

韦圣标, 陈昇, 王鑫. 2018. 副热带北太平洋 SST 在 ENSO 冷暖位相转变中的作用 [J]. 气候与环境研究, 23 (4): 453–462. Wei Shengbiao, Chen Sheng, Wang Xin. 2018. The influence of SST in subtropical North Pacific on the warm–cold phase transition of ENSO [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 23 (4): 453–462, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17062.

副热带北太平洋 SST 在 ENSO 冷暖位相转变中的作用

韦圣标^{1,2} 陈昇¹ 王鑫¹

1 中国科学院南海海洋研究所热带海洋环境国家重点实验室, 广州 510301

2 中国科学院大学, 北京 100049

摘要 2015/2016 年发生的极端 El Niño 事件, 与 1997/1998 年 El Niño 事件具有可比拟的强度, 但是 2016 年事件转变为弱 La Niña, 而 1998 年事件则为强 La Niña。本文通过对比这两次极端 El Niño 事件, 揭示其转变为不同强度 La Niña 事件的物理机制。混合层热收支分析的结果表明, 在 El Niño 衰减年的 4~11 月, 2016 年平流反馈和温跃层反馈相对较弱, 混合层温度衰减速率慢, 其产生的主要原因是赤道中西太平洋的东风异常较弱。进一步分析表明, 赤道中西太平洋的东风异常与副热带东北太平洋的海表温度异常 (SSTA) 有关, 该地区的 SST 在 1998 年表现为冷异常, 2016 年为暖异常。副热带东北太平洋冷的 SSTA 有利于信风加强, 从而加强中西太平洋的东风异常; 而暖的 SSTA 使得赤道以北出现西南风异常, 从而削弱中西太平洋的东风异常。此外, 合成分析也表明, 副热带东北太平洋 SSTA 与转变的 La Niña 的强度具有关联, El Niño 转变为强 La Niña 的情况在位相转变期伴随着副热带北太平洋冷的 SSTA, 而 El Niño 转变为弱 La Niña 的情况没有明显的冷 SSTA。

关键词 ENSO 位相转变 混合层 热收支 副热带太平洋

文章编号 1006-9585 (2018) 04-0453-10

中图分类号 P466

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17062

The Influence of SST in Subtropical North Pacific on the Warm–Cold Phase Transition of ENSO

WEI Shengbiao^{1,2}, CHEN Sheng¹, and WANG Xin¹

1 State Key Laboratory of Tropical Oceanography, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract The strength of the extreme El Niño episode during 2015/2016 is comparable to that of the 1997/1998 super El Niño. However, the 2016 event was followed by a weak La Niña, while the 1998 event was followed by a strong one. This paper tries to reveal the causes for La Niña events that have different strengths by comparing the two extreme El Niño cases. The mixed layer heat budget analysis shows that during April–November of the El Niño decaying year, the zonal advection feedback and thermocline feedback in 2016 were relatively weak, which weakened the mixed layer temperature decaying rate. The weaker than normal easterly wind anomalies over the western-central equatorial Pacific are the main reasons for the above phenomena. Further analysis reveals that the easterly anomalies over the

收稿日期 2017-04-05; 网络预出版日期 2017-06-15

作者简介 韦圣标, 男, 1989 年出生, 硕士研究生, 主要从事海气相互作用研究。E-mail: shbwei@scsio.ac.cn

通讯作者 陈昇, E-mail: chensheng@scsio.ac.cn

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项 XDA11010403, 中国科学院国家外国专家局创新团队国际合作伙伴计划, 国家自然科学基金项目 41422601、41376025

Funded by the Strategic Priority Research Program of the Chinese Academy of Sciences (Grant XDA11010403), the CAS/SAFEA International Partnership Program for Creative Research Teams, National Natural Science Foundation of China (Grants 41422601 and 41376025)

western-central equatorial Pacific are related to sea surface temperature anomalies in the subtropical Northeast Pacific (STNEP). While the SSTA in STNEP was negative in 1998, it was positive in 2016. Negative SSTA in the STNEP is favorable for the strengthening of trade winds, and thus the strengthening of easterlies over the western-central equatorial Pacific. In contrast, positive SSTA in the STNEP induces southwesterly wind anomalies through the WES (Wind-Evaporation-SST) feedback and thus suppresses the easterly over the western-central equatorial Pacific. In addition, composite analysis also confirms that the SSTA in the subtropical Northeast Pacific is related to the phase transition of ENSO, that is, the case of El Niño-strong La Niña is accompanied by negative SSTA in the STNEP during its phase transition period, while no obvious negative SSTA in STNEP is observed during the case of El Niño-weak La Niña.

Keywords ENSO phase transition, Mixed Layer, Heat budget, Subtropical Pacific

1 引言

厄尔尼诺—南方涛动 (El Niño–Southern Oscillation, ENSO) 是指热带太平洋海面温度与大气环流之间的时间尺度约为 2~7 a 的大型海气耦合振荡现象, 是年际尺度上最强的海气相互作用过程。通过海洋过程和大气遥相关, 它对全球的气候都有显著的影响 (Alexander et al., 2002; McPhaden et al., 2006)。ENSO 的暖位相 (El Niño) 和冷位相 (La Niña) 一般交替发生形成循环振荡, 国内外学者已提出多种理论来解释这种循环机理, 其中被广泛接受的有延迟振子理论 (Suarez et al., 1988; Battisti and Hirst, 1989)、充电振荡理论 (Jin, 1997) 和西太平洋振子理论 (Wang et al., 1999) 等。延迟振子理论强调海洋波动的反馈机制, 该理论认为赤道地区东传的 Kelvin 波和赤道外地区西传的 Rossby 波在边界反射并交替转换, 形成 ENSO 循环。充电振荡理论强调海洋上层热容量输送机制, 在 El Niño 期间, 海洋上层热容量向极输送, La Niña 期间向赤道输送, 形成 ENSO 循环。西太平洋振子理论强调西太平洋模态在 ENSO 循环中的耦合作用, 西太平洋赤道外地区冷的海表温度异常和反气旋异常, 会引起赤道西太平洋表面风的异常, 从而影响着 ENSO 的循环。

虽然 ENSO 具有明显循环振荡的特征, 但 ENSO 循环在多个方面表现出显著的不规律性。ENSO 循环的冷暖位相在强度和持续时间上具有明显的差异 (Okumura and Deser, 2010; Su et al., 2010; Chen et al., 2016), 如 El Niño 的强度比 La Niña 更强; El Niño 通常会在次年紧随着发生 La Niña, 而 La Niña 倾向于持续较长的时间 (2~3 a), 下一次 El Niño 的发生通常需要外部强迫 (Kessler, 2002), 比如季节内振荡可能是 El Niño 发生的重要激发机

制 (李崇银和周亚萍, 1994; 董兆俊等, 2002)。以往关于 ENSO 循环的研究多关注于暖位相, 如 Lee et al. (2014) 利用 EOF (Empirical Orthogonal Function) 分析指出, El Niño 具有不同的演变特征: 强 El Niño 倾向于持续到北半球的春季, 弱的 El Niño 倾向于快速转变为 La Niña, 晚出现的 El Niño 倾向于持续更长时间并激发另一个 El Niño。强度很强的极端 El Niño 事件具有不同于其它事件的特征 (Cai et al., 2014, 2015), 如在极端 El Niño 期间, 西太平洋暖池异常东移, 相应的大气对流活动进入赤道东太平洋, 而且在全球变暖背景下极端 El Niño 事件发生频率倾向于增高。对于极端 El Niño 事件产生的物理机制, 也存在不同的看法。Kim and Cai (2014) 通过计算混合层热收支发现纬向平流对极端 El Niño 事件的产生 (尤其是在发展初期) 起到重要的作用; Hong et al. (2014) 发现极端 El Niño 事件发生前伴随着一个低层为向赤道流动的横截环流, 此环流是从澳大利亚附近的高压异常剥离, 并入中太平洋的深对流之中, 加强西风异常。近年来, 从海表温度 (Sea Surface Temperature, SST) 暖异常发生的位置, El Niño 被分为东部型 (EP 型) 和中部型 (CP 型), EP 型 El Niño 的 SST 暖异常中心位于赤道东太平洋, CP 型 El Niño 的位于赤道中太平洋, 它们具有不同的发生频率以及气候影响 (Ashok et al., 2007; Kao and Yu, 2009); 并且 EP 型 El Niño 具有明显的循环特征, 通常在其后跟随着 La Niña, 而 CP 型 El Niño 位相转变特征不明显, 它的发生更像偶然事件, 而非循环 (Kao and Yu, 2009)。

对 ENSO 循环不规律的研究不一而足, 然而对 El Niño 到 La Niña 的转变过程以及转变的 La Niña 强度的研究却相对甚少 (Ohba and Ueda, 2007; Kim et al., 2011; Kug and Ham, 2011)。但是 La Niña 作为 ENSO 循环的重要组成部分, 同时也是影响中

国气候的重要因子(陈文, 2002; 袁媛等, 2014), 准确地理解 El Niño 转变 La Niña 的过程对完善理解 ENSO 循环机理, 提高 ENSO 预报技术有重要的科学意义。

2015/2016 年 El Niño 的强度与 1997/1998 年 El Niño 的相当, 但是 1998 年事件转变为强 La Niña, 而 2016 年并没有, 这也在一定程度上表明 ENSO 冷暖位相转变的复杂的关系。本文通过对比这两次极端 El Niño 事件, 揭示其产生不同强度 La Niña 事件的物理机制, 并试图找寻一般情况下影响 El Niño 向强、弱 La Niña 转变物理因子。

2 数据和方法

2.1 数据

本文所采用的数据集有: 海表温度数据为 Hadley 中心海冰海表温度(Hadley centre sea Ice and Sea Surface Temperature, HadISST) 月平均数据集(Rayner et al., 2003), 该数据基于历史上现场船只和浮标的观测, 并融合了卫星观测的数据, 具有 $1^\circ \times 1^\circ$ 经纬度网格分辨率, 时间跨度为 1870~2016 年。海表温度数据还使用到最优插值海表温(Optimum Interpolation Sea Surface Temperature, OISST v2) 日平均数据集(Reynolds et al., 2002), 此再分析数据结合了不同的观测平台(卫星、船只、浮标)的观测资料, 是一个全球范围的数据集, 水平分辨率为 $1/4^\circ$ (纬度) $\times 1/4^\circ$ (经度), 其中观测的空隙通过插值进行填补。次表层温度、海流数据使用全球海洋数据同化系统数据集(Global Ocean Data Assimilation System, GODAS)(Saha et al., 2006)。该数据集是再分析数据, 其水平方向为高斯网格分辨率, 在赤道附近分辨率更高, 垂直方向上具有 40 个不等距层, 时间跨度为 1981~2016 年。海表面风和辐射通量数据使用美国国家环境预报中心—国家大气研究中心(National Centers for Environmental Prediction—National Center for Atmospheric Research, NCEP-NCAR) 再分析数据集(Kalnay et al., 1996), 此数据集的水平分辨率为 2° (纬度) $\times 2^\circ$ (经度), 时间跨度为 1948~2016 年。所有数据异常值的计算都基于 1981~2010 年平均态。

2.2 方法

文本应用了混合层热收支方程来诊断这两次极端 El Niño 事件转变成不同强度 La Niña 事件的原

因。本文诊断 Niño 3.4 区域 ($5^\circ\text{S} \sim 5^\circ\text{N}$, $170^\circ\text{W} \sim 120^\circ\text{W}$), 该地区混合层厚度在 50~70 m, 通过计算发现选取 55 m 时, 热收支方程的闭合性最好, 因此在计算过程中混合层深度为固定值 $H_{\text{HB}}=55$ m。根据 Qu (2003), 混合层的热收支方程可以写为如下形式:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{Q_q}{\rho c_p H_{\text{HB}}} - \mathbf{u} \cdot \nabla T - w_{\text{H}} \frac{T - T_{\text{H}}}{H_{\text{HB}}} + R_{\text{es}}, \quad (1)$$

其中, $\partial T / \partial t$ 为混合层内平均的位温倾向。等式右边第一项代表净辐射通量, Q_q 结合了表面的短波、长波、感热和潜热, 并忽略了穿透混合层底部的短波; $\rho=1035 \text{ kg m}^{-3}$ 为海水密度, $c_p=3989.24 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ 为海水的比热。等式右边第二项代表热量的水平平流, 其中 \mathbf{u} 为二维垂直积分的水平速度向量。等式右边第三项表示进入混合层的热量垂直输送, 其中 w_{H} 为混合层底部的垂向速度。等式右边第四项为余项。

根据 Graham et al. (2014) 的方法, 将上面的方程分解为平均态(以上横线表示)和扰动态(以一撇表示), Huang et al. (2010) 指出非线性过程在海洋过程中特别复杂, 涉及扩散、赤道不稳定波等现象, 需要独立出来分析, 而本文主要通过混合层热收支来定量研究 ENSO 循环中的线性稳定部分, 也即温跃层、平流输送、Ekman 反馈等作用, 因此忽略非线性项及小项, 得到如下的混合层异常热收支方程:

$$\begin{aligned} \left\langle \frac{\partial T'}{\partial t} \right\rangle_{\text{E}} = & - \left(\langle \bar{u} \rangle_{\text{E}} \frac{\partial T'}{\partial x_{\text{E}}} + \langle \bar{v} \rangle_{\text{E}} \frac{\partial T'}{\partial y_{\text{E}}} \right) + \langle Q'_q \rangle_{\text{E}} + \\ & \langle H(\bar{w}_{\text{H}}) \bar{w}_{\text{H}} \rangle_{\text{E}} \left\langle \frac{\partial T'}{\partial z} \right\rangle_{\text{E}} - \langle u' \rangle_{\text{E}} \left\langle \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \right\rangle_{\text{E}} + \\ & \langle H(\bar{w}_{\text{H}}) w'_{\text{H}} \rangle_{\text{E}} \left\langle \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \right\rangle_{\text{E}} + R_{\text{es}}, \quad (2) \end{aligned}$$

其中, $\langle \rangle_{\text{E}}$ 表示区域平均, $\langle \partial T' / \partial z \rangle_{\text{E}} = \langle -(T' - T_{\text{H}}) / H_{\text{HB}} \rangle_{\text{E}}$ 。由于只有从底下进入到混合层的平均平流才影响到混合层温度, 在此引入阶跃函数 $H(\bar{w})$:

$$H(\bar{w}) = \begin{cases} 1, & \bar{w} > 0 \\ 0, & \bar{w} \leq 0 \end{cases} \quad (3)$$

公式(2)等式右边各项分别称为平均纬向和经向海流引起的平流(advection due to mean zonal and meridional current)、热力衰减(thermodynamic damping)、温跃层反馈(thermocline feedback)、平

流反馈 (zonal advective feedback)、Ekman 反馈 (Ekman feedback) 和余项 (residue) (Jin et al., 2006; Graham et al., 2014)。

3 主要结果

3.1 Niño 3.4 指数的时间演变特征

2015/2016 年和 1997/1998 年都出现了超强 El Niño 事件, 它们在成熟位相 (发展年 11 月至衰减年 1 月) 的 Niño 3.4 海表温度异常 (Sea Surface Temperature Anomalies, SSTA) 超过 $2.4\text{ }^{\circ}\text{C}$, 并且它们具有相似的 SSTA 时间演变特征 (见图 1)。由图 1 可见, 它们从发展年 (以 0 表示) 的 5 月至衰减年 (以 +1 表示) 的 4 月的 SSTA 时间演变相近。但是在 5 月 (0) 以前, 以及衰减年的后半年, 它们具有明显的差别。在 11 月 (+1) 的时候, 它们差值已达 $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, 这时 2016 年 Niño 3.4 SSTA 为 $-0.74\text{ }^{\circ}\text{C}$, 转变为弱 La Niña (强度在 $0.5\sim 1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$); 而 1998 年为 $-1.24\text{ }^{\circ}\text{C}$, 转变为强 La Niña (强度大于 $1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$)。此外, 还可以看到, 在 11 月 (+1) 以后, 2015/2016 年事件的 Niño 3.4 SSTA 有回升的趋势, 而 1997/1998 事件保持衰减。

由图 2 赤道太平洋地区的 SSTA 经度—时间剖面图还可以看到, 除了 La Niña 强度上的差别, 它们的 SST 负异常出现的位置也存在差别。2015/2016 年 El Niño 事件冷异常的位置最西位置在日界线附近, 而 1997/1998 年事件冷异常的位置则偏西, 达到 160°E 。

3.2 混合层热收支诊断分析

为揭示 2015/2016 年和 1997/1998 年这两次极端 El Niño 事件转变为不同强度 La Niña 的原因, 利用第 2.2 节的混合层热收支方程对 Niño 3.4 区域 ENSO 位相转换期进行诊断。由于它们在转变 La Niña 过程中, 差别出现在 4 月 (+1) 以后, 因此, 分析的位相转换期为衰减年的 4~11 月。图 3 给出了 Niño 3.4 区域混合层热收支的各项。由图 3 可见, 贡献最大的项为平流反馈、温跃层反馈和热力衰减三项。其中平流反馈和温跃层反馈的贡献为正, 热力衰减的贡献为负。平均的经向和纬向流引起的平流和 Ekman 反馈两项的贡献相对很小, 在此忽略它们的影响。

对比位相转变期的混合层热收支可以看到, 2015/2016 年与 1997/1998 年 El Niño 的混合层温度

倾向的差别明显, 2016 年为 $-0.18\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{month}$, 1998 年为 $-0.35\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{month}$ 。这与图 1 中 Niño 3.4 SSTA 的变化特征相符, 1998 年比 2016 年衰减更快。强的温度倾向主要由于强的平流反馈和温跃层反馈正贡献项引起, 对于 1997/1998 年 El Niño, 这两项都很强 (分别为 $-0.28\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{month}$ 和 $-0.36\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{month}$), 从而温度倾向的值较大, 所以转变的 La Niña 强度高; 而对于 2015/2016 年 El Niño, 由于这两项较弱 (分别为 $-0.08\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{month}$ 和 $-0.15\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{month}$), 所以转变的 La Niña 强度弱。同时 2015/2016 年 El Niño 热力衰减 ($0.13\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{month}$) 的负贡献不太强 (相对于 1997/1998 年 El Niño 的 $0.23\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{month}$), 也有利于其转变为弱 La Niña 事件。

由此可见, 2015/2016 年 El Niño 转变为弱 La Niña, 主要是由于平流反馈和温跃层反馈的作用相对较弱。平流反馈作用表示的是由异常纬向海流引起平均海表温度梯度的纬向平流, 从而引起温度的变化。由于平均纬向温度梯度只与平均态的计算方法有关, 平流反馈的变化取决于异常纬向海流的变化。异常的纬向平流可以分解为与温跃层经向梯度关联的异常地转流和局地风引起的异常 Ekman 流, 并且异常地转流是主要的分量 (Su et al., 2010)。温跃层反馈表示的是由于风应力强迫温跃层的斜率, 引起次表层的温度异常, 通过平均上升流的垂向输运影响表层温度的变化。平流反馈和温跃层反馈相互关联 (Jin and An, 1999), 两者都主要取决于温跃层的变化。温跃层的变化受风异常的强迫, 东西温跃层的倾斜总是与纬向风应力平衡 (Jin, 1997; Jin and An, 1999)。因此, 平流反馈和温跃层反馈都与赤道中西太平洋的纬向东风异常有关。图 4 给出了 2016 年和 1998 年赤道中—西太平洋 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $130^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{W}$) 平均的纬向风异常。可以看到, 在 ENSO 位相转换期, 2016 年的东风异常比 1998 年弱, 从而相应的平流反馈和温跃层反馈也弱。

进一步地, 为了解释在位相转变期 2016 年的西太纬向风异常比 1998 年弱的原因。图 5 给出了 ENSO 位相转换期春季—秋季各季节的 SSTA 及海表面风异常, 图 6 为 1998 年与 2016 年之差。在春季, 热带东太平洋依然为暖海温异常, 但此时 2016 年和 1998 年副热带东北太平洋的 SSTA 具有差别: 2016 年为暖异常, 1998 年为冷异常。对于风场, 在这两年热带西太平洋都出现东风异常, 而在热带

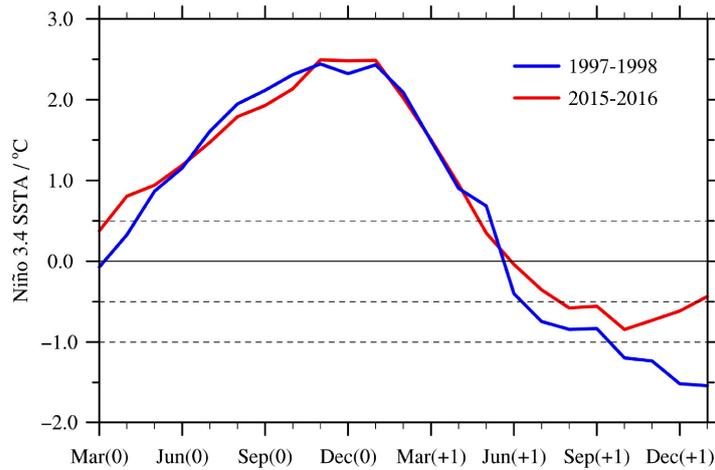


图 1 2015/2016 年和 1997/1998 年 El Niño 事件 Niño 3.4 (5°S~5°N, 130°E~170°W) 区域平均海表温度异常 (SSTA) 时间曲线。其中, 0 表示 El Niño 的发展年, +1 表示 El Niño 的衰减年

Fig. 1 Monthly mean sea surface temperature anomalies (SSTA) in Niño 3.4 region (5°S–5°N, 170°W–120°W) during the 2015/2016 and 1997/1998 El Niño events. The El Niño developing and decaying years are denoted by 0 and +1, respectively

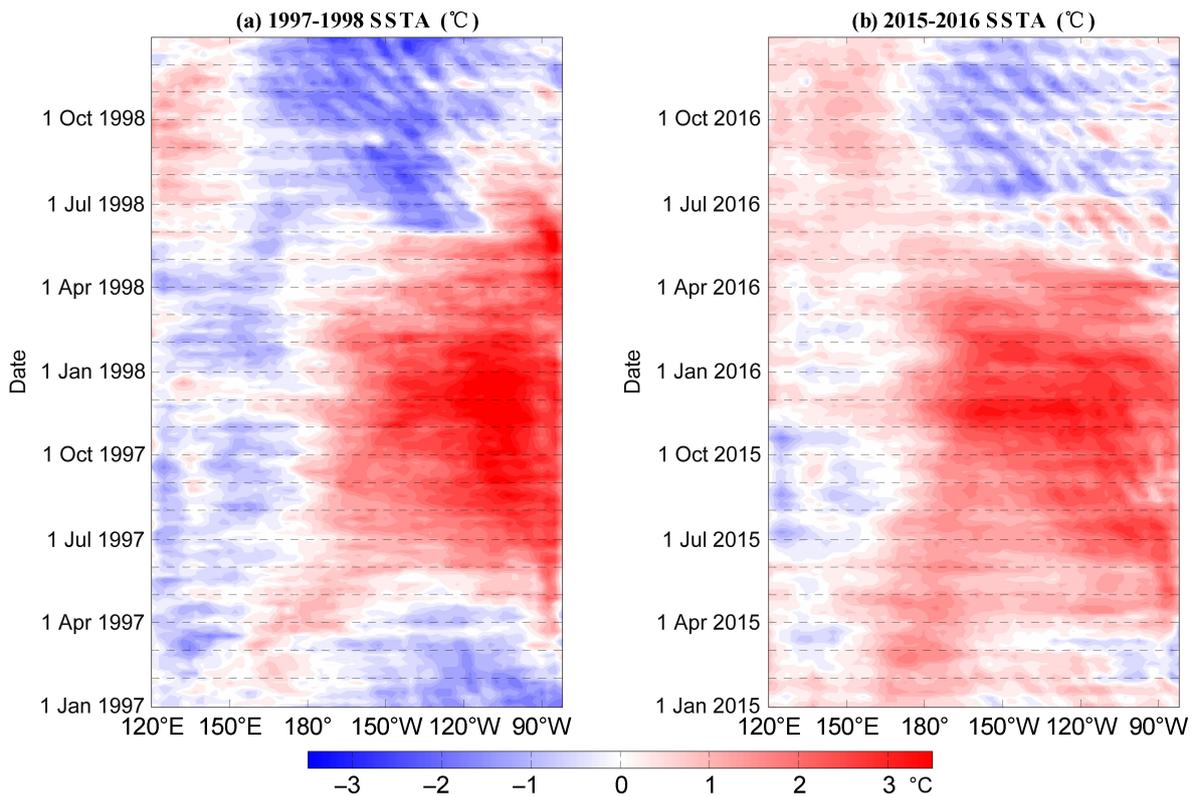


图 2 El Niño 事件发展年 1 月至衰减年 12 月 5°S~5°N 平均的日平均 SSTA: (a) 1997/1998 年 El Niño 事件; (b) 2015/2016 年 El Niño 事件

Fig. 2 Daily mean SSTA within 5°S–5°N for (a) the 1997–1998 El Niño event and (b) the 2015–2016 El Niño event

中东太平洋有西风异常, 但是 2016 年的较弱。在副热带东北太平洋, 这两年都有明显的较强的偏北风异常。热带东太平洋的这种海温—风场的分布, 与 Gill 响应类似, 说明此时热带—副热带风场的变化是受热带中东太平洋暖海温的影响。但是到了次

年的夏季和秋季, 伴随着热带东太平洋暖海温异常逐渐减弱, 此时副热带北太平洋的海温—风场都出现了显著的差异。在 1998 年的夏季, 副热带北太平洋的冷海温异常继续维持并且在秋季进一步加强, 海温的这种变化与其上的风场发生耦合, 令

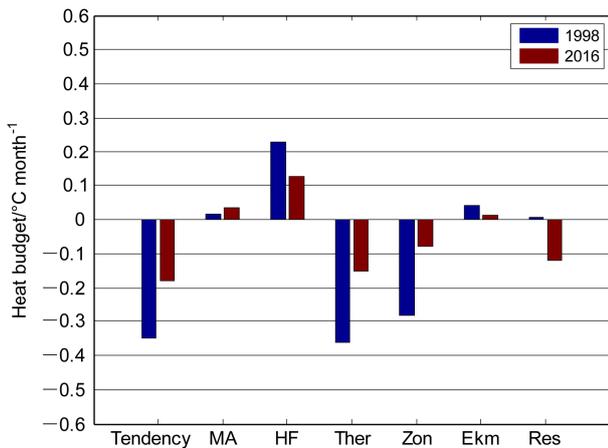


图 3 El Niño 衰减年 (4~11 月平均) Niño 3.4 (5°S~5°N, 170°W~120°W) 区域混合层内的热收支各项分布。其中 Tendency 项表示温度倾向, MA 项表示平均的经向和纬向流引起的平流, HF 项表示热力衰减, Ther 项表示温跃层反馈, Zon 项表示纬向平流反馈, Ekm 项表示 Ekman 反馈, Res 项表示余项

Fig. 3 Mean mixed layer heat budget in Niño 3.4 region (5°S~5°N, 170°W~120°W) averaged from April to November of the El Niño decaying year. Tendency represents the temperature tendency, MA represents the advection due to mean zonal and meridional currents, HF represents the thermodynamic damping, Ther represents the thermocline feedback, Zon represents zonal advective feedback, Ekm represents the Ekman feedback, Res represents the residue

副热带的风场加强, 即偏北风加强, 这异常增加的偏北风, 在科氏力的作用下向右偏转, 增强了热带的东风异常, 从而利于热带东太平洋海温冷异常的出现和强度增加。而对于 2016 年的夏、秋季, 副热带东北太平洋暖异常一致维持, 通过 WES (Wind-Evaporation-SST) 反馈机制, 副热带地区出现异常的偏南风, 减弱了热带信风, 不利于热带东太平洋

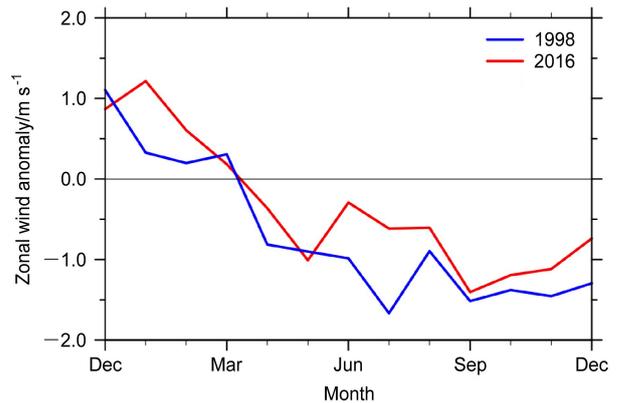


图 4 El Niño 衰减年赤道中-西太平洋 (5°S~5°N, 130°E~170°W) 区域平均纬向风异常

Fig. 4 Zonal wind anomalies averaged over central-western equatorial Pacific (5°S~5°N, 130°E~170°W) in the El Niño decaying year

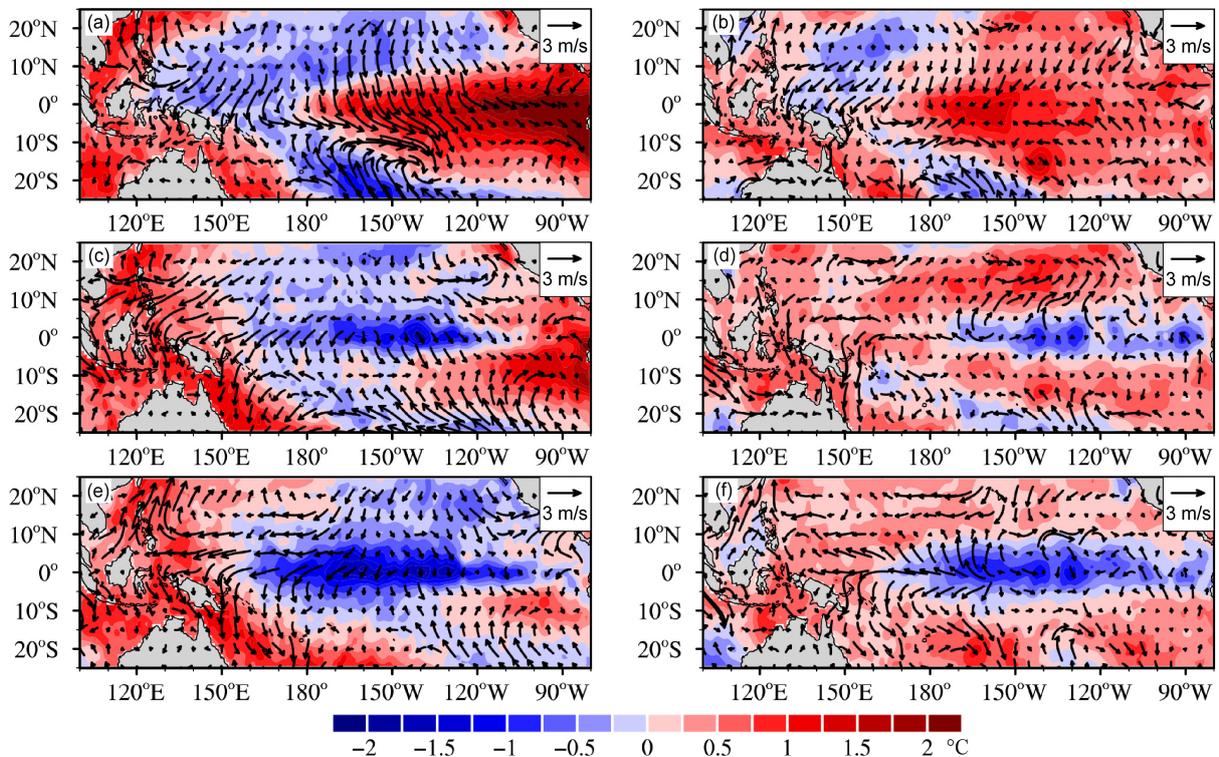


图 5 El Niño 衰减年 (a, b) 春季、(c, d) 夏季和 (e, f) 秋季平均的 SSTA (填色, 单位: °C) 和海表面风异常 (矢量, 单位: m/s): (a, c, e) 1998 年; (b, d, f) 2016 年

Fig. 5 SSTA (shadings, units: °C) and surface winds (vectors, units: m/s) in the (a, b) spring, (c, d) summer, and (e, f) autumn of the El Niño decaying year: (a, c, e) 1998; (b, d, f) 2016

冷海温异常的发展。

3.3 副热带海表温度异常在 ENSO 位相转变中的作用

从上述两个极端 El Niño 转变为不同强度的 La Niña 的分析中看到，副热带北太平洋的海气耦合过程在 ENSO 位相转变中发挥着重要的作用。因此本文将多个个例进行合成分析，进一步讨论副热带北

太平洋海洋—大气相互作用过程对 ENSO 冷、暖位相转换的调制作用。图 7 给出了从 1950~2015 年期间，从 El Niño 转变为强或弱 La Niña 时 Niño 3.4 指数的时间演变的合成图。其中转变为强和弱 La Niña 事件个数分别为 6 个和 5 个，具体而言，转变强 La Niña 的事件个例为 1969/1970 年、1972/1973 年、1987/1988 年、1997/1998 年、2006/2007 年、2009/2010 年，转变弱的个例为 1963/1964 年、1965/1966 年、1982/1983 年、1994/1995 年、2004/2005 年。合成的 SSTA 在 3 月 (0) 至 3 月 (+1) 具有相近的大小，并且其值在 12 月 (0) 达到峰值。明显的分歧开始出现于 4 月 (+1)，到了 12 月 (+1)，转变为强 La Niña 的事件的 SSTA 达到 $-1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下，弱 La Niña 的事件在 $-0.5\sim 1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

图 8 是 El Niño—强 La Niña、El Niño—弱 La Niña 分别在转变年春季—秋季各季节合成的 SSTA 及表面风异常，图 9 是两者之差。由图 8 可见，在春季，El Niño—强 La Niña 的情况的副热带东北太平洋海温已经出现冷异常，与之相伴随的是赤道北侧的东北风异常；而 El Niño—弱 La Niña 的情况，没有明显冷异常出现在副热带东北太平洋，赤道北侧也无东北风异常。在夏季，由于赤道中西太平洋强的东风异常，El Niño—强 La Niña 的情况在中东太平洋出现显著的 SST 冷异常；而 El Niño—弱 La Niña 的情况，赤道中西太平洋的东风异常较弱，相应地中东太平洋没有明显的冷异常。经过海气耦合作用，到秋季的时候，El Niño—强 La Niña 的情况冷异常很强，并且冷异常的范围覆盖热带中东太平洋大部分区域，而 El Niño—弱 La Niña 的情况冷异常较弱，只局限于赤道中东太平洋。它们的差异特

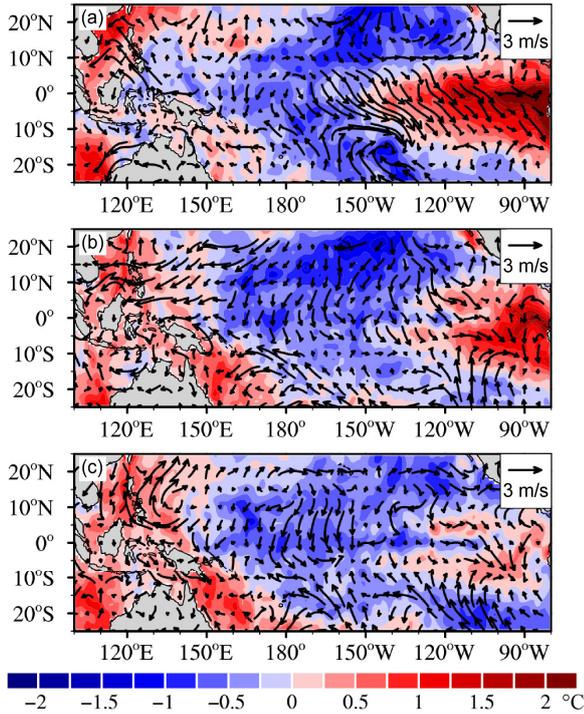


图 6 El Niño 衰减年 (a) 春季、(b) 夏季和 (c) 秋季平均的 SSTA (填色，单位： $^{\circ}\text{C}$) 和海表面风异常 (矢量，单位： m/s) 1998 年与 2016 年差值

Fig. 6 The difference of SSTA (shadings, units: $^{\circ}\text{C}$) and surface winds (vectors, units: m/s) in the (a) spring, (b) summer, and (c) autumn of the El Niño decaying year between 1998 and 2016

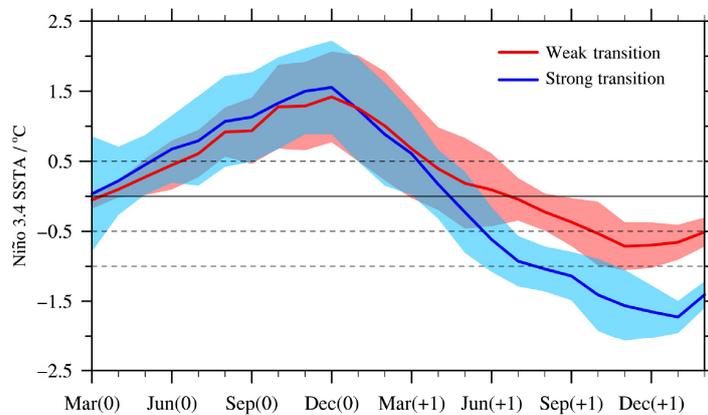


图 7 El Niño 转变为强或弱 La Niña 时 Niño 3.4 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $170^{\circ}\text{W}\sim 120^{\circ}\text{W}$) 区域平均 SSTA，单位，填色区域是它们的 1 个标准差范围
Fig. 7 Monthly mean SSTA in Niño 3.4 region ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $170^{\circ}\text{W}\sim 120^{\circ}\text{W}$). Shaded area indicates the range within one standard deviation

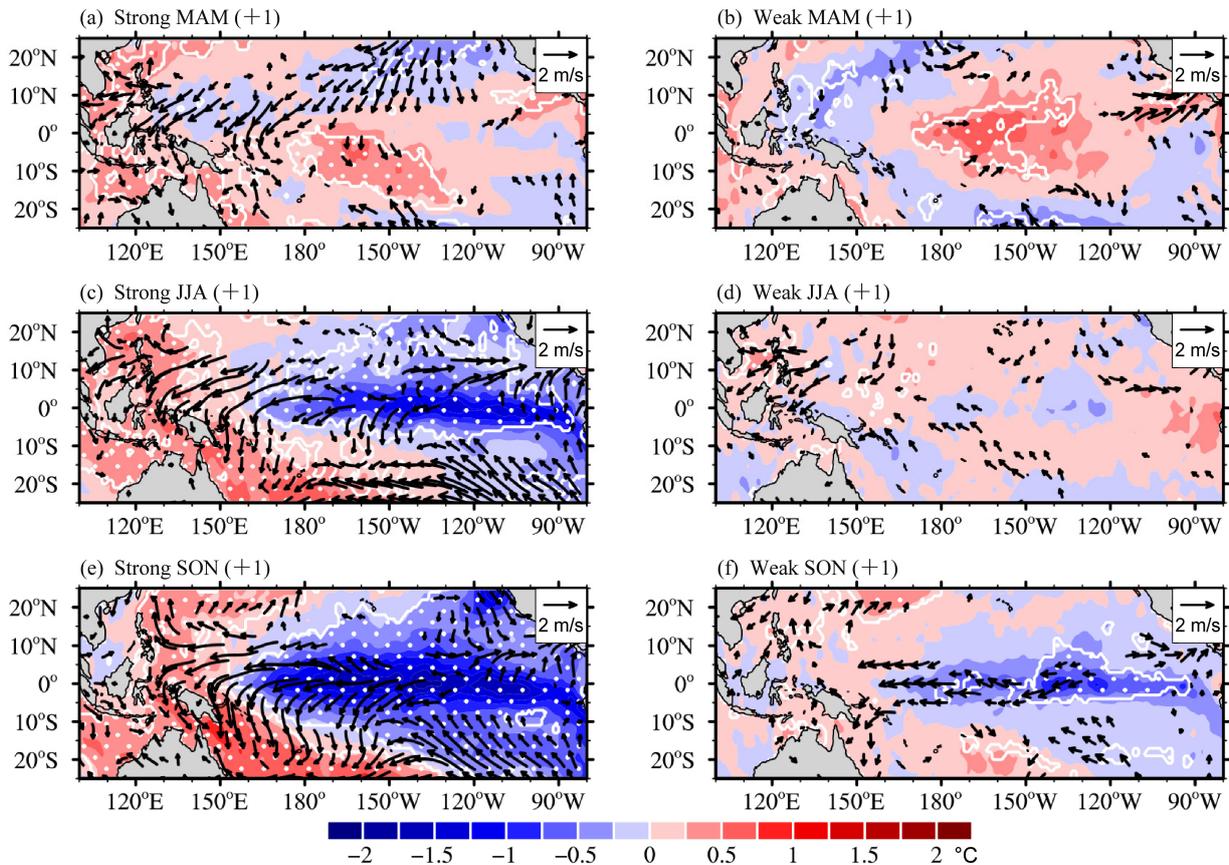


图 8 El Niño 衰减年 (a、b) 春季、(c、d) 夏季和 (e、f) 秋季平均的 SSTA (填色, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 和海表面风异常 (矢量, 单位: m/s)。左列和右列分别表示为转变为强和弱 La Niña 事件的合成。白点区域表示合成的 SSTA 超过 90% 置信水平 (t 检验), 只有纬向或经向风分量合成超过 90% 置信水平 (t 检验) 的风矢量才给以显示

Fig. 8 Composite SSTA (shadings, units: $^{\circ}\text{C}$) and surface winds (vectors, units: m/s) in the (a, b) spring, (c, d) summer, and (e, f) autumn of El Niño decaying years. The left column is for the El Niño cases that transition to strong La Niña, the right is for the El Niño cases that transition to weak La Niña. Dotted areas are the regions where the composite SSTA exceeds the 90% confidence level (t -test); only those wind vectors whose zonal or meridional components exceed the 90% confidence level (t -test) are drawn

征在图 9 表现得更为明显。由此可见, El Niño—强 La Niña 的情况伴随着副热带的 SST 冷异常, 并且这冷异常在春季的时候已经明显, 而 El Niño—弱 La Niña 的情况却没有类似的明显特征。

4 结论和讨论

本文通过与 1997/1998 年 El Niño 对比, 分析了 2015/2016 年 El Niño 转变为弱 La Niña 的可能原因。混合层热收支分析表明, 由于 2015/2016 年 El Niño 主要正贡献的平流反馈和温跃层反馈两项在其 ENSO 位相转变期间的量值相比 1997/1998 年 El Niño 小, 从而温度倾向小, 所以 2015/2016 年 El Niño 转变成为弱 La Niña, 而 1997/1998 年 El Niño 转变为强 La Niña。

2015/2016 年 El Niño 衰减期弱的平流反馈和温跃层反馈是因为中西太平洋的东风异常相对较弱, 并且弱的东风异常与副热带东北太平洋的 SST 暖异常有关。副热带的暖异常能够引起赤道外的西南风异常, 削弱信风, 从而使得赤道中西太平洋的东风异常较弱。

进一步合成分析发现, 对于一般的情况, 副热带东北太平洋 SSTA 与 El Niño 转变 La Niña 的强弱有关联。如图 10 的示意图所示, 转变为强 La Niña 的事件伴随着在副热带东北太平洋显著的 SST 冷异常和东北风异常, 并且这些异常在衰减年春季的时候已经出现, 而转变为弱 La Niña 的事件则没有显著的 SST 冷异常和东北风异常。

本文主要关注的是副热带东北太平洋的 SSTA 对 ENSO 位相转变的贡献。在 El Niño 衰减年, 转

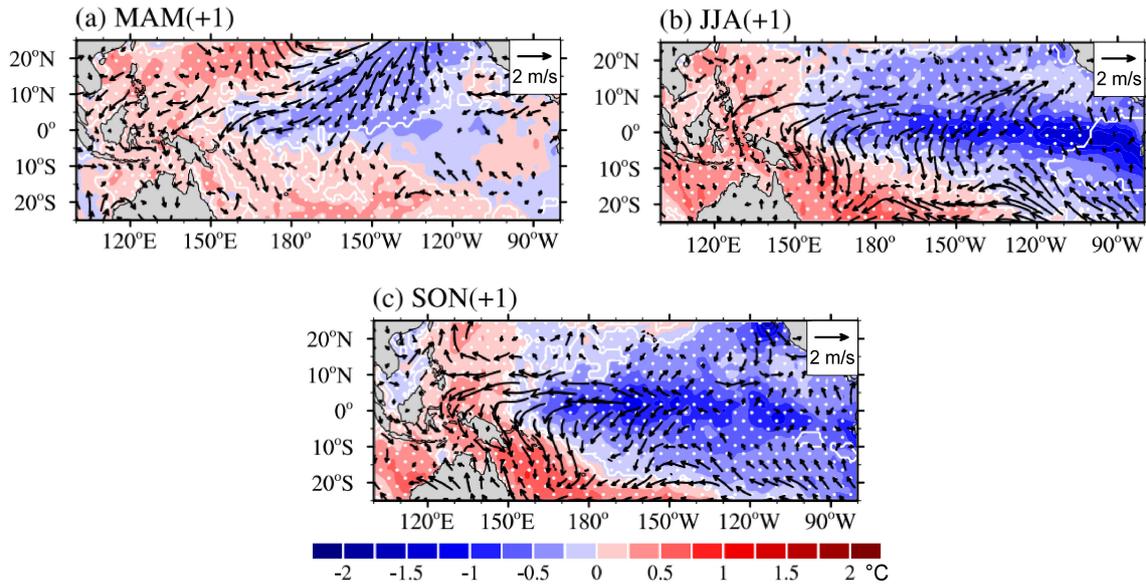


图9 (a) 春季、(b) 夏季和 (c) 秋季平均的 SSTA (填色, 单位: °C) 和海表面风异常 (箭头, 单位: m/s) El Niño 衰减年转变强和弱 La Niña 事件的合成之差。白点区域表示合成的 SSTA 超过 90%置信水平 (*t* 检验), 只有纬向或经向风分量合成超过 90%置信水平 (*t* 检验) 的风矢量才给以显示
 Fig. 9 The difference of SSTA (shadings, units: °C) and surface winds (vectors, units: m/s) in the (a, b) spring, (c, d) summer, and (e, f) autumn of El Niño decaying years between cases that transition to strong La Niña and cases that transition to weak La Niña. Dotted areas are the regions where the composite SSTA exceeds the 90% confidence level (*t*-test); only those wind vectors whose zonal or meridional components exceed the 90% confidence level (*t*-test) are drawn

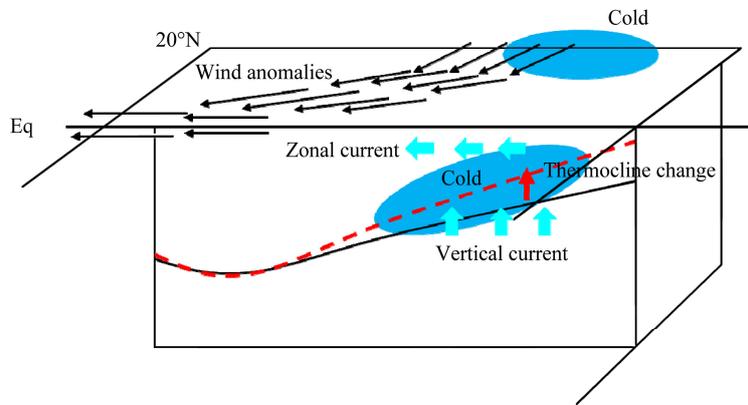


图 10 副热带北太平洋 SST 影响 ENSO 冷暖位相转变的示意图。黑色箭头表示海表面风异常, 蓝色椭圆表示异常的冷海温, 青色粗箭头表示海流, 红色虚曲线和黑色曲线表示温跃层, 红色箭头表示温跃层的变化。副热带东北太平洋冷的海温异常引起赤道太平洋东风异常, 使得赤道东太平洋的温跃层抬升, 转变为强 La Niña 事件

Fig. 10 The schematic diagram showing how the subtropical North Pacific SST affects the ENSO transition between cold and warm phases. Dark thin arrows represent wind anomalies, blue ovals denote cold temperature, thick arrows in cyan represent ocean currents, red dashed and black solid curves represent thermoclines, red arrow represents the change of thermocline. The cold SSTa over the subtropical Northeast Pacific causes easterly anomalies in the eastern equatorial Pacific, which leads to the thermocline rising in the equatorial Pacific and the formation of strong La Niña event

变为强、弱 La Niña 事件的主要差异来自于赤道中西太平洋的风场差异, 并且赤道地区 SSTA 和风场的差异可以通过 Bjerknes 反馈作用相互影响。而且赤道内的 SSTA 初始的差异也有可能影响转变的 La Niña 事件的强度, 未来的工作还需要进一步来理清

赤道太平洋地区海温场对风场的响应和反馈机制。
 本研究仅从观测资料入手发现了副热带东北太平洋的 SSTA 对 ENSO 的位相转变有重要作用, 下一步的研究还需要利用海气耦合模式验证此观测结果, 并揭示其背后详细的物理机制。

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.
- Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection [J]. *J. Geophys. Res.*, 112 (C11): C11007, doi:10.1029/2006JC003798.
- Battisti D S, Hirst A C. 1989. Interannual variability in a tropical atmosphere-ocean model: Influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46 (12): 1687–1712, doi:10.1175/1520-0469(1989)046<1687:IVIATA>2.0.CO;2.
- Cai W J, Borlace S, Lengaigne M, et al. 2014. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming[J]. *Nature Climate Change*, 4(2): 111–116, doi:10.1038/NCLIMATE2100.
- Cai W J, Santoso A, Wang G J, et al. 2015. ENSO and greenhouse warming [J]. *Nature Climate Change*, 5 (9): 849–859, doi:10.1038/NCLIMATE2743
- Chen M C, Li T, Shen X Y, et al. 2016. Relative roles of dynamic and thermodynamic processes in causing evolution asymmetry between El Niño and La Niña [J]. *J. Climate*, 29 (6): 2201–2220, doi:10.1175/JCLI-D-15-0547.1.
- 陈文. 2002. El Niño 和 La Niña 事件对东亚冬、夏季风循环的影响[J]. *大气科学*, 26(5): 595–610. Chen Wen. 2002. Impacts of El Niño and La Niña on the cycle of the East Asian winter and summer monsoon[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 26 (5): 595–610, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2002.05.02.
- 董兆俊, 陈奕德, 张韧, 等. 2002. 季风低频振荡与厄尔尼诺的发生发展 [J]. *海洋通报*, 21 (5): 10–18. Dong Zhaojun, Chen Yide, Zhang Ren, et al. 2002. The intraseasonal oscillation and the occurrence of El Niño [J]. *Marine Science Bulletin (in Chinese)*, 21 (5): 10–18, doi:10.3969/j.issn.1001-6392.2002.05.002.
- Graham F S, Brown J N, Langlais C, et al. 2014. Effectiveness of the Bjerknes stability index in representing ocean dynamics[J]. *Climate Dyn.*, 43(9–10): 2399–2414, doi:10.1007/s00382-014-2062-3.
- Hong L C, Lin H, Jin F F. 2014. A Southern Hemisphere booster of super El Niño [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 41 (6): 2142–2149, doi:10.1002/2014GL059370.
- Huang B Y, Xue Y, Zhang D X, et al. 2010. The NCEP GODAS ocean analysis of the tropical Pacific mixed layer heat budget on seasonal to interannual time scales [J]. *J. Climate*, 23(18): 4901–4925, doi:10.1175/2010JCLI3373.1.
- Jin F F. 1997. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I. Conceptual model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 54 (7): 811–829, doi:10.1175/1520-0469(1997)054<0811:AEORPF>2.0.CO;2.
- Jin F F, An S I. 1999. Thermocline and zonal advective feedbacks within the equatorial ocean recharge oscillator model for ENSO [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26 (19): 2989–2992, doi:10.1029/1999GL002297.
- Jin F F, Kim S T, Bejarano L. 2006. A coupled-stability index for ENSO [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (23): L23708, doi:10.1029/2006GL027221.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–471, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Kao H Y, Yu J Y. 2009. Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO [J]. *J. Climate*, 22 (3): 615–632, doi:10.1175/2008JCLI2309.1.
- Kessler W S. 2002. Is ENSO a cycle or a series of events? [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (23): 40-1–40-4, doi:10.1029/2002GL015924.
- Kim W, Cai W J. 2014. The importance of the eastward zonal current for generating extreme El Niño[J]. *Climate Dyn.*, 42 (11–12): 3005–3014, doi:10.1007/s00382-013-1792-y.
- Kim W, Yeh S W, Kim J H, et al. 2011. The unique 2009–2010 El Niño event: A fast phase transition of warm pool El Niño to La Niña [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38 (15): L15809, doi:10.1029/2011GL048521.
- Kug J S, Ham Y G. 2011. Are there two types of La Niña? [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38 (16): L16704, doi:10.1029/2011GL048237.
- Lee S K, DiNezio P N, Chung E S, et al. 2014a. Spring persistence, transition, and resurgence of El Niño [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 41 (23): 8578–8585, doi:10.1002/2014GL062484.
- 李崇银, 周亚萍. 1994. 热带大气季节内振荡和 ENSO 的相互关系 [J]. *地球物理学报*, 37 (1): 17–26. Li Chongyin, Zhou Yaping. 1994. Relationship between intraseasonal oscillation in the tropical atmosphere and ENSO [J]. *Acta Geophysical Sinica (in Chinese)*, 37 (1): 17–26.
- McPhaden M J, Zebiak S E, Glantz M H. 2006. ENSO as an integrating concept in earth science [J]. *Science*, 314 (5806): 1740–1745, doi:10.1126/science.1132588.
- Ohba M, Ueda H. 2007. An impact of SST anomalies in the Indian Ocean in acceleration of the El Niño to La Niña transition [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85 (3): 335–348, doi:10.2151/jmsj.85.335.
- Okumura Y M, Deser C. 2010. Asymmetry in the duration of El Niño and La Niña [J]. *J. Climate*, 23 (21): 5826–5843, doi:10.1175/2010JCLI3592.1.
- Qu T D. 2003. Mixed layer heat balance in the western North Pacific[J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (C7): 3242, doi:10.1029/2002JC001536.
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D14): 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- Reynolds R W, Rayner N A, Smith T M, et al. 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate [J]. *J. Climate*, 15 (13): 1609–1625, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AISAS>2.0.CO;2.
- Saha S, Nadiga S, Thiaw C, et al. 2006. The NCEP climate forecast system [J]. *J. Climate*, 19 (15): 3483–3517, doi:10.1175/JCLI3812.1.
- Su J Z, Zhang R H, Li T, et al. 2010. Causes of the El Niño and La Niña amplitude asymmetry in the equatorial eastern Pacific [J]. *J. Climate*, 23 (3): 605–617, doi:10.1175/2009JCLI2894.1.
- Suarez M J, Schopf P S. 1988. A delayed action oscillator for ENSO [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45 (21): 3283–3287, doi:10.1175/1520-0469(1988)045<3283:ADAOFE>2.0.CO;2.
- Wang C Z, Weisberg R H, Virmani J I. 1999. Western Pacific interannual variability associated with the El Niño-Southern Oscillation [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (C3): 5131–5149, doi:10.1029/1998JC900090.
- 袁媛, 李崇银, 杨崧. 2014. 与厄尔尼诺和拉尼娜相联系的中国南方冬季降水的年代际异常特征 [J]. *气象学报*, 72 (2): 237–255. Yuan Yuan, Li Chongyin, Yang Song. 2014. Decadal anomalies of winter precipitation over southern China in association with El Niño and La Niña [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 72 (2): 237–255, doi:10.11676/qxxb2014.014.