

PJ 遥相关型对长江中下游夏季降水影响的不对称性

陶丽^{①②*}, 于国强^②, 王学兵^③

① 南京信息工程大学 气象灾害教育部重点实验室 江苏 南京 210044;

② 南京信息工程大学 大气科学学院 江苏 南京 210044;

③ 中宁县气象局, 宁夏 中卫 751200

* 联系人, E-mail: taoli@nuist.edu.cn

2018-03-15 收稿, 2018-05-11 接受

国家重点研发计划项目(2016YFA0600402); 国家自然科学基金资助项目(41630423; 41375098); 江苏高校优势学科建设工程资助项目(PAPD)

摘要 利用 1979—2015 年海洋和大气再分析资料, 基于夏季太平洋-日本遥相关型 (PJ) 指数, 讨论了 PJ 指数在极端正负年份长江中下游降水位置和强度异常的不对称响应及其可能原因。结果表明: 在 PJ 负位相年(对应 El Niño 次年), 长江中下游降水显著偏多, 中心分别位于江淮流域和日本南部; 而在 PJ 正位相年(对应 La Niña 次年), 长江中下游降水减少却不明显。研究发现: 在 PJ 负位相年, 中东太平洋、印度洋、南海地区海温明显偏暖, 菲律宾海上空有异常反气旋响应, 长江中下游地区有异常气旋响应; 而在 PJ 正位相年则反之。在 PJ 负(正)位相年, 菲律宾海异常反气旋(气旋)和长江中下游地区异常气旋(反气旋)明显偏强(偏弱), 由此导致长江中下游降水位置和强度异常存在不对称响应。基于大气环流模式 ECHAM4.8 的敏感性数值试验结果表明, 即使印度洋海温偏暖与偏冷程度相当, 但由偏暖印度洋海温激发的菲律宾海异常反气旋也明显偏强, 从而造成长江中下游地区降水偏多程度大于偏少程度。由此印证的事实是: El Niño 次年(PJ 负位相年)长江中下游夏季降水偏多的预测技巧高于 La Niña 次年夏季降水偏少的预测技巧。

关键词
PJ 遥相关型;
夏季降水;
不对称性

过去几十年, 长江中下游的夏季降水或者梅雨的年际变化受到广泛的关注和研究(Tao and Chen, 1987; Nitta, 1987; 黄荣辉和李维京, 1988; Chang et al., 2000a, 2000b; Wang et al., 2000, 2003)。Nitta (1987) 在总结前人的研究基础之上, 发现日本和菲律宾海附近的大气环流存在翘翘板结构, 并首次提出了太平洋-日本(Pacific-Japan, PJ) 遥相关型。黄荣辉和李维京(1988) 从观测事实中也发现, 从菲律宾到鄂霍次克海上空大气存在类似于 PJ 的“三极子”结构的遥相关波列, 并命名为东亚-太平洋(East Asia-Pacific, EAP) 遥相关型。PJ 遥相关型在经向上的 3 个异常中心分别对应鄂霍茨克海附近的阻塞高压、中纬度梅雨锋以及低纬的副热带高压, 而这 3

个系统是东亚夏季风的重要组成部分, 对东亚夏季降水以及我国长江中下游雨带的位置及其强度均有重要影响(李业进和王黎娟, 2016; 胡杨等, 2019)。林建等(1999) 指出, 长江中下游旱涝年夏季降水与 PJ 遥相关型关系密切。宗海锋等(2008) 指出 PJ 型环流是夏季梅雨期影响我国长江中下游旱涝的关键。Liang and Wang(1998) 指出急流的突变以及急流的位置的改变对我国东部雨带和降水量有持续性重要影响, 急流南移将使得夏季江南华南降水偏多。周兵等(2003) 构造了新的东亚季风指数。该指数在空间场上呈现出显著的 EAP 遥相关特征, 高指数年对应长江中下游涝, 负指数年则相反。廖清海和陶诗言(2004) 指出, 东亚大气环流的季节循环的变

引用格式: 陶丽, 于国强, 王学兵. 2020. PJ 遥相关型对长江中下游夏季降水影响的不对称性[J]. 大气科学学报, 43(2): 299-309.

Tao L, Yu G Q, Wang X B. 2020. Asymmetric effect of Pacific-Japan teleconnection pattern on summer precipitation in middle and lower reaches of Yangtze River[J]. Trans Atmos Sci, 43(2): 299-309. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20180315001. (in Chinese).

异对我国东部地区持续性降水异常有重要影响。闵锦忠等(2005)研究表明,西北太平洋对流与长江中下游夏季降水表现为负相关关系。胡景高等(2010)指出,南亚高压活动对我国东部夏季降水有着重要影响。高压脊点偏东(西)年,高压强度增强(减弱),江淮流域、东北部分地区偏涝(旱)。黄荣辉(2006,2013)的研究指出,PJ指数不仅存在2~3a的年际变化,而且存在着显著的年代际特征。Tao et al.(2017)则指出PJ遥相关型在20世纪70年代末发生了年代际翻转,对应我国夏季降水也发生了年代际变化,印度洋海表面温度(Sea Surface Temperature,SST)的年代际变化是造成PJ型年代际翻转的原因,而印度洋海温SST的年代际变化又与印度-太平洋振荡联系密切。

目前,气象学家们对PJ型形成和维持机制的研究主要有以下几种观点:第一,认为PJ遥相关型是由于外部强迫场激发的Rossby波能量向极传播导致的结果(Nitta,1987;Huang and Sun,1992)。根据Rossby频散和大圆理论,认为PJ遥相关型是由于菲律宾海周围对流异常而产生的准定常行星波向极地传播引起,而菲律宾海周围对流异常与局地的SST异常密切相关。第二,认为PJ型是一种大气内部模态,外部强迫只起到调制或者激发作用(Simmons et al.,1983;Li and Ji,1997;Kosaka and Nakamura,2006,2010)。在对东太平洋型(EA)、太平洋北美型(PNA)等北半球冬季显著存在的遥相关进行大量研究之后,Simmons et al.(1983)指出遥相关可以从冬季纬向变化的基本气流中获得不稳定能量。Li and Ji(1997)和Kosaka and Nakamura(2006,2010)的研究表明,大气遥相关不仅依赖于异常加热的外强迫所激发的准定常行星波的能量频散,同时与传播过程中大气内部存在的正压或者斜压不稳定能量有关。第三,认为在PJ遥相关型的形成发展过程中主要受到ENSO的影响。例如,Xie et al.(2009)研究表明,ENSO通过电容器冲电效应,导致印度洋海温增暖,在放电过程中会在菲律宾地区激发异常反气旋,并在东亚沿岸形成了PJ大气遥相关波列。

综上所述,以往的研究表明PJ型遥相关与我国东部夏季降水异常存在紧密的联系,指出了PJ指数的变化对我国夏季雨带位置、降水量的变化具有指示意义。PJ指数存在显著的年际变化,对应正负指数年份,东亚地区夏季降水异常是否表现出非对称性特征?其机理是什么?这个问题至今不够清楚。

为此,本文将通过观测资料和数值模拟探讨对应PJ遥相关型极端正负位相年份的东亚夏季降水差异,揭示降水对SST异常的非对称响应和可能机理。

1 资料和方法

采用的资料包括:NECP/NCAR 1979—2015年500 hPa高度场和850 hPa风场月平均再分析资料以及NOAA 1979—2015年对外长波辐射(OLR)场月平均资料,水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$;NOAA重建全球1979—2015年的月平均降水资料数据集(PREC),水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$;英国气象局哈德莱中心1979—2015年的月平均海表温度资料(HadISST),水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。本文夏季指6、7、8三个月平均,冬季指前一年12月和当年1、2三个月平均。所有的资料均做了去线性趋势处理。

所用模式为ECHAM4(European Centre Hamburg Model4),该大气环流模式是在ECMWF的天气预报模式基础上发展起来的第4代全球大气环流模式(Roeckner et al.,1996)。本文数值试验采用ECHAM4.8的版本,水平分辨率为T63,约为 $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$,垂直方向为19层。本文设计了热带印度洋增暖(变冷)试验及控制试验,通过对印度洋海温的改变从而得到其对PJ遥相关型的影响。控制试验为以月平均SST气候值驱动ECHAM4.8模式,将热带印度洋地区($50^{\circ} \sim 100^{\circ} \text{E}$, $10^{\circ} \text{S} \sim 23^{\circ} \text{N}$)SST月平均气候值加上(减去)其与PJ指数所做的回归系数作为印度洋暖(冷)实验。海温变化的计算公式如下:

$$I_{\text{Warm}} = I_{\text{Clim}} + r_g, \quad (1)$$

$$I_{\text{Cold}} = I_{\text{Clim}} - r_g. \quad (2)$$

模式积分时间长度为40a,取后30a模拟结果。为揭示降水非对称性特征,本文将PJ指数正负位相年份降水分别相加,进而突出降水的非对称性(Wu et al.,2010)。

2 东亚夏季降水异常对PJ指数的非对称响应

2.1 PJ指数的定义和时间变化特征

根据PJ遥相关型的空间结构,一些学者利用500 hPa或者850 hPa等压面上PJ活动中心的位势高度之差来定义PJ指数(黄刚和严中伟,1999;Huang,2004;Wakabayashi and Kawamura,2004)。但是,当PJ活动中心发生变化时,根据PJ活动中心的位势高度之差来定义的PJ指数则无法准确地反

映 PJ 强度的变化。为此,本文采用 Tao et al. (2017)、陶丽等(2017)提出的 PJ 指数,该指数将东亚 500 hPa 高度场以及菲律宾附近的降水场所做的 SVD 分析之后所得得到的高度场的时间序列定义为 PJ 指数(图 1)。

本文将夏季东亚 500 hPa 高度场(100°~160°E, 10°~70°N)和菲律宾附近降水场(111.25°~151.25°E 8.75°~23.75°N)年际变化进行 SVD 分析。图 1a 反映了以菲律宾、中纬度日本地区和高纬的鄂霍次克附近为中心形成的“-+-”分布的环流特征。这样的环流形势与 Nitta(1987)提出的经典 PJ 空间型非常相似,对应菲律宾附近有正异常降水(图 1b),对应时间系数(图 1c)反应的是 PJ 空间型的年际变化特征,本文定义高度场模态对应时间系数为 PJ 指数。值得注意的是,图 1c 中 PJ 负指数极端异常的 1980、1998、2010 年里长江中下游都发生了大范围的洪涝灾害,尤其在 1998 年,长江流域多地 5 到 8 月的累计降水量超过 1 000 mm,长江流域中游的武汉等地 7 月累计降水量超过 500 mm(周兵和文继芬 2007)。

图 2 为夏季 PJ 指数与前期海温以及 850 hPa 风场异常回归分布。在前冬季和春季,与 PJ 指数显著

负相关的 SST 异常集中在赤道中东太平洋、热带印度洋,以及沿东亚海岸。而在菲律宾海及其东北方向的北太平洋中部则为正相关分布区域,表现为典型的 ENSO 型海温异常分布。对太平洋中东部海温偏冷的 Matsuno-Gill 响应,使得在其西侧激发出异常的反气旋,并在东亚沿岸激发一个异常的气旋。图 3 给出了 PJ 指数与前冬季、春季和同期全球降水的回归分布。如图 3 所示,前冬和春季的菲律宾海降水 and 海温同为正异常,为正相关,当菲律宾海 SST 偏暖时,对应的降水表现出增加趋势,说明前期的菲律宾海 SST 异常对 PJ 型起主导作用,海温影响大气。而热带东印度洋地区降水和海温表现为负相关,即前冬和春季热带东印度洋海温受到大气异常的影响,热带东印度洋上空的异常气旋性切变会引起降水增多,辐射减少,从而海温偏低。

夏季 SST 与 PJ 指数显著相关区主要集中在印度洋、菲律宾附近,呈现出显著的负相关,赤道中东太平洋和北太平洋海温与 PJ 型的相关性大大减弱。结合图 2 菲律宾附近的降水和海温为负相关,菲律宾附近海温偏冷时,其对应的菲律宾附近降水是增加的,850 hPa 对应的是一气旋性异常。日本附近的降水和海温亦为负相关,日本附近海温偏暖时,其对

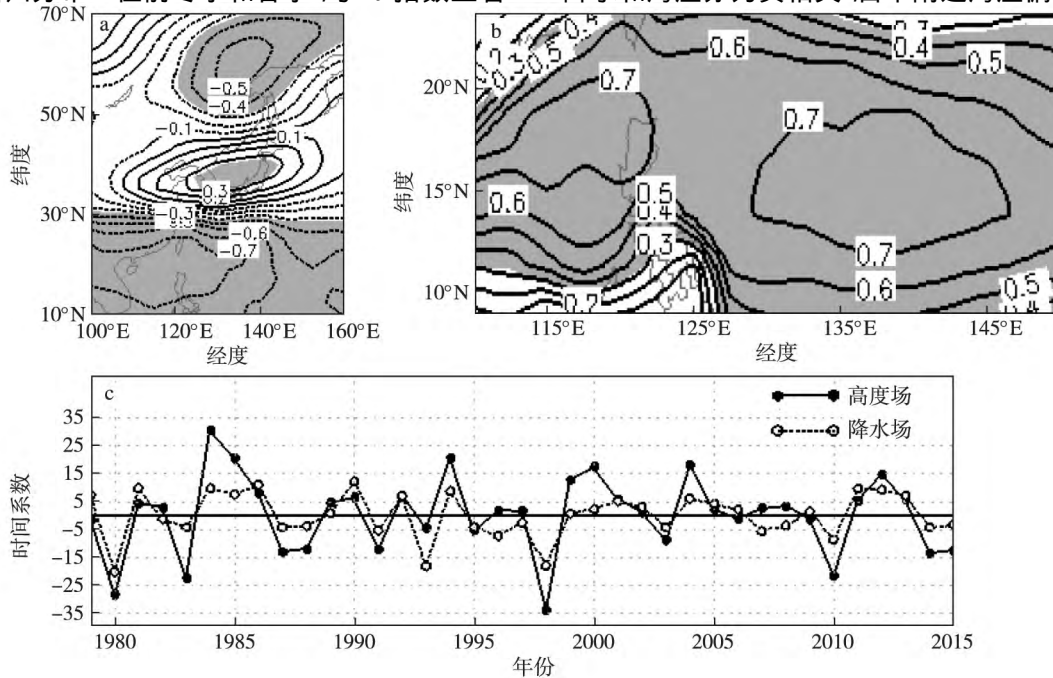


图 1 SVD 第一模态的空间型及其时间序列:(a) 6—8 月东亚 500 hPa 高度场(阴影区通过 0.05 信度的显著性检验);(b) 6—8 月菲律宾海周围降水场(阴影区通过 0.05 信度的显著性检验);(c) 左奇异向量(高度场,实线)和右奇异向量(降水场,虚线)的时间序列

Fig.1 Heterogeneous correlation distributions for the first SVD modes of (a) JJA 500 hPa height field over East Asia and (b) JJA precipitation field around Philippine Sea (Values exceeding the 0.05 significance level are shaded) and (c) time series of the first PCs of 500 hPa height (solid line) and precipitation (dashed line)

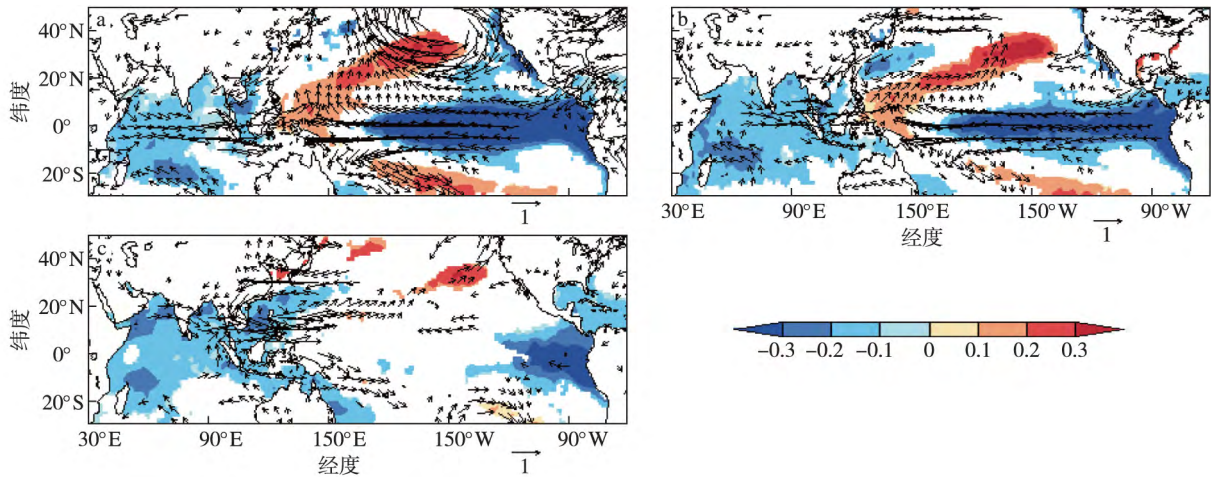


图2 PJ指数与前冬季(a)、春季(b)和同期夏季(c)全球海温距平(阴影区;单位:℃)、850 hPa风速距平(箭矢;单位: $m \cdot s^{-1}$)的回归系数分布(仅显示通过0.05信度显著性检验的区域)

Fig.2 Regressed SST anomalies (shaded areas; units: $^{\circ}C$) and 850 hPa wind speed anomalies (arrows; units: $m \cdot s^{-1}$) in (a) preceding winter (DJF) (b) preceding spring (MAM) and (c) concurrent summer (JJA) onto the interannual PJ index (Only areas with the values exceeding the 0.05 significance level are shown)

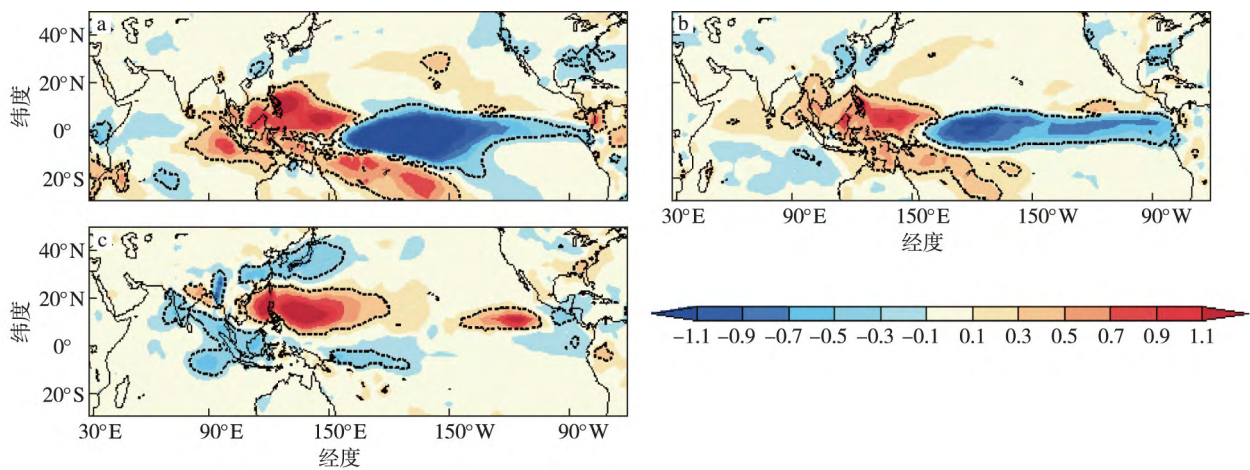


图3 PJ指数与前冬季(a)、春季(b)和同期夏季(c)全球降水距平(阴影区;单位: $mm \cdot d^{-1}$)的回归系数分布(虚线区域通过0.05信度的显著性检验)

Fig.3 Regressed precipitation anomalies (shaded areas; units: $mm \cdot d^{-1}$) in (a) preceding winter (DJF) (b) preceding spring (MAM) and (c) concurrent summer (JJA) onto the interannual PJ index (Areas with dashed line indicate the anomalies passing significance test at 0.05 level)

应的日本附近降水是减少的,850 hPa对应的是一反气旋性异常。说明夏季,东亚沿岸海温是被动作用,及低层的反气旋(气旋)异常,造成辐射增加(减少),从而海温变暖(偏冷)。而东印度洋的降水和海温为正相关,东印度洋海温偏冷时,其对应的东印度洋降水是减少的,说明夏季东印度洋海温是主导作用,东印度洋海温偏低(偏暖),其激发的 Kelvin 波传播到热带西太平洋地区,在菲律宾海附近有异常的气旋(反气旋),并沿东亚沿岸激发出 PJ 遥相关型(Xie et al. 2009; Wu et al. 2010)。因此,这里重点分析当印度洋 SST 发生异常变化,东亚降水的

变化。并用模式来验证当印度洋海温变化是否会对东亚夏季降水有影响,这种影响是否又具有对称性。

2.2 东亚夏季降水的不对称响应

首先将高度场的时间序列标准化处理,并定义为表征 PJ 型强弱的 PJ 指数,且将大于 0.9 或者小于 0.9 的年份定义为 PJ 异常年份。1979—2015 年,共计有 7 个正异常年:1984、1985、1994、1999、2000、2004、2012 年,以及 7 个负位相年:1980、1983、1987、1998、2010、2014、2015 年(图 4)。

图 5 表明,东亚夏季降水在南海菲律宾地区和中国长江中下游及日本附近呈明显的跷跷板分布。

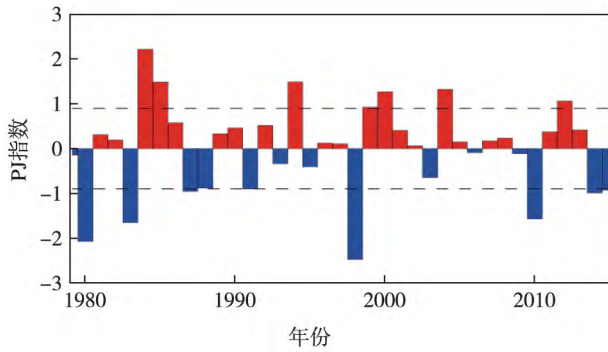


图4 标准化的PJ指数(大于0.9或小于-0.9定义为异常年份)

Fig.4 Standardized PJ index (More than 0.9 or less than -0.9 is defined as anomalous year)

以 10°N 和 25°N 为分界线。在PJ负位相年份(图5a), 10°N 到 25°N 之间的南海菲律宾地区为降水负距平带,两个极值中心分别位于菲律宾以东南海地区和菲律宾以西洋面上。中纬度地区为降水正距平带,极值中心位于长江中下游的江浙地区和日本海南部。在PJ指数正位相年份(图5b),低纬菲律宾、南海地区降水为显著正距平,极值中心位于南海和菲律宾以东洋面上。中纬地区为降水负距平带,日本中南部为极值中心。对比负位相年,低纬两个极值中心由负距平中心变为正距平中心,但强度和范围却呈现出非对称性。且在中纬度地区降水范围减少,强度减弱。图5c很好地反映了不对称特征,即中纬度日本南部、长江中下游地区降水增多,低纬南海、菲律宾以东地区降水减少。降水距平场分布特征呈现,无论中纬还是低纬地区PJ负位相年强度

和范围均大大强于正位相年。

OLR异常反映了降水类似的特征,在PJ负位相年(图6a),低纬地区OLR为正距平分布,对应低纬地区对流减弱,降水减少,而在中纬度长江中下游和日本地区OLR为负距平分布,对应该地区对流加强,降水增加。在PJ正位相年(图6b),低纬南海以及菲律宾以东洋面OLR为负距平带,对应降水增加,中纬度地区为OLR正距平带,对应降水减弱。OLR场很好的对应了降水场的分布特征。图6c中,长江中下游OLR呈现负值分布,而日本附近和低纬地区呈现正距平分布,类似于降水场,在OLR场上同样存在明显的不对称性,长江中下游和菲律宾附件的对流异常在PJ负位相年强于其在PJ正位相年。因此,无论是降水还是对流场均表明,对应PJ正负年份在空间上表现出非对称分布的特性。

2.3 PJ指数正负年海温的非对称性分布

对前冬海温距平场利用合成分析表明,在PJ负异常年(图7a),海温偏暖区域主要集中在热带印度洋和南中国海附近,而赤道中东太平洋海温呈现典型的El Niño型海温分布。而在PJ正异常年(图7b)上述地区海温变化则与完全相反。不对称性的部分(图7c)主要体现在中东太平洋海温距平依旧呈现正值分布,说明中东太平洋海温变化的距平强度在PJ负位相年强于PJ正位相年。对比图7a和图7b,中东太平洋海温距平分布的大值区域,在PJ负异常年主要位于($180^{\circ}\text{E} \sim 70^{\circ}\text{W}$, $10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$)区域,在PJ正异常年主要位于($180^{\circ}\text{E} \sim 70^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{S} \sim$

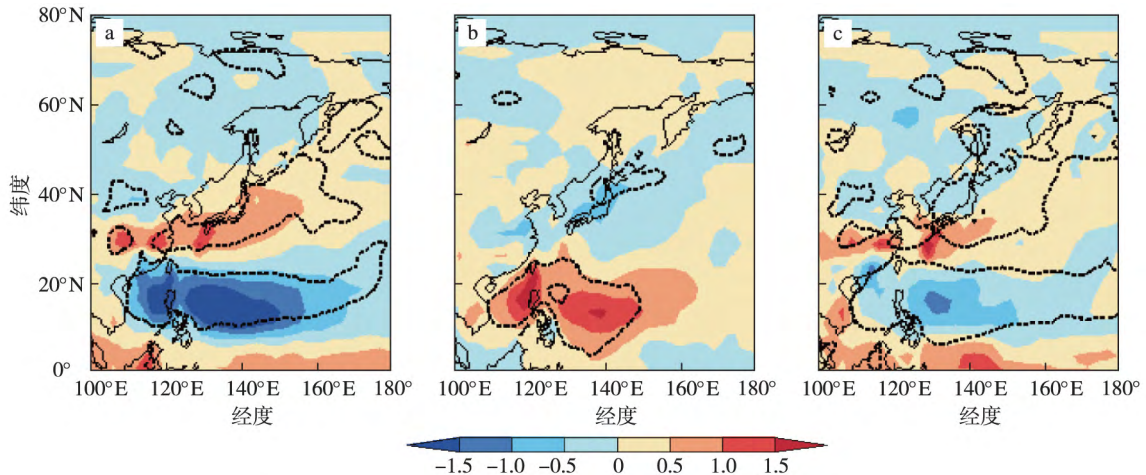


图5 PJ指数异常年降水距平的合成分布(单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$;虚线区域通过0.05信度的显著性检验):(a)负异常年;(b)正异常年;(c)正异常年加负异常年

Fig.5 Composite distributions of precipitation anomalies (units: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) in (a) negative PJ index years (b) positive PJ index years and (c) the negative plus positive years (Areas with dashed line indicate the anomalies passing significance test at 0.05 level)

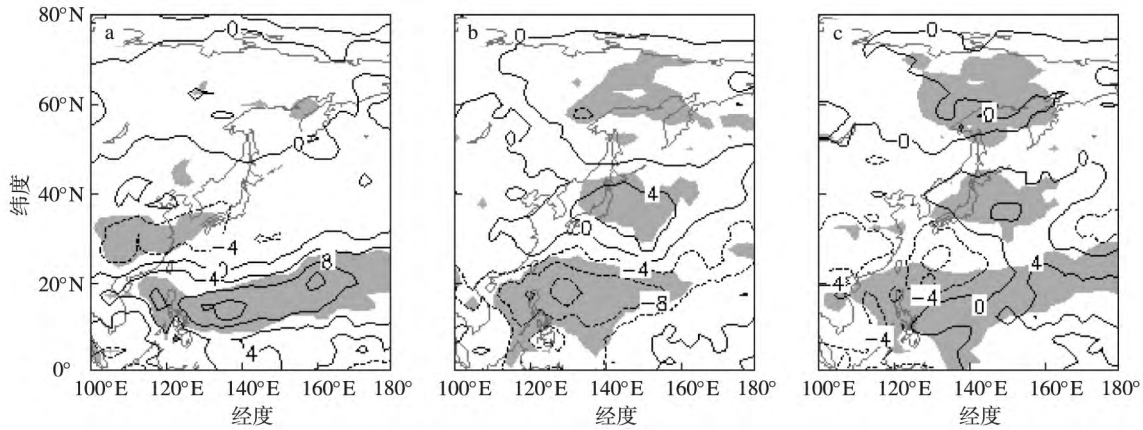


图6 PJ指数异常年 OLR 距平的合成分布(单位: $W \cdot m^{-2}$; 阴影区通过 0.05 信度的显著性检验): (a) PJ 负异常年; (b) PJ 正异常年; (c) 正异常年加负异常年

Fig.6 Composite distributions of OLR anomalies (units: $W \cdot m^{-2}$) in (a) negative PJ index years (b) positive PJ index years, and (c) the negative plus positive years (Values exceeding the 0.05 significance level are shaded)

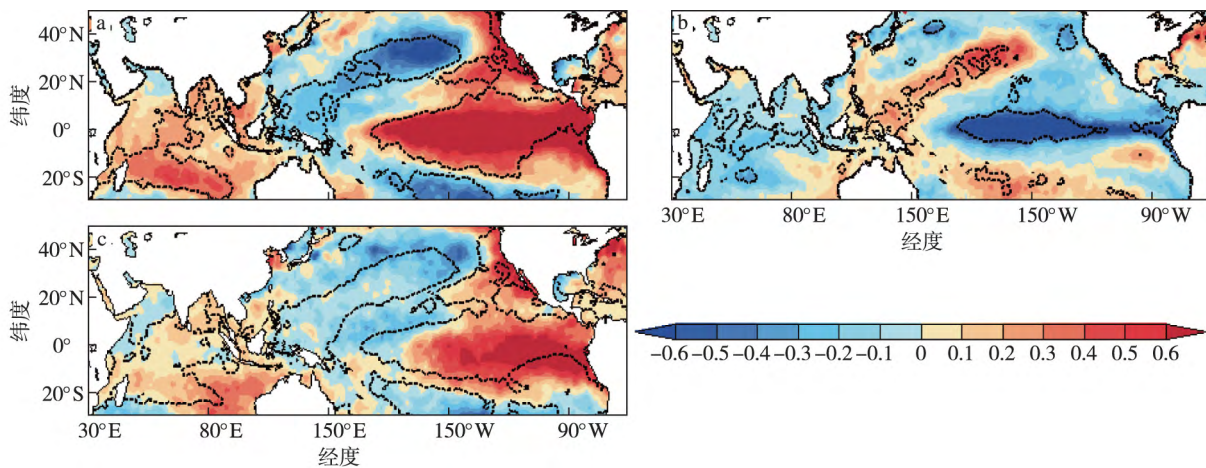


图7 PJ指数异常年前期冬季 SST 距平的合成分布(单位: $^{\circ}C$; 等值线区域通过 0.05 信度的显著性检验): (a) PJ 负异常年; (b) PJ 正异常年; (c) 正异常年加负异常年

Fig.7 Composite distributions of the preceding winter SST anomalies (units: $^{\circ}C$) in (a) negative PJ index years (b) positive PJ index years and (c) the negative plus positive years (Areas with isoline indicate the anomalies passing significance test at 0.05 level)

5°N) 区域。海温距平大值范围也是 PJ 负位相年强于 PJ 正位相年。与此同时,在印度洋和南海地区海温距平也有类似的结论,即无论海温距平强度还是范围都表现出 PJ 负异常年强于正异常年。这也表明了,El Niño 和 La Niña 的非对称性,El Niño 事件强度大于 La Niña 事件的强度(Burgers and Stephenson, 1999)。

对同期海温距平进行类似的合成分析,结果表明,在 PJ 负异常年(图 8a)印度洋、南海、菲律宾地区海温距平,呈现显著的正值分布特征;在中东太平洋上前冬季显著存在的类似 El Niño 型分布的海温距平在同期夏季大大衰减,主要表现为大值区域缩小至(120°~70°W)区域,强度减弱。在 PJ 正异常

年(图 8b),印度洋、南海、菲律宾地区的海温距平为负值;而在前冬中东太平洋,SST 异常明显存在的 La Niña 型海温距平分布,但是在夏季衰减,退至东太平洋。夏季同期的太平洋海温距平无论在 PJ 正异常年还是负异常年,振幅均减弱,强度降低,影响范围减小。不对称部分(图 8c)在中东太平洋海温距平依旧呈现正值分布,表明中东太平洋海温变化的距平强度依旧是在 PJ 负位相年大大强于 PJ 正位相年,但距平极值中心强度和范围减弱。将印度洋和南海以及菲律宾海地区 PJ 正、负异常年海温距平相加,印度洋主要呈现出海温距平的正值分布,菲律宾以北的南海附近海温距平也为正值分布,但是日本附近海域海温变化的距平强度却是在 PJ 正位相

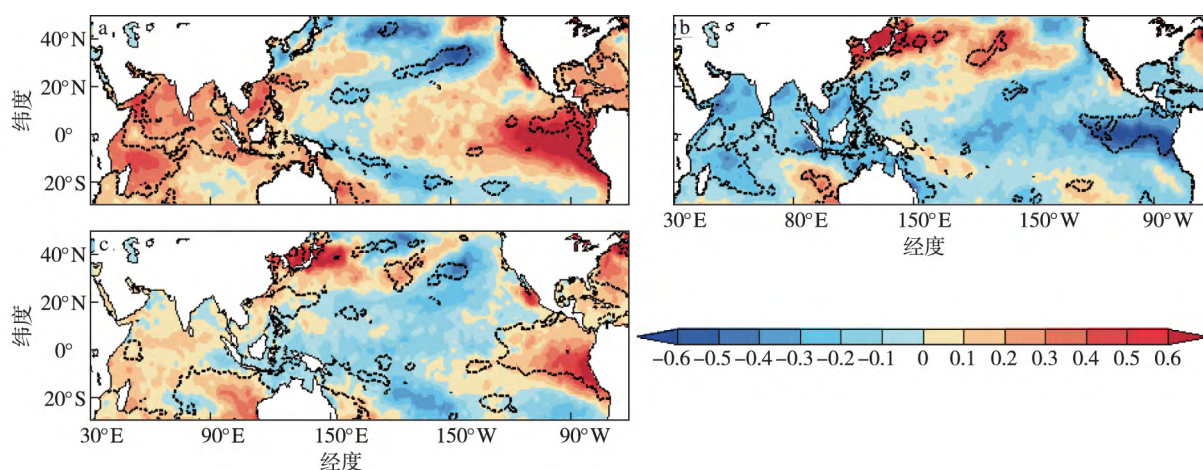


图8 PJ 指数异常年同期夏季 SST 距平的合成分布(单位: $^{\circ}\text{C}$; 等值线区域通过 0.05 信度的显著性检验): (a) PJ 负异常年; (b) PJ 正异常年; (c) 正异常年加负异常年

Fig.8 Composite distributions of the concurrent summer SST anomalies (units: $^{\circ}\text{C}$) in (a) negative PJ index years (b) positive PJ index years and (c) the negative plus positive years (Areas with isoline indicate the anomalies passing significance test at 0.05 level)

年大大强于 PJ 负位相年。

研究指出, ENSO 事件对 PJ 遥相关型的影响在前冬季达到最大, 随后伴随 ENSO 的衰退而逐渐衰弱(宗海锋, 2008), 但是印度洋海温距平无论在前冬季还是夏季同期, 始终保持这样的正值分布特征。Xie et al. (2009) 指出, ENSO 通过充放电效应使得印度洋海温持续增暖, 进而激发 PJ 型的形成和维持。图 2 表明, 中东太平洋 ENSO 型海温只在前冬季、春季与 PJ 型有较好的相关性, 在夏季同期相关性大大减弱, 而印度洋海温与 PJ 型的强相关性凸显出来。因此, PJ 型对东亚夏季降水的影响应考虑印度洋海温异常的因素(Xie et al., 2009)。

2.4 大气环流的不对称性分布

对 500 hPa 高度场所做的合成分析表明, 在 PJ 负异常年(图 9a), 从高纬到低纬呈现正负相间的三级子结构, 这就是典型的 PJ 型环流特征。低纬为一个显著的副热带高压控制, 中纬度为负距平带, 中心位于 40°N 渤海湾附近。 60°N 以北为正距平带, 正距平中心位于鄂霍次克海西北地区。而在 PJ 正异常年 500 hPa 高度场上(图 9b) 则基本相反。在 30°N 以南为负距平带, 中心位置位于台湾岛以南菲律宾以北地区, 日本中北部为中纬度正距平带极大值中心, 60°N 以北中高纬地区为负距平带, 负距平中心位于鄂霍次克海西北地区附近。将正负异常年距平相加(图 9c), 低纬地区西太平洋副高强弱变化比较对称, 长江中下游高度场的距平强度在 PJ 负位相年强于 PJ 正位相年, 日本和鄂霍次克海附近高度场的距平强度却是在 PJ 正位相年大大强于 PJ 负位相年。

从 850 hPa 风场的合成分析中发现, 在 PJ 负异常年(图 10a), 反气旋性环流主要控制南海和菲律宾以东洋面。我国江淮流域和中纬度东北亚的朝鲜、日本地区则被气旋性环流所主导。 55°N 以北地区为反气旋性环流控制, 中心位置位于 60°N 鄂霍次克海西北地区。而在 PJ 正异常年 850 hPa 风场上(图 10b) 则基本相反, 东亚沿岸从低纬到高纬存在“气旋、反气旋、气旋”式环流分布。低纬的气旋性环流中心位置位于 20°N 台湾东南、菲律宾东北洋面上, 较 PJ 负异常年的反气旋环流偏西北, 且范围缩小, $35^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 为反气旋性环流, 日本北部地区为环流中心位置。 50°N 以北中高纬地区为气旋性环流控制, 环流中心位于 65°N 鄂霍次克海西北地区附近。不对称部分(图 10c) 表明 850 hPa 风场也在低纬地区菲律宾海附近存在 PJ 负异常年强于正异常年的特征, 为反气旋性环流所控制, 日本和鄂霍次克海附近高度场的 850 hPa 风场距平强度却是在 PJ 正位相年强于 PJ 负位相年, 分别为反气旋性环流和气旋性环流所控制, 但长江中下游地区为气旋性环流所控制, 这和长江中下游地区降水在 PJ 负位相年的正距平大于 PJ 正位相年负距平相对应。

2.5 数值试验结果

ECHAM4.8 模式结果(图 11) 显示, 在印度洋 SST 偏暖比 SST 偏冷在东亚沿岸激发的 PJ 波列更为清晰。印度洋偏暖时, 南海、菲律宾和以东的西太平洋地区 500 hPa 高度场(图 11a) 上为清楚的正距平, 850 hPa 为清楚的反气旋环流异常(图 11a), 对应南海、菲律宾以东降水明显偏少(图 11c), 而长

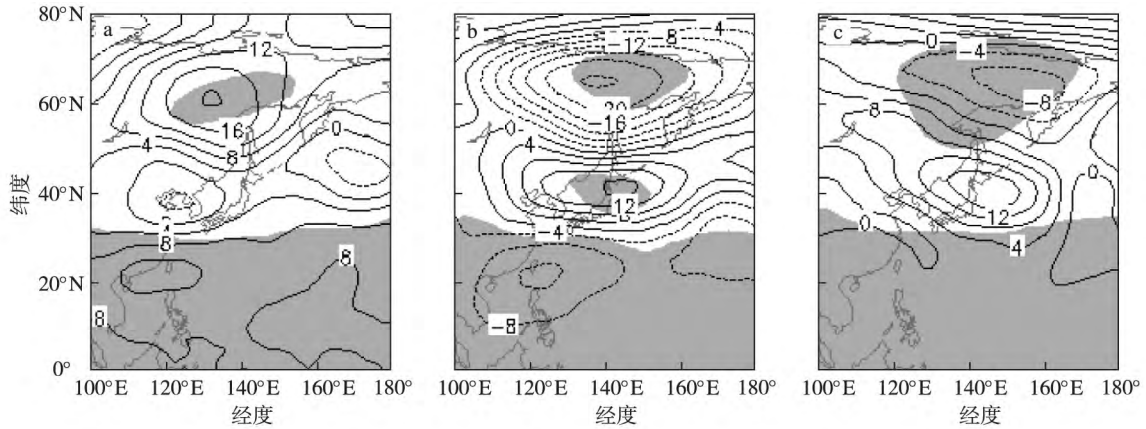


图9 PJ指数异常年500 hPa高度距平的合成分布(单位:gpm;阴影区通过0.05信度的显著性检验):(a)PJ负异常年;(b)PJ正异常年;(c)正异常年加负异常年

Fig.9 Composite distributions of 500 hPa height anomalies (units: gpm) in (a) negative PJ index years (b) positive PJ index years and (c) the negative plus positive years (Shaded areas indicate the anomalies passing significance test at 0.05 level)

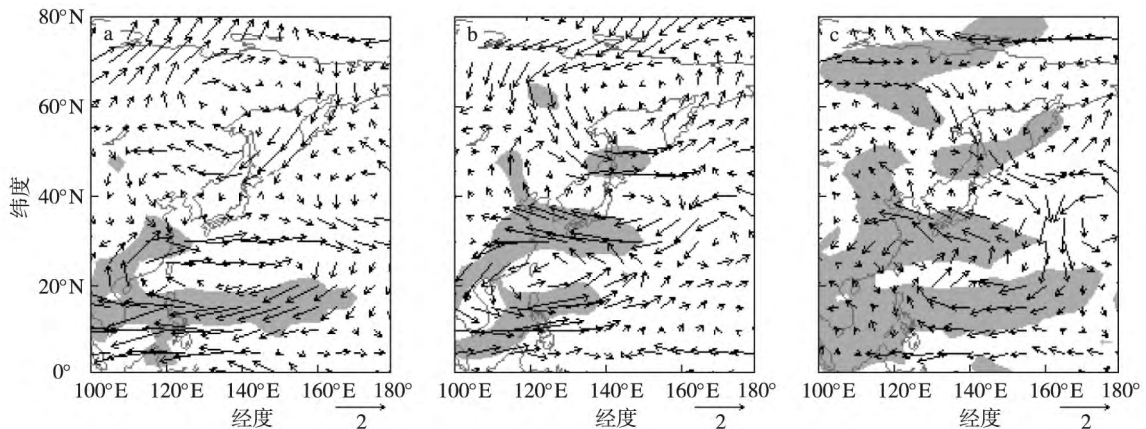


图10 PJ指数异常年850 hPa风速距平的合成分布(箭头,单位:m · s⁻¹;阴影区通过0.05信度的显著性检验):(a)PJ负异常年;(b)PJ正异常年;(c)正异常年加负异常年

Fig.10 Composite distributions of 850 hPa wind speed anomalies (arrows; units: m · s⁻¹) in (a) negative PJ index years (b) positive PJ index years and (c) the negative plus positive years (Shaded areas indicate the anomalies passing significance test at 0.05 level)

江中下游地区有较明显的雨带。但是印度洋偏冷时,南海、菲律宾附近500 hPa高度场上的异常低压不明显(图11d),甚至为异常高压,但并没有通过信度检验,850 hPa盛行西风,其北有气旋性切变,其南有反气旋性切变(图11e),气旋性切变区域降水偏多,反气旋性切变区域降水偏少,而长江中下游地区降水偏少不明显(图11f)。模式试验表明即使印度洋SST异常是对称的,在菲律宾附近激发的环流并不对称,印度洋偏暖可以激发出典型的PJ型,而冷试验里甚至无法激发出PJ型。

3 结论

利用1979—2015年多种海洋和大气资料,分析

了PJ遥相关型在极端正负位相年份东亚夏季降水异常非对称响应,并从海温强迫和环流响应的非对称性角度,探讨了可能的原因。

研究发现,PJ遥相关型在正负位相年份,东亚夏季降水异常在位置和强度上均表现出不对称特征。在PJ负位相年,即El Niño次年夏季,长江中下游降水显著增多,两个降水极大值带分别位于江淮流域和日本南部。而在PJ正位相年,即La Niña次年夏季,雨量减少并不明显。在10°~25°N南海和菲律宾以东地区降水亦呈现出明显的不对称性,降水偏少值更胜于降水偏多值。进一步分析发现,与PJ型密切相关的海温异常呈现ENSO型分布特征。由于El Niño和La Niña的非对称性,El Niño事件强度大于La Niña事件的强度,El Niño次年夏季,印度

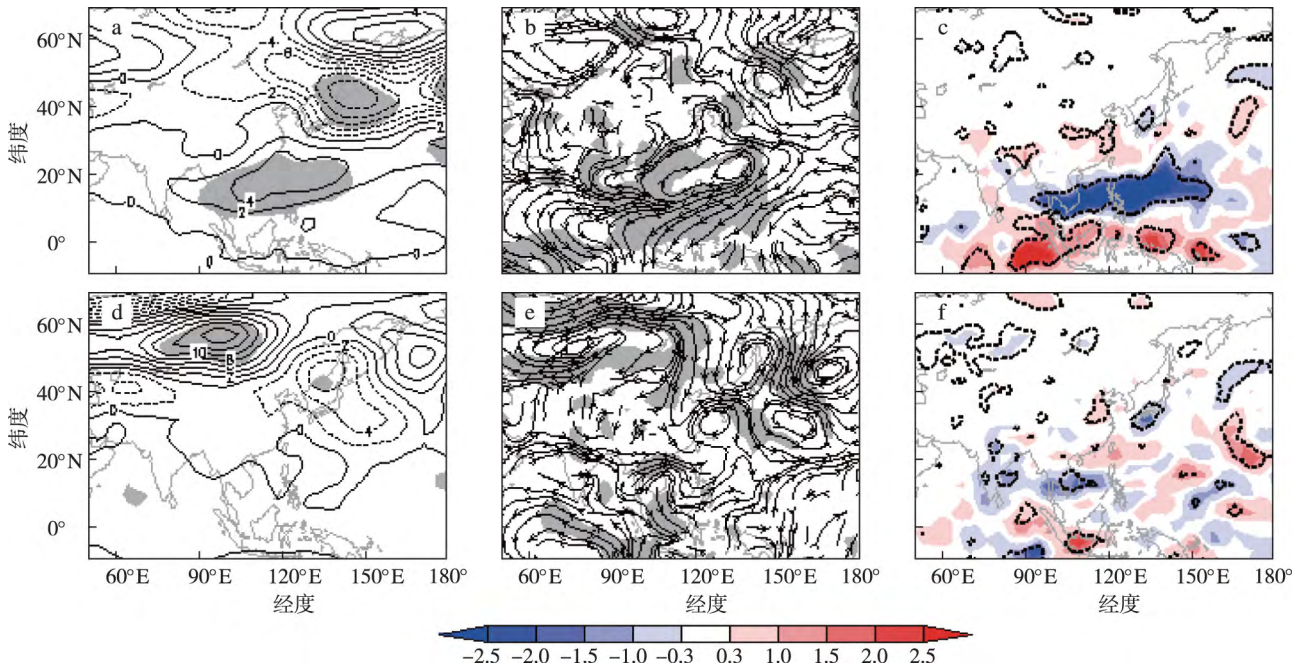


图 11 印度洋偏暖(a、b、e)、偏冷(d、e、f)试验得到的夏季 500 hPa 高度场(a、d; 单位: gpm; 阴影区通过 0.05 信度的显著性检验)、850 hPa 流场(b、e; 阴影区通过 0.05 信度的显著性检验)和东亚降水场(c、f; 单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$; 等值线区域通过 0.05 信度的显著性检验)与控制试验结果的差值分布

Fig.11 Difference distributions of simulated summer (JJA) (a、d) 500 hPa height field (units: gpm; Shaded areas indicate the differences passing significance test at 0.05 level) (b、e) 850 hPa flow field (Shaded areas indicate the differences passing significance test at 0.05 level) and (c、f) East Asian precipitation field (units: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$; Areas with isoline indicate the anomalies passing significance test at 0.05 level) obtained from Indian Ocean (a、b、e) warm and (d、e、f) cold tests and the control test results

洋、南海地区海温正距平强度大于 La Niña 次年夏季的负距平强度,相应的 500 hPa 高度场和 850 hPa 风场上菲律宾海域的 El Niño 次年夏季的异常反气旋环流强度要大于 La Niña 次年夏季异常气旋环流强度,长江中下游的 El Niño 次年夏季气旋性环流更强。但是在 El Niño 次年夏季,日本附近的异常气旋和鄂霍次克海附近的异常反气旋的强度则是弱于 La Niña 次年夏季日本附近的异常反气旋和鄂霍次克海附近的异常气旋,其机理有待于进一步分析。

印度洋 SST 受 ENSO 事件的影响而异常变化,而增暖或者偏冷的印度洋海温是造成长江中下游夏

季降水非对称的关键因子。利用大气环流模式 ECHAM4.8 进行数值试验,结果表明即使印度洋 SST 异常是对称的,在菲律宾附近激发的环流并不对称,印度洋 SST 偏暖在南海、菲律宾海激发异常反气旋比印度洋 SST 偏冷在南海、菲律宾海激发异常气旋更为容易,El Niño 次年 (PJ 负位相) 长江中下游降水偏多的预测技巧高于 La Niña 次年降水偏少的预测。这种不对称性可能与正压或者斜压不稳定能量转换的不对称,或者基本气流的不对称有关,需进一步深入研究。

参考文献 (References)

- Burgers G, Stephenson D B, 1999. The "normality" of El Niño [J]. *Geophys Res Lett* 26(8): 1027-1030.
- Chang C P, Zhang Y S, Li T, 2000a. Interannual and interdecadal variations of the east Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: roles of the subtropical ridge [J]. *J Climate*, 13(24): 4310-4325.
- Chang C P, Zhang Y S, Li T, 2000b. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part II: meridional structure of the monsoon [J]. *J Climate*, 13(24): 4326-4340.
- 胡杨, 金大超, 米热阿衣·台来提, 2019. 1991 和 1994 年南京夏季降水异常与副热带东北太平洋海温异常的联系及成因 [J]. *大气科学学报*, 42(4): 552-561.
- Hu Yang, Jin D C, Mireayi T, 2019. Relationship of Nanjing summer precipitation anomaly and subtropical Northeast Pacific SSTA in 1991 and 1994 and its causes [J]. *Trans Atmos Sci* 42(4): 552-561. (in Chinese).
- 黄刚, 严中伟, 1999. 东亚夏季环流异常指数及其年际变化 [J]. *科学通报* 44(4): 421-424.
- Huang G, Yan Z W, 1999. East Asian Summer Mon-

- soon Circulation Anomaly Index and Its Interannual Variation[J].Science Bulletin ,44(4) : 421-424.(in Chinese) .
- Huang G ,2004.An index measuring the interannual variation of the East Asian summer monsoon: the EAP index[J].Adv Atmos Sci ,21(1) : 41-52.
- 黄荣辉 李维京 ,1988.夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理机制[J].大气科学 ,12(S) : 107-116. Huang R H ,Li W J ,1988.Influence of heat source anomaly over the western tropical Pacific on the subtropical high over East Asia and its physical mechanism[J].Chin J Atmos Sci ,12(S) : 107-116.(in Chinese) .
- Huang R H ,Sun F Y ,1992.Impacts of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon[J].Journal Meteorological Society Japan ,70(1B) : 243-256.
- 黄荣辉 陈际龙 黄刚 等 ,2006.中国东部夏季降水的准两年周期振荡及其成因[J].大气科学 ,30(4) : 545-560. Huang R H ,Chen J L ,Huang G 等 ,2006.The quasi-biennial oscillation of summer monsoon rainfall in China and its cause[J].Chin J Atmos Sci ,30(4) : 545-560.(in Chinese) .
- 黄荣辉 刘永 冯涛 ,2013.20世纪90年代末中国东部夏季降水和环流的年代际变化特征及其内动力成因[J].科学通报 ,58(8) : 617-628. Huang R H ,Liu Y ,Feng T ,2013.Interdecadal change of summer precipitation over eastern China around the late 1990s and associated circulation anomalies : internal dynamical causes[J].Science Bulletin ,58(8) : 617-628.(in Chinese) .
- 胡景高 陶丽 周兵 ,2010.南亚高压活动特征及其与我国东部夏季降水的关系[J].高原气象 ,29(1) : 128-136. Hu J G ,Tao L ,Zhou B ,2010.Characteristic of south Asia high activity and its relation with the precipitation of East China in summer[J].Plateau Meteorol ,29(1) : 128-136.(in Chinese) .
- Kosaka Y ,Nakamura H ,2006.Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern [J]. Quart J Roysoc ,132(619) : 2009-2030.
- Kosaka Y ,Nakamura H ,2010.Mechanisms of meridional teleconnection observed between a summer monsoon system and a subtropical anticyclone.Part II: a global survey [J].J Climate ,23(19) : 5109-5125.
- 李业进 王黎娟 ,2016.西太平洋暖池热状态变异及其邻近地区对流活动特征[J].大气科学学报 ,39(2) : 156-165. Li Y J ,Wang L J ,2016.Variability of the thermal state of the western Pacific warm pool and the characteristics of its adjacent convective activities [J].Trans Atmos Sci ,39(2) : 156-165.(in Chinese) .
- Li Z J ,Ji L ,1997.Efficient forcing and atmospheric teleconnections [J].Quart J Roy Meteor Soc ,123(544) : 2401-2423.
- Liang X Z ,Wang W C ,1998.Associations between China monsoon rainfall and tropospheric jets [J].Quart J Roy Meteor Soc ,124(552) : 2597-2623.
- 廖清海 陶诗言 ,2004.东亚地区夏季大气环流季节循环进程及其在区域持续性降水异常形成中的作用 [J].大气科学 ,28(6) : 835-846. Liao Q H ,Tao S Y ,2004.The seasonal March of atmospheric circulation over East Asia in the late summer and its role in the formation of the regional persistent precipitation anomaly [J].Chin J Atmos Sci ,28(6) : 835-846.(in Chinese) .
- 林建 何金海 张依英 ,1999.夏季东亚大气遥相关型变化特征及其与长江中下游旱涝的关系 [J].南京气象学院学报 ,22(3) : 312-320. Lin J ,He J H ,Zhang Y Y ,1999.Relationship of summer EAP to the rainfall in the middle-lower reaches of the Yangtze River [J].J Nanjing Inst Meteorol ,22(3) : 312-320.(in Chinese) .
- 闵锦忠 李春 吴芾 ,2005.夏季热带西太平洋对流与长江中下游降水关系的研究 [J].大气科学 ,29(6) : 947-954. Min J Z ,Li C ,Wu P ,2005.A study of the relationship between summer tropical convection over the western Pacific and the rainfall in the middle-lower reaches of the Yangtze River [J].Chin J Atmos Sci ,29(6) : 947-954.(in Chinese) .
- Nitta T ,1987.Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation [J].Journal Meteorological Society Japan ,65(3) : 373-390.
- Roecker E K ,Bengtsson L A ,Claussen M 等 ,1996.The atmospheric general circulation model ECHAM-4: model description and simulation of present-day climate [R].Hamburg: Max Planck Institute fur Meteorology: 218.
- Simmons A J ,Wallace J M ,Branstator G W ,1983.Barotropic wave propagation and instability ,and atmospheric teleconnection patterns [J].J Atmos Sci ,40(6) : 1363-1392.
- 陶丽 柯元惠 赵久伟 ,2017.东亚夏季 P1 遥相关型的年际及年代际变化机理 [J].大气科学学报 ,40(5) : 619-630. Tao L ,Ke Y H ,Zhao J W ,2017.The interannual and interdecadal variation mechanism of the summer P1 teleconnection pattern in East Asia [J].Trans Atmos Sci ,40(5) : 619-630.(in Chinese) .
- Tao L ,Li T ,Ke Y H 等 ,2017.Causes of interannual and interdecadal variations of the summertime Pacific-Japan-like pattern over East Asia [J].J Climate ,30(22) : 8845-8864.
- Tao S Y ,Chen L X ,1987.A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [M]//Chang C P ,Krishnamurti T N ,Monsoon Meteorology.London: Oxford University Press: 60-92.
- Wakabayashi S ,Kawamura R ,2004.NOTES AND CORRESPONDENCE; extraction of major teleconnection patterns possibly associated with the anomalous summer climate in Japan [J].J Meteor Soc Japan ,82(6) : 1577-1588.
- Wang B ,Wu R G ,Fu X ,2000.Pacific-East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate? [J].J Climate ,13(9) : 1517-1536.
- Wang B ,Wu R G ,Li T ,2003.Atmosphere-warm ocean interaction and its impacts on Asian-Australian monsoon variation [J].J Climate ,16(8) : 1195-1211.
- Wu B ,Li T ,Zhou T J ,2010.Asymmetry of atmospheric circulation anomalies over the western North Pacific between El Niño and La Niña [J].J Climate ,23(18) : 4807-4822.
- Xie S P ,Hu K M ,Hafner J 等 ,2009.Indian ocean capacitor effect on indo-western Pacific climate during the summer following El Niño [J].J Climate ,22(3) : 730-747.

- 周兵,文继芬. 2007. 1998 年夏季我国东部降水与大气环流异常及其低频特征[J].应用气象学报,18(2):129-136. Zhou B,Wen J F. 2007. Abnormality of summertime precipitation of Eastern China and general circulation with LFO in 1998[J].J Appl Meteor Sci,18(2):129-136.(in Chinese).
- 周兵,何金海,吴国雄,等. 2003. 东亚副热带季风特征及其指数的建立[J].大气科学,27(1):123-135. Zhou B,He J H,Wu G X,et al. 2003. Characteristics of East Asian subtropical monsoon index and its definition[J].Chin J Atmos Sci,27(1):123-135.(in Chinese).
- 宗海锋,张庆云,陈烈庭. 2008. 东亚-太平洋遥相关型形成过程与 ENSO 盛期海温关系的研究[J].大气科学,32(2):220-230. Zong H F,Zhang Q Y,Chen L T. 2008. A study of the processes of East Asia-Pacific teleconnection pattern formation and the relationship to ENSO[J].Chin J Atmos Sci,32(2):220-230.(in Chinese).

Asymmetric effect of Pacific-Japan teleconnection pattern on summer precipitation in middle and lower reaches of Yangtze River

TAO Li^{1,2}, YU Guoqiang², WANG Xuebing³

¹Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China;

²School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China;

³Zhongning County Meteorological Bureau, Zhongwei 751200, China

Based on various oceanographic and atmospheric reanalysis data from 1979 to 2015, this paper analyzed anomalous distribution characteristics of summer rainfall in the middle and lower reaches of the Yangtze River during different phase years of PJ (Pacific-Japan) teleconnection pattern and discussed possible causes of asymmetric precipitation changes. Result shows that the asymmetry of anomalous precipitation distribution includes asymmetric position and intensity. In the negative PJ phase year (corresponding to the next year of El Niño), precipitation in the middle and lower reaches of the Yangtze River increases significantly, with two maximum precipitation centers located in the Changjiang-Huaihe River Basin and southern Japan. In the positive PJ phase year (corresponding to the next year of La Niña), precipitation decrease is not obvious in the middle and lower reaches of the Yangtze River. The previously winter SST anomalies closely relate to PJ teleconnection pattern are similar to distribution characteristics of ENSO. It shows that during the negative PJ phase year, positive SST anomalies in the eastern and central Pacific, Indian Ocean and South China Sea are stronger than negative SST anomalies in the positive PJ phase year. In the negative PJ phase year, warmer SST in Indian Ocean excites an abnormal anticyclone over the Philippine Sea and an abnormal cyclone over the middle and lower reaches of the Yangtze River. It is vice versa in the positive PJ phase year. In the negative PJ phase year, the abnormal anticyclone over the Philippine Sea and the abnormal cyclone over the middle and lower reaches of the Yangtze River are stronger than the abnormal cyclone over the Philippine Sea and the abnormal anticyclone over the middle and lower reaches of the Yangtze River in the positive PJ phase year. It leads to the asymmetric response of precipitation position and intensity anomalies in the middle and lower reaches of the Yangtze River. Based on the general circulation model ECHAM4.8, the sensitivity numerical simulation results show that even though the positive and negative SST anomalies over the Indian Ocean are equal, the abnormal anticyclone over the Philippine Sea induced by the positive SST anomalies in the Indian Ocean is obviously stronger than the abnormal cyclone excited by the negative SST anomalies. It causes the increase degree of precipitation in the middle and lower reaches of the Yangtze River in the negative PJ phase year greater than the decrease degree in the positive PJ phase year. It is confirmed that the prediction skill of more summer precipitation in the middle and lower reaches of the Yangtze River in the negative PJ phase year is higher than that of less summer precipitation in the positive PJ phase year.

Pacific-Japan teleconnection pattern; summer precipitation; asymmetry

doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20180315001

(责任编辑:张福颖)