

柯宗建, 华丽娟, 钟霖浩, 等. 海温异常对东亚夏季风强度先兆信号的影响. 应用气象学报, 2015, 26(5): 536-544.
doi:10.11898/1001-7313.20150503

海温异常对东亚夏季风强度先兆信号的影响

柯宗建^{1)*} 华丽娟²⁾ 钟霖浩³⁾ 杜良敏⁴⁾

¹⁾(国家气候中心 中国气象局气候研究开放实验室, 北京 100081)

²⁾(中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049)

³⁾(中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室, 北京 100029)

⁴⁾(武汉区域气候中心, 武汉 430074)

摘 要

利用 ERA-Interim 再分析资料、NOAA 海温资料、CMAP 格点降水资料和中国气象站降水资料, 通过合成、相关和回归分析等方法研究了 1979—2012 年东亚夏季风强度与其先兆信号的关系, 并分析了热带海温异常的可能影响。研究表明: 东亚夏季风先兆指数反映了 2 月 200 hPa 纬向风距平的主要模态特征 (EOF1), 前冬热带中东太平洋海温偏低 (高), 2 月亚洲地区西风急流位置偏北 (偏南), 东亚夏季风先兆指数偏强 (弱)。前期热带海温异常对东亚夏季风强度有明显影响, 前冬热带中东太平洋海温偏低 (高) 有利于东亚夏季风偏强 (弱)。2 月亚洲中纬度地区纬向风异常特征在春季不能持续, 先兆信号与东亚夏季风强度的联系主要源自热带海洋。

关键词: 东亚夏季风; 先兆信号指数; 海温; 多雨带

引 言

中国东部夏季降水主要受东亚夏季风 (EASM) 的影响^[1-2], 东亚夏季风偏强时, 华北地区降水多, 而江淮流域干旱; 东亚夏季风偏弱时, 则相反。我国夏季降水的主要多雨带自 20 世纪 60 年代以来经历了从北到南、又转向北的演变^[3], 70 年代末和 90 年代初期, 我国东部夏季降水发生了两次显著的年代际变化^[4]。东亚夏季风具有热带和副热带季风性质, 同时受低纬度和中高纬度环流的影响, 比热带性质的印度季风复杂得多^[5]。与印度季风主要用降水量表征其强度^[6-7]不同, 对于东亚夏季风强度的表征仍未达成很好的共识。从海陆热力差、涡旋切变、西南季风等多个角度出发定义的东亚夏季风指数^[8-16]各具特点, 充分反映了东亚夏季风系统的复杂性。Wang 等^[17]比较了 25 个东亚夏季风指数, 并指出几

个指数^[11,13-14,16]在表征东亚地区夏季风的主要特征时具有优势。根据东亚热带季风槽区 (10°~20°N, 100°~150°E) 与副热带地区 (25°~35°N, 100°~150°E) 低层纬向风距平差异定义的东亚夏季风指数^[13], 由于与夏季长江中下游降水有较好的关系, 在我国汛期降水监测预测业务中广泛应用, 其强弱特征也是每年全国汛期预测讨论的重点。

热带海洋海表温度与青藏高原下垫面热力异常对东亚夏季风有明显影响^[18], 是东亚夏季风强度预测的主要依据。张庆云等^[13]利用 2 月亚洲中纬度 (32.5°~37.5°N, 80°~110°E) 和东太平洋 (22.5°~27.5°N, 150°~120°W) 区域平均高层纬向风距平差异定义了东亚夏季风的先兆信号指数, 并解释了该先兆信号通过影响南亚大陆下垫面异常进而影响东亚夏季风的可能机制。由于该指数对东亚夏季风强度有很好的指示意义, 已作为汛期夏季风强度预测的重要依据之一。然而, 前冬亚洲中纬度地区

2015-03-13 收到, 2015-06-02 收到再改稿。

资助项目: 国家重大科学研究计划 (2012CB955902), 公益性行业 (气象) 科研专项 (GYHY201306024), 国家自然科学基金项目 (41005051, 41205039, 41105070)

* email: kezj@cma.gov.cn

环流异常在春季是否会持续并不清楚,南亚大陆下垫面异常冬、春季演变有待进一步分析,东亚夏季风强弱与其先兆信号指数之间是否存在其他途径的物理联系值得研究。这是本文关注的问题,也是本研究的出发点。

1 资料

本文所用到的资料有中国气象局国家气候中心整编的160个站逐月降水资料和 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 水平分辨率的CMAP(CPC Merged Analysis of Precipitation)格点降水资料^[19]。大气环流资料为欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的ERA-Interim月平均再分析资料^[20],水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。海温资料为美国国家海洋和大气管理局(NOAA)提供的ERSST.V3^[21],水平分辨率是 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。本文的研究时段为1979—2012年,气候态均为1981—2010年平均。本文研究的东亚夏季风强度(I_{EASM})及其先兆信号(I_F)指数的定义参考文献^[13],其定义分别为

$$I_{EASM} = U_1' - U_2', \quad (1)$$

$$I_F = U_3' - U_4'. \quad (2)$$

其中, U_1' 表示 $10^{\circ} \sim 20^{\circ}N, 100^{\circ} \sim 150^{\circ}E$ 区域850 hPa平均纬向风距平, U_2' 表示 $25^{\circ} \sim 35^{\circ}N, 100^{\circ} \sim 150^{\circ}E$

区域850 hPa平均纬向风距平, U_3' 表示 $32^{\circ} \sim 38^{\circ}N, 80^{\circ} \sim 110^{\circ}E$ 区域200 hPa平均纬向风距平, U_4' 表示 $22^{\circ} \sim 28^{\circ}N, 150^{\circ} \sim 120^{\circ}W$ 区域200 hPa平均纬向风距平。本文分别对 I_{EASM} 和 I_F 进行了标准化。

2 东亚夏季风强度与先兆信号指数的关系

图1给出了东亚夏季风强度的逐年变化特征。将东亚夏季风指数大于1个标准差的年份定义为强夏季风年,小于-1个标准差的年份定义为弱夏季风年。强夏季风年分别为1981,1984,1985,1986,1994,2004,2012年;弱夏季风年分别为1980,1983,1995,1998,2003年。东亚夏季风强、弱年夏季降水距平百分率的合成差异(图2)显示,我国东部地区从北到南降水距平百分率呈正-负-正的分布特征。长江中下游地区为显著的负异常,尤其是长江中游地区降水距平百分率小于-50%,表明强夏季风年长江中下游地区降水偏少,弱夏季风年长江中下游地区降水偏多。从东亚夏季风强度和先兆信号指数的逐年演变特征看,两者基本呈同位相变化,2000年以来这种特征并没有发生明显的变化,研究时段两者的相关系数达到0.70,达到0.01显著性水平。

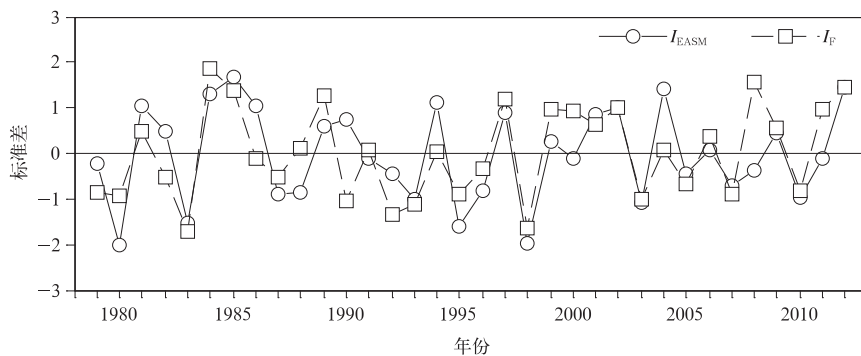


图1 东亚夏季风强度与先兆信号指数的逐年变化

Fig. 1 Annual variations of EASM and its precursor index

东亚夏季风强、弱年2月200 hPa纬向风异常合成差异(图3)表明欧亚大陆及北太平洋地区纬向风场存在显著差异。欧亚中纬度($35^{\circ}N$)地区 $30^{\circ}E$ 和 $100^{\circ}E$ 附近出现正异常中心,强夏季风年2月西风急流位置偏北。冬、春季西风带的槽脊活动会影响亚洲大陆降水异常,改变南亚大陆热状况,并导致下垫面的冷暖差异。张庆云等^[13]指出2月亚洲地区

200 hPa纬向风为正异常,南亚上空西风带位置比正常位置偏北,南支槽的西风扰动较弱,南亚大陆冬、春季降水或降雪偏少,土壤水分比正常情况偏少,使得晚春和初夏南亚加热较快,导致夏季海陆热力对比大,出现强夏季风。那么,2月欧亚中高纬度地区环流的异常特征在春季是否会持续进而影响春季南亚大陆的下垫面异常需进一步分析。

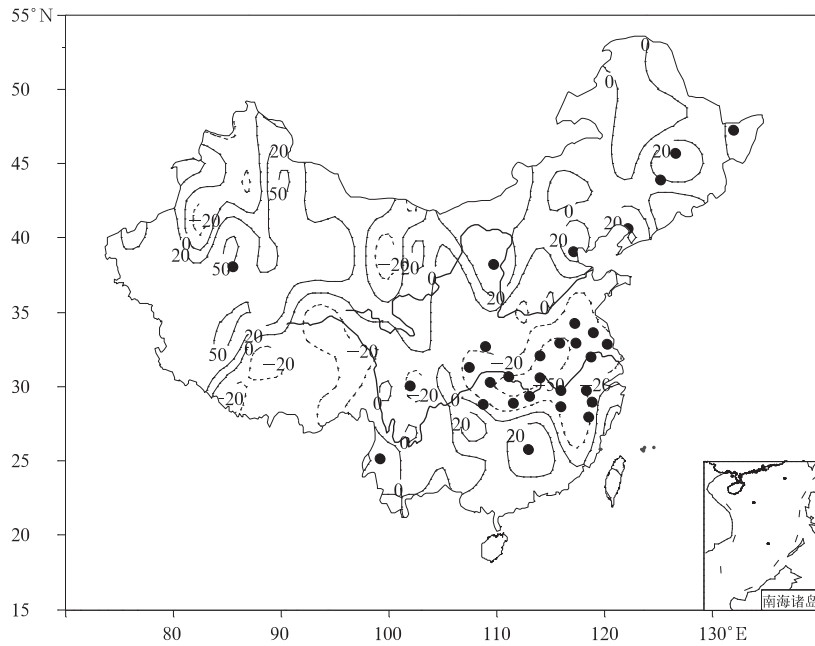


图2 东亚夏季风强、弱年中国夏季降水距平百分率合成差异(单位:%)
(黑色圆点表示达到0.1显著性水平)

Fig. 2 Composite difference of summer precipitation anomaly percentage in different strength years of EASM(unit:%)
(the dotted denotes the difference significant at 0.1 level)

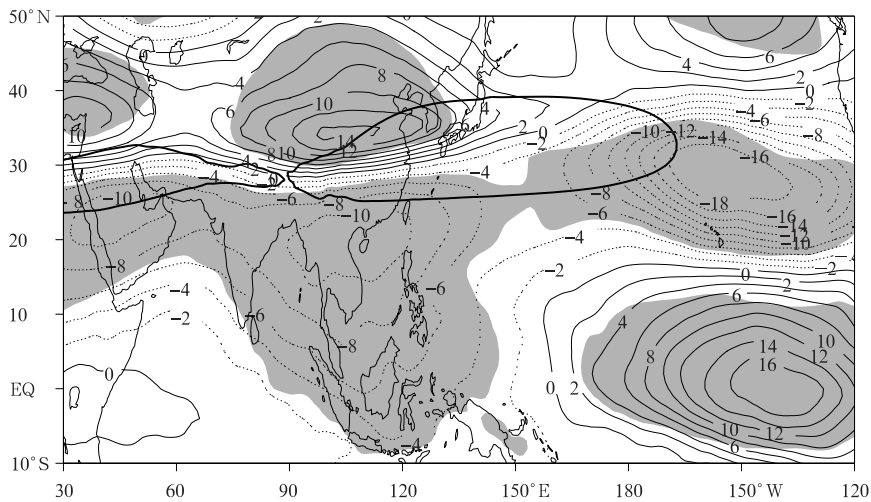


图3 东亚夏季风强、弱年2月200 hPa纬向风距平合成差异(单位: $m \cdot s^{-1}$)
(粗实线表示200 hPa纬向风气候场 $50 m \cdot s^{-1}$ 等值线,阴影表示达到0.1显著性水平)

Fig. 3 Composite difference of zonal wind anomaly(unit: $m \cdot s^{-1}$) at 200 hPa in February in different strength years of EASM(the solid bold line denotes climatological $50 m \cdot s^{-1}$ contour of zonal wind at 200 hPa, the shaded denotes the difference significant at 0.1 level)

图4为冬年夏季风强、弱年前期春季200 hPa纬向风异常的合成差异。与2月相比,欧亚中纬度地区纬向风差异明显减弱。2月在 $30^{\circ}E$ 附近出现的正异常中心消失,在 $100^{\circ}E$ 附近出现的正异常中心明显减弱,且差异的显著性降低,未达到0.1显著

性水平。而北太平洋地区200 hPa纬向风场从中纬度到低纬度地区仍维持正-负-正的分布特征,其中,中纬度地区异常中心较2月偏东。春季逐月200 hPa纬向风异常的合成差异也清晰地反映了这种特征(图略)。春季高层纬向风的显著差异主要在北太平洋,

欧亚大陆地区纬向风的差异减弱,表明 2 月欧亚中纬度地区高层纬向风异常特征在春季并未持续。

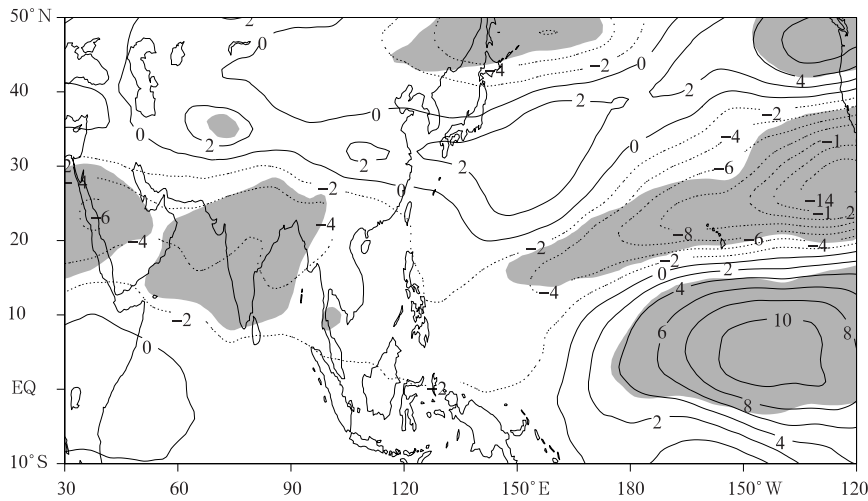


图 4 夏季风强、弱年春季 200 hPa 纬向风距平合成差异(单位: $m \cdot s^{-1}$)(阴影表示达到 0.1 显著性水平)
 Fig. 4 Composite difference of zonal wind anomaly(unit: $m \cdot s^{-1}$) at 200 hPa in spring in different strength years of EASM(the shaded denotes the difference significant at 0.1 level)

海陆热力差异是影响东亚夏季风强弱的重要因素,亚洲大陆与南侧印度洋及东侧太平洋之间的热力差异对东亚夏季风强弱有明显影响。前期降水和气温异常改变下垫面的热力状况,进而影响海陆的热力差异。图 5 给出了东亚夏季风强、弱年前期春季降水和气温的合成差异特征。强夏季风与弱夏季风年,春季降水异常显著差异区域位于热带西太平洋,中心值超过 $3 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,而南亚大陆地区的降

水异常差异并不显著(图 5a)。温度场合成差异表明,春季南亚大陆近地面温度没有显著差异,而热带海洋地区特征明显不同(图 5b)。印度洋区域海温的差异明显,中东太平洋和西太平洋海温也呈现显著差异(图略)。强夏季风年,春季赤道中东太平洋海温偏低,北半球热带西太平洋海温偏高,印度洋海温偏低。东亚夏季风强、弱年前期春季下垫面显著的热力差异主要在海洋上。

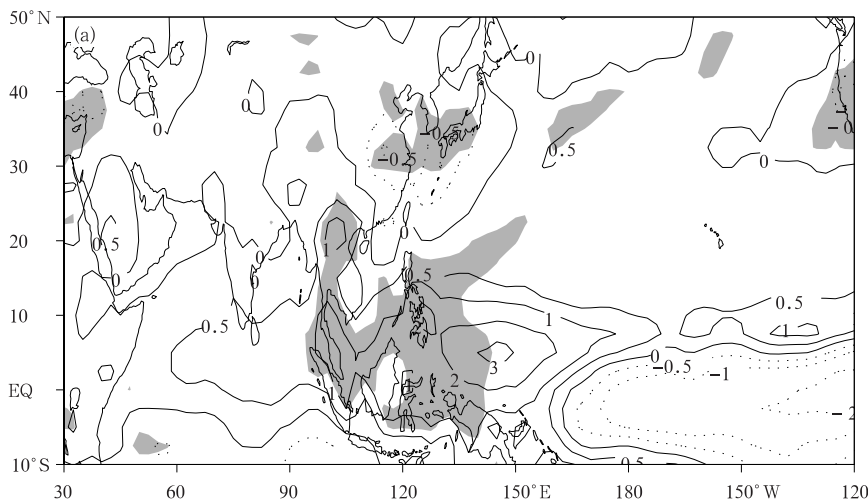
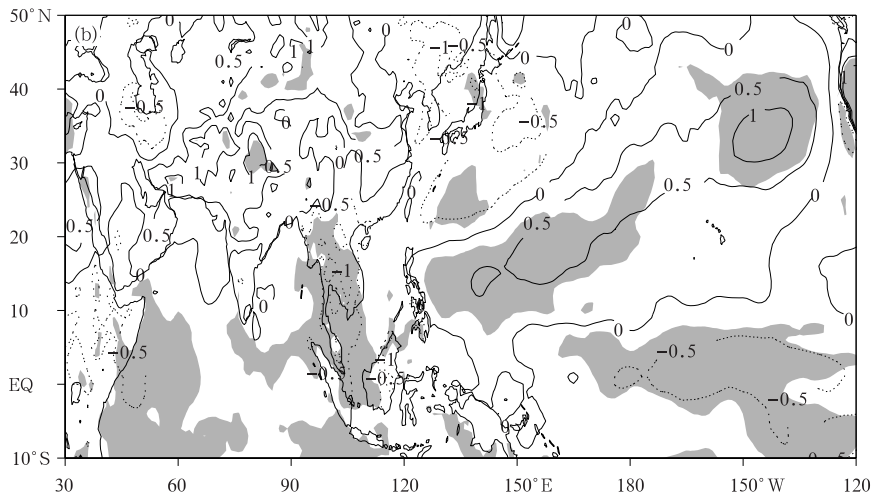


图 5 东亚夏季风强、弱年春季降水率(单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)(a)和气温(单位: $^{\circ}\text{C}$)(b)距平合成差异(阴影表示达到 0.1 显著性水平)
 Fig. 5 Composite difference of precipitation rate(unit: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)(a) and temperature(unit: $^{\circ}\text{C}$)(b) in spring in different strength years of EASM(the shaded denotes the difference significant at 0.1 level)



续图 5

3 先兆信号的来源

东亚夏季风强、弱年前期春季下垫面的明显差异主要在海洋,南亚大陆下垫面的热力差异并不显著,东亚夏季风与先兆信号之间呈显著的同位相变化原因需进一步分析。图 6 是 $10^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $0^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{W}$ 区域 2 月 200 hPa 纬向风距平的正交经验函数(EOF)分解的第 1 模态。该模态与强、弱夏季风年合成的 2 月高层纬向风的差异分布特征非常相似。它与强季风年前期 2 月纬向风距平场的空间相关系数为 0.64,与弱季风年合成的 2 月纬向风距平场的空间相关系数达到 -0.81 。EOF1 模态反映了

典型强、弱夏季风年 2 月 200 hPa 纬向风场特征。图 7 给出 EOF1 的时间系数(PC1)与冬季海温的相关分布。赤道中东太平洋为显著的负相关关系,西太平洋附近为显著的正相关,印度洋西部为显著的负相关关系,热带太平洋呈现 La Niña 海温异常分布特征。冬季赤道中东太平洋海温偏低,沃克环流加强,赤道中东太平洋上空高层纬向风增强,北太平洋阿留申低压减弱,北太平洋 50°N 附近 200 hPa 高层纬向风增强, 30°N 附近 200 hPa 纬向风减弱,东亚西风急流位置偏北。相关分析表明:先兆信号指数与同期 200 hPa 纬向风 EOF1 模态的 PC1 的相关系数为 0.90(达到 0.01 显著性水平),且先兆信号指数与冬季全球海温的相关分布与图 7 非常相似

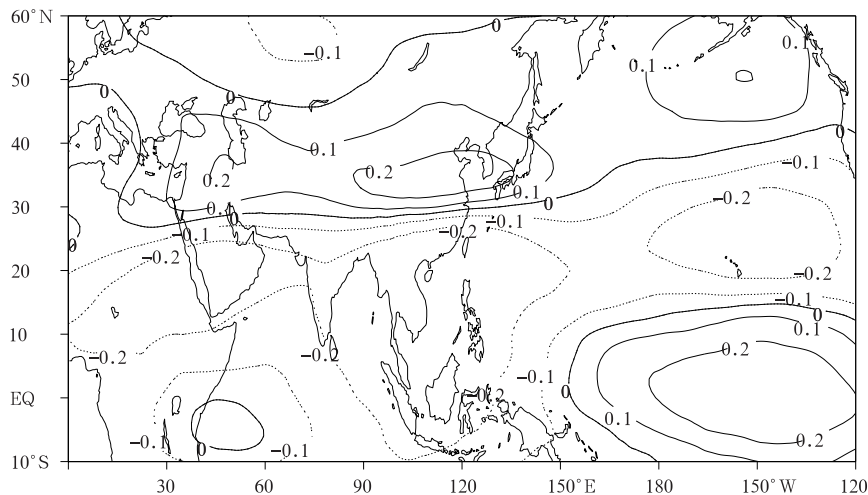


图 6 2 月 200 hPa 纬向风距平的 EOF1 模态

Fig. 6 The EOF1 mode of zonal wind anomaly at 200 hPa in February

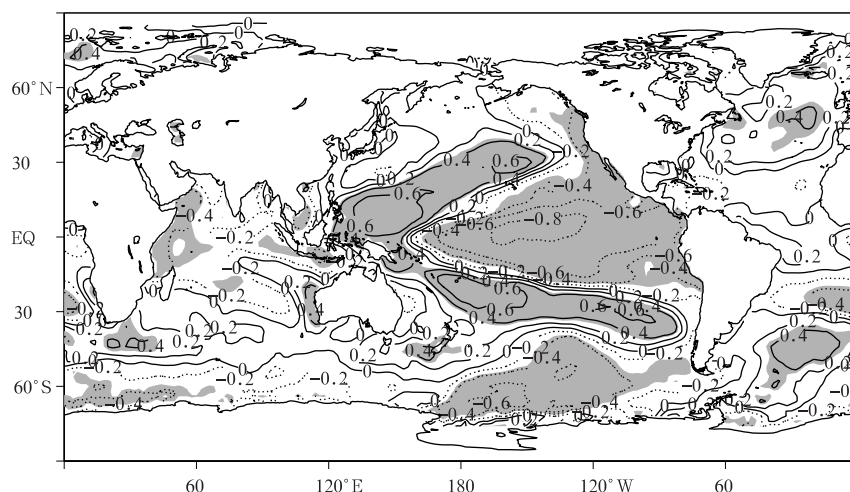


图 7 2 月 200 hPa 纬向风距平 EOF1 模态的时间系数与冬季海温的相关分布(阴影表示达到 0.05 显著性水平)
Fig. 7 Correlations between the principle component of EOF1 and zonal wind anomaly at 200 hPa in February
(the shaded denotes correlation coefficients significant at 0.05 level)

(图略)。这说明先兆信号指数表征了 2 月高层纬向风场主要模态的年际变化,而这种年际变化受中东太平洋海温异常的影响。

东亚夏季风的强弱与海温有密切的关系。图 8 给出了东亚夏季风指数与前期冬季海温的相关分布。前冬中东太平洋冷海温有利于东亚夏季风强度偏强,而暖海温特征有利于东亚夏季风强度偏弱。前冬海温与先兆信号以及东亚夏季风的关系呈相似特征,表明东亚夏季风与先兆信号之间的联系可能来自于热带海洋。冬季中东太平洋海温偏低,后期夏季北印度洋和南海地区维持偏低的海温(图 9),海陆热力差异增大,有利于印度夏季风偏强。印度

夏季风偏强,与西太平洋副热带高压(WPSH,简称副高)相联系的水平输送偏弱,长江中下游地区的降水偏少,东亚夏季风偏强^[22]。此外,印度夏季风偏强,通过凝结潜热释放异常有利于南亚高压位置偏西,使得长江流域降水偏少,同时副高强度偏弱位置偏东^[23]。图 10 给出了东亚夏季风强弱年夏季副高的合成特征。强夏季风年,副高强度偏弱位置偏东;弱夏季风年,副高偏强西伸明显。850 hPa 风场异常合成特征表明,强夏季风年,菲律宾附近 850 hPa 上空呈显著的反气旋式风场异常;弱夏季风年,菲律宾附近 850 hPa 上空呈显著的气旋式风场异常(图略)。与中东太平洋海温异常相联系的热带西太平

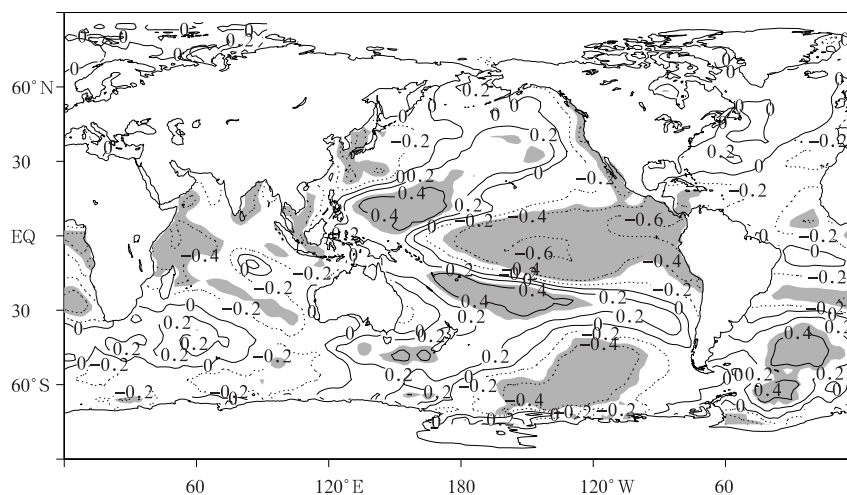


图 8 东亚夏季风强度与前期冬季海温的相关分布(其他说明同图 7)
Fig. 8 Correlation coefficients between EASM strength and previous winter SST(the others same as in Fig. 7)

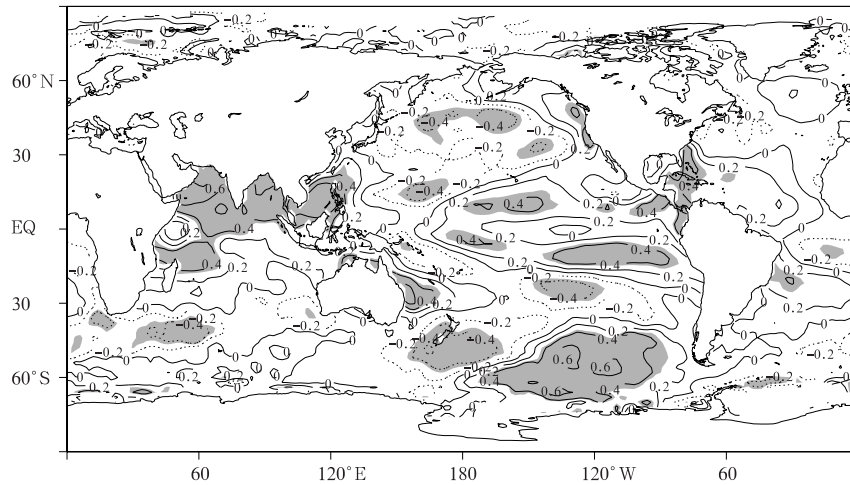


图 9 夏季海温与前期冬季 Niño3.4 海温指数的相关分布(其他说明同图 7)

Fig. 9 Correlation coefficients between summer SST and previous winter Niño3.4 index(the others same as in Fig. 7)

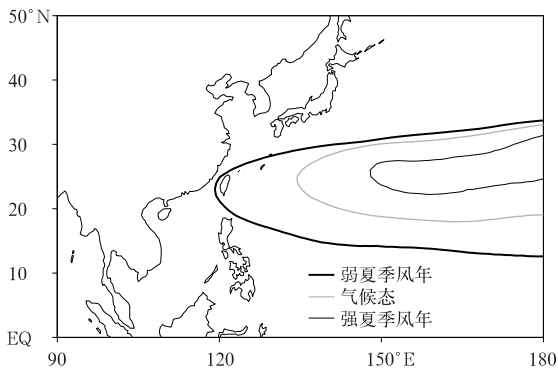


图 10 东亚夏季风强、弱年夏季西太平洋副热带高压合成(图中所示为 5880 gpm 曲线)

Fig. 10 Composited WPSH in different strength years of EASM(WPSH is indicated with 5880 gpm)

洋的海气相互作用会影响西北太平洋大气环流^[24-25]。东亚夏季风强度在很大程度上反映了西太平洋地区副高的特征,而副高的异常特征与热带海温的变化关系密切。前冬 El Niño 事件有利于夏季西太平洋菲律宾附近低层风场维持反气旋式异常,副高较常年偏强,东亚夏季风偏弱;反之,前冬 La Niña 事件有利于夏季副高强度偏弱,东亚夏季风偏强。

4 结论与讨论

东亚夏季风强度与我国夏季降水关系密切,是汛期气候预测关注的重点。东亚夏季风先兆信号指数是夏季风强度预测的重要指标之一,在我国汛期气候预测业务中广泛应用。本文研究了东亚夏季风强度及其先兆信号之间的关系,以及热带海洋海温

异常对两者的影响,得到以下主要结论:

1) 2 月亚洲中纬度地区纬向风异常特征在春季不能持续,热带海洋异常是东亚夏季风强度及其先兆信号指数呈显著同位相变化的主要原因。

2) 东亚夏季风先兆信号指数反映了 2 月亚洲—太平洋地区 200 hPa 纬向风距平 EOF 第 1 模态的主要特征。该模态与中东太平洋海温有密切的联系。冬季中东太平洋海温偏低(高),2 月亚洲地区西风急流位置偏北(偏南),北太平洋地区 200 hPa 纬向风从中纬度到低纬度地区呈正-负-正(负-正-负)异常分布,先兆信号指数偏强(弱);夏季印度洋和南海地区海温维持负(正)异常,海陆热力差异增大(减小),印度夏季风偏强(偏弱),西太平洋副高偏弱(强),东亚夏季风偏强(弱)。

东亚夏季风系统非常复杂,除了热带海洋^[26-32],青藏高原热力异常^[33-35]、南半球系统^[36]、北半球中高纬度地区环流和下垫面异常^[37-38]等均对东亚夏季风有明显影响,因此,对于东亚夏季风强度和季节进程预测存在较大不确定性。从不同角度定义的东亚夏季风指数在表征夏季风系统时存在差异,其强弱特征与东亚地区夏季降水的关系也不尽相同^[17]。本文从东亚夏季风先兆信号指数指示意义角度出发,分析它与东亚夏季风强度变化的关联,指出热带海温变化在其中的重要作用,有助于预测业务中更好地分析和应用先兆信号指数信息。

致谢:本文得到了中国气象局短期气候预测创新团队的大力支持,特此致谢!

参考文献

[1] 竺可桢. 东南季风与中国之雨量. 地理学报, 1934, 1(1): 1-27.

- [2] 李崇银. 大气季节内振荡研究的新进展. 自然科学进展, 2004, 14(7):734-741.
- [3] 陈丽娟, 高辉, 龚振淞, 等. 2012年汛期气候预测的先兆信号及其应用. 气象, 2013, 39(9):1103-1110.
- [4] Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon Part I: Observed evidences. *Int J Climatol*, 2008, 28:1139-1161.
- [5] 陶诗言. 季风研究中有待解决的问题//现代大气科学前沿与展望. 北京:气象出版社, 1996:35-36.
- [6] Mooley D A, Parthasarathy B. Fluctuation in all India summer monsoon rainfall during 1871-1985. *Climate Change*, 1984, 6:287-301.
- [7] Parthasarathy B, Kumar R R, Kthawale D R. Indian summer monsoon rainfall indices, 1871-1990. *Meteor Mag*, 1992, 121:174-186.
- [8] 郭其蕴. 东亚夏季风强度指数及其变化的分析. 地理学报, 1983, 38(3):207-216.
- [9] Shi N, Zhu Q G. An abrupt change in the intensity of the East Asian summer monsoon index and its relationship with temperature and precipitation over East China. *Int J Climatol*, 1996, 16:757-764.
- [10] Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quar J Roy Meteor Soc*, 1992, 118:877-926.
- [11] Wang B, Fan Z. Choice of South Asian summer monsoon indices. *Bull Amer Meteor Soc*, 1999, 80:629-638.
- [12] 黄刚. 东亚夏季风环流异常指数与夏季气候变化关系的研究. 应用气象学报, 1999, 10(增刊 I):61-69.
- [13] 张庆云, 陶诗言, 陈烈庭. 东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流. 气象学报, 2003, 61(4):579-568.
- [14] Li J P, Zeng Q C. A unified monsoon index. *Geophys Res Lett*, 2002, 29:1274, doi:10.1029/2001GL013874.
- [15] Wang H J. Instability of the East Asian summer monsoon ENSO relations. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19:1-11.
- [16] 戴念军, 谢安, 张勇. 南海夏季风活动的年际和年代际特征. 气候与环境研究, 2000, 5:363-374.
- [17] Wang B, Wu Z W, Li J P, et al. How to measure the strength of the East Asian summer monsoon. *J Climate*, 2008, 21:4449-4463.
- [18] Ding Y H, Sun Y, Wang Z Y, et al. Inter-decadal variation of the summer precipitation in China and its association with decreasing Asian summer monsoon Part II: Possible causes. *Int J Climatol*, 2009, 29:1926-1944.
- [19] Xie P, Arkin P A. A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull Amer Meteor Soc*, 1997, 78:2539-2558.
- [20] Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2011, 137:553-597.
- [21] Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). *J Climate*, 2008, 21:2283-2296.
- [22] Zhang R H. Relations of water vapor transport from Indian Monsoon with that over East Asia and the summer rainfall in China. *Adv Atmos Sci*, 2001, 19:1005-1017.
- [23] Wei W, Zhang R H, Wen M, et al. Impact of Indian summer monsoon on the South Asian high and its influence on summer rainfall over China. *Clim Dyn*, 2014, 43:1257-1269.
- [24] Zhang R H. Impact of El Niño on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the '86/87 and '91/92 events. *J Meteorol Soc Jpn*, 1996, 74:49-62.
- [25] Wang B, Wu R G, Fu X. Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J Climate*, 2000, 13:1517-1535.
- [26] Chang C P, Zhang Y, Li T. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Role of the subtropical ridge. *J Climate*, 2000, 13:4310-4325.
- [27] Chang C P, Zhang Y, Li T. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part II: Meridional structure of the monsoon. *J Climate*, 2000, 13:4326-4340.
- [28] 李峰, 何立富. 长江中下游地区夏季旱涝年际、年代际变化的可能成因研究. 应用气象学报, 2002, 13(6):718-726.
- [29] 李秀萍, 罗勇, 郭品文, 等. 春夏季中东太平洋海温异常变化与东亚夏季风关系的研究. 应用气象学报, 2006, 17(2):176-182.
- [30] 吕俊梅, 张庆云, 陶诗言, 等. 东亚夏季风强弱年大气环流和热源异常对比分析. 应用气象学报, 2007, 18(4):442-451.
- [31] Wu B, Zhang R, Ding Y, et al. Distinct modes of the East Asian summer monsoon. *J Climate*, 2008, 21:1122-1138.
- [32] 陈丽娟, 袁媛, 杨明珠, 等. 海温异常对东亚夏季风影响机理的研究进展. 应用气象学报, 2013, 24(5):521-532.
- [33] 张顺利, 陶诗言. 青藏高原积雪对亚洲夏季风影响的诊断及数值研究. 大气科学, 2001, 25(3):372-390.
- [34] Qian Y F, Zheng Y Q, Zhang Y, et al. Responses of China's summer monsoon climate to snow anomaly over the Tibetan Plateau. *International Journal of Climatology*, 2003, 23:593-613.
- [35] 包庆, Wang Bin, 刘屹岷, 等. 青藏高原增暖对东亚夏季风的影响——大气环流模式数值模拟研究. 大气科学, 2008, 32(5):997-1005.
- [36] 薛峰. 南半球环流变化对东亚夏季风的影响. 气候与环境研究, 2005, 10(3):401-408.
- [37] 武炳义, 张人禾. 东亚夏季风年际变率及其与中、高纬度大气环流以及外强迫异常的联系. 气象学报, 2011, 69(2):219-233.
- [38] 唐佳, 武炳义. 20世纪90年代初东亚夏季风的年代际转型. 应用气象学报, 2012, 8(4):402-413.

The Influence of Sea Surface Temperature Anomaly on the East Asian Summer Monsoon Strength and Its Precursor

Ke Zongjian¹⁾ Hua Lijuan²⁾ Zhong Linhao³⁾ Du Liangmin⁴⁾

¹⁾ (*Laboratory for Climate Studies, National Climate Center, Beijing 100081*)

²⁾ (*Key Laboratory of Computational Geodynamics, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*)

³⁾ (*Key Laboratory of Regional Climate-Environment for East Asia (RCE-TEA),*

Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

⁴⁾ (*Wuhan Regional Climate Center, Wuhan 430074*)

Abstract

The strength of the East Asian Summer Monsoon (EASM) is closely connected to the summer main rainfall belt in China. The precursor index defined by the difference of zonal wind anomaly at 200 hPa between the middle latitude in Asia and eastern Pacific in February is well indicative to the strength of EASM, which is an important predicting factors in flood season. The potential mechanism of precursor signal influencing the EASM is proposed by changing the surface characteristics in South Asia continent, but it is unclear whether the atmospheric circulation anomaly in February persists in the following seasons over middle latitude region. In addition, a further investigation is needed about the surface anomaly variation over South Asia in winter-spring seasons. ERA-Interim reanalysis data, NOAA sea surface data, gridded CMAP precipitation data and precipitation observations over China are used. By composite, correlation and regression analysis approaches, the difference of wind in middle latitude over Eurasia, sea surface temperature (SST) in tropics and thermal condition in South Asia continent in previous winter-spring seasons in various strength EASM years are analyzed. Results indicate that tropical SST is the physical connection of accordant variations between the strength of EASM and its precursor.

Results show that the precursor signal of EASM captures the primary feature for the first mode of empirical orthogonal function (EOF1) of zonal wind anomaly at 200 hPa over the Asia and Pacific in February. The EOF1 mode is related to SST in the central and eastern Pacific. In the previous winter, the SST is below (above) normal in the central and eastern Pacific, which is conducive to a northward (southward) shift of westerly jet over the Asia in February. The zonal wind anomaly at 200 hPa exhibits meridional positive-negative-positive (negative-positive-negative) pattern, and the precursor index is stronger (weaker) than normal. In summer, the negative (positive) SST anomaly occurs in the vicinity of Indian Ocean and South China Sea, which results in an increasing (decreasing) difference between ocean and land and stronger (weaker) Indian Summer Monsoon. Meanwhile, the western Pacific subtropical high (WPSH) is weaker (stronger) than normal, and the EASM is stronger (weaker) than normal. The anomalous feature of zonal wind in the middle latitude of the Asia in February is hardly to persist in spring. The physical connection between EASM and its precursor mainly derives from the tropical ocean.

Key words: EASM; precursor index; SST; rainfall belt