

# 中国西北东部汛期降水对青藏高原东部春季感热在准 3 a 周期上的响应<sup>\*†</sup>

李 潇 李栋梁 王 颖  
LI Xiao LI Dongliang WANG Ying

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

*Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing, 210044, China*

2014-01-12 收稿, 2015-04-14 改回.

李潇, 李栋梁, 王颖. 2015. 中国西北东部汛期降水对青藏高原东部春季感热在准 3 a 周期上的响应. 气象学报, 73(4): 737-748

Li Xiao, Li Dongliang, Wang Ying. 2015. Quasi 3-year period response of the rainy season precipitation over the eastern parts of Northwest China to the spring sensible heat flux over the eastern part of the Tibetan Plateau. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(4): 737-748

**Abstract** By using the precipitation data at 39 stations in the eastern parts of Northwest China during 1960–2010 and the NCEP/NCAR reanalysis data, the quasi-periodic cycles of precipitation during the rainy season over the eastern parts of Northwest China, spring sensible heat flux over the eastern part of the Tibetan Plateau and their synergistic coupling are analyzed through the Multi Taper Method-Singular Value Decomposition (MTM-SVD). The results show that both the sensible heat flux and precipitation have a significant quasi 3-year period, and their coupling field also shows a significant 3-year period. When the spring sensible heat flux becomes stronger (weaker) over the eastern part of the Tibetan Plateau, there is more (less) precipitation over the eastern parts of Northwest China during the rainy season. The most significant period of such quasi 3-year period synergistic relationship appears during 1960–1982, and there is an adjustment stage in 1983–1990, with the quasi 3-year period appeared again after 1990s. The continuous heating process of the former can affect the latter, which are mainly embodied in August.

**Key words** Eastern parts of Northwest China, Precipitation during the rainy season, Eastern part of the Tibetan Plateau, Spring sensible heat flux, Quasi 3-year period

**摘 要** 利用 1960—2010 年中国西北东部地区 39 个气象站的逐日降水资料和 NCEP/NCAR 月平均地表感热通量再分析资料以及大气环流各要素场资料, 通过多锥度-奇异值分解 (MTM-SVD) 等方法, 分析了中国西北东部汛期降水、青藏高原东部春季感热的周期振荡特征以及它们在准周期循环上的协同耦合关系。结果表明, 感热与降水均存在显著的准 3 a 周期, 其耦合场在准 3 a 周期上表现也最为明显。当青藏高原东部春季感热在青藏高原主体上偏强(弱)时, 对应中国西北东部汛期降水的异常偏多(少)。该准 3 a 周期循环上的协同关系在 1960—1982 年表现最为显著, 1983—1990 年为调整阶段, 90 年代之后又逐渐明显。青藏高原东部春季感热对大气环流的持续加热过程影响西北东部汛期降水, 且主要体现在 8 月。

**关键词** 中国西北东部, 汛期降水, 青藏高原东部, 春季感热, 准 3 a 周期

**中图法分类号** P468.0<sup>+24</sup> P467

\* 资助课题: 国家重大科学研究计划 (2013CB956004)、国家自然科学基金项目 (91337109)、公益性行业 (气象) 科研专项 (GYHY201306027)。

作者简介: 李潇, 主要从事气候动力学与气候变化研究。E-mail: lixiao\_2007@163.com

通讯作者: 李栋梁, 主要从事气候动力学与气候变化研究。E-mail: lidl@nuist.edu.cn

## 1 引言

青藏高原(下称高原)作为世界上最高的高原,会通过引起大气环流的变化进而影响周边地区的气候变化。其中高原在夏季作为热源,冬季作为冷源,通过引起高原地区的上升下沉运动,在周边地区造成补偿性运动,影响其周边气候(范广洲等,2003a;吴统文等,1996a;Duan, et al, 2005;简茂球等,2002);动力作用表现为不仅阻挡了南来的水汽,而且造成气流的绕流和爬流,产生北脊南槽型天气形势(吴统文等,1996b;范广洲等,2003b)。高原热力作用对东亚大气环流产生重要的影响(Zheng, et al, 1995),是中国旱涝气候异常的重要影响因子之一。对于其影响过程的研究,周秀骥等(2009)指出,高原的热力作用不仅直接扰动了北半球对流层大尺度环流,而且还可以通过对平流层过程的扰动来影响北半球气候变化。刘新等(2007)认为高原非绝热加热可在亚洲东部沿海地区强迫出类似罗斯贝波列的大气环流低频振荡结构,而此低频波可以影响到西太平洋副热带高压的形态和位置变化,从而使得东亚夏季降水的形势发生变化。

关于高原热力作用尤其是感热作用对西北地区汛期降水影响的研究较多,高原感热是影响西北地区降水的一个重要强信号。李栋梁等(1997a)发现,当初夏(6月)青藏高原下垫面感热异常偏强时,有利于同期中国西北大部分地区降水偏多,而使7—8月西北西部、北部降水偏少;东部、南部降水偏多。赵庆云等(2006)的研究表明,冬季高原感热与中国西北东部春季降水基本成正相关,而与夏季降水基本成反相关,冬季高原感热与滞后一个季度的夏季降水的相关较春季的相关更强。赵勇等(2013)指出,5月青藏高原主体及其东、西部地表感热与北疆夏季降水的关系有所不同,以东部最优。在年际变化方面,李栋梁等(1997b, 2003)的研究表明,夏季高原主体及东部平均地面感热通量表现出明显的准3 a周期变化。

徐国昌等(1982)指出,中国西部100°E以西70个站最显著的周期是准3 a周期,主要表现在35°N以北,即青藏高原的北侧,高原东北侧最明显,准3 a周期主要表现在春季和夏季,从20世纪30年代到70年代准3 a周期比较稳定。王澄海等(2006)利用

1951—1999年降水资料发现西北地区降水普遍存在的准3 a周期,在20世纪70—80年代显著性下降。准3 a周期并不是西北地区各地降水80年代之后所共有的周期特征(黄玉霞等,2004)。

既然青藏高原感热影响西北东部汛期降水,且存在一致的准3 a周期,那么二者在准3 a周期上是否存在一定联系?与之配合的大气环流背景有何特征?叶燕华等(2005, 2007)采用奇异值分解(SVD)方法研究了1961—2000年各个季节青藏高原感热与黄土高原春季降水的关系,发现秋、冬季青藏高原感热的第1、2模态的变化可以作为黄土高原春季降水异常的预测信号。本研究与之相同点在于都解释了青藏高原感热与中国西北东部降水之间的联系,不同点在于本研究从周期振荡的角度出发,以时间序列更长的资料,研究高原东部春季感热与中国西北东部汛期降水在准3 a周期循环上的联系,并通过分析大气环流背景场,试图找到影响西北地区东部汛期降水周期振荡的前期强信号。

## 2 资料与方法

采用的资料为1960—2010年中国国家气象信息中心提供的逐日降水资料、分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的NCEP/NCAR月平均地表感热通量再分析资料以及大气环流各要素场资料;降水资料选取中国西北东部39个站点(图1蓝色框范围内)汛期(6—9月)总降水量,感热资料选取青藏高原东部地区(图1红色框范围内,25°—40°N, 85°—105°E)春季(3—5月)感热通量。

多锥度-奇异值分解方法(MTM-SVD)是将谱分析的多锥度方法(MTM)和变量场分解的奇异值分解(SVD)结合为一体的气候信号检测技术。它是由Mann等(1994, 1996, 1999)发展的一种多变量频域分解技术,被广泛运用在气象领域中(王春学等, 2012;魏凤英等, 2013)。与谱分析、小波分析和SVD等信号检测方法相比,MTM-SVD方法存在不少优势和特点(魏凤英, 2007):(1)分析对象可以是一维时间序列、多锥或多站点的气候变量场,它可以便利地分析气候变量场整体所具有的谱特征。(2)包含的MTM方法,是在谱解析度和谱的方差之间选择了一个最佳平衡的基础上提供的谱估计,能有效防止谱泄漏现象。(3)为所有时间和空间信号进

行重建,可以更直观地分析和描述不同时间尺度振动的时空演变特征和过程。(4)由于包含了SVD过程,MTM-SVD方法在其应用上可扩展到多个变量场的耦合,利用耦合场的时空重建得到几个变量场在不同时间尺度上的相关关系。MTM-SVD方法的功能主要包括:气候信号检验、LFV谱的显著性检验、气候信号重建和耦合相关模态的重建。

文中主要利用MTM-SVD方法首先分别计算中国西北部汛期降水、青藏高原东部春季感热以

及降水与感热耦合场的LFV(Local Fractional Variance)谱及LFV谱的显著性检验,得到它们的年际振荡特征;通过空间与时间重建得到感热与降水在准周期上的协同关系;分析感热与大气环流场在准周期上的时空重建进而解释其对应的中国西北部汛期降水的特征;利用相关分析方法研究感热对大气环流的持续关系;并通过合成分析研究了在感热强、弱年对应的环流与降水特征。

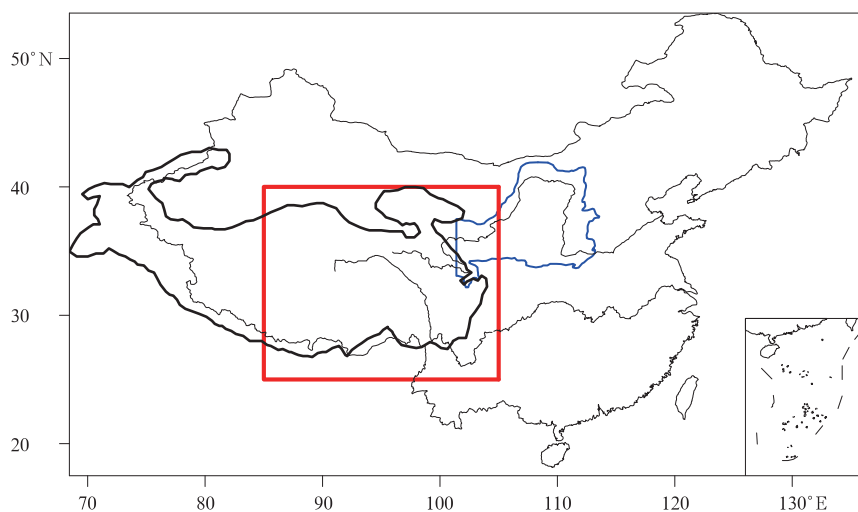


图1 青藏高原感热区域(红色框内)和中国西北部降水区域(蓝色框内)  
Fig. 1 Computed sensible heat area over the eastern part of the Tibetan Plateau (red box) and the precipitation area over the eastern parts of Northwest China (blue box)

### 3 降水对感热在准3 a周期上的响应

#### 3.1 青藏高原东部春季感热与中国西北部汛期降水的周期特征

通过MTM-SVD方法得到的LFV谱在频域中为信号检测提供了一个有效的参数,它以频率函数的形式表明了由“每个频率波段”中的主要振动解释的方差百分比。LFV谱中,在一个给定频率处的波峰预示着数据在此频率处振荡的一个潜在重要的时空信号,能够更加直观、简便地显示出变量场不同时间尺度的变化特征。对1960—2010年高原东部春季感热与中国西北部汛期降水分别进行LFV谱分析(图2)。由图2a可以看出,在年际尺度上,高原东部春季感热存在两个主要的频率带,0.323—0.329及0.403—0.443均通过了99%的蒙特卡洛置信度检验,即高原东部春季感热存在明显的准3 a

周期;在年代际尺度上,0.039—0.046的频率带也通过了99%的置信度检验,即高原东部春季感热存在21.7—25.6 a的年代际周期。由图2b可以看出,西北部汛期降水存在一个最主要的频率带,在0.3—0.35通过了99%的置信度检验,说明中国西北部汛期降水也存在明显的准3 a周期。

既然高原东部春季感热与中国西北部汛期降水都存在准3 a周期,那么两者之间是否存在一定的联系?将两者耦合场进行LFV谱分析(图3),可以看出耦合场有一个主要的频率带为0.3—0.36,通过了99%的置信度检验并在0.33处达到峰值,即高原东部春季感热与中国西北部汛期降水在准3 a周期上的协同变化是很明显的。利用MTM-SVD方法将高原东部春季感热与中国西北部汛期降水耦合场进行空间与时间的重建,进而研究在准3 a周期循环上高原东部春季感热与中国西北部

部汛期降水的空间与时间演变过程。

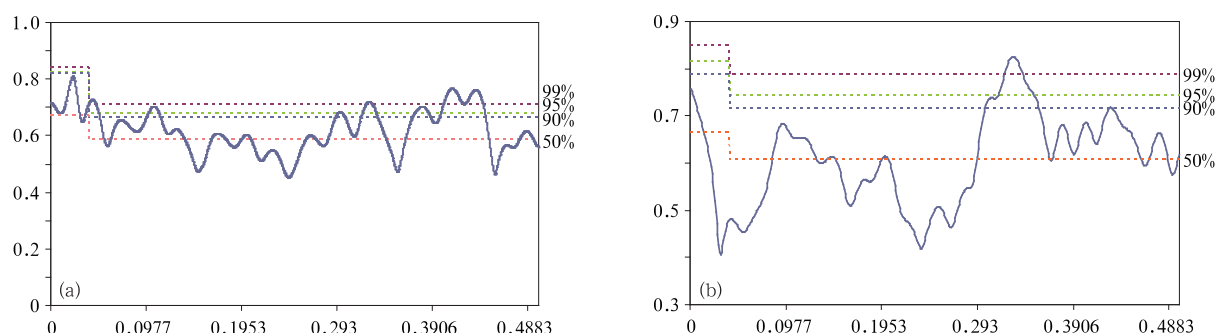


图2 1960—2010年青藏高原东部春季感热(a)与中国西北地区东部汛期降水(b)的LFV谱分析

(虚线:蒙特卡洛置信度;横坐标为频率,纵坐标为振幅,标准化无量纲)

Fig. 2 LFV spectrum of the spring sensible heat flux (1960–2010) over the eastern part of the Tibetan Plateau (a) and the precipitation during the rainy season (1960–2010) over the eastern parts of Northwest China (b)

(Dashed lines: Monte Carlo simulations confidence; the abscissa is frequency, and the ordinate is amplitude; it is the standardized dimensionless quantity)

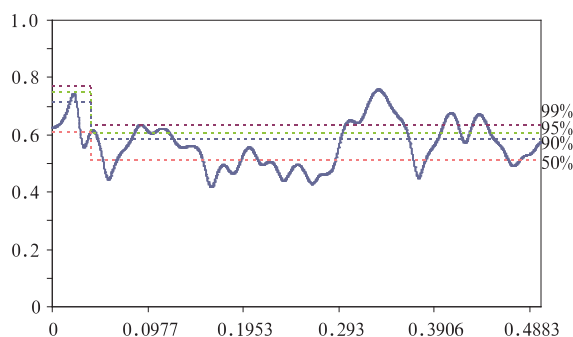


图3 青藏高原东部春季感热与中国西北东部汛期降水耦合场(1960—2010年)的LFV谱分析

(横坐标为频率,纵坐标为振幅,标准化无量纲)

Fig. 3 LFV spectrum of the joint field of the spring sensible heat flux over the eastern part of the Tibetan Plateau and the precipitation during the rainy season over the eastern parts of Northwest China (1960–2010)

(Dashed lines: Monte Carlo simulations confidence; the abscissa is frequency, and the ordinate is amplitude; it is the standardized dimensionless quantity)

### 3.2 空间重建

图4为高原东部春季感热距平和中国西北东部汛期降水距平百分率在准3a周期的典型循环重建,分别表示 $0^\circ$ 、 $120^\circ$ 、 $240^\circ$ 位相上的演变过程, $360^\circ$ 位相的空间分布型与初始模态的 $0^\circ$ 位相相同,各位相的时间间隔为1a。可以看出,在 $0^\circ$ 位相时(图4a<sub>1</sub>、b<sub>1</sub>),高原东部春季感热距平在高原主体上为正异常分布,其中正值中心位于青海、四川、西藏的交

界处(图4a<sub>1</sub>中A点, $32.5^\circ\text{N}$ , $97.5^\circ\text{E}$ ),对应的中国西北东部汛期降水距平百分率为全区一致的正异常,其大值中心位于内蒙古的鄂托克旗( $39.06^\circ\text{N}$ , $107.59^\circ\text{E}$ ),超过70%,即高原主体春季感热的异常偏强对应中国西北东部汛期整体降水的异常偏多。在 $120^\circ$ 位相时(图4a<sub>2</sub>、b<sub>2</sub>),高原东部春季感热距平在高原主体上为负异常,对应中国西北东部汛期降水距平百分率为全区一致的负异常,负值中心位于山西河曲( $39.23^\circ\text{N}$ , $111.09^\circ\text{E}$ ),低于-60%,即高原春季感热异常偏弱对应中国西北东部汛期降水的异常偏少。在 $240^\circ$ 位相时(图4a<sub>3</sub>、b<sub>3</sub>),高原主体上感热表现为正常偏弱,对应的西北东部汛期降水距平百分率值也较小,正、负相间。正值最大中心位于陕西横山( $37.55^\circ\text{N}$ , $109.1^\circ\text{E}$ ),略大于30%,最小负值中心位于宁夏中宁( $37.29^\circ\text{N}$ , $105.4^\circ\text{E}$ ),超过-40%。同时在鄂托克旗附近也存在一个小于-30%的负值中心,总体而言,感热正常偏弱对应降水的正常偏少。 $360^\circ$ 位相与 $0^\circ$ 位相相同,构成一个循环周期。

### 3.3 时间重建

为了分析高原东部春季感热和中国西北东部汛期降水耦合场准3a周期协同变化随时间的演变特征,将图4中的大值中心区进行3a周期的时间重建。其中,高原东部春季感热代表区选取为高原主体上的A区,中国西北东部汛期降水代表区选鄂托克旗站、河曲站及横山站。图5为1960—2010年感

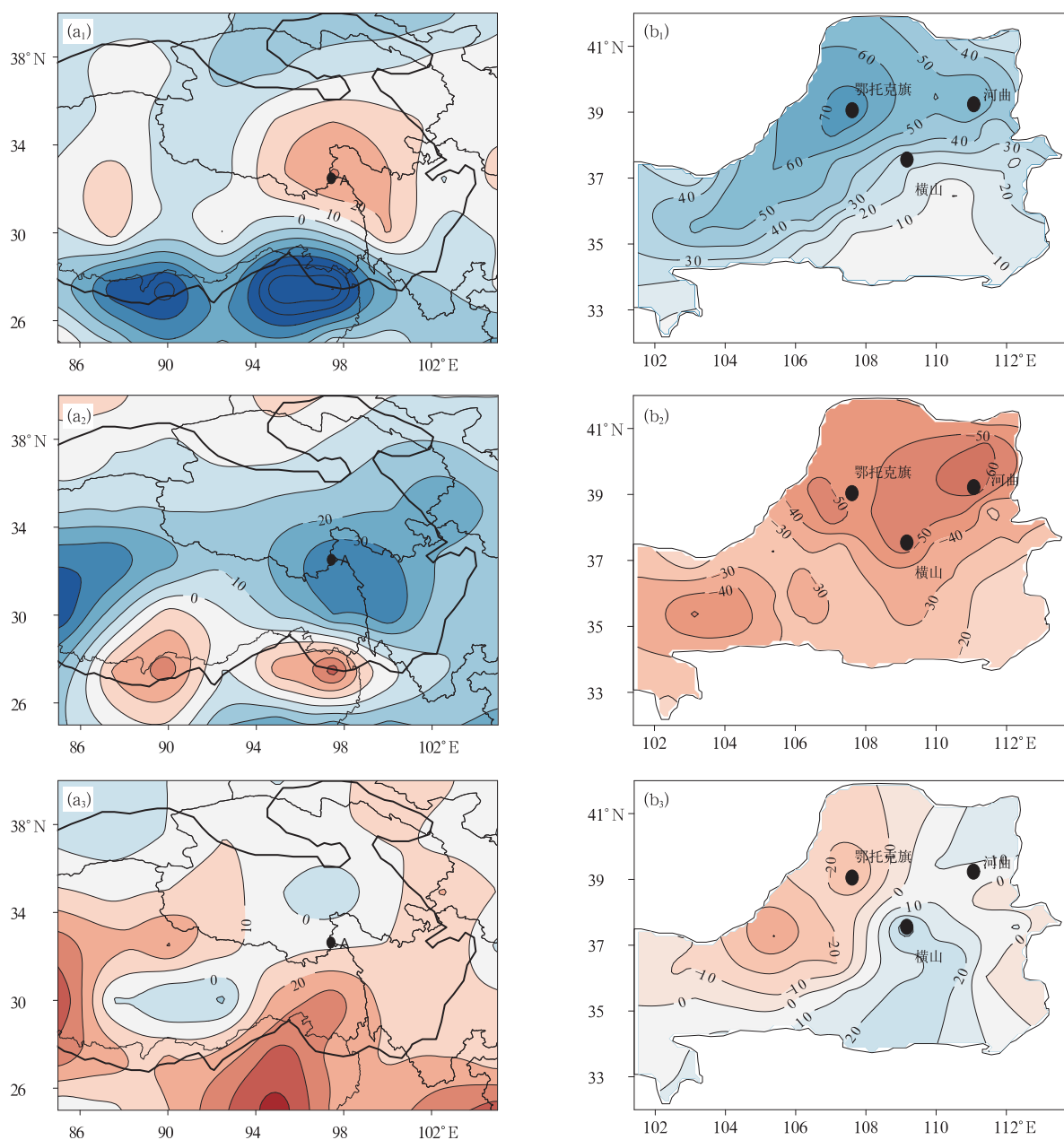


图 4 高原东部春季感热距平(a,单位:  $\text{W}/\text{m}^2$ )和中国西北部汛期降水距平百分率(b)在准 3 a 周期的典型循环重建:  
( $a_1$ 、 $b_1$ ) $0^\circ$ 位相(第 1 年);( $a_2$ 、 $b_2$ ) $120^\circ$ 位相(第 2 年);( $a_3$ 、 $b_3$ ) $240^\circ$ 位相(第 3 年),圆点为选取的时间重建站点

Fig. 4 Spatial joint reconstruction of the evolutions of (a) the spring sensible heat flux (unit:  $\text{W}/\text{m}^2$ ) over the eastern part of the Tibetan Plateau and (b) the precipitation during the rainy season over the eastern parts of Northwest China at the quasi 3-year timescale: ( $a_1$ ,  $b_1$ ) Phase  $0^\circ$  (the first year); ( $a_2$ ,  $b_2$ ) Phase  $120^\circ$  (the second year); and ( $a_3$ ,  $b_3$ ) Phase  $240^\circ$  (the third year). The solid points are the stations selected for the temporal reconstruction

热代表区与降水代表站在 3 a 周期上的时间重建,可以看出高原东部春季感热和中国西北部汛期降水在 20 世纪 60—80 年代初 3 a 周期振幅较大,80 年代—90 年代初为调整阶段,90 年代之后 3 a 周期振幅又逐渐明显,但仍小于 80 年代初之前,结合谐

波分析(图略)发现,中国西北部汛期降水 3 a 周期显著时段为 1960—1982 年,而 20 世纪 90 年代至今的 3 a 周期谐波振幅未通过 0.05 显著性检验。结合图 5 可以看出,当 A 区感热异常偏强时,对应 3 个降水代表站的降水一致偏多;当 A 区感热异常偏

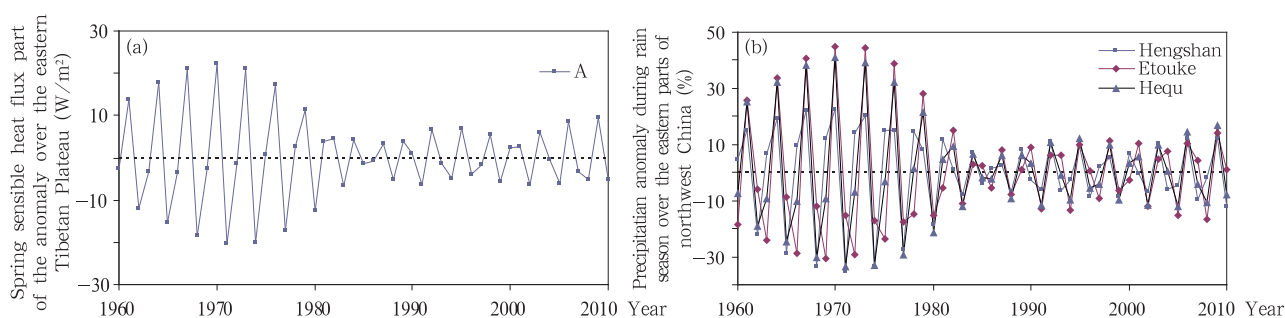


图5 感热代表格点(a)与降水代表站(b)在3 a周期上的时间重建

Fig. 5 Temporal reconstruction of the representative grid point of the sensible heat flux (a) and the representative stations of the precipitation (b) at the quasi 3-year timescale

弱时,对应3个降水代表站的降水一致偏少;当A区感热为正常偏弱时,对应横山站降水偏多、鄂托克旗站及河曲站降水偏少,区域总体降水正常偏少。这与图4的对应情况一致,这种对应关系在3 a周期显著时期尤为明显。

#### 4 高原东部春季感热异常对大气环流的影响

##### 4.1 环流场的3 a周期重建

应用MTM-SVD方法对高原东部春季感热与汛期500 hPa高度场、汛期整层水汽通量(1000—300 hPa)分别在准3 a周期上进行空间重建。其中

高原东部春季感热准3 a周期循环与图3a相同,在各位相上对应的汛期500 hPa高度及整层水汽通量异常场如图6。

0°位相时,环流场如图6a,500 hPa高度距平场上高原西部上空为正距平(高原脊偏西),蒙古高原上空为负距平(蒙古气旋加深),中国华北—日本海地区上空为正距平(西太平洋副高偏北偏西),中国西北东部位于距平场“两脊”之间的“槽”前,有利于冷空气向中国西北东部的输送,且副高的偏西偏北有利于西太平洋的水汽输送至中国西北东部。整层水汽通量距平场上高原地区为水汽的辐散区,由孟

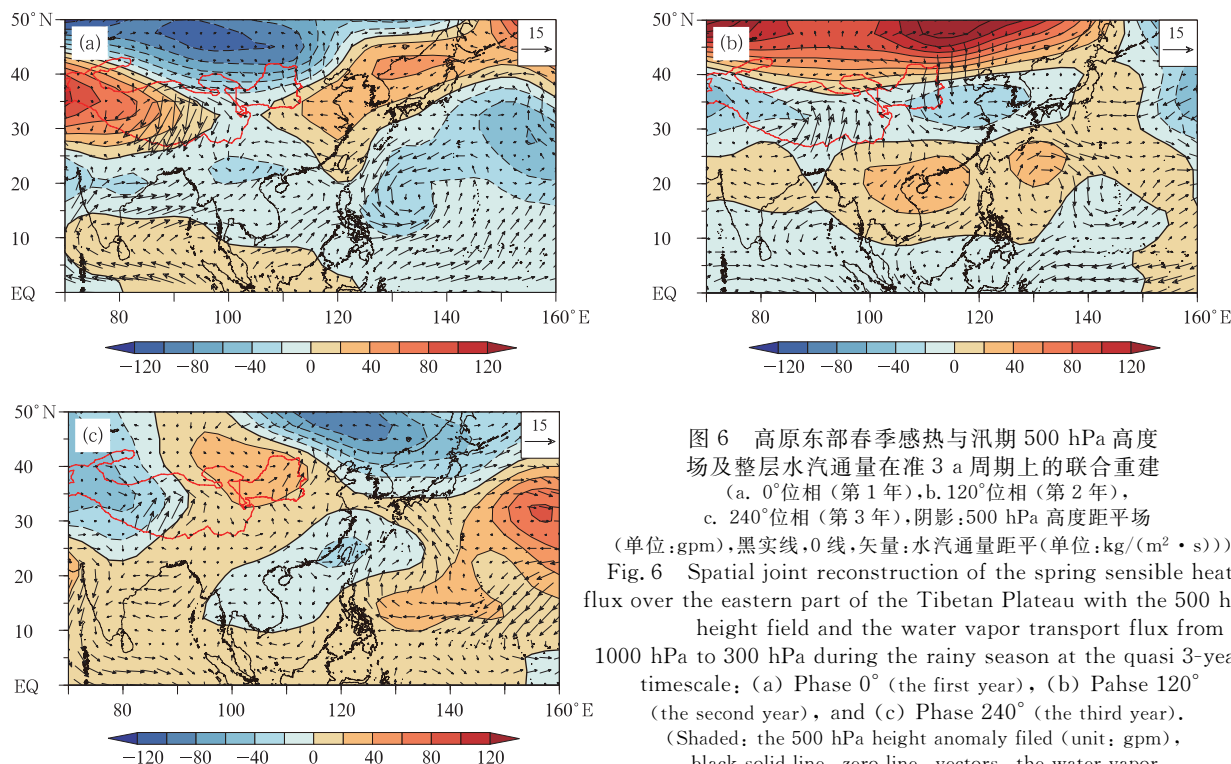


图6 高原东部春季感热与汛期500 hPa高度场及整层水汽通量在准3 a周期上的联合重建

(a. 0°位相(第1年), b. 120°位相(第2年),

c. 240°位相(第3年), 阴影: 500 hPa高度距平场

(单位: gpm), 黑实线: 0线, 矢量: 水汽通量距平(单位:  $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ )

Fig. 6 Spatial joint reconstruction of the spring sensible heat flux over the eastern part of the Tibetan Plateau with the 500 hPa height field and the water vapor transport flux from 1000 hPa to 300 hPa during the rainy season at the quasi 3-year timescale; (a) Phase 0° (the first year), (b) Phase 120° (the second year), and (c) Phase 240° (the third year).

(Shaded: the 500 hPa height anomaly field (unit: gpm), black solid line: zero line, vectors: the water vapor transport flux anomaly (unit:  $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ )

加拉湾而来的水汽经中国南海地区与西太平洋的水汽汇合流向中国西北东部。这样的环流形势使得水汽在中国西北东部辐合,造成该地区降水偏多。 $120^{\circ}$ 位相,环流场如图6b,500 hPa高度场蒙古气旋减弱填塞,西太平洋副高异常偏南,冷空气路径偏东,同时副高的偏南不利于西太平洋的水汽输送至西北东部。从整层水汽通量距平场上可以看出高原地区为水汽的辐合区域,而西北东部为水汽的辐散,造成该地区降水偏少。 $240^{\circ}$ 位相,环流场如图6c,在500 hPa高度场上,西北东部上空由非常弱的正距平控制,西太平洋副高异常偏东,不利于水汽输送至西北东部,造成该地区降水正常偏少。

#### 4.2 高原东部春季感热与大气环流的持续关系

柏晶瑜等(2003)发现高原地区感热从1月开始逐渐增大,5月达到最大值,然后逐月减少,12月为最低值,春季高原感热异常可能改变其南北热力结构,影响高原大气热源及其对流状况。春季高原感热南北非均匀分布状况及热源结构异常,通过季尺度低频波的传播,影响下游气候及降水。王同美等(2009)设计了对春季高原感热加热异常的敏感性数值试验,发现高原感热加热增强(减弱)导致孟加拉湾季风爆发偏早(偏晚)。陆地表面过程具有持续的“记忆”(Yeh, et al, 1983), Wu等(1998)分析发现由于春季的热平流,持续的感热加热使得高原东部气温升高,低层南风分量以及辐合的发展,为东亚夏季季风形成有利的背景。Duan等(2005)发现春季高原感热异常偏强能够使得夏季的加热场增强,基于热适应理论使得加热低层激发异常气旋环流和气流的辐合,高层激发异常反气旋环流和气流的辐散。前面的分析表明,青藏高原春季感热与西北东部汛期降水存在着一定的联系,那么春季感热对大气的持续加热过程是如何影响到汛期降水的? 利用图4中高原东部春季感热的大值中心区域( $30^{\circ}$ — $37.5^{\circ}$ N,  $95^{\circ}$ — $100^{\circ}$ E)内12个格点平均的3 a周期时间重建序列与同期春季平均以及6、7、8、9月的500 hPa高度场、850 hPa水平风场、500 hPa垂直速度场分别进行相关分析(图7),以分析当感热异常时同期以及滞后月份环流形势的变化,进而研究对中国西北东部汛期降水的影响。

可以看到,春季(图7a<sub>1</sub>、b<sub>1</sub>)500 hPa高度场在中国东北呈现显著的正相关,高原地区为弱负相关(未通过0.05的显著性检验);850 hPa水平风场的

相关表现出西北东部上空有气旋性环流控制的南风分量;从500 hPa垂直速度相关场可以看到西北东部呈现负相关。说明当高原东部春季感热出现图3a<sub>1</sub>的异常分布型,即主体感热偏强时,中国东北地区高度场偏高,高原地区高度场偏低,西北东部位于高空“西低东高”的异常环流型中,有来自西太平洋经中国南海与孟加拉湾而来的气流汇合向中国西北东部输送、辐合并伴随上升运动,有利于该地区降水。

中国东北地区的500 hPa高度场正相关区域从春季到9月几乎一直存在,其南侧的东风分量将海洋上的水汽吹向中国西北东部,相对于春季而言,6月(图7a<sub>2</sub>、b<sub>2</sub>)范围有所缩小,7月(图7a<sub>3</sub>、b<sub>3</sub>)面积扩大,中心位于日本并有所东移,8月(图7a<sub>4</sub>、b<sub>4</sub>)相对7月继续扩大且中心西移至黄海上空,9月(图7a<sub>5</sub>、b<sub>5</sub>)向经向扩展且强度减弱;贝加尔湖地区6—8月为负相关,尤其是8月通过了0.05显著性检验。说明当春季高原主体感热偏强时,贝加尔湖地区的槽加深,有异常的冷空气向中国西北东部输送。850 hPa水平风场表现为在中国西北东部由春季到9月有着持续的来自西太平洋以及孟加拉湾的气流;500 hPa垂直速度的相关场在中国西北东部一直为负相关区域,8月表现最明显,说明当春季高原主体感热偏强时,由春季到9月西北东部都表现为异常的上升气流,且在8月达到最盛。分析高原东部春季感热与中国西北东部春季到9月的大气环流的持续相关可以发现其具有与同期相关相似分布特征,说明感热作用有很好的延续性与指示意义。当高原东部主体春季感热偏强时,由春季到9月在西北东部有持续的异常冷空气输送,水汽辐合及上升运动,形成该地区降水的持续偏多,且高原东部春季感热对8月的降水影响最大。

#### 4.3 高原东部春季感热异常年大气环流特征

根据感热代表格点在3 a周期上的时间重建序列(图5a)可以看出,1960—1982年感热绝对值较大,选取3 a周期显著时段(即1960—1982年)第1位相年(感热强年)与第2位相年(感热弱年)作为异常年份。异常强年选取1961、1964、1967、1970、1973、1976年,异常弱年选取1962、1965、1968、1971、1974、1977年,将强年与弱年的大气环流分别进行合成。

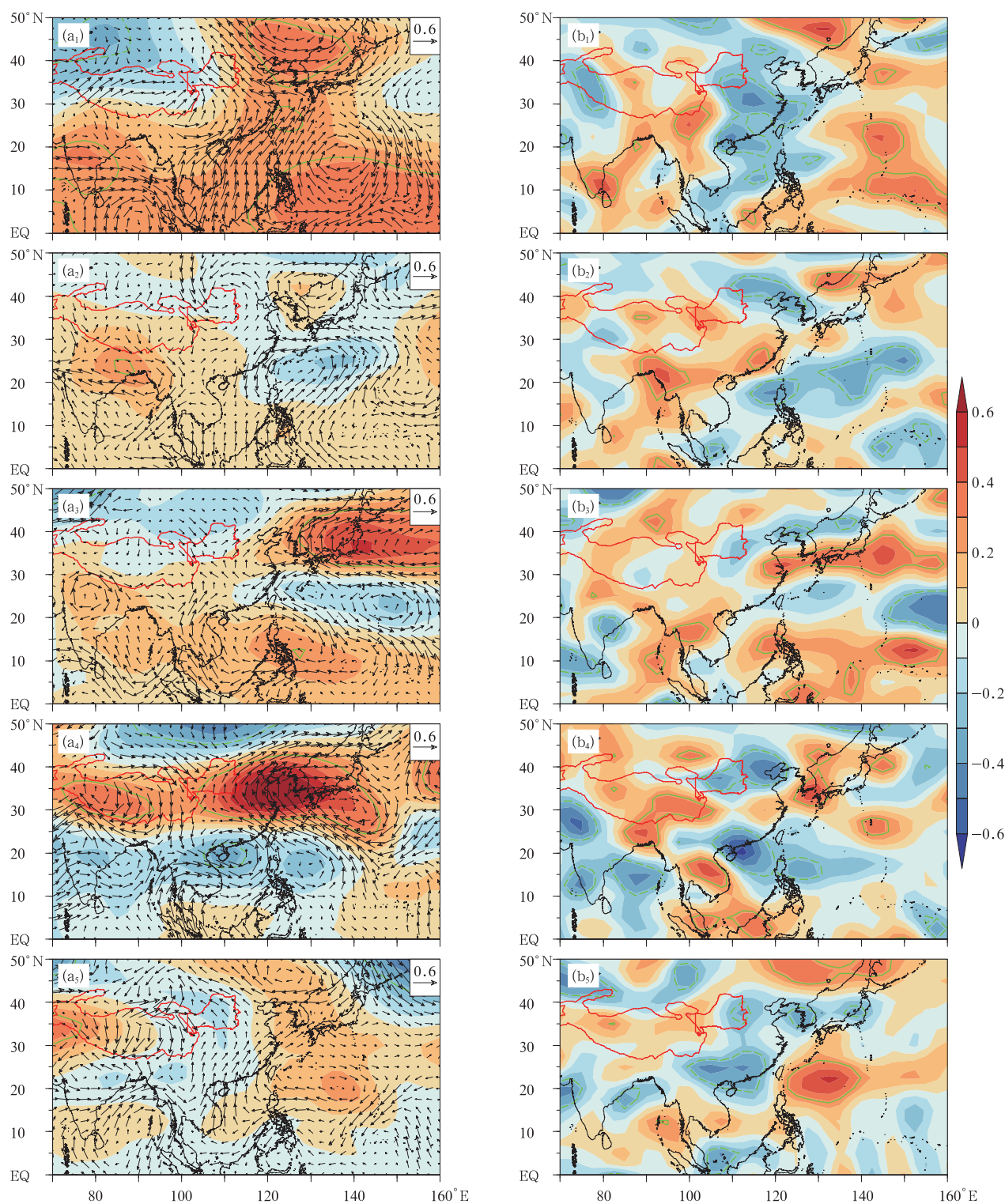


图 7 高原东部春季感热的大值中心区域平均的 3 a 周期时间重建序列与同期春季平均(1)以及 6 月(2)、7 月(3)、8 月(4)、9 月(5)的 500 hPa 高度场及 850 hPa 水平风场(a)、500 hPa 垂直速度场(b)的相关系数(绿色线区域表示通过 0.05 显著性检验)  
 Fig. 7 Correlation coefficients of temporal reconstruction at the quasi 3-year timescale of the spring sensible heat flux over the eastern part of the Tibetan Plateau with 500 hPa height fields and 850 hPa horizontal wind field (a), 500 hPa vertical velocity field (b) in Spring ( $b_1$ ), June ( $b_2$ ), July ( $b_3$ ), August ( $b_4$ ), and September ( $b_5$ )  
 (green line means that it has passed the significant level of 0.05)

### 4.3.1 纬向垂直环流场

图 8a 和 b 分别为  $30^{\circ}$ — $35^{\circ}$ N(高原东部的感热大值区的纬度范围)的春季纬向垂直环流的气候平均态和感热强年与弱年的差值合成。从气候平均态(图 8a)可以看出,春季在高原西侧的西风气流通过爬升作用上升到对流层上层,在东太平洋下沉;高原东侧也有弱的上升气流,并在对流层低层形成一个顺时针垂直环流圈,其下沉支在长江下游及西太平洋上空,中心位于中国西北东部的南侧  $110^{\circ}$ E 附近上空 800 hPa 处。从感热强年与弱年的差值场(图 8b)可以看出,在高原东部( $97.5^{\circ}$ E 附近)上空为异常的下沉气流,作为补偿气流,其东侧中国东部沿海地区有异常上升气流,说明当感热偏强时地-气温差增大,有从大气向高原的异常气流输送,同时在其东

侧产生利于降水的上升气流。图 8c 和 d 分别为  $32.5^{\circ}$ — $40^{\circ}$ N(西北东部的纬度范围)平均汛期纬向垂直环流的气候平均态和感热强年与弱年的差值合成。由气候平均态(图 8c)可以看出,高原东北部上升气流的一支与中国西北东部弱的上升气流汇合在对流层里向东流到东太平洋下沉,其中一部分与北美的较弱上升气流汇合后继续向东流并在大西洋东部下沉;而高原上升气流的另一支进入平流层低层并向西流到欧洲上空下沉。从感热强年与弱年的差值场(图 8d)可以看出,中国西北东部( $102^{\circ}$ — $112^{\circ}$ E)为异常的上升气流,高原东北部上空为异常的下沉气流。说明当春季感热偏强(弱)时,汛期西北东部利于降水的上升气流增强(减弱)。

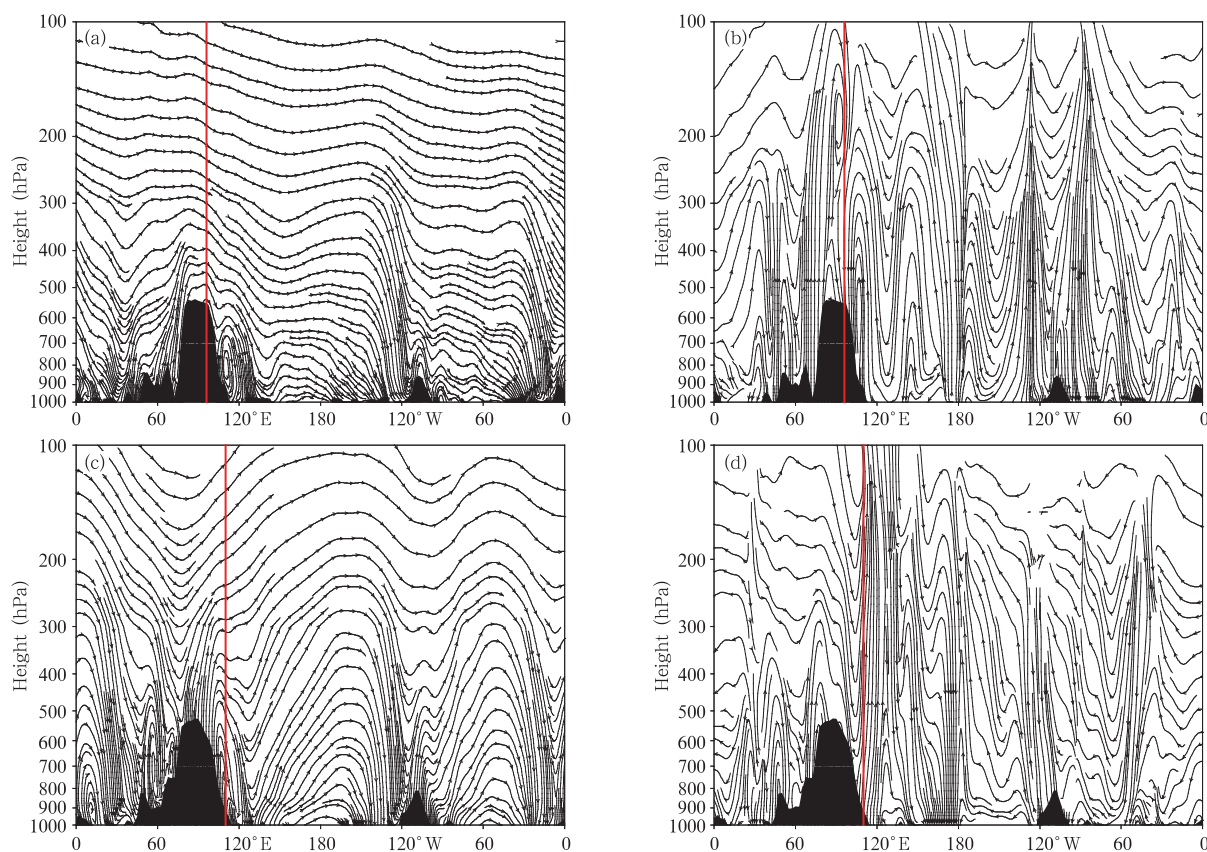


图 8  $30^{\circ}$ — $35^{\circ}$ N 平均春季(a 和 b)(红线表示高原东部经度)、 $32.5^{\circ}$ — $40^{\circ}$ N 平均汛期(c 和 d)(红线表示西北东部经度)纬向垂直环流(a, c 为气候平均态(1960—2010 年); b, d 为感热强年与弱年的差值合成)

Fig. 8 Averaged zonal-vertical circulations over  $30^{\circ}$ — $35^{\circ}$ N in spring (a, b) (red line denotes the longitude of the eastern part of the Tibetan Plateau) and over  $32.5^{\circ}$ — $40^{\circ}$ N (c, d) in the rainy season (red line denotes the longitude of the eastern parts of Northwest China) (a, c: climate mean states (1960—2010); and b, d: the composition of the difference between those in strong and weak sensible heat years)

### 4.3.2 水汽输送通量

图 9a 和 b 分别为汛期 850 hPa 水汽输送通量与水汽通量散度的气候平均态和感热强年与弱年差值的合成。从气候平均态(图 9a)可以看出,中国西北东部水汽来源主要有 4 支:第 1 支是越赤道气流经孟加拉湾和中印半岛而来的水汽,第 2 支是流经中国南海地区带来的水汽,第 3 支是沿西太平洋副热带高压西南侧的东南季风所带来的水汽,第 4 支是中纬度西风带气流带来的水汽。与前 3 支水汽输送相比,第 4 支水汽输送通量要小得多,西北东部主要体现为由南向北的水汽输送。在中国西北东部,陕西地区为散度的正值区域,表现为水汽的辐散,而甘肃与宁夏地区为散度的负值区域,表现为水汽的辐合。由感热强年与弱年的差值场(图 9b)可以看

出,不论是越赤道气流经孟加拉湾和中印半岛带来的水汽、流经中国南海地区带来的水汽,还是沿西太平洋副热带高压西南侧的东南季风所带来的水汽均表现为正异常。中国西北东部表现为异常的南风分量,表明当高原东部春季感热偏强(弱)时,西北东部的水汽输送偏多(少)。中国西北东部大部分地区由负异常控制,有异常的水汽辐合。说明高原东部春季感热偏强(弱)时,有(不)利于西北东部汛期降水的水汽辐合(辐散)。

总体而言,当高原东部春季感热偏强(弱)时,汛期西北东部利于降水的上升气流增强(减弱);水汽输送通量场表现为异常的南风分量,水汽输送偏多(少),并伴随(不)利于西北东部汛期降水的水汽辐合(辐散),降水偏多(少)。

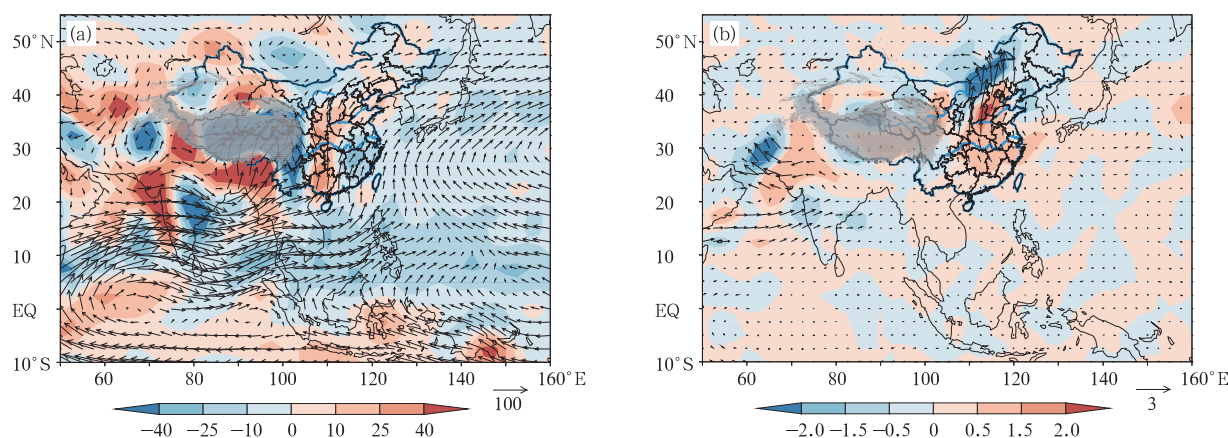


图 9 汛期 850 hPa 水汽输送通量(阴影,单位:  $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ )与水汽通量散度(箭矢,单位:  $10^{-6} \text{g}/(\text{s} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{hPa})$ )

(a. 气候平均态(1960—2010 年), b. 感热强年与弱年的差值合成)

Fig. 9 850 hPa water vapor transport flux (shade, unit:  $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ ) and moisture flux divergence

in the rainy season (arrow, unit:  $10^{-6} \text{g}/(\text{s} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{hPa})$ ) (a. climate mean states (1960—2010),

b. the composition of the difference between those in strong and weak sensible heat years)

## 5 结论与讨论

(1)青藏高原东部春季感热与中国西北东部汛期降水均存在显著的准 3 a 周期,其耦合场在准 3 a 周期上表现也最为明显。

(2)当青藏高原东部春季感热异常偏强(弱)时,对应中国西北东部汛期降水的整体异常偏多(少);当青藏高原东部春季感热正常偏弱时,对应西北东部汛期降水的正常偏少。3 a 周期循环的协同关系在 1960—1982 年表现尤为显著,1983—1990 年为调整阶段,20 世纪 90 年代以来 3 a 周期又逐渐明显,但仍达不到 1982 年之前水平。

(3)青藏高原东部春季感热通过对大气环流的持续加热过程影响中国西北东部汛期降水,主要表现在当高原东部春季感热偏强时,春季至 9 月中国东北地区 500 hPa 高度场偏高,高原地区高度场偏低,西北东部位于高空异常的“槽前脊后”,有持续的来自西太平洋经中国南海与孟加拉湾而来的气流汇合向中国西北东部辐合并伴随上升运动,这种影响在 8 月尤为显著。总体来看,当高原东部春季感热偏强(弱)时,汛期西北东部利于降水的上升气流增强(减弱);水汽输送通量场表现为异常的南风分量,水汽输送偏多(少),并伴随(不)利于西北东部汛期降水的水汽辐合(辐散),降水偏多(少)。

中国西北东部汛期降水的影响因素很多,文中主要讨论了青藏高原的感热作用,王春学等(2012)指出,冬季青藏高原积雪日数与黄河流域夏季降水的准3 a周期也存在很好的对应关系。Li等(2001)关于青藏高原积雪与高原地面加热关系的研究表明:多雪年和少雪年在接下来的春季里的差别明显大于冬季,因而在冬季发生的青藏高原积雪异常的效应在接下来的春季会表现得更加强烈。白虎志等(2000)指出,青藏高原季风异常可能与青藏高原下垫面热力异常有关,推测冬季风异常通过青藏高原这个巨大的热载体而影响夏季风异常,从而影响中国西北夏季降水。青藏高原的潜热对中国汛期降水也存在一定影响,李栋梁等(2008)发现青藏高原东部雨季凝结潜热具有一定的持续影响力,当其潜热增强时,可引起北半球同纬度带的位势高度场偏低,特别是西太平洋副热带高压偏弱,位置偏南,进而使中国西北地区东部降水偏少。李栋梁等(1996)指出,冬季高原向外长波辐射的异常可导致北半球500 hPa环流异常,引起当月经向传播的准定常波波列,而夏季向外长波辐射异常则仅引起遥相关场中的两支波列,其中西北东部地区也存在显著的相关。冬季青藏高原积雪、青藏高原季风、青藏高原向外长波辐射、青藏高原凝结潜热这几个物理量之间存在一定联系,并且它们对中国西北东部降水均有影响,接下来的工作是将着力分析这些因子对中国西北东部降水的影响机制。

## 参考文献

- 白虎志, 谢金南, 李栋梁. 2000. 青藏高原季风对西北降水影响的相关分析. 甘肃气象, 18(2): 10-12. Bai H Z, Xie J N, Li D L. 2000. Analysis on the correlation between Qinghai-Xizang Plateau monsoon and precipitation in the NW China. Gansu Meteor, 18(2): 10-12 (in Chinese)
- 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)
- 范广洲, 程国栋. 2003a. 青藏高原隆升对西北地区降水量变化的影响. 高原气象, 22(Suppl): 67-74. Fan G Z, Cheng G D. 2003a. Influence of the Qinghai-Xizang Plateau uplifting on precipitation change in northwest China. Plateau Meteor, 22(Suppl): 67-74 (in Chinese)
- 范广洲, 程国栋. 2003b. 青藏高原隆升对西北干旱气候形成影响的模拟(II): 水汽收支及高原动力、热力作用的影响. 高原气象, 22(Suppl): 58-66. Fan G Z, Cheng G D. 2003b. Simulation of influence of Qinghai-Xizang Plateau uplifting on NW China arid climate forming (II): Changing of atmosphere hydrological cycle and dynamical and thermal effects of Plateau. Plateau Meteor, 22(Suppl): 58-66 (in Chinese)
- 黄玉霞, 李栋梁, 王宝鉴等. 2004. 西北地区近40年年降水异常的时空特征分析. 高原气象, 23(2): 245-252. Huang Y X, Li D L, Wang B J, et al. 2004. Analyse on temporal-spatial features of annual precipitation in northwest China in 1961-2000. Plateau Meteor, 23(2): 245-252 (in Chinese)
- 简茂球, 罗会邦. 2002. 青藏高原地面加热场日变化对亚洲季风区大气环流的影响. 热带气象学报, 18(3): 269-275. Jian M Q, Luo H B. 2002. Impact of the diurnal variation of the surface heating in the Tibetan Plateau on the general circulation over the Asian monsoon region. J Trop Meteor, 18(3): 269-275 (in Chinese)
- 李栋梁, 章基嘉, 吴洪宝. 1996. 青藏高原OLR的气候特征及其对北半球大气环流的影响. 高原气象, 15(3): 259-268. Li D L, Zhang J J, Wu H B. 1996. A study on the effects of climatic feature of OLR over the Qinghai-Xizang plateau on general circulation in northern hemisphere. Plateau Meteor, 15(3): 259-268 (in Chinese)
- 李栋梁, 谢金南, 王文. 1997a. 中国西北夏季降水特征及其异常研究. 大气科学, 21(3): 331-340. Li D L, Xie J N, Wang W. 1997a. A study of summer precipitation features and anomaly in Northwest China. Sci Atmos Sinica, 21(3): 331-340 (in Chinese)
- 李栋梁, 章基嘉, 吴洪宝. 1997b. 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. 1997b. 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)
- 李栋梁, 柳苗, 王慧. 2008. 高原东部凝结潜热及其对北半球500 hPa高度场和我国汛期降水的影响. 高原气象, 27(4): 713-718. Li D L, Liu M, Wang H. 2008. Latent heat series over the east part of QXP in rainy season and its impact on 500 hPa height fields of northern hemisphere and precipitation in China flood season. Plateau Meteor, 27(4): 713-718 (in Chinese)
- 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. 2007. The effect of Tibetan Plateau heating on the East Asian summer precipitation. Plateau Meteor, 26(6): 1287-1292 (in Chinese)
- 王澄海, 崔洋. 2006. 西北地区近50年降水周期的稳定性分析. 地球科学进展, 21(6): 576-584. Wang C H, Cui Y. 2006. A study of the stability of the precipitation cycle over northwest China in the past 50 years. Adv Earth Sci, 21(6): 576-584 (in Chinese)

- 王春学, 李栋梁. 2012. 基于 MTM-SVD 方法的黄河流域夏季降水年际变化及其主要影响因子分析. 大气科学, 36(4): 823-834.
- Wang C X, Li D L. 2012. Analysis of the interannual variation of the summer precipitation over the Yellow River Basin and the effect factors based on MTM-SVD method. Chin J Atmos Sci, 36(4): 823-834 (in Chinese)
- 王同美, 吴国雄, 宇婧婧. 2009. 春季青藏高原加热异常对亚洲热带环流和季风爆发的影响. 热带气象学报, 25(z1): 92-102.
- Wang T M, Wu G X, Yu J J. 2009. The influence of anomalous diabatic heating over Tibetan Plateau in spring on the Asian tropical circulation and monsoon onset. J Trop Meteor, 25(z1): 92-102 (in Chinese)
- 魏凤英. 2007. 现代气候统计诊断与预测技术(第2版). 北京: 气象出版社, 296pp.
- Wei F Y. 2007. Modern Climate Statistical Technology of Diagnosis and Prediction (2nd ed). Beijing: China Meteorological Press, 296pp (in Chinese)
- 魏凤英, 张婷, 韩雪. 2013. MTM-SVD 方法在印度洋海表温度与华南降水耦合特征分析中的应用. 海洋通报, 32(2): 133-140.
- Wei F Y, Zhang T, Han X. 2013. MTM-SVD approach and its application in the spatio-temporal variability analysis of SST of the Indian Ocean and precipitation of South China. Marine Sci Bull, 32(2): 133-140 (in Chinese)
- 吴统文, 钱正安. 1996a. 青藏高原北侧地区干湿年夏季垂直环流差异的对比分析及青藏高原的热力影响. 气象学报, 54(5): 558-568.
- Wu T W, Qian Z A. 1996a. The comparative analyses of differences between vertical circulation on north side of Tibetan Plateau in wet and dry summer and thermal effects of the Plateau. Acta Meteor Sinica, 54(5): 558-568 (in Chinese)
- 吴统文, 钱正安. 1996b. 夏季西北干旱区干、湿年环流及高原动力影响差异的对比分析. 高原气象, 15(4): 387-396.
- Wu T W, Qian Z A. 1996b. Comparative analyses of differences between circulation and dynamical effect of Qinghai-Xizang Plateau over NW china drought area in dry- and wet- summer. Plateau Meteor, 15(4): 387-396 (in Chinese)
- 徐国昌, 董安祥. 1982. 我国西部降水量的准三年周期. 高原气象, 1(2): 11-17.
- Xu G C, Dong A X. 1982. The Quasi-three year period of precipitation in the west of China. Plateau Meteor, 1(2): 11-17 (in Chinese)
- 叶燕华, 王平鲁, 李栋梁. 2005. 青藏高原感热与黄土高原春季降水异常关系研究. 干旱气象, 23(1): 21-25.
- Ye Y H, Wang L P, Li D L. 2005. Relationships between surface sensible heat over the Tibetan Plateau and spring precipitation on the Loess Plateau. Arid Meteor, 23(1): 21-25 (in Chinese)
- 叶燕华, 李栋梁, 陈晓光. 2007. 黄土高原春季降水对青藏高原感热异常的响应. 中国沙漠, 27(2): 315-319.
- Ye Y H, Li D L, Chen X G. 2007. Response of spring precipitation in Loess Plateau to surface sensible heat in Qinghai-Xizang Plateau. J Desert Res, 27(2): 315-319 (in Chinese)
- 赵庆云, 张武, 唐杰等. 2006. 西北东部气候异常特征及其对冬季高原感热的响应. 中国沙漠, 26(3): 415-420.
- Zhao Q Y, Zhang W, Tang J, et al. 2006. Extreme climate within eastern part of northwest China and its response on sensible heat over Qinghai-Tibetan plateau. J Desert Res, 26(3): 415-420 (in Chinese)
- 赵勇, 李如琦, 杨霞等. 2013. 5月青藏高原地区感热异常对北疆夏季降水的影响. 高原气象, 32(5): 1215-1223.
- Zhao Y, Li R Q, Yang X, et al. 2013. Impact of the anomaly of surface sensible heat in Qinghai-Xizang Plateau and its surrounding areas on summertime precipitation in northern Xinjiang. Plateau Meteor, 32(5): 1215-1223 (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, 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
- 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
- Li G P, Lu J H, Jin B L, et al. 2001. The effects of anomalous snow cover of the Tibetan Plateau on the surface heating. Adv Atmos Sci, 18(6): 1207-1214
- Mann M E, Park J. 1994. Global-scale modes of surface temperature variability on interannual to century timescales. J Geophys Res: Atmos (1984-2012), 99(D12): 25819-25833
- Mann M E, Park J. 1996. Joint spatiotemporal modes of surface temperature and sea level pressure variability in the Northern Hemisphere during the last century. J Climate, 9(9): 2137-2162
- Mann M E, Park J. 1999. Oscillatory spatiotemporal signal detection in climate studies: A multiple-taper spectral domain approach. Adv Geophys, 41: 1-131
- Wu G X, Zhang Y S. 1998. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea. Mon Wea Rev, 126(4): 913-927
- Yeh T C, Wetherald R T, Manabe S. 1983. A model study of the short-term climatic and hydrologic effects of sudden snow-cover removal. Mon Wea Rev, 111(5): 1013-1024
- Zheng Q L, Wu J. 1995. Numerical study on the dynamic and thermodynamic effects of the Qinghai-Xizang Plateau on the seasonal transition in the early summer in East Asia. Acta Meteor Sinica, 9(1): 35-47