段欣好, 薛峰, 郑飞. 2020. El Niño 衰减年夏季西太平洋副热带高压的季节内变化 [J]. 大气科学, 44(6): 1364−1376. DUAN Xinyu, XUE Feng, ZHENG Fei. 2020. Intraseasonal Variation of the Western Pacific Subtropical High during the El Niño Decaying Summers [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(6): 1364−1376. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.19196

El Niño 衰减年夏季西太平洋副热带高压的季节内变化

段欣好[1,2] 薛峰[1] 郑飞[1]

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

摘 要 本文分析了 El Niño 衰减年夏季西太平洋副热带高压（副高）的季节内变化，发现其季节内变化存在两种模态，一种是 6～8 月的一致偏西，另一种是 6～7 月偏西，而 8 月逆转为偏东，其中偏西模态的异常要远大于偏东模态。对偏西模态而言，由于热带北大西洋海温正异常的强迫影响，激发出一个从北大西洋经过欧亚大陆高纬度到东亚的遥相关，抑制了暖池地区的对流，东亚地区位势高度增加，从而导致副高加强西伸。在偏东模态下，热带印度洋海温异常演变与偏西模态类似，但强度偏低，同时热带北大西洋海温正异常在 4 月达到峰值后衰减，导致两大洋对 8 月暖池地区对流的抑制作用减弱。此外，由于 6～7 月暖池海温持续升高，在局地海气相互作用下，8 月暖池对流发展，位势高度场降低，从而造成副高减弱东退。因此，副高 8 月异常主要取决于热带北大西洋海温异常。在预测 El Niño 衰减年副高异常变化时，要综合考虑两大洋海温异常的影响。

关键词 副热带高压 季节内变化 El Niño 热带印度洋 热带北大西洋
文章编号 1006-9895(2020)06-1364-13 **中图分类号** P461 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.19196

Intraseasonal Variation of the Western Pacific Subtropical High during the El Niño Decaying Summers

DUAN Xinyu[1,2], XUE Feng[1], and ZHENG Fei[1]

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

Abstract In this study, we analyzed the intraseasonal variation of the western Pacific subtropical high (WPSH) during the El Niño decaying summers and observed two distinct modes, i.e., west and east modes. The west mode exhibits a consistent westward extension from June to August. The east mode shows a westward extension during June and July but retreats eastward in August. The anomaly in the west mode is larger than that in the east mode. For the west mode, because of forcing from a positive sea surface temperature (SST) anomaly in the tropical North Atlantic (TNA), a teleconnection pattern from the TNA via the high latitude of Eurasia to East Asia is observed. As a result, the geopotential height of East Asia tends to increase in association with suppressed convection in the warm pool region, inducing the

收稿日期 2019-07-06；**网络预出版日期** 2020-07-28
作者简介 段欣好，女，1991 年生，博士研究生，主要从事东亚季风研究。E-mail: duanxinyu @mail.iap.ac.cn
通讯作者 薛峰，E-mail: fxue@lasg.iap.a.cn
资助项目 国家自然科学基金项目 41630530、41861144015
Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41630530, 41861144015)

westward extension of the WPSH with strong intensity. The SST anomaly in the tropical Indian Ocean for the east mode is similar to that for the west mode but with a relatively smaller magnitude. Moreover, the positive SST anomaly in the TNA reaches its maximum in April and tends to decay afterward. Therefore, the warm pool convection in August cannot be suppressed sufficiently by SST forcing over the two oceans. By contrast, the warm pool convection begins to develop from June to July because of the local air–sea interaction associated with the increase in SST. In this case, the WPSH tends to retreat eastward with the decrease in geopotential height. The results indicate that the SST anomaly in the TNA plays a major role in the WPSH anomaly in August. When predicting the WPSH during the El Niño decaying summer, we must consider the influence of the SST anomaly over the two oceans.

Keywords Western Pacific subtropical high, Intraseasonal variation, El Niño, Tropical Indian Ocean, Tropical North Atlantic

1 引言

西太平洋副热带高压（简称副高）是东亚夏季风的主要环流系统之一，在东亚夏季风盛行期间，副高具有显著的季节内变化，主要表现为两次向北的突跳过程。第一次是在 6 月中旬，第二次在 7 月下旬，分别对应着江淮梅雨的开始和结束（陶诗言和卫捷, 2006; Xue et al., 2015）。黄荣辉和孙凤英（1994）发现，夏季暖池对流活动对副高两次北跳活动有重要影响。当暖池对流活动偏强时，副高两次向北突跳明显，长江流域降水偏少；反之副高两次向北突跳不明显，长江流域降水偏多。苏同华和薛峰（2010）发现影响副高两次北跳的因子有很大不同，第一次北跳主要受南海地区对流活动的影响，而第二次北跳则是暖池对流活动与高纬地区环流共同作用的结果。尤其是副高第二次北跳之后，强度急剧减弱，东亚地区从梅雨期转变为以高温高湿为主要特征的盛夏期，这是东亚夏季风季节内变化的主要模态。

除季节内变化外，副高还具有显著的年际变化，并在很大程度上受到 ENSO（El Niño 和南方涛动）循环的影响。符淙斌和滕星林（1988）发现在 ENSO 循环的不同位相，副高呈现出不同的年际变化，其中以 El Niño 衰减年夏季副高的异常变化最为显著，表现为副高偏西偏南，强度偏强，长江流域多雨，华南和华北少雨。值得注意的是，El Niño 对东亚夏季风的影响与印度夏季风存在明显差异。El Niño 对印度夏季风的影响是通过影响 Walker 环流造成的，主要体现在 El Niño 发展年，而对东亚夏季风的影响则是通过影响其它热带大洋海温异常间接实现的。在 El Niño 衰减年夏季，热带太平洋海温异常一般较弱。但受 El Niño 的强迫影响，热带印度洋变暖，对流偏强，并通过湿绝热调整过程激发出东传的 Kelvin 波，结果抑制了暖池对流，使得副高偏西偏南，上述过程称为印度洋电容器效应（Xie et al., 2009）。另外一些研究则注意到热带北大西洋海温异常的影响（Lu and Dong, 2005; 容新尧等, 2010; Zuo et al., 2013, 2019; Hong et al., 2014, 2015; Chen et al., 2015b; Huo et al., 2015; Jin and Huo, 2018）。Lu and Dong（2005）研究发现，只有考虑了北大西洋海温异常的影响，模拟的 1998 年东亚夏季风环流才与观测接近；其后的许多研究对北大西洋海温异常影响 El Niño 衰减年夏季副高的机理做了探讨，容新尧等（2010）研究中指出，受 El Niño 影响，衰减年夏季热带印度洋和北大西洋海温异常偏暖，暖的北大西洋海温激发东传的暖性 Kelvin 波，在与印度洋暖海温的合力作用下，抑制了暖池对流，最终导致夏季副高异常偏西，该机制与印度洋电容器效应类似（Xie et al., 2009）；Chen et al.（2015b）研究指出暖的北大西洋海温异常可通过影响 Walker 环流最终导致副高强度增强（Hong et al., 2014, 2015; Huo et al., 2015; Jin and Huo, 2018; Zuo et al., 2019）。因此，印度洋和大西洋海温异常均对 El Niño 衰减年副高异常有重要影响。

上述研究主要关注于 El Niño 对夏季平均副高异常的影响，但实际上 El Niño 对副高的影响还与东亚夏季风的季节内变化有关，其中 8 月副高异常变化比 6～7 月明显偏强（薛峰和刘长征, 2007; Kawatani et al., 2008）。在 7 月中下旬之后，暖池地区对流增强造成其对 El Niño 强迫响应明显增强，与梅雨期相比，副高异常变化在盛夏期更为显著（薛峰和苏同华, 2018）。任宏昌等（2017）利用敏感性数值实验，发现北大西洋海温异常的显著差

异是导致 2016 年和 1998 年夏季中国东部降水以及大尺度环流异常存在明显差异的重要原因之一；袁媛等（2017）对比分析了 2016 年和 1998 年汛期降水的物理机制，发现这两年 8 月的环流差异与 MJO（Madden-Julian Oscillation）的活动有关，2016 年 8 月西太平洋较强的 MJO 活动会激发频繁的热带气旋活动，最终导致副高发生分裂。随后，薛峰等（2018）比较了 1998 年和 2016 年这两个强 El Niño 衰减年副高的异常变化，发现前者 6～8 月一致偏西偏强，而后者在 8 月则逆转为偏东，这与合成结果完全不同，但具体机理并不完全清楚。上述结果仅限于个例分析，在其它 El Niño 衰减年副高的季节内变化仍需进一步研究。为此，本文基于 1979～2016 年再分析资料，分析了其中 10 个 El Niño 衰减年副高的季节内变化（图 1），进一步揭示副高季节内变化的异常机理，为副高和东亚夏季风的季节内预测提供理论基础。

2 资料和方法

本文使用了多种再分析资料，包括美国国家环境预测中心和能源部提供的逐月大气环流再分析资料，分辨率为 2.5°×2.5°（Kanamitsu et al., 2002），美国国家海洋和大气管理局提供的第 5 版扩展重建海温资料 ERSST（V5）和卫星观测的对外长波辐射资料，分辨率分别为 2.0°×2.0°和 2.5°×2.5°（Liebmann and Smith, 1996; Huang et al., 2017），美国国家气候预测中心提供的全球月平均降水资料，分辨率为 2.5°×2.5°（Xie and Arkin, 1997）。上述

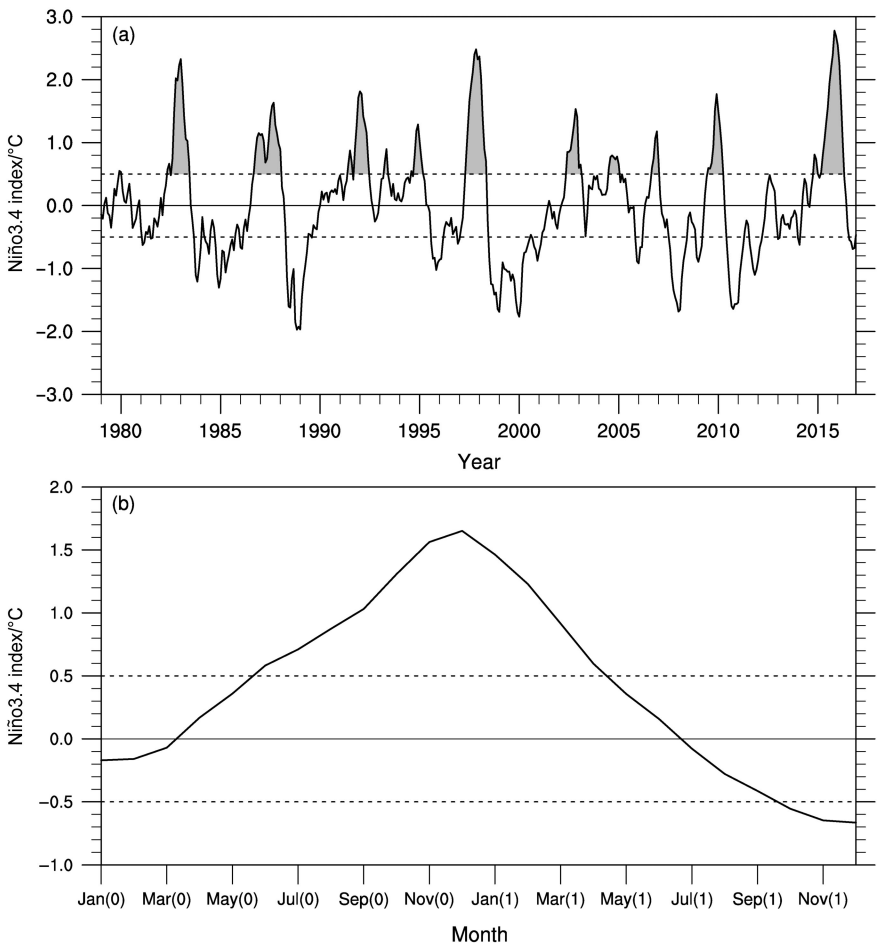

图 1 （a）1979～2016 年 Niño3.4 指数（单位：°C），灰色区域代表 El Niño 事件，虚线表示 0.5°C、–0.5°C；（b）10 次 El Niño 事件合成的 Niño3.4 指数，其中横坐标中的 0 和 1 分别表示 El Niño 事件发展年和衰减年

Fig. 1 (a) Time series of the Niño 3.4 index (units: °C) from 1979 to 2016, with the dashed line representing 0.5°C and −0.5°C and the shaded region representing an El Niño event. (b) The composite Niño 3.4 index based on 10 El Niño events, with the numbers 0 and 1 in the abscissa representing the developing and decaying years, respectively

资料时间统一取为 1979～2016 年，共 38 年。

本文还使用以下一些指数来表示各大洋的海温异常状况，具体定义如下：（1）热带北大西洋海温异常指数 TNA（tropical North Atlantic）定义为（0°～20°N，80°W～30°W）区域平均的海温距平（容新尧等, 2010）；（2）热带北印度洋海温异常指数 NIO（North Indian Ocean）定义为（50°E～100°E，0°～20°N）区域平均的海温距平（Chowdary et al., 2016）；（3）Niño3.4 指数定义为（170°W～120°W，5°S～5°N）区域平均的海温距平，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，相反则为 La Niña 事件（Trenberth, 1997）。如图 1a 所示，在 1979～2016 年中共发生 10 次 El Niño 事件，即 1982～1983 年、1986～1987 年、1991～1992 年、1994～1995 年、1997～1998 年、2002～2003 年、2004～2005 年、2006～2007 年、2009～2010 年和 2015～2016 年。图 1b 为这 10 次 El Niño 合成的 Niño3.4 指数，El Niño 从发生发展到衰减一般要经历两年时间，第一年春季开始发生，夏季到秋季继续发展，在冬季达到峰值，之后迅速衰减，在第二年夏季转变成 La Niña。为方便起见，第一年称为 El Niño 发展年，第二年为 El Niño 衰减年。文中合成结果即为这 10 次 El Niño 衰减年的平均，并用 t 检验来检验结果的信度。

3　副高季节内变化的两种模态

图 2 为 10 次 El Niño 衰减年 6～8 月西太平洋副高的合成结果，同时给出气候平均结果以作比较。在气候平均状况下，副高存在明显的季节内变化，从 6 月到 7 月有明显北进并略微西伸，对应于江淮梅雨期，从 7 月到 8 月副高继续北进，但强度急剧减弱，其主体东退到日本南部，表明梅雨结束和盛夏期的来临。副高在衰减年的季节内变化与气候平均类似，但偏西偏南，强度偏强，并且在 8 月与气候平均差异达到最大，这与以前研究结果基本一致（薛峰和刘长征, 2007; 赵俊杰等, 2016）。

进一步分析 10 次 El Niño 衰减年副高的季节内变化，发现主要变化发生在 8 月份，大体上可以分成两类，一种是 8 月偏西，这与合成结果一致（图 2），包括 1987 年、1995 年、1998 年、2003 年和 2010 年共 5 年（图 3a）。另一种是 8 月偏东，与合成结果相反，包括 1983 年、1992 年、2005 年、2007 年和 2016 年共 5 年（图 3b），其中 2016 年副高发生分裂，在大陆上仍残存一个较小的高压单体。副高的两种模态与 El Niño 强度关系不大，例如 1998 年和 2016 年是两个强度相当的 El Niño 衰减年，但 1998 年副高偏西，而 2016 年副高偏东。因此，虽然衰减年副高总体上偏西偏强，但仍然显示出明显的季节内变化，特别是在 8 月份。为方便起见，我们将前者和后者称为偏西模态和偏东模态。这里需要强调的是，一般情况下，副高的偏西和偏东是根据气候平均来划分的。与此不同，本文中的偏西和偏东模态是相对于 El Niño 衰减年合成的结果进行划分的（图 4 中实线）。

图 4 为两种模态 6～8 月副高的合成结果，6～7 月两种模态差异不大，副高偏西偏强，但 8 月则完全相反，偏西模态的副高西伸至 110°E 以西，与气候平均差异达到最大，而偏东模态的副高则略微东退。因此，8 月副高的两种模态 6～7 月副高异常无关。此外，比较偏西和偏东模态可以发现，偏西模态的副高异常要远大于偏东模态，造成合成结果中副高偏西偏强（图 2c），即副高的偏东模态被偏西模态完全掩盖。

对应于上述副高的两种模态，东亚夏季也呈现不同的降水分布（图 5）。由于副高偏西偏南，6 月长江流域到日本南部降水偏多，7 月降水偏多区域略有北进，但与 6 月差异不大。但在 8 月份，二者呈现明显差异。在偏西模态下，华北到日本北部降水偏多，暖池地区降水偏少（图 5c）。在偏东模态下，由于副高逆转为偏东，中国大陆东部降水异常不明显，暖池地区降水明显偏多（图 5f）。同时，8 月暖池地区降水的显著差异说明副高的两种模态与暖池对流异常变化有关，其影响过程将在下一节中详述。

4　副高两种模态的形成机理

图 6 为 El Niño 衰减年夏季平均的海温异常分布，随着 El Niño 事件的衰减，热带太平洋海温异常明显减弱。但受 El Niño 的强迫影响，印度洋到西太平洋以及热带北大西洋海温偏高（Klein et al., 1999; Alexander et al., 2002）。两种模态的海温异常分布类似，但偏西模态的异常强度要明显大于偏东模态，特别是在热带北大西洋海域。

为进一步分析上述各关键海域海温异常的差异，图 7 给出 Niño3.4 指数、热带北印度洋（NIO）和热带北大西洋（TNA）海温异常指数随时间演变。

Niño3.4 指数表明，偏西模态的 El Niño 事件衰减速度比偏东模态要快（图 7a），因而偏东模态下热带东太平洋海表温度仍维持明显的正异常（图 6b）。同时，偏西模态的 NIO 指数也大于偏东模态，但夏季期间差异很小，低于 0.1°C（图 7b）。二者差异最大的是 TNA 指数（图 7c），偏东模态在 4 月达到最大正异常后迅速衰减，到 8 月已低于 0.2°C。但偏西模态的演变则完全不同，从春季到夏季持续增强，到 8 月达到最大值（0.47°C），两种模态在 8 月的差异超过 0.3°C，其后仍维持很强的异常，

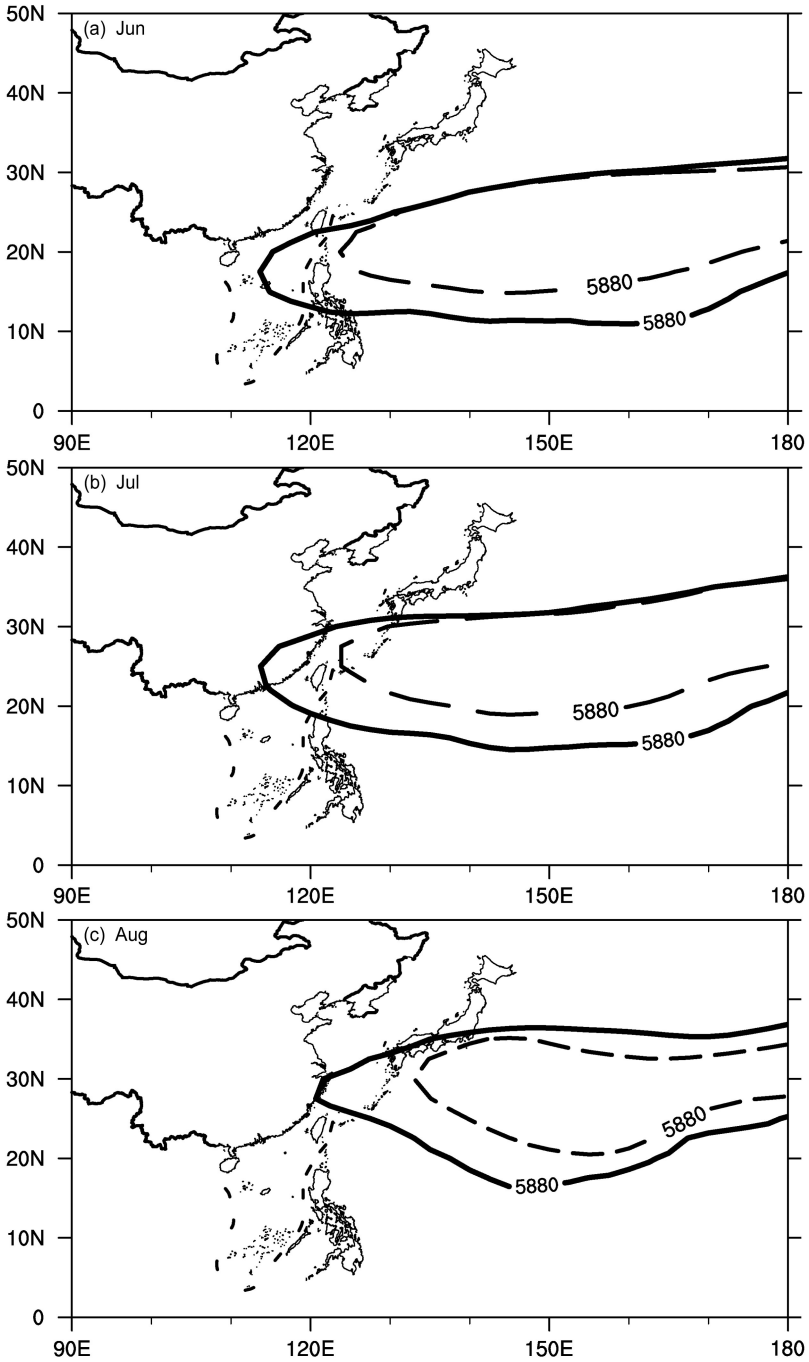

图 2 （a）6 月、（b）7 月、（c）8 月月平均 500 hPa 西太平洋副热带高压 5880 gpm 等值线合成结果，实线和虚线分别代表 El Niño 衰减年和气候平均

Fig. 2 Composite monthly mean 500 hPa western Pacific subtropical high (WPSH) 5880 gpm contour in (a) June, (b) July, and (c) August. The solid and dashed contours represent the El Niño decaying years and the climatological mean, respectively

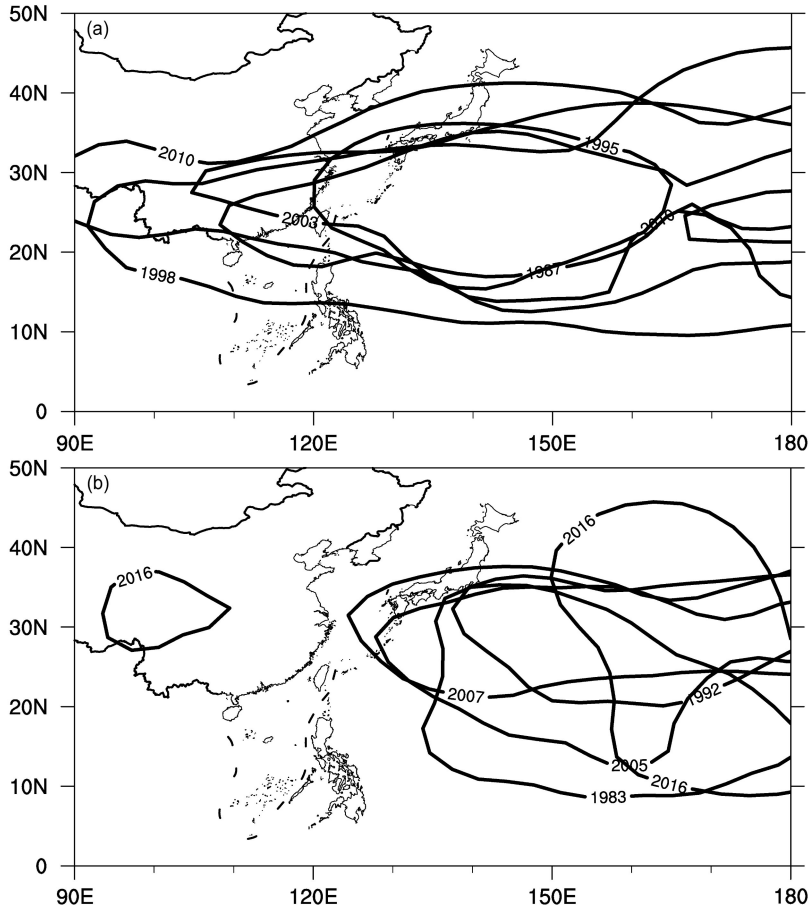

图 3　El Niño 衰减年 8 月副高的 5880 gpm 等值线分布情况：（a）5 个偏西年份；（b）5 个偏东年份。图中数字代表具体的年份；为清晰起见，仅给出 5880 gpm 等值线

Fig. 3　WPSH in August during the El Niño decaying years: (a) 5 years with a west mode and (b) 5 years with an east mode. The west mode represents the westward WPSH, the east mode represents the eastward WPSH. The number represents the year. For clarity, only the 5880 gpm contours are shown

这隐含说明了副高在 8 月的差异与热带北大西洋海温异常强迫有关。

由于二者热带北大西洋海温有显著差异，8 月 500 hPa 高度场也呈现出不同的异常分布。如图 8a 所示，在偏西模态下，受热带北大西洋高海温的强迫影响，中纬度北大西洋为负异常，并且通过欧亚大陆高纬度沿大圆路径一直传播到东亚地区，这里我们称之为北大西洋—东亚遥相关型。该遥相关型从北大西洋到东亚，存在 6 个明显的活动中心，东亚地区为高度场正异常，从而导致副高在 8 月加强西伸（图 3c）。需要注意的是，该遥相关型在 6 月和 7 月并不明显（图略）。

偏东模态的欧亚大陆高度场异常分布与偏西模态完全不同（图 8b）。负异常从北大西洋延伸至北极地区，欧亚大陆高纬度为正异常，东亚地区为较弱的负异常，对应于副高的东退（图 3c）。由于偏东模态下北大西洋海温异常较弱，不存在像偏西模态下的遥相关型，因而大西洋海温异常难以通过欧亚大陆环流影响到东亚，对副高的影响也较弱。

下面我们从暖池地区海温和对流异常变化上来分析 8 月副高逆转为偏东的原因。从 6 月到 7 月，由于印度洋地区海温偏高，对流偏强，激发 Kelvin 波东传导致暖池对流偏弱，两种模态差异不大（图 9）。同时，由于印度洋对流偏强和暖池对流偏弱，从 6 月到 7 月，印度洋海温降低，暖池海温升高（图 10a 和 c）。但 8 月的情况与 6 月和 7 月完全不同，两种模态呈现出明显的差异。对偏西模态而言，由于来自热带北大西洋的强迫影响，副高偏西偏强，暖池对流持续偏弱（图 9c），其异常强度甚至超过 7 月，从而导致暖池海温继续升高

（图 10b）。与偏西模态不同，由于 6 月和 7 月暖池对流偏弱，从 6 月到 7 月局地海温升高（图 10c），同时由于缺少偏西模态中来自大西洋的强迫影响，在局地海气相互作用下（Xue and Fan, 2019），暖池对流开始发展（图 9f），局地海温降低（图 10d），位势高度场随之降低（图 8b），从而导致副高在 8 月逆转为偏东（图 3c）。在此过程中，6 月到 7 月海温升高为 8 月暖池对流发展提供了热力基础，而来自大西洋的强迫偏弱则使对流发展成为可能，二者同样重要。同时暖池对流的进一步发展维持了

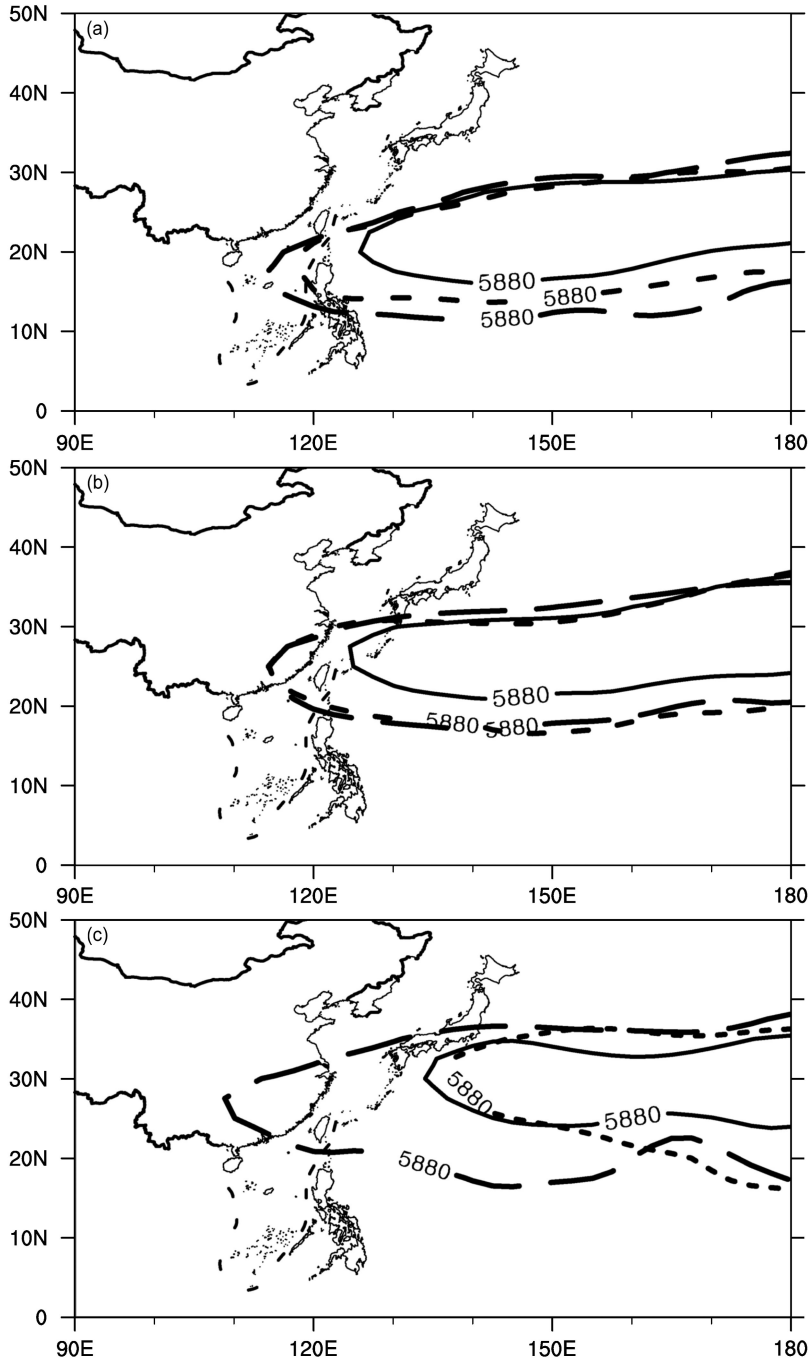

图 4 El Niño 衰减年 6～8 月两种模态下的西太平洋副热带高压 5880 gpm 等值线合成结果，其中长虚线和短虚线分别为偏西模态和偏东模态的合成结果，实线为气候平均，（a）6 月、（b）7 月、（c）8 月

Fig. 4 Composite monthly mean 500 hPa WPSH 5880 gpm contours in (a) June, (b) July, and (c) August. The long-dashed, short-dashed and solid contours represent the west mode, and east mode during the El Niño decaying years, and climatological mean, respectively

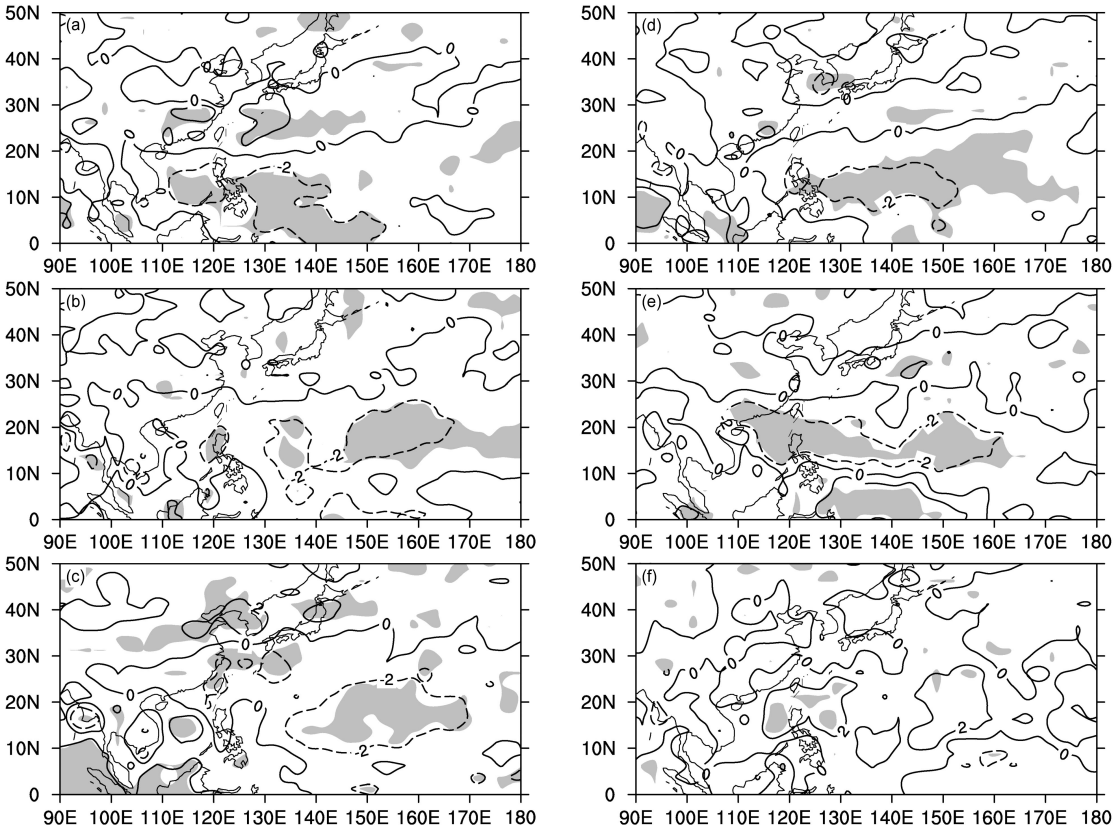

图 5　（a、d）6 月，（b、e）7 月，（c、f）8 月 El Niño 衰减年合成的东亚夏季降水异常（单位：mm d^{-1}），左列和右列分别为偏西模态和偏东模态的合成结果，灰色区域代表通过 90% 信度检验的区域

Fig. 5　Composite monthly mean rainfall anomaly in East Asia during the El Niño decaying years (units: mm d^{-1}): (a, d) June, (b, e) July, and (c, f) August. The right and left panels represent the west and east modes, respectively. Regions above the 90% confidence level are shaded

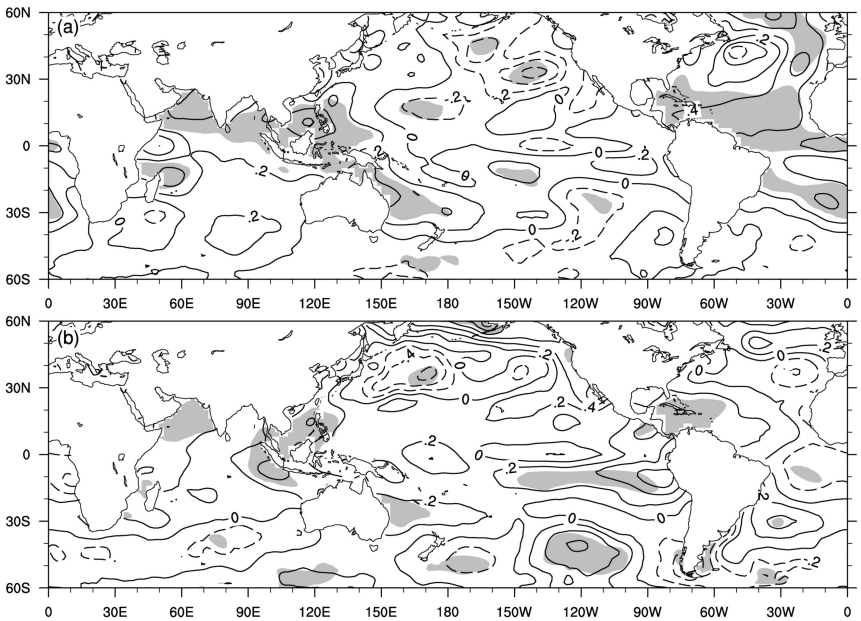

图 6　El Niño 衰减年合成的夏季海温异常（单位：°C）：（a）偏西模态；（b）偏东模态。灰色区域代表通过 95% 信度检验的区域

Fig. 6　Composite summer mean SST anomaly (units: °C) during the El Niño decaying years: (a) West and (b) east modes. Regions above the 95% confidence level are shaded

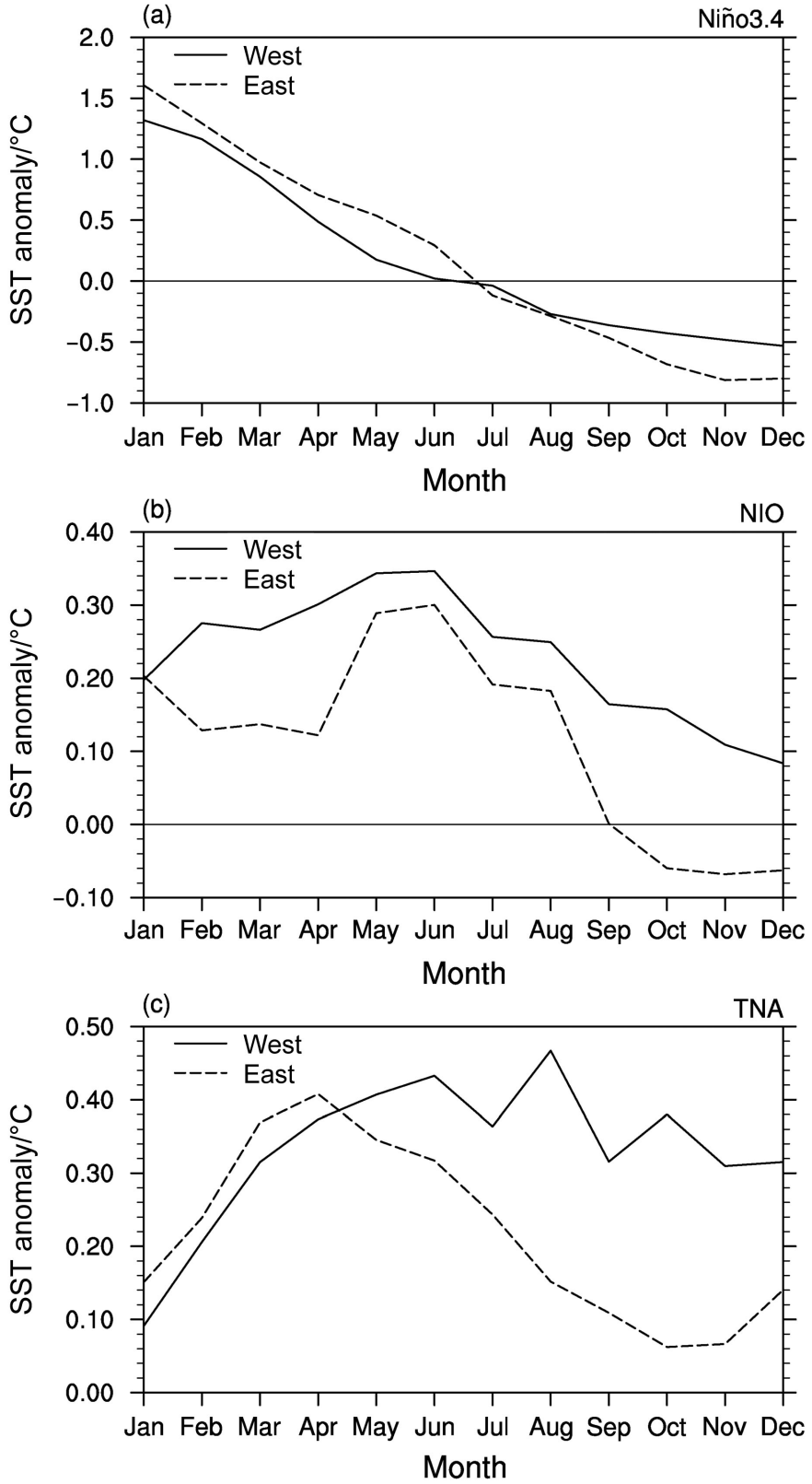

图 7 El Niño 衰减年合成的各海域海温指数（单位：°C）演变情况：（a）Niño3.4 指数；（b）热带北印度洋海温异常指数；（c）热带北大西洋海温异常指数。实线和虚线分别为偏西和偏东模态

Fig. 7 Composite SST index (units: °C) in some oceanic regions during the El Niño decaying years: (a) Niño 3.4 index, (b) tropical North Indian Ocean index (NIO), and (c) tropical North Atlantic index (TNA). The solid and dashed lines represent the west and east modes, respectively

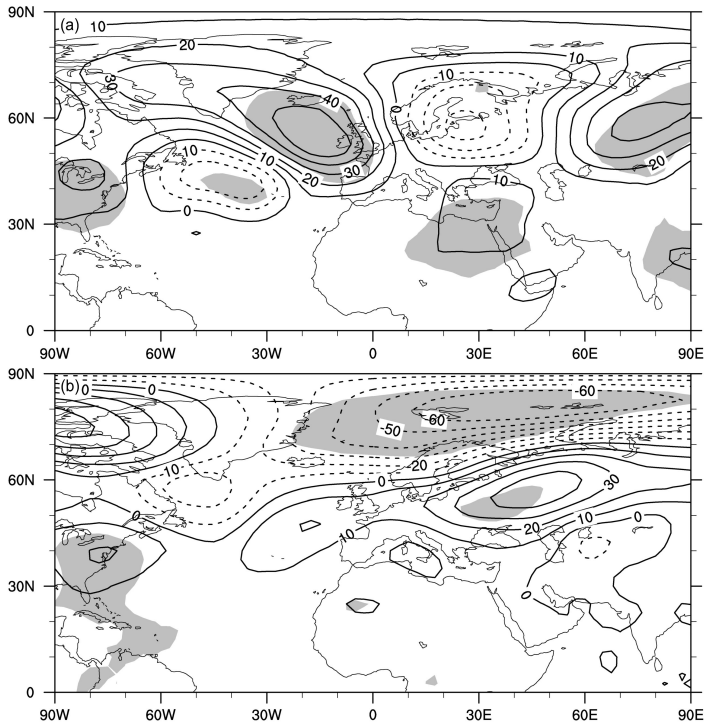

图 8　El Nino 衰减年合成的 8 月 500 hPa 位势高度场异常（单位：gpm）：（a）偏西模态；（b）偏东模态。灰色区域代表通过 95% 信度检验的区域

Fig. 8　Composite 500 hPa geopotential height anomaly (units: gpm) in August during the El Niño decaying years: (a) West and (b) east modes. Regions above the 95% confidence level are shaded

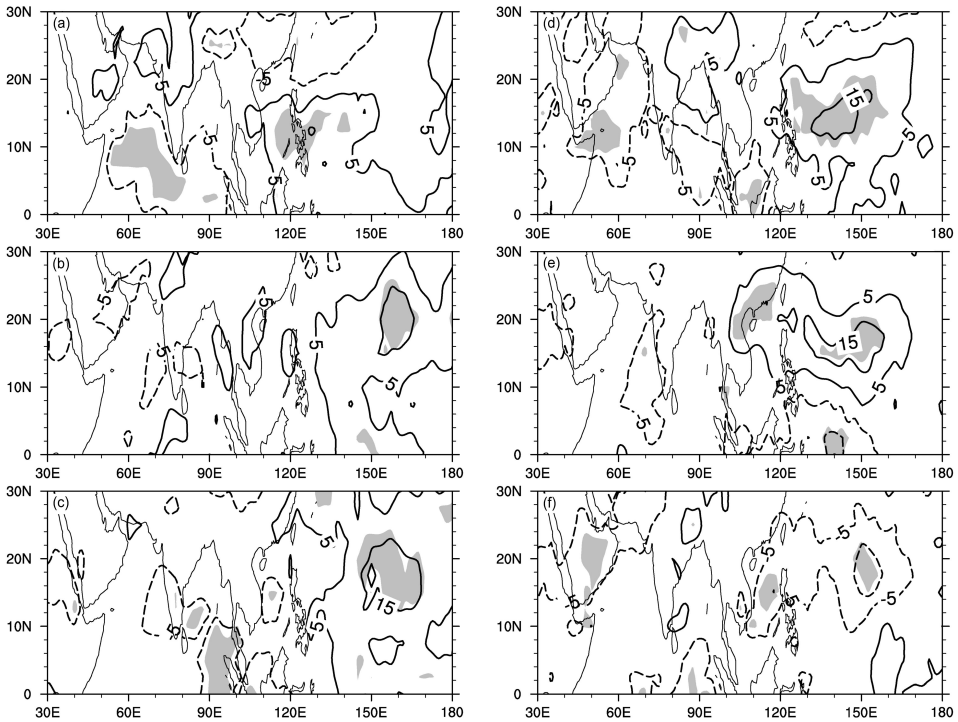

图 9　（a、d）6 月、（b、e）7 月、（c、f）8 月 El Niño 衰减年合成的夏季对外长波辐射异常（单位：W m^{-2}）。左列和右列分别为偏西模态和偏东模态的合成结果，灰色区域代表通过 95% 信度检验的区域

Fig. 9　Composite summer outgoing longwave radiation anomaly (units: W m^{-2}) during the El Niño decaying years: (a, d) June, (b, e) July, and (c, f) August. The right and left panels represent the west and east modes, respectively. Regions above the 95% confidence level are shaded

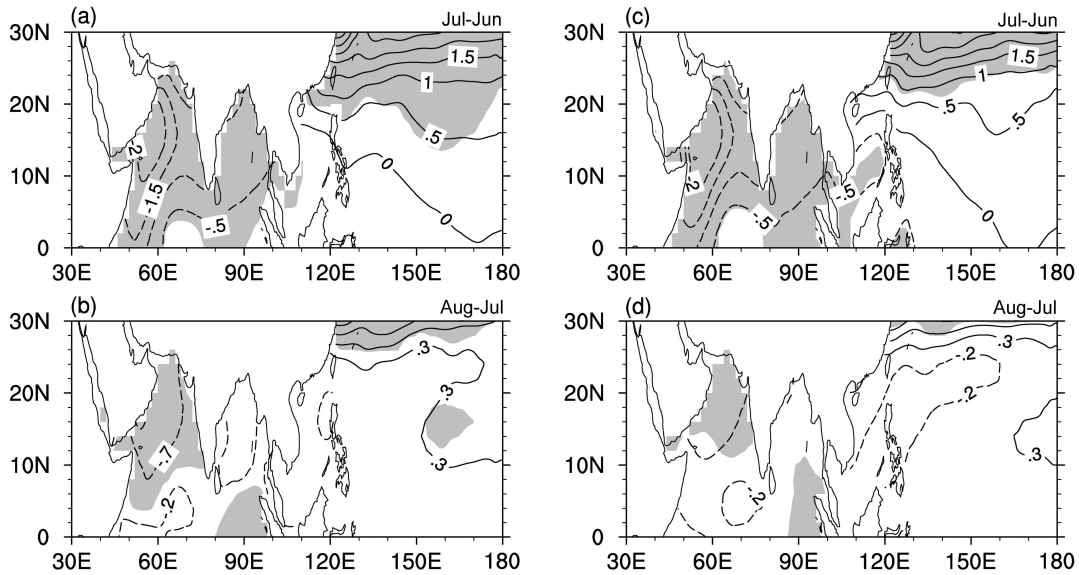

图 10 El Niño 衰减年合成海温的月际差异（单位：°C）：（a、c）7 月减去 6 月；（b、d）8 月减去 7 月。左列和右列分别为偏西模态和偏东模态的合成结果，灰色区域代表通过 95% 信度检验的区域

Fig. 10 Composite SST difference (units: °C) during the El Niño decaying years: (a, c) July minus June and (b, d) August minus July. The right and left panels represent the west and east modes, respectively. Regions above the 95% confidence level are shaded

位势高度负异常，形成了副高的偏东模态。

5 小结和讨论

本文基于 1979～2016 年期间发生的 10 次 El Niño 事件，分析了衰减年夏季西太平洋副高的季节内变化，发现副高的季节内变化存在两种模态，一种是 6～8 月的一致偏西，另外一种是 6～7 月偏西，8 月则逆转为偏东。对比两种季节内变化模态，发现偏西模态的异常强度要远大于偏东模态，具有明显的不对称性，因而合成结果中表现为 8 月副高偏西，而且其异常强度要大于 6 月和 7 月。

副高 8 月偏西模态与热带北大西洋海温异常强迫有关。由于热带北大西洋海温偏高，激发了一个源于大西洋，并经欧亚大陆高纬度到东亚地区沿大圆路径传播的遥相关型（北大西洋—东亚型遥相关），导致东亚地区位势高度场升高，副高加强西伸。因此，热带北大西洋海温异常能够通过高纬度通道影响到东亚夏季风异常，这证实我们以前的推测是合理的（薛峰等, 2018）。需要注意的是，该遥相关型仅在 8 月才比较显著，6～7 月并不明显，这一方面可能与热带北大西洋海温异常在 8 月达到最大有关，另外可能还与欧亚大陆 7～8 月环流的季节内变化有关，需要进一步研究。

副高偏东模态的成因与偏西模态完全不同。由于 6～7 月印度洋海温偏高，对流偏强，激发 Kelvin 波东传，结果抑制了暖池地区对流，促使局地海温升高。到 8 月随着来自印度洋和大西洋的强迫减弱以及前期海温升高，局地海气相互作用导致暖池对流开始发展，位势高度场降低，副高从 6～7 月偏西逆转为 8 月偏东。因此，6～7 月印度洋的强迫影响和 8 月大西洋海温异常偏弱是形成副高偏东模态的两个先决条件。

在 El Niño 衰减年，东亚夏季风的变化主要是受到热带北印度洋和北大西洋海温的影响（Xie et al., 2009）。已有的研究也表明北大西洋涛动对热带北大西洋海温异常也有重要影响（Zuo et al., 2013, 2019; Chen et al., 2015a）。因此，除 El Niño 强迫之外，还要考虑北大西洋涛动的影响。此外，热带印度洋和北大西洋的前期海温异常也很重要，如果北大西洋海温异常偏弱，即使 El Niño 强度很强（如 2016 年），副高也有可能从 6～7 月偏西偏强转变为偏东偏弱。

需要指出的是，文中发现的北大西洋—东亚型遥相关型与以前研究发现的丝绸之路遥相关型和北大西洋—东亚遥相关型是不同的（Lu et al., 2002; Enomoto et al., 2003; Zuo et al., 2013）。这主要体现在产生机理和传播路径两个方面，前者是由热带北大西洋海温异常强迫产生的，沿大圆路径传播到

东亚地区，而后者是大气内部动力过程产生的，沿亚洲西风急流向东传播。总体上看，前者对副高异常的影响要大于后者。

本文的研究结果对东亚夏季风和中国夏季降水预测有重要意义。即使在 El Niño 衰减年夏季，6～7 月和 8 月副高和环流异常也呈现出很大差异，影响因子也完全不同，在预测时宜分别考虑。在副高 6～8 月一致偏西的情况下，长江流域易发生持续性降水（例如 1998 年），而在偏东模态下，由于副高突然转变为偏东，有可能发生旱涝急转的情况。

参考文献（References）

Alexander M A, Bladé I, Newman M, et al. 2002. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans [J]. J. Climate, 15(16): 2205−2231. doi:10.1175/1520-0442(2002)015<2205:TABTIO>2.0.CO;2

Chen S F, Wu R G, Chen W. 2015a. The changing relationship between interannual variations of the North Atlantic Oscillation and northern tropical Atlantic SST [J]. J. Climate, 28(2): 485−504. doi:10.1175/JCLI-D-14-00422.1

Chen W, Lee J Y, Lu R Y, et al. 2015b. Intensified impact of tropical Atlantic SST on the western North Pacific summer climate under a weakened Atlantic thermohaline circulation [J]. Climate Dyn., 45(7): 2033−2046. doi:10.1007/s00382-014-2454-4

Chowdary J S, Parekh A, Kakatkar R, et al. 2016. Tropical Indian Ocean response to the decay phase of El Niño in a coupled model and associated changes in South and East-Asian summer monsoon circulation and rainfall [J]. Climate Dyn., 47(3): 831−844. doi:10.1007/s00382-015-2874-9

Enomoto T, Hoskins B J, Matsuda Y. 2003. The formation mechanism of the Bonin high in August [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 129(587): 157−178. doi:10.1256/qj.01.211

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

Hong C C, Chang T C, Hsu H H. 2014. Enhanced relationship between the tropical Atlantic SST and the summertime western North Pacific subtropical high after the early 1980s [J]. J. Geophys. Res., 119(7): 3715−3722. doi:10.1002/2013JD021394

Hong C C, Lee M Y, Hsu H H, et al. 2015. Tropical SST forcing on the anomalous WNP subtropical high during July-August 2010 and the record-high SST in the tropical Atlantic [J]. Climate Dyn., 45(3): 633−650. doi:10.1007/s00382-014-2275-5

Huang B Y, Thorne P W, Banzon V F, et al. 2017. Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ERSSTv5): Upgrades, validations, and intercomparisons [J]. J. Climate, 30(20): 8179−8205. doi:10.1175/JCLI-D-16-0836.1

黄荣辉, 孙凤英. 1994. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响 [J]. 大气科学, 18(2): 141−151. Huang Ronghui, Sun Fengying. 1994. Impacts of the thermal state and the convective activities in the tropical western warm pool on the summer climate anomalies in East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 18(2): 141−151. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1994.02.02

Huo L W, Guo P W, Hameed S N, et al. 2015. The role of tropical Atlantic SST anomalies in modulating western North Pacific tropical cyclone genesis [J]. Geophys. Res. Lett., 42(7): 2378−2384. doi:10.1002/2015GL063184

Jin D C, Huo L W. 2018. Influence of tropical Atlantic sea surface temperature anomalies on the East Asian summer monsoon [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 144(714): 1490−1500. doi:10.1002/qj.3296

Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-Ⅱ Reanalysis (R-2) [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83(11): 1631−1644. 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

Klein S A, Soden B J, Lau N C. 1999. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge [J]. J. Climate, 12(4): 917−932. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<0917:RSSTVD>2.0.CO;2

Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77(6): 1275−1277.

Lu R Y, Oh J, Kim B J. 2002. A teleconnection pattern in upper-level meridional wind over the North African and Eurasian continent in summer [J]. Tellus A, 54(1): 44−55. doi:10.3402/tellusa.v54i1.12122

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

任宏昌, 左金清, 李维京. 2017. 1998 年和 2016 年北大西洋海温异常对中国夏季降水影响的数值模拟研究 [J]. 气象学报, 75(6): 877−893. Ren Hongchang, Zuo Jinqing, Li Weijing. 2017. Role of the North Atlantic SST anomalies in the 1998 and 2016 summer floods in China [J]. Acta Meteor. Sinica, 75(6): 877−893. doi:10.11676/qxxb2017.063

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(22): 2458−2468. 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

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

陶诗言, 卫捷. 2006. 再论夏季西太平洋副热带高压的西伸北跳 [J]. 应用气象学报, 17(5): 513−525. Tao Shiyan, Wei Jie. 2006. The westward, northward advance of the subtropical high over the West Pacific in summer [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 17(5): 513−525. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2006.05.001

Trenberth K E. 1997. The definition of El Niño [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78(12): 2771−2778. doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2771:TDOENO>2.0.CO;2

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

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

Xue F, Zeng Q C, Huang R J, 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

薛峰, 苏同华. 2018. ENSO 循环背景下东亚夏季风的季节内变化 [M]. 北京: 气象出版社, 105pp. Xue Feng, Su Tonghua. 2018. Intraseasonal Variation of the East Asian Summer Monsoon Regulated by the ENSO Cycle [M]. Beijing: China Meteorological Press, 105pp.

薛峰, 段欣妤, 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 2016 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42(6): 1407−1420. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1711.17205

Xue F, Fan F X. 2019. Role of local air-sea interaction in a significant correlation of convective activity in the western Pacific warm pool between June and August [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 97(5): 995−1008. doi:10.2151/jmsj.2019-054

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 Meteor. Sinica (in Chinese), 75(1): 19−38. doi:10.11676/qxxb2017.019

赵俊杰, 薛峰, 林万涛, 等. 2016. El Niño 对东亚夏季风和夏季降水季节内变化的影响 [J]. 气候与环境研究, 21(6): 678−686. Zhao Junjie, Xue Feng, Lin Wantao, et al. 2016. The El Niño influence on intra-seasonal variations of East Asian summer monsoon and summer rainfall [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 21(6): 678−686.

Zuo J Q, Li W J, Sun C H, et al. 2013. Impact of the North Atlantic sea surface temperature tripole on the East Asian summer monsoon [J]. Adv. Atmos. Sci., 30(4): 1173−1186. doi:10.1007/s00376-012-2125-5

Zuo J Q, Li W J, Sun C H, et al. 2019. Remote forcing of the northern tropical Atlantic SST anomalies on the western North Pacific anomalous anticyclone [J]. Climate Dyn., 52(5): 2837−2853. doi:10.1007/s00382-018-4298-9