,为典型的浅对流(浓积云)加热剖面。图 6(c)可以看到,夏季热带西太平洋地区热源差值为正,且数值较大,即东亚夏季风强时,夏季热带西太平洋整层热源值偏大,极大值超过 120,位于300 ~ 500 hPa,高层大气热源对东亚夏季风强度变化更加敏感,为典型的深对流(积雨云)加热剖面。



(a) 高原东部



(b) 东亚关键区



(c) 热带西太平洋

图 6 东亚夏季风强年减弱年高原东部、东亚关键区、热带西太平洋 $\langle Q_1 \rangle$ 垂直剖面图 ($10^{-4}\text{W}/\text{m}^2$)

4 3 个关键区大气热源的差值分析

4.1 3 个关键区大气热源差值的时间序列

图 7(a)为高原东部与东亚关键区夏季大气热源差值序列,可以看到近几十年两地区大气热源差值为负,总体有略微下降的趋势,即热力差有增大趋势。其中,热力差经历先增大后减小再增大的变化趋势。计算东亚夏季风指数与该差值序列的相关得相关系数为-0.578。图 7(b)为东亚关键区与热带西太平洋大气热源差值序列,近几十年两地区大气热源差值为正,总体有微弱的下降趋势,即热力差总体为减小趋势。其

中,热力差经历了先增大后减小再增大的变化趋势。且东亚夏季风指数与该差值序列的相关系数为 -0.401 。图 7(c)为高原东部与热带西太平洋夏季大气热源差值序列,可以看到近几十年两地区大气热源差值总体也为下降的趋势,即热力差有增大趋势。其间,热力差在正负值间摆动。东亚夏季风指数与该差值序列的相关系数为 -0.797 。可以得到结论,高原东部与东亚关键区夏季大气热源差值,东亚关键区与热带西太平洋夏季大气热源差值与东亚夏季风近几十年的变化趋势有一定的相似性。3 个关键区夏季大气热源差值与东亚夏季风指数的相关系数均通过了信度为 0.001 的显著性检验。对比可知,夏季高原东部与热带西太平洋热源差值和东亚夏季风指数相关性最大,东亚关键区与热带西太平洋热源差值和东亚夏季风指数相关性最小。

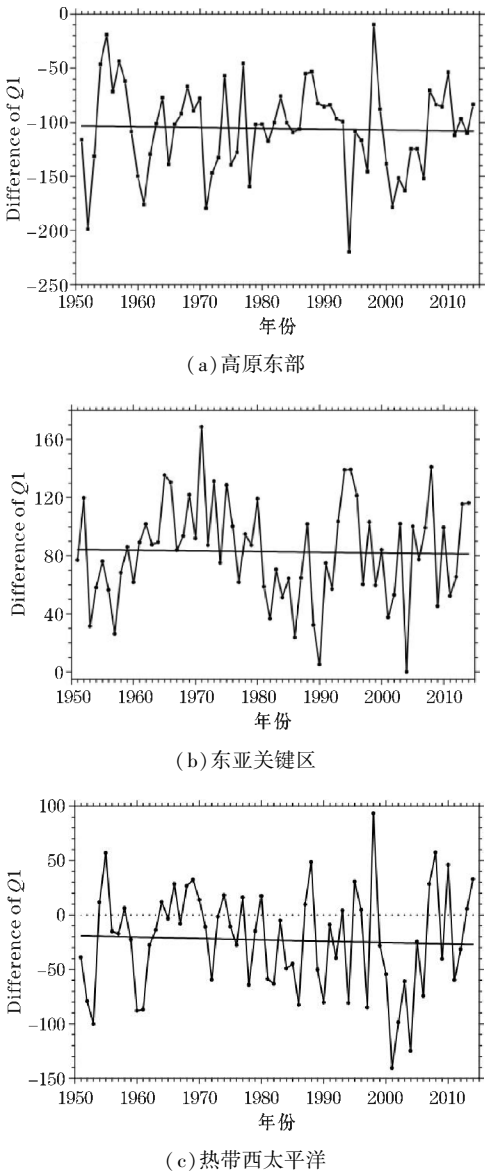


图 7 高原东部与东亚关键区、东亚关键区与热带西太平洋、高原东部与热带西太平洋夏季 $< Q_1 >$ 差值序列(W/m^2)

4.2 东亚夏季风强弱年三个关键区大气热源差值

海陆热力差异是影响季风强弱的根本原因。由东亚夏季风强弱年(黑色柱状代表强年,白色柱状代表弱年)高原东部与东亚关键区夏季大气热源的差值序列(图 8a),并结合图 7(a),可以发现,夏季高原东部与东亚关键区大气热源差值均为负,即夏季东亚关键区大气热源强于高原东部大气热源。且东亚夏季风强年时,两地区热源差值相对较小,即热力差异偏大,东亚夏季风弱年时,两地区热源差值相对较大,即热力差异偏小。由东亚夏季风强弱年东亚关键区与热带西太平洋夏季大气热源的差值序列(图 8b),并结合图 7(b)可以发现,夏季东亚关键区与热带西太平洋两地区大气热源差值均为正,即夏季东亚关键区大气热源强于热带西太平洋大气热源。且东亚夏季风强年时,两地区热源差值相对较小,即热力差偏小;东亚夏季风弱年时,两地区热源差值相对较大,即热力差偏大。由东亚夏季风强弱年高原东部与热带西太平洋夏季大气热源的差值序列(图 8c)可以发现,东亚夏季风强年时,高原东部与热带西太平洋夏季热源差值大多为负;东亚夏季风弱年时,两地区热源差值大多为正。对比可知,东亚季风强弱年高原东部与热带西太平洋热力差最明显。

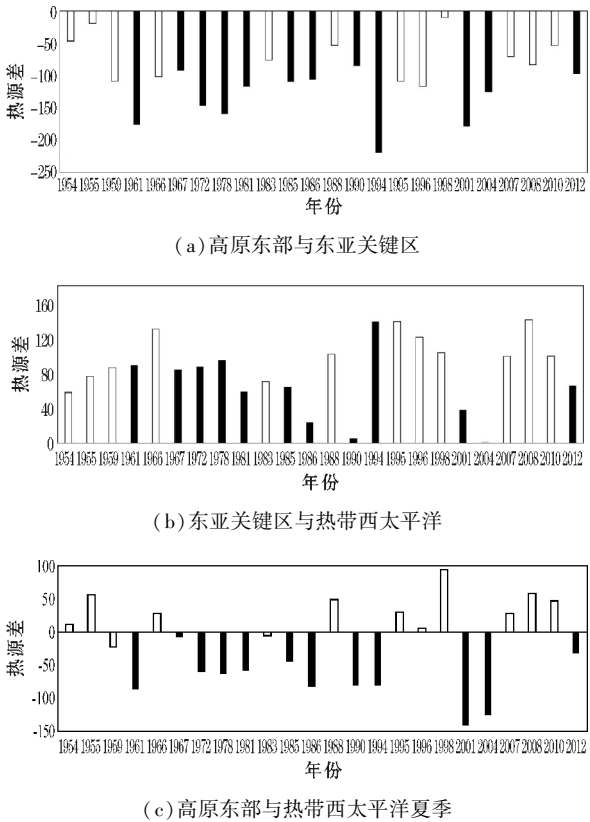


图 8 东亚夏季风强弱年(黑色柱状代表强年,白色柱状代表弱年)高原东部与东亚关键区、东亚关键区与热带西太平洋、高原东部与热带西太平洋夏季 $< Q_1 >$ 差值序列(W/m^2)

4.3 东亚夏季风强弱年4个关键区大气热源差值的垂直合成分析

图9(a)为东亚夏季风强年减弱年高原东部与东亚关键区大气热源差值的垂直分布,由图可知,东亚夏季风偏强时,夏季高原东部与东亚关键区热源差值整层为负,热力差随高度增加先减小后增大,热力差在600 hPa达到最大,在200 hPa达最小。图9(b)为东亚夏季风强年减弱年东亚关键区与热带西太平洋大气热源差值的垂直分布,由图可知,东亚夏季风偏强时,夏季东亚关键

区与热带西太平洋热力差先增大后减小再增大,热力差最大位于250 hPa,热力差最小为0,在接近100 hPa的高度,且在150 hPa左右,热源差值随高度增加由负转正,热力差先减小后增大。图9(c)为东亚夏季风强年减弱年高原东部与热带西太平洋大气热源差值的垂直分布,由图可知,东亚夏季风偏强时,夏季高原东部与热带西太平洋热源差值整层为负,两地区热力差随高度先增大后减小再增大再减小,热力差最大位于400 hPa,且在150 hPa左右,热力差随高度增加而递减。

5 结论

进行了东亚夏季风强弱年关键区(高原东部、东亚关键区、热带西太平洋)的热力对比,及关键区热力差对比。对进一步研究关键区热力差异对东亚季风的影响提供一些参考。结论如下:

- (1)夏季高原东部大气热源近几十年呈较小的减弱趋势,东亚关键区大气热源呈较小的增强趋势,热带西太平洋大气热源呈较小的增强趋势。东亚关键区与热带西太平洋夏季大气热源及高原东部与热带西太平洋夏季大气热源的相关关系较为显著。3个关键区夏季大气热源在1990年以前都有存在10年左右的振荡周期。
- (2)夏季风偏强时,孟加拉湾、华南、南海及热带西太平洋大气热源偏强,而印度东部、青藏高原、中南半岛及中纬度西太平洋地区大气热源偏弱。反之亦然。
- (3)东亚夏季风强年减弱年3个关键区垂直方向大气热源的合成分析可得结论,东亚夏季风强时,高原上空整层加热作用偏弱,高原上空高层大气热源对东亚夏季风强度变化更加敏感;东亚关键区整层加热作用偏强,低层大气热源对东亚夏季风强度变化更加敏感,为典型的浅对流(浓积云)加热剖面;热带西太平洋地区整层加热作用偏强,高层大气热源对东亚夏季风强度变化更加敏感,为典型的深对流(积雨云)加热剖面。
- (4)夏季高原东部与东亚关键区热力差近几十年为增大趋势,东亚关键区与热带西太平洋热力差近几十年为减小趋势,高原东部与热带西太平洋热力差近

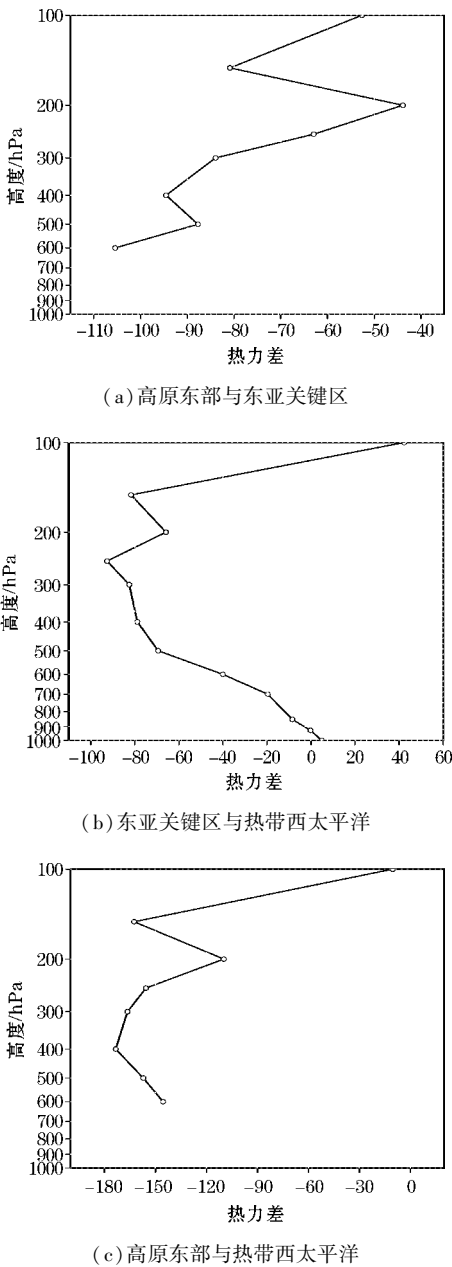


图9 东亚夏季风强年减弱年高原东部与东亚关键区、东亚关键区与热带西太平洋、高原东部与热带西太平洋夏季 $<Q_1>$ 差值垂直剖面图(10^{-4} W/m^2)

几十年在正负值间摆动,且3个大气热源差值都与东亚夏季风指数为显著负相关。

(5)夏季东亚关键区大气热源强于高原东部与热带西太平洋大气热源。且东亚夏季风强时,高原东部与东亚关键区热力差偏大,东亚关键区与热带西太平洋热力差偏小,高原东部与热带西太平洋热力差为负;东亚夏季风弱时,高原东部与东亚关键区热力差偏小,东亚关键区与热带西太平洋热力差偏大,高原东部与热带西太平洋热力差为正。

(6)东亚夏季风偏强时,夏季高原东部与东亚关键区热力差在600 hPa达到最大,200 hPa达到最小,东亚关键区与热带西太平洋热力差在250 hPa左右达到最大,高原东部与热带西太平洋热力差在400 hPa达到最大。

参考文献:

- [1] 丁一汇,柳艳菊,梁苏洁,等.东亚冬季风的年代际变化及其与全球气候变化的可能联系[J].气象学报,2014,72(5):835-952.
- [2] 陈隆勋,朱乾根,罗会邦,等.东亚季风[M].北京:气象出版社,1991:362.
- [3] 中国科学院大气物理研究所.东亚季风和中国暴雨[M].北京:气象出版社,1998:50.
- [4] Chang C P. East Asian Monsoon[M]. Singapore: World Scientific Publisher,2004:416.
- [5] Jinhai H E, Jianhua J U, Wen Z, et al. A review of recent advances in research on Asian monsoon in China[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2007,24(6):972-992.
- [6] 谢金南,周嘉陵.西北地区中、东部降水趋势的初步研究[J].高原气象,2001,20(4):362-367.
- [7] 丁一汇.中国的夏季风降雨及其区域特征,亚洲季风[M].北京:气象出版社,1994:76-83.
- [8] 郭其蕴.季风与中国旱涝,亚洲季风[M].北京:气象出版社,1994:65-74.
- [9] 黄燕玲,陈海山,蒋薇,等.东亚夏季风异常活动的多模态特征:不同再分析资料的比较分析[J].大气科学,2015,39(1):145-160.
- [10] 叶笃正,罗四维,朱抱真.青藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡[J].气象学报,1957,28(2):108-121.
- [11] Flohn H. Large scale aspects of the summer monsoon in south and east Asia[J]. J Meteor Soc Japan, 1957,75:180-186.
- [12] 周秀骥,赵平,陈军明,等.青藏高原热力作用对北半球气候影响的研究[J].中国科学:D辑,2009,39(11):1473-1486.
- [13] 简茂球,罗会邦.长江中下游热源和水汽汇的季节变化特征[J].中山大学学报:自然科学版,1996,35(2):176-181.
- [14] 简茂球,罗会邦.华南大气热源和水汽汇的时间变化[J].热带海洋,1996,15(1):60-67.
- [15] 黄荣辉,孙凤英.热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响[J].大气科学,1994,18(2):141-151.
- [16] 黄荣辉,顾雷,徐予红,等.东亚夏季风爆发和北进的年际变化特征及其与热带西太平洋热状态的关系[J].大气科学,2006,29(1):20-36.
- [17] Yanai M, Li C, Song Z. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 1992,70(1B):319-351.
- [18] Wang B, Fan Z. Choice of South Asian Summer Monsoon Index[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1999,80(4):629-638.
- [19] Wang B. Interannual Variability of the Asian Summer Monsoon: Contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian Monsoons[J]. Journal of Climate, 2001,14(20):4073-4090.
- [20] 何金海,徐海明,钟珊珊,等.青藏高原大气热源特征及其影响和可能机制[M].北京:气象出版社,2011:21-43.
- [21] 陈玉英,巩远发,魏娜.亚洲季风区大气热源汇的气候特征[J].气象科学,2008,28(3):251-257.

The Thermal Contrast over the Tibetan Plateau、the East Asian and the Pacific Ocean in Strong and Weak East Asian Monsoon Years

XU Tian-tian¹, FAN Guang-zhou^{1,2}, LAI Xin¹, ZHANG Yong-li¹

(1. Key Laboratory of Sichuan Province, College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, 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 analyze the thermal contrast over the Tibetan Plateau, the East Asian, the Pacific Ocean and the thermal differences over these areas in strong and weak East Asian summer monsoon(EASM) years, the correlation analysis, synthetic analysis and other statistical methods are used in this paper. The results show that when the EASM is a anomaly strong, the atmospheric heat sources over the bay of Bengal, the southern part of China, the south China sea and the tropical western pacific are exceptionally strong. The atmospheric heat sources over the eastern India, the Tibetan Plateau, the Indo-China Peninsula and the Mid-latitude western pacific are exceptionally weak; the thermal difference over the eastern Tibetan Plateau and the key region of the East Asian is anomaly big, and it reaches maximum at 600 hPa in vertical direction; the thermal difference over the key region of the East Asian and the tropical western pacific is a anomaly small, and it reaches maximum at 250 hPa in vertical direction; the thermal difference over the eastern Tibetan Plateau and the tropical western pacific is negative, and reaches maximum at 400 hPa in vertical direction. And vice versa. The change of the intensity of the EASM have more impact on the upper atmospheric heat source over the Tibetan plateau and the tropical western pacific, and the change of the intensity of the EASM have more impact on the lower atmospheric heat source over the key region of the East Asian.

Key words: meteorology; climate change; East Asian summer monsoon; Tibetan Plateau; East Asian; Western Pacific; atmospheric heat source; thermal difference