丁硕毅, 温之平, 陈文. 2016. 南海夏季风爆发与热带太平洋两类海温型关系的年代际差异 [J]. 大气科学, 40 (2): 243-256. Ding Shuoyi, Wen Zhiping, Chen Wen. 2016. Interdecadal change in the relationship between the South China Sea summer monsoon onset and two types of Pacific sea surface temperature anomaly [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (2): 243-256, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1507.15102.

# 南海夏季风爆发与热带太平洋两类海温型 关系的年代际差异

## 丁硕毅<sup>1,2</sup> 温之平<sup>2</sup> 陈文<sup>1</sup>

1 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心,北京 100029 2 中山大学季风与环境中心/大气科学系,广州 510275

**摘 要** 南海夏季风爆发日期在 1993/1994 年出现年代际偏早的转变,利用海温和再分析资料的研究证实西北太 平洋增暖和两类海温型的年代际差异可能是导致此种变化的重要成因。进一步的研究揭示出在南海夏季风爆发出 现年代际变化的背景下,南海夏季风爆发日期与太平洋海温的关系也出现明显的变化: 1993/1994 年之前的第一 年代东太平洋(EP)型海温异常起主导作用,而 1993/1994 年之后的第二年代两类海温型均影响了季风爆发,但 以中太平洋(CP)型海温异常为主。第一年代,东太平洋型增温(EPW)通过抑制西北太平洋一孟加拉湾的对流 活动,在菲律宾海、孟加拉湾西部激发出两个距平反气旋,使越赤道气流建立偏晚、孟加拉湾低槽填塞、西北太 平洋副热带高压增强,进而导致南海夏季风爆发偏晚,且其影响可从4月维持到5月;而中太平洋型增温(CPW) 对季风爆发前期的流场无显著影响。第二年代, CPW 通过抑制菲律宾一孟加拉湾东部的对流活动,在菲律宾— 孟加拉湾激发出一个距平反气旋,使孟加拉湾低槽填塞、南海地区副高增强,进而阻碍季风爆发,且显著影响仅 出现在4月; EPW 对4月大气环流场的影响与第一年代较为接近,在菲律宾—孟加拉湾一带产生的风场、对流场 异常稍弱于 CPW,但其影响无法持续到5月。 关键词 南海夏季风 季风爆发 年代际差异 两类海温型

文章编号 1006-9895(2016)02-0243-14 中图分类号 P461 文献标识码 A doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1507.15102

## Interdecadal Change in the Relationship between the South China Sea Summer Monsoon Onset and Two Types of Pacific Sea Surface Temperature Anomaly

DING Shuoyi<sup>1, 2</sup>, WEN Zhiping<sup>2</sup>, and CHEN Wen<sup>1</sup>

1 Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Center for Monsoon and Environmental Research, Department of Atmospheric Sciences, Sun Yat-Sen University, Guangzhou 510275

**Abstract** The onset dates of the South China Sea summer monsoon (SCSSM) show a significant advancement around 1993/1994. Using sea surface temperature (SST) and reanalysis data, this interdecadal change was investigated and found to be probably attributable to the warming in the Northwest Pacific Ocean and the interdecadal differences between two types of SST anomaly in the Pacific Ocean. The results further revealed that the relationship between the timing of

收稿日期 2015-01-05; 网络预出版日期 2015-07-17

**作者简介** 丁硕毅, 男, 1991年出生, 硕士研究生, 主要从事亚洲季风和海一气相互作用方面的研究。E-mail: dingshuoi13@mails.ucas.ac.cn 通讯作者 陈文, E-mail: cw@post.iap.ac.cn

**资助项目** 国家自然科学基金项目 41230527、41461144001、41175076

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41230527, 41461144001, 41175076)

SCSSM onset and SST variability over the Pacific Ocean experienced a pronounced interdecadal change, accompanied by the interdecadal variation of the SCSSM onset. Eastern Pacific warming/cooling (EPW/EPC) had a primary impact on SCSSM onset in the first epoch (before 1993/1994). However, while both types of Pacific SST event affected SCSSM onset in the second epoch (after 1993/1994), the effect of central Pacific warming/cooling (CPW/CPC) was more significant. During the first epoch, EPW suppressed convective activity over the Northwest Pacific Ocean and Bay of Bengal. This suppressed convection then excited two anticyclonic circulations, located over the Philippines and the west of the Bay of Bengal, respectively. These patterns led to a delayed establishment of cross-equatorial flow, together with a significant weakening of the Bay of Bengal trough and an intensification of the western Pacific subtropical high, indicating that SCSSM onset was later than usual. The impact of EPW on the circulation variability before SCSSM onset could last from April to May. However, CPW seemingly had an insignificant influence on the preceding circulations. During the second epoch, CPW suppressed convective activity over the region from the Philippines to the eastern Bay of Bengal, which induced an anomalous anticyclonic circulation in that region. The anomalous anticyclone blocked the low trough over the Bay of Bengal and strengthened the subtropical high over the South China Sea, indicating the onset of SCSSM was earlier. The significant impact of CPW on the preceding circulations appeared in April rather than May. The impact of EPW on the circulation in April during the second epoch was similar to that during the first epoch. The anomalous wind field and convection induced by EPW, which could not sustain until May, were weaker than that forced by CPW.

Keywords South China Sea summer monsoon, Monsoon onset, Interdecadal change, Two types of Pacific sea surface temperature anomaly

## 1 引言

南海夏季风不仅是东亚夏季风的重要组成部 分,也是联系东亚与南亚夏季风系统的枢纽。南海 夏季风的爆发标志着亚洲大气环流由冬季型转换 为夏季型,预示着东亚夏季风来临、中国雨季开始, 是亚澳季风区季节转换的一个重要阶段(Tao and Chen, 1987; Yuan et al., 2012a)。一些研究表明, 南海夏季风爆发的早晚存在明显的年际变化(贺海 晏等, 2000a, 2000b; Chan and Zhou, 2005), 夏季风 爆发的早晚不仅会造成我国东部与日本降水异常, 而且还会引起菲律宾沿东亚至北美的大气遥相关 型变化,进而导致北美乃至整个北半球出现气候异 常。因此,关于南海夏季风爆发早晚的研究一直是 南海周边国家和地区的气象学家们关注的热点问 题。南海夏季风的建立受整个热带、副热带地区 海一陆一气状况的制约(陈隽和金祖辉, 2001; Zhou et al., 2006; Li et al., 2011), 其中海温是影响季风爆 发的重要因子之一,尤其是热带太平洋、印度洋等 海域的海表温度变化。作为热带太平洋最强的年际 变化信号, ENSO 对南海夏季风的建立有着重要影 响,其暖位相下本年以及下一年的季风爆发偏晚, 而冷位相下则正好相反(陶诗言和张庆云, 1998; Zhou and Chan, 2007; Chen et al., 2013a)。此外, 自 Saji et al. (1999) 提出热带印度洋偶极子的概念以 后,许多学者亦研究了印度洋海温异常与南海夏季 风之间的耦合关系。梁肇宁等(2006)和温之平等

(2006)指出,去掉 ENSO 信号的影响以后,印度 洋全区一致型的负(正)海温距平分布以及西负东 正(西正东负)的偶极型海温距平分布均有利于南 海夏季风较早(晚)建立。

近年来, Ashok 等(2007)提出了一类有别于 传统 ENSO(亦称 EP 型 ENSO)的海温型,即 ENSO Modoki (亦称 CP 型 ENSO), 它主要发生在 1979 年以后,呈纬向三极型分布,暖异常中心位于中太 平洋,两侧为冷异常中心。这类海温型造成东亚、 澳大利亚和北美等地区大气环流异常以及降水异 常,与传统 ENSO 的作用有所不同,且相互独立。 一系列研究分析了两类海温型下我国的气候异常 及差异,发现 CP 型 El Niño 所产生的距平反气旋位 于南海,导致我国南部降水偏少,而 EP 型 El Niño 所产生的距平反气旋位于菲律宾海,使我国南部为 距平西南风控制,进而降水偏多(Weng et al., 2007、 2009; Feng et al., 2010, 2011; Feng and Li, 2011). 然而,以往的研究没有分类探讨它们与南海夏季风 爆发的关系,因此两类海温型对南海夏季风爆发早 晚的影响、机制及差异仍有待于进一步研究。特别 是, Kajikawa and Wang (2012) 还发现, 自 1979 年以来,南海夏季风爆发日期在 1993/1994 年存在 年代际偏早的转变,并通过西北太平洋海温增暖引 起的南海及菲律宾海上空季节内振荡增强、台风频 数增加解释了这种年代际差异,但并没有深入探讨 海温的作用。自 ENSO Modoki 事件被提出后,有 学者利用不同指数对两类 ENSO 进行分类,结果表

明 1993 年以后 CP 型 ENSO 事件频繁出现,之前出现较少,而 EP 型 ENSO 事件则正好相反(陈圣劼等, 2013; Wang and Wang, 2013)。那么,在 1993年前后,影响南海夏季风爆发早晚的主导海温型是否发生了变化?这种变化对南海夏季风爆发的年代际差异有何贡献?

文中所用资料与方法的介绍见第2节;第3节 分析了南海夏季风爆发日期的年代际变化及海温 背景场;第4节揭示了两类海温型与南海夏季风爆 发日期关系的年代际差异,并探讨了可能的影响机 制及差异;第5节是结论与讨论。

#### 2 资料与方法

#### 2.1 资料

本文所用资料包括:(1)1978~2010年英国 Hadley中心的海表温度月平均资料,网格分辨率为 1°×1°(Rayner et al., 2003);(2)1979~2010年美 国国家环境预报中心(NCEP)和美国国家大气研 究中心(NCAR)的全球大气月平均第二套再分析 资料(Kanamitsu et al., 2002),网格分辨率为 2.5°×2.5°,垂直方向选取三层:850、500、200 hPa, 物理要素包括位势高度场、水平风场和垂直速度 场;(3)1979~2010年美国国家海洋和大气局 (NOAA)的向外长波辐射(OLR)月平均资料 (Liebmann and Smith, 1996),网格分辨率为 2.5°×2.5°。

#### 2.2 指数

2.2.1 海温指数

本文采用 Niño3 指数、EMI 指数分别表征 EP 型 ENSO (或 conventional ENSO) 与 CP 型 ENSO (或 ENSO Modoki)所对应的海温型。其中, Niño3 指数为 (5°S~5°N, 150°W~90°W) 区域平均的海 表温度距平值。EMI 指数由 Ashok et al. (2007) 提 出,定义如下:

EMI = [SSTA]<sub>A</sub> - 0.5 [SSTA]<sub>B</sub> -0.5 [SSTA]<sub>C</sub>, [SSTA]<sub>A</sub>、[SSTA]<sub>B</sub>和[SSTA]<sub>C</sub>分别代表区域 A (10°S~10°N, 165°E~140°W)、区域 B(15°S~ 5°N, 110°W~70°W)和区域 C(10°S~20°N, 125°E~145°E)海表温度距平的区域平均值。

为方便表示,后文用 EPW (EPC)型海温代表 EP型 ENSO 的暖(冷)位相,即 EP El Niño (EP La Niña)型海温; CPW (CPC)型海温代表 CP型 ENSO 的暖(冷)位相,即 CP El Niño (CP La Niña)型 海温

#### 2.2.2 季风爆发指数

Wang et al. (2004) 总结了 20 多种定义南海夏 季风爆发的季风指数,有从动力角度出发,选择区 域平均的风速、散度和涡度来描述季风的爆发(阎 俊岳, 1997; 王启和丁一汇, 1997; Lu and Chan, 1999; 李崇银和张利平, 1999); 有从热力角度出发, 选择区域平均的降水、对流来表征季风的突变(谢 安等, 1997; 罗会邦, 1999); 还有将动力、热力两 种要素结合起来对季风建立进行定义(Wang and Wu, 1997; Xie et al., 1998)。不同学者关注的角度 不同,故其描述的南海夏季风爆发日期在某些年份 存在一定差异。由于海洋日降水资料存在不可靠 性, Wang et al. (2004) 提出利用 850 hPa 南海地区 (5°N~15°N, 110°E~120°E)区域平均的纬向风 定义风场环流指数(USCS)来确定季风爆发的日 期,这种指数较为简单,不仅与南海地区的降水存 在较好相关性,还能避免小尺度降水带来的随机 噪音 (Wang et al., 2004)。但 Wang et al. (2004) 定 义的季风爆发日期为候,因此,基于 Wang et al. (2004)提出的风场环流指数(USCS),本文利用 日平均数据定义了 1979~2010 年南海夏季风的建 立日期,具体标准为:(1)季风建立当日 USCS> 0.5 m s<sup>-1</sup>, 且后 5 天 (包括建立日) 平均 USCS>0 m s<sup>-1</sup>; (2) 季风建立后的 15 天中至少有 8 天 USCS >0 m s<sup>-1</sup>, 且这 15 天累加的平均 USCS 须大于 1 m s<sup>-1</sup>; (3) 4 月 20 日以后满足 (1)、(2) 的第一日 即为爆发日。

由上述标准所确定的南海夏季风爆发日期在 年际、年代际尺度的变化上与 Wang et al. (2004) 利用候平均数据所得结果基本一致,两者的相关系 数大于 0.75。

#### 2.3 方法

本文采用的统计分析方法包括合成分析、经验 正交分解分析、偏相关分析、偏回 四分析等。偏相关系数的具体公式为: $r_{12,3} = (r_{12} - r_{13}r_{23})/\sqrt{(1-r_{13}^2(1-r_{23}^2))}$ ,即去除变量  $A_3$ 影响之后,变量  $A_1 与 A_2$ 之间的偏相关系数。其中  $r_{ij}$ 表示变量  $A_i$ 与  $A_j$ 之间的线性相关系数。当时间序列样本数为 N时, t 检验的自由度为 N-3 (Ashok et al., 2007)。偏回 四分析则是通过 NCL 中的 reg\_multin\_stats 函数来实现的。同时,本文利用 Student t 检验对合成分析、偏相关分析进行了显著性检验,利用 F 检验对偏回

归分析进行了显著性检验。

## 3 南海夏季风爆发日期的年代际变 化及海温背景场

图 1 是由 NCEP/NCAR-2 再分析资料计算所得的 1979~2010 年南海夏季风爆发日期的时间序列, 平均爆发日期为 5 月 18 日,属 5 月第 4 候 (5 月 16~20 日)。由图可知,在 1993/1994 年前后,南海夏季风爆发日期呈现显著的年代际偏早的转变。因此以 1993 年为界,取 1979~1993 年为第一年代

(First Epoch), 1994~2010年为第二年代(Second Epoch)。第一年代南海夏季风爆发的平均日期为5月28日,而第二年代为5月10日,比第一年代提前了18天。上述发现与Kajikawa and Wang(2012)提出的1993年以后南海夏季风爆发日期显著提前的结论一致。

那么南海夏季风爆发日期年代际差异的前期 太平洋海温背景场又是如何变化的呢? 图 2a 为两 个年代南海夏季风爆发前期春季海温差值场。由图 可见,太平洋海温呈 CPC 型的年代际变化,显著暖 异常中心位于海洋性大陆一西北太平洋并向南、北 两侧伸展,呈马蹄形分布,包裹着中太平洋的海温 冷异常。冬季海温差值场分布与春季基本相同,表 明其具有一定延续性。从两个年代4月大气环流差 值场来看,在太平洋上空,低层速度势差值场(图 2b)呈纬向三极型分布,赤道中太平洋为异常辐散 区,两侧为异常辐合区,它与 CPC 型的海温分布是 一致的,是大气对海温异常的一种响应。其中,西 侧显著的异常幅合中心位于海洋性大陆, 故该地区 出现显著的异常上升运动并导致对流异常活跃(图 2d)。海洋性大陆一菲律宾一带对流活跃意味着潜 热加热增强,由Gill理论可知,加热中心西侧会产





Fig. 1 Time series of the South China Sea summer monsoon (SCSSM) onset date for the period 1979–2010

生 Rossby 波响应,赤道出现距平西风、两侧激发 出两个距平气旋。此外,孟加拉湾东部海温增暖, 对应低层出现较弱的风场辐合,导致局地对流加 强,并在孟加拉湾激发出一个距平气旋。位于南海、 孟加拉湾的两个距平气旋(图2c)使得孟加拉湾低 槽加深、南海地区副高减弱并提早东撤,加之菲律 宾附近对流活动异常活跃(Yuan and Chen, 2013)、 南海地区季节内振荡增强以及热带气旋在南海— 菲律宾一带活动频繁(Kajikawa and Wang, 2012), 进而有利于第二年代南海夏季风平均爆发日期偏 早。

## 4 南海夏季风爆发与太平洋两类海 温型关系的年代际差异

## **4.1** 太平洋海温与南海夏季风爆发日期相关关系 的年代际差异

ENSO 是气候系统中最强的年际变化信号,尽管其发生在热带太平洋地区,但却对太平洋周边地区乃至全球的气候变化产生重要影响。Zhou and Chan (2007)研究发现赤道中东太平洋海温异常是影响南海夏季风爆发年际变率的重要因子之一,ENSO 事件的暖位相下季风爆发偏晚,而冷位相则反之。2007年,Ashok et al. (2007)提出了CP型ENSO (ENSO Modoki)事件,该类事件从20世纪90年代初期开始频繁出现,且自1990年代中期以来其出现频次远大于EP型ENSO事件。随着太平洋海温型的变化,南海夏季风爆发日期与热带太平洋海温到的关系是否也发生了变化?

图 3 是南海夏季风爆发日期与赤道(10°S~ 10°N)太平洋、印度洋海温 15 年滑动的相关系数 图。影响南海夏季风爆发早晚的关键海区主要位于 赤道太平洋,其中,中、东太平洋的正相关区在 1992/1993 年前后发生了明显的年代际变化, 1992/1993 年前后发生了明显的年代际变化, 1992/1993 年以前显著正相关区位于赤道中东太平 洋(160°W~80°W),随后西移至赤道中太平洋 (160°E~120°W)且相关性明显增强。此外位于西 太平洋的显著负相关区略有西移且相关性亦有所 提高。1979~1993 年、1994~2010 年南海夏季风 爆发日期与前期各个季节的全球海温相关系数图 (图 4、5)也证实了在 1993 年前后影响南海夏季 风爆发早晚的太平洋海温关键区存在年代际差异。 第一年代,太平洋海区相关系数的季节变化类似于 EP 型 ENSO 的演变过程:夏、秋两季,中太平洋



图 2 1994~2010 年与 1979~1993 年 (a) 春季海温 (等值线,单位: °C)、(b) 4 月 850 hPa 辐散风 (矢量,单位: m s<sup>-1</sup>) 与速度势 (等值线,单位: 10<sup>5</sup> m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>)、(c) 4 月 850 hPa 风场 (矢量,单位: m s<sup>-1</sup>)、(d) 4 月 OLR (等值线,单位: W m<sup>-2</sup>) 差值场。阴影部分通过 95%信度检验,矢量 场加粗部分通过 95%信度检验

Fig. 2 Epochal mean (a) SST difference (contours; units:  $^{\circ}$ C) in spring, (b) 850 hPa divergent wind difference (vectors; units:  $m s^{-1}$ ) and velocity potential difference (contours; units:  $10^5 m^2 s^{-1}$ ) in April, (c) 850 hPa wind difference (vectors; units:  $m s^{-1}$ ) in April, and (d) outgoing longwave radiation (OLR) difference (contours; units:  $W m^{-2}$ ) in April (1994–2010 minus 1979–1993). Shading for contours and bold vectors indicate the 95% confidence level according to a two-tailed Student's *t* test

出现显著正相关并逐渐向东发展;冬、春两季,显 著正相关的主体位于东太平洋,显著负相关主要位 于130°E 以东的西太平洋,但相关系数的峰值出现 在春季。第二年代,太平洋海区相关系数的季节变 化则类似于 CP 型 ENSO 的演变过程:夏、秋两季, 中太平洋出现显著正相关并逐渐发展;冬季,显著 正相关达到峰值,主体位于中太平洋,东太平洋东 部亦存在正相关区,显著负相关则西移至海洋性大 陆及菲律宾一带;春季,中太平洋的显著正相关开 始衰减。

为了更好地研究不同年代两类海温型与南海

夏季风爆发的关系,本文选用 Niño3 指数表征 EP 型海温,EMI 指数表征 CP 型海温。由表 1 可知, 第一年代,南海夏季风爆发日期与 Niño3 指数呈显 著正相关[6(-1)~8(-1)月、12(-1)~5(0)月,其中 *i*(0) 月指当年第 *i* 月、*j*(-1)月指前一年第 *j* 月],与 EMI 指数无关;第二年代,南海夏季风爆发日期与 EMI 指数无关;第二年代,南海夏季风爆发日期与 EMI 指数[6(-1)~4(0)月]、Niño3 指数[7(-1)~12(-1)月、 3(0)~4(0)月]均呈显著正相关,且与 EMI 指数的偏 相关系数更大、持续性更好。根据相关分析、偏相 关分析可得,两个年代影响南海夏季风爆发早晚的 海温关键区发生了显著变化,第一年代 EP 型海温

40卷 Vol. 40

主导了季风爆发的年际变率,第二年代两类海温型 共同作用,但 CP 型海温的影响更大。

表 1 1979~1993 年(1E)、1994~2010(2E)年南海夏季 风爆发日期与前期逐月 EMI 指数、Niño3 指数的偏相关系 数(\*通过 90%的信度检验,\*\*通过 95%的信度检验)

Table 1Partial correlation coefficients between SCSSMonset date and EMI index and Niño3 index for the periods1979–1993 (first epoch, 1E) and 1994–2010 (second epoch,2E) [a single asterisk (\*) represents the 95% confidencelevel and a double-asterisk (\*\*) represents the 99%confidence level]

	与前期逐月 EMI 指数、Niño3 指数的偏相关系数			
	EMI (1E)	Niño3 (1E)	EMI (2E)	Niño3 (2E)
6(-1)月	0.36	0.59**	0.57**	0.36
7(-1)月	0.20	0.56**	0.63**	0.46*
8(-1)月	0.21	0.46*	0.64**	0.49**
9(-1)月	0.23	0.37	0.66**	0.55**
10(-1)月	0.14	0.35	0.64**	0.50**
11(-1)月	0.00	0.43	0.63**	0.45*
12(-1)月	0.04	0.47*	0.59**	0.54**
1(0)月	0.00	0.58**	0.62**	0.31
2(0)月	-0.02	0.61**	0.55**	0.32
3(0)月	-0.23	0.71**	0.53**	0.50**
4(0)月	-0.21	0.63**	0.56**	0.61**
5(0)月	-0.23	0.64**	0.33	0.33

#### 4.2 两类海温型影响南海夏季风爆发的可能机制 及差异

考虑到大气环流对海温异常响应的时间尺度 约为1个月且南海夏季风在5月中旬爆发,结合两 类指数在两个年代与季风爆发日期的偏相关系数, 取3-4月的EMI指数、Niño3指数作为季风爆发前 期太平洋海温异常信号,通过对4月大气环流场的 偏回归分析来验证两类海温型在不同年代中所起 的作用、探讨它们影响季风爆发的物理机制及差 异。

第一年代(1979~1993年), CP 型海温在菲律 宾—孟加拉湾地区产生的异常辐合中心很弱且不 显著(图 6d),故其对这一带的 OLR 场、风场和高 度场均无显著影响(图 7d-f),而 EP 型海温的影响 是显著的(图 7a-c)。当季风爆发前期太平洋海温 距平场呈 EPW 型时,对流层高层出现偶极型、呈 西北—东南走向的速度势距平场(图 6b),赤道东 太平洋为异常辐散区、西北太平洋—孟加拉湾以西 为异常辐合区,低层速度势距平场正好相反,故形 成异常的单圈 Walker 环流,其下沉支从西北太平洋 向西延伸至印度南部(图 7a),与高、低层风场的



图 3 南海夏季风爆发日期与热带印度洋、太平洋(10°S~10°N, 40°E~ 80°W)海表面温度 15 年滑动的相关系数(N到N+14 年时间段相关性 对应第N+7 年的相关系数, 阴影部分通过 95%、99%信度检验) Fig. 3 Sliding correlations between SCSSM onset date and the SST over the tropical Indian Ocean–Pacific Ocean (10°S–10°N, 40°E–80°W) displayed for the central year of a 15-year window (the correlation coefficient in year N+7 represents the relationship between year N and year N + 14; shadings denote the 95% and 99% confidence levels)

辐合辐散相对应。显著的异常下沉运动主要位于西 北太平洋--印度南部,导致这一带对流活动减弱, 且在西北太平洋一南海南部以及孟加拉湾东南部 出现两个 OLR 正异常中心 (图 7b)。由于西北太平 洋一南海南部、孟加拉湾东南部的对流加热受抑 制,由 Gill 理论可知,加热中心西侧会产生 Rossby 波响应,分别在西北太平洋一南海、孟加拉湾激发 出两个距平反气旋,导致西北太平洋--孟加拉湾以 西高度场呈正异常(图 7c)。菲律宾海距平反气旋 的成因与风一蒸发正反馈机制引起的局地海气相 互作用、中东太平洋异常增暖引起的下沉运动有关 (Wang et al., 2000; Wang and Zhang, 2002), 它使 西北太平洋副热带高压增强并在南海地区维持。位 于孟加拉湾的距平反气旋则使孟加拉湾低槽填塞、 不利于 BOB 形成,其南侧深厚的距平东风一直延 伸至非洲沿岸,导致印度洋地区赤道西风减弱、不 利于越赤道气流建立。因此, EPW 型海温下, 西北 太平洋--孟加拉湾的对流活动受抑制,使越赤道气



图 4 1979~1993 年南海夏季风爆发日期与(a) JJA(−1)、(b) SON(−1)、(c) D(−1) JF(0)、(d) MAM(0) 海表面温度的相关系数(±0.51、±0.63 的相关系数分别通过 95%、99%信度检验)

Fig. 4 The correlations between SCSSM onset and SST in (a) JJA(-1), (b) SON(-1), (c) D(-1)JF(0) and (d) MAM(0) for the period 1979–1993, where JJA, SON, DJF and MAM stand for June–July–August, September–October–November, December–January–February and March–April–May, respectively, and (-1) and (0) indicate the preceding year and the onset year, respectively (correlation coefficients of  $\pm 0.51$  and  $\pm 0.63$  represent the 95% and 99% confidence levels, respectively)



图 5 同图 4,但为 1994~2010 年(±0.48、±0.60 的相关系数分别通过 95%、99%信度检验)

Fig. 5 As in Fig. 4 but for the period 1994–2010 (correlation coefficients of  $\pm 0.48$  and  $\pm 0.60$  represent the 95% and 99% confidence levels, respectively)



图 6 1979~1993 年 3~4 月 Niňo3 指数偏回归的 (a) 3~4 月海表温度距平场 (等值线,单位: °C)、(b) 4 月 200 hPa 辐散风 (矢量,单位: m s<sup>-1</sup>) 与速度势 (等值线,单位: 10<sup>5</sup> m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>)距平场。(c)、(d) 分别同 (a)、(b),但为 EMI 指数的偏回归图。阴影部分通过 95%信度检验,矢量场加粗部分通过 95%信度检验

Fig. 6 Partial regression patterns of the (a) SST anomaly (contours; units: °C) in March–April and (b) anomalous 200 hPa divergent winds (vectors; units: m  $s^{-1}$ ) and velocity potential (contours; units:  $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) in April for Niño3 index in March–April during the period 1979–1993; (c, d) as in (a, b) but for EMI index. Shading for contour and bold vectors denote the 95% confidence level

流建立偏晚、孟加拉湾低槽填塞、西北太平洋副热 带高压增强,进而不利于南海夏季风爆发。

第二年代(1994~2010年),两类指数回归的 3~4月海温距平场(图8a、c)表明赤道西太平洋 冷异常中心强度相当,但CP型海温下的冷异常区 位于南海—菲律宾以东(120°E~150°E),而EP型 海温下仅菲律宾以东(135°E~155°E)出现冷异常。 因而CP型海温下菲律宾距平反气旋位置偏西、位 于菲律宾—孟加拉湾(图9c、f),尽管其强度较弱、 尺度较小,但由于 EP 型海温下距平反气旋位于菲 律宾东北侧,故 CP 型海温下菲律宾—孟加拉湾的 风场异常稍强(图 9c、f)。此外,CP 型海温下菲 律宾—孟加拉湾东部对流异常的强度亦稍强于 EP 型(图 9b、e)。因此,两类海温型的影响均是显著 的,但在菲律宾—孟加拉湾一带 CP 型海温的影响 更为显著(图 9a-f)。当季风爆发前期太平洋海温 距平场呈 CPW 型时,对流层高层出现三极型、呈 西北—东南走向的速度势距平场(图 8d),赤道中



图 7 1979~1993 年 3~4 月 Niňo3 指数偏回归的 4 月 (a) 500 hPa 垂直速度距平场 (等值线,单位: 0.01 Pa s<sup>-1</sup>)、(b) OLR 距平场 (等值线,单位: W m<sup>-2</sup>)、(c) 850 hPa 流场 (矢量,单位: m s<sup>-1</sup>) 与高度 (等值线,单位: m) 距平场。(d)、(e)、(f) 分别同 (a)、(b)、(c),但为 EMI 指数的偏回归图。阴影部分通过 95%信度检验,矢量场加粗部分通过 95%信度检验

Fig. 7 Partial regression patterns of (a) anomalous 500 hPa vertical velocity (contours; units:  $0.01 \text{ Pa s}^{-1}$ ), (b) anomalous OLR (contours; units: W m<sup>-2</sup>), and (c) anomalous 850 hPa wind (vectors; units: m s<sup>-1</sup>) and geopotential height (contours; units: m) in April for Niño3 index in March–April during the period 1979–1993; (d–f) as in (a–c) but for EMI index. Shading for contours and bold vectors denote the 95% confidence level

太平洋为异常辐散区、两侧为异常辐合区,低层速 度势距平场正好相反,故形成异常的双圈 Walker 环流。西侧显著的异常辐合区位于菲律宾—孟加拉 湾东部,与南海、孟加拉湾东部显著的异常下沉运 动相匹配(图 9d),导致这些地区对流加热受抑制 (图 9e),进而在对流层低层、加热中心西北侧激 发出一个距平反气旋。这个距平反气旋位于菲律宾 —孟加拉湾一带,使高度场呈正异常,其南侧显著 的距平东风延伸至印度南部,不利于孟加拉湾季风 的建立与东进(图 9f)。因此,CPW 型海温下,菲 律宾—孟加拉湾东部的对流活动受抑制,使孟加拉 湾低槽填塞、南海地区副高增强,进而阻碍夏季风 在南海地区的爆发与推进。第二年代 EP 型海温对 季风爆发前期大气环流的影响与第一年代基本一 致,仅在影响范围上存在差异,即西北太平洋高层 的异常辐合带范围缩小(图 8b),但在菲律宾—孟 加拉湾一带造成的异常(OLR 场、风场、高度场) 比第一年代略强(图 9b-c)。

通过上述分析可知, 两类 ENSO 暖位相均不利 于南海夏季风爆发, 但它们影响的程度与区域存在 一定差异, 就两个年代的主导海温型而言: 第一年 代EPW 型海温下的暖异常中心位于赤道东太平洋、 大小约 1°C,冷异常区位于菲律宾以东洋面(图 6a), 对流层高层的异常辐合区从西北太平洋西伸至孟 加拉湾以西,且中心强度比第二年代 CPW 型的大1 倍,相应的异常下沉运动抑制了西北太平洋一印度 南部的对流加热并在菲律宾海及孟加拉湾西部激 发出两个距平反气旋, 使高度场呈显著正异常, 影 响范围较大; 第二年代 CPW 型海温下的暖异常中 心位于中太平洋、大小约 0.6°C, 冷异常区西移至





菲律宾附近(图 8c),西侧对流层高层的异常辐合 区位于菲律宾—孟加拉湾东部,强度较弱、尺度较 小,相应的异常下沉运动抑制了这一带的对流活动 并激发出一个位置偏西、强度偏弱、尺度偏小的距 平反气旋(Yuan et al., 2012b; Chen et al., 2013b), 因而显著的高度场正异常中心仅出现在菲律宾— 孟加拉湾一带,影响范围较小。若用同样的方法对 5月大气环流场进行偏回归分析(图略),可以发现 在第一年代 EPW 型海温的影响可以持续到5月,而 第二年代 CPW 型海温对菲律宾—孟加拉湾的 OLR 场、风场和高度场影响较弱或已无显著影响。因此, 在第一年代 EPW 型海温下产生的大气环流异常的强 度大、范围广且持续时间长,因而显著影响了南海夏 季风爆发;而第二年代,尽管 CPW 型海温也阻碍了 南海夏季风爆发,但其影响与第一年代 EPW 型海温 的影响相比较是明显偏弱的。

## 5 结论与讨论

本文利用 1979~2010 年 NCEP/ NCAR-2 的月 平均再分析资料、NOAA 的 OLR 资料以及 1978~ 2010 年 Hadley 中心的海表温度资料,采用偏相关、 偏回归分析,研究了两类海温型与南海夏季风爆发 日期关系的年代际差异及它们影响季风爆发的物 理机制与差异。主要结论有: (1) 南海夏季风爆发日期在 1993/1994 年呈年 代际偏早的转变。1994~2010 年季风爆发的平均日 期为 5 月 10 日,比 1979~1993 年提早了 18 天。 季风爆发前期太平洋海温背景场呈 CPC 型的年代 际变化,西北太平洋显著增暖使菲律宾附近对流异 常活跃、南海地区副高减弱东撤、南海—菲律宾— 带季节内振荡增强且热带气旋活动频繁、孟加拉湾 低槽加深、赤道西风加强,进而有利于第二年代南 海夏季风平均爆发日期偏早。

(2)第一年代 EP 型海温主导了南海夏季风爆发的年际变率,第二年代两类海温型均影响了季风的建立,但以 CP 型海温为主。若对季风爆发前期3~4月的 Niño3、EMI 指数分年代进行标准化处理,分别以±0.55σ、±0.65σ个标准差为界,并结合海温距平图(图略)挑选出现 EPW/EPC、CPW/CPC的年份,可以发现第一年代出现 8 个 EP 型 ENSO事件(EPW: 1983、1987、1992、1993; EPC: 1985、1986、1988、1989)、3 个 CP 型 ENSO 事件(CPW: 1982、1991; CPC: 1984),而第二年代 CP 型 ENSO 事件出现 10 个(CPW: 1994、1995、2003、2005、

2007、2010; CPC: 1999、2000、2001、2008)、 EP型 ENSO 事件有 4 个 (EPW: 1998; EPC: 1996、 2006、2009)。上述分类结果也进一步证实 1993 年 前后主导季风爆发的海温型由 EP型转变为 CP型。

(3) 从机制上来看: EPW 型海温通过抑制西北 太平洋一孟加拉湾的对流活动,在菲律宾海、孟加 拉湾西部激发出两个距平反气旋,使越赤道气流建 立偏晚、孟加拉湾低槽填塞、西北太平洋副热带高 压增强,进而导致季风爆发偏晚; CPW 型海温通过 抑制菲律宾—孟加拉湾东部的对流活动,在菲律宾 一孟加拉湾激发出一个距平反气旋,使孟加拉湾低 槽填塞、南海地区副高增强,进而阻碍夏季风向南 海推进。

(4)1993年前后影响南海夏季风爆发年际变率的主导海温型发生了显著变化,由 EP 型转为 CP 型。偏回归分析的结果也表明第一年代 EPW 型海温不利于南海夏季风爆发,且这种影响可从 4 月持续到 5 月;而第二年代 CPW 型海温同样不利于南海夏季风爆发,但这种影响仅出现在 4 月。若对第一年代出现 EPW/EPC 事件和第二年代出现 CPW/



图 9 同图 7,但为 1994~2010 年 Fig. 9 As in Fig. 7 but for the period 1994-2010

CPC 事件的年份进行合成分析(4、5 月大气环流距 平场),可以发现:(a)第一年代(第二年代),EPW (CPW)型海温对4、5 月大气环流场的影响与偏 回归结果相似,其在西北太平洋—孟加拉湾以西 (菲律宾—孟加拉湾东部)产生的OLR场、高度 场异常偏强(弱);(b)尽管第一年代EPC型海温 有利于季风提前爆发,但其对4月大气环流场的影 响较小,仅菲律宾、南海局部地区的OLR场、高 度场出现显著负异常(图 10),到了 5 月负异常略 有增强并东扩(图略),这与偏回归的结果差异较 大,即 EPW/EPC 型海温对季风爆发的影响具有不 对称性;(c)第二年代的 4 月,CPC 型海温在菲律 宾一孟加拉湾一带产生的大气环流距平场与偏回 归结果基本一致,符号相反、强度稍强(图 11), 且 5 月的 OLR 场、高度场负异常已显著衰减(图 略),故 CPW/CPC 型海温对季风爆发的影响具有一



图 10 第一年代 EPW 型海温下 4 月 (a) OLR 距平场 (等值线,单位:Wm<sup>-2</sup>)、(b) 850 hPa 流场 (矢量,单位:m s<sup>-1</sup>) 与高度 (等值线,单位:m) 距平场。(c)、(d) 分别同 (a)、(b), 但为 EPC 型海温。阴影部分通过 90%信度检验,矢量场加粗部分通过 90%信度检验 Fig. 10 (a) Anomalous OLR (contours; units: Wm<sup>-2</sup>), (b) anomalous 850 hPa wind (vectors; units: m s<sup>-1</sup>) and geopotential height (contours; units: m) in April for Eastern Pacific warming (EPW) during the first epoch; (c, d) as in (a, b) but for Eastern Pacific cooling (EPC). Shading for contours and bold vectors denote the 90% confidence level



图 11 同图 10,但为第二年代(a、b)CPW 型和(c、d)CPC 型 Fig. 11 As in Fig. 10 but for (a, b) central Pacific warming (CPW) and (c, d) central Pacific cooling CPC) during the second epoch

2 期丁硕毅等:南海夏季风爆发与热带太平洋两类海温型关系的年代际差异No. 2DING Shuoyi et al. Interdecadal Change in the Relationship between the South China Sea Summer Monsoon Onset ... 255

定对称性。因此,西北太平洋的增暖以及两类海温 型的年代际差异可能是导致南海夏季风爆发年代 际提早的原因之一。

基于上述结论,我们了解了两类海温型在不同 年代所起的作用以及它们影响南海夏季风爆发早 晚的机制与差异,但所得结果仍有待于数值模式验 证。自 1993 年以后,南海夏季风爆发日期与太平 洋海温的正相关区发生西移,且相关性显著提高、 持续性更好,表明季风爆发早晚受太平洋海温变化 的影响更大了。造成此种变化的原因尚不清楚,可 能与热带太平洋海温型的年代际变化、PDO 位相、 全球变暖或者其他影响因子年代际减弱有关,故仍 需进一步研究。此外,冬、春两季的北大西洋海区 亦存在显著相关信号,第一年代相关系数分布呈 "-、+、-"型,可能对 ENSO 的影响产生干扰, 而第二年代则呈"+、-、+"型,可能是北大西洋 海温对 ENSO 的响应。

比较两个年代 Niño3 指数 4 月的偏回归图可以 发现,当 EPW 型海温处于衰减位相时,印度洋海 温在第二年代呈全海盆增暖,而第一年代增暖并不 显著,这表明印度洋海温与 EP 型 ENSO 的关系也 可能存在年代际差异。第二年代,印度洋海温显著 增暖,在其东侧激发出赤道 Kelvin 波,表层摩擦作 用使赤道低压以北地区出现东北风异常,引起副热 带西北太平洋表层辐散、局地对流活动受抑制,进 而有利于菲律宾海距平反气旋的加强与维持(Xie et al., 2009)。这也解释了为什么第二年代 Niño3 指 数偏回归的4月速度势、OLR、流场、高度距平场 在西北太平洋一孟加拉湾一带要强于第一年代。伴 随着第二年代中东太平洋暖异常的迅速衰减,到了 5 月,菲律宾海距平反气旋减弱东移,孟加拉湾距 平反气旋北移且其南部出现距平气旋,赤道印度洋 为距平西风,显著的高度场正异常仅出现在菲律宾 以北(图略)。相比之下,第一年代 EPW 型海温衰 减较慢、印度洋增暖不显著,到了5月,菲律宾海 距平反气旋略有减弱, 孟加拉湾仍为距平反气旋控 制,赤道印度洋为距平东风,显著的高度场正异常 从西北太平洋西伸至孟加拉湾以西 (图略)。由于 两个年代 EPW 型海温的强度及其衰减过程有所不 同、印度洋海温变化存在年代际差异,故第一年代 EPW 型海温对季风爆发的阻碍作用可能更强。

此外,南海夏季风爆发过程是非常复杂的,影 响因子众多,包括不同海域的海温、青藏高原大地 形、太阳辐射、中纬度扰动、低纬低频振荡以及前 汛期降水等。本文仅从热带太平洋海温出发研究南 海夏季风爆发的年代际差异,并没有考虑印度洋海 温在内的其他因子的影响,因此其他因子的作用还 有待进一步研究。

#### 参考文献(References)

- Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection [J]. J. Geophys. Res.: Oceans (1978–2012), 112 (C11): C11007.
- Chan J C L, Zhou W. 2005. PDO, ENSO and the early summer monsoon rainfall over South China [J]. Geophys. Res. Lett., 32 (8): L08810, doi:10.1029/2004GRL022015.
- 陈圣劼,何金海,吴志伟. 2013. 一种新的 El Niño 海气耦合指数 [J]. 大 气科学, 37 (4): 815–828. Chen Shengjie, He Jinhai, Wu Zhiwei. 2013. New ocean–atmosphere coupling indices for El Niño [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (4): 815–828.
- 陈隽, 金祖辉. 2001. 影响南海夏季风爆发因子的诊断研究 [J]. 气候与 环境研究, 6 (1): 19–32. Chen Jun, Jin Zuhui. 2001. Diagnosis of factors of influence on onset over the South China Sea summer monsoon [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 6 (1): 19–32.
- Chen W, Feng J, Wu R G. 2013a. Roles of ENSO and PDO in the link of the East Asian winter monsoon to the following summer monsoon [J]. J. Climate, 26: 622–635.
- Chen Z S, Wen Z P, Wu R G, et al. 2013b. Influence of two types of El Niños on the East Asian climate during boreal summer: A numerical study [J]. Climate Dyn., 43: 469–481.
- Feng J, Wang L, Chen W, et al. 2010. Different impacts of two types of Pacific Ocean warming on Southeast Asian rainfall during boreal winter [J]. J. Geophys. Res.: Atmos. (1984–2012), 115 (D24): D24122.
- Feng J, Chen W, Tam C Y, et al. 2011. Different impacts of El Niño and El Niño Modoki on China rainfall in the decaying phases [J]. International Journal of Climatology, 31(14): 2091–2101.
- Feng J, Li J P. 2011. Influence of El Niño Modoki on spring rainfall over south China [J]. J. Geophys. Res.: Atmos. (1984–2012), 116 (D13): D13102.
- 贺海晏, 温之平, 简茂球, 等. 2000a. 1982~1996 年亚洲热带夏季风建 立迟早的探讨 (I)热带季风环流的主要特征和季风建立指数 [J]. 中 山大学学报 (自然科学版), 39 (3): 91–96. He Haiyan, Wen Zhiping, Jian Maoqiu, et al. 2000a. A study on the onset of the Asian summer monsoon during 1982~1996. I. Basic features of the Asian summer monsoon circulation and its onset index [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni, 39 (3): 91–96.
- 贺海晏, 温之平, 简茂球, 等. 2000b. 1982~1996 年亚洲热带夏季风建 立迟早的探讨 II. 热带季风建立迟早的年际变化 [J]. 中山大学学报 (自然科学版), 39 (4): 99–103. He Haiyan, Wen Zhiping, Jian Maoqiu, et al. 2000b. A study on the onset of the Asian summer monsoon during 1982~1996. II. The interannual variations of the onset time of the Asian summer monsoons [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni, 39 (4): 99–103.

Kajikawa Y, Wang B. 2012. Interdecadal change of the South China Sea

summer monsoon onset [J]. J. Climate, 25 (9): 3207-3218.

- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2) [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83 (11): 1631–1643.
- 李崇银, 张利平. 1999. 南海夏季风特征及其指数 [J]. 自然科学进展, 9 (6): 536-541. Li Chongyin, Zhang Liping. 1999. Summer monsoon characteristics and index in the South China Sea [J]. Progress in Natural Science (in Chinese), 9 (6): 536-541.
- Li X Z, Wen Z P, Zhou W. 2011. Long-term change in summer water vapor transport over South China in recent decades [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 89A: 271–282.
- 梁肇宁, 温之平, 吴丽姬. 2006. 印度洋海温异常和南海夏季风建立迟 早的关系 I. 耦合分析 [J]. 大气科学, 30 (4): 619–634. Liang Zhaoning, Wen Zhiping, Wu Liji. 2006. The relationship between the the Indian Ocean sea surface temperature anomaly and the onset of South China Sea summer monsoon. I. Coupling analysis [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (4): 619–634.
- Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 1275–1277.
- Lu E, Chan J C L. 1999. A unified monsoon index for South China [J]. J. Climate, 12 (8): 2375–2385.
- 罗会邦. 1999. 南海夏季风爆发及相关雨带演变特征 [M]//罗会邦. 南海 季风爆发和演变及其与海洋的相互作用. 北京: 气象出版社, 25-29. Luo Huibang. 1999. SCSSM rainfall outbreak and the evolution of associated rain-bands [M]//Luo Huibang, Ed. Onset and Evolution of the South China Sea Monsoon and Its Interaction with the Ocean (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 25-29.
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. J. Geophys. Res., 108 (D14): 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean [J]. Nature, 401 (6751): 360–363.
- 陶诗言, 张庆云. 1998. 亚洲冬夏季风对 ENSO 事件的响应 [J]. 大气科 学, 22 (4): 399–407. Tao Shiyan, Zhang Qingyun. 1998. Response of the Asian winter and summer monsoon to ENSO events [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 22 (4): 399–407.
- Tao S Y, Chen L. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [M]//Chang C P, Krishnamurti T N, Eds. Monsoon Meteorology. Oxford: Oxford University Press.
- Wang C Z, Wang X. 2013. Classifying El Niño Modoki I and II by different impacts on rainfall in southern China and typhoon tracks [J]. J. Climate, 26 (4): 1322–1338.
- Wang B, Wu R G. 1997. Peculiar temporal structure of the South China Sea summer monsoon [J]. Adv. Atmos. Sci., 14 (2): 177–194.
- Wang B, Zhang Q. 2002. Pacific–East Asian teleconnection. Part II: How the Philippine Sea anomalous anticyclone is established during El Niño development [J]. J. Climate, 15 (22): 3252–3265.

- Wang B, Wu R G, Fu X H. 2000. Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? [J]. J. Climate, 13 (9): 1517–1536.
- Wang B, Zhang Y S, Lu M M. 2004. Definition of South China Sea monsoon onset and commencement of the East Asia summer monsoon [J]. J. Climate, 17 (4): 699–710.
- 王启,丁一汇. 1997. 南海夏季风演变的气候学特征 [J]. 气象学报, 55
  (4): 466–483. Wang Qi, Ding Yihui. 1997. Climatological aspects of evolution of summer monsoon over the northern South China Sea [J]. Acta Meteorological Sinica (in Chinese), 55 (4): 466–483.
- 温之平, 梁肇宁, 吴丽姬. 2006. 印度洋海温异常和南海夏季风建立迟 早的关系 II. 机理分析 [J]. 大气科学, 30 (6): 1138–1146. Wen Zhiping, Liang Zhaoning, Wu Liji. 2006. The relationship between the Indian Ocean sea surface temperature anomaly and the onset of the South China Sea summer monsoon. II. Analyses of mechanisms [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (6): 1138–1146.
- Weng H Y, Behera S K, Yamagata T. 2009. Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events [J]. Climate Dyn., 32 (5): 663–674.
- Weng H Y, Ashok K, Behera S K, et al. 2007. Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer [J]. Climate Dyn., 29 (2–3): 113–129.
- 谢安,刘霞,叶谦. 1997. 赤道涡旋与南海夏季风爆发 [J]. 气象学报, 55 (5): 611-619. Xie An, Liu Xia, Ye Qian. 1997. Equatorial vortex and the onset of summer monsoon over South China Sea [J]. Acta Meteorological Sinica (in Chinese), 55 (5): 611-619.
- Xie A, Chung Y S, Liu X, et al. 1998. The interannual variations of the summer monsoon onset over the South China Sea [J]. Theor. Appl. Climatol., 59 (3–4): 201–213.
- Xie S P, Hu K M, Hafner J, et al. 2009. Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño [J]. J. Climate, 22 (3): 730–747.
- 阎俊岳. 1997. 南海西南季风爆发的气候特征 [J]. 气象学报, 55 (2): 174–186. Yan Junyue. 1997. Climatological characteristics on the onset of the South China Sea southwest monsoon [J]. Acta Meteorological Sinica (in Chinese), 55 (2): 174–186.
- Yuan F, Chen W. 2013. Roles of the tropical convective activities over different regions in the earlier onset of the South China Sea summer monsoon after 1993 [J]. Theor. Appl. Climatol., 113 (1–2): 175–185.
- Yuan F, Chen W, Zhou W. 2012a. Analysis of the role played by circulation in the persistent precipitation over South China in June 2010 [J]. Adv. Atmos. Sci., 29: 769–781.
- Yuan Y, Yang S, Zhang Z Q. 2012b. Different evolutions of the Philippine Sea anticyclone between the eastern and central Pacific El Niño: Possible effects of Indian Ocean SST [J]. J. Climate, 25 (22): 7867–7883.
- Zhou W, Chan J C L. 2007. ENSO and the South China Sea summer monsoon onset [J]. International Journal of Climatology, 27 (2): 157–167.
- Zhou W, Li C Y, Chan J C L. 2006. The interdecadal variations of the summer monsoon rainfall over South China [J]. Meteor. Atmos. Phys., 93 (3–4): 165–175, doi:10.1007/S00703–006-0184–9.