薛峰, 范方兴, 苏同华. 2020. 西太平洋暖池对流三类显著月际变化及其成因 [J]. 气候与环境研究, 25(2): 113−124. XUE Feng, FAN Fangxing, SU Tonghua. 2020. Three Categories of Significant Inter-monthly Variations of the Warm Pool Convection in the Western Pacific and the Related Physical Mechanism [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 25 (2): 113−124. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.19139

西太平洋暖池对流三类显著月际变化及其成因

薛峰[1] 范方兴[1] 苏同华[2]

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 福建省气象科学研究所，福州 350001

摘 要 基于 1979～2018 年观测的向外长波辐射（outgoing longwave radiation, OLR）资料和其他多种再分析资料，发现西太平洋暖池对流存在 3 类显著的月际变化。第一类为 OLR 在 6 月和 8 月为负异常而 7 月为正异常；第二类与第一类完全相反；第三类为 OLR 在 6～7 月为正异常，8 月为负异常。3 类月际变化与 ENSO 循环的背景有关，前两类发生在较弱的 La Niña 年和 El Niño 发展年，与春季暖池海温异常有关。当前一个月海温偏高时，后一个月对流偏强，造成局地海温降低，偏低的海温又反过来抑制了后一个月的对流发展，因此暖池地区局地海气相互作用在这两类月际变化中起到关键作用。与前两类不同的是，第三类月际变化发生在 El Niño 衰减年，与春季热带印度洋海温偏高有关。热带印度洋海温偏高造成印度附近对流在 6～7 月间增强，通过东传 Kelvin 波抑制了暖池对流发展。同时，印度附近对流偏强造成 8 月印度洋海温降低和对流减弱，对暖池对流的影响因而减弱。另一方面，6～7 月暖池对流偏弱造成 8 月暖池海温升高，结果造成暖池对流增强。因此，第三类月际变化受到热带印度洋强迫以及暖池地区局地海气相互作用的共同影响。

关键词 暖池对流 月际变化 局地海气相互作用 热带印度洋 ENSO
文章编号 1006-9585(2020)02-0113-12 **中图分类号** P466 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.19139

Three Categories of Significant Inter-monthly Variations of the Warm Pool Convection in the Western Pacific and the Related Physical Mechanism

XUE Feng[1], FAN Fangxing[1], and SU Tonghua[2]

1 *International Center for Climate and Environment Sciences*, *Institute of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029
2 *Institute of Meteorological Sciences of Fujian Province*, *Fuzhou* 350001

Abstract On the basis of the observed outgoing longwave radiation (OLR) data and other reanalysis datasets during 1979–2018, three categories of significant inter-monthly variations of the warm pool convection in the western Pacific are identified. The first category shows a negative OLR anomaly in June and August and a positive OLR anomaly in July. By contrast, the second category shows an opposite OLR anomaly to the first category. Meanwhile, the third category shows a positive OLR anomaly in June and July and a negative OLR anomaly in August. All categories of inter-monthly variations are related to the ENSO background. The first and second categories occur in relatively weak La Niña years and El Niño developing years, which are closely associated with sea surface temperature (SST) anomaly in spring over the warm pool. When the SST is high in the preceding month, convection in the succeeding month is enhanced along with a

收稿日期 2019-09-03；**网络预出版日期** 2019-11-19
作者简介 薛峰，男，1962 年出生，研究员，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 41630530
Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 41630530)

reduced SST. Consequently, when the SST is low in the preceding month, convection in the succeeding month is suppressed along with an enhanced SST. The local air–sea interaction in the warm pool plays a key role in the first and second categories. Different from the two other categories, the third category occurs in El Niño decaying years, which is related to a high SST in spring over the tropical Indian Ocean. During June and July, convection near India is enhanced because of the high SST in the tropical Indian Ocean. Through the excitation of a Kelvin wave propagating eastward, convection in the warm pool is suppressed. In the meantime, the enhanced convection near India reduces the local SST and suppresses convection in August when the influence from the Indian Ocean on the warm pool convection is considerably weakened. By contrast, the warm pool SST in August tends to increase because of suppressed convection in June and July. As a result, the warm pool convection is enhanced in August. Therefore, the third category results from the combined effects of tropical Indian Ocean forcing and local air–sea interaction in the warm pool.

Keywords Warm pool convection, Inter-monthly variation, Local air−sea interaction, Tropical Indian Ocean, ENSO

1 引言

热带西太平洋是全球海表温度最高的海域，在次表层以上存在全球海洋最暖的水团，称之为西太平洋暖池。在北半球夏季期间，暖池上空存在强烈的对流活动，其异常变化对东亚和西太平洋地区气候有重要影响。在气候平均状况下，暖池对流在南海夏季风爆发之后开始逐渐增强并向东北扩展。在 7 月中下旬，暖池对流突然增强并向东北方向移动，西北太平洋夏季风开始，长江流域到日本一带梅雨结束，东亚地区进入盛夏期（Ueda et al., 1995; Suzuki and Hoskins, 2009; 苏同华和薛峰, 2010）。观测分析还表明，暖池对流的年际变化也同样影响到东亚夏季风的异常变化，当对流偏强时，西太平洋出现气旋异常，西太平洋副热带高压偏东，对流偏弱时相反。暖池对流与东亚夏季风之间形成一种遥相关型，这与暖池对流变化产生的 Rossby 波向中高纬度传播有关（Nitta, 1987; 黄荣辉和孙凤英, 1994; Lu, 2001; Xue et al., 2017）。

暖池对流变化受到热带海温异常强迫特别是 ENSO（El Niño and South Oscillation）循环的影响。在 ENSO 循环的不同位相，暖池对流呈现出不同的异常变化。在 El Niño 发展年夏季，中东太平洋海温偏高，由于 Gill 型强迫影响，暖池对流偏强；在 El Niño 衰减年夏季，热带印度洋海温偏高，对流偏强，通过 Kelvin 波东传抑制了暖池对流发展（Xie et al., 2009; Xue et al., 2018）；在 La Niña 年，暖池海温偏高，对流偏强（Xue and Zhao, 2017）。因此，暖池对流变化在 ENSO 循环影响东亚夏季风的过程中起到桥梁的作用。

以上研究主要关注于夏季平均，但实际上暖池对流变化的主导周期为 30～60 d，因而在 6～8 月期间暖池对流还存在显著的季节内变化。本文所关注的月际变化是季节内变化的一种时间尺度，具体指月平均异常值从一个月到另一个月之间的变化。虽然 ENSO 对夏季平均对流异常起到显著影响，但也存在一定程度的月际变化，如 El Niño 年最大异常在 8 月，而 La Niña 年则在 7 月（Xue and Zhao, 2017; Xue et al., 2018）。此外，若暖池对流月际之间存在显著的正负异常转变，则夏季平均异常可能很弱，因而仅从夏季平均结果中难以发现暖池对流变化的异常信号。相对于夏季平均而言，目前对暖池对流的月际变化尚缺乏系统性研究。为此，本文基于 1979～2018 年的观测资料和再分析资料，首先给出暖池对流显著月际变化的定义，据此分析了各类月际变化的过程和物理机制，希望为暖池对流的月际变化预测和相关的东亚夏季风预测提供观测依据和理论基础。

2 资料和方法

本文使用美国国家海洋和大气管理局提供的卫星观测向外长波辐射（Outgoing longwave radiation, OLR）来表示暖池对流的强弱变化（Liebmann and Smith, 1996），分辨率为 2.5°（纬度）×2.5°（经度），月平均海表温度来源同上，分辨率为 2°（纬度）×2°（经度）（Huang et al., 2017），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和向下太阳辐射通量，分辨率分别为 2.5°（纬度）×2.5°（经度）和 1.904°（纬度）×1.875°（经度）（Kanamitsu et al., 2002）。此外，使用 Niño3.4 指数来鉴别 El Niño 和 La Niña 事件

及其强度，该指数定义为（5°S～5°N，170°W～120°W）区域平均的海表温度异常。通常当该指数大于 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）。上述资料时间统一取为 1979～2018 年，共 40 年。

暖池对流取为（10°N～20°N，110°E ～150°E）区域平均的 OLR 值，OLR 负异常表示对流增强，正异常表示对流减弱，这里的纬向范围较 Lu（2001）定义的略小，主要是考虑到在很多年份 OLR 异常在 150°E 以东与其西部有较大差异。图 1 为标准化 6～8 月暖池 OLR 异常的时间序列，除年际变化外，暖池对流还呈现出月际变化。这里定义显著的月际变化为：1）OLR 逐月平均异常绝对值超过 0.5 个标准差，以保证月平均有足够的异常变化；2）相邻月份之间 OLR 异常有从正到负或从负到正的转变。上述两个条件保证了月际之间变化的绝对值超过 1 个标准差，所以称之为显著的月际变化。

根据图 1 的结果，暖池对流显著的月际变化可以分为如下 3 类：1）OLR 异常在 6 月和 8 月为正，但 7 月为负，典型的年份有 1984 年、1985 年和 2004 年；2）与 1）中的变化过程完全相反，即 OLR 异常在 6 月和 8 月为负，但 7 月为正，典型的年份有 1996 年和 2006 年；3）OLR 异常在 6 月和 7 月为正，但 8 月为负，典型的年份有 1992 年、2007 年和 2016 年。前两类有完全相反的月际变化，即从正变负又从负变正或者完全相反，而第三类仅从正变负，因此第三类月际变化总体上较弱。由于符合上述标准的年份相对较少，以下我们以个例分析为主来研究暖池对流月际变化的成因。

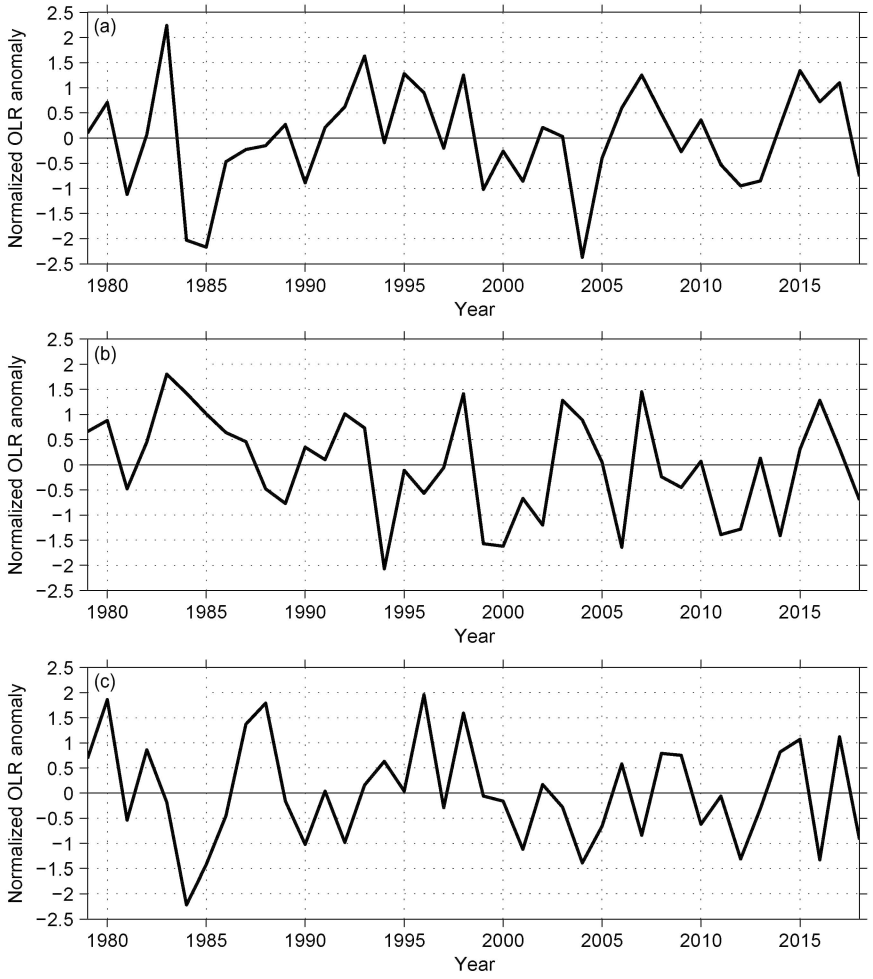

图 1　1979~2018 年标准化暖池向外长波辐射异常：（a）6 月；（b）7 月；（c）8 月

Fig. 1　Normalized outgoing longwave radiation (OLR) anomaly over the warm pool during 1979–2018: (a) Jun; (b) Jul; (c) Aug

3 暖池对流的第一类月际变化

根据图 1 的结果，第一类显著月际变化共有 3 年，即 1984 年、1985 年和 2004 年，其中 1984 年最为显著，因此以 1984 年为主来分析其变化过程。图 2 为这三年月平均 Niño3.4 指数的演变，可见 1984 年和 1985 年为 La Niña 年，而 2004 年为 El Niño 发展年，除 1985 年个别月份外，从冬季到夏季的 Niño3.4 指数绝对值均低于 1°C，表明 ENSO 强迫较弱。此外，这三年海温异常呈现出一个共同特征，即春季暖池海温偏高，这为 6 月对流发展提供了热力基础。

如图 3a 所示，1984 年 5 月南海到菲律宾以东海温偏高，而近赤道和台湾以东洋面海温偏低。受 5 月暖池海温偏高的影响，6 月暖池对流开始发展，OLR 最大负异常位于南海中部，中心低于−30 W/m^2，而两侧海温较低的区域 OLR 为正异常，但 OLR 负异常中心与正海温异常中心并不一致，这是因为南海海温要高于菲律宾以东，南海对流发展较早（图 4a）。另一方面，由于 6 月暖池对流偏强，云量增多，造成到达海表的太阳辐射减弱。如图 4d 所示，南海到菲律宾以东地表向下太阳辐射

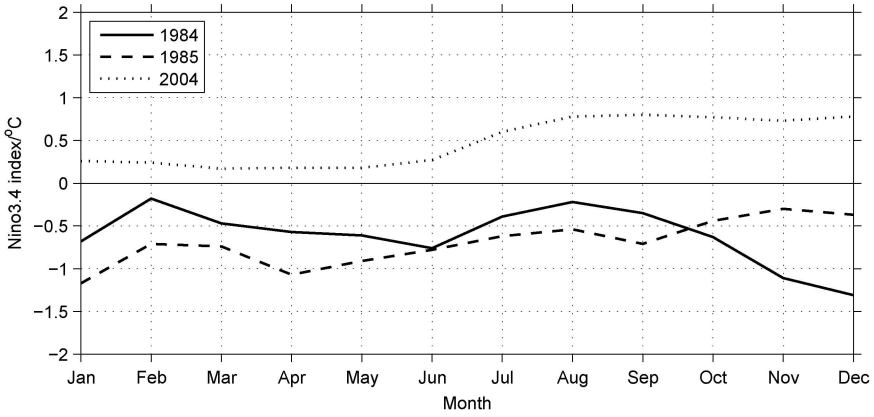

图 2 1984 年、1985 年和 2004 年月平均 Niño3.4 指数

Fig. 2 Monthly mean Niño3.4 index in 1984, 1985, and 2004

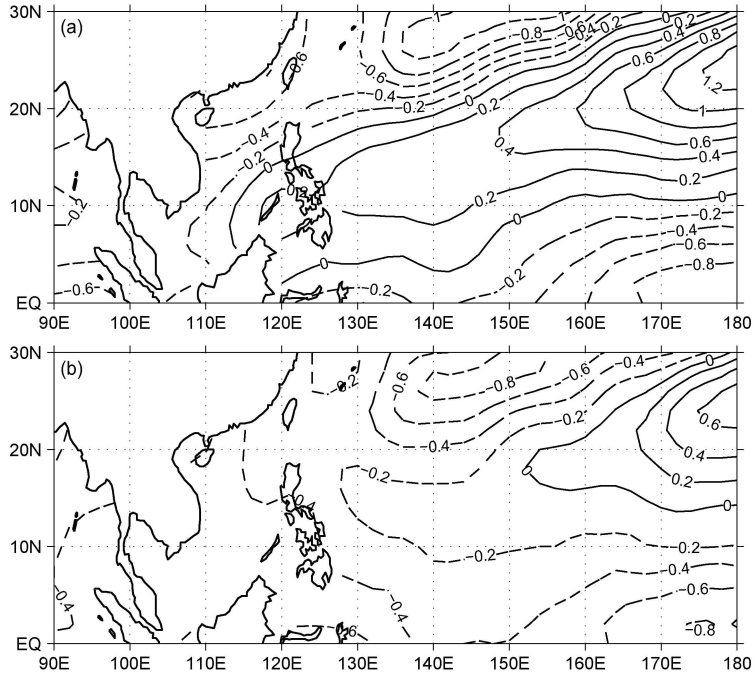

图 3 1984 年月平均海表温度异常（单位：°C）：（a）5 月；（b）6 月

Fig. 3 Sea surface temperature (SST) anomaly (°C) in 1984: (a) May; (b) Jun

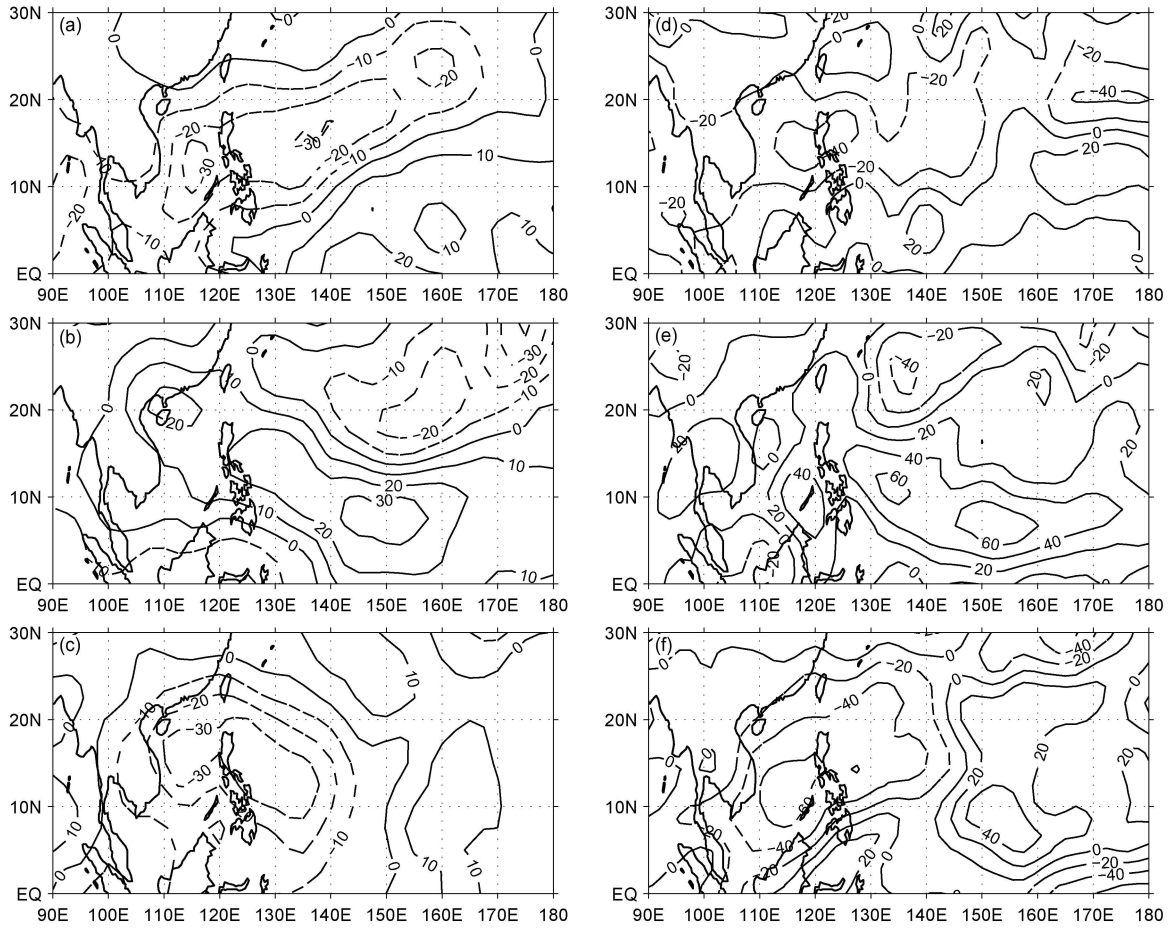

图 4　1984 年月平均向外长波辐射异常（左列，单位：W/m^2）和地表向下太阳短波辐射异常（右列，单位：W/m^2）：（a、d）6 月；（b、e）7 月；（c、f）8 月

Fig. 4　Monthly mean OLR anomaly (left panel, units: W/m^2) and downward solar radiation flux anomaly at the surface (right panel, units: W/m^2) in 1984: (a, d) Jun; (b, e) Jul; (c, f) Aug

通量为负异常，中心位于菲律宾附近，低于－40 W/m^2。由于辐射和海表温度之间的相互作用（Lau and Nath, 2009; Lu and Lu, 2014; Hu and Wu, 2016），6 月菲律宾以东海温转变为负异常（图 3b），表明 6 月海温开始降低。此外，我们还注意到 160°E 以东以及 20°N 以北海域，仍维持 5 月的异常，表明对流变化对这些区域海温异常影响较弱。

对应于 6 月暖池海温转变为负异常，7 月暖池对流受到抑制，OLR 转变为正异常，异常超过 20 W/m^2（图 4b）。与 6 月的变化过程相反，7 月暖池对流偏弱能增强入射太阳辐射，暖池大部分地区太阳辐射均明显增强，最大值超过 60 W/m^2（图 4e），太阳辐射的增强促使菲律宾以东大部海域海温明显升高（图 5a），但由于 6 月南海对流发展过强，南海仍维持降温趋势。此外，20°N 以北海域海温的急剧上升是由 6～7 月间太阳北移的年循环造成的，而与暖池对流变化无关。与 6 月暖池对流发展的过程类似，受 7 月暖池海温上升影响，8 月对流再度发展，南海到 150°E 一带 OLR 转变为负异常，异常值超过 6 月（图 4c），太阳辐射减弱（图 4f）。因此，8 月海温再次降低（图 5b），但与 6 月类似，变温中心与 OLR 异常中心并不一致。

在上述 OLR 月际变化过程中，前期暖池海温偏高触发了 6 月对流发展，而局地海气相互作用则在 6～8 月变化中起到关键作用。具体过程可归纳如下，6 月对流发展使太阳辐射减弱，造成局地海温降低，抑制了 7 月对流发展，太阳辐射增强，促使局地海温再次升高，因而 8 月暖池对流再度发展，在此过程中形成了第一类月际变化。1985 年和 2004 年的月际变化与 1984 年大体类似，但由

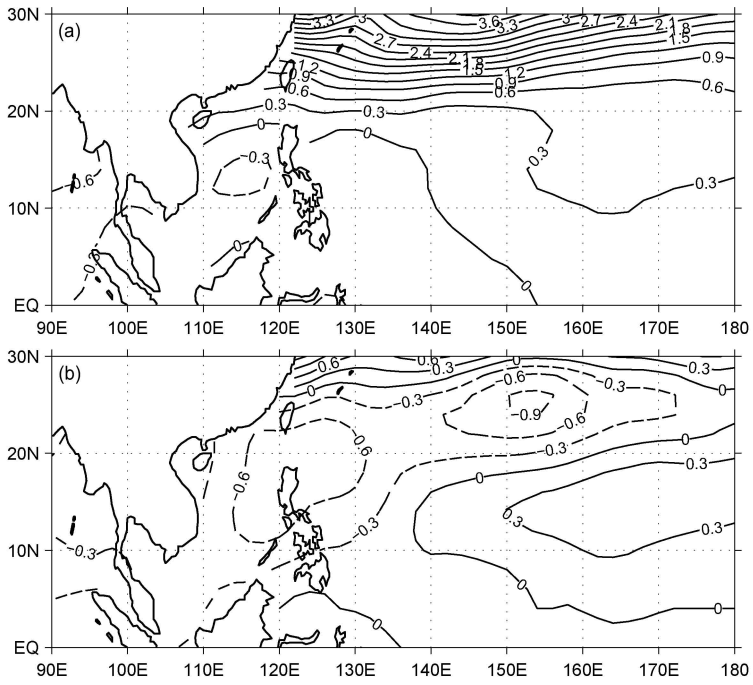

图 5 1984 年海表温度月际差异（单位：℃）：（a）7 月减 6 月；（b）8 月减 7 月

Fig. 5 Monthly SST departure (℃) in 1984: (a) Jul minus Jun; (b) Aug minus Jul

于 1985 年 La Niña 信号略强，南海对流在 5 月已经开始发展，月际变化不如 1984 年显著。

4 暖池对流的第二类月际变化

第二类月际变化的转变过程与第一类完全相反，OLR 在 6 月和 8 月为正异常而 7 月为负异常，典型的年份有 1996 年和 2006 年，但月际变化较第一类明显偏弱。图 6 为这两年 Niño3.4 指数的演变，1996 年为 La Niña 年而 2006 年为 El Niño 发展年。从冬季到夏季，Niño3.4 指数绝对值均低于 1°C，4～8 月期间低于 0.5°C，因此 ENSO 强迫对暖池对流的影响比第一类更弱。由于 2006 年月际变化较 1996 年显著，以 2006 年为例来分析第二类月际变化的过程。

图 7a 为 2006 年 5 月海温异常分布，南海到菲律宾以东为弱的负异常，但异常很弱，仅南海部分区域达到－0.2°C，台湾以东洋面存在一个显著的正异常中心，其他区域异常均较弱。对应于上述海温异常分布，2006 年 6 月暖池地区出现较弱的 OLR 正异常，但仅个别区域达到 10 W/m^2（图 8a）。与第一类中海温和对流变化过程类似，6 月对流偏弱造成 5～6 月之间暖池海温上升（图 7b），升温幅度约为 0.6°C，但 20°N 以北的显著升温则与暖池对流变化无关。由于 6 月海温上升的影响，7 月暖池对流明显增强，OLR 最大负异常低于－30 W/m^2（图 8b）。与 5～6 月的变化过程相反，由于 7 月对流增强的影响，6～7 月间暖池海温降低（图 7c），降温幅度约为－0.6°C，因而 8 月暖池对流再次受到抑制，OLR 异常分布与 6 月相似，异常强度也很弱。

因此，第二类月际变化的机理与第一类相似，即月际变化是由暖池地区局地海气相互作用造成的。但与第一类相比，由于海温异常较弱，月际变化不如第一类显著。1996 年的变化与 2006 类似，但不如后者明显。

5 暖池对流的第三类月际变化

与前两类不同的是，第三类月际变化仅发生在 7～8 月之间，OLR 表现出由正异常到负异常的单向变化，但 7～8 月之间的异常转变非常显著，其中典型的年份有 1992 年、2007 年和 2016 年。图 9 表明这三年均为 El Niño 衰减年，其中 1 月 Niño3.4 指数分别为 1.8°C、0.7°C 和 2.6°C，3 个 El Niño 事件的强度有显著差异，表明第三类月际变化与 El Niño 的衰减位相有关，但与强度关系不大。已有研究表明，当 El Niño 衰减之后，热带印

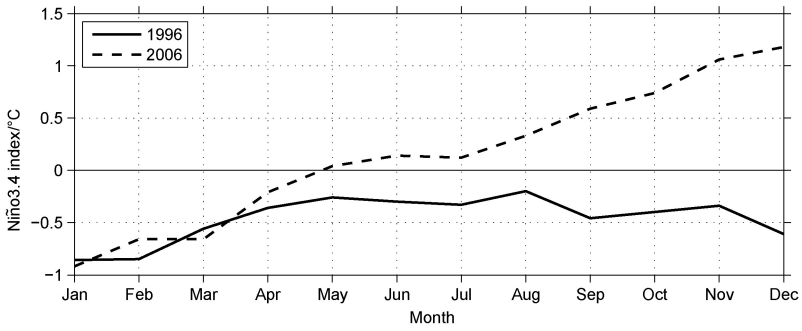

图 6　1996 年和 2006 年月平均 Niño3.4 指数

Fig. 6　Monthly mean Niño3.4 index in 1996 and 2006

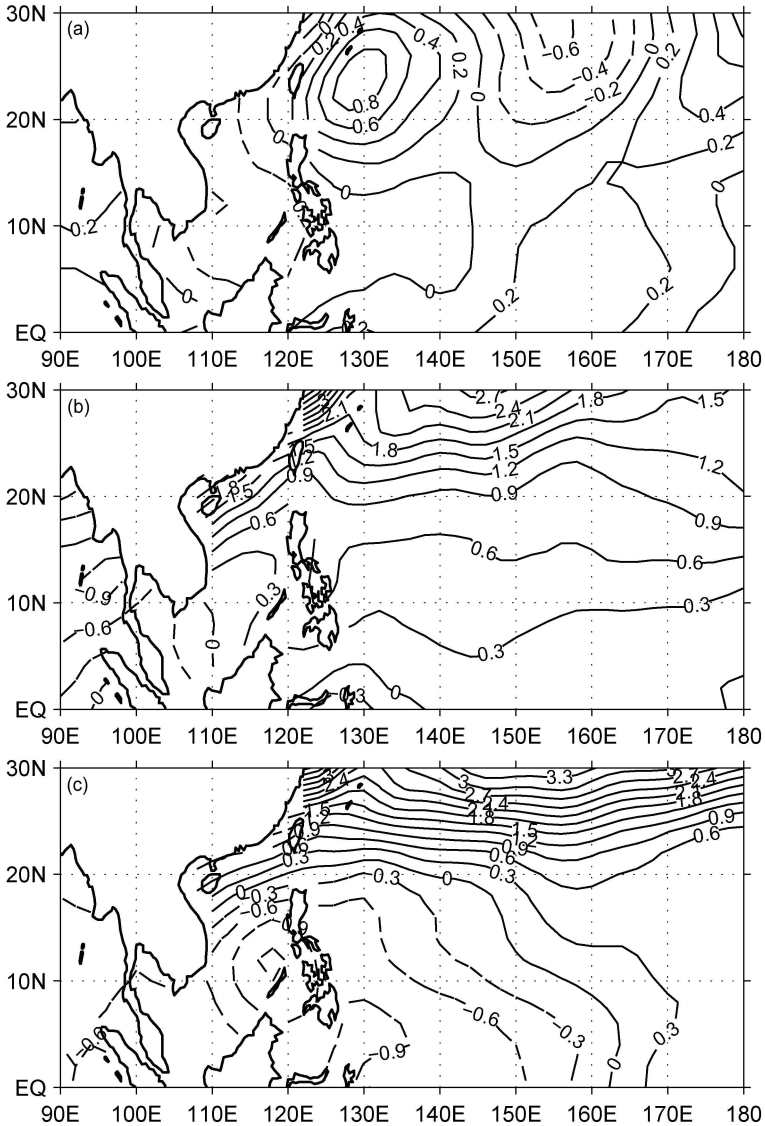

图 7　2006 年（a）5 月海表温度异常（单位：°C），（b）6 月与 5 月、（c）7 月与 6 月海表温度差异（单位：°C）

Fig. 7　(a) SST anomaly (°C) in May, (b) Jun minus May SST departure (°C), and (c) Jul minus Jun SST departure (°C) in 2006

度洋开始变暖，引起该地区对流增强，并激发东传的 Kelvin 波引起暖池对流减弱（Xie et al., 2009; Xue et al., 2018），据此可以推断第三类月际变化与印度洋的海温异常有关。鉴于 2016 年的月际变化更为显著，下面我们以该年为主来分析第三类月际变化。

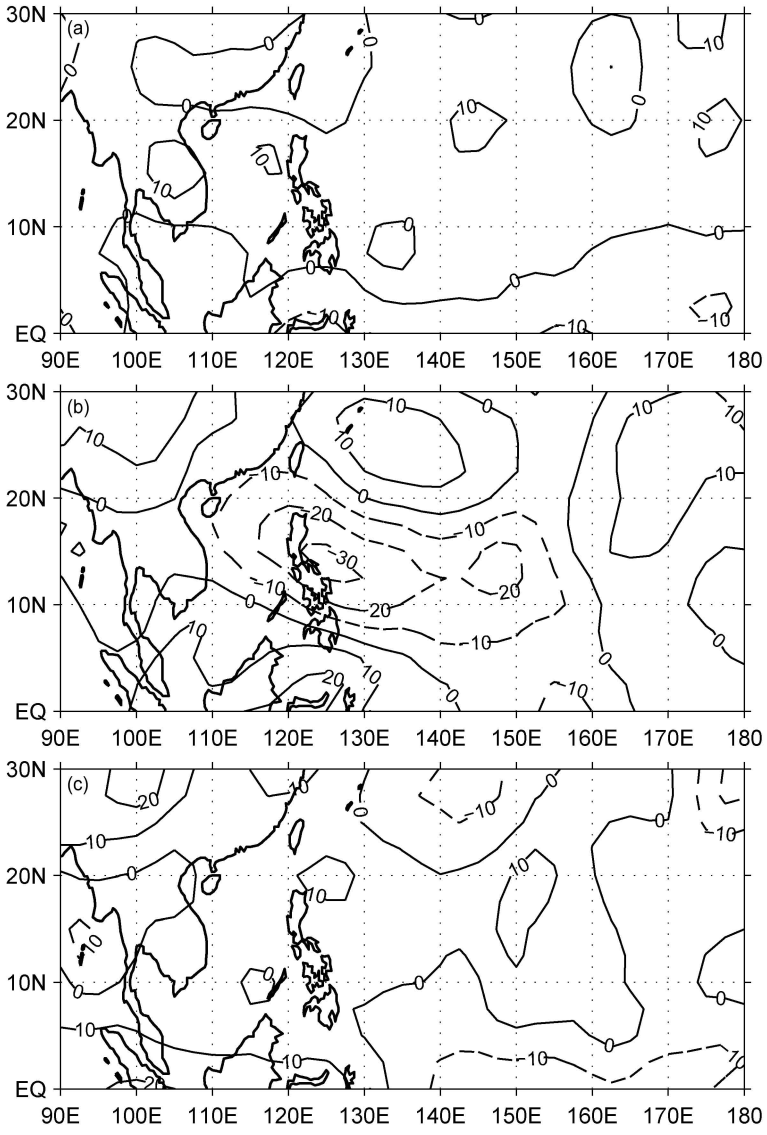

图 8　2006 年月平均向外长波辐射异常（单位：W/m^2）：（a）6 月；（b）7 月；（c）8 月

Fig. 8　Monthly mean OLR anomaly (W/m^2) in 2006: (a) Jun; (b) Jul; (c) Aug

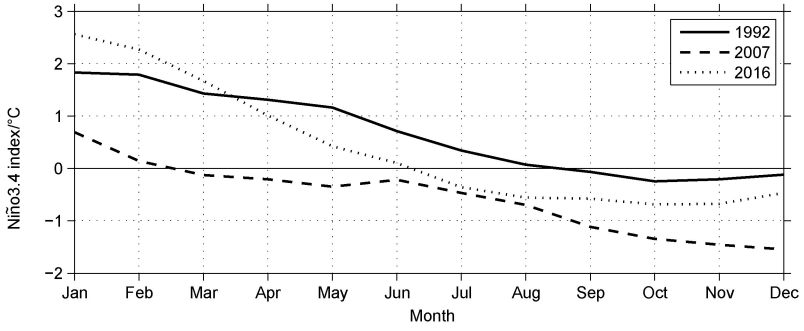

图 9　1992 年、2007 年和 2016 年月平均 Niño3.4 指数

Fig. 9　Monthly mean Niño3.4 index in 1992, 2007, and 2016

随着 2016 年强 El Niño 事件从冬季到夏季的衰减，热带印度洋到西太平洋明显变暖。图 10 为 2016 年 5 月海表温度异常分布，从印度洋到菲律宾以东约 140°E 均为显著正异常，南海和阿拉伯海大部分海域异常超过 0.8°C，台湾以东洋面超过 1.0°C，在 145°E 以东存在一个较弱的负异常。由

于 5 月印度洋变暖的影响，6～7 月印度附近 OLR 为明显的负异常（图 11a 和 11b），OLR 负异常中心随印度夏季风变化明显北移，6 月位于印度南端，7 月则位于印度西北部。受印度附近对流增强的影响，6～7 月菲律宾以东 OLR 为正异常，暖池对流受到抑制，印度附近和暖池 OLR 异常呈现出明显的反向变化。

另一方面，由于印度附近对流增强的影响，6～7 月间热带印度洋特别是阿拉伯海的海温明显降低（图 10b 和 10c），5～6 月间变温中心位于东非沿海，低于－2.0°C，6～7 月间变温中心北移至阿拉伯半岛沿海，低于－2.5°C。与此相反，由于 6～7 月暖池对流偏弱，该海域海温则持续升高。但需要指出的是，5～6 月 15°N 以北（图 10b）和 6～7 月 20°N 以北（图 10c）暖池海温的升高主要与太阳北移造成的年循环有关。

8 月的情况则与 6～7 月有很大不同，由于热带印度洋特别是阿拉伯海海温明显降低，8 月印度附近的对流明显减弱，OLR 正异常超过 10 W/m^2（图 11c）。另一方面，由于暖池海温在 6～7 月持续升高，8 月暖池对流开始显著增强，OLR 负异常中心位于 160°E，低于 −40 W/m^2，南海到 150°E 一带 OLR 负异常也低于−10 W/m^2。需要强调的是，尽管 8 月印度附近和暖池 OLR 异常也呈现相反变化，但 8 月暖池对流增强是在前期海温升高的背景下，由局地海气相互作用影响下造成的，其物理机制与第一类和第二类月际变化类似，但与印度附近对流减弱无关，二者之间缺乏必要的物理联系。换言之，印度附近对流增强可以影响到暖池对流减弱，但相反的情况却不成立。

与前两类月际变化不同，第三类月际变化发生在 El Niño 衰减年夏季，其变化与热带印度洋和暖池地区的局地海气相互作用有关，6～7 月暖池对流减弱与印度洋变暖造成的对流增强有关，而 8 月暖池增强则是在前期海温升高之后由局地海气相互作用造成的。此外，2007 年的情况与 2016 年大体

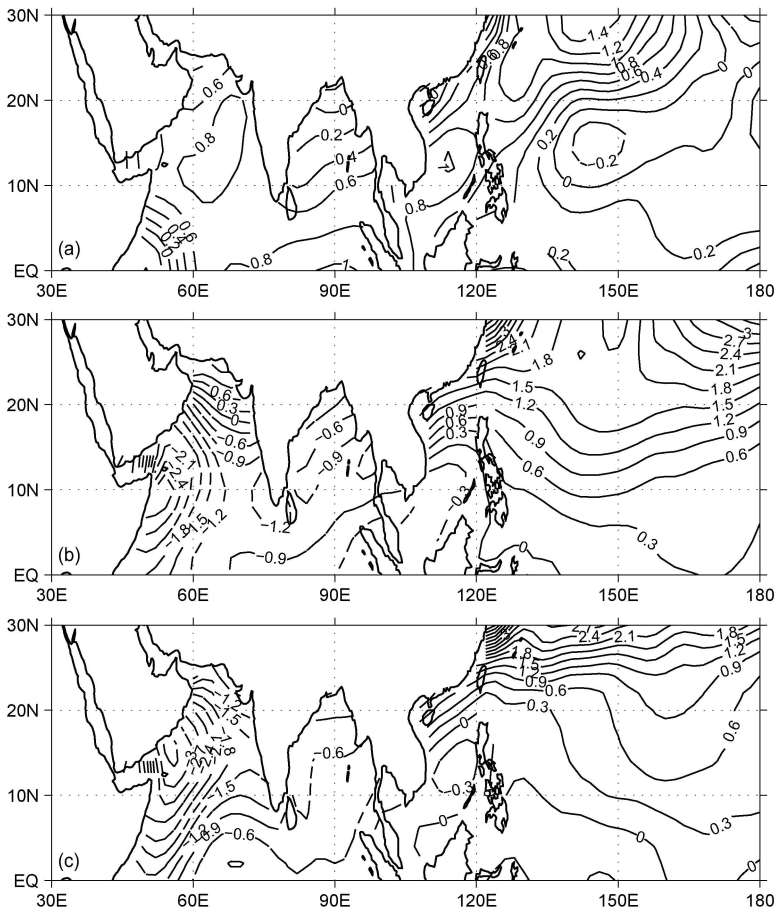

图 10　同图 7，但为 2016 年

Fig. 10　Same as Fig. 7, but for 2016

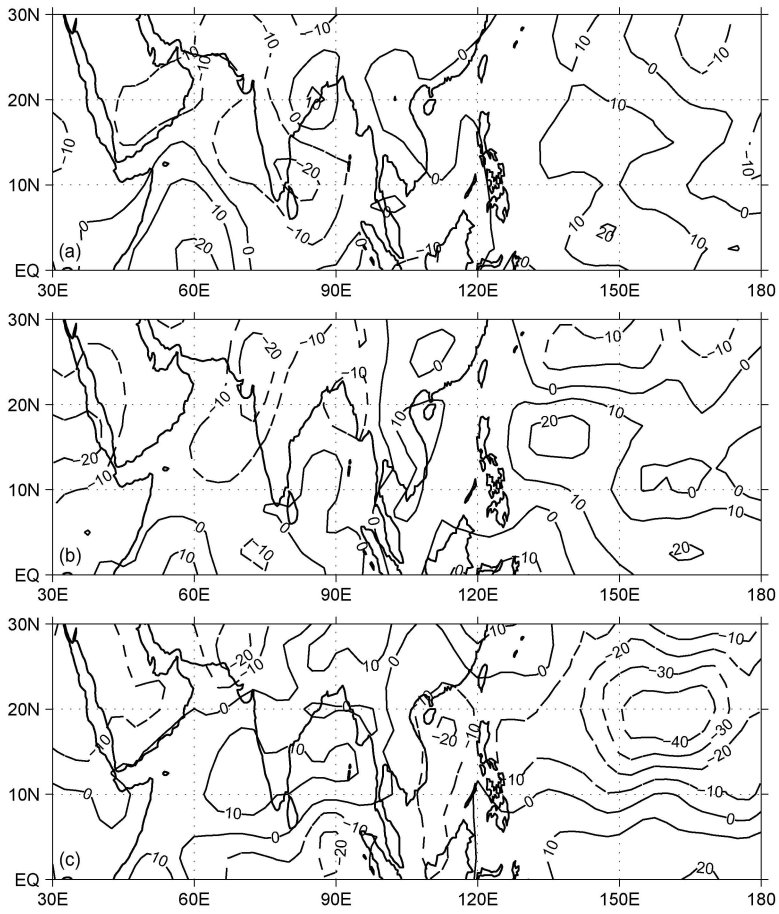

图 11 2016 年月平均向外长波辐射异常（单位：W/m^2）：（a）6 月；（b）7 月；（c）8 月

Fig. 11 Monthly mean OLR anomaly (W/m^2) in 2016: (a) Jun; (b) Jul; (c) Aug

相同，但 1992 年春季暖池海温显著偏低，对该年 6～7 月暖池对流减弱也有一定影响。但总体上看，印度洋偏暖引起的对流增强对暖池对流的影响要大于前期当地海温偏低的影响。

6 小结和讨论

基于 1979～2018 年期间观测的向外长波辐射资料和其他再分析资料发现，西太平洋暖池对流存在 3 类显著的月际变化。第一类表现为 OLR 6 月和 8 月为负异常，而 7 月为正异常，暖池对流从 6 月偏强转变为 7 月偏弱，而 8 月再次转变为偏强的过程，第二类月际变化过程与第一类完全相反，但转变强度较弱。与前两类不同的是，第三类月际变化仅发生在 7～8 月之间，对流从偏弱转变为偏强。这三类月际变化的发生与 ENSO 循环位相和强度有关，其中第一类和第二类发生在较弱的 La Niña 年和 El Niño 发展年，ENSO 强迫较弱，而第三类则发生在 El Niño 衰减年，ENSO 强迫较强。

第一类和第二类月际变化的发生与春季暖池海表温度异常有关。当 5 月暖池海温偏高时，6 月暖池对流偏强，偏强的对流造成太阳辐射减弱，暖池海温降低，进而抑制了 7 月对流发展，而偏弱的对流造成太阳辐射增强，反过来促使海温升高，因而 8 月对流再次增强，从而形成了第一类月际变化。因此，局地海气相互作用在第一类月际变化过程中起到关键作用，这是一种海温和对流之间的负反馈过程，海温异常超前对流异常约一个月。第二类月际变化与第一类相反，5 月暖池海温呈现较弱的负异常，不利于 6 月对流发展，6～8 月之间对流和海温的异常变化与第一类大体相反，但变化机理相同，由此形成了第二类月际变化。

与前两类完全不同，第三类月际变化发生在 El Niño 衰减年，ENSO 强迫的信号很强，热带海温异常分布也与前两类有很大差异。当 El Niño 在热带太平洋衰减之后，热带印度洋海温明显升高，

偏高的海温造成 6～7 月印度附近对流增强，通过 Kelvin 波东传抑制了暖池对流发展，形成了印度洋和暖池对流的反向异常变化。与暖池对流和海温之间的变化类似，6～7 月对流偏强也促使局地海温降低，造成该地区 8 月对流减弱。与印度洋地区的变化相反，6～7 月暖池对流减弱促使该海域海温上升，8 月对流开始增强，从而形成了第三类月际变化。因此，第三类月际变化与印度洋和暖池地区的局地海气相互作用有关，其中海温偏高造成的对流偏强起到主动作用，而与海温偏低相关的对流偏弱则是一个被动的角色。

第二类月际变化过程与第一类完全相反，但在实际大气中难以发现与第三类完全相反的月际变化，即 OLR 在 6 月和 7 月为显著负异常，8 月为显著正异常，这与西太平洋暖池 7～8 月之间的季节内变化有关。7 月下旬之后，暖池对流增强东扩，这种变化有利于对流增强而不是减弱。另外，暖池对流增强造成西南夏季风环流减弱，印度夏季风与东亚夏季风的联系开始明显减弱，也不利于印度附近对流对暖池对流的抑制（薛峰和苏同华, 2018）。在 1979～2018 年间，仅个别年份出现 7 月 OLR 显著负异常转变为 8 月的显著正异常，但 6 月异常很弱，如 1994 年 7 月 OLR 异常为−2.1，8 月为 0.6，转变过程与第三类月际变化类似。

文中第三类月际变化的 3 个个例均发生在 El Niño 衰减年，但我们同时注意到，并非所有衰减年都有显著的月际变化，如 1998 年 6～8 月 OLR 均为显著正异常，8 月异常最强，但月际之间并无正负异常的转变。在这些年份，热带印度洋和热带北大西洋均显著偏暖，二者的共同作用造成暖池对流在 6～8 月一致偏弱（Lu and Dong, 2005; 薛峰等, 2018）。此外，如果 La Niña 信号很强，OLR 在 6～8 月均为负异常，最显著异常在 7 月，月际变化也不明显。在此情况下，虽然局地海气相互作用在 6～8 月的对流变化中也能起到一定作用，但暖池对流异常主要受控于 La Niña（Xue and Zhao, 2017）。

鉴于暖池对流异常变化对东亚夏季风有重要影响，上述研究结果对提高东亚夏季风的月际预测水平有重要意义。目前，由于 ENSO 预测水平的提高，东亚夏季风的季度预测已经取得很大进步，但季节内预测包括月际预测仍处在较低水平。从本文的研究结果看，除 ENSO 循环的背景包括位相和强度外，暖池地区局地海气相互作用是影响对流月际变化的一个强信号，在 3 类显著月际变化中均起到关键作用，需要进一步加强研究。

参考文献（References）

Hu W T, Wu R G. 2016. Air−sea interaction in association with monthly anomaly departure over the western North Pacific and tropical Indian Ocean during the spring-to-summer transition [J]. J. Climate, 29(6): 2095−2108. doi:10.1175/JCLI-D-15-0461.1

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

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

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

Lau N C, Nath M J. 2009. A model investigation of the role of air−sea interaction in the climatological evolution and ENSO-related variability of the summer monsoon over the South China Sea and western North Pacific [J]. J. Climate, 22(18): 4771−4792. doi:10.1175/2009JCLI2758.1

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. 2001. Atmospheric circulations and sea surface temperatures related to the convection over the western Pacific warm pool on the interannual scale [J]. Adv. Atmos. Sci., 18(2): 270−282. doi:10.1007/s00376-001-0019-z

Lu R Y, Lu S. 2014. Local and remote factors affecting the SST−precipitation relationship over the western North Pacific during summer [J]. J. Climate, 27(13): 5132−5147. doi:10.1175/JCLI-D-13-00510.1

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

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

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, 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

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

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

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

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 (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 105pp.

Xue F, Dong X, Lin R P. 2017. Two anomalous convective systems in the tropical western Pacific and their influences on the East Asian summer monsoon [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 10(4): 319−324. doi:10.1080/16742834.2017.1328969

Xue F, Dong X, Fan F X. 2018. Anomalous western Pacific subtropical high during El Niño developing summer in comparison with decaying summer [J]. Adv. Atmos. Sci., 35(3): 360−367. doi:10.1007/s00376-017-7046-x

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