doi：10.11676/qxxb2017.002　　气象学报

春夏季青藏高原与伊朗高原地表热通量的时空分布特征及相互联系*

张浩鑫[1,2,3]　李维京[2,3]　李伟平[2]
ZHANG Haoxin[1,2,3]　LI Weijing[2,3]　LI Weiping[2]

1. 中国气象科学研究院，北京，100081
2. 国家气候中心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
1. *Chinese Academy of Meteorological Sciences*, *Beijing* 100081, *China*
2. *Open Laboratory for Climate Studies of National Climate Center*, *Beijing* 100081, *China*
3. *Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters*, *Nanjing University of Information Science and Technology*, *Nanjing* 210044, *China*

2016-06-12 收稿，2016-09-05 改回.

张浩鑫，李维京，李伟平. 2017. 春夏季青藏高原与伊朗高原地表热通量的时空分布特征及相互联系. 气象学报，75(2)：260-274
Zhang Haoxin, Li Weijing, Li Weiping. 2017. Spatial and temporal distribution characteristics of surface heat fluxes over both Tibetan Plateau and Iranian Plateau in boreal spring and summer and their relationships. *Acta Meteorologica Sinica*, 75(2)：260-274

Abstract　Elevated heat sources over the Tibetan Plateau (TP) and the Iranian Plateau (IP) have significant impacts on East Asian climate. Based on monthly mean surface heat fluxes extracted from the ERA-interim reanalysis data for the period of 1979 to 2011, surface thermal characteristics during boreal spring and summer over both TP and IP and their relationships were analyzed. The results show that the basic spatial and temporal characteristics of surface heat fluxes over TP and IP are different in the spring and summer, and surface heat fluxes in specific regions of these two plateaus exhibit different characteristics on interannual and interdecadal time scales. Over TP, surface sensible heat flux (SH) in the western part is stronger than that in the eastern part during the spring and summer, whereas the spatial distribution of surface latent heat flux (LH) is opposite with larger values in the eastern part. SH peaks in the spring and exceeds LH before the summer, but LH is larger than SH in the summer. On the interannual time scale, SH is negatively correlated with LH in western TP during the spring and summer, and SH anomalies over western TP can persist from spring to summer. On the interdecadal time scale, there is a significant difference in surface heat fluxes between eastern and western parts of TP. Springtime (summertime) SH over eastern TP exhibits a significant decreasing trend and experienced an interdecadal change in 1998 (2001), switching from positive to negative anomaly. However, springtime SH over western TP exhibits a significant increasing trend and experienced a negative-to-positive interdecadal change in 2003. The LH over eastern TP displays a significant decreasing trend only in the spring and exhibited a positive-to-negative interdecadal change in 2003. The LH over western TP exhibits a significant decreasing trend in both the spring and summer and experienced an interdecadal change at the beginning of the 21st century, switching from positive to negative anomaly. Over IP, both SH and LH are uniformly distributed during the spring and summer. SH peaks in the summer, LH is strong in the spring but weak in the summer, and it is smaller than SH all year round. SH over IP is stronger than SH over TP in each season. On the interannual time scale, spring and summer SH (LH) anomalies over the entire IP are uniformly positive (negative). There is a significant negative correlation between SH and LH over IP. SH and LH anomalies over IP can

* 资助课题：国家重点基础研究发展计划 973 项目(2013CB430203)、国家自然科学基金项目(41275075、91437219)。
作者简介：张浩鑫，主要从事高原热力作用方面的研究。E-mail：m13161074819@163.com
通讯作者：李维京，主要从事短期气候预测研究。E-mail：liwj@cma.gov.cn

persist for quite a while. A significant difference is found in the interdecadal variability of surface heat flux between northern and southern parts of IP. The spring and summer SH (LH) over northern IP exhibits a significant increasing (decreasing) trend and experienced an interdecadal shift in the end of the 20 century, when the anomaly of SH (LH) switched from negative (positive) to positive (negative). There is no significant trend in SH and LH over southern IP during the spring and summer. However, SH over southern IP in the spring and summer experienced a negative-to-positive interdecadal change, while springtime LH experienced a positive-to-negative interdecadal change at the end of the 20th century. The relationship between surface heat fluxes over these two Plateaus is as follows: SH over IP is positively correlated with SH over western TP and is negatively correlated with SH over eastern TP in the spring; LH over IP is positively correlated with LH over eastern TP in the spring; SH over IP in the spring is negatively correlated with SH over eastern TP in the subsequent summer.

Key words Tibetan Plateau, Iranian Plateau, Surface sensible heat flux, Surface latent heat flux, Interannual and interdecadal variations

摘　要　伊朗高原和青藏高原热力作用对东亚区域气候具有重要影响。基于1979—2014年欧洲中心ERA-interim月平均再分析地表热通量资料,分析了春、夏季青藏高原与伊朗高原地表热通量的时、空分布特征以及春、夏季青藏高原与伊朗高原地表热通量的关系。结果表明,春、夏季青藏高原与伊朗高原地表热通量在季节、年际和年代际尺度上具有不同的时、空分布特征。对于青藏高原,春、夏季地表感热呈西部大东部小、地表潜热呈东部大西部小;地表感热在春季最大且大于地表潜热,地表潜热在夏季最大且大于地表感热。在年际时间尺度上,春、夏季青藏高原地表热通量异常的年际变化在东、西部不一致,青藏高原西部,地表感热与地表潜热有较强的负相关关系。青藏高原地表感热异常具有很强的持续性,当春季地表感热较强(弱)时,夏季高原地表感热同样较强(弱)。青藏高原东部与西部地表热通量的年代际变化有明显差异,春(夏)季青藏高原东部地表感热呈显著的年代际减弱趋势,1998(2001)年发生年代际转折,由正异常转为负异常;而青藏高原西部地表感热在春季则有显著的增大趋势,2003年发生年代际转折,由负异常转为正异常。青藏高原东部地表潜热仅在春季为显著减弱趋势,2003年出现年代际转折,由正异常转为负异常;青藏高原西部地表潜热在春、夏季都有显著减弱趋势,年代际转折出现在21世纪初,由正异常转为负异常。对于伊朗高原,春、夏季地表热通量的空间分布在整个区域较一致,地表感热在夏季最大,地表潜热在春季大、夏季小,但各季节地表感热都大于地表潜热。相对于青藏高原地表感热,伊朗高原地表感热在各月都更大。在年际时间尺度上,春、夏季伊朗高原各区域地表热通量异常的年际变化较一致;地表感热与潜热有很强的负相关关系;伊朗高原地表感热、潜热异常都具有持续性,当春季地表感热(潜热)通量较强(弱)时,夏季地表感热(潜热)通量同样较强(弱)。伊朗高原北部与南部地表热通量的年代际变化存在差异。其中,春、夏季伊朗高原北部地表感热(潜热)呈显著增强(减弱)趋势,在20世纪末发生了年代际转折,春、夏季北部地表感热(潜热)由负(正)异常转为正(负)异常。而伊朗高原南部春、夏季地表热通量无显著变化趋势,但春季地表感热、潜热与夏季地表感热同样在20世纪末存在年代际转折,地表感热(潜热)由负(正)异常转为正(负)异常。春、夏季两个高原地区地表热通量的关系主要表现为:就春季同期变化而言,伊朗高原地表感热与青藏高原西部地表感热具有同相变化关系,与青藏高原东部地表感热具有反相变化关系,伊朗高原地表潜热与青藏高原东部地表潜热具有同相变化关系;就非同期变化而言,春季伊朗高原地表感热与夏季青藏高原东部地表感热存在反相变化关系。

关键词　青藏高原,伊朗高原,地表感热通量,地表潜热通量,年际和年代际变化

中图法分类号　P46

1　引　言

青藏高原作为世界上海拔最高的高原,面积达到240×10^4 km^2,其热力和动力作用对东亚乃至全球气候均有重要影响。叶笃正等(1957)研究了青藏高原热力作用及其对东亚大气环流的影响。随着观测资料的不断丰富,对青藏高原热力作用及其气候效应的认识也越来越深入。Yanai等(1992)提出青藏高原热力作用源于近地层大气的加热,强调了地面向大气输送的湍流感热、潜热通量的重要性。青藏高原地表感热通量在春季迅速增大、冬季迅速减小,最大值出现在春季(4—5月);潜热通量与积雪、降水密切相关,最大值出现在夏季的7月(董敏等,2001;王学佳等,2013)。已有研究表明,春末青藏高原地表感热加热可影响亚洲夏季风爆发的时间、地点和强度,以及南亚高压、西太平洋副热带高压等大气环流系统,进而影响中国上空的大气环流与夏季降水(刘新等,2002,2007;周秀骥等,2009;吴国雄等,2004;张盈盈等,2015;顾思南等,2015;张艳等,2002;段安民等,2003),说明了春季青藏高原地表感

热加热对中国气候影响的重要性,对中国夏季气候预测有重要的指示意义。而夏季青藏高原地表感热加热的异常偏弱将使同期的南亚高压强度偏弱、位置偏西,导致亚洲夏季风区的低频振荡异常以及中国某些区域如川渝交界处的夏季降水增多(钱永甫等,2002;朱乾根等,1997;梁玲等,2013),可见夏季青藏高原地表热状况对同期大气环流和中国夏季降水也有重要影响。

鉴于青藏高原地表热通量在陆-气相互作用中的重要性,许多学者研究了春、夏季青藏高原地表热通量的时、空分布特征(李栋梁等,1997;Zhao, et al, 2000, 赵平等,2001;Yang, et al,2009)。从气候平均状况来看,春、夏季青藏高原地表感热通量的空间分布为西大东小,而地表潜热的分布为东大西小。这与青藏高原东部相对湿润的气候背景和较高的植被覆盖率有关。由于青藏高原地形及下垫面性质的复杂性,地表热通量的年际变化在青藏高原地区并不是整体一致的。如柏晶瑜等(2003)发现春季青藏高原地表感热异常在1961—1995年呈南北反相型变化。而李栋梁等(2003)指出,1961—2000年,青藏高原春季地表感热通量年际变化以青藏高原中东部与西部、柴达木盆地的反相变化为主,地表感热通量较大的柴达木盆地、喜马拉雅山北麓等区域感热年际变率同样较大。夏季青藏高原地表感热的年际变化主要为青藏高原东部湿润区与西部干旱区的反相变化。张杰等(2009)对青藏高原东部雨季地表潜热通量的时、空特征研究发现,由于受到不同大气环流系统的控制,青藏高原东部主体部分与青藏高原北坡地表潜热通量年际变化并不一致。在全球变暖的背景下,青藏高原地表热通量近年来的年际变化空间型、变率大值区域是否发生了改变值得关注。从长期趋势来看,春季青藏高原地表感热通量在近30年有显著减小的趋势(Yang,et al,2011;Duan,et al, 2008, 2009, 2013)。Duan等(2008,2009)发现中高纬度地区气温升高导致南北向温度梯度减弱,春季青藏高原地表风速减小,从而造成春季高原地表感热通量减弱。但是由于青藏高原气象观测台站的分布不均,该研究中青藏高原西部仅使用了3个台站的观测资料,能否真实反映整个青藏高原西部的地表感热变化趋势有待进一步证实。此外,Si等(2013)发现,20世纪90年代以来,青藏高原春季积雪厚度有显著的减小趋势,在此背景下,春、夏季青藏高原地表热通量近几十年有何种变化趋势值得探讨。

伊朗高原虽然面积与海拔均小于青藏高原,但其对邻近地区甚至整个西亚的天气、气候影响显著(Zaitchik,et al,2007),不过目前对伊朗高原地表热力状况研究不足,对伊朗高原地表热通量的季节变化、年际变化及年代际变化都缺乏足够的认识。由于两个高原处于同一纬度西风带中,杨莲梅等(2008)指出伊朗高原热力异常会引起西亚急流上的罗斯贝波活动异常,进而对下游的天气、气候产生影响。因此,可以认为青藏高原与伊朗高原地表热通量在大气环流的影响下必然存在某种联系,这种关系体现在两个高原不同的热力配置中,共同影响东亚大气环流及中国夏季降水(Qian,et al,2002;赵勇等,2013;许利等,2004)。但针对两个高原春、夏季地表热通量关系的研究非常少,所以青藏高原与伊朗高原在春、夏季地表热通量的关系是关注的重点。综上所述,本研究主要关注春、夏季青藏高原与伊朗高原地表热通量的时、空分布特征及相互关系。

2 资料和方法

由于青藏高原地区观测站点稀少且空间分布不均匀,许多学者采用再分析资料研究青藏高原的热力作用。对于再分析资料在青藏高原地区的适用性,已有大量研究(周连童,2009;竺夏英等,2012;李瑞青等,2012;何冬燕等,2013)。竺夏英等(2012)通过对比多种地表感热通量再分析资料,指出欧洲中心ERA-40中的地表感热通量相对于其他再分析资料在青藏高原地区的年际、年代际变化更接近台站资料,但ERA-40在2002年已停止更新,因此采用欧洲中心更新的ERA-interim中的月平均地表热通量、风场等资料研究青藏高原的地表热力作用,其水平分辨率为1.5°×1.5°,资料序列为1979—2014年。

以地形高度以及格点的空间连续性作为划分伊朗高原和青藏高原范围的依据,对水平分辨率为1.5°×1.5°的ERA-interim资料,以25.5°—40.5°N,49.5°—70.5°E范围内位势高度在300—2350 m的101个格点代表伊朗高原,25.5°—40.5°N,75°—105°E范围内位势高度大于3000 m的116个格点代表青藏高原。文中两个高原地表热通量的计算均基于以上格点资料。

采用经验正交函数(EOF)分解法分析青藏高原

与伊朗高原春、夏季地表热通量的时、空分布,根据EOF空间场将高原划分为不同区域,各区域平均地表热通量的标准化距平作为地表热通量指数,并对该指数的时间序列采用相关分析、趋势检验和滑动 t 检验来揭示春、夏季每个高原不同区域地表热通量年际和年代际变化的特征。而对两个高原春、夏季地表热通量关系的分析,采用最大协方差(SVD)分析,以两个要素场的最大协方差为基础展开,最大限度地分离出相互独立的耦合分布型,从而揭示出两个要素场所存在的时域相关性。此方法能够以最少的模态来描述两个要素场关系的主要特征(霍飞等,2014;Wallace,et al,1992)。

3 青藏高原与伊朗高原地表热通量时、空分布特征

3.1 青藏高原与伊朗高原平均地表热通量的季节变化

一般来说,春季青藏高原地表感热通量迅速增大,这是由于从冬季到春季太阳辐射的增强以及积雪的融化使得地表反照率减小、地-气温差增大。与此同时,青藏高原地表风速迅速增大且最大值出现在3—4月(图略),因此,其地表感热通量最大值出现在4月前后。而到了夏季,雨季的来临使青藏高原上空云量增多,减少了到达地面的太阳辐射,导致地-气温差减小,进而地表感热通量减小,但地面水分的增多使地表潜热通量增大(图1a)。从气候平均来看,5—9月青藏高原潜热通量在总的地表热通量中占比超过50%(图1b),潜热通量最大值出现在7月。伊朗高原与青藏高原气候类型不同,全年尤其是夏季干旱少雨。相对于青藏高原,伊朗高原各月的潜热通量均小于地表感热通量,尤其是春末到秋初,感热比地表潜热大20—60 W/m^2。夏季,受伊朗副热带高压控制,伊朗高原上空有强烈的下沉气流,天气晴朗,有利于地面吸收大量的太阳辐射,地表感热通量达到最强,而潜热通量占总通量的比不足30%。

从空间分布来看,由于青藏高原东部的降水和植被分布要比西部丰富,因此,感热呈西大东小、地表潜热呈东大西小的分布。而伊朗高原下垫面性质较均一,植被稀少,有利于地面的升温,其整体地表感热通量比青藏高原地表感热通量大(图2)。从春季至夏季,伊朗高原中部地表感热增强最迅速,这是由于夏季地表风速增强引起的(图略)。伊朗高原地表潜热主要集中于靠近里海的高原北部地区,而春季至夏季降水的减小使得这一区域地表潜热迅速减小(图2b$_1$、d$_1$)。

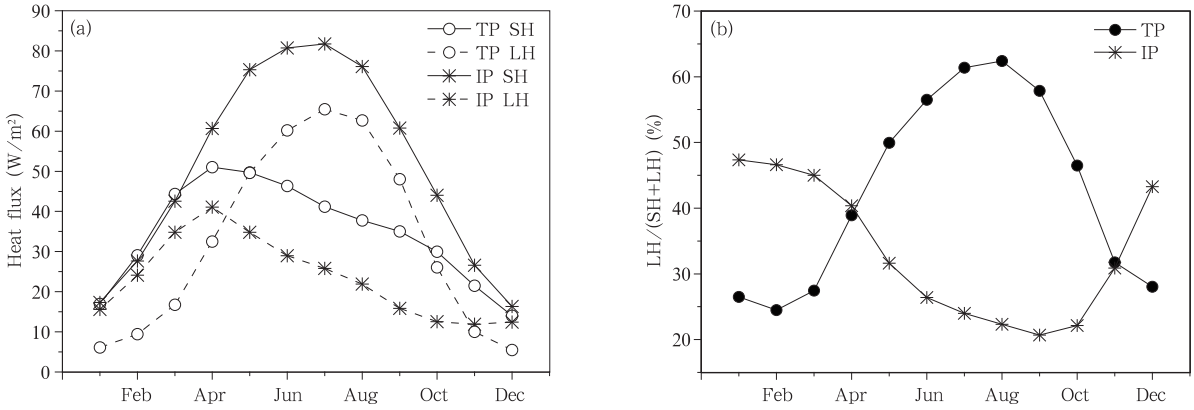

图1 1979—2014年青藏高原、伊朗高原平均地表感热、潜热通量(a,单位:W/m^2)及潜热通量占地表热通量百分比(b)的季节变化

Fig.1 Annual cycles of (a) mean SH and LH (unit: W/m^2) and (b) LH/(SH+LH) over TP and IP during 1979-2014

3.2 青藏高原春、夏季地表热通量的年际及年代际异常

为了考察青藏高原春、夏季地表热通量的时、空分布特征,图3给出了青藏高原春、夏季地表感热、

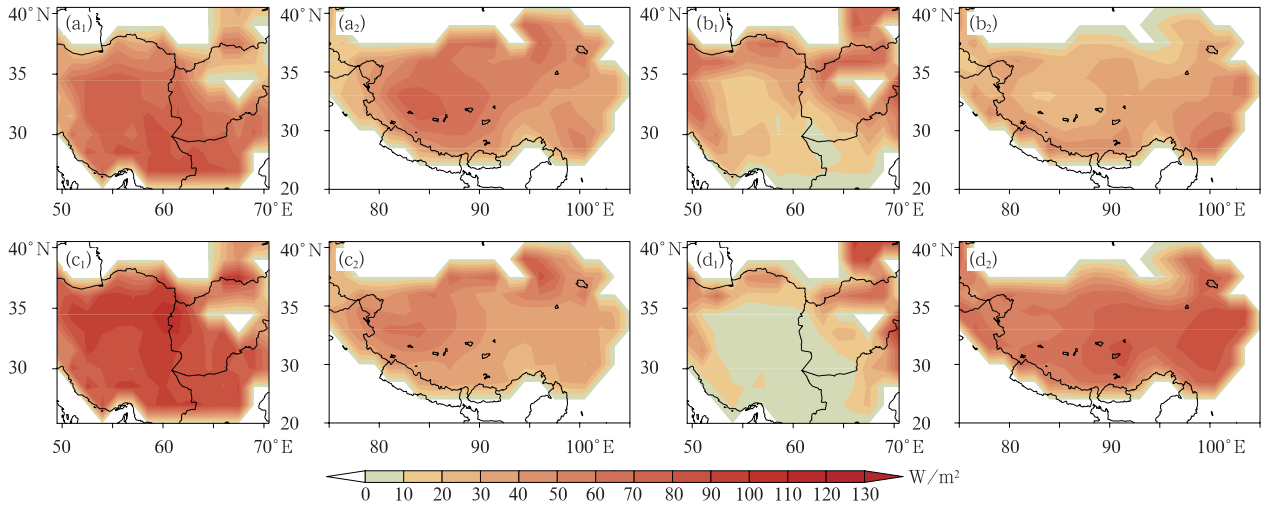

图 2 1979—2014 年伊朗高原(a_1—d_1)与青藏高原(a_2—d_2)春(a、b)、夏(c、d)季平均地表感热(a、c)、潜热(b、d)通量分布(W/m²)

Fig. 2 Spatial distributions of seasonal mean SH (a、c) and LH (b、d) over both IP (a_1 - d_1) and TP (a_2 - d_2) in the spring (a、b) and summer (c、d) of 1979 - 2014

潜热通量 EOF 分解的前两个模态及其时间系数。总体而言,春、夏季青藏高原地表热通量(夏季地表潜热通量除外)的第 1 主分量(PC1)均呈显著的长期变化趋势,并且在 20 世纪末—21 世纪初有显著的年代际转折,而第 2 主分量(PC2)均以年际异常信号为主。地表感热、潜热通量异常的空间分布的前两个模态都以整体一致型与东西反相型为主,因此,青藏高原春、夏季地表热通量的异常变化在青藏高原东部与西部并不一致,这是由青藏高原东、西部不同的气候背景造成的。孟加拉湾的水汽可通过青藏高原东南坡进入东南部,但因为受喜马拉雅山脉的阻挡难以进入青藏高原西部,造成青藏高原东部为湿润区,地表植被丰富且下垫面性质复杂,而青藏高原西部为干旱区,地表以裸土为主。根据 EOF 空间场所反映出的春、夏季青藏高原东、西部地表热通量的非均匀变化,将青藏高原以 90°E 为界划分为东部与西部并取其区域平均后的地表感热、潜热通量标准化距平作为感热、潜热通量指数,分别记为 I_{SH}、I_{LH},结合 EOF 分解结果具体分析春、夏季青藏高原东、西部地表热通量的变化特征。

春季青藏高原地表感热通量 EOF 分解的 PC1 有显著的年代际转折(图 3a),1979—2000 年高原东部感热为正异常、西部感热为负异常,2003 年后的情形相反。相应地,1979—2014 年青藏高原东部 I_{SH} 有显著减弱趋势(图 4b),将其时间序列进行 9 点滑动 t 检验发现 I_{SH} 在 1998 年存在年代际转折(表 1),此后青藏高原东部感热为负异常;与东部不同的是,青藏高原西部 I_{SH} 有显著增强趋势(图 4a),并且其发生年代际转折的时间比东部推迟 5 a,发生在 2003 年,此后西部感热以正异常为主。青藏高原地表潜热 PC1 反映了高原整体地表潜热有显著的减弱趋势与年代际转折,在 2003 年后以负异常为主(图 3c)。与青藏高原地表潜热 PC1 一致的是,高原东、西部 I_{LH} 都有显著的减弱趋势(图 4a、b),并且年代际转折发生在 2002、2003 年,此后地表潜热以负异常为主。

在年际时间尺度上,青藏高原西部 I_{SH} 与 I_{LH} 去趋势后的相关系数高达 - 0.59,说明青藏高原西部地表感热、潜热有较强的反相变化关系。但在青藏高原东部,两者的相关系数很小,这与青藏高原东、西部下垫面性质的差异有关。地面热源主要以地面有效辐射、地表感热通量和潜热通量 3 种形式加热大气,三者之和在各季节的年际变化较小,可以近似为一定值,其中地面有效辐射与下垫面地表反照率密切相关。青藏高原西部下垫面以裸土为主,地面有效辐射的年际变化较小,造成了西部地表感热、潜热通量年际尺度上此消彼长的反相变化关系。而青藏高原东部气候湿润,丰富的植被以及季节性积雪造成了下垫面性质的复杂多变,因此青藏高原东部地表感热与潜热通量的反相变化关系并不显著。青藏高原东部 I_{SH}(I_{LH})与西部 I_{SH}(I_{LH})去趋势后的时间序列相关系数为 0.10(0.29),没有通过显著性检验,说明青藏高原东、西部地表热通量异常的年际变化并不一致。

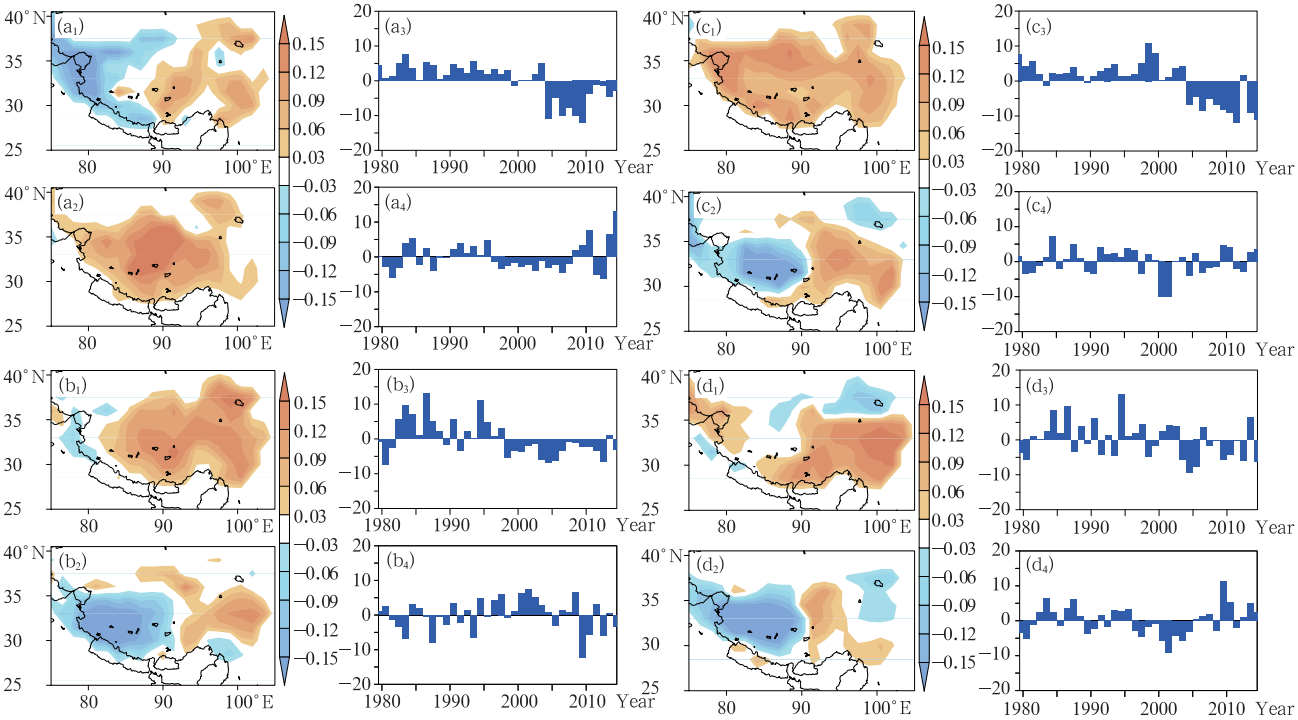

图 3 春夏季青藏高原地表热通量 EOF 分解的第 1(a_1—d_1)、2(a_2—d_2)模态及对应的时间系数(a_3—d_3、a_4—d_4)

(a. 春季感热, b. 夏季感热, c. 春季潜热, d. 夏季潜热)

Fig. 3 The first (a_1 – d_1), second (a_2 – d_2) EOF modes and their time coefficients (a_3 – d_3, a_4 – d_4) of SH and LH over TP in the spring and summer (a. spring SH, b. summer SH, c. spring LH, d. summer LH)

与春季情形类似,夏季青藏高原地表感热 EOF 的 PC1(图 3b)同样有显著的年代际转折,结合空间场可以得出第 1 模态反映了青藏高原整体感热在 1998 年前(后)以正(负)异常为主, 1979—2014 年有显著的减弱趋势。由于 PC2 所对应的空间场呈东、西反相型且方差贡献与 PC1 相差不大,PC1 能否代表青藏高原感热的真实情况值得商榷,因此在讨论夏季地表感热通量时依旧将青藏高原分为东、西两部分。青藏高原西部 I_{SH} 时间序列无明显的长期趋势,但在 1995 与 2005 年存在年代际转折,西部 I_{LH} 1979—2014 年有显著的减弱趋势,并且在 2005 年出现年代际转折,此后以负异常为主(图 4c)。青藏高原东部 I_{SH} 时间序列所反映的年代际特征与 PC1 较一致,从 1979—2014 年有显著的减弱趋势(图 4d),经过滑动 t 检验发现,在 2001 年存在年代际转折,此后 I_{SH} 以负位相为主。在青藏高原地表潜热的 PC1 中有较强的年际变化信号,因此其反映的长期趋势与年代际转折并不凸出(图 3d)。通过东部 I_{LH} 的时间序列可以发现夏季青藏高原东部潜热以年际变化为主,无显著的长期趋势与年代际变化(图 4d)。在年际时间尺度上,青藏高原西部 I_{SH} 与 I_{LH} 的相关系数高达 − 0.9,地表感热与潜热在高原西部的反相关系极其显著。并且,从春季至夏季青藏高原地表热通量的年际异常具有持续性。高原西部春季 I_{SH}(I_{LH})与夏季 I_{SH}(I_{LH})去趋势后的相关系数为 0.65(0.72),说明当青藏高原西部地表热通量在春季较强时,夏季同样较强,反之亦然。对高原东部地区而言,春季 I_{SH} 与夏季 I_{SH} 去趋势后的相关系数为 0.54,可见青藏高原东部感热异常从春季至夏季具有较强的持续性,而春季 I_{LH} 与夏季 I_{LH} 去趋势后的相关系数为 − 0.11,反映出东部地表潜热异常从春至夏的反相变化,但是并不显著。

3.3 伊朗高原春、夏季地表热通量的年际及年代际异常

伊朗高原春、夏季地表感热、潜热通量 EOF 分解的前两个模态及其时间系数(图 5)显示,伊朗高原春、夏季地表热通量 PC1、PC2 都存在较强的年际变化信号与显著的年代际转折。并且,前两个模态的空间型都为整体一致型与南、北反相变化型。因此,伊朗高原南部与北部可能具有不同的年际和年

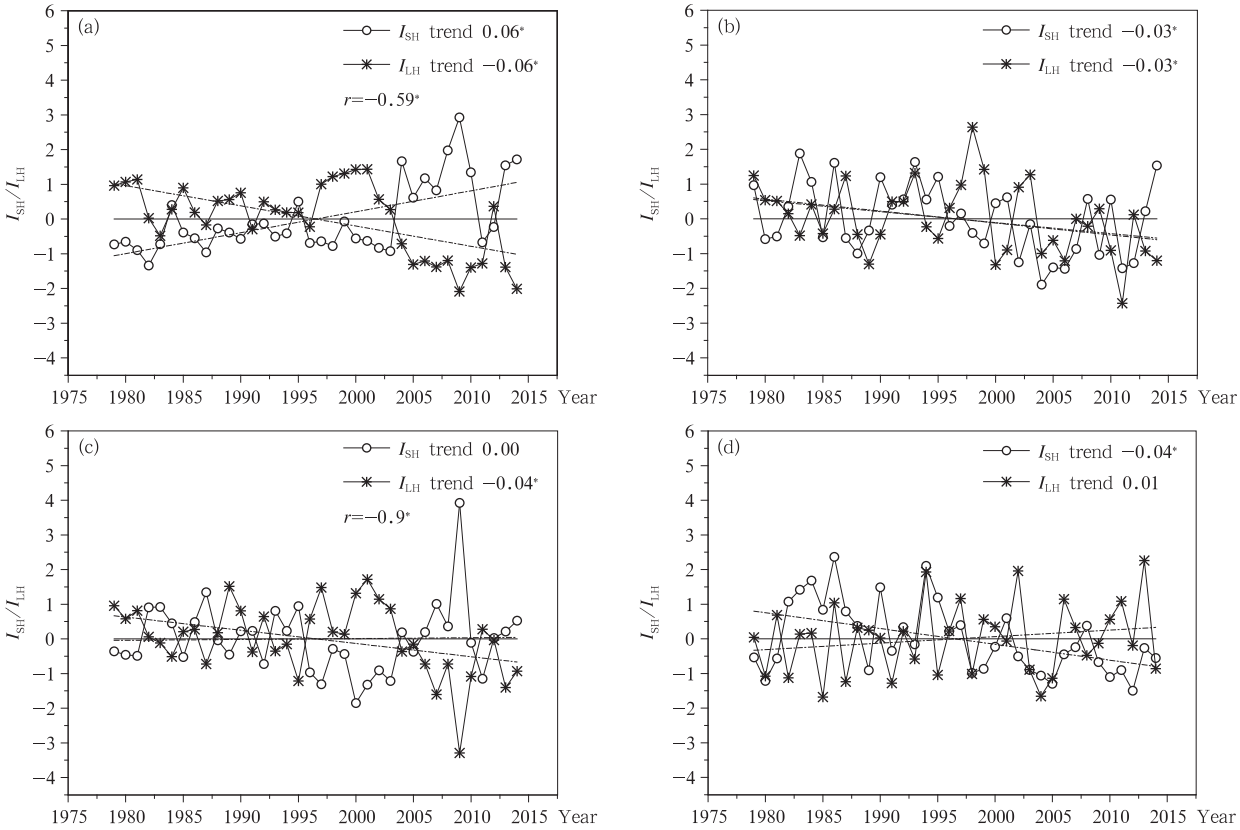

图 4 1979—2014 年春(a、b)、夏(c、d)季青藏高原西部(a、c)、东部(b、d)感热、潜热通量指数 I_{SH}、I_{LH}的年际变化

(* 号为通过 0.05 显著性水平,r 为 I_{SH}和 I_{LH}间去除线性趋势后的相关系数)

Fig. 4 Interannual variations of I_{SH} and I_{LH} over western (a、c) and eastern (b、d) TP in the spring (a、b) and summer (c、d) from 1979 to 2014 (* means the trend is significant at/above the 0.05 level, r is the correlation coefficient between I_{SH} and I_{LH} after the linear trend removed)

表 1 春、夏季青藏高原、伊朗高原地表热通量指数 I_{SH}、I_{LH}时间序列年代际转折的 9 点滑动 t 检验

Table 1 Moving t-test of interdecadal changes in I_{SH} and I_{LH} over TP and IP in the spring and summer

	春季 I_{SH}	春季 I_{LH}	夏季 I_{SH}	夏季 I_{LH}
青藏高原西部	2003 年	2002 年	1995 年,2005 年	2005 年
青藏高原东部	1998 年	2003 年	2001 年	无
伊朗高原北部	1998 年	1998 年	1997 年	1998 年
伊朗高原南部	1998 年	1999 年	1997 年	无

代际变化特征。将伊朗高原以 31.5°N 为界划分为南部与北部并取其区域平均后的地表感热、地表潜热通量标准化距平作为感热(I_{SH})、潜热(I_{LH})通量指数,结合 EOF 分解结果具体分析春、夏季伊朗高原南、北部地表热通量的变化特征。

春季伊朗高原地表热通量的 EOF 前两个模态及其时间系数与夏季极其相似,所反映出的地表热通量变化特征一致,因此,将伊朗高原春季与夏季地表热通量的时空分布特征放在一起讨论。春、夏季,伊朗高原地表感热第 1 模态均显示高原整体 1979—2014 年有显著的感热增强趋势,这一显著增强趋势 1998 年发生年代际转折后伊朗高原整体以感热正异常为主。地表感热 PC2 同样存在显著的年代际转折,其中,伊朗高原北部感热有增强趋势,2004 年发生突变由负异常转为正异常;而伊朗高原南部感热则为减弱趋势,2004 年后由正异常转为负异常(图 5a、b)。综合感热第 1 模态与第 2 模态可知,伊朗高原北部春、夏季地表感热在 1979—2014 年中存在显著增强趋势与年代际转折,但对于伊朗高原南部春、夏季感热的年代际特征需通过感热指

数 I_{SH} 进一步分析。春、夏季伊朗高原南部 I_{SH} 并无显著的长期变化趋势,但 20 世纪末存在年代际转折(图 6b、d,表 1)。伊朗高原北部 I_{SH} 有显著增强趋势,春季(夏季)I_{SH} 在 1998 年(1997 年)发生年代际转折,由负异常转为正异常(图 6a、c),与 EOF 前两个模态的结果较一致。

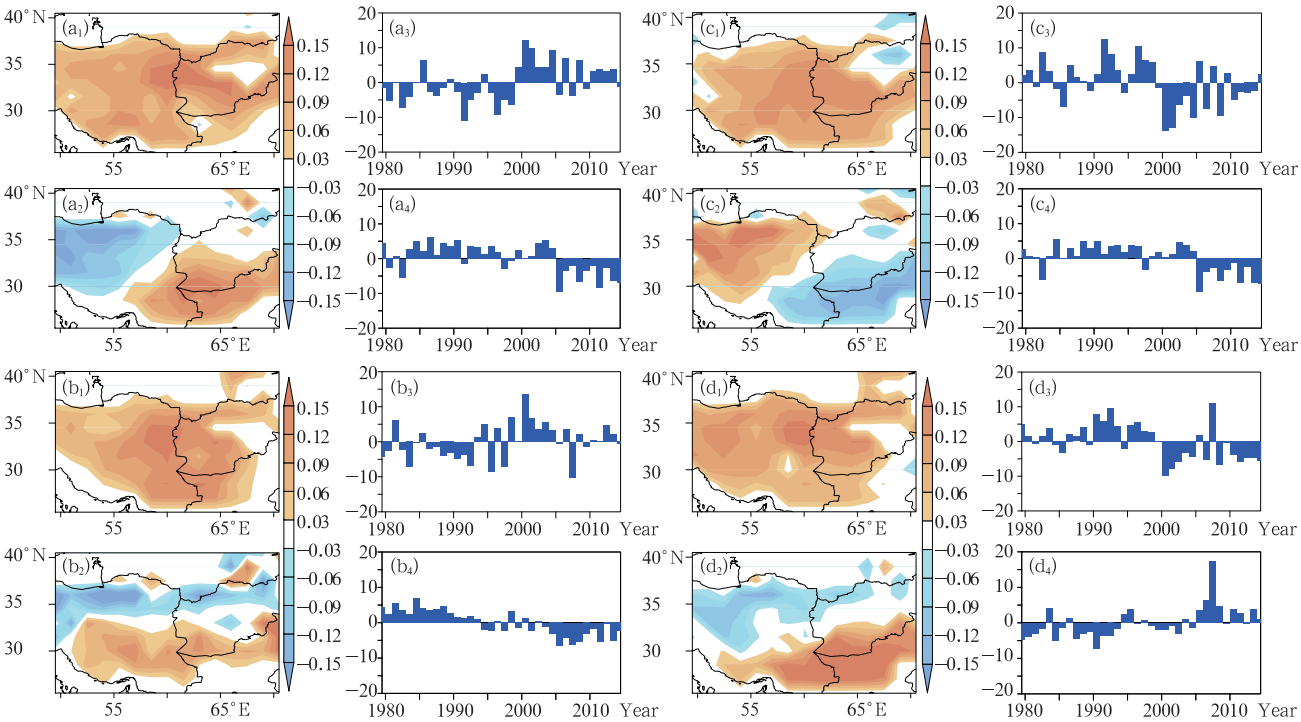

图 5 春夏季伊朗高原地表热通量 EOF 分解第 1(a_1—d_1)、2(a_2—d_2)模态及对应的时间系数(a_3—d_3、a_4—d_4)

(a. 春季感热,b. 夏季感热,c. 春季潜热,d. 夏季潜热)

Fig. 5 The first (a_1 − d_1), second (a_2 − d_2) EOF modes and thier time coefficients (a_3 − d_3, a_4 − d_4) of SH and LH over IP in the spring and summer (a. spring SH, b. summer SH, c. spring LH, d. summer LH)

对于春、夏季地表潜热通量,EOF 的 PC1、PC2 所反映的伊朗高原春季潜热年代际特征与感热正好相反。在潜热第 1 模态中,伊朗高原整体潜热 1998 年由以正异常为主转为以负异常为主,呈显著减弱趋势。在第 2 模态中,伊朗高原北部潜热有减弱趋势,2004 年发生转折后由正异常转为负异常;而伊朗高原南部潜热则成为增强趋势,2004 年后由负异常转为正异常(图 5c、d)。通过伊朗高原南、北部 I_{LH} 的时间序列可知,春季(夏季)北部 I_{LH} 呈显著的减弱趋势并在 1998 年(1998 年)发生年代际转折,由正异常转为负异常(图 6a、c)。而春、夏季南部 I_{LH} 则无明显长期趋势(图 6b、d),但春季 I_{LH} 1999 年后由正异常转为负异常。

在年际时间尺度上,由于伊朗高原春、夏季地表热通量 EOF 及其相似的空间型与时间系数,伊朗高原地表热通量的年际异常从春季至夏季是否同样具有持续性值得探讨。计算发现,伊朗高原北部春季 I_{SH}(I_{LH})与夏季 I_{SH}(I_{LH})去趋势后的相关系数为 0.81(0.89),伊朗高原南部春季 I_{SH}(I_{LH})与夏季 I_{SH}(I_{LH})去趋势后的相关系数为 0.40(0.36),均通过了统计显著性检验。据此推论,当春季伊朗高原地表热通量较强(弱)时,夏季同样较强(弱)。对于感热与潜热的联系,伊朗高原干旱少雨,植被稀少且下垫面性质单一,所以地表感热与潜热有很强的负相关。春季伊朗高原南部(北部)I_{SH} 与 I_{LH} 去趋势后的相关系数达到 − 0.96(− 0.95),夏季则为 − 0.92(− 0.91)。伊朗高原整体的干旱也使得南、北部的下垫面差异不大,南、北部地表感热(潜热)的年际异常变化较一致。表 2 给出了春、夏季南部 I_{SH}(I_{LH})与北部 I_{SH}(I_{LH})的相关系数。其中,去除线性趋势后春季高原南部 I_{SH}(I_{LH})与北部 I_{SH}(I_{LH})的相关系数达到0.56(0.62),夏季则为0.46(0.39),即伊朗高

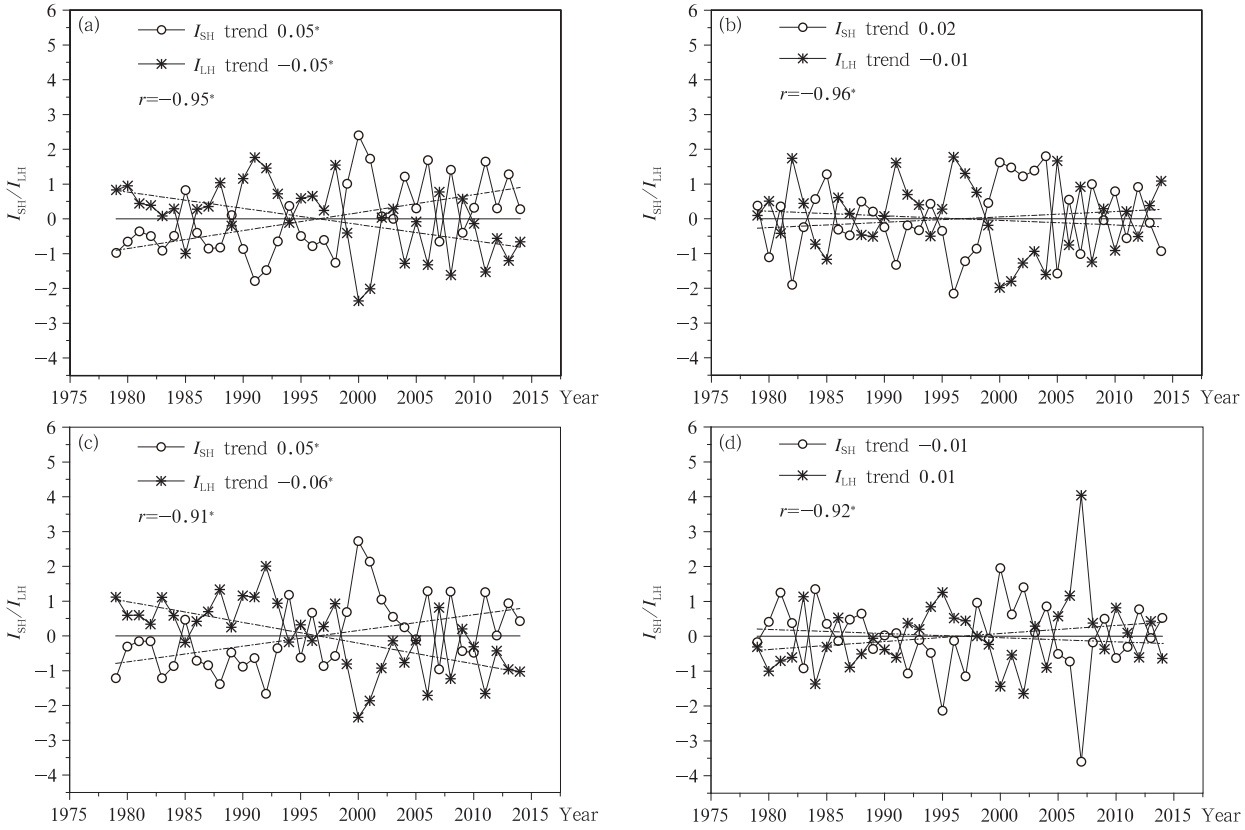

图 6 1979—2014 年春(a、b)夏(c、d)季伊朗高原北部(a、c)、南部(b、d)感热、潜热通量指数 I_{SH}、I_{LH}的年际变化

(*号为通过 0.05 显著性水平,r 为 I_{SH}与 I_{LH}间去除线性趋势后的相关系数)

Fig. 6 Interannual variations of I_{SH} and I_{LH} over northern (a、c) and southern (b、d) IP in the spring (a、b) and summer (c、d) from 1979 to 2014 (* means the trend is significant at/above the 0.05 level, r is the correlation coefficient between I_{SH} and I_{LH} after the linear trend removed)

表 2 伊朗高原南部与北部春夏季地表热通量指数 I_{SH}、I_{LH}的相关系数

Table 2 Correlation coefficients between I_{SH}(I_{LH}) in southern IP and I_{SH}(I_{LH}) in northern IP in the spring and summer

	I_{SH}	I_{LH}
春季	**0.56(0.56)**	**0.60(0.62)**
夏季	**0.34(0.46)**	0.15(**0.39**)

注:括号内为去掉线性趋势后的相关系数,粗体超过 95% 置信度水平 t 显著性检。

原南部感热(潜热)与北部感热(潜热)的年际异常变化有较强的一致性。

通过以上分析可以得出春季青藏高原东部感热、伊朗高原感热、潜热都在 1998 年前后出现了年代际转折,其中青藏高原东部感热与伊朗高原地表潜热由正异常转为负异常,而伊朗高原地表感热由负异常转为正异常,处于 1998 年全球变暖减缓的背景下,因此,全球变暖的减缓可能是两高原地表热通量在 20 世纪末出现年代际转折的原因。与此同时,地表热通量对全球变暖减缓的反馈作用同样值得注意。青藏高原作为春、夏季 500 hPa 的最强热源,对调节东亚乃至全球气候有重要作用,而 1998 年后春季青藏高原东部感热的减弱使得青藏高原地表加热作用减弱有利于全球变暖的减缓。同时,由于伊朗高原感热相对于潜热更加重要,1998 年后地表热通量对大气的加热在伊朗高原以正异常为主、在青藏高原东部以负异常为主,这样的加热配置容易使西风带在伊朗高原北部形成暖高压脊、在青藏高原形成槽,槽后北风带来的冷平流可进一步使青藏高原变暖减缓。因此,1998 年后的全球变暖减缓与春季青藏高原东部及伊朗高原地表热通量在 20 世纪末的年代际转折密切相关。

4 青藏高原与伊朗高原春、夏季地表热通量时、空分布的关系

通过最大协方差分析并将最大协方差空间场中相关系数较大区域的 I_{SH}(I_{LH})作为表征两高原热状况的指数研究青藏高原与伊朗高原春季(夏季)感热(潜热)场的关系。结合图 7 可知,伊朗高原西北部、青藏高原东部与西部为两高原地表感热、潜热相关系数大值区。因此,选取(30°—36°N,49.5°—58.5°E)区域内的 I_{SH}(I_{LH})代表伊朗高原的地表热状况,青藏高原的地表热状况由前文的青藏高原东部、西部 I_{SH}(I_{LH})表示。青藏高原与伊朗高原春夏季地表热通量同期及春季与夏季滞后关系的最大协方差各模态蒙特卡洛显著性检验结果显示两高原地区春季同期的地表感热、潜热有较强的相关,伊朗高原春季感热与青藏高原夏季感热关系同样密切(表略)。并且,由上述对两个高原地表热通量时空特征的研究可知,伊朗高原地表感热与潜热有较强的负相关关系,故主要讨论春季同期两个高原地表感热/潜热通量的关系以及伊朗高原春季感热与随后夏季青藏高原感热的关系。

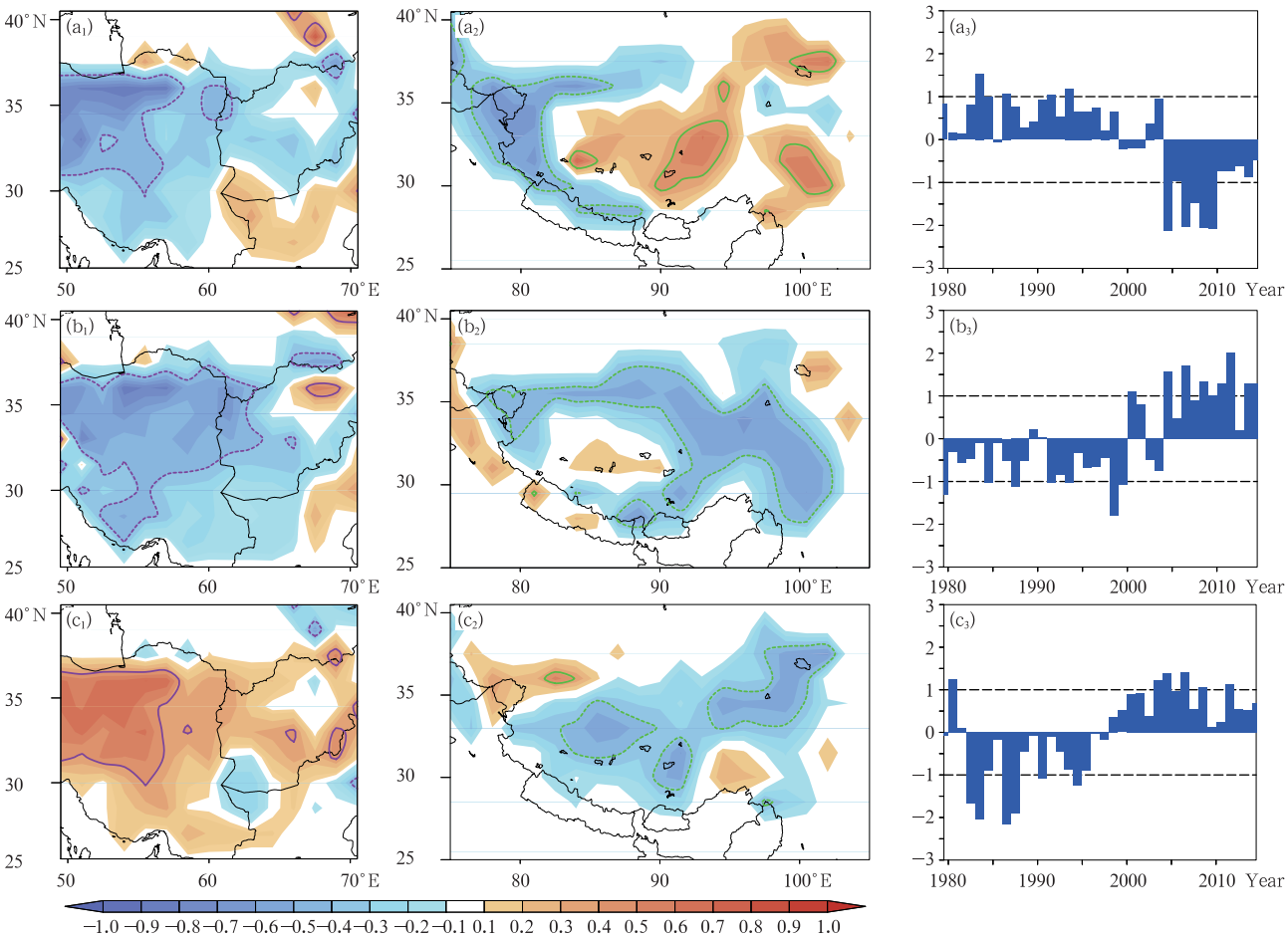

图 7 伊朗高原(a_1—c_1)与青藏高原(a_2—c_2)地表热通量最大协方差分析第 1 模态及对应的青藏高原时间系数(a_3—c_3)
(a. 春季感热,b. 春季潜热,c. 伊朗高原春季感热与青藏高原夏季感热;实线包围区域通过 0.01 显著性检验)

Fig. 7 The first mode of the SVD expansion for the correlations between the surface heat fluxes in the IP (a_1 − c_1) and TP (a_2 − c_2) and the time coefficients (a_3 − c_3) of TP (a. SH in IP and TP in the spring, b. LH in IP and TP in the spring, c. springtime SH in IP and summertime SH in TP; areas surrounded by solid lines are for values significant at the 0.01 level)

4.1 青藏高原与伊朗高原春季地表热通量时、空分布的关系

如图 7a 所示,春季两高原感热场最大协方差分析的第 1 模态的方差贡献高达 55%,可以代表两高原春季感热场的关系。伊朗高原与青藏高原分别对应的时间系数的相关系数为 0.81,且通过 0.01 显著性水平的蒙特卡洛检验,说明两个高原春季感热

场整体具有高相关性。最大协方差分析第1模态空间分布显示伊朗高原尤其是扎格罗斯山脉东侧地区与喜马拉雅山脉地区春季感热为正相关,而与青藏高原中东部感热为负相关。对应的时间系数在2000年前后由正位相转为负位相,说明伊朗高原扎格罗斯山脉东侧、喜马拉雅山脉感热逐渐增强而青藏高原中东部感热逐渐减弱。

从春季伊朗高原 I_{SH} 与青藏高原东部、西部 I_{SH} 的时间序列(图8a)可以看出,伊朗高原 I_{SH} 与青藏高原西部 I_{SH} 均为增强趋势,在21世纪初均存在由负异常至正异常的年代际转折,并且两者的相关系数为0.44,通过99%水平的信度检验,说明春季伊朗高原感热与青藏高原西部感热有较强的正相关。而青藏高原东部 I_{SH} 为减弱趋势(图8b),20世纪末至21世纪初存在由正异常至负异常的年代际转折,与伊朗高原 I_{SH} 的相关系数为-0.36,通过了95%水平的信度检验,说明春季伊朗高原感热与青藏高原东部感热有较强的负相关。

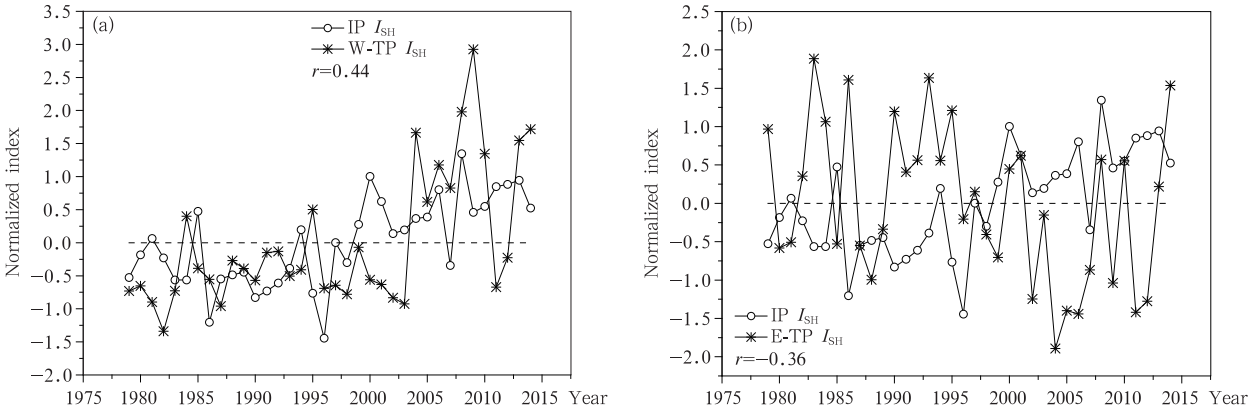

图8 1979—2014年地表感热通量指数(I_{SH})的年际变化

(a. 春季伊朗高原与青藏高原西部 I_{SH},b. 春季伊朗高原与青藏高原东部 I_{SH};r 为青藏高原与伊朗高原的 I_{SH} 相关系数)

Fig. 8 Interannual variations of I_{SH} from 1979 to 2014 (a. springtime I_{SH} in IP and in western TP, b. springtime I_{SH} in IP and in eastern TP; r is the correlation coefficient between I_{SH} in IP and TP)

春季两高原地表潜热场最大协方差分析的第1模态(图7b)的伊朗高原与青藏高原的时间系数的相关系数为0.78,解释方差贡献高达60%,且通过0.01显著性水平的蒙特卡洛检验,说明两个高原地区春季地表潜热场也具有高相关性。最大协方差分析第1模态空间分布显示伊朗高原整体与青藏高原东部地表潜热有较强的正相关。第1模态高达60%的解释方差说明伊朗高原与青藏高原春季同期地表潜热通量以同相变化为主,2000年前以正异常为主,此后则大多为负异常,近20年有逐渐减弱的趋势。

如春季伊朗高原与青藏高原东部 I_{LH} 的时间序列(图9)所示,两者随时间的变化比较吻合,均呈减弱趋势并有相似的年代际变化特征,相关系数达到0.45,通过了99%水平的信度检验,因此春季伊朗高原地表潜热与青藏高原东部地表潜热有较强的正相关。而春季伊朗高原与青藏高原西部的 I_{LH} 相关系数仅为0.23,未能通过信度检验(图略)。

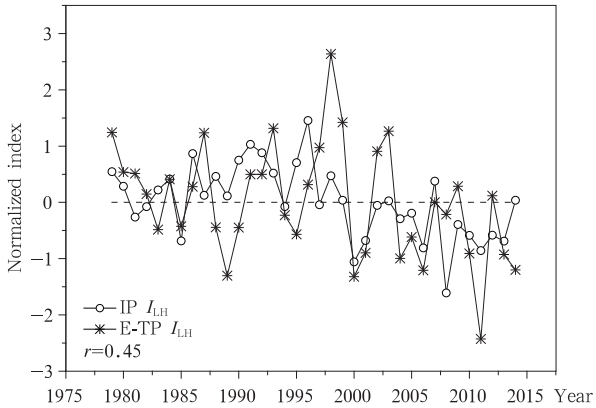

图9 1979—2014年春季伊朗高原与青藏高原东部潜热通量指数的年际变化

(r 为春季伊朗高原与青藏高原东部的 I_{LH} 相关系数)

Fig. 9 Interannual variations of springtime I_{LH} in IP and eastern TP from 1979 to 2014 (r is the correlation coefficient between springtime I_{LH} in IP and eastern TP)

4.2 春季伊朗高原地表感热与夏季青藏高原地表感热的时、空分布的关系

前面讨论了两个高原地区春季同期地表感热、

潜热通量的协同变化关系,春季与夏季地表热通量的滞后关系也值得讨论。根据青藏高原与伊朗高原春、夏季地表热通量春季与夏季滞后关系的最大协方差各模态蒙特卡洛显著性检验结果(表略),针对春季伊朗高原地表感热与夏季青藏高原地表感热的关系进行分析。

春季伊朗高原地表感热与夏季青藏高原地表感热最大协方差分析结果显示(图 7c),第 1 模态伊朗高原和青藏高原空间场分别对应的时间系数的相关系数为 0.74,方差贡献为 49%,且通过 0.01 显著性水平的蒙特卡洛检验。第 1 模态为两个高原整体感热的反相关。当春季扎格罗斯山脉东侧伊朗高原大部分地区感热较强时,夏季青藏高原主体感热较弱。两个高原地区地表感热通量之间这种季节滞后相关的时间系数在 1998 年前后发生年代际位相变化,1998 年之前伊朗高原春季感热偏弱而青藏高原夏季感热偏强,1998 年之后则情形相反。

春季伊朗高原与夏季青藏高原东部的 I_{SH} 时间序列(图 10)呈相反趋势但两者在 20 世纪末均存在年代际转折,相关系数为 −0.44,通过了 99% 水平的信度检验,因此春季伊朗高原感热与夏季青藏高原东部感热有较强的负相关。而春季伊朗高原与夏季青藏高原西部的 I_{SH} 相关系数仅为 −0.13,未能通过信度检验(图略)。

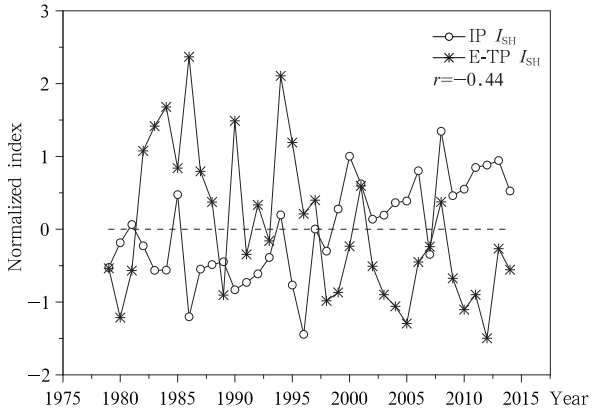

图 10 1979—2014 年伊朗高原春季与青藏高原东部夏季的感热通量指数年际变化

(r 为春季伊朗高原与夏季青藏高原东部的 I_{SH} 相关系数)

Fig. 10 Interannual variations of I_{SH} in spring IP and summer eastern TP from 1979 to 2014

(r is the correlation coefficient between springtime I_{SH} in IP and summertime I_{SH} in eastern TP)

5 结论与讨论

分析探讨了伊朗高原、青藏高原春季与夏季地表感热、潜热通量的时空变化特征以及春、夏季两高原地表感热、潜热的同期及滞后关系,主要得出以下结论:

(1)从空间分布来看,青藏高原地表感热呈西大东小、潜热呈东大西小的分布特征;青藏高原感热通量在春季最大且大于潜热通量,而潜热通量在夏季最大且大于感热通量。而伊朗高原地表感热和潜热通量分布全区比较一致,伊朗高原各月地表感热通量都比青藏高原大,夏、秋季潜热通量小,冬、春季潜热通量大;伊朗高原各月的潜热通量都小于地表感热通量;伊朗高原地表感热在夏季最大,而潜热则具有春季大、夏季小的特点。

(2)在年际时间尺度上,春、夏季青藏高原东、西部地表热通量异常的年际变化不一致;青藏高原西部地表感热与潜热有较强的负相关;当春季感热较强(弱)时,夏季高原感热同样较强(弱)。在年代际时间尺度上,春(夏)季青藏高原东部感热呈显著的减弱趋势,在 1998(2001)年发生年代际转折,由正异常转为负异常,而青藏高原西部感热在春季有显著的增大趋势,在 2003 年发生年代际转折,由负异常转为正异常;青藏高原东部地表潜热仅在春季为显著减弱趋势,在 2003 年出现年代际转折,由正异常转为负异常。青藏高原西部地表潜热在春夏季都有显著减弱趋势,并且年代际转折都出现在 21 世纪初,由正异常转为负异常。

(3)分析了伊朗高原春、夏季地表热通量年际和年代际变化特征。在年际时间尺度上,春、夏季伊朗高原各区域地表热通量异常的年际变化较一致,感热与潜热异常有很强的负相关,并且具有较强的持续性,当春季地表热通量较强(弱),夏季同样较强(弱)。伊朗高原春、夏季地表热通量年代际变化的差异主要是高原南部与北部的不同。其中,春、夏季伊朗高原北部感热(潜热)呈显著增加(减弱)趋势,在 20 世纪末发生了年代际转折,春、夏季北部感热(潜热)由负(正)异常转为正(负)异常。而伊朗高原南部春、夏季热通量无显著变化趋势,但春季地表感热、潜热通量与夏季地表感热通量同样在 20 世纪末存在年代际转折,感热(潜热)由负(正)异常转为正(负)异常。

(4)就春季同期变化而言,伊朗高原地表感热与青藏高原西部地表感热具有同位相变化关系,与青藏高原东部地表感热具有反相变化关系,伊朗高原地表潜热与青藏高原东部地表潜热具有同位相变化关系;而伊朗高原春季地表感热与青藏高原东部夏季地表感热存在反相变化关系。

由上述分析可知,伊朗高原与青藏高原地表热通量在春季存在同期及滞后的关系,关于两者关系的机理有待深入探讨。春季与夏季 500 hPa 平均风场显示(图略),春季两高原同处于西风带,而夏季两高原上空受不同的环流系统控制。地表热通量影响大气的同时也受大气环流的调控,两高原春季地表热通量可能通过西风带环流联系起来,如当上游伊朗高原异常偏暖时有利于形成暖高压脊为下游青藏高原带来北风冷平流,进而改变青藏高原地表热通量。相应地,青藏高原与伊朗高原春季同期地表热通量比夏季相关关系更好。对于青藏高原与伊朗高原地表热通量的滞后关系,Duan 等(2013)提出青藏高原上空的垂直环流产生的反馈机制是青藏高原春季地表感热异常延续至夏季的原因,因此春季伊朗高原地表热通量异常可通过影响春季同期的青藏高原地表热通量进而影响夏季青藏高原地表热通量。除了大气环流,降水也可影响地表热通量。春季两高原地表热通量的不同配置也许会造成青藏高原夏季降水异常从而起到调节青藏高原夏季地表热通量的作用,所以二者春夏季地表热通量的滞后关系更为复杂。此外,两个高原地区地表热状况异常的不同配置对东亚大气环流会带来怎样的影响,这些都是有待探讨的问题。

致　谢:感谢 ECMWF 提供相关数据及某些数据的解释说明。

参考文献

柏晶瑜,徐祥德,周玉淑等. 2003. 春季青藏高原感热异常对长江中下游夏季降水影响的初步研究. 应用气象学报,14(3):363-368. Bai J Y, Xu X D, Zhou Y S, et al. 2003. Preliminary research on inhomogeneous distribution of Tibetan Plateau sensible heat fluxes in spring. J Appl Meteor Sci, 14(3): 363-368 (in Chinese)

董敏,朱文妹,徐祥德. 2001. 青藏高原地表热通量变化及其对初夏东亚大气环流的影响. 应用气象学报,12(4):458-468. Dong M, Zhu W M, Xu X D. 2001. The variation of surface heat flux over Tibet Plateau and its influences on the East Asia circulation in early summer. J Appl Meteor Sci, 12(4): 458-468 (in Chinese)

段安民,刘屹岷,吴国雄. 2003. 4～6 月青藏高原热状况与盛夏东亚降水和大气环流的异常. 中国科学(D 辑),33(10):997-1004. 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: Earth Sci, 48(2): 250-257

顾思南,房佳蓓,刘建勇. 2015. 青藏高原感热通量的变化及与江淮流域降水异常的关系. 气象科学,35(3):305-311. Gu S N, Fang J B, Liu J Y. 2015. Variability of sensible heat flux in Tibetan Plateau and its relation with precipitation anomaly in Changjiang-Huaihe River valley. J Meteor Sci, 35(3): 305-311 (in Chinese)

何冬燕,田红,邓伟涛. 2013. 三种再分析地表温度资料在青藏高原区域的适用性分析. 大气科学学报,36(4):458-465. He D Y, Tian H, Deng W T. 2013. Applicability analysis of three reanalysis surface temperature data over the Tibetan Plateau. Trans Atmos Sci, 36(4): 458-465 (in Chinese)

霍飞,江志红,刘征宇. 2014. 春夏季青藏高原积雪对中国夏末秋初降水的影响及其可能机制. 大气科学,38(2):352-362. Huo F, Jiang Z H, Liu Z Y. 2014. Impacts of late spring Tibetan Plateau snow cover on early autumn precipitation. Chinese J Atmos Sci, 38(2): 352-362 (in Chinese)

李栋梁,章基嘉,吴洪宝. 1997. 夏季青藏高原下垫面感热异常的诊断研究. 高原气象,16(4):367-375. Li D L, Zhang J J, Wu H B. 1997. A diagnostic study on surface sensible heat flux anomaly in summer over the Qinghai-Xizang Plateau. Plateau Meteor, 16(4): 367-375 (in Chinese)

李栋梁,李维京,魏丽等. 2003. 青藏高原地面感热及其异常的诊断分析. 气候与环境研究,8(1):71-83. Li D L, Li W J, Wei L, et al. 2003. A diagnostic study of surface sensible heat flux anomaly over the Qinghai-Xizang Plateau. Climatic Environ Res, 8(1): 71-83 (in Chinese)

李瑞青,吕世华,韩博等. 2012. 青藏高原东部三种再分析资料与地面气温观测资料的对比分析. 高原气象,31(6):1488-1502. Li R Q, Lü S H, Han B, et al. 2012. Preliminary comparison and analyses of air temperature at 2m height between three reanalysis data-sets and observation in the east of Qinghai-Xiang Plateau. Plateau Meteor, 31(6): 1488-1502 (in Chinese)

梁玲,李跃清,胡豪然等. 2013. 青藏高原夏季感热异常与川渝地区降水关系的数值模拟. 高原气象,32(6):1538-1545. Liang L, Li Y Q, Hu H R, et al. 2013. Numerical study of influence of sensible heat anomalies in summer over Qinghai-Xizang Plateau on rainfall in Sichuan-Chongqing regions. Plateau Meteor, 32(6): 1538-1545 (in Chinese)

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. Liu X, Li W P, Wu G X. 2002. Interannual variation of the diabatic heating over the Tibetan Platean and the northern hemispheric circulation in summer. Acta Meteor Sinica, 60(3): 267-277 (in Chi-

nese)

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. Liu X，Li W P，Xu H X，et al. 2007. The effect of Tibetan Plateau heating on the East Asian summer precipitation. Plateau Meteor，26(6)：1287-1292 (in Chinese)

钱永甫，张琼，张学洪. 2002. 南亚高压与我国盛夏气候异常. 南京大学学报(自然科学版)，38(3)：295-307. Qian Y F，Zhang Q，Zhang X H. 2002. The South Asian high and its effects on China's mid-summer climate abnormality. J Nanjing Univ (Nat Sci)，38(3)：295-307 (in Chinese)

王学佳，杨梅学，万国宁. 2013. 近60年青藏高原地区地面感热通量的时空演变特征. 高原气象，32(6)：1557-1567. Wang X J，Yang M X，Wan G N. 2013. Temporal-spatial distribution and evolution of surface sensible heat flux over Qinghai-Xizang Plateau during last 60 years. Plateau Meteor，32(6)：1557-1567 (in Chinese)

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)：528-540. Wu G X，Mao J Y，Duan A M，et al. 2004. Recent progress in the study on the impacts of Tibetan Plateau on Asian summer climate. Acta Meteor Sinica，62(5)：528-540 (in Chinese)

许利，毕云，钱永甫. 2004. 青藏、伊朗高原春夏季高层热力异常与我国夏季气温的关系. 高原气象，23(3)：323-329. Xu L，Bi Y，Qian Y F. 2004. Relation between upper-level thermodynamic anomaly over Qinghai-Xizang and Iranian Plateaus in spring and summer and China air temperature in summer. Plateau Meteor，23(3)：323-329 (in Chinese)

杨莲梅，张庆云. 2008. 夏季沿西亚急流Rossby波活动异常的波源和能量传播及转换特征. 气象学报，66(4)：555-565. Yang L M，Zhang Q Y. 2008. Wave sources，energy propagation and conversion for anomalous Rossby wave activities along west Asian jet stream. Acta Meteor Sinica，66(4)：555-565 (in Chinese)

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(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)

张杰，李栋梁. 2009. 青藏高原夏季凝结潜热时空分布特征分析. 地学前缘，16(1)：326-334. Zhang J，Li D L. 2009. Evaluation and analysis of latent heat in rainy season in Qinghai-Xizang Plateau. Earth Sci Front，16(1)：326-334 (in Chinese)

张艳，钱永甫. 2002. 青藏高原地面热源对亚洲季风爆发的热力影响. 南京气象学院学报，25(3)：298-306. Zhang Y，Qian Y F. 2002. Thermal effect of surface heat source over the Tibetan Plateau on the onset of Asian summer monsoon. J Nanjing Inst Meteor，25(3)：298-306 (in Chinese)

张盈盈，李忠贤，刘伯奇. 2015. 春季青藏高原表面感热加热的年际变化特征及其对印度夏季风爆发时间的影响. 大气科学，39(6)：1059-1072. Zhang Y Y，Li Z X，Liu B Q. 2015. Interannual variability of surface sensible heating over the Tibetan Plateau in boreal spring and its influence on the onset time of the Indian summer monsoon. Chinese J Atmos Sci，39(6)：1059-1072 (in Chinese)

赵平，陈隆勋. 2001. 35年来青藏高原大气热源气候特征及其与中国降水的关系. 中国科学(D辑)，31(4)：327-332. Zhao P，Chen L X. 2001. 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)：858-864

赵勇，杨青，黄安宁等. 2013. 青藏和伊朗高原热力异常与北疆夏季降水的关系. 气象学报，71(4)：660-667. Zhao Y，Yang Q，Huang A N，et al. 2013. Relationships between the anomalies of surface sensible heat in the Tibetan Plateau and Iran Plateau and summertime precipitation in North Xinjiang. Acta Meteor Sinica，71(4)：660-667 (in Chinese)

周连童. 2009. 比较NCEP/NCAR和ERA-40再分析资料与观测资料计算得到的感热资料的差异. 气候与环境研究，14(1)：9-20. Zhou L T. 2009. A comparison of NCEP/NCAR，ERA-40 reanalysis and observational data of sensible heat in northwest China. Climatic Environ Res，14(1)：9-20 (in Chinese)

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：地球科学，39(11)：1473-1486. Zhou X J，Zhao P，Chen J M，et al. 2009. Impacts of thermodynamic processes over the Tibetan Plateau on the Northern Hemispheric climate. Sci China Ser D Earth Sci，52(11)：1679-1693

朱乾根，管兆勇. 1997. 青藏高原感热加热异常与夏季低频环流的数值研究. 南京气象学院学报，20(2)：186-192. Zhu Q G，Guan Z Y. 1997. Numerical study of influence of Tibetan sensible heating abnormality on summer Asian monsoon LFO. J Nanjing Inst Meteor，20(2)：186-192 (in Chinese)

竺夏英，刘屹岷，吴国雄. 2012. 夏季青藏高原多种地表感热通量资料的评估. 中国科学D：地球科学，42(7)：1104-1112. Zhu X Y，Liu Y M，Wu G X. 2012. An assessment of summer sensible heat flux on the Tibetan Plateau from eight data sets. Sci China Earth Sci，55(5)：779-786

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，Wu G X. 2009. Weakening trend in the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau during recent decades. Part Ⅱ：Connection with climate warming. J Climate，22(15)：4197-4212

Duan A M，Wang M R，Lei Y H，et al. 2013. Trends in summer rainfall over China associated with the Tibetan Plateau sensible heat source during 1980－2008. J Climate，26(1)：261-275

Qian Y F，Zhang Q，Yao Y H，et al. 2002. Seasonal variation and heat preference of the South Asia High. Adv Atmos Sci，19(5)：821-836

Si D, Ding Y H. 2013. Decadal change in the correlation pattern between the Tibetan Plateau winter snow and the East Asian summer precipitation during 1979－2011. J Climate, 26(19): 7622-7634

Wallace J M, Smith C, Bretherton C S. 1992. Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies. J Climate, 5(6): 561-576

Yanai M, Li C F, Song Z S. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. J Meteor Soc Jpn, 70(1B): 319-351

Yang C, Wang C H. 2009. Comparison of sensible and latent heat fluxes during the transition season over the western Tibetan Plateau from reanalysis datasets. Prog Nat Sci, 19(6): 719-726

Yang K, Guo X F, Wu B Y. 2011. Recent trends in surface sensible heat flux on the Tibetan Plateau. Sci China Earth Sci, 54(1): 19-28

Zaitchik B F, Evans J P, Smith R B. 2007. Regional impact of an elevated heat source: The Zagros Plateau of Iran. J Climate, 20(16): 4133-4146

Zhao P, Chen L X. 2000. Study on climatic features of surface turbulent heat exchange coefficients and surface thermal sources over the Qinghai-Xizang Plateau. Acta Meteor Sinica, 14(1): 13-29