

夏季南亚高压两类东-西振荡过程的联系及其天气效应对比

祝传栋^{1,3} 任荣彩^{1,2}

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

2 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

3 湖北省气象服务中心, 武汉 430205

摘要 夏季南亚高压(SAH)中心呈青藏高原和伊朗高原双模态分布, 表现为东-西振荡的形式。同时, SAH的东缘还存在规律性的向东亚地区东伸或西退至青藏高原, 表现为另一种形式的东西振荡。本文利用NCEP1逐日再分析资料、APHRODITE逐日降水数据以及印度地区逐日降水数据, 研究了SAH这两类东-西振荡的联系以及它们对亚洲地区环流和天气影响的差异。结果表明, SAH中心的双模态东-西振荡位相可显著影响其东缘东伸/西退的发生及其幅度。尽管在SAH中心呈青藏高原和伊朗高原模态时, 均可以出现SAH东缘的向东亚东伸, 但青藏高原模态下发生东伸的频率明显高于伊朗高原模态; 在伊朗高原模态时则更容易出现SAH东缘的西退。而且, 在青藏高原模态下发生的SAH东缘东伸的幅度也比伊朗高原模态时更大。进一步研究发现, SAH中心的双模态东-西振荡主要与印度北部及整个青藏高原地区的降水异常型密切联系, 并与异常降水有关的热力和动力作用变化相耦合。而SAH东缘的东伸/西退则通过引起西太副高的西进/东退, 与东亚地区偶极子型的降水异常(青藏高原中东部、长江与黄河之间的中下游地区的降水异常与长江以南地区的相反)相联系。此外, SAH中心为青藏高原模态且东缘发生东伸时, 与SAH中心为伊朗高原模态且东缘发生西退时, 青藏高原西部与中东部的降水异常总是呈显著反位相变化。

关键词: 南亚高压; 双模态振荡; 东伸西退; 西太副高; 降水

文章编号: doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2106.21075

收稿日期 2021-04-30; 网络预出版日期

作者简介 祝传栋, 男, 1991年出生, 博士, 主要从事大气环流动力学研究. E-mail: zcd@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 任荣彩, E-mail: rre@lasg.iap.ac.cn

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项 XDA17010105, 国家自然科学基金项目 91837311、42075052

Funded by Strategic Priority Research Program of the Chinese Academy of Sciences (Grant XDA17010105), National Natural Science Foundation of China (Grants 91837311, 42075052)

Relationship between two types of east-west oscillation of the South Asian High and their different influences on weather

Zhu Chuandong^{1,3}, Ren Rongcai^{1,2}

¹State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

²Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters and KLME, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

³ Hubei Meteorological Service Center, Wuhan 430205, China

Abstract The South Asian high (SAH) center is characterized by bimodality distribution (i.e., Tibetan Plateau (TP) mode and Iranian Plateau (IP) mode), showing an east-west oscillation pattern. In addition, east edge of the SAH also regularly extends eastward to East Asia or retreats westward to the TP, manifesting another type of east-west oscillation. By using NCEP1 daily reanalysis data, APHRODITE daily precipitation data and daily precipitation data in India, this paper investigates the relationship between the two types of east-west oscillation of the SAH, and the differences in their impacts on the circulation and weather in Asia. The results show that bimodality east-west oscillation of the SAH center can significantly affect the occurrence and amplitude of eastward extension/westward retreat of the east edge of the SAH. Although the east edge of the SAH can extend eastward when the SAH center is in the TP or IP mode, the frequency of eastward extension of the east edge of the SAH in the TP mode is significantly higher than that in the IP mode; In the IP mode, east edge of the SAH is more prone to retreat westward. And magnitude of eastward extension of the east edge of the SAH in the TP mode is larger than that in the IP mode. Further analysis reveals that bimodality east-west oscillation of the SAH center is closely related to the rainfall anomaly pattern in the northern India and the TP region, and is coupled with the variation of thermodynamic effect related to rainfall anomaly. While the eastward extension/westward retreat of the east edge of the SAH is related to the dipole rainfall anomaly pattern in East Asia (i.e., rainfall anomaly in the central and eastern TP, and in the middle and lower reaches of the Yangtze River and Yellow river, is opposite to that in the region south of the Yangtze river), by resulting in the westward extension/eastward retreat of the western Pacific subtropical high. Furthermore, when the SAH is in the TP mode and its east edge extends eastward, and when the SAH is in the IP mode and its east edge retreats westward, rainfall anomaly in the western TP is always opposite to that in the central and eastern TP.

Key words: South Asian high; Bimodality oscillation; Eastward extension/westward retreat; Western Pacific subtropical high; Rainfall

1 引言

南亚高压是北半球夏季对流层上层最强大、最稳定的反气旋环流系统 (Mason and Anderson, 1963; 陶诗言 和 朱福康, 1964)。由于青藏高原及邻近季风区非绝热加热的作用, 南亚高压形成并维持于青藏高原上空 (Krishnamurti et al., 1973; Reiter and Gao, 1982; Yanai et al., 1992; Liu et al., 2007; Wu et al., 2012)。研究表明, 南亚高压存在多种时间尺度的变率, 并与夏季亚洲季风区的天气气候异常关系密切 (陶诗言 和 朱福康, 1964; 罗四维 等, 1982; 张琼 和 吴国雄, 2001; Zhang et al., 2002; Zhang et al., 2005; Garny and Randel, 2013)。深入研究南亚高压的变化规律及其对天气气候的影响, 对于理解天气气候异常的物理过程、提高天气预报和气候预测水平具有重要意义。

南亚高压不仅具有年际或更长时间尺度的变率 (张琼 等, 2000; Zhang and Qian, 2000; 徐忠峰 和 钱永甫, 2003; Jiang et al., 2011; Qu and Huang, 2012), 它还在中短期时间尺度上 (几天至几十天) 具有显著的变率, 并具有 30–60 天 (季节内) 和 10–20 天 (准双周) 的主导周期 (陶诗言 和 朱福康, 1964; Krishnamurti et al., 1973; Nitta, 1983; Fujinami and Yasunari, 2004; Liu et al., 2007; Ren et al., 2015; Yang and Li, 2016; Ortega et al., 2017)。其中, 南亚高压的季节内变化与亚洲夏季风爆发阶段对流活动的北传有关 (Yasunari, 1981), 而其准双周变化与亚洲夏季风成熟阶段对流活动的纬向传播有关 (Krishnamurti and Ardanuy, 1980)。南亚高压在中短期时间尺度上的变化, 不仅体现在强度上 (Randel and Park, 2006; Garny and Randel, 2013), 还体现在其中心位置的东–西振荡上。早在上世纪 60 年代, 陶诗言 和 朱福康 (1964) 发现南亚高压中心常在其气候态平均位置附近做东–西振荡, 并与西太副高的东西进退密切联系, 两者有相向而行、相背而去的变化特征。Zhang et al. (2002) 基于候平均的数据发现, 100 hPa 南亚高压中心位置的经度分布存在两个峰值, 分别在青藏高原和伊朗高原上空, 据此将南亚高压分为青藏高原模态和伊朗高原模态。并且指出, 当南亚高压处于青藏高原 (伊朗高原) 模态时, 长江-黄河流域、朝鲜半岛以及日本南部降水有偏多 (偏少) 趋势。之后的研究借助时序更长、分辨率更高的再分析资料, 发现夏季南亚高压中心的双模态分布是其在青藏高原和伊朗高原之间东–西振荡的结果, 这种振荡呈显著的准双周尺度变率 (Ren et al., 2018; 王黎娟 和 葛静, 2016)。Yang 和 Li (2016) 指出, 南亚高压在 10–50 天尺度上中心位置的双模态东–西振荡与中国夏季降水关系密切, 当南亚高压中心位于青藏高原 (伊朗高原) 上空时, 中国西北地区降水偏多 (偏少), 而长江流域降水偏少 (偏多)。

此外, 南亚高压的东缘还存在向东亚上空东伸或向青藏高原上空西退的振荡特征。任荣彩等(2007)对1998年长江流域‘二度梅’过程的研究发现, 南亚高压向东亚上空的异常东伸, 诱导了低层西太副高的北上发展, 造成了梅雨过程的异常中断, 而后南亚高压西退回高原上空又对应西太副高减弱南退, 造成了‘二度梅’的开始。Ren et al.(2015)的研究指出, 南亚高压东缘的东伸、西退过程具有显著的10–30天周期, 对东亚降水异常有显著影响。她们指出南亚高压的东伸(西退)过程对应着长江-黄河中下游地区降水偏多(偏少), 中国南部地区降水偏少(偏多)。

综上, 在中短期时间尺度上, 南亚高压的东–西振荡存在两种类型, 一类是南亚高压中心位置的双模态东–西振荡, 另一类是南亚高压东缘的东伸、西退。两类东–西振荡的发生均与东亚环流和天气气候的异常密切相关。然而, 两类东–西振荡的影响又有所不同。以往的工作多是针对某一类东–西振荡或者其对天气的影响开展研究, 而缺少关于两类东–西振荡之间可能的相互联系的研究。再者, 前人对南亚高压两类东–西振荡的研究多是分别在不同的时间尺度上, 因而关于它们对天气气候影响的对比, 还缺少更为确切的证据。本文将在以往研究的基础上, 探究南亚高压两类东–西振荡之间的可能联系; 并就两种东–西振荡影响东亚地区环流和天气异常的事实和过程, 给出更为系统性的证据。

2 资料和方法

2.1 资料

本文使用了美国国家环境预测中心和国家大气研究中心(NCEP/NCAR)提供的逐日再分析数据集(NCEP1), 时间范围为1979–2020年, 水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 垂直方向上从近地层1000 hPa至平流层10 hPa共17层(Kalnay et al., 1996)。所用变量涉及温度、位势高度、三维风场等。降水数据来自亚洲高分辨率降水观测数据集成评估(APHRODITE)计划的逐日网格化降水数据集, 时间范围为1979–2007年, 水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ (Yatagai et al., 2012)。本文还使用了印度热带气象研究所提供的全印度次大陆地区(经度范围: 66.5° – 100.5° E, 纬度范围: 6.5° – 37.5° N)逐日降水数据, 时间范围为1979–2003年, 水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ (Rajeevan et al., 2006)。我们对所有的变量做滤除年循环的处理, 得到逐日的异常场。由于在夏季7–8月南亚高压的经向位置是相对稳定的, 而且本文关注的是南亚高压在纬向的东–西振荡, 所以本文选择7–8月这一时段开展研究。

2.2 方法

为了定量地描述南亚高压中心位置的双模态振荡, 我们采用Ren et al.(2019)提出的计

算南亚高压双模态振荡指数的方法，具体计算公式如下：

$$SAHI = \overline{Z'_{200}(25^{\circ}-35^{\circ}N, 72.5^{\circ}-92.5^{\circ}E)} - \overline{Z'_{200}(25^{\circ}-35^{\circ}N, 45^{\circ}-65^{\circ}E)} \quad (1)$$

其中 Z'_{200} 表示 200 hPa 位势高度异常，求平均符号表示区域平均。以 SAHI 时间序列的 ± 1 个标准差为阈值，我们选出了 410 个 SAHI 异常偏高的事件（南亚高压中心位于青藏高原上空，呈青藏高原模态）和 392 个 SAHI 异常偏低的事件（南亚高压中心位于伊朗高原上空，呈伊朗高原模态）。

本文还采用了 Ren et al. (2015) 定义的南亚高压东伸指数 (EI)，以定量描述南亚高压东缘的东伸、西退，表达式如下：

$$EI = \overline{Z'_{200}(22.5^{\circ}-32.5^{\circ}N, 100^{\circ}-120^{\circ}E)} \quad (2)$$

类似地，我们以 EI 时间序列的 ± 1 个标准差为阈值，选出了 436 个 EI 异常偏高的事件（即南亚高压东缘向东伸，简称为南亚高压东伸）和 420 个 SAHI 异常偏低的事件（即南亚高压东缘向西退，简称为南亚高压西退）。

在讨论南亚高压两类东-西振荡同时发生时，我们将南亚高压中心呈青藏高原或伊朗高原模态，且南亚高压东缘向东伸或西退，简称为南亚高压呈青藏高原或伊朗高原模态合并东缘东伸或西退。

在探究青藏高原降水异常和印度北部降水异常与南亚高压两类东-西振荡的关系时，我们采用能够表征青藏高原降水多少的青藏高原大气热源指数 (THI) (Zhu et al., 2018) 以及能够表征印度北部夏季风强弱（即反映印度北部降水多少）的印度北部降水指数 (NIRI) (Wei et al., 2019)。其中，青藏高原大气热源指数 (THI) 通过对青藏高原区域上空 ($25^{\circ}-40^{\circ}N$, $70^{\circ}-105^{\circ}E$; 海拔 1500 米以上) 垂直积分的大气视热源进行区域平均求得 (Zhu et al., 2018); 印度北部降水指数 (NIRI) 通过对印度北部 ($70^{\circ}-100^{\circ}E$, $25^{\circ}-32^{\circ}N$) 的降水进行区域平均求得 (Wei et al., 2019)。

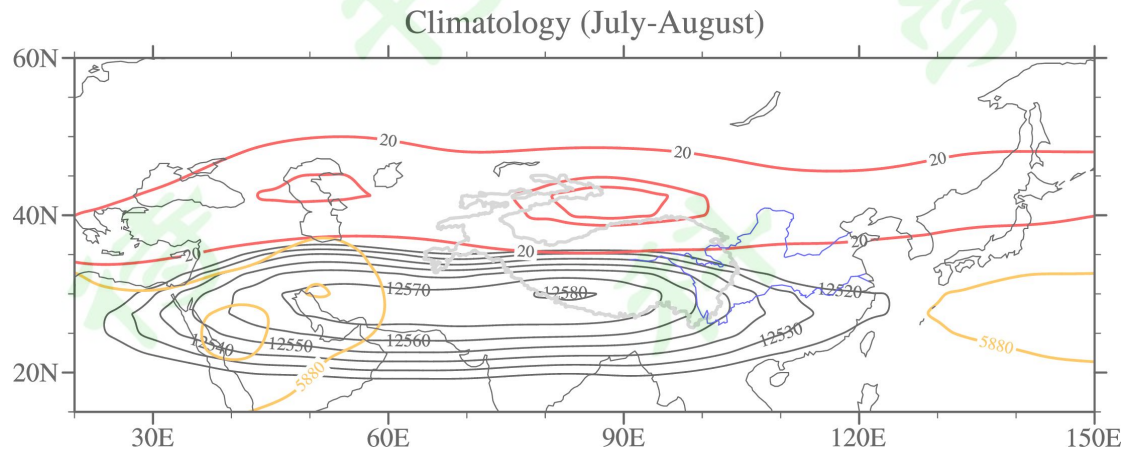
本文还计算了各气压层上的非绝热加热率 $d\theta/dt$ (吴国雄 等, 1999)，以诊断局地上空的热力状况。

3 南亚高压两类东-西振荡的特征及联系

3.1 两类东-西振荡的特征

在分析南亚高压两类东-西振荡的特征之前，我们首先在图 1 中给出了北半球夏季 200 hPa 南亚高压、西风急流以及 500 hPa 副热带高压的气候态分布。可以看出，南亚高压 (12520 gpm 等值线) 横跨于欧亚副热带地区上空 (从 $25^{\circ}E$ 至 $122.5^{\circ}E$)，其中心位于青藏高原的西

南缘，对应着位于青藏高原北侧的最强西风急流中心。对流层中层（500 hPa）的西太副高（5880 gpm 等值线）位于南亚高压的东侧，其西缘延伸至 130°E 附近。对流层高层南亚高压的变异常常与对流层中层西太副高的异常活动密切联系，二者是影响东亚地区夏季环流和天气气候的关键系统（Ren et al., 2015; Wei et al., 2019; Liu et al., 2020）。



欧亚副热带地区上空为负的位势高度异常，对应着范围明显缩小（从 30°E 延伸至 100°E 附近）、中心强度（约为 12560 gpm）明显减弱的南亚高压。由于南亚高压在西退时的明显减弱，亚洲副热带西风急流在东亚地区出现中断，急流强度也明显减弱（图 2c）。而当南亚高压东伸时（EI 大于 1.0 个标准差），欧亚副热带地区上空为正的位势高度异常，与之相对应的是范围明显扩大（从 20°E 延伸至 140°E 附近）、中心强度明显增强（超过 12600 gpm）的南亚高压（图 2d）。由于南亚高压东伸时的中心强度明显增强，东亚副热带西风急流显著增强（图 2d）。此外，与西退时（中心位于 77.5°E 附近）相比，南亚高压东伸时其中心位置（95°E 附近）也偏东约 20°（图 2d 对比图 2c）。这说明，南亚高压中心偏东（偏西）时，更有利于其东缘向东伸（西退）。

综上所述，当南亚高压呈双模态（伊朗高原模态，青藏高原模态）振荡时，伊朗高原和青藏高原上空呈现相反的位势高度异常型，对应着南亚高压中心位于伊朗高原或青藏高原上空；而当南亚高压东伸/西退时，欧亚副热带地区上空为一致的正/负的位势高度异常型，对应着范围和强度明显增大/减小的南亚高压。显然，南亚高压的这两类东-西振荡特征明显不同，的确属于两类不同的振荡过程，对天气气候也将造成不同的影响，本文第 4 节将对此作进一步阐述。

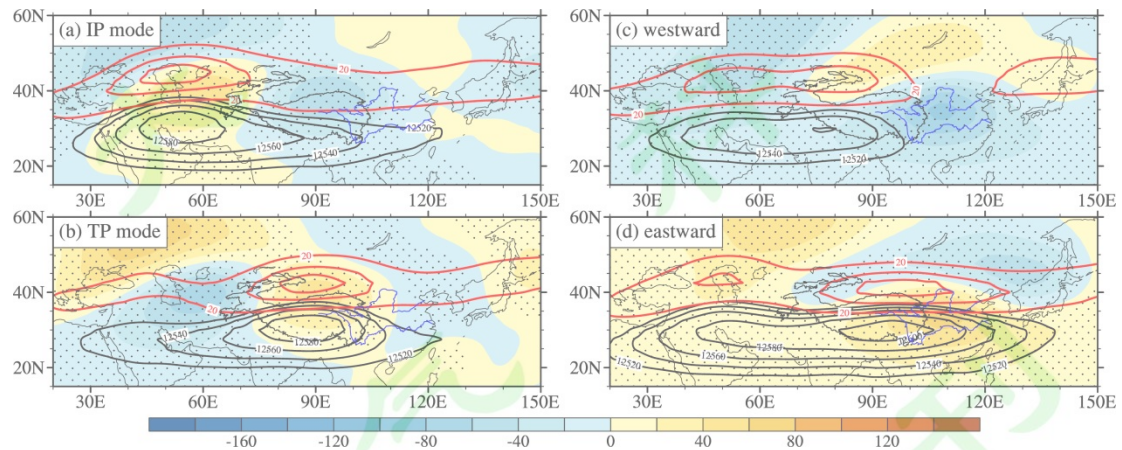


图 2 基于 (a, b) 南亚高压双模态振荡指数 (SAHI) 和 (c, d) 南亚高压东伸指数 (EI) 合成的 200 hPa 西风急流（红色等值线，单位： m s^{-1} ，间隔：10），200 hPa 位势高度（黑色等值线，单位：gpm，间隔：20）及其异常（阴影，单位：gpm）。(a) 和 (b) 分别是根据逐日的 SAHI 小于-1 个标准差和大于 1 个标准差合成的，(c) 和 (d) 分别是根据逐日的南亚高压东伸指数 (EI) 小于-1 个标准差和大于 1 个标准差合成的。打点区域表示合成的位势高度异常超过 90% 信度水平

Figure 2 Composites of westerly jet (red contours, units: m s^{-1} , interval: 10), geopotential height (black contours, units: gpm, interval: 20) and its anomalies (shaded, units: gpm) at 200 hPa, based on (a, b) the bimodality oscillation index of the South Asian high (SAHI) and eastward extension index of the South Asian high (EI). (a) and (b) are for days when the SAHI are below its normal by one standard deviation (STD) and above one STD respectively; (c) and (d) are for days when the EI are below its normal by one STD and above one STD respectively.

204 respectively; Dotted areas mark the 90% confidence level of the composite geopotential height anomalies

205 3.2 两类东-西振荡的联系

206 南亚高压两类东-西振荡的特征明显不同，那么二者之间是否存在联系，我们将在本节
207 作进一步说明。表 1 分别给出了南亚高压在双模态下，南亚高压西退 ($EI < -1$) 和东伸 ($EI >$
208 1) 事件发生的天数 (表 1)。可以看出，无论南亚高压是呈伊朗高原模态还是呈青藏高原
209 模态，其西退和东伸的事件均可能出现，但发生频次存在明显差异。具体地，当 $-0.5 < SAHI < 0$
210 时 (南亚高压中心略微偏西，为弱伊朗高原模态)，南亚高压西退事件 (89 天) 不如东伸
211 事件 (91 天) 频繁；当 $0 < SAHI < 0.5$ 时 (南亚高压中心略微偏东，为弱青藏高原模态)，南
212 亚高压西退事件 (71 天) 也不如东伸事件 (104 天) 频繁。这说明，当南亚高压双模态特征
213 不明显时，南亚高压东缘更倾向于东伸。

214 当南亚高压呈较强的伊朗高原模态时，其西退、东伸事件的频繁程度与南亚高压呈弱的
215 伊朗高原模态时相反；而当南亚高压呈较强的青藏高原模态时，其西退、东伸事件的频繁程
216 度与南亚高压呈弱的青藏高原模态时相同。具体表现为，当 $-1.0 < SAHI < -0.5$ 时 (南亚高压
217 中心偏西，为较强伊朗高原模态)，南亚高压西退事件 (71 天) 比东伸事件 (41 天) 更为
218 频繁；当 $0.5 < SAHI < 1.0$ 时 (南亚高压中心偏东，为较强青藏高原模态)，南亚高压西退事
219 件 (40 天) 不如东伸事件 (76 天) 频繁。这说明，当南亚高压双模态特征较为明显时，南
220 亚高压的伊朗/青藏高原模态更有利于南亚高压东缘西退/东伸事件的发生。

221 南亚高压呈强的伊朗/青藏高原模态时，南亚高压东缘的西退/东伸事件同样更频繁，这
222 与南亚高压呈较强的伊朗/青藏高原模态时一致。具体地，当 $SAHI < -1.0$ 时 (南亚高压中心
223 更偏西，为强伊朗高原模态)，南亚高压西退事件 (76 天) 比东伸事件 (39 天) 频繁；当
224 $SAHI > 1.0$ (南亚高压中心更偏东，为强青藏高原模态)，南亚高压西退事件 (73 天) 不如
225 东伸事件 (85 天) 频繁。

226 由上述可知，南亚高压两类东-西振荡在统计上存在密切联系：当南亚高压的双模态特
227 征不明显时，南亚高压东缘更倾向于东伸；而当南亚高压的伊朗/青藏高原模态明显时，南
228 亚高压东缘更倾向于西退/东伸。

229 **表 1** 根据南亚高压双模态振荡指数 SAHI (单位: STD) 和东伸指数 EI (单位: STD)，统计在不同的 SAHI
230 强度下，南亚高压西退 ($EI < -1$) 和东伸 ($EI > 1$) 事件的数目 (单位: 天)

231 **Table 1** Based on the bimodality oscillation index of the South Asian high (SAHI) and the eastward extension
232 index of the South Asian high (EI), the numbers (units: d) of westward retreat ($EI < -1$) and eastward extension
233 ($EI > 1$) event of the South Asian high at different intensity of the SAHI

SAHI	EI	西退	东伸	SAHI	EI	西退	东伸
	$(-0.5, 0)$	89	91		$(0, 0.5)$	71	104
伊朗高原模态	$(-1, -0.5)$	71	41	青藏高原模态	$(0.5, 1)$	40	76
	$(-\infty, -1)$	76	39		$(1, +\infty)$	73	85

为什么当南亚高压呈现明显的伊朗/青藏高原模态时，南亚高压东缘西退/东伸事件更易发生？为说明其中的物理过程，我们在图 3 中给出南亚高压呈现（a）伊朗高原模态、（b）青藏高原模态时，欧亚大陆上空 200hPa 相对涡度异常、水平涡度平流异常以及风场异常的分布。当南亚高压呈现伊朗高原模态时，伊朗高原上空为负涡度异常，青藏高原上空为正涡度异常（图 3a）。与之相对应，青藏高原上空受异常气旋控制。在该异常气旋东南侧的西南风异常作用下，正涡度向青藏高原东南部至中国东部一带输送，形成正的涡度平流异常，为南亚高压东缘西退至青藏高原提供有利的动力条件（图 3a）。而当南亚高压呈青藏高原模态时，青藏高原上空为负涡度异常，与之相配置的是异常反气旋（图 3b）。在该异常反气旋东南侧的西北风异常作用下，负涡度向青藏高原东南部至中国东部一带输送，形成负的涡度平流异常，这利于南亚高压东缘向东亚地区东伸（图 3b）。由上述可知，由伊朗/青藏高原模态引起的青藏高原东南部至中国东部一带的正/负涡度平流，是南亚高压东缘易西退至青藏高原/向东亚地区东伸的可能原因。

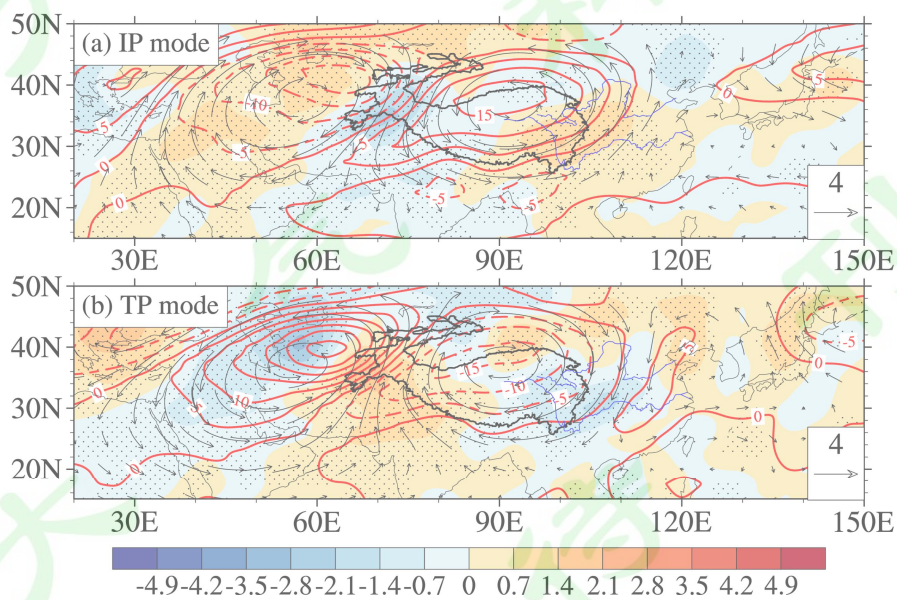


图 3 基于（a，b）南亚高压双模态振荡指数（SAHI）合成的 200 hPa 相对涡度异常（红色等值线，单位： 10^{-6} s^{-1} ，间隔：5），水平涡度平流异常（阴影，单位： 10^{-5} m s^{-2} ），以及水平风场异常（矢量，单位： m s^{-1} ）。（a）和（b）分别是根据逐日的 SAHI 小于-1 个标准差和大于 1 个标准差合成的。打点区域表示合成的水平涡度平流异常超过 90%信度水平

Figure 3 Composites of relative vorticity anomalies (black contours, units: 10^{-6} s^{-1} , interval: 5), and horizontal vorticity advection anomalies (shaded, units: 10^{-5} m s^{-2}), and horizontal wind anomalies (vector, units: m s^{-1}) at 200 hPa, based on (a, b) the bimodality oscillation index of the South Asian high (SAHI). (a) and (b) are for days when the SAHI are below its normal by one standard deviation (STD) and above one STD respectively; Dotted areas mark the 90% confidence level of the composite horizontal vorticity advection anomalies

为了进一步说明上述南亚高压两类东-西振荡的统计关系，我们在图 4 中给出了南亚高压两类东-西振荡同时发生时，合成的北半球夏季 200 hPa 位势高度及其异常和西风急流的分布。当南亚高压呈伊朗高原模态合并东缘西退时，相对弱的南亚高压中心位于伊朗高原上空，东缘西退至 90°E 附近（图 4a）。此时伊朗高原上空为弱的位势高度正异常，青藏高原以及邻近亚洲季风区上空为强的位势高度负异常。由于南亚高压的明显西退，亚洲副热带急流在东亚地区中断（图 4a）。当南亚高压呈青藏高原模态合并东缘西退时，青藏高原上空的南亚高压中心相对较弱，其东缘西退至 100°E 附近（图 4c）。此时伊朗高原和东亚上空为强的位势高度负异常，青藏高原北部为弱的位势高度正异常；与此相对应的是，亚洲副热带急流在东亚地区中断（图 4c）。显然，与在青藏高原模态时相比，南亚高压东缘的西退幅度在伊朗高原模态时更大。

当南亚高压呈伊朗高原模态合并东缘东伸时，伊朗高原和东亚上空存在两个强高压中心，南亚高压的东缘相较气候态明显东伸（ 137.5°E 附近）（图 4b）。此时伊朗高原和东亚上空为强的位势高度正异常，青藏高原中西部上空为负的位势高度异常。由于南亚高压的明显东伸增强，东亚副热带急流异常偏强（图 4b）。当南亚高压呈青藏高原模态合并东缘东伸时，南亚高压的强度明显增大，其东缘东伸至 140°E 附近（图 4d）。此时青藏高原及邻近亚洲季风区上空为正的位势高度异常，伊朗高原上空为负的位势高度异常；南亚高压东伸、增强也使东亚副热带急流异常增强（图 4d）。与伊朗高原模态时相比，南亚高压东缘的东伸幅度在青藏高原模态时更大。

此外，对比南亚高压的伊朗高原模态合并东缘西退（图 4a）和青藏高原模态合并东缘东伸（图 4d）可以看出，在这两种南亚高压状态下，伊朗高原、青藏高原及邻近亚洲季风区上空的环流异常型呈反位相，与之相对应的是南亚高压范围、中心位置和强度异常特征的不同。类似地，对比南亚高压的伊朗高原模态合并东缘东伸（图 4b）和青藏高原模态合并东缘西退（图 4c）也可以看出，在这两种南亚高压状态下，青藏高原、伊朗高原以及东亚地区上空的环流异常型也呈反位相分布。

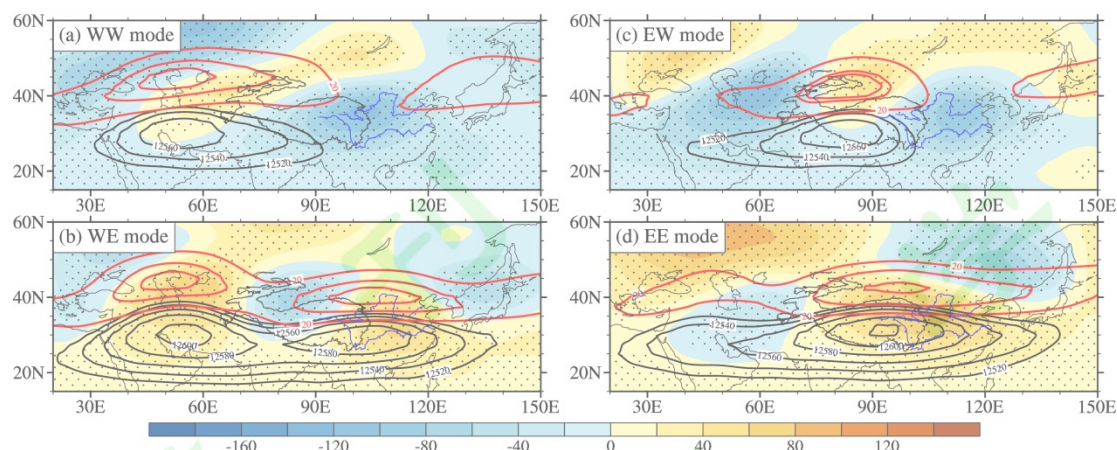


图 4 同图 2，但是根据逐日的 SAHI 和 EI (a) 均小于-1 个标准差、(b) 分别小于-1 和大于 1 个标准差、(c) 分别大于 1 和小于-1 个标准差、(d) 均大于 1 个标准差合成的

Figure 4 As in Figure 2, but for days when (a) both SAHI and EI are below its normal by one STD, (b) SAHI and EI are below its normal by one STD and above one STD respectively, (c) SAHI and EI are above one STD and below its normal by one STD respectively, and (d) both SAHI and EI are above one STD

4 南亚高压两类东-西振荡对亚洲环流和降水的影响

4.1 单独考虑两类东-西振荡

南亚高压两类东-西振荡所对应的对流层高层环流异常明显不同，与之相关的天气气候效应也必然存在差异。为了说明这一点，我们首先在图 5 中分别给出了南亚高压双模态（图 5a 和 b）和东缘东伸/西退（图 5c 和 d）情形时，北半球夏季 500 hPa 位势高度和水平风场的分布。由图可见，当南亚高压呈伊朗高原模态时，西太副高（5880 线）向西延伸至 125°E 附近，相比气候态（向西延伸至 130°E 附近）略有西进（图 5a 对比图 1）。而当南亚高压呈青藏高原模态时，西太副高仅向西延伸至 132.5°E 附近，相比气候态略有东退（图 5b 对比图 1）。可以看出，当南亚高压呈双模态振荡时，对流层中层的西太副高相较气候态仅出现小幅度的东西进退。对比图 5d 和图 1 亦可见，当南亚高压东伸时，西太副高相比气候态明显西进；而当南亚高压西退时，西太副高相比气候态明显东退，这与前人研究结果一致（Ren et al., 2015）。由上述可知，与南亚高压双模态振荡相比，南亚高压东缘东伸、西退所对应的西太副高东西进退的幅度更大，且对应着西太副高显著的西进或东退过程。

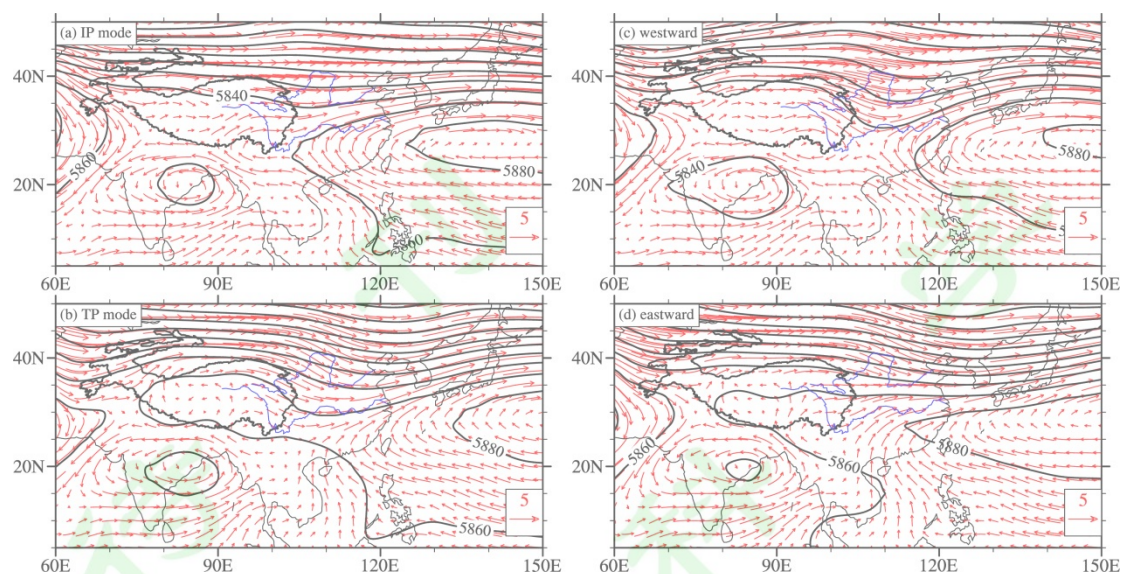


图 5 同图 2，但为合成的 500 hPa 位势高度（黑色等值线，单位：gpm，间隔：20）和水平风场（红色箭头，单位： m s^{-1} ）

Figure 5 As in Figure 2, but for composite geopotential height (black contours, units: gpm, interval: 20) and horizontal wind field (red arrows, units: m s^{-1}) at 500 hPa

图 6 进一步给出了伴随南亚高压两类东-西振荡事件，亚洲地区 700 hPa 环流和降水异常的水平分布。当南亚高压呈伊朗高原模态时，与略微西进的西太副高相对应（图 5a），中国东部沿岸受异常反气旋中心控制，在其后部为异常南风，对应着长江中游及其以南地区显著的降水负异常（图 6a）。与此同时，青藏高原大部分地区以及印度北部降水异常偏多（图 6a）。而当南亚高压呈青藏高原模态时，与略微东撤的西太副高相对应（图 5b），东海上空受异常气旋中心控制，在其后部为异常北风，对应着黄河中下游地区显著的降水负异常（图 6b）。与此同时，青藏高原和印度北部为显著的降水负异常（图 6b）。这表明，南亚高压的双模态振荡主要与青藏高原和印度北部的降水异常密切相关，伊朗高原模态时一致偏多，青藏高原模态时一致减少。而南亚高压的双模态振荡与中国东部的降水异常分布关系不明显，伊朗高原模态时对应长江中游及其以南地区显著的降水负异常，而青藏高原模态又对应黄河中下游地区显著的降水负异常。

当南亚高压东缘西退（东伸）时，长江与黄河之间的中下游地区以及青藏高原中东部大部分地区降水显著偏少（偏多），而长江以南地区降水显著偏多（偏少）（图 6c 和 d），这与前人研究结果较为一致（Ren et al., 2015），但前人主要关注南亚高压东缘东伸、西退对中国中东部降水异常的影响。还可以看到，当南亚高压东缘西退时，青藏高原西部及南坡降水偏多，印度北部的降水异常分布十分零散（图 6c）。而当南亚高压东缘东伸时，青藏

高原西部及南坡降水偏少，印度北部的降水异常偏少（图 6d）。

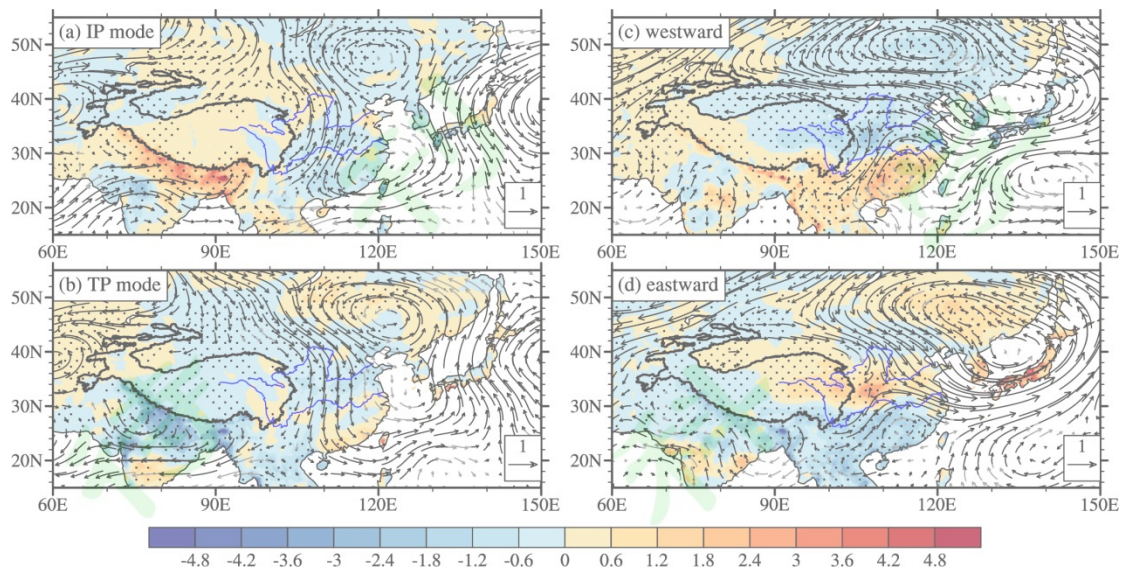


图 6 同图 2，但为合成的 700 hPa 水平风场异常（箭头，单位： m s^{-1} ）和降水异常（阴影，单位：mm）。打点区域和黑色箭头分别表示合成的降水和水平风场异常超过 90% 信度水平

Figure 6 As in Figure 2, but for composite horizontal wind anomalies (arrows, units: m s^{-1}) at 700 hPa and rainfall anomalies (shaded, units: mm). Dotted areas and black arrows respectively indicate that the composite anomalies of rainfall and horizontal wind are statistically significant above a 90% confidence level

4.2 同时考虑两类东-西振荡

图 7 给出了在南亚高压呈伊朗高原模态合并东缘西退（图 7a），伊朗高原模态合并东缘东伸（图 7b），青藏高原模态合并东缘西退（图 7c），青藏高原模态合并东缘东伸（图 7d）四种情形时，夏季亚洲地区 500 hPa 位势高度和水平风场的分布。如图所示，当南亚高压呈伊朗高原模态合并东缘西退时，西太副高（5880 线）的西缘东退至 135°E 附近，对应着中国东部较弱的偏南季风气流（图 7a）。而当南亚高压呈伊朗高原模态合并东缘东伸时，西太副高西进至 110°E 附近，对应着中国东部强盛的偏南季风气流（图 7b）。当南亚高压呈青藏高原模态合并东缘西退时，西太副高的变化与南亚高压呈伊朗高原模态合并东缘西退时相似，也表现出明显的东退特征（西太副高的西缘位于 145°E ）（图 7c 对比图 7a）。而当南亚高压呈青藏高原模态合并东缘东伸时，西太副高的变化与南亚高压呈伊朗高原模态合并东缘东伸时相似，也表现出西进的特征（西太副高的西缘位于 107.5°E 附近）（图 7d 对比图 7b）。由上述可知，无论南亚高压处于哪种模态下，西太副高的西进、东退都是主要与南亚高压东缘的东伸、西退紧密联系。

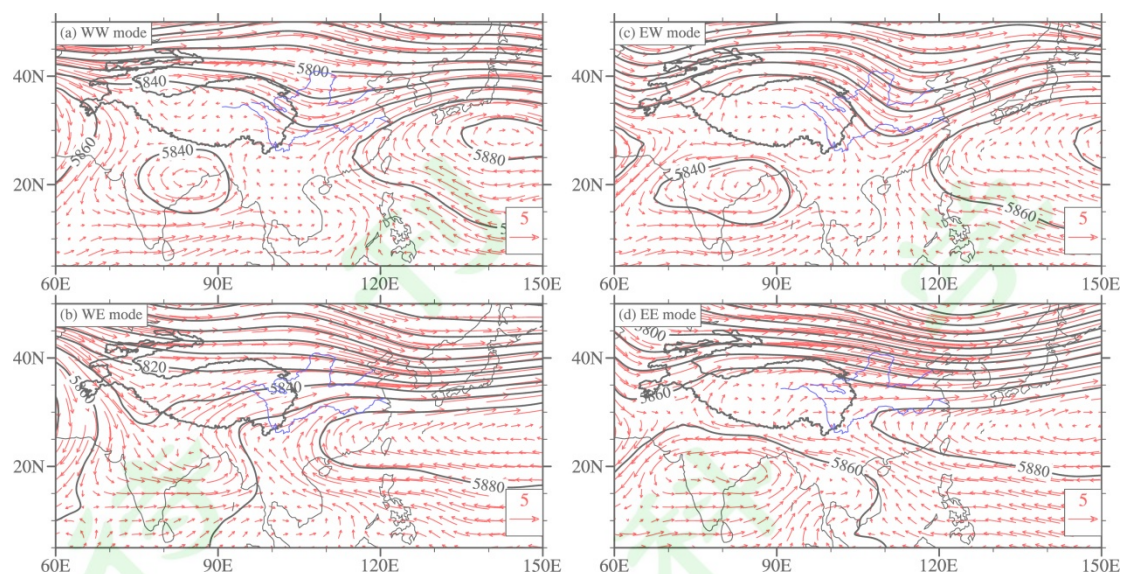


图 7 同图 4，但为合成的 500 hPa 位势高度（黑色等值线，单位：gpm，间隔：20）和水平风场（红色箭头，单位：m s⁻¹）

Figure 7 As in Figure 4, but for composite geopotential height (black contours, units: gpm, interval: 20) and horizontal wind field (red arrows, units: m s⁻¹) at 500 hPa.

图 8 进一步给出了上述南亚高压四种状态下，亚洲地区 700 hPa 环流和降水异常的水平分布。当南亚高压呈伊朗高原模态合并东缘西退时，与东退的西太副高相对应（图 7a），异常气旋位于长江以南地区上空，导致该地区降水显著偏多（图 8a）；而长江与黄河之间的中下游地区由于受辐散气流控制，降水显著偏少（图 8a）。与此同时，印度北部和青藏高原西部降水显著偏多，青藏高原中东部大部分地区降水显著偏少。而当南亚高压呈伊朗高原模态合并东缘东伸时，与西进的西太副高相对应（图 7b），东亚地区（长江以南，长江与黄河之间的中下游，青藏高原中东部大部分地区）的降水异常型与南亚高压呈伊朗高原模态合并东缘西退时的相反，而印度北部和青藏高原西部地区的降水异常型与南亚高压呈伊朗高原模态合并东缘西退时的基本一致（图 8b 对比图 8a）。

当南亚高压呈青藏高原模态、西退时，与东退的西太副高相对应（图 7c），异常气旋中心位于日本以南地区，在其后部的青藏高原以东地区上空为异常北风，对应着长江以南地区降水显著偏多，长江与黄河之间的中下游地区降水显著偏少（图 8c）。与此同时，印度北部以及青藏高原大部分地区降水显著偏少。而当南亚高压呈青藏高原模态合并东缘东伸时，与西进的西太副高相对应（图 7d），东亚地区的降水异常型与南亚高压呈青藏高原模态合并东缘西退时的相反，而印度北部和青藏高原西部地区的降水异常型与南亚高压呈青藏高原模态合并东缘西退时的基本一致（图 8d 对比图 8c）。

总之，当南亚高压两类东-西振荡同时发生时，印度北部和青藏高原西部降水异常主要与南亚高压的双模态振荡密切相关，而青藏高原中东部、长江与黄河之间的中下游等东亚地区的降水异常则主要与南亚高压东缘的东伸、西退振荡联系紧密。然而我们也注意到，由于青藏高原中东部降水异常受到西太副高东西进退的影响，在同时考虑南亚高压东缘的东伸、西退时，青藏高原西部和中东部的降水异常会出现反位相（图 8a 和 d），这与单独考虑双模态振荡时不同。

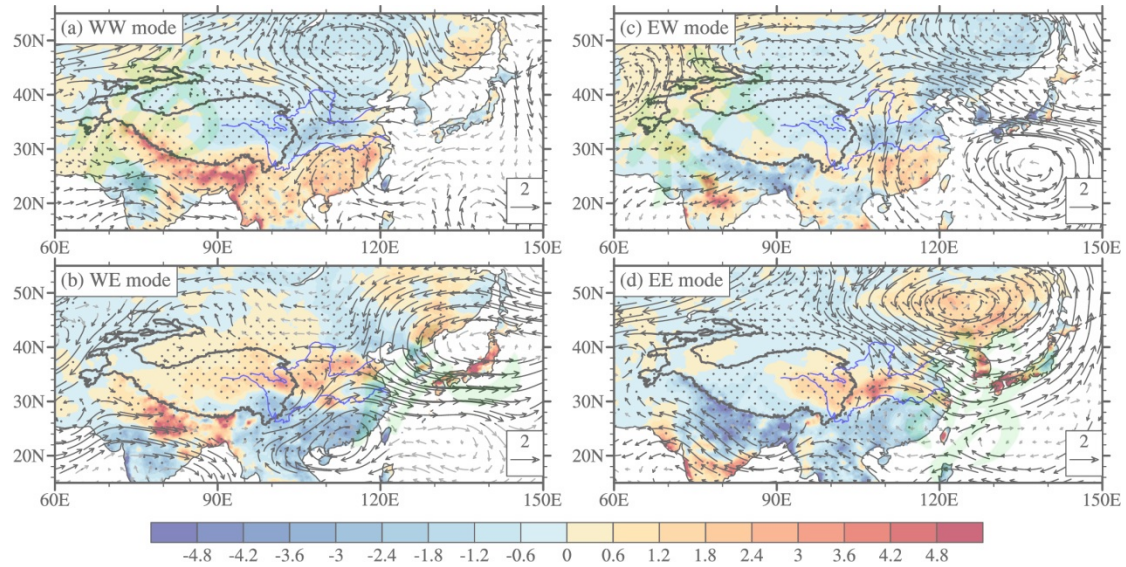


图 8 同图 4，但为合成的 700 hPa 水平风场异常（箭头，单位： m s^{-1} ）和降水异常（阴影，单位：mm）。打点区域和黑色箭头分别表示合成的降水和水平风异常超过 90% 信度水平

Figure 8 As in Figure 4, but for composite horizontal wind anomalies (arrows, units: m s^{-1}) at 700 hPa and rainfall anomalies (shaded, units: mm). Dotted areas and black arrows respectively indicate that the composite anomalies of rainfall and horizontal wind are statistically significant above a 90% confidence level

4.3 影响机理

4.3.1 双模态东-西振荡

由 4.1 节和 4.2 节可知，印度北部和青藏高原地区的降水异常与南亚高压的双模态振荡紧密联系。为了说明其中的联系机理，我们在图 9 中给出了南亚高压双模态振荡指数（SAHI，图 9a），东缘东伸指数（EI，图 9b）与印度北部降水指数（NIRI，表征印度北部夏季风的强弱，印度北部夏季风偏强/弱时，印度北部降水偏多/少）和青藏高原大气热源指数（THI，表征青藏高原降水的多少）的超前/滞后相关。如图 9a 所示，SAHI 与 NIRI 和 THI 的同期相关为负且显著，而且当 SAHI 滞后 1 天时，SAHI 与 NIRI 和 THI 的负相关最强。亦即，南亚高压趋于在印度北部夏季风异常偏强（印度北部降水异常偏多）和青藏高原降水偏多异常

出现一天后，呈伊朗高原模态（中心位于伊朗高原上空）。这意味着，南亚高压的双模态振荡可能受到印度北部和青藏高原地区降水异常的影响。另外，从图 9a 还可以看出，SAHI 滞后 NIRI 一天的负相关比 SAHI 滞后 THI 一天的负相关更强。这说明，与印度北部夏季风异常有关的印度北部降水异常对南亚高压双模态振荡的影响作用可能更大。

从图 9b 可以看出，EI 与 NIRI 的超前/滞后相关很小且不显著，这说明南亚高压东伸西退振荡与印度北部夏季风的强弱无明显关联，这与 4.1 节和 4.2 节中的结论一致。还可以看出，当 EI 超前 4 天及以上时，EI 与 THI 表现出显著的正相关。亦即，青藏高原降水异常偏多趋于在南亚高压东缘东伸 4 天后最强。这表明，南亚高压东缘的东伸、西退，也可能引起青藏高原降水异常。4.2 节的结果也说明，南亚高压东缘的东伸、西退与青藏高原中东部的降水异常密切联系。

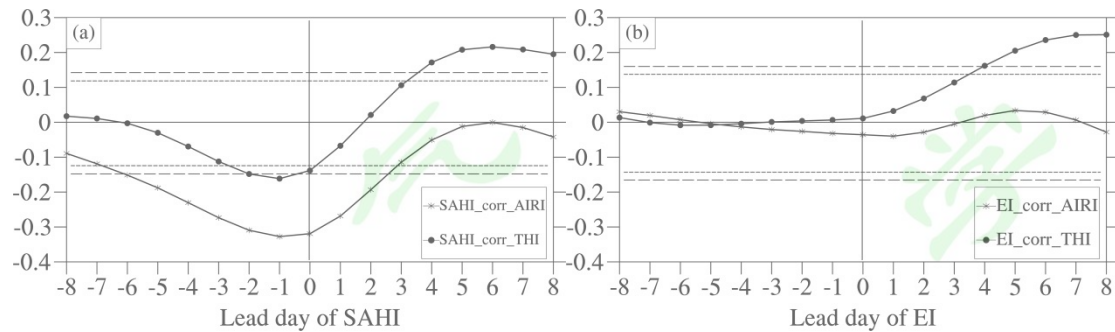


图 9 (a) SAHI, (b) EI, 与 NIRI 和 THI 的超前/滞后相关。(a) 和 (b) 中的横坐标分别表示 SAHI 和 EI 超前的时间（单位：天）；长虚线、短虚线分别表示 SAHI (EI) 与 NIRI 和 THI 相关的 90% 信度水平

Figure 9 Lead/lag correlation (a) between the SAHI and NIRI, and that between the SAHI and THI, and that (b) between the EI and NIRI, and that between the EI and THI. The abscissa in (a) and (b) are the lead time of the SAHI and EI (units: d) respectively; The long dash and short dash denote the 90% confidence level for the the SAHI (EI)-NIRI and SAHI (EI)-THI cross-correlation respectively

为了进一步说明印度北部和青藏高原一致型降水异常引起南亚高压双模态（伊朗高原模态，青藏高原模态）振荡的可能物理过程，我们在图 10 中给出了南亚高压呈伊朗高原模态（图 10a 和 c）和青藏高原模态（图 10b 和 d）时，75°–95°E 平均的环流异常的气压-纬度垂直剖面图。如图 10a 所示，当南亚高压呈伊朗高原模态时，印度北部和青藏高原上空受上升运动异常主导，因而该地区降水异常偏多，对应着该地区上空（从对流层中低层延伸至 150hPa 附近）正的非绝热加热率异常（图 10a 和 6a）。这说明印度北部和青藏高原地区有异常深厚对流发展，降水凝结潜热在该地区上空释放。但需要注意到，印度北部和青藏高原上空对流层为冷异常，中心位于青藏高原上空 300hPa 附近（图 10c），这意味着该地区上空的异常上升运动所引起的绝热冷却作用强于降水凝结潜热释放所引起的非绝热加热作用。

前人研究指出，大尺度大气运动的风场不仅具有向气压场适应的性质（Yeh, 1957），还存在向温度场适应的过程（张可苏, 1980）。因此，青藏高原上空 300hPa 的冷异常中心对对流层环流有重要影响。根据静力平衡关系，300hPa 冷中心上层的等厚度面冷却收缩，对应着冷中心上空的负位势高度异常。因此，与青藏高原上空 300hPa 的冷中心相对应的是 200hPa 附近的负位势高度异常中心（即异常低压）（图 10c），因而南亚高压中心位于伊朗高原上空（伊朗高原模态）（图 2a）。

而当南亚高压呈青藏高原模态时，印度北部和青藏高原上空受异常下沉运动控制，因而该地区降水异常偏少，对应着该地区上空（从对流层中低层延伸至 150hPa 附近）为负的非绝热加热率异常（图 10b 和 6b）。这说明印度北部和青藏高原地区的对流受到抑制，该地区上空的降水凝结潜热释放异常偏少。但印度北部上空的对流层低层和青藏高原上空的整个对流层为暖异常，中心位于青藏高原上空 300hPa 附近（图 10d）。这意味着，青藏高原上空的异常下沉运动所引起的绝热增温作用大于对流抑制（降水凝结潜热释放异常偏少）所引起的非绝热冷却作用。同理，根据静力平衡关系，300hPa 暖中心上层的等厚度面受热膨胀，对应着暖中心上空的正位势高度异常。因此，与青藏高原上空 300hPa 的暖中心相对应的是 200hPa 附近的正位势高度异常中心（即异常高压）（图 10d），因而南亚高压中心位于青藏高原上空（青藏高原模态）（图 2b）。

综上，青藏高原地区的降水异常通过引起高原上空热力场的异常变化，从而与南亚高压的双模态振荡直接联系；而从热力作用来看，印度北部的降水异常似乎对于南亚高压双模态振荡的作用比较小，但这并不意味着印度北部降水异常对于南亚高压的双模态振荡无显著贡献。Wei et al.（2015）的数值实验结果指出，伴随偏强（偏弱）的印度北部夏季风，印度北部增强（减弱）的凝结潜热释放能在印度北部的西北侧上空的高层激发一个异常反气旋（气旋），而在印度北部的东北侧上空的高层激发一个异常气旋（反气旋），进而导致南亚高压中心偏西（偏东）而位于伊朗高原（青藏高原）上空。因此，印度北部降水异常可能是通过影响青藏高原周边环流的变化而引起南亚高压双模态振荡。

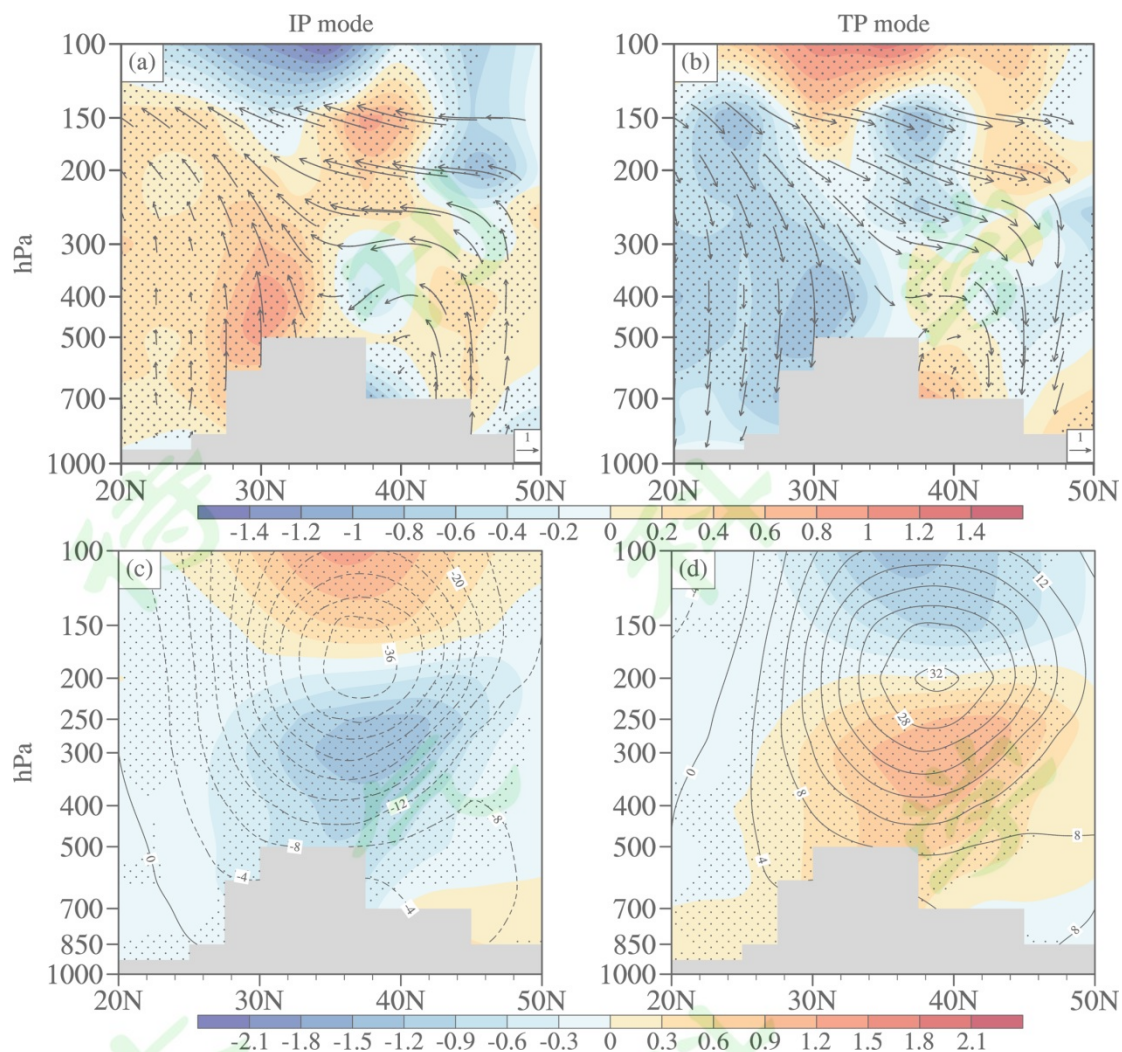


图 10 75°–95°E 平均的 (a, b) 非绝热加热率异常 (阴影, 单位: K d^{-1}) 和环流异常 (箭头, v 的单位是 m s^{-1} , $-\omega$ 的单位是 Pa s^{-1} 且放大了 200 倍), (c, d) 气温异常 (阴影, 单位: K) 和位势高度异常 (等值线, 单位: gpm , 间隔: 4) 的垂直剖面图。 (a, c) 和 (b, d) 分别是根据逐日的 SAHI 小于 -1 个标准差 (伊朗高原模式) 和大于 1 个标准差 (青藏高原模式) 合成的, (a, b) 和 (c, d) 中的打点区域分别表示合成的非绝热加热率异常和气温异常超过 90% 信度水平, 灰色阴影区域表示地形

Figure 10 Cross-sections of the anomalies of (a, b) diabatic heating rate (shaded, units: K d^{-1}) and circulation (arrows, v is in units of m s^{-1} , $-\omega$ is in units of Pa s^{-1} and has been amplified by 200), (c, d) air temperature (shaded, units: K) and geopotential height (contours, units: gpm , interval: 4) averaged from 75°–95°E. (a, c) and (b, d) are composite when daily SAHI are below its normal by one STD (IP mode) and above one STD (TP mode) respectively. Dotted areas in (a, b) and (c, d) respectively indicate that the composite anomalies of diabatic heating rate and air temperature are statistically significant above a 90% confidence level. Gray shaded areas mark topography

4.3.2 东缘东伸-西退

图 11 给出了南亚高压东缘西退 ($\text{EI} < -1$ 个标准差, 图 11a 和 c) 和东伸 ($\text{EI} > 1$ 个标准差, 图 11b 和 d) 时, 沿 27.5°N (西太副高脊线附近) 和 110°E 的环流异常的垂直剖面图, 以进一步探究南亚高压东缘东伸、西退振荡影响西太副高西进东退以及东亚降水异常的物理

过程。当南亚高压东缘西退（东伸）时，与东亚上空显著的位势高度负（正）异常相对应（图 2c 和 d），长江以南地区上空对流层高层为强大的辐散（辐合）异常，在其影响下，该地区上空出现异常上升（下沉）运动，对应着对流层中低层的辐合（辐散）异常（图 11a 和 b）。这样的辐合（辐散）异常有利于对流层中低层气旋（反气旋）式环流的发展，进而使得西太副高东退（西进）（图 5c 和 d）。这表明，南亚高压东缘的东伸、西退振荡通过与之有关的对流层高层散度异常，最终引起西太副高的西进、东退。而西太副高的西进（东退）会引起东亚夏季风的增强（减弱），进而使得向长江以北地区的水汽输送增多（减少）（图 5c 和 d）。

此外，与南亚高压东缘的东伸、西退振荡有关的东亚副热带急流南侧经向环流的异常，是我国东部降水异常产生的另一重要原因。如图 11c 所示，当南亚高压西退时，与长江以南地区上空的异常上升运动和对流层高层辐散异常相对应，长江以南地区上空对流层高层出现异常向北的辐散气流，并在东亚副热带西风急流中心的南侧辐合下沉，形成一个闭合的异常经向环流圈。在这样的异常经圈环流作用下，长江以南地区降水异常偏多，长江与黄河之间的中下游地区降水异常偏少（图 6c）。而当南亚高压东伸时，与长江以南地区上空的异常下沉运动和对流层高层异常辐合相对应，强西风急流中心的南侧出现异常向南的辐散气流，并在长江以南地区上空辐合下沉，形成了与南亚高压西退时相反的异常经圈环流（图 11d）。在其影响下，长江以南以及长江与黄河之间的中下游地区的降水型与南亚高压西退时相反（图 6d 对比图 6c）。这表明，与南亚高压东伸、西退振荡有关的位于中国东部上空的异常经圈环流，也是引起我国东部显著降水异常的重要原因。

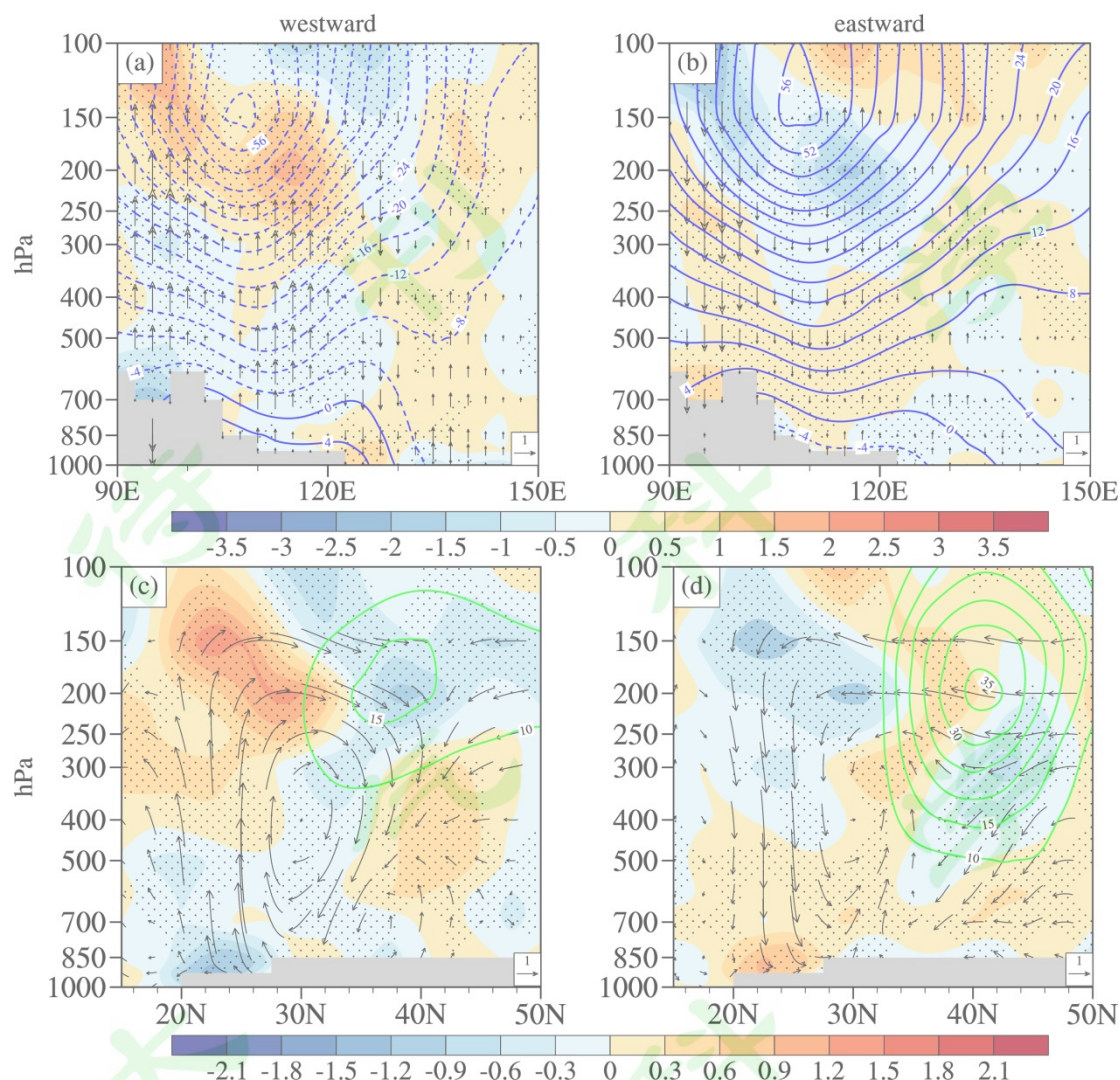


图 11 (a, b) 沿 27.5°N (西太副高脊线附近) 的水平散度异常 (阴影, 单位: 10^{-6} s^{-1}), 位势高度异常 (等值线, 单位: gpm, 间隔: 4) 和垂直运动异常 (箭头, 单位: $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$); (c, d) 沿 110°E 的水平散度异常 (阴影, 单位: 10^{-6} s^{-1}), 环流异常 (箭头, v 的单位是 m s^{-1} , $-\omega$ 的单位是 Pa s^{-1} 且放大了 200 倍) 和纬向风 (绿色等值线, 单位: m s^{-1} , 间隔: 5, 仅显示大于 10 的部分) 的垂直剖面图。(a, c) 和 (b, d) 分别是根据逐日的 EI 小于 -1 个标准差 (西退) 和大于 1 个标准差 (东伸) 合成的, (a, b) 和 (c, d) 中的打点区域表示合成的水平散度异常超过 90% 信度水平

Figure 11 Cross-sections of the anomalies of (a, b) horizontal divergence (shaded, units: 10^{-6} s^{-1}), geopotential height (contours, units: gpm, interval: 4) and vertical motion (arrows, units: $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) along 27.5°N , (c, d) horizontal divergence (shaded, units: 10^{-6} s^{-1}), circulation (arrows, v is in units of m s^{-1} , $-\omega$ is units of Pa s^{-1} and has been amplified by 200) and zonal wind (green contours, units: m s^{-1} , interval: 5, values above 10 are shown) along 110°E . (a, c) and (b, d) are composite when daily EI are below its normal by one STD (westward retreat) and above one STD (eastward extension) respectively. Dotted areas in (a, b) and (c, d) indicate that the composite anomalies of horizontal divergence are statistically significant above a 90% confidence level

5 结论和讨论

本文利用 1979–2020 年的 NCEP1 逐日再分析资料, 1979–2007 年的 APHRODITE 逐日

降水数据, 以及 1979–2003 年的印度地区逐日降水数据, 研究了短期时间尺度上南亚高压两类东–西振荡的特征及联系, 并进一步探究了南亚高压两类东–西振荡对亚洲地区环流和天气影响的差异, 得到以下主要结论:

(1) 南亚高压的两类东–西振荡的特征明显不同, 且二者之间存在密切联系。当南亚高压中心呈双模态(伊朗高原模态、青藏高原模态)振荡时, 伊朗高原和青藏高原上空呈现相反的位势高度异常型, 对应着南亚高压中心位于伊朗高原或青藏高原上空; 而当南亚高压东缘发生东伸(西退)时, 欧亚副热带地区上空为一致的正/负的位势高度异常型, 对应着范围和强度明显增大/减小的南亚高压。此外, 在南亚高压中心的不同模态下, 南亚高压东缘东伸/西退的发生及幅度存在明显差异: 当南亚高压中心呈青藏高原(伊朗高原)模态时, 南亚高压东缘更易东伸(西退), 而且东伸(西退)幅度也比在伊朗高原(青藏高原)模态时更大。

(2) 南亚高压两类东–西振荡发生时, 亚洲地区的环流和降水异常型存在明显差异。其中, 南亚高压双模态振荡与印度北部和青藏高原地区的降水异常密切联系: 当南亚高压中心呈伊朗高原(青藏高原)模态时, 印度北部和青藏高原降水偏多(偏少); 而南亚高压东缘的东伸、西退振荡与西太副高的西进、东退以及东亚降水异常紧密联系: 当南亚高压东缘西退(东伸)时, 西太副高东退(西进), 长江以南地区降水偏多(偏少), 青藏高原中东部以及长江与黄河之间的中下游地区降水偏少(偏多)。

(3) 印度北部和青藏高原降水异常偏多(偏少)是导致南亚高压中心呈伊朗高原(青藏高原)模态的重要原因, 而南亚高压东缘的东伸、西退是引起我国东部降水异常的重要原因。其中, 印度北部降水异常可能通过与之有关的潜热加热异常, 引起青藏周边环流异常, 进而使得南亚高压中心呈双模态振荡; 青藏高原降水异常可能通过与之有关的非绝热加热异常以及垂直运动异常引发的绝热作用, 使得南亚高压中心呈双模态振荡。另外, 南亚高压东缘的东伸/西退, 一方面可通过引起长江以南地区上空对流层中低层的辐散/辐合异常, 使得西太副高西进/东退, 进而影响东亚夏季风的强弱; 另一方面, 与南亚高压东缘东伸、西退有关的异常经圈环流, 使得长江以南地区和长江与黄河之间的中下游地区上空出现相反的垂直运动。在这两方面作用下, 我国东部出现显著的降水异常。

(4) 当南亚高压呈伊朗高原模态合并东缘西退、青藏高原模态合并东缘东伸时, 青藏高原地区并不是一致的降水异常, 这与单独考虑南亚高压的伊朗高原(青藏高原)模态(青藏高原地区为一致的降水异常)不同。这是因为当南亚高压呈伊朗高原模态合并东缘西退(青藏高原模态合并东缘东伸)时, 西太副高明显东退(西进), 这能引起水汽向青藏高原中东

部的输送减弱（增强），导致青藏高原中东部降水异常偏少（偏多），从而导致青藏高原西部与青藏高原中东部的降水异常呈反位相。

在南亚高压两类东-西振荡与亚洲降水异常的联系中，印度北部和青藏高原的降水异常是引起南亚高压双模态振荡的关键因素，而南亚高压东缘东伸、西退是引起中国东部降水异常的重要原因。需要指出，中国东部降水异常对于南亚高压东缘东伸、西退也存在反馈作用，中国东部降水异常偏多能在短时间内引起南亚高压增强并且东伸（Sugimoto and Ueno, 2012）。对于南亚高压双模态振荡，以往研究认为青藏高原及周边热力强迫是其形成的重要原因（Zhang et al., 2002; Wei et al., 2015）。那么，南亚高压双模态振荡是否对印度北部与青藏高原地区的降水存在反馈作用，目前尚不清楚，仍需要通过观测分析和数值模拟进一步探究。

参考文献（References）

- Fujinami H, Yasunari T. 2004. Submonthly Variability of Convection and Circulation over and around the Tibetan Plateau during the Boreal Summer[J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82 (6): 1545-1564.
- Garny H, Randel W J. 2013. Dynamic variability of the Asian monsoon anticyclone observed in potential vorticity and correlations with tracer distributions[J]. *J. Geophys. Res.*, 118 (24): 13421-13433.
- Jiang X W, Li Y Q, Yang S, et al. 2011. Interannual and interdecadal variations of the South Asian and western Pacific subtropical highs and their relationships with Asian-Pacific summer climate[J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 113 (3-4): 171-180.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project[J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437-472.
- Krishnamurti T N, Ardanuy P. 1980. The 10 to 20-day westward propagating mode and “Breaks in the Monsoons”[J]. *Tellus*, 32 (1): 15-26.
- Krishnamurti T N, Daggupaty S M, Fein J, et al 1973. Tibetan high and upper tropospheric tropical circulations during northern summer[J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 54 (12): 1234-1249.
- Liu B Q, Yan Y H, Zhu C W, et al. 2020. Record-Breaking Meiyu Rainfall Around the Yangtze River in 2020 Regulated by the Subseasonal Phase Transition of the North Atlantic Oscillation[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 47 (22): e2020GL090342.
- Liu Y M, Hoskins B, Blackburn M. 2007. Impact of Tibetan orography and heating on the summer flow over Asia[J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85B: 1-19.
- Mason R B, Anderson C E. 1963. The Development and Decay of the 100MB. Summertime Anticyclone Over Southern Asia[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 91 (1): 3-12.
- Nitta, T. 1983. Observational study of heat sources over the eastern Tibetan Plateau during the summer monsoon[J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 61 (4): 590-605.
- Ortega S, Webster P J, Toma V, et al. 2017. Quasi-biweekly oscillations of the South Asian monsoon and its co-evolution in the upper and lower troposphere[J]. *Climate Dyn.*, 49 (9): 1-16.
- Qu X, Huang G. 2012. An Enhanced Influence of Tropical Indian Ocean on the South Asia High after the Late 1970s[J]. *J. Climate*, 25 (20): 6930-6941.

- Rajeevan M J, Bhate J, Kale J D, et al. 2006. A High Resolution Daily Gridded Rainfall Data for the Indian Region: Analysis of break and active monsoon spells[J]. *Current Sci.*, 91 (10): 296-306.
- Randel W J, Park M. 2006. Deep convective influence on the Asian summer monsoon anticyclone and associated tracer variability observed with Atmospheric Infrared Sounder (AIRS)[J]. *J. Geophys. Res.*, 111 (D12): D12314.
- Reiter E R, Gao D Y. 1982. Heating of the Tibet Plateau and Movements of the South Asian High During Spring[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110 (11): 1694-1711.
- Ren R C, Zhu C D, Cai M. 2019. Linking quasi-biweekly variability of the South Asian high to atmospheric heating over Tibetan Plateau in summer[J]. *Climate Dyn.*, 169-11.
- Ren X J, Yang D J, Yang X Q. 2015. Characteristics and mechanism of the subseasonal eastward extension of the South Asian High[J]. *J. Climate*, 28 (17): 6799-6822.
- Wei W, Zhang R, Yang S, et al. 2019. Quasi-Biweekly Oscillation of the South Asian High and Its Role in Connecting the Indian and East Asian Summer Rainfalls[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 46(24): 1-9.
- Sugimoto S, Ueno K. 2012. Role of mesoscale convective systems developed around the eastern Tibetan Plateau in the eastward expansion of an upper tropospheric high during the monsoon season[J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 90: 297-310.
- Wei W, Zhang R H, Wen M, et al. 2019. Dynamic effect of the South Asian high on the interannual zonal extension of the western North Pacific subtropical high[J]. *Int. J. Climatol.*, 39 (14): 5367-5379.
- Wu G X, Liu Y M, He B, et al. 2012. Thermal Controls on the Asian Summer Monsoon[J]. *Sci. Rep.*, 2: 404.
- Yanai M, Li C F, Song ZS. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian Summer monsoon[J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70 (1B): 319-351.
- Yang S Y, Li T. 2016. Zonal shift of the South Asian High on the subseasonal time-scale and its relation to the summer rainfall anomaly in China[J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142 (699): 2324-2335.
- Yasunari T. 1981. Structure of an Indian summer monsoon system around 40 day period[J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 59 (3): 336-354.
- Yatagai A, Kamiguchi K, Arakawa O, et al. 2012. APHRODITE: Constructing a Long-Term Daily Gridded Precipitation Dataset for Asia Based on a Dense Network of Rain Gauges[J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93 (9): 1401-1415.
- Yeh T C. 1957. On the formation of quasi-geostrophic motion in the atmosphere[J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 75: 130-137.
- Zhang P Q, Yang S, Kousky V E. 2005. South Asian high and Asian-Pacific-American climate teleconnection[J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 22 (6): 915-923.
- Zhang Q, Wu G X, Qian Y F. 2002. The bimodality of the 100 hPa South Asia high and its relationship to the climate anomaly over East Asia in summer[J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80 (4) : 733-744.
- Zhu C D, Ren R C, Wu G X. 2018. Varying Rossby Wave Trains from the Developing to Decaying Period of the Upper Atmospheric Heat Source over the Tibetan Plateau in Boreal Summer[J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 35 (9): 1114-1128.
- 罗四维, 钱正安, 王谦谦. 1982. 夏季 100 毫巴青藏高原高压与我国东部旱涝关系的天气气候研究[J]. *高原气象*, V1 (2): 1-10. Luo S W, Qian Z A, Wang Q Q. 1982. The climatic and synoptical study about the relation between the Qinghai-Xizang high pressure on the 100 mb surface and the flood and drought in east China in summer [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, V1 (2): 1-10.
- 任荣彩, 刘屹岷, 吴国雄. 2007. 1998 年 7 月南亚高压影响西太平洋副热带高压短期变异的过程和机制[J]. *气象学报*, 65 (2): 183-197. Ren R C, Liu Y M, Wu G X. 2007. Impact of South Asia High on the short-term variation of the subtropical anticyclone over western Pacific in July 1998 [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in*

- Chinese), 65 (2): 183-197.
- 陶诗言, 朱福康. 1964. 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, 34 (4): 385-395. Tao S Y, Zhu F K. 1964. The 100-mb flow patterns in southern Asia in summer and its relation to the advance and retreat of the WestPacific subtropical anticyclone over the far east [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 34 (4): 385-395.
- 王黎娟, 葛静. 2016. 夏季青藏高原大气热源低频振荡与南亚高压东西振荡的关系[J]. 大气科学, 40 (4): 853-863. Wang L J, Ge J. 2016. Relationship between low-frequency oscillations of atmospheric heat source over the Tibetan Plateau and longitudinal oscillations of the South Asia high in the summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (4): 853-863.
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 1999. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 I. 尺度分析[J]. 气象学报, 57 (3): 257-263. Wu G X, Liu Y M, Liu P. 1999. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high I: Scale analysis [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (3): 257-263.
- 徐忠峰, 钱永甫. 2003. 100hPa 高压环流和东风气流的季节、年际和年代际变化[J]. 热带气象学报, 19 (3): 225-233. Xu Z F, Qian Y F. 2003. The seasonal, interannual and interdecadal variations of the anticyclone and the easterly current at 100 hPa [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 19 (3): 225-233.
- 张可苏. 1980. 在有热源和耗散情况下的大气适应过程[J]. 大气科学, 4(3): 199-311. Zhang K S. 1980. On the geostrophic adjustment process in the atmosphere in the presence of heat sources and dissipation[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 4(3): 199-211.
- 张琼, 钱永甫, 张学洪. 2000. 南亚高压的年际和年代际变化[J]. 大气科学, 24 (1): 67-78. Zhang Q, Qian Y F, Zhang X H. 2000. Interannual and interdecadal variations of the South Aisa High [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24 (1): 67-78.
- 张琼, 吴国雄. 2001. 长江流域大范围旱涝与南亚高压的关系[J]. 气象学报, 59 (5): 569-577. Zhang Q, Wu G X. 2001. The large area flood and drought over Yangtze River valley and its relation to the South Asia high [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 59 (5): 569-577.
- 赵兵科, 姚秀萍, 吴国雄. 2005. 2003 年夏季淮河流域梅雨期西太平洋副高结构和活动特征及动力机制分析 [J]. 大气科学, 29 (5): 771-779. Zhao Bingke, Yao Xiuping, Wu Guoxiong. 2005. The Structure and Activity Characteristics of the Western Pacific Subtropical Anticyclone and Its Dynamical Mechanism During the Meiyu Period over the Huaihe River Basin in 2003 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (5): 771-779.