

薛峰, 段欣好, 苏同华. 2018. 强 El Niño 衰减年东亚夏季风的季节内变化: 1998 年和 2016 年的对比分析 [J]. 大气科学, 42 (6): 1407–1420. Xue Feng, Duan Xinyu, Su Tonghua. 2018. Intraseasonal variation of East Asian summer monsoon during strong El Niño decaying summer: Comparison between 1998 and 2013 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (6): 1407–1420, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1711.17205.

强 El Niño 衰减年东亚夏季风的季节内变化: 1998 年和 2016 年的对比分析

薛峰¹ 段欣好^{1,2} 苏同华³

1 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 福建省气象台, 福州 350001

摘 要 本文对比分析了 1998 年和 2016 年这两个强 El Niño 衰减年东亚夏季风的季节内变化。结果表明, 在 6~7 月期间, 由于热带印度洋海温偏高、对流偏强, 造成西太平洋暖池对流偏弱, 西太平洋副热带高压 (副高) 偏西偏强, 长江流域降水偏多, 华南偏少, 东亚夏季风异常具有典型的 El Niño 衰减年特征。但两年的 8 月份有很大差异, 虽然 1998 年 8 月与 6~7 月相似, 但 2016 年 8 月份则完全不同。受乌拉尔地区异常反气旋的影响, 源自西伯利亚东部的北风异常穿越东亚并直抵暖池地区, 造成副高分裂并减弱东退, 同时激发暖池对流发展, 而对流的发展则进一步促使副高减弱。因此, 2016 年 8 月东亚夏季风异常与 1998 年 8 月相反, 中国北方夏季降水异常也呈现很大差异。另外, 1998 年热带大西洋偏暖, 并通过热带环流变化影响到东亚夏季风异常, 其强迫作用与热带印度洋类似。而 2016 年大西洋海温异常较弱, 对东亚夏季风影响也较弱。因此, El Niño 对东亚夏季风的影响不仅与其强度有关, 还与 El Niño 衰减之后造成的印度洋和大西洋海温异常有关。本文的分析结果表明, 即使在强 El Niño 衰减年夏季, 由于 El Niño 之间的个性差异以及其他因子的影响, 东亚夏季风季节内变化仍然能呈现出显著差异, 特别是在 8 月份。因此, 在预测东亚夏季风异常时, 宜将 6~7 月和 8 月分别考虑。此外, 为进一步提高东亚夏季风预测水平, 除传统的季度预测外, 还需要进一步加强季节内尺度的预测。

关键词 强 El Niño 东亚夏季风 副热带高压 季节内变化

文章编号 1006-9895(2018)06-1407-14

中图分类号 P466

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1711.17205

Intraseasonal Variation of East Asian Summer Monsoon during Strong El Niño Decaying Summer: Comparison between 1998 and 2016

XUE Feng¹, DUAN Xinyu^{1,2}, and SU Tonghua³

1 International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Fujian Meteorological Observatory, Fuzhou 350001

Abstract In this study, we compare the intraseasonal variation of East Asian summer monsoon (EASM) in the decaying summers of two strong El Niño years (i.e., 1998 and 2016). It is shown that during June and July, enhanced convection in the tropical Indian Ocean due to a higher sea surface temperature (SST) tends to suppress the warm pool convection in

收稿日期 2017-07-30; 网络预出版日期 2017-11-27

作者简介 薛峰, 男, 1962 年出生, 研究员、博导, 从事东亚季风研究。E-mail: fxue@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41475052、41405056

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41475052 and 41405056)

the western Pacific, resulting in more westward extension of the WPSH (the western Pacific subtropical high) with a strong intensity. There is more rainfall in the Yangtze River basin and less rainfall in southern China. This anomaly exhibits a typical feature during the decaying summer of an El Niño event. In August 2016, the EASM anomaly is totally different although the anomaly in August 1998 is similar to that in June–July 1998. Influenced by the anomalous anticyclone over the Ural region, the northerly anomaly from eastern Siberia reaches the warm pool region across East Asia, and the WPSH splits and retreats eastward. Meantime, the warm pool convection, triggered by the northern wind anomalies, begins to develop and leads to a further eastward retreat of the WPSH. Therefore, the EASM anomaly in August 2016 is contrary to that in August 1998, and rainfall in northern China also exhibits a significant discrepancy. In addition, the EASM anomaly in 1998 is influenced by the tropical Atlantic due to a higher SST through the tropical circulation, which is similar to the role in the tropical Indian Ocean. In 2016, however, the EASM is less influenced by the tropical Atlantic due to a weak SST anomaly. The influence of El Niño on the EASM is related with both the intensity and the SST anomaly in the Atlantic and Indian Ocean after the decay of an El Niño event. The result indicates that, due to different characteristics between El Niño events and the influence from some other factors, the EASM in strong El Niño decaying summers may also exhibit different intraseasonal variations especially in August. When predicting the EASM, we should consider separately the anomalies in June–July and August. In order to further promote the EASM forecast skill, we must pay more attention to the intraseasonal prediction besides the traditional seasonal prediction.

Keywords Strong El Niño, East Asian summer monsoon, Western Pacific subtropical high, Intraseasonal variation

1 引言

El Niño 是指中东太平洋海表温度变暖的现象,从发展到衰减一般要经历 2 年的演变过程,一般在第一年春、夏季发展,在冬季达到峰值,在第二年春季衰减。作为热带海气耦合系统最强的年际变化信号,El Niño 对东亚夏季风的异常变化和中国夏季降水分布有重要影响。符淙斌和滕星林(1988)的研究表明,El Niño 对东亚夏季风的影响与其位相有关。在 El Niño 发展年夏季,西太平洋副热带高压(简称副高)偏东,华南多雨。而在 El Niño 衰减年夏季,副高偏西、偏南,强度偏强,长江流域多雨而华南和华北少雨。与印度夏季风有所不同的是,El Niño 对东亚夏季风的影响在其衰减年夏季更为显著,例如,1998 年夏季长江流域的大洪水就与 1997~1998 的强 El Niño 事件有关(陶诗言等,1998;黄荣辉等,1998)。

在 El Niño 衰减年夏季,太平洋海温异常一般较弱,但受 El Niño 的影响,热带印度洋海温偏高。Xie et al. (2009) 的研究表明,印度洋变暖起到电容器的效应,使印度洋—西太平洋夏季风产生异常。通过深对流中的湿绝热调整,对流层温度升高,产生斜压 Kelvin 波传播到太平洋。这种 Kelvin 波能够引起暖池对流减弱和西北太平洋反气旋异常,进而造成副高偏向西南。除热带印度洋外,大西洋海温异常的影响也受到关注。一系列数值试验结果(Lu and Dong, 2005; 容新尧等, 2010) 显示,大

气对热带北大西洋暖海温的 Kelvin 波响应使异常东风从印度洋延伸到西太平洋,导致暖池对流减弱并形成反气旋异常环流,其强迫结果与热带印度洋类似。在考虑大西洋海温变化的情况下,模式可以再现 El Niño 衰减年夏季印度—东亚季风区环流异常的主要特征,如西北太平洋的反气旋环流以及中国东南部的南风异常。反之,异常反气旋位置偏东,中国东南部出现北风异常。因此,与 El Niño 相关的大西洋海温异常对东亚夏季风异常也具有重要作用。

上述研究主要关注于夏季平均,但实际上,东亚夏季风存在显著的季节内变化,主要特征表现为副高在夏季期间两次明显的北跳和雨带的北进,大致在 6 月中旬和 7 月中下旬,分别对应于江淮梅雨的开始和结束(苏同华和薛峰, 2010)。特别是,伴随着西北太平洋夏季风爆发,菲律宾以东对流增强,副高在第二次北跳之后,强度急剧减弱,主体位置东退到日本南部,东亚地区由初夏进入以高温高湿为主要特征的盛夏期(Ueda et al., 1995; Suzuki and Hoskins, 2009; Xue et al., 2015)。在盛夏期间,东亚夏季风到达其最北位置,华北和东北进入主汛期,而江淮流域则进入伏旱期。因此,初夏到盛夏的环流转变是东亚夏季风季节内变化的主要模态。此外,东亚夏季风的季节内变化特别是初夏到盛夏的环流转变还能够进一步影响到 El Niño 对东亚夏季风的影响。薛峰和刘长征(2007)发现在 El Niño 衰减年夏季,东亚夏季风异常随东亚地区的

季节进程有明显的变化, 6 月异常较弱, 而 8 月异常最强。Kawatani et al. (2008) 也注意到副高的年际变化在 6 月最小而 8 月最大。Xiang et al. (2013) 发现 8 月西北太平洋对流增强使大气对局地海温强迫在盛夏比初夏更为敏感, 因而副高在 8 月更易产生异常加强。这些研究表明 El Niño 对东亚夏季风的影响与东亚地区的季节进程有很大关系。

另一方面, 由于东亚夏季风环流对 El Niño 信号响应的非线性特征, 强 El Niño 事件的影响要远大于一般强度的事件 (薛峰和刘长征, 2007)。实际上, 以前根据合成和相关分析的结果中, 在很大程度上反映的是强 El Niño 事件的影响, 因而比较分析强 El Niño 对东亚夏季风的影响有特别重要的意义。另外, 合成结果虽然可以使我们认识到 El Niño 影响的共性, 但同时也掩盖了各个事件的差异和其他因子的影响, 深入剖析强 El Niño 影响的共性和差异有助于进一步理解东亚夏季风的年际变化特征, 并进而提高中国夏季降水预测的水平。鉴于此, 本文比较分析了 1998 年和 2016 年这两个强 El Niño 衰减年东亚夏季风的季节内变化, 期望进一步揭示 El Niño 对东亚夏季风的影响成因, 从东亚夏季风的季节内演变过程进一步理解其年际变化的机理, 为东亚夏季风和中国夏季降水的预测提供理论基础。

2 资料和方法

本文所用资料包括: 美国国家环境预测中心和能源部提供的大气环流再分析资料, 分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (Kanamitsu et al., 2002); 月平均海表温度来源同上, 分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$ (Smith et al., 2008); 美国国家气候预测中心提供的全球候平均和月平均降水资料, 分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (Xie and Arkin, 1997); 中国区域降水资料为国家气候中心网站提供的 160 个台站观测资料 (<http://cmdp.ncc-cma.net/> [2017-07-15])。需要说明的是, 由于目前难以得到 2016 年向外长波辐射资料, 文中以降水异常代表对流异常, 由于热带地区以对流性降水为主, 这样的替代在热带一般是合理的。上述资料时间统一取为 1979~2016 年, 共 38 年。

本文基于通常的 Niño3.4 指数来鉴别 El Niño 事件, 该指数定义为 ($5^\circ\text{S} \sim 5^\circ\text{N}$, $170^\circ\text{W} \sim 120^\circ\text{W}$) 区域平均的海表温度异常, 取自美国气候预测中心网站 (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/> [2017-

07-15])。当该指数大于 0.5°C 并持续 6 个月以上时, 就认为发生了一次 El Niño 事件 (Trenberth, 1997)。El Niño 事件强度划分有不同的标准, 这里我们定义强 El Niño 事件为 Niño3.4 指数峰值达到或超过 2°C (刘长征和薛峰, 2010)。这是一个相当严格的标准, 在 1979~2016 年间, 仅有 3 个事件能够达到强 El Niño 的标准, 即 1982~1983 年、1997~1998 年和 2015~2016 年。这里我们选择 1997~1998 年和 2015~2016 年这两次事件做对比分析, 这两次强 El Niño 事件对全球气候和东亚夏季风异常均有重要影响 (翟盘茂等, 2016; 袁媛等, 2017)。图 1 为两次事件 Niño3.4 指数的时间演变过程, 二者演变大体相似, 均在第一年春夏季发展成 El Niño 状态, 之后继续发展, 冬季达到峰值, 二者峰值差异不大, 在第二年春季开始衰减, 并在夏季转变为 La Niña 状态。不同的是, 前者发展和衰减速度比后者快, 振荡更为明显。

文中根据以下 3 个指数来分析副高的季节内变化, 具体定义为: (1) 取 $90^\circ\text{E} \sim 180^\circ$ 范围内 5880 gpm 等值线最西位置所在的经度定义为西伸脊点指数;

(2) 在 $1^\circ \times 1^\circ$ 网格 (下同) 的 500 hPa 平均环流图上, ($5^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$, $110^\circ\text{E} \sim 180^\circ$) 范围内 5880 gpm 等值线内网格点数定义为面积指数; (3) 取 $110^\circ\text{E} \sim 150^\circ\text{E}$ 范围内副高脊线与每隔 1° 的经线交点的平均纬度值定义为脊线指数。具体计算时, 先将 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 格距的高度场插值成 $1^\circ \times 1^\circ$ 的格距。此外, 在计算脊线指数时, 规定在上述范围内出现两个副热带高压体时, 都予以考虑, 但只有一个 5880 gpm 网格点的孤立副高单体则不予以考虑 (苏同华和薛峰, 2010)。

3 1998 年和 2016 年东亚夏季风的季节内变化

图 2 为 1998、2016 两年副高各指数随时间的变化。图 2a 显示两年副高脊线 6 月份与气候平均差异不大, 但 7 月 5 日之后, 脊线明显偏南, 其中 1998 年偏南更为显著, 但 2016 年 8 月初, 脊线偏北并维持到 8 月 19 日, 此后两年的副高都经历一次显著南撤, 并明显偏南。在气候平均状况下, 副高在 6 月 10 日有一次短暂的西伸, 7 月 20 日副高明显东退, 分别对应于梅雨的开始和结束 (图 2b)。与气候平均相比, 两年副高均明显偏西, 但呈现显著的季节内变化, 6 月和 8 月偏西较为显著。此外,

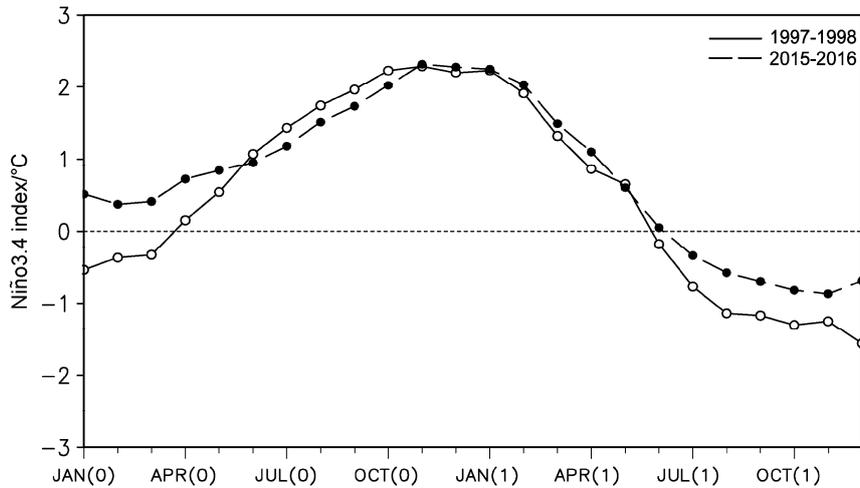


图1 1997~1998 (实线) 和 2015~2016 (虚线) Niño3.4 指数 (单位: °C)。括号里的 0 和 1 分别表示 El Niño 发展年和衰减年
 Fig. 1 Niño3.4 index (units: °C) during 1997–1998 (solid line) and 2015–2016 (dashed line). The numbers 0 and 1 in brackets indicate the developing and decaying years, respectively

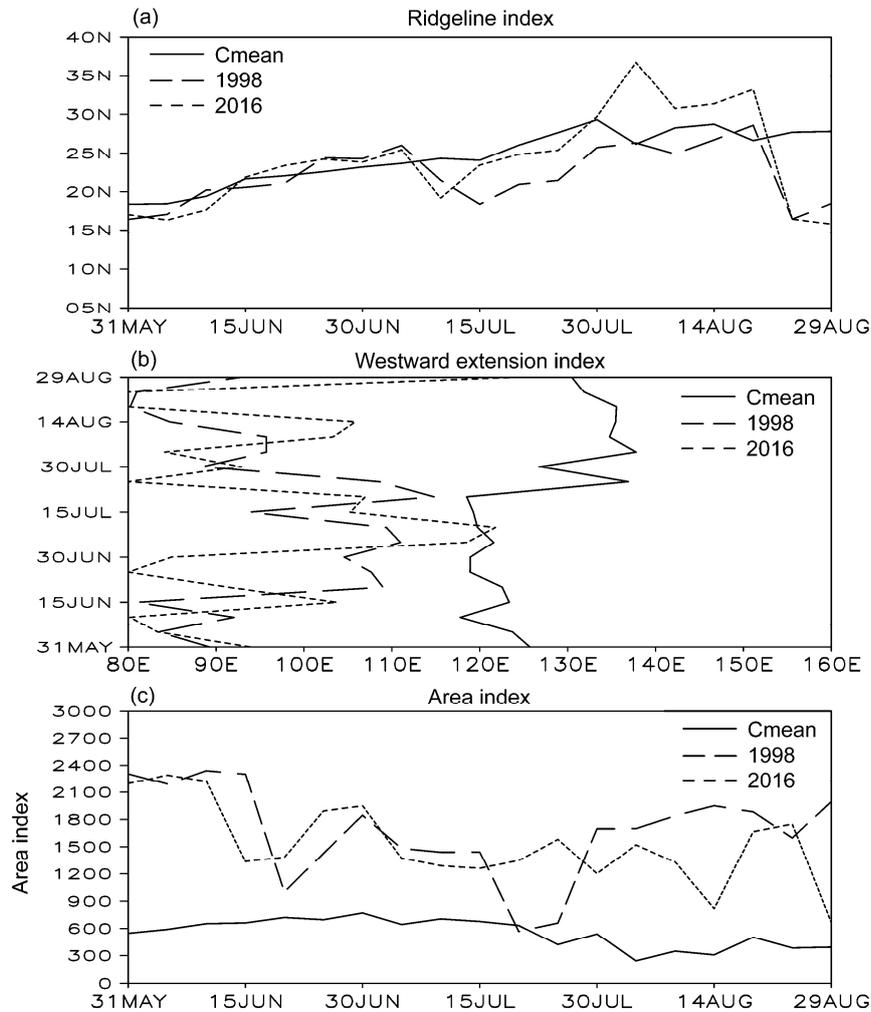


图2 副高指数随时间的变化曲线: (a) 脊线指数 (单位: °N); (b) 西伸指数 (单位: °E); (c) 面积指数 (无量纲)。实线: 气候平均 (Cmean); 长虚线: 1998 年; 短虚线: 2016 年
 Fig. 2 Time series of the western Pacific subtropical high index: (a) Ridge line index (units: °N); (b) westward extension index (units: °E); (c) area index (dimensionless). Solid line: climatological mean (Cmean); long dashed line: 1998; short dashed line: 2016

梅雨期之后,副高呈现明显的东西振荡,2016 年的东西振荡更为显著。但与脊线不同的是,西伸脊点在 7 月份与气候平均差异较小。对应于副高脊线和西伸点的变化,面积指数也呈现显著的季节内变化(图 2c)。气候平均的结果显示,副高自 6 月开始缓慢增强,7 月 20 日之后,随着副高东退,强度明显减弱。两年副高强度均明显偏强,6 月 10 日到 6 月底,两年副高均有一次明显的振荡,1998 年 7 月中下旬副高有一次明显振荡过程,但 2016 年 8 月副高的振荡则更为显著。因此,两年副高呈现偏西偏南的基本态势,强度明显偏强,这与以前合成分析的结果一致。但季节内变化显著,梅雨期差异不大,主要差异在盛夏期。

图 3 进一步给出月平均副高的变化。6 月份(图 3a),两年副高均偏向西南,强度偏强,1998 年更为明显,这与 El Niño 衰减年合成结果是一致的。7 月份,这种异常型态有所减弱(图 3b)。8 月份的异常则完全相反,1998 年副高显著西伸,与气候平均的差异达到最大,但 2016 年 8 月副高断裂,主体东退到日本东部洋面,在大陆仅残存一个范围较小的高压单体(图 3c)。从夏季平均结果(图 3d)看,1998 年西伸到 105°E,2016 年西伸到 120°E,前者的异常更强,表明 1998 年 El Niño 对夏季副高的影响更强。

伴随着副高的异常变化,中国夏季降水分布也呈现明显的异常。6 月份(图 4a、b),由于副高偏西,中国东部降水以偏多为主,但华南差异较大,1998 年偏多,2016 年偏少。7 月份(图 4c、d),从长江流域到华北降水偏多,华南和东北大部降水偏少,但个别区域差异较大,1998 年内蒙东部偏多,2016 年黄河下游降水显著偏多。与 6 月和 7 月不同,8 月份降水异常几乎相反(图 4e、f)。1998 年华南偏少,以北大部分地区偏多,特别是长江上游和东北南部,而 2016 年华南偏多,以北明显偏少。8 月降水的相反变化与副高的异常变化有关(图 3c)。因此,在这两年夏季(图 4g、h),中国东部降水虽然总体上偏多,但呈现出显著的季节内变化和区域差异,其中 8 月变化几乎相反,同时长江以北地区降水分布差异较大。

图 5 给出 110°E~130°E 区域平均的候平均降水异常。在菲律宾群岛附近的西太平洋暖池地区(10°N~25°N),6~7 月间降水均明显偏少,表明暖池对流偏弱,有利于副高西伸(黄荣辉等,1998),1998 年 6 月降水异常较 2016 年更为显著,副高西伸也更明显(图 4a)。同时,由于暖池降水异常造成高低纬度之间的遥相关影响(Nitta, 1987; Lu, 2001),30°N 以北地区降水偏多。但从 8 月初开始,2016 年暖池降水开始明显增强,30°N 以北降水偏

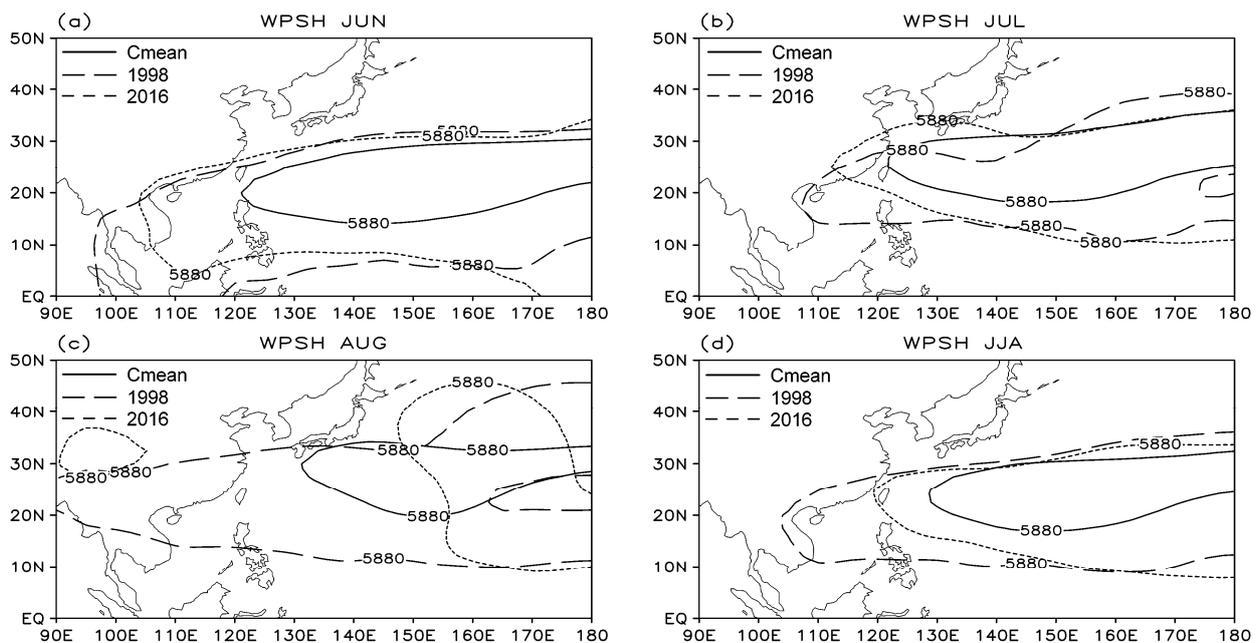


图 3 (a) 6 月、(b) 7 月、(c) 8 月、(d) 夏季(6~8 月)平均的副高(单位: gpm)变化。实线: 气候平均; 长虚线: 1998 年; 短虚线: 2016 年
Fig. 3 The mean WPSH (western Pacific subtropical high, units: gpm): (a) June; (b) July; (c) August; (d) summer (June–August). Solid line: climatological mean; long dashed line: 1998; short dashed line: 2016

少, 这与 1998 年相反, 也与 El Niño 衰减年夏季的合成结果相反 (薛峰和刘长征, 2007), 因此 8 月暖池降水增强与其他因子的影响有关。另外, 2016 年 8 月副高的减弱东退也与暖池降水的变化有关, 下一节将做具体分析。

4 8 月东亚夏季风环流和降水差异成因分析

上一节的分析表明, 虽然 1998 年和 2016 年均均为强 El Niño 衰减年, 但 8 月份副高变化趋势几乎

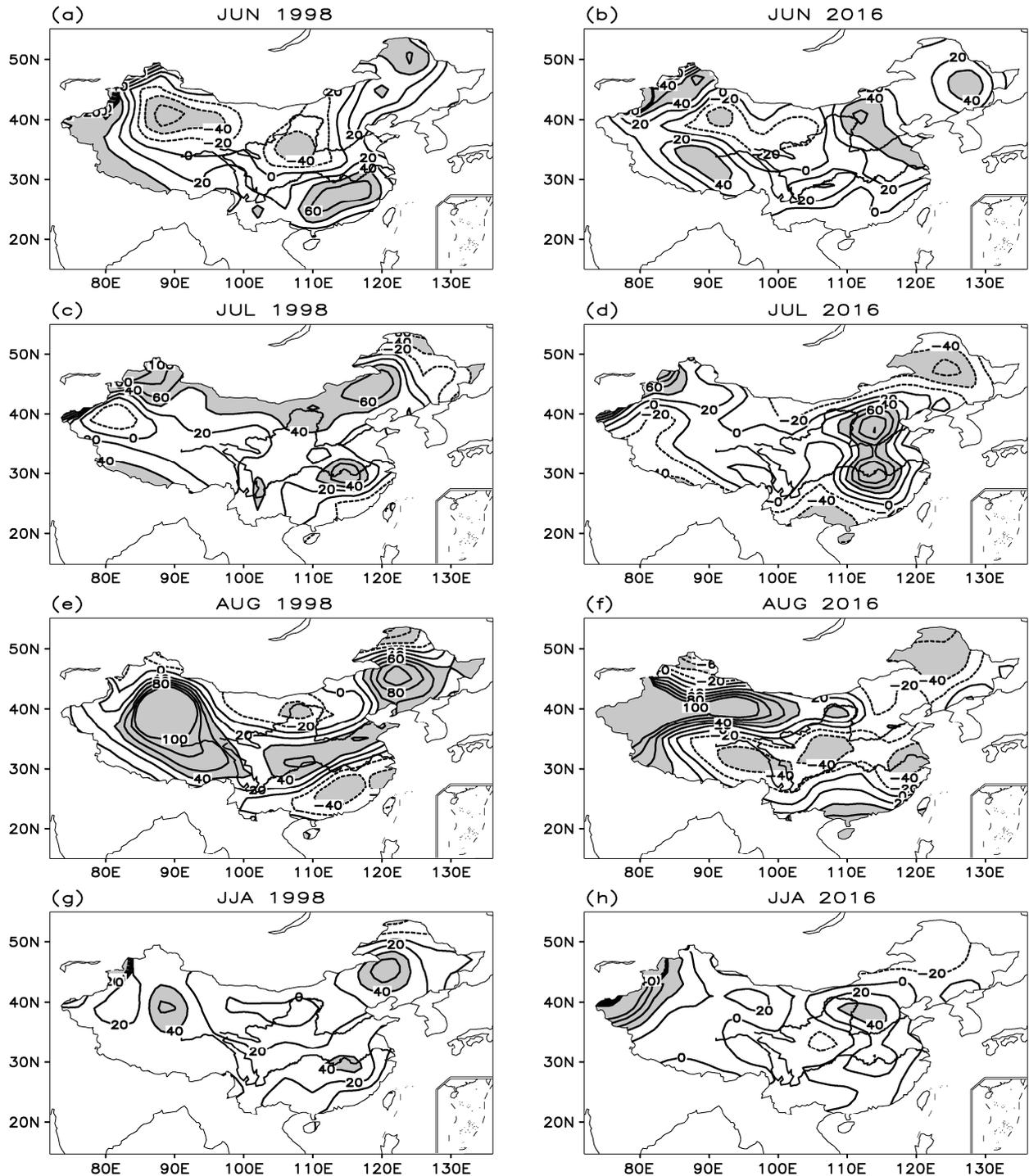


图 4 1998 年 (左列) 和 2016 年 (右列) 中国区域降水异常百分率 (单位: %): (a, b) 6 月; (c, d) 7 月; (e, f) 8 月; (g, h) 夏季平均。填充色区为异常百分率 $\geq 40\%$ 或 $\leq -40\%$ 的区域

Fig. 4 Percentage rainfall anomalies (units: %) over China in 1998 (left panels) and 2016 (right panels): (a, b) June; (c, d) July; (e, f) August; (g, h) summer mean. Regions above 40% or below -40% are shaded

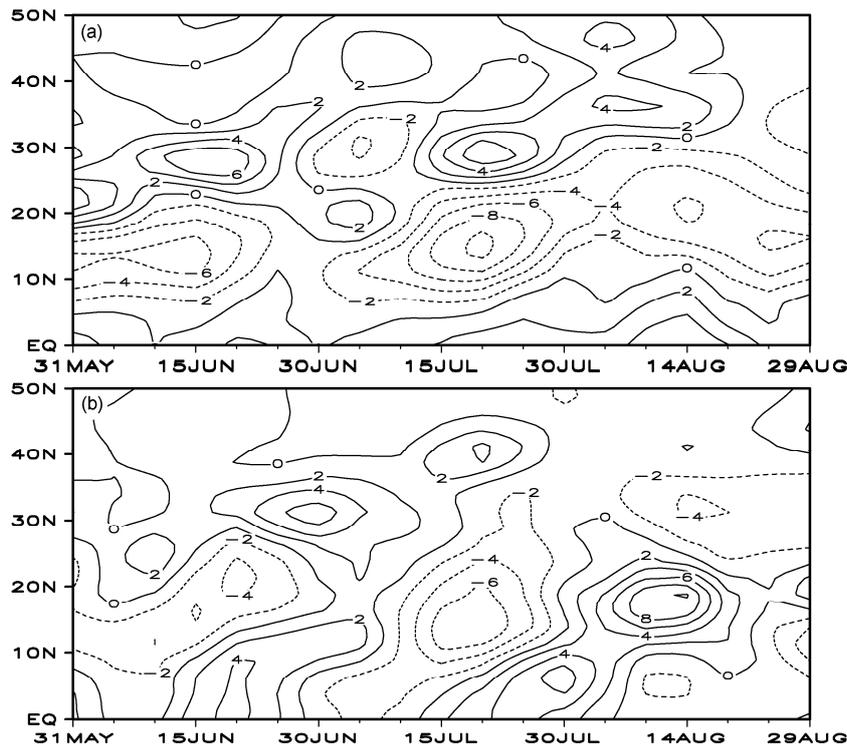


图 5 110°E~130°E 纬向平均的候平均降水异常 (单位: mm d^{-1}) 的纬度—时间剖面: (a) 1998 年; (b) 2016 年

Fig. 5 Latitude-time cross sections of pentad mean rainfall anomalies (units: mm d^{-1}) averaged over 110°E–130°E: (a) 1998; (b) 2016

完全相反, 由此造成 8 月降水分布也有很大差异, 并影响到整个夏季的降水分布。本节将从夏季海温异常的比较开始, 来分析产生这种差异的成因。图 6 为 1998 年和 2016 年夏季平均的海表温度异常分布, 由于 El Niño 在夏季衰减, 太平洋大部分海域偏冷但并不显著。1998 年衰减较 2016 年偏快 (图 1), 前者比后者偏冷更明显, 但区域尺度上差异较大, 1998 年夏季赤道东太平洋仍维持偏暖的状态。受 El Niño 强迫影响, 印度洋大部分海域海温偏高, 但并不显著。但北大西洋海温异常差异很大, 1998 年热带和高纬度北大西洋偏暖, 副热带偏冷, 呈现明显的三极型分布, 而 2016 年异常不显著。因此, 1998 年 El Niño 对其他海域的强迫影响大于 2016 年。

上一节的分析还表明, 两年的差异与暖池降水变化有关。图 7 为 11.25°N~18.75°N 区域平均 (即暖池所在纬度) 的候平均降水异常剖面。以中南半岛为界 (约 100°E), 两侧降水呈现明显不同的异常变化。印度洋一侧呈现明显的低频振荡, 在 7 月上旬之前以降水偏多为主, 这与 El Niño 衰减之后造成的印度洋偏暖有关, 说明对流偏强。在西太平洋暖池地区, 在 8 月上旬之前, 两年的降水均一致偏

少, 表明暖池对流偏弱。但从 8 月初开始, 两年的演变则完全不同, 1998 年印度洋地区降水仍以偏多为主, 而暖池地区降水则维持偏少的态势, 与 6~7 月情况类似。但 2016 年印度洋地区降水偏少, 而暖池地区降水则显著增强。因此, 8 月份降水与 6~7 月份有很大差异。

图 8 进一步给出亚洲地区 8 月降水的异常分布。1998 年 (图 8a), 印度洋降水偏多, 对流偏强, 这种情况下可以通过激发 Kelvin 波东传使西太平洋暖池对流减弱 (Xie et al., 2009)。因此, 菲律宾以东降水明显减弱, 副高加强西伸, 华南降水偏少, 而长江以北地区、东北亚和日本一带降水偏多。2016 年 (图 8b), 印度一带降水偏少, 南海到菲律宾以东降水显著偏多, 暖池对流显著偏强, 长江以北地区降水偏少, 总体分布与 1998 年相反。袁媛等 (2017) 分析了两年 8 月热带低频振荡的差异, 发现 1998 年 8 月低频振荡主要位于印度洋, 而 2016 年 8 月则位于西太平洋, 这与上述降水异常分布是一致的。

对应于 8 月份暖池降水异常变化, 850 hPa 风场也发生了显著变化。1998 年 (图 8a), 东亚沿海地区呈现明显的高低纬度之间的遥相关, 副热带西

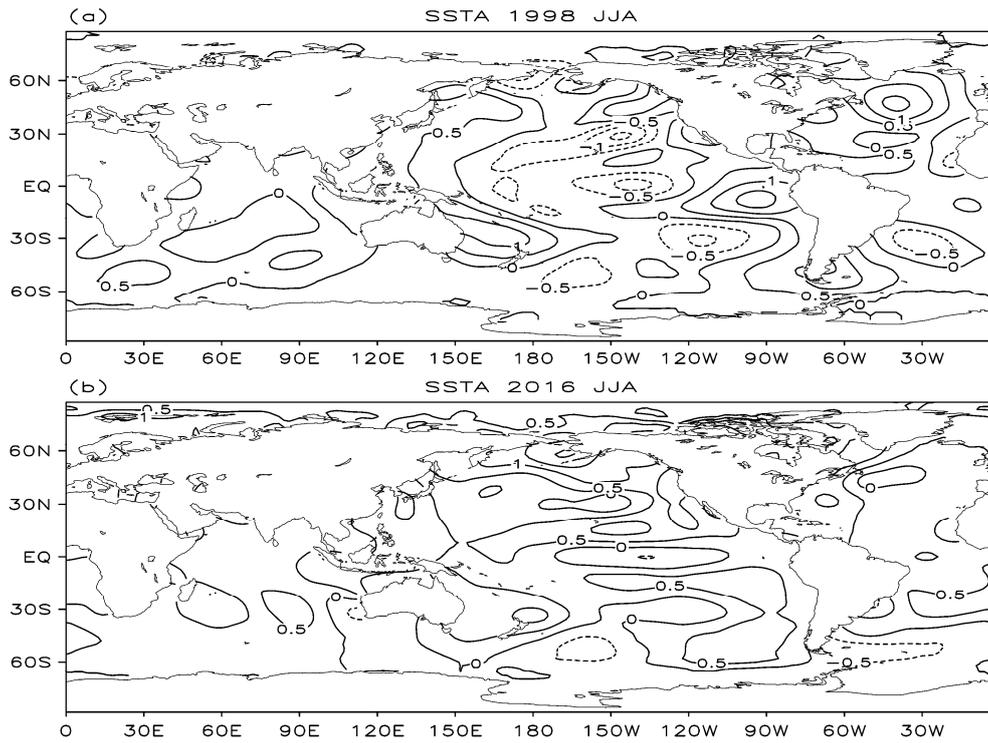


图 6 夏季平均海表温度异常分布 (单位: °C): (a) 1998 年; (b) 2016 年
Fig. 6 Summer mean sea surface temperature anomalies (units: °C): (a) 1998; (b) 2016

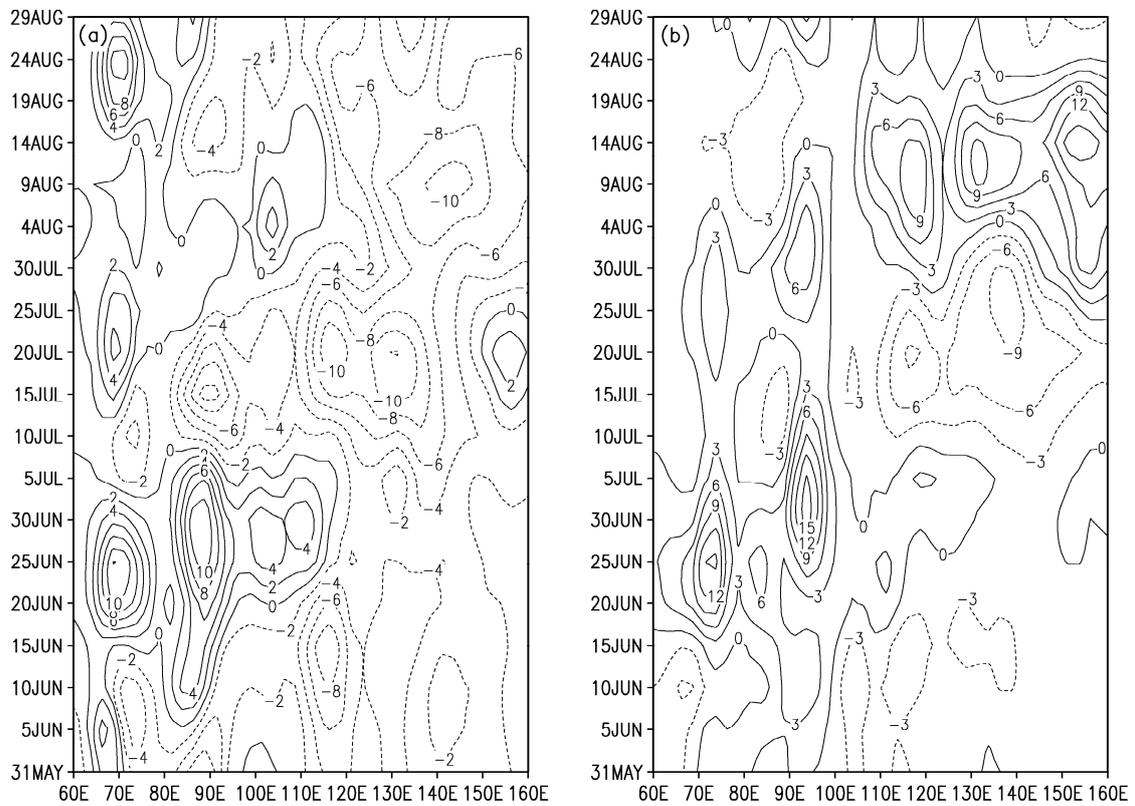


图 7 11.25°N~18.75°N 经向平均的候平均降水异常 (单位: mm d^{-1}) 的时间—经度剖面: (a) 1998 年; (b) 2016 年
Fig. 7 Time-longitude cross sections of pentad mean rainfall anomalies (units: mm d^{-1}) averaged over 11.25°N–18.75°N: (a) 1998; (b) 2016

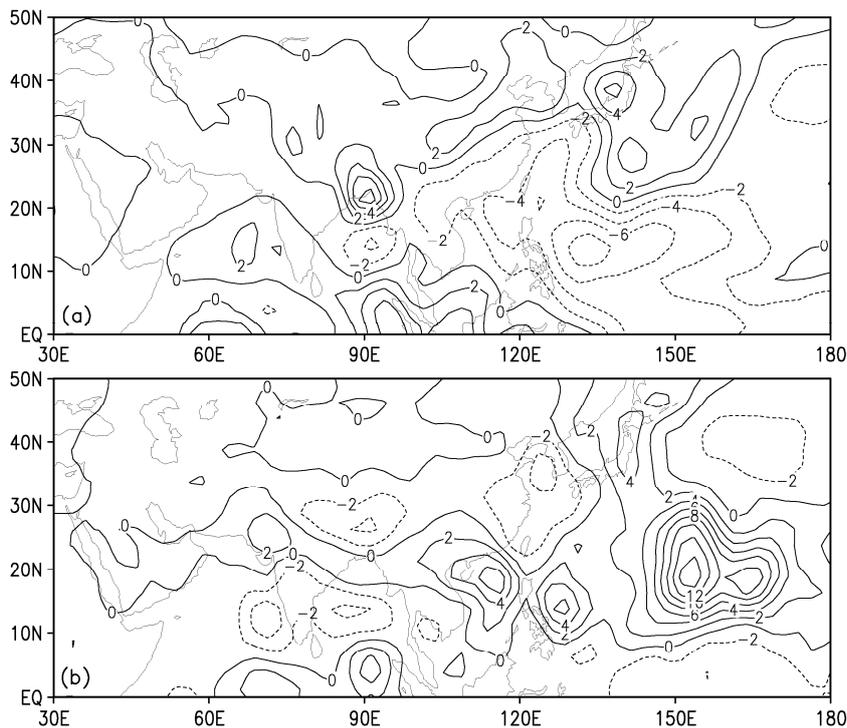


图 8 8 月降水异常分布 (单位: mm d^{-1}): (a) 1998 年; (b) 2016 年

Fig. 8 Rainfall anomalies (units: mm d^{-1}) in August: (a) 1998; (b) 2016

太平洋为反气旋异常, 东北亚为气旋异常, 前者对应于副高的加强西伸, 而后者造成东北地区降水显著偏多 (图 3、图 7)。2016 年 (图 8b), 中国东部洋面为气旋异常, 北太平洋为反气旋异常。与 1998 年相比, 遥相关型相反并明显偏东。同时, 热带地区的风场也呈相反变化, 1998 年为东风异常, 而 2016 年为西风异常。数值模拟表明, 这种相反变化与大西洋海温异常强迫有关。1998 年热带大西洋偏暖, 能激发赤道波并东传至西太平洋, 造成热带东风异常和西北太平洋反气旋异常 (Lu and Dong, 2005; 容新尧等, 2010)。因此, 1998 年 8 月副高的显著偏西是大西洋和印度洋的共同强迫所造成的。但 2016 年夏季大西洋海温异常较弱, 对东亚夏季风影响也较弱。

上述分析表明, 与 1998 年完全相反, 印度洋和大西洋对 2016 年 8 月的影响均很弱, 但这并不能解释为何暖池降水偏多 (图 7b、8b)。实际上, 这与东亚和西太平洋地区夏季风环流的季节内变化有关。在 7 月下旬之后, 暖池对流增强, 促使大气环流对外界扰动更加敏感。同时西南夏季风环流减弱, 副高北抬, 也使高纬度环流变化易于南下影响到东亚夏季风环流 (薛峰, 2008; 苏同华和薛峰,

2010)。如图 8 所示, 1998 年和 2016 年 8 月份欧亚高纬度环流有很大差异, 1998 年 8 月欧洲为异常气旋, 而 2016 年 8 月乌拉尔附近为显著的异常反气旋。该异常反气旋东部为偏北风异常, 并经西伯利亚东部向南一直延伸到华南地区。一方面, 来自高纬度的北风异常引起东亚地区冷平流异常, 造成副高断裂, 主体减弱东退 (图 3c) (薛峰, 2008; Xue and Fan, 2016)。另一方面, 源自高纬度的大气扰动还可以激发暖池对流的变化并通过遥相关过程进一步影响到副高和东亚地区降水的变化 (Lu et al., 2007; 施宁等, 2009)。

为进一步揭示高纬度环流变化对 8 月副高变化和暖池降水的影响, 我们还分析了 2016 年 8 月逐候的变化情况。结果表明, 最显著的变化发生在 43 候 (7 月 30 日至 8 月 3 日) 和 45 候 (8 月 9~13 日) 之间 (图 9、图 10)。在 43 候 (图 9), 乌拉尔异常反气旋开始建立, 其东部的偏北风异常穿越日本直达菲律宾以东, 引起南海和密克罗尼西亚群岛附近降水增多, 但菲律宾以东个别区域降水偏少, 暖池对流并未充分发展。另外, 由于偏北风异常造成的冷平流异常影响, 副高从日本附近开始断裂, 副高主体与大陆高压分离并减弱东退 (图 9c)。在

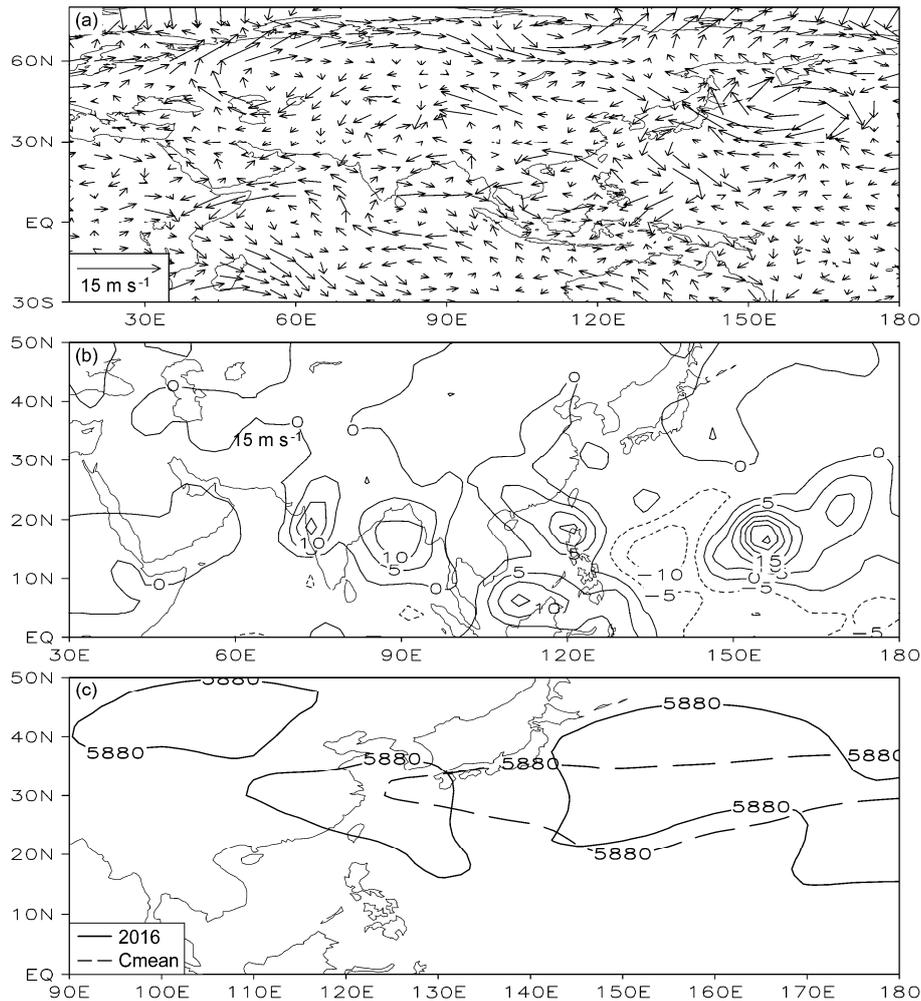


图9 2016年第43候(7月30日至8月3日)的(a)850 hPa风场异常(单位: m s^{-1})、(b)降水异常(单位: mm d^{-1})和(c)副高(单位: gpm)。图c中实线为2016年,虚线为气候平均

Fig. 9 (a) 850-hPa wind anomalies (units: m s^{-1}), (b) rainfall anomalies (units: mm d^{-1}), and (c) the western Pacific subtropical high (units: gpm) in Pentad 43 (from 30 July to 3 August) of 2016. In Fig. 10c, the solid and dashed contours represent 2016 and the climatological mean, respectively

45 候(图 10), 菲律宾以东降水明显增多, 暖池对流已充分发展。高低纬度之间呈显著遥相关, 中国东部为气旋异常, 而日本东北部洋面为反气旋异常。这种遥相关类似于 La Niña 年夏季 (Xue and Zhao, 2017), 而与典型的 El Niño 衰减年夏季几乎相反(图 11a), 而且整体偏向东北。同时, 热带为显著的偏西风异常, 也与 El Niño 衰减年夏季偏东风异常相反, 例如 1998 年(图 11a), 2016 年 El Niño 衰减速度较 1998 偏慢即与此有关(图 1)(薛峰和何卷雄, 2007)。另外, 此时虽然乌拉尔异常反气旋较 43 候偏强, 但东亚地区主要受控于暖池对流发展形成的遥相关型, 乌拉尔异常反气旋的影响反而开始减弱。上述环流异常形势维持到 8 月下旬, 造成 2016 年 8 月东亚夏季风环流异常与 1998 年 8

月相反。在上述东亚夏季风环流变化过程中, 高纬度环流起到触发暖池对流发展的作用, 而暖池对流的维持则进一步造成 8 月副高的持续异常。

5 小结和讨论

本文对比分析了 1998 年和 2016 年两个强 El Niño 衰减年东亚夏季风环流和夏季降水的季节内变化。结果表明, 在强 El Niño 的影响下, 印度洋海温偏高, 两年夏季平均表现出一些共同的异常特征, 如夏季副高偏向西南, 强度偏强, 长江流域降水偏多, 华南偏少, 这与以前研究结果类似。另一方面, 东亚夏季风还表现出显著的季节内变化, 两年 6~7 月间的差异较小, 但 8 月则有显著差异。1998 年夏季, 热带大西洋海温偏高, 对东亚夏季风

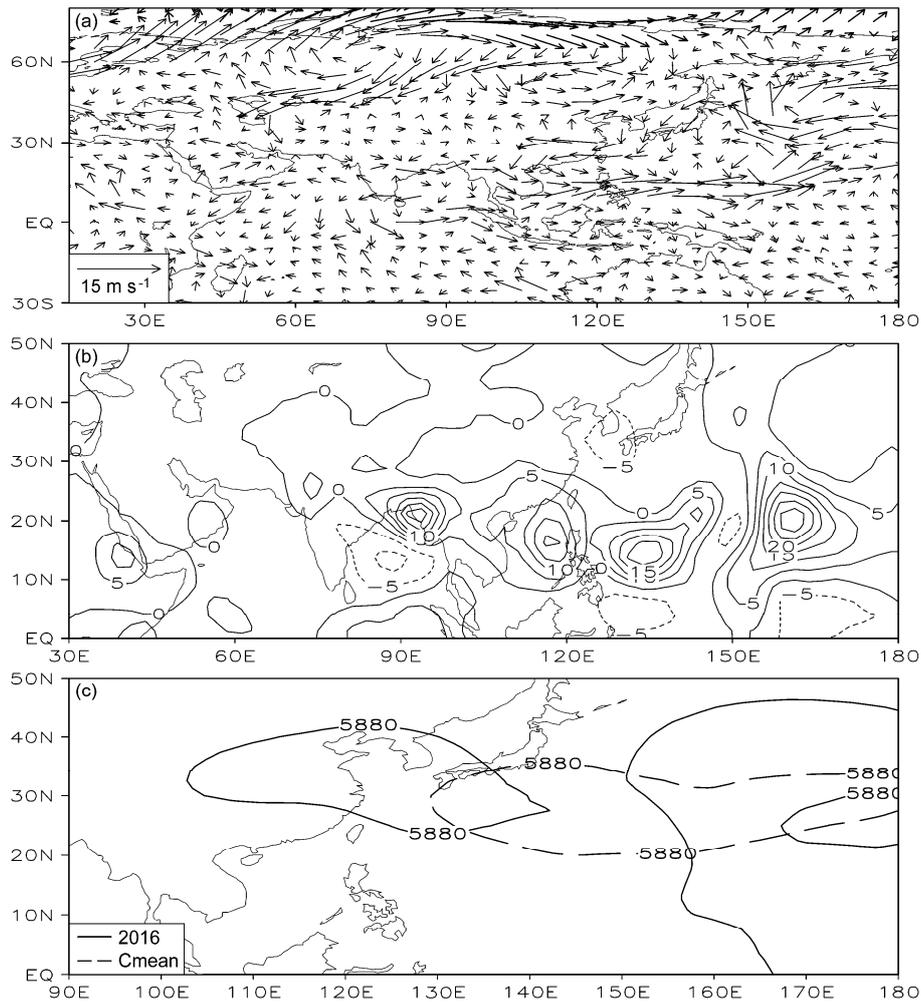


图 10 同图 9, 但为 2016 年第 45 候 (8 月 9~13 日)

Fig. 10 As in Fig. 9, but for Pentad 45 (9–13 August) in 2016

产生重要影响, 该年东亚夏季风异常所展现的典型 El Niño 衰减年特征与大西洋和印度洋的合力影响有关。另外, 1998 年 8 月暖池对流偏弱, 副热带西太平洋为反气旋异常, 东北地区为气旋异常, 造成该地区 8 月降水显著偏多。但在 2016 年夏季, 大西洋海温异常不显著, 对东亚夏季风影响也较弱。在 2016 年 8 月初, 乌拉尔异常反气旋建立, 异常偏北风造成的冷平流异常促使副高分裂, 减弱东退, 并南下影响到暖池对流发展, 通过高低纬度之间的遥相关进一步维持了这种异常环流, 结果造成 2016 年 8 月东亚夏季风环流与 1998 年 8 月几乎相反。由于 8 月为中国北方主汛期, 这两年北方夏季降水也呈现不同的分布特征, 1998 年东北降水偏多, 而 2016 年偏少, 同时长江流域和华南的降水分布也几乎相反。因此, 即使在两个强 El Niño 衰

减年夏季, 由于 El Niño 衰减之后印度洋和大西洋海温异常强度和分布的差异以及高纬度大气环流的影响, 东亚夏季风环流仍然能出现明显差异, 特别是在 8 月, 从而进一步影响到副高的变化和中国北方降水的异常分布。

2016 年 8 月东亚夏季风环流异常与 El Niño 的强迫较 1998 年偏弱有关。虽然印度洋海温偏高, 在 6~7 月间降水也偏强, 但降水又造成海温降低, 8 月印度洋降水反而减弱 (图 7), 这与 La Niña 年海温和降水的变化关系类似 (Xue and Zhao, 2017), 另外大西洋海温异常较 1998 年也明显偏弱。此外, 这还与东亚夏季风的季节内变化有关。在 7 月下旬之后, 暖池对流发展, 西南夏季风环流减弱, 东亚夏季风和副高达到其最北部。暖池对流的发展使其对外界的扰动更加敏感, 同时东亚夏季风的北进也

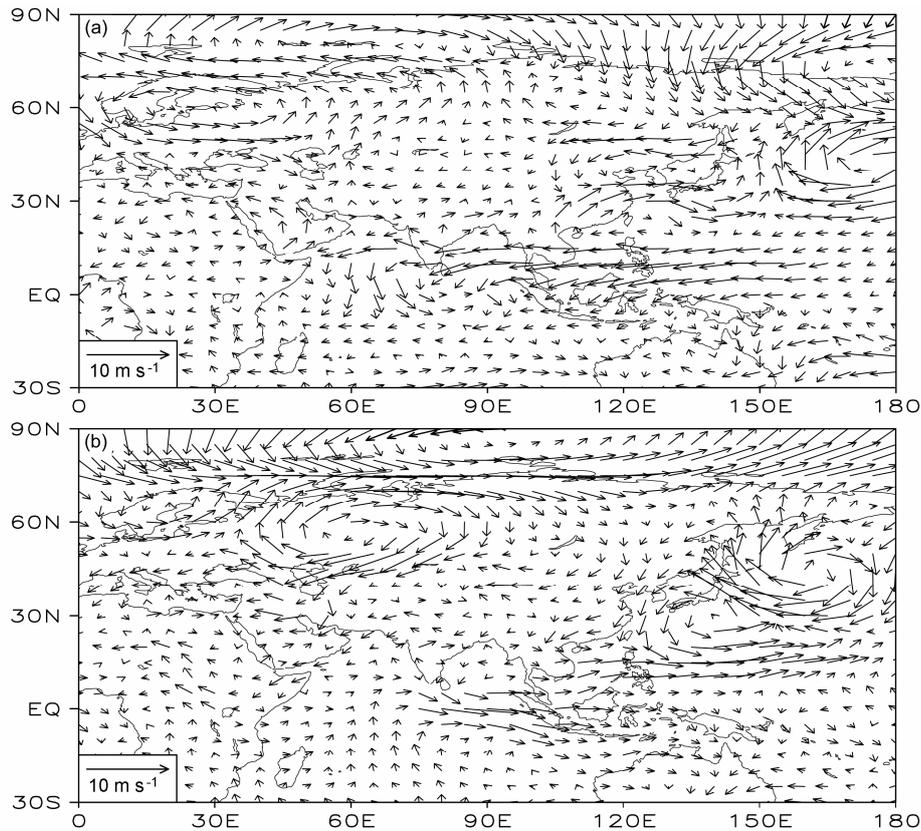


图 11 8 月 850 hPa 风场异常 (单位: m s^{-1}): (a) 1998 年; (b) 2016 年
Fig. 11 850-hPa wind anomalies (units: m s^{-1}) in August: (a) 1998; (b) 2016

有利于高纬度环流对其施加影响。以前研究中注意到乌拉尔阻塞高压变化对长江流域梅雨所产生的影响 (张庆云和陶诗言, 1998; Li et al., 2001), 但 2016 年 8 月的结果表明, 乌拉尔异常反气旋所造成的偏北风异常在盛夏期间也同样重要, 甚至能完全逆转 El Niño 所引起的环流异常。

另外值得注意的是大西洋海温异常对东亚夏季风的影响过程和机理。现有的模拟结果表明 (Lu and Dong, 2005; 容新尧等, 2010), 大西洋海温变化主要是通过热带环流变化来影响东亚夏季风的。另外一些研究则指出大西洋海温异常和相关的北大西洋涛动还可以引起欧亚大陆的环流异常, 如欧亚型遥相关变化和乌拉尔地区环流变化等, 从而进一步影响到东亚夏季风的异常, 强调了高纬度通道的重要性 (杨修群等, 1992; 徐海明等, 2001; Zuo et al., 2013)。因此, 大西洋海温异常对东亚夏季风的影响可能存在两种不同的过程, 其影响差异和机理还需要深入研究。

以前研究中注意到 El Niño 不同强度对东亚夏季风影响的差异 (薛峰和刘长征, 2007), 但本文

的分析表明, 除 El Niño 强度之外, 还需要考虑 El Niño 的个性差异, 特别是 El Niño 强迫对印度洋和大西洋海温的影响, 包括海温异常的强度和分布。另外, 由于东亚夏季风季节内变化的影响, 6~7 月受印度洋影响较大, 而 8 月由于西南夏季风环流减弱和东亚夏季风北进, 受高纬度环流影响较大 (薛峰, 2008)。因此, 6~7 月和 8 月东亚夏季风的影响因子存在很大差异, 在预测时需要分别考虑。

本文的研究结果对东亚夏季风和中国夏季降水的预测有重要意义。两个强 El Niño 衰减年的共同特征表现为副高偏向西南, 长江流域多雨而华南少雨, 说明长江流域以南地区受 El Niño 影响较强, 可预测性较大。在长江以北地区, 由于受到高纬度环流变化影响, 两年的差异很大, 可预测性也相应较低。Lau and Wu (2001) 曾评估了 El Niño 对亚洲夏季风降水的影响, 发现其中只有 30% 的夏季降水异常与 El Niño 有关。Goswami et al. (2006) 也指出由于亚洲夏季风的季节内变化, 其季度可预测性是相当有限的。本文中两个强 El Niño 年的对比分析也进一步佐证了上述研究结果。因此, 在目

前季度预测水平有限的情况下, 不能仅仅依赖于季度预测结果, 而应当将季度(长期)、季节内尺度(中期)和天气尺度(短期)的预测相结合, 发展长、中、短相结合的滚动式预测系统。考虑到当前季度预测水平有限和天气预报已经业务化的现实, 应加强发展季节内尺度的预报系统, 这样可以充分利用大气环流初始异常信息(如乌拉尔地区环流异常), 从而进一步提高东亚夏季风和中国夏季降水的预测水平。

参考文献 (References)

- 符淙斌, 滕星林. 1988. 我国夏季的气候异常与埃尔尼诺/南方涛动现象的关系 [J]. 大气科学, 12 (S1): 133-141. Fu Congbin, Teng Xinglin. 1988. Climate anomalies in China associated with El Niño/Southern Oscillation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 12 (S1): 133-141, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1988.t1.11.
- Goswami B N, Wu G X, Yasunari T. 2006. The annual cycle, intraseasonal oscillations, and roadblock to seasonal predictability of the Asian summer monsoon [J]. J. Climate, 19 (20): 5078-5099, doi:10.1175/JCLI3901.1.
- 黄荣辉, 徐予红, 王鹏飞, 等. 1998. 1998 年夏长江流域特大洪涝特征及其成因探讨 [J]. 气候与环境研究, 3 (4): 300-313. Huang Ronghui, Xu Yuhong, Wang Pengfei, et al. 1998. The features of the catastrophic flood over the Changjiang River basin during the summer of 1998 and cause exploration [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 3 (4): 300-313, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.1998.04.02.
- 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, doi:10.1175/BAMS-83-11-1631.
- Kawatani Y, Ninomiya K, Tokioka T. 2008. The North Pacific subtropical high characterized separately for June, July, and August: Zonal displacement associated with submonthly variability [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 86 (4): 505-530, doi:10.2151/jmsj.86.505.
- Lau K M, Wu H T. 2001. Principal modes of rainfall-SST variability of the Asian summer monsoon: A reassessment of the monsoon-ENSO relationship [J]. J. Climate, 14 (13): 2880-2895, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<2880:PMORSV>2.0.CO;2.
- Li S L, Ji L R, Lin W T, et al. 2001. The maintenance of the blocking over the Ural mountains during the second Meiyu period in the summer of 1998 [J]. Adv. Atmos. Sci., 18 (1): 87-105, doi:10.1007/s00376-001-0006-4.
- 刘长征, 薛峰. 2010. 不同强度 El Niño 的衰减过程. I: 强 El Niño 的衰减过程 [J]. 地球物理学报, 53 (1): 39-48. Liu Changzheng, Xue Feng. 2010. The decay of El Niño with different intensity. Part I: The decay of the strong El Niño [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 53 (1): 39-48, doi:10.3969/j.issn.0001-5733.2010.01.005.
- Lu R Y. 2001. Interannual variability of the summertime North Pacific subtropical high and its relation to atmospheric convection over the warm pool [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 79 (3): 771-783, doi:10.2151/jmsj.79.771.
- Lu R Y, Dong B W. 2005. Impact of Atlantic sea surface temperature anomalies on the summer climate in the western North Pacific during 1997-1998 [J]. J. Geophys. Res., 110 (D16): D16102, doi:10.1029/2004JD005676.
- Lu R Y, Ding H, Ryu C S, et al. 2007. Midlatitude westward propagating disturbances preceding intraseasonal oscillations of convection over the subtropical western North Pacific during summer [J]. Geophys. Res. Lett., 34 (21): L21702, doi:10.1029/2007GL031277.
- Nitta T. 1987. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 65 (3): 373-390, doi:10.2151/jmsj1965.65.3_373.
- 容新尧, 张人禾, Li T. 2010. 大西洋海温异常在 ENSO 影响印度-东亚夏季风中的作用 [J]. 科学通报, 55 (14): 1397-1408. Rong Xinyao, Zhang Renhe, Li T. 2010. Impacts of Atlantic sea surface temperature anomalies on Indo-East Asian summer monsoon-ENSO relationship [J]. Chinese Science Bulletin, 55 (22): 2458-2468, doi:10.1007/s11434-010-3098-3.
- 施宁, 布和朝鲁, 纪立人, 等. 2009. 中高纬 Rossby 波活动对盛夏东亚/太平洋事件中期演变过程的影响 [J]. 大气科学, 33 (5): 1087-1100. Shi Ning, Bueh Cholaw, Ji Liren, et al. 2009. Impacts of mid- and high-latitude Rossby wave activities on the medium-range evolution of East Asia/Pacific events during the mid- and late summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (5): 1087-1100, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.05.18.
- Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. 2008. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006) [J]. J. Climate, 21 (10): 2283-2296, doi:10.1175/2007JCLI2100.1.
- 苏同华, 薛峰. 2010. 东亚夏季风环流和雨带的季节内变化 [J]. 大气科学, 34 (3): 611-628. Su Tonghua, Xue Feng. 2010. The intraseasonal variation of summer monsoon circulation and rainfall in East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (3): 611-628, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.03.13.
- Suzuki S I, Hoskins B. 2009. The large-scale circulation change at the end of the Baiu season in Japan as seen in ERA40 data [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 87 (1): 83-99, doi:10.2151/jmsj.87.83.
- 陶诗言, 张庆云, 张顺利. 1998. 1998 年长江流域洪涝灾害的气候背景和大尺度环流条件 [J]. 气候与环境研究, 3 (4): 290-299. Tao Shiyan, Zhang Qingyun, Zhang Shunli. 1998. The great floods in the Changjiang River valley in 1998 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 3 (4): 290-299, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.1998.04.01.
- Trenberth K E. 1997. The definition of El Niño [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78 (12): 2771-2777, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2771:TDOENO>2.0.CO;2.
- Ueda H, Yasunari T, Kawamura R. 1995. Abrupt seasonal change of large-scale convective activity over the western Pacific in the northern summer [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 73 (4): 795-809, doi:10.2151/jmsj1965.73.4_795.
- Xiang B Q, Wang B, Yu W D, et al. 2013. How can anomalous western North Pacific subtropical high intensify in late summer [J]. Geophys. Res. Lett., 40 (10): 2349-2354, doi:10.1002/grl.50431.
- Xie P P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model

- outputs [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78 (11): 2539–2558, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2539:GPAYMA>2.0.CO;2.
- 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, doi:10.1175/2008JCLI2544.1.
- 徐海明, 何金海, 董敏. 2001. 江淮入梅的年际变化及其与北大西洋涛动和海温异常的联系 [J]. *气象学报*, 59 (6): 694–706. Xu Haiming, He Jinhai, Dong Min. 2001. Interannual variability of the Meiyu onset and its association with North Atlantic oscillation and SSTA over North Atlantic [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 59 (6): 694–706, doi:10.11676/qxxb2001.073.
- 薛峰, 刘长征. 2007. 中等强度 ENSO 对中国东部夏季降水的影响及其与强 ENSO 的对比分析 [J]. *科学通报*, 52 (23): 2798–2805. Xue Feng, Liu Changzheng. 2008. The influence of moderate ENSO on summer rainfall in eastern China and its comparison with strong ENSO [J]. *Chinese Science Bulletin*, 53 (5): 791–800, doi:10.3321/j.issn:0023-074x.2007.23.017.
- 薛峰, 何卷雄. 2007. 外热带大气扰动对 ENSO 的影响 [J]. *地球物理学报*, 50 (5): 1311–1318. Xue Feng, He Juanxiong. 2007. The influence of the extratropical atmospheric disturbances on ENSO [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 50 (5): 1311–1318, doi:10.3321/j.issn:0001-5733.2007.05.006.
- 薛峰. 2008. 强 La Niña 背景下的东亚夏季风异常与 1989 年和 1999 年中国夏季降水的对比分析 [J]. *大气科学*, 32 (3): 423–431. Xue Feng. 2008. East Asian summer monsoon anomalies in strong La Niña years and comparison of summer precipitation in China between 1989 and 1999 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (3): 423–431, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.03.01.
- Xue F, Zeng Q C, Huang R H, et al. 2015. Recent advances in monsoon studies in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 32 (2): 206–229, doi:10.1007/s00376-014-0015-8.
- Xue F, Fan F X. 2016. Anomalous western Pacific subtropical high during late summer in weak La Niña years: Contrast between 1981 and 2013 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 33 (12): 1351–1360, doi:10.1007/s00376-016-5281-1.
- Xue F, Zhao J J. 2017. Intraseasonal variation of the East Asian summer monsoon in La Niña years [J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 10 (2): 156–161, doi:10.1080/16742834.2016.1254008.
- 杨修群, 谢倩, 黄士松. 1992. 大西洋海温异常对东亚夏季大气环流影响的数值试验 [J]. *气象学报*, 50 (3): 349–354. Yang Xiuqun, Xie Qian, Huang Shisong. 1992. Numerical experiments of effect of warm SST anomalies in Atlantic Ocean on the East Asian general circulation during the Northern Hemisphere summer [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 50 (3): 349–354, doi:10.11676/qxxb1992.042.
- 袁媛, 高辉, 李维京, 等. 2017. 2016 年和 1998 年汛期降水特征及物理机制对比分析 [J]. *气象学报*, 75 (1): 19–38. Yuan Yuan, Gao Hui, Li Weijing, et al. 2017. Analysis and comparison of summer precipitation features and physical mechanisms between 2016 and 1998 [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 75 (1): 19–38, doi:10.11676/qxxb2017.019.
- 翟盘茂, 余荣, 郭艳君, 等. 2016. 2015/2016 年强厄尔尼诺过程及其对全球和中国气候的主要影响 [J]. *气象学报*, 74 (3): 309–321. Zhai Panmao, Yu Rong, Guo Yanjun, et al. 2016. The strong El Niño in 2015/2016 and its dominant impacts on global and China's climate [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 74 (3): 309–321, doi:10.11676/qxxb2016.049.
- 张庆云, 陶诗言. 1998. 亚洲中高纬度环流对东亚夏季降水的影响 [J]. *气象学报*, 56 (2): 199–211. Zhang Qingyun, Tao Shiyan. 1998. Influence of Asian mid–high latitude circulation on East Asian summer rainfall [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 56 (2): 199–211, doi:10.11676/qxxb1998.019.
- Zuo J Q, Li W J, Sun C H, et al. 2013. Impact of the North Atlantic sea surface temperature triple on the East Asian summer monsoon [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30 (4): 1173–1186, doi:10.1007/s00376-012-2125-5.