

文章编号: 2096-1618(2019)04-0411-09

# 印度夏季风影响下的青藏高原降水及环流异常变化特征

孙 亦, 巩远发

(成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225)

**摘要:**为探讨印度夏季风异常变化对高原夏季降水以及相应的异常环流系统的影响,利用 1973–2014 年 NCEP ( $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ ) 逐月再分析资料、中国逐月降水格点资料及印度逐月降水资料,采用相关、合成分析等方法,结果发现:(1)印度夏季风影响下的高原东部、西部地区夏季降水呈现相反的变化特征,即印度夏季风强年(弱年)高原西部降水偏多(偏少),高原东部降水偏少(偏多)。(2)印度夏季风强年(弱年),对流层上层南亚高压偏强且偏西、偏北(偏弱且偏东、偏南);对流层中低层印度半岛是异常气旋(反气旋)环流系统,青藏高原西部是异常气流辐合(辐散)流场,东部则是异常辐散流场(辐合中心或辐合带)。(3)综合印度夏季风强弱年对流层中异常环流系统变化的影响,印度夏季风强年(弱年),青藏高原西部异常上升运动增强(减弱),水汽通量异常辐合(辐散),导致降水异常偏多(偏少);青藏高原东部则是相反的异常变化特征。

**关键词:**气象学;气象与气候;印度夏季风;青藏高原;南亚高压;降水异常

**中图分类号:**P461

**文献标志码:**A

**doi:**10.16836/j.cnki.jcuit.2019.04.014

## 0 引言

目前,在全球变化的研究中,青藏高原由于其特殊性而倍受广大气象学者的关注,青藏高原(简称高原)又被称为亚洲水塔,高原降水的研究对亚洲降水具有重要意义。高原降水变化复杂,其水汽主要源于西南季风,而印度夏季风为西南季风典型代表,同时印度毗邻高原,高原 $100^{\circ}\text{E}$ 以西地区属于印度季风区,来自印度洋高温高湿的热带海洋气团,水汽十分丰富,地形稍微抬升就会产生降水。由于季风爆发前后大气环流发生了显著变化,葉篤正等<sup>[1]</sup>研究指出,从高空环流的性质而言,在一年之中实际只有两个季节即冬夏两季,其中两者的转换分别以 6 月及 10 月东亚副热带高空东、西风带的北推和南撤为标志。

前人对于高原降水特征的研究很多,也得出了许多重要结论,葉篤正<sup>[2]</sup>就详细研究过高原降水的分布和变化特征。李生辰等<sup>[3]</sup>统计了 1971–2004 年高原年降水变化,发现高原降水主要取决于夏季降水。杜军等<sup>[4]</sup>分析了近 30 年西藏高原降水变化,指出高原平均年降水量呈增加趋势。高原地区降水存在显著的地域差异,林振耀等<sup>[5]</sup>采用旋转主成分分析方法将高原降水变化分为 9 个区;得到结果,狮泉河站为代表的高原西部降水在 20 世纪 70 年代降水偏多,在 80 年代后期显著减少。以昌都为代表的高原东部则在 20 世纪 70 年代初期降水减少,而 80 年代末降水增加。同样,

汤懋苍等<sup>[6]</sup>分析指出,在 20 世纪 80 年代中期,高原东南部最先开始多雨,而 $90^{\circ}\text{E}$ 以西地区为少雨区。在中国降水变化的研究中也取得了一些重要的成果,丁一汇等<sup>[7–8]</sup>研究结果表明,1956–2002 年中国年总降水量呈微弱增加趋势,且近 50 年来中国平均年总降水量波动略有减少。陈隆勋等<sup>[9]</sup>和翟盘茂等<sup>[10]</sup>对近 40 ~ 50 年的中国降水研究表明,中国年降水量总体呈减少趋势,但西部降水量增长趋势明显,其中最明显为西北地区,而西南一些地区仍为减少趋势。

高原降水的研究多数集中于高原季风影响下的高原降水的年际年代际变化<sup>[11–14]</sup>。主要研究在异常强(弱)的印度夏季风影响下青藏高原夏季降水季节变化特征及相应印度夏季风环流系统季节变化特征。

## 1 资料方法

使用的资料是 NCEP 逐月全球分析资料(1948–2015 年),资料水平分辨率是 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 。降水资料取自于国家气象信息中心提供的中国地面逐月降水量网格( $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$  的分辨率,或称 CN05)数据集 V2.0 (1961–2014 年),该资料是中国 2416 个台站降水观测资料的客观分析结果。印度热带气象研究所(IITM)官方网站提供的逐月降水资料,包括印度(ALLIN)和核心季风区(CORIN)、同性季风区(HOMIN)等 1871–2014 年的逐月降水量资料。

由于高原西部站点降水资料最早始于 1973 年,因此文中主要分析 1973–2014 年高原降水变化特征。

收稿日期:2018-11-13

基金项目:国家自然科学基金重大研究计划资助项目(91537214),国家自然科学基金资助项目(41775079,41275080)

经计算印度季风与印度同性季风区(HOMIN)夏季降水的相关系数最高达0.69,置信水平达99%。因此,选取HOMIN夏季降水计算了与青藏高原夏季降水的关系,如图1所示。并根据相关系数置信度达90%区域格点范围划分高原东部、高原西部。

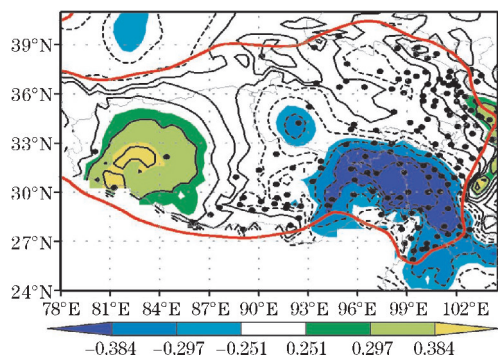


图1 1973-2014年印度同性季风区夏季降水(HOMIN)与青藏高原区域降水相关系数分布(填色区域分别表示置信度达90%、95%、99%)

利用相关、标准化距平分析方法选取印度夏季风典型年,通过距平、合成分析方法,分析了印度夏季风典型强、弱年高原地区特征月份的降水变化,研究了影响青藏高原夏季降水变化的大气环流背景。

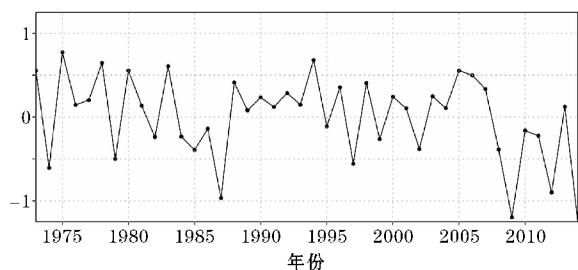
## 2 印度夏季风强(弱)年青藏高原夏季降水变化特征

印度夏季风强(弱)的典型特征是印度半岛夏季降水多(少)。受印度夏季风影响,青藏高原东(西)部降水与印度夏季风具有显著的负(正)相关关系。提取CN05降水资料中高原东部、高原西部夏季平均降水量时间序列,参考印度夏季风指数Wang等<sup>[15]</sup>的

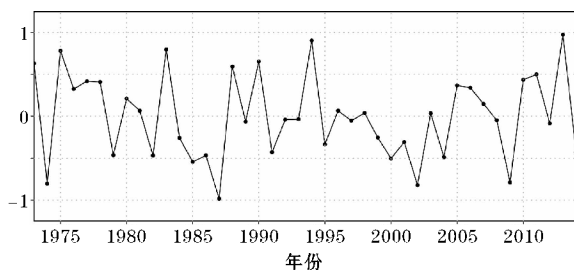
IMI与印度同性季风区(HOMIN)夏季降水量进行分析,4个指数的标准化距平如图2所示。另外,还利用高原东部、西部站点观测降水资料验证了CN05降水资料的可靠性。根据图2,以标准化距平值大于1(小于-1)选取在满足印度季风指数异常强(弱)条件下,HOMIN降水异常多(少)、高原西部降水多(少)和高原东部降水少(多)3个指标中有2个以上的异常年份,即1973、1975、1978、1983、1988、1994年为6个典型的印度夏季风异常强年;1974、1979、1985、1987、2009、2014年为6个典型的印度夏季风弱年。

图3是合成的印度夏季风强年和弱年逐月的IMI指数、HOMIN降水、高原东部、西部夏季降水与1973-2014年月平均气候值之差。如图3所示,在夏季6-9月,印度季风强年(弱年)的IMI均大于(小于)1个标准差,HOMIN降水量则异常偏多(偏少),相应的高原东部降水量异常偏少(偏多)、高原西部降水量异常偏多(偏少)。

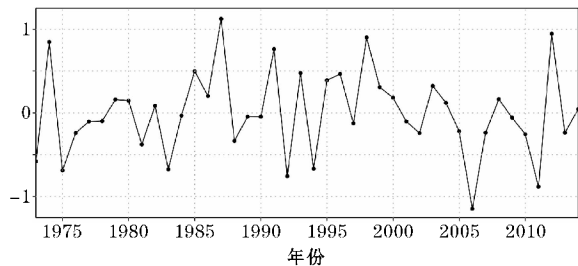
图4是印度夏季风强、弱年27°N~35°N平均青藏高原逐月降水量距平的时间-经度剖面图。图4表明夏季6-9月高原东部、西部不同的降水变化特征。印度夏季风强年(图4a),整个夏季,在87°E以西的高原西部总体降水偏多,93°E以东的高原东部总体降水偏少;高原西部降水偏多的正异常中心出现在8月,高原东部降水偏少的负异常中心出现在7月。印度夏季风弱年(图4b),夏季6-9月呈现出相反分布特征,即高原西部总体降水偏少、而东部总体降水偏多。需要注意的是,在印度夏季风弱年的高原西部,6月、8月分别呈现出2个降水少负异常中心,而7月却是1个降水接近正常的异常小值带,这也与图3(c)中印度夏季风弱年高原西部7月降水接近正常相对应。



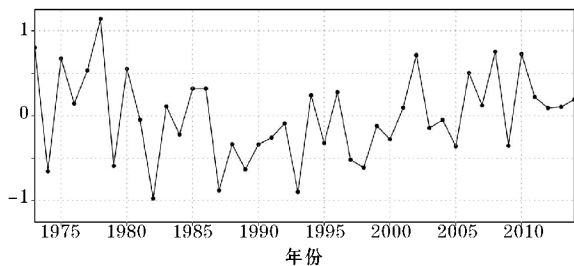
(a)印度夏季风指数(IMI)



(b)印度同性季风区(HOMIN)降水



(c)高原东部降水



(d)高原西部降水

图2 1973-2014年夏季6-9月平均标准化距平

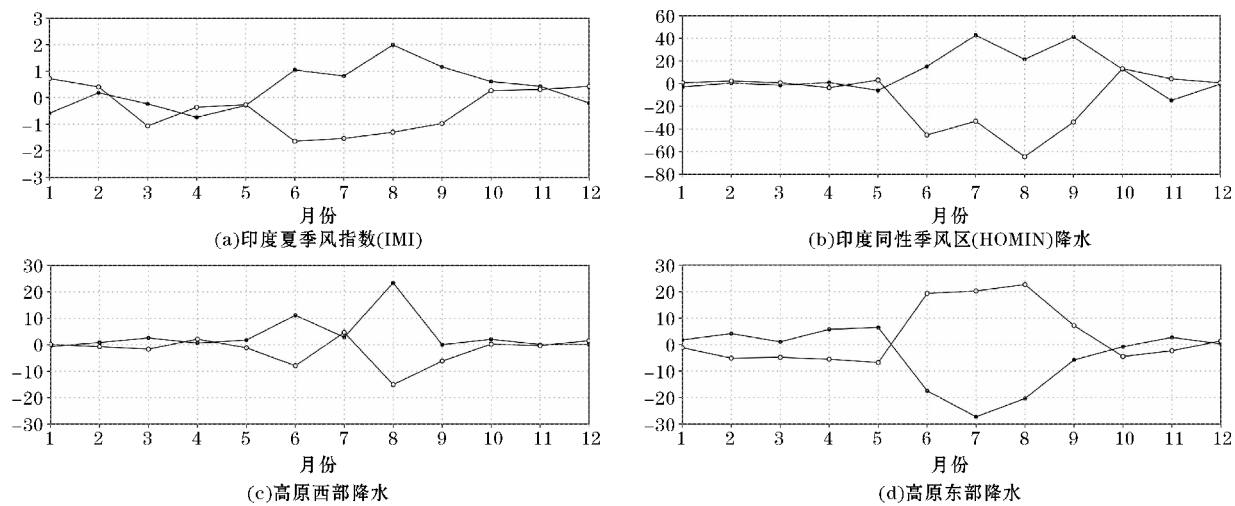


图3 印度夏季风异常强、弱年逐月距平值(实心圆代表强年,空心圆代表弱年)

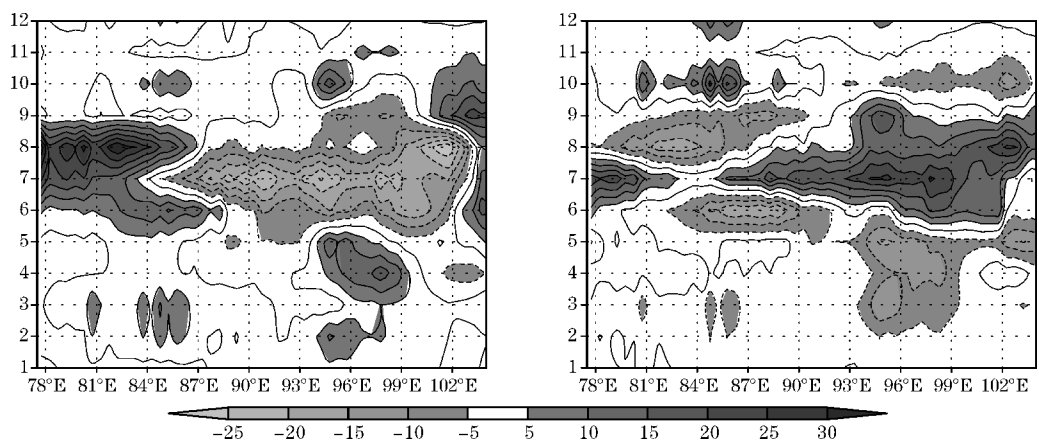


图4 高原降水量距平时间-经度剖面

## 4 印度夏季季风环流系统的变化及其对高原降水的影响

### 4.1 南亚高压变化

薛峰等<sup>[16]</sup>在研究中表明,对流层上层大气环流季节变化至关重要,其不仅季节变化最明显,且季节变化的时间最早。南亚高压是夏季出现在青藏高原及其邻近地区上空的大型高压系统。图 5 是印度季风强年和弱年 5–10 月 100 hPa 位势高度场的演变。可以看到在印度夏季风强年,5 月(图 5a)南亚高压位势高度超过 16700 gpm 的区域(后文简称为南亚高压的面积)位于青藏高原以南的孟加拉湾北部到中南半岛地区、面积较小,高压中心位于(100 °E, 20 °N)附近;6 月(图 5b)南亚高压中心位置比 5 月明显往西、往北移动,中心位置大约在(80 °E, 25 °N)附近,且南亚高压的面积迅速增大,强度增强;7 月(图 5c)南亚高压中心位继续向西北方向移到(60 °E, 35 °N)附近、位置到达最西

北,面积进一步扩大,中心区域(16850 gpm 范围)强度也到最强;8 月(图 5d)南亚高压稍有减弱,高压中心分裂为东西两个;对比图 4(a)的 6–8 月高原西部降水量偏多、高原东部降水量偏少,直接原因之一是印度季风强年 6–8 月南亚高压中心位置偏西,导致对流层高层辐散中心偏西。9 月(图 5e)南亚高压的 16700 gpm 的区域主体回到 30 °N 以南、且面积迅速减小,至 10 月(图 5f)南亚高压进一步南移,16700 gpm 的区域消失。

相较于印度季风强年,在印度夏季风弱年,5 月(图 4g)南亚高压位势高度超过 16700 gpm 的区域没有出现;6–8 月(图 5h ~ j)南亚高压中心位置偏东偏南、面积和强度(16850 gpm 范围)均不及印度季风强年;7 月和 8 月,在 90 °E 附近有明显的偏东地区的南亚高压中心。对应印度季风弱年图 4(b)中高原西部降水量偏少、高原东部降水量偏多,应该与 6–8 月南亚高压中心位置偏东,对流层高层辐散中心偏东有关。9–10 月(图 5k ~ l),南亚高压迅速减弱南扯,从位势高度场上看,10 月已无闭合高压环流。

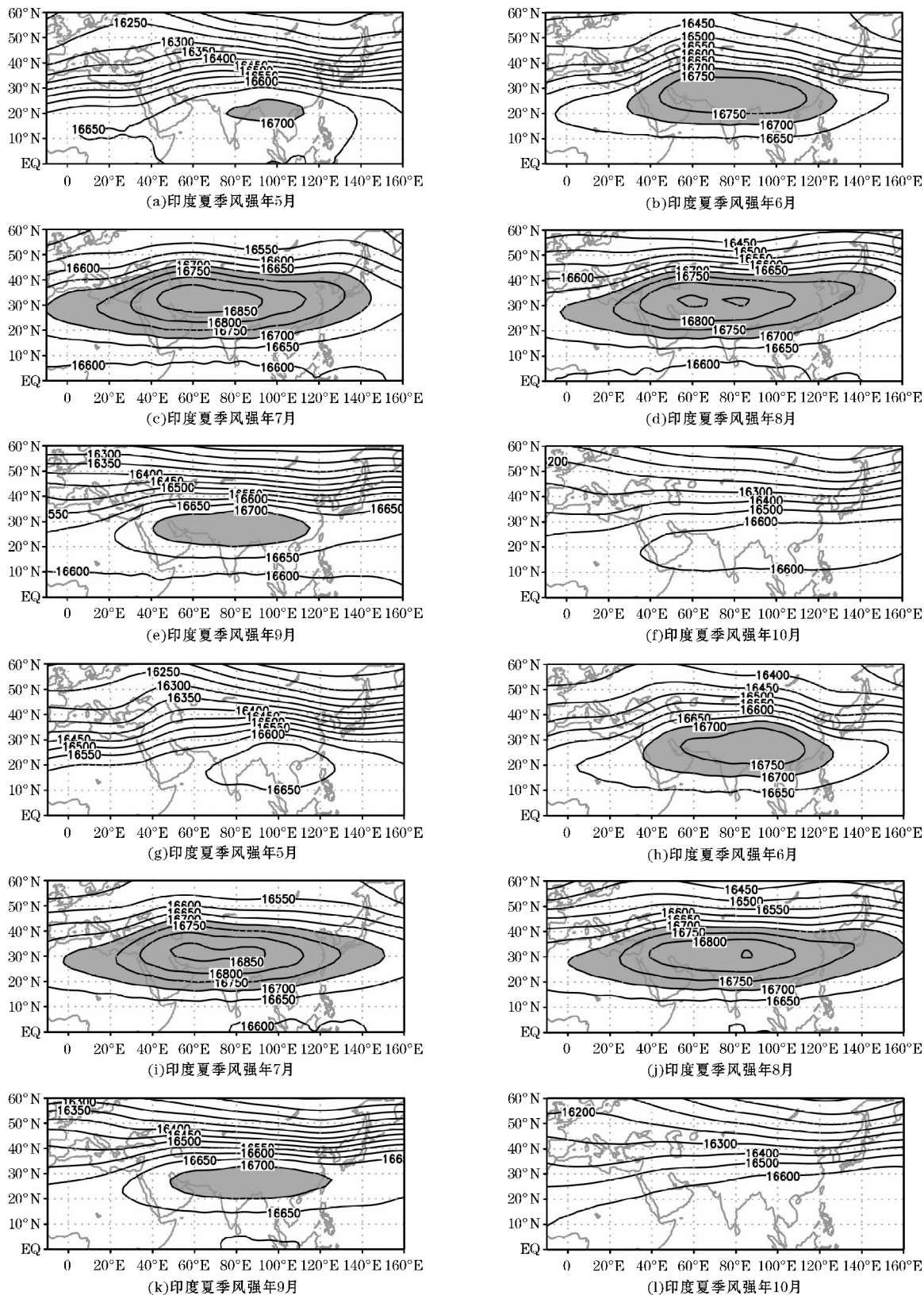


图 5 印度夏季风强年、弱年 100 hPa 位势高度场 (阴影区是位势高度大于 16700 gpm 的区域)

更客观的可以从表 1 看到,的确在印度夏季风强年,南亚高压在 7 月面积最大,为  $34.99 \times 10^6 \text{ km}^2$ ,且强度最强,可达 16775.8 gpm,脊线位置在 7 月移至最北,可至  $32.6^\circ\text{N}$ 。而在印度夏季风弱年,南亚高压最大面

积( $33.12 \times 10^6 \text{ km}^2$ )、最强强度(16770.9 gpm)、最北脊线位置( $31.3^\circ\text{N}$ )均不及强年。因此,印度夏季风强弱引起的南亚高压的位置东西和强度变化是高原东、西部降水变化的原因之一。

表 1 印度季风强年和弱年南亚高压的面积、强度和脊线位置

参数	印度夏季风强年						印度夏季风弱年					
	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月
面积(位势高度大于 16700 gpm 区域的面积)/10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup>	0.5	18.18	33.89	31.64	7.41	/	/	1.69	32.74	33.12	8.19	/
强度位势高度大于 16700 gpm 区域的平均值)	16701	16746.1	16775.8	16767	16718.9	/	/	16743.7	16770.9	16760.7	16718.1	/
脊线位置(40 °E ~ 120 °E 平均纬向风零线的纬度)/°N	20.2	28	32.6	32.5	27.5	21.2	19.5	27.1	31.1	31.3	27.2	20.5

3.2 低层流场变化

考虑青藏高原地形影响,主要合成了印度夏季季风强年和弱年 5–10 月 600 hPa 流场距平的变化特征差异。如图 6 所示,在印度夏季风强年,5 月(图 6a)处于冬季型向夏季型环流转换期,阿拉伯海到印度半岛北部及中南半岛到中国南海北部地区各有一个异常反气旋性环流,青藏高原东部处于 2 个异常反气旋环流之间的异常低槽槽前的西南气流区域,这应该与

图 4(a)中印度季风强年高原东部降水偏多有关,而近赤道的孟加拉湾南部地区为一异常气旋性环流。到 6 月(图 6b)阿拉伯海到印度半岛转变为一个异常的气旋性环流,伊朗高原上空形成一个异常反气旋环流,中南半岛到中国南海依然是异常的反气旋环流并有向西北方向伸展的趋势,孟加拉湾东部的异常气旋环流减弱东移;这些变化形成高原西南侧的异常偏东南气流与伊朗高原异常反气旋环流东部的偏北气流在高原西部地区辐合,使高原西部降水增加;高原东部则位于中

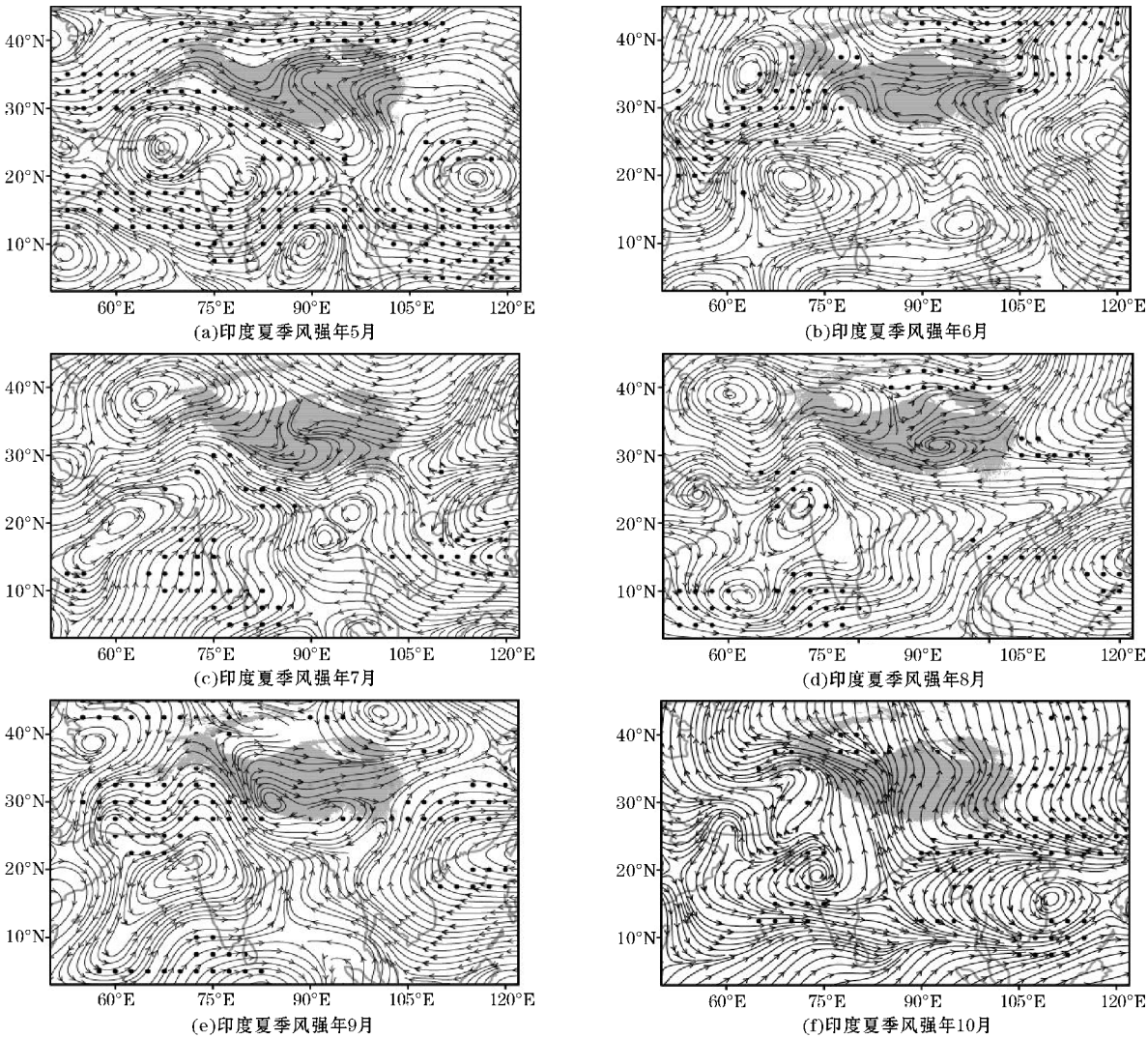


图 6 印度夏季风强年 600 hPa 高原流场距平的合成(黑色打点区是信度超过 90% 的区域,灰色阴影区是青藏高原区域)

南半岛向西北伸展的异常反气旋环流西北部,降水偏少。7月(图6c),阿拉伯海到印度半岛北部、伊朗高原维持一对异常气旋式环流和反气旋式环流,环流中心有所变化;中南半岛北上的气流在孟加拉湾中部分为两支,一支从孟加拉湾中部汇入印度半岛异常气旋性环流东北相位的东南气流中,一支北上在高原东南缘转向到高原西部转为东南风距平,两支气流与伊朗高原异常反气旋式环流东部的偏北气流在高原西部辐合,共同使高原西部降水偏多;而高原东部则是南边东北气流和北边西北气流的辐散区,导致高原东部降水偏少。8月(图6d),继续维持的高原西南缘东南风距平与高原西北偏北气流在高原西部辐合,使高原西部的降水偏多;而高原东部则形成了一个异常反气旋性环流中心,使高原东部降水偏少。9月(图6e),高原西南边缘( $85^{\circ}\text{E}$ 附近)和东南边缘( $95^{\circ}\text{E}$ 附近)各有一个弱的异常反气旋中心,高原西部异常降水结束,高原东部降水依然偏少;10月(图6f),整个高原区域均受偏异常偏南气流影响,高原西南部有一个明显的辐合中心,高原东部的异常西南气流明显,受其影响,对

应于图4(a),在高原西部和东部都是降水偏多。

在印度夏季风弱年,5月(图7a),伊朗高原到印度西北地区为异常气旋环流,印度东北地区到孟湾北部为异常反气旋环流,整个高原均是异常的西南气流,但印度东北部到中南半岛北部是异常反气旋环流东部的异常偏北气流,这既不利于水汽向高原东部地区输送,还使高原东部是一个辐散区,在图4(b)也表现为印度季风弱年高原东部降水偏少。6月(图7b),伊朗高原异常气旋环流稍有东移,阿拉伯海到印度半岛形成强的异常反气旋环流, $20^{\circ}\text{N}$ 以南的印度半岛到孟加拉湾是一致异常东北气流, $20^{\circ}\text{N}$ 以北的印度半岛北部到高原西南缘为西北气流,高原西部则在此西北气流与伊朗高原异常气旋环流东南部的西南气流之间的辐散带中,使部为高原西部降水偏少;与此同时,高原东部( $95^{\circ}\text{E}$ , $35^{\circ}\text{N}$ 附近)上空则形成一个异常气旋性环流辐合中心,其南部为弱槽,高原东南部是槽前的异常西南气流,高原东北部为东北气流,两者在高原东部辐合导致降水异常偏多的开始。7-9月(图7c~e)阿拉伯海—印度半岛—孟加拉湾一带基本维持弱季风年的

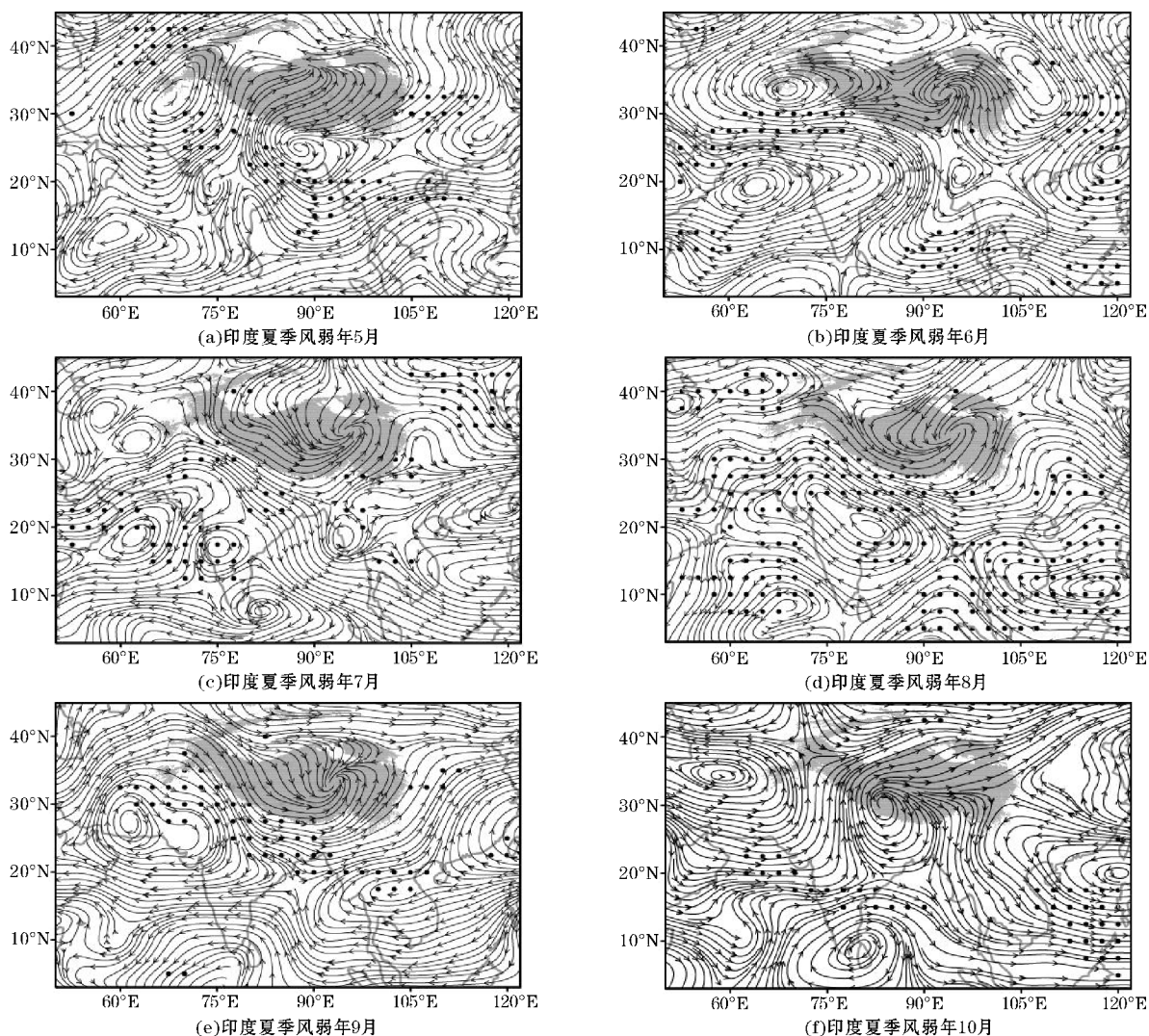


图7 印度夏季风弱年600 hPa高原流场距平的合成(黑色打点区是信度超过90%的区域,灰色阴影区是青藏高原区域)

异常环流特征,印度北部到高原西南缘也一致维持异常的西北气流,不利高原西部的降水;高原东部的异常气旋式辐合中心加强并一直维持,其南部的异常低槽向南扩展到孟加拉湾北部,使 $90^{\circ}\text{E}$ 以东从高原东南到中南半岛北部是一致的低压槽前异常西南气流,与高原北部的异常西北气流或东北气流配合,在高原东部形成一条西南-东北向的异常气旋式辐合带,导致图4(b)中异常多的降水。10月(图4f),高原西部( $85^{\circ}\text{E}$ 以西)转为异常反气旋环流西部偏北气流,高原东部辐合带转为辐散带( $90^{\circ}\text{E}$ 以东的 $30^{\circ}\text{N}$ 附近),在图4(b)也转为高原西部降水偏多、高原东部降水偏少。

分析印度夏季风强弱年600 hPa异常环流的演变与高原东部西部降水异常变化的联系,事实上对流层低层的850 hPa上在高原以南的低纬度也有与600 hPa上类似的异常环流变化特征,高原上则是500 hPa有与600 hPa变化类似的特征(图略),这里就不赘述了。

陶诗言等<sup>[17]</sup>研究指出,5月底至6月初亚洲上空的大气环流发生突变,其特征之一为印度的西南季风向北推进。印度夏季风强年、弱年逐月平均的经向风、纬向风垂直分布特征能很好地与600 hPa流场相对应(图略),在印度夏季风强年6-9月,经向风剖面中高原西部地区处于偏南风控制且强度增强,范围增大,同时在纬向风剖面中低纬底层偏西风也不断北移增强,说明印度夏季风增强北移,有利于高原西部降水;而高

原东部为弱的偏北风控制且低纬底层偏西风北移减缓,不利于高原东部降水。在印度夏季风弱年,经向风呈现出几乎是相反的变化特征,高原西部地区为偏北风控制,高原东部地区为偏南气流控制。

#### 4 高原降水异常变化的主要因子

进一步分析环流系统异常影响下,导致青藏高原降水异常变化的主要因子。垂直运动是导致降水变化的主要原因之一,图8给出了印度夏季风强年和弱年6-9月沿 $30^{\circ}\text{N} \sim 32.5^{\circ}\text{N}$ 平均垂直速度距平合成的高度-经度剖面图。印度夏季风强年6月(图8a),高原西部低层400 hPa以下有明显的异常上升运动,高原东部是弱的异常上升运动;7月(图8b)和8月(图8c),高原西部400 hPa以上的异常上升运动显著加强,高原东部对流层中则都是一致的异常下沉运动;9月(图8d),高原西部400 hPa以上的异常上升运动明显减弱,高原东部的异常下沉运动退缩到200 hPa以下。相反,在印度夏季风弱年(图8e~h),在6-9月高原东部和西部均非常明显表现出异常垂直速度的反相变化特征。其中高原东部的异常上升运动更加明显,500~300 hPa有异常上升运动中心,特别是7-8月(图8f和图8g)的异常上升运动向西扩展到 $85^{\circ}\text{E}$ 附近,也与图4(b)中高原东部异常偏多降水向西扩展的变化特征一致。

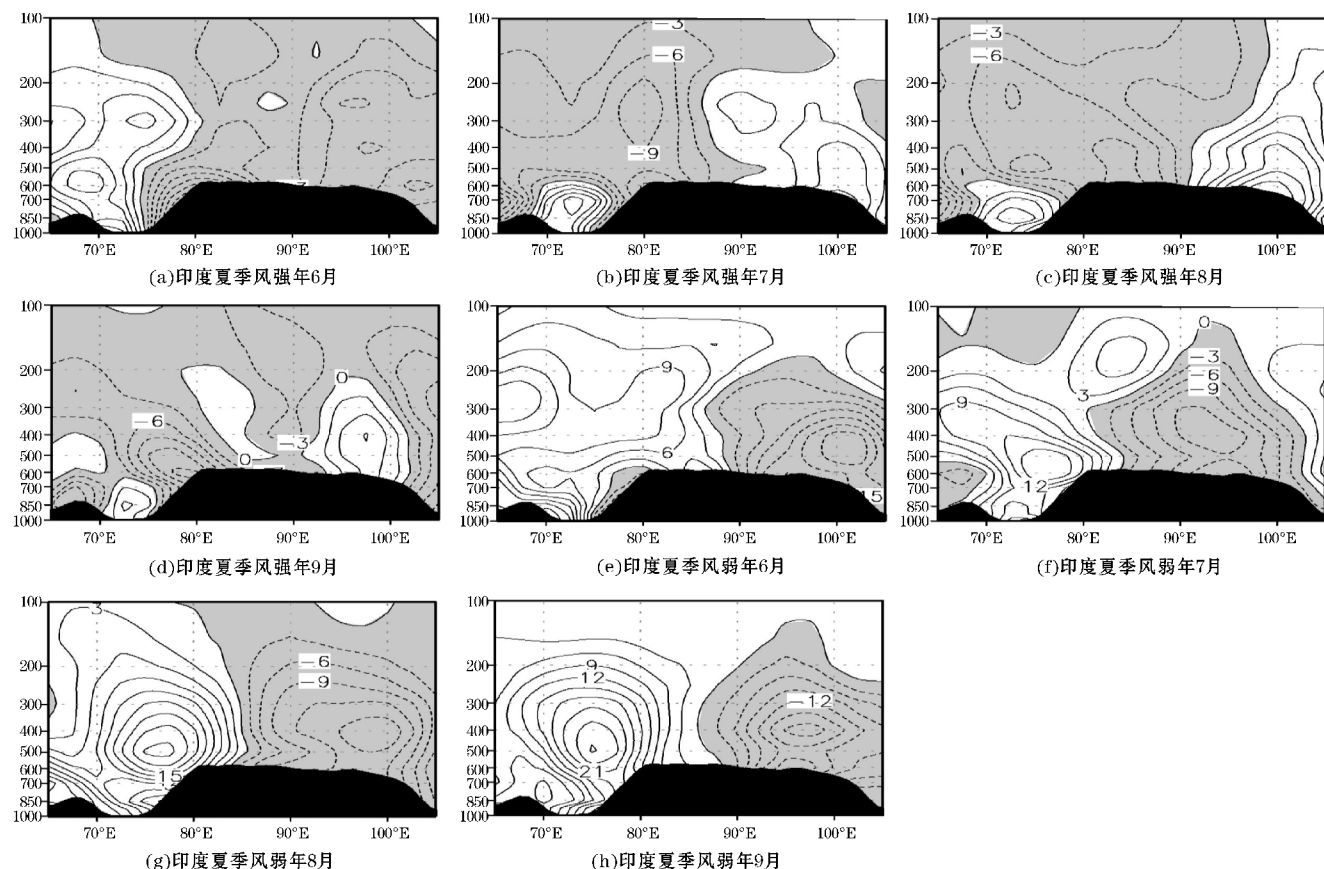


图8 印度夏季风强年、弱年沿 $30^{\circ}\text{N} \sim 32.5^{\circ}\text{N}$ 平均垂直速度距平合成经度-高度剖面图(阴影区为异常上升运动区)

异常垂直速度变化不仅与印度夏季风强年(弱年)对流层上层南亚高压中心位置偏西(偏东)相呼应,也与低层青藏高原西部异常辐合(辐散)、东部异常辐散(辐合)环流系统相匹配;同时,还可以解释高原西部和东部降水异常变化是其上空异常垂直运动变化的结果。

水汽输送是产生降水的另一个重要物理因子,水汽通量散度是表征水汽输送的主要物理量。图9是印度夏季风强年、弱年6-9月500 hPa水汽通量散度的距平合成分布。结合图8的垂直速度,可以发现在印度夏季风强年(图9a~d),高原西部的异常上升运动区

对应了异常水汽通量散度的负值区,表示降水异常偏多是水汽辐合与上升运动共同作用的结果,其中以7-8月尤为明显,异常水汽通量辐合区的范围和量值都非常大;在高原东部,7-9月一致的下沉气流也较好地对应了水汽通量散度的正值区或弱负值区,此时水汽弱辐散降水偏少。

印度夏季风弱年(图9e~h),在6-9月高原东部、西部反相的水汽通量散度的异常变化更为显著,高原东部(西部)异常水汽通量辐合(辐散)能很好地与异常上升(下层)运动相对应,导致印度夏季风弱年高原东部(西部)降水异常偏多(偏少)。

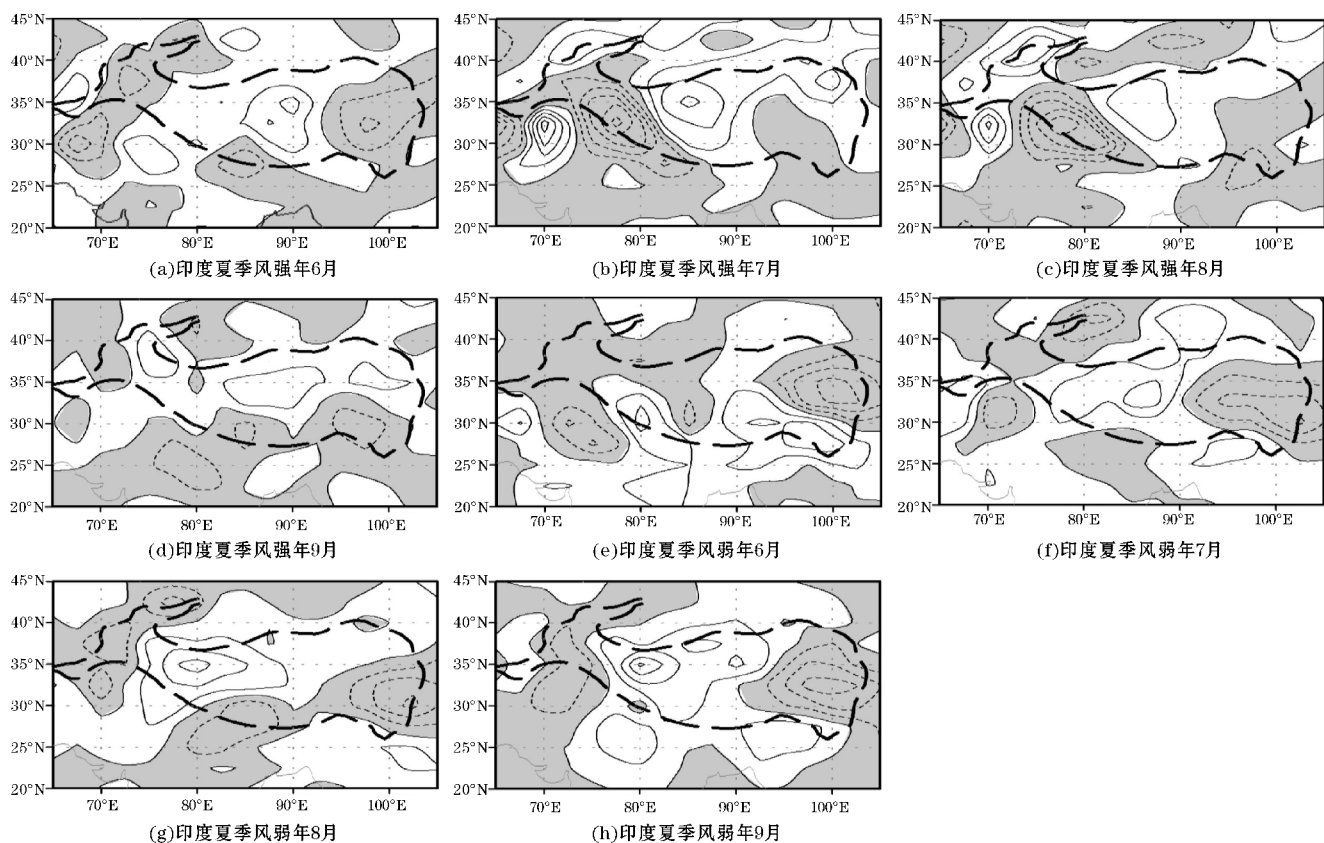


图9 印度夏季风强年、弱年500 hPa水汽通量散度距平的合成(阴影区为水汽通量异常辐合区)

## 5 结论

利用印度夏季风指数(IMI)、印度同性季风区(HOMIN)夏季降水及高原东部、西部夏季降水,选取典型的印度夏季风强年和弱年,分析了印度夏季风强弱年青藏高原夏季降水及其相应环流特征。主要结论有:

(1) 受印度季风影响,青藏高原西部和东部的降水有显著的不同变化特征。主要表现为,印度夏季风强年(弱年),夏季6-9月高原西部降水明显偏多(偏少)、东部降水明显偏少(偏多)。

(2) 印度夏季风强、弱年,印度季风区的异常环流系统变化有显著的差异,并影响青藏高原降水的变化。

表现为印度夏季风强年(弱年),对流层上层,夏季南亚高压强度偏强(偏弱)、面积偏大(偏小)、中心位置偏西(偏东)、脊线位置偏北(偏南),在7-8月最显著;对流层中低层,印度半岛主要是异常气旋(反气旋)环流系统变化的影响,高原西部是异常气流辐合(辐散)流场变化的影响,高原东部则是异常辐散流场(辐合中心或辐合带)变化的影响。

(3) 综合印度夏季风强弱年在对流层中异常环流系统变化的影响,结果导致印度夏季风强年(弱年),青藏高原西部异常上升运动增强(减弱),水汽通量异常辐合(辐散),降水异常偏多(偏少);青藏高原东部则是相反的异常上升运动减弱(增强),水汽通量异常辐散(辐合),降水异常偏少(偏多)。

## 参考文献:

- [1] 葉篤正,陶诗言,李麥村. 在六月和十月大气环流的突变现象[J]. 气象学报,1958(4):27-41.
- [2] 葉篤正. 青藏高原气象学[M]. 北京:科学出版社,1979.
- [3] 李生辰,徐亮,郭英香,等. 近34a青藏高原年降水变化及其分区[J]. 中国沙漠,2007,27(2):307-314.
- [4] 杜军,马玉才. 西藏高原降水变化趋势的气候分析[J]. 地理学报,2004,59(3):375-382.
- [5] 林振耀,赵昕奕. 青藏高原气温降水变化的空间特征[J]. 中国科学:地球科学,1996(4):354-358.
- [6] 汤懋苍,白重瑗,冯松,等. 21世纪青藏高原气候的三次突变及与天文因素的相关[J]. 高原气象,1998,17(3):250-257.
- [7] 《气候变化国家评估报告》编写委员会. 气候变化国家评估报告[M]. 北京:科学出版社,2007.
- [8] 王遵娅,丁一汇,何金海,等. 近50年来中国气候变化特征的再分析[J]. 气象学报,2004,62(2):228-236.
- [9] 陈隆勋,邵永宁,张清芬,等. 近四十年我国气候变化的初步分析[J]. 应用气象学报,1991,2(2):164-174.
- [10] 翟盘茂,任福民. 中国降水极值变化趋势检测[J]. 气象学报,1999(2):208-216.
- [11] 汤懋苍,沈志宝,陈有虞. 高原季风的平均气候特征[J]. 地理学报,1979(1):33-42.
- [12] 汤懋苍,梁娟,邵明镜,等. 高原季风年际变化的初步分析[J]. 高原气象,1984,3(3):76-82.
- [13] 汤懋苍. 青藏高原季风的形成、演化及振荡特性[J]. 干旱气象,1998(1):3-16.
- [14] 白虎志,谢金南,李栋梁. 青藏高原季风对西北降水影响的相关分析[J]. 干旱气象,2000(2):10-12.
- [15] Wang B, Wu R, Lau K M. Interannual Variability of the Asian Summer Monsoon: Contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian Monsoons[J]. Journal of Climate, 2001, 14(20):4073-4090.
- [16] 薛峰,林一骅,曾庆存. 论大气环流的季节划分与季节突变Ⅲ. 气候平均情况[J]. 大气科学,2002,26(3):307-314.
- [17] 陶诗言,陈隆勋. 夏季亚洲大陆上空大气环流的结构[J]. 科学通报,1957,2(7):214-215.

## Characteristics of Abnormal Changes of Precipitation over the Tibetan Plateau and Atmospheric Circulation under the Influence of Indian Summer Monsoon

SUN Yi, GONG Yuanfa

(College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

**Abstract:** Based on the NCEP( $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ) reanalysis data from 1973 to 2014, the China and Indian monthly precipitation data. To discussed the abnormal changes of India summer monsoon impact on Summer Precipitation over the plateau and the corresponding abnormal circulation system, through correlation analysis and synthesis analysis. The results show that: (1) The summer precipitation in the eastern and western Tibetan Plateau has an opposite trend under the influence of the Indian summer monsoon, in Indian summer monsoon strong year(weak year), the more (less) precipitation in the western part of the Tibetan Plateau, but the less (more) precipitation in the eastern part of the Tibetan Plateau. (2) In Indian summer monsoon strong year (weak year), the South Asia High in the upper troposphere is strong and westward, northward (weak and eastward, southward); In the middle and lower troposphere, India peninsula is an anomalous cyclonic (anticyclone) circulation system. The western part of the Tibetan Plateau is an anomalous convergence (divergence) flow field, while the eastern part is an anomalous divergence flow field (convergence center or convergence zone). (3) comprehensive the influence of the variation of the anomalous circulation system in the troposphere during the India summer monsoon. India summer monsoon stronger (weaker), Western Tibetan Plateau abnormal rising motion increased (reduced), water vapor flux convergence (divergence), which will lead to more (less) precipitation anomaly. While the eastern Tibetan Plateau was the opposite anomaly characteristics.

**Keywords:** meteorology; meteorology and climate; Indian summer monsoon; Tibetan Plateau; South Asia high; anomaly precipitation