

两类 ENSO 事件非对称性特征分析^{*}

李智玉^{1,2} 张文君^{1,2} 徐海明^{1,2}
LI Zhiyu^{1,2} ZHANG Wenjun^{1,2} XU Haiming^{1,2}

1. 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京, 210044

2. 南京信息工程大学大气科学学院, 南京, 210044

1. *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*

2. *College of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*

2015-03-11 收稿, 2015-07-31 改回.

李智玉, 张文君, 徐海明. 2015. 两类 ENSO 事件非对称性特征分析. 气象学报, 73(6):1019-1038

Li Zhiyu, Zhang Wenjun, Xu Haiming. 2015. Analysis of the analysis of the asymmetric features for the two types of ENSO. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(6):1019-1038

Abstract The asymmetric features of sea surface temperature (SST) anomalies for eastern Pacific (EP) and central Pacific (CP) ENSO events and their possible mechanisms are analyzed by using a variety of air-sea data during the period of 1961–2010. The responses of the atmospheric circulation to the two types of ENSO are also discussed. The SST anomalies exhibit asymmetry in the spatial distribution, intensity and persistence. Although the dominant mechanisms vary in both the development and decay stages for the two events, the ocean vertical advection term plays a key role in their asymmetry of both EP and CP ENSO events. The local and remote atmospheric responses both show strong asymmetric signal, which is consistent with the asymmetric distribution of SST anomalies. The asymmetric distributions of atmospheric responses in EP-ENSO are similar to those associated with EP-El Niño and the asymmetric responses in CP-ENSO are similar to those associated with CP-La Niña. The intensity of the EP-ENSO related asymmetric responses is much stronger than that of the CP-ENSO.

Key words EP-ENSO, CP-ENSO, Air-sea coupled features, Asymmetry

摘 要 利用 1961—2010 年多种海、气观测资料, 分析了东部型(EP)和中部型(CP) ENSO 事件海温异常的非对称性及可能原因, 并讨论了两类 ENSO 事件的非对称性对大气环流的可能影响。结果表明, 海温异常非对称性包括空间分布非对称、强度非对称以及持续性非对称。从动力学角度来看, 虽然不同事件发展衰减阶段主导的动力作用不尽相同, 但就两类事件强度非对称性而言, 海洋垂直对流项起关键性的作用。此外, 研究发现, 无论是通过海温强迫直接影响的赤道地区或是通过遥相关影响的赤道外地区, 大气非对称响应都表现出与海温异常非对称较强的一致性, 其中东部型 ENSO 的非对称性分布与事件暖位相分布相似, 而中部型 ENSO 的非对称性分布与事件冷位相分布相似, 且东部型 ENSO 非对称性差异大于中部型 ENSO。

关键词 东部型 ENSO, 中部型 ENSO, 海-气耦合特征, 非对称性

中图法分类号 P46

^{*} 资助课题: 国家重大科学研究计划项目(2012CB955602)、国家自然科学基金项目(41275094、41490643、41575077)、江苏高校优势学科建设工程项目(PAPD)、江苏省高校“青蓝工程”项目。

作者介绍: 李智玉, 主要从事海气相互作用研究。E-mail: 335983942@qq.com

通讯作者: 徐海明, 主要从事区域气候变化与海气相互作用研究。E-mail: hxu@nuist.edu.cn

1 引言

ENSO 是厄尔尼诺 (El Niño) 和南方涛动 (Southern Oscillation) 的合称, 是全球气候系统中最重要的大尺度海-气相互作用现象, 也是探索季节至年际尺度预测最有希望的途径之一。由于 ENSO 能引起全球范围的气候异常 (van Loon, et al, 1981; Ropelewski, et al, 1987, 1996; Trenberth, et al, 2000), 所以 ENSO 现象一直备受科学家和各国政府的关注。许多研究已经指出 ENSO 表现出复杂性和多样性 (Neelin, et al, 1998; Trenberth, et al, 2001; Jin, et al, 2003; Bejarano, et al, 2008; Zhang, et al, 2009, 2012)。尤其是最近 20 年来, 发现一类与传统厄尔尼诺不同的变暖现象频繁发生在热带太平洋, 此类变暖事件的暖中心不在赤道东太平洋, 而出现在赤道中太平洋 (Yeh, et al, 2009; Lee, et al, 2010)。众所周知, 传统厄尔尼诺事件中海表温度异常空间分布为: 赤道东太平洋上为海表温度正异常中心, 赤道西太平洋上为负异常中心。而新一类厄尔尼诺事件异常海表温度具体表现为: 赤道中太平洋为正异常中心, 东太平洋为弱的正异常, 西太平洋上的负异常却不显著。人们将它命名为日界线厄尔尼诺事件、中部厄尔尼诺事件、中太平洋型 (CP) 厄尔尼诺事件或者暖池 (WP) 厄尔尼诺事件 (Larkin, et al, 2005; Ashok, et al, 2007; Kao, et al, 2009; Kug, et al, 2009; Ren, et al, 2011)。经典厄尔尼诺事件又被人们称为传统厄尔尼诺事件、东太平洋型 (EP) 厄尔尼诺事件或者冷舌 (CT) 厄尔尼诺事件。与之相对应, Kao 等 (2009) 利用经验正交函数 (EOF) 分析结果, 将拉尼娜分为东部型和中部型。在成熟期 Niño3 和 Niño4 指数的基础上, 袁媛等 (2012)、Zhang 等 (2015) 以及王磊等 (2014) 依据盛期海温距平的空间分布特征, 也成功将拉尼娜事件分为东部型与中部型。为了方便, 文中分别以东部型厄尔尼诺 (东部型拉尼娜) 及中部型厄尔尼诺 (中部型拉尼娜) 对两类 ENSO 事件进行描述。虽然在两类 ENSO 的定义和命名上仍存在着一些争议, 但是它们反映的物理本质现象却是一致的, 即从纬向位置上区分两类 ENSO 事件。

也有学者对两类厄尔尼诺的存在与独立性提出不同看法 (Trenberth, et al, 2001, 2002; Takahashi, et al, 2011; Karanaskas, 2013), 但大量研

究表明, 无论从发生、发展机制还是气候影响上, 这两类厄尔尼诺事件都有着显著差别。对于东部型厄尔尼诺来说, 它的发生、发展演变受到整个热带太平洋温跃层及表面风变化的影响, 而中部型厄尔尼诺的发生和发展演变主要集中在赤道中太平洋, 表现为一种局地海-气耦合 (Kug, et al, 2009; 任福民等, 2012)。此外, 两类厄尔尼诺不同的海-气耦合过程必然会通过遥相关对全球气候产生不同的影响。在两类厄尔尼诺的影响下, 包括东亚 (Wang, et al, 2000; Zhang, et al, 2011, 2013, 2014; Yuan, et al, 2012)、东南亚 (Feng, et al, 2010)、美国 (Weng, et al, 2007, 2009; Zhang, et al, 2012)、南美洲 (Tedeschi, et al, 2012)、澳洲 (Taschetto, et al, 2010) 等在太平洋沿岸国家或地区均出现明显不同的气候响应, 非洲与欧洲等地区也出现一定程度的气候异常 (Moron, et al, 1998)。此外, 两类厄尔尼诺还能影响印度洋的海温 (Kao, et al, 2009), 西北太平洋 (Chen, et al, 2010)、北大西洋 (Kim, et al, 2009) 上的热带气旋, 甚至对南半球的风暴 (Ashok, et al, 2009) 造成不同影响。关于拉尼娜是否可以分为两类目前也存在着争议。有研究指出冷事件相对于暖事件其纬向位置差别不大 (Kug, et al, 2009, 2011; Ren, et al, 2011), 但最近越来越多的工作表明无论从局地动力学性质还是热带外的遥响应, 有必要把拉尼娜分为两类。有研究指出拉尼娜不管从海温的空间形态、洋流异常还是动力学性质都可以分为两类 (Shinoda, et al, 2011; Zhang, et al, 2015)。一些研究也发现两类拉尼娜具有截然不同的区域气候影响, 例如, 观测和数值试验都证实了两类拉尼娜能引起急流和北大西洋涛动 (NAO) 位相的改变 (王磊等, 2014; Zhang, et al, 2015), 另外两类拉尼娜情况下澳大利亚和巴西区域气候异常存在明显差异 (Cai, et al, 2009; Tedeschi, et al, 2012)。通过对比分析两类 ENSO 所带来的气候影响, 人们发现不同位相的 ENSO 事件所造成的影响也存在差异。Cai 等 (2010) 通过研究澳洲夏季降水发现, 东部型 ENSO 与降水的遥相关存在不对称性: 拉尼娜期间, 昆士兰东南部降水偏多, 并且与拉尼娜的强度成正比, 而厄尔尼诺期间降水并没有明显的变化。在这一点上, 中部型 ENSO 也存在同样的非对称性。Karori 等 (2013) 指出, 在两类 ENSO 影响下, 中国长江流域以及华南地区夏

季降水均表现出明显的非对称性。以华南夏季降水为例,它与东部型厄尔尼诺成显著负相关,与中部型厄尔尼诺成正相关,但与两类拉尼娜事件关系并不密切。由此可见,两类 ENSO 引起的气候差异不仅存在于不同分布型事件之间,还存在于 ENSO 正、负位相之间。

ENSO 产生的气候影响对于海温异常中心的位置和强度十分敏感,由于非对称性的存在,ENSO 事件冷、暖位相的响应并不完全相反,因而不能将拉尼娜完全作为厄尔尼诺反位相事件对待。实际运用中,特别是在季节预报中,将 ENSO 事件作为线性系统处理将会忽略许多重要信号,所以 ENSO 的非对称性研究十分必要。早期的研究中,人们就已经发现厄尔尼诺事件的强度总是大于拉尼娜事件(Kang, et al, 2002; An, et al, 2004; Okumura, et al, 2010),表现出强度上的非对称性;进一步,有学者将 ENSO 事件按强度分为强、弱厄尔尼诺与拉尼娜事件进行非对称性分析(Dommenget, et al, 2013; Frauen, et al, 2014)。此外,ENSO 的非对称性还表现在空间分布型、位相转换、持续性以及传播过程等方面(Zhang, et al, 2009; Dommenget, et al, 2013; Yeh, et al, 2014)。关于非对称性产生的原因,也已经有许多研究成果。观点集中在非线性动力加热(An, et al, 2004; Su, et al, 2010)、大气非线性响应(Kang, et al, 2002)、热带不稳定波作用(Jochum, et al, 2004)、MJO 对 ENSO 循环的调整(Kessler, et al, 2000)以及生物-物理机制的反馈(Timmermann, et al, 2002)等几方面。

20 世纪 90 年代以前厄尔尼诺基本以东部型为主,而近 20 年来中部型厄尔尼诺频繁出现(Kim, et al, 2009; 窦晶晶, 2011; Zhang, et al, 2011, 2012, 2014; Xu, et al, 2012; Yeh, et al, 2014)。它们的发生频率不仅体现出年代际变化,其强度也表现出东部型厄尔尼诺比中部型厄尔尼诺强,这一转变引起了人们对于两类 ENSO 事件的高度关注。以往的研究尽管涉及了许多有关 ENSO 方面的非对称性分析,然而,就两类 ENSO 事件之间的非对称分析较少,对于它们的认识仍不清楚。因此,本研究在考虑中部型 ENSO 在理论及机制上独立于东部型 ENSO 的基础上,就两类 ENSO 大气响应的非对称性进行比较讨论,并尝试探索两类 ENSO 事件非对称性产生的可能原因,以期进一步完善、加深对

ENSO 现象和机理的认识。

2 资料与方法

资料包括:(1)1961—2010 年 NOAA 月平均海表温度扩展重建资料(ERSST.V3b)(Smith, et al, 2008)以及月平均降水重建资料(PREC)(Chen, et al, 2002);(2)1961—2010 年 NCEP/NCAR 月平均风场和 500 hPa 月平均位势高度场再分析资料(Kalnay, et al, 1996);(3)1974 年 6 月—2010 年 12 月美国 NOAA 系列极轨卫星高分辨率辐射仪的月平均向外长波辐射(OLR)资料(Liebmann, et al, 1996);(4)美国马里兰大学提供的 1961—2007 年月平均海洋同化资料(Simple Ocean Data Assimilation, SODA2.0.2-4)(Carton, et al, 2000);(5)NCEP/NCAR 提供的 1961—2007 年海表热通量重建资料(Kalnay, et al, 1996);(6)1961—2010 年中国 160 站月平均站点降水资料。文中将冬季(12 月—次年 2 月)作为厄尔尼诺(拉尼娜)成熟期,所给要素场均为 ENSO 事件成熟期距平场,气候态由 1961—2010 年计算得到。需要注意的是,由于数据缺乏,向外长波辐射距平的计算基于 1975—2010 年气候场;受 SODA 资料的限制,热量收支方程的诊断分析也只基于 1961—2007 年数据。主要采用合成分析方法对两类 ENSO 各海-气要素场进行分析,以合成叠加的方法探讨两类 ENSO 非对称部分已被广泛运用(Okumura, et al, 2010; Wu, et al, 2010; Karori, et al, 2013),并以 t 检验分别对合成结果进行显著性检验。

目前定义 ENSO 事件的指数很多,但最优指数还没有达成共识。早期对两类 ENSO 的研究中有人采用经验正交函数分解等方法对两类事件进行分类,但 An 等(2004)认为这类线性方法并不能描述厄尔尼诺与拉尼娜的非对称特征。另外,也有人采用 Niño3 指数和 EMI 指数对两类 ENSO 事件进行描述,但 Zhang 等(2015)指出,尽管 EMI 可以很好地描述中部型厄尔尼诺,但不能有效地区分两类拉尼娜事件。通过对比多种 ENSO 事件指数间的差异以及它们对两类 ENSO 事件季节锁相特征的特征,曹璐(2011)认为在监测东部型和中部型 ENSO 事件时, Niño3 指数对东部型事件具有最佳的监测能力,而 Niño4 指数对于中部型事件的监测能力则更强。随着 Kug 等(2009)提出可以通过比较

Niño3 指数和 Niño4 指数相对强度来区分两类 ENSO 事件, Ren 等 (2011) 将 Niño3 和 Niño4 指数进行简单的条件线性组合, 提出两个新的 Niño 指数来反映两类事件, 使得两类厄尔尼诺有较大的区别, 但对于拉尼娜事件的区分能力同样有限。可见, 对两类 ENSO 事件的描述, 特别是对两类拉尼娜的描述不能仅依靠 Niño 指数, 还应具体结合海表温度异常空间分布进行判断。

参考 Kug 等 (2009)、Yeh 等 (2009) 和 Zhang 等 (2011) 对两类厄尔尼诺事件的定义以及 Zhang 等 (2015) 和王磊等 (2014) 对于两类拉尼娜事件的定义, 基于美国国家气候预测中心 (NOAA CPC) 对 ENSO 事件定义的基础, 并结合盛期海表温度异常空间分布对事件进行分类 (表 1)。具体做法是: 首先, 利用 CPC 对厄尔尼诺以及拉尼娜事件的定义 (根据 3 个月滑动平均的 Niño3.4 (5°S — 5°N , 120° — 170°W) 指数, 冬季海温距平连续 5 个月高于 (低于) 0.5°C (-0.5°C) 为厄尔尼诺 (拉尼娜) 事件), 分别挑选出 1961—2010 年发生的 17 次厄尔尼诺事件以及 16 次拉尼娜事件。其次, 进行标准化处理, 并分别比较冬季 Niño3 指数和 Niño4 指数的绝对值大小, 若 Niño3 指数大于 Niño4 指数, 则定义为

东部型厄尔尼诺 (或东部型拉尼娜), 反之, 则为中部型厄尔尼诺 (或中部型拉尼娜)。根据已有研究 (王磊等, 2014; Zhang, et al, 2015), 1970/1971、1999/2000、2007/2008 年 3 次拉尼娜事件的异常冷中心在盛期表现出自东向西迅速移动的特点, 很难确定其海-气耦合特性是东部型还是中部型, 易对合成结果造成干扰, 因而在合成过程中去掉这 3 次拉尼娜事件以保证结果的显著性。考虑到 2008/2009 年拉尼娜事件持续时间较短, 故也从合成过程中去除。另外, 由于持续时间较长, 1968/1969、1969/1970 与 1986/1987、1987/1988 分别作为一次厄尔尼诺过程考虑, 并取其中较强的 1968/1969 和 1986/1987 年两次事件分别代表这两次过程。同理, 1974/1975、1975/1976 年也作为较长的拉尼娜过程考虑, 取强度较大的 1975/1976 年事件代表这次过程。进一步对比去除这 3 次长过程前后的合成结果, 发现它们对结果的影响并不显著。最终挑选出的两类 ENSO 事件如表 1 所示。拉尼娜事件的分类与 Zhang 等 (2015) 以及王磊等 (2014) 基本一致; 厄尔尼诺事件分类与以前的工作基本类似, 尽管存在一些小的差异, 然而这些差异不会影响定性结论。

表 1 1961—2010 年两类 ENSO 事件发生年份
Table 1 List of the two types of ENSO events during 1961–2010

	东部型	中部型
厄尔尼诺	1965/1966、1972/1973、1976/1977、 1982/1983、1986/1987、1991/1992、 1997/1998	1963/1964、1968/1969、1977/1978、 1994/1995、2002/2003、2004/2005、 2006/2007、2009/2010
拉尼娜	1964/1965、1971/1972、1984/1985、 1995/1996、2005/2006	1973/1974、1975/1976、1983/1984、 1988/1989、1998/1999、2000/2001

3 两类 ENSO 事件海温异常分布及其非对称性

图 1 给出了两类 ENSO 事件的海表温度 (SST) 异常分布及其非对称性差异。如前所述, 东部型厄尔尼诺在成熟阶段, 赤道东太平洋出现显著的海表温度正异常, 异常中心主要出现在 Niño3 区 (强度达到 $+2.0^{\circ}\text{C}$), 赤道西太平洋以及副热带北太平洋、南太平洋为显著海表温度负异常 (图 1a)。相比之下, 虽然东部型拉尼娜海表温度负异常中心也出现在赤道东太平洋 Niño3 区, 但异常范围有所缩小, 异常中心强度减弱 (-0.8°C), 仅为暖事件强度的一

半左右; 赤道西太平洋上海表温度正异常不显著, 南美洲西岸出现海表温度异常正中心 (图 1c)。因此, 东部型 ENSO 非对称性主要表现为厄尔尼诺与拉尼娜强度上的差异, 在海表温度异常空间分布上的非对称性主要包括: 由南美沿岸向西延伸的赤道东太平洋正异常, 以及赤道西太平洋、西北太平洋、副热带南太平洋中部的负异常 (图 1e)。

与东部型 ENSO 相比, 中部型 ENSO 事件中相应的异常中心均发生了西移。由图 1b 可以看出, 中部型厄尔尼诺中海表温度正异常西移至赤道中太平洋, 最大异常中心主要维持在 Niño4 区 (强度为 $+1.2^{\circ}\text{C}$), 西太平洋负异常并不显著, 只在副热带南

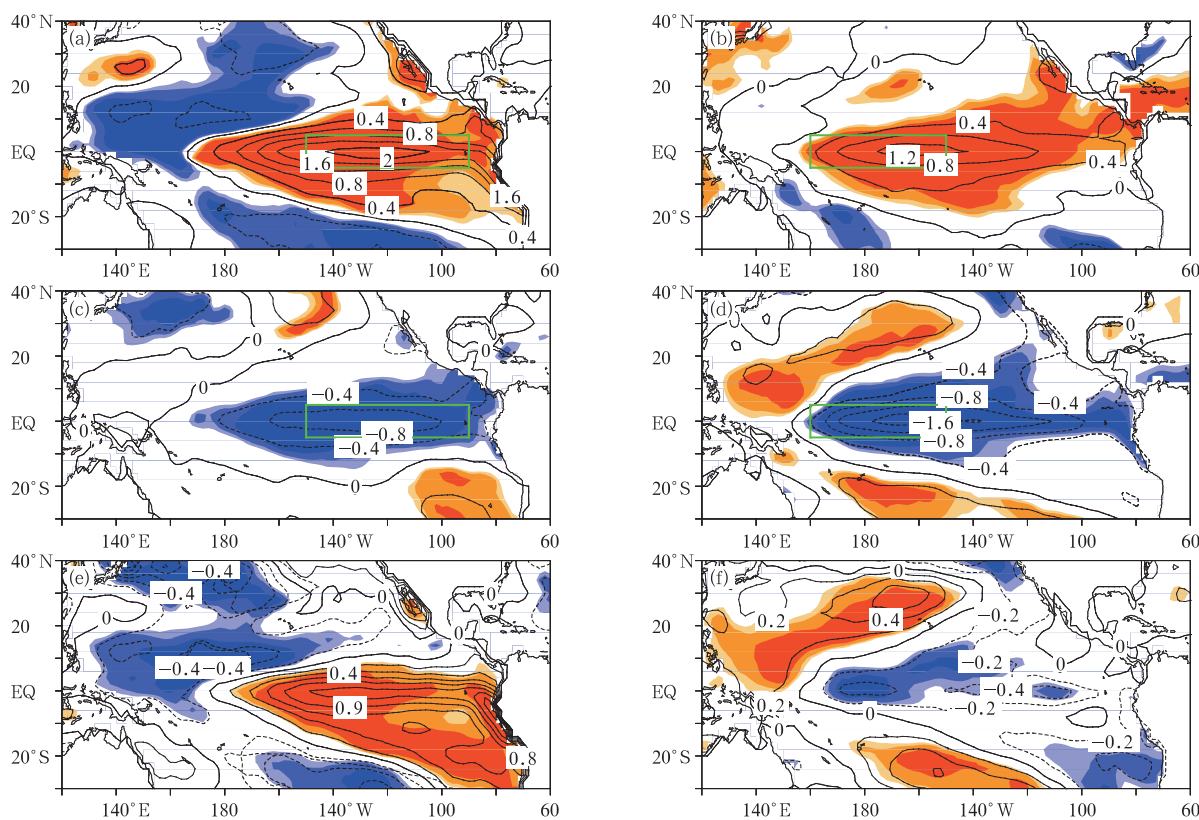


图1 (a) 东部型厄尔尼诺、(b) 中部型厄尔尼诺、(c) 东部型拉尼娜、(d) 中部型拉尼娜、(e) 东部型厄尔尼诺 + 东部型拉尼娜、(f) 中部型厄尔尼诺 + 中部型拉尼娜冬季赤道太平洋海表温度异常(单位: $^{\circ}\text{C}$) 分布
(a) — (d) 等值线间隔为 0.4°C , (e) — (f) 等值线间隔为 0.2°C , 绿框(左)表示 Niño3 区, 绿框(右)表示 Niño4 区,

阴影从浅到深分别表示通过 90%、95%、99% 显著性检验)

Fig. 1 Composites of winter mean SST anomaly (units: $^{\circ}\text{C}$) over the tropical Pacific during (a) EP - El Niño, (b) CP - El Niño, (c) EP - La Niña, (d) CP - La Niña,

(e) EP - El Niño + EP - La Niña and (f) CP - El Niño + CP - La Niña events

(The contour interval is 0.4°C in (a) - (d) and 0.2°C in (e) - (f). The green boxes indicate (left) Niño3 regions and (right) Niño4 regions. Shadings from light to dark indicate that it is significant at the 90%, 95%, 99% confidence levels, respectively)

太平洋上出现一个负异常区域。与中部型厄尔尼诺对应,中部型拉尼娜中海表温度负异常中心也西移至赤道中太平洋,但异常中心强度更大(达到 -1.6°C);且赤道西太平洋与副热带北太平洋、南太平洋中部均出现显著正异常,它们与赤道中太平洋上负异常构成的“马蹄形”分布与东部型厄尔尼诺更为相似(图 1d)。将中部型厄尔尼诺与中部型拉尼娜合成叠加后可以看到,它们的非对称性主要表现为南北美西部沿岸、沿赤道中太平洋分布的负异常以及西北太平洋、副热带北太平洋、副热带南太平洋中部的正异常(图 1f)。总的来说,东部型 ENSO 的非对称分布与东部型厄尔尼诺分布型类似,中部型 ENSO 的非对称分布与中部型拉尼娜分布型类似。

图 2 为两类 ENSO 赤道太平洋地区海温距平经向-时间分布。可以看到,东部型厄尔尼诺从当年春季的赤道东太平洋开始逐渐向西发展,然而最早的正信号却出现在赤道中西太平洋(日界线附近)。有研究已经指出厄尔尼诺的传播特征在 20 世纪 70 年代末发生了明显的年代际突变,由自东向西传播为主转变为自西向东传播为主(Guilyardi, 2006; Ren, et al, 2011),目前其机理仍是一个谜。东部型厄尔尼诺于冬季发展到盛期,随后次年春季慢慢自东向西衰减,正海表温度异常一直延续到次年的春末夏初。期间,海表温度最大正异常中心位于 120°W 附近,并在西太平洋上一一直伴有显著海表温度负异常(图 2a)。作为东部型 ENSO 的冷事件,东

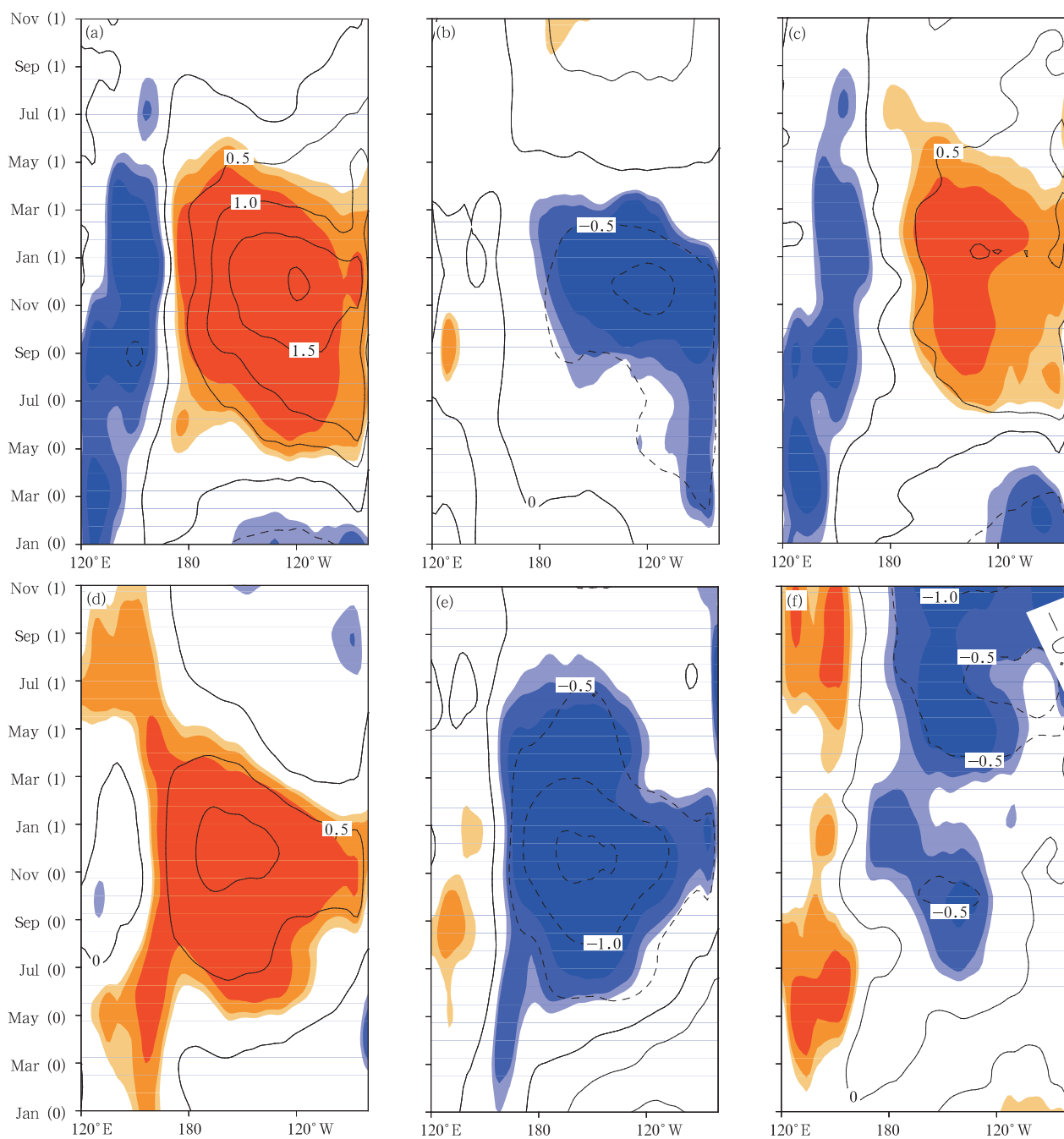


图2 (a) 东部型厄尔尼诺、(b) 东部型拉尼娜、(c) 东部型厄尔尼诺 + 东部型拉尼娜、(d) 中部型厄尔尼诺、
(e) 中部型拉尼娜、(f) 中部型厄尔尼诺 + 中部型拉尼娜赤道太平洋地区(5°S–5°N)海温距平(单位: °C)经向-时间剖面
(阴影由浅到深分别表示通过 90%、95%、99% 置信度水平的显著性检验, 0 表示 ENSO 发展年, 1 表示次年)

Fig. 2 Composites of time-longitudinal cross section of SST anomaly (units: °C) over the tropical Pacific (along 5°S–5°N) during (a) EP-El Niño, (b) EP-La Niña, (c) EP-El Niño + EP-La Niña, (d) CP-El Niño, (e) CP-La Niña, and (f) CP-El Niño + CP-La Niña events

(Shadings from light to dark indicate that it is significant at the 90%, 95%, 99% confidence levels, respectively with 0 denoting the occurrence year, and 1 denoting the next years)

部型拉尼娜的海表温度负异常中心同样位于赤道东太平洋,但海表温度异常在发展及衰减过程中表现出明显自东向西的特点,且东部型拉尼娜衰减的时间早于东部型厄尔尼诺。东部型拉尼娜在当年冬季的东太平洋上出现海表温度异常的信号,但发展到成熟阶段后迅速在次年初春结束(图 2b),整个发生、发展过程中赤道西太平洋上只在成熟阶段表现出微弱正异常,别的阶段海表温度负异常并不显著。将东部型 ENSO 冷、暖事件比较后可以发现,由于厄尔尼诺事件强度大于拉尼娜事件,从当年夏季到次年春季赤道东太平洋为显著正异常,赤道西太平洋上为负异常。此外,ENSO 事件发生前的冬季赤道东太平洋地区也出现显著负异常,这可能是由于东部型厄尔尼诺发生前赤道东太平洋冷水堆积造成的(图 2c)。

与东部型厄尔尼诺不同,中部型厄尔尼诺具有局地发生、发展的特点(图 2d),这与已有的研究一致(Kao, et al, 2009; 任福民等, 2012; Zhang, et al, 2014)。中部型厄尔尼诺期间,正的海表温度异常最初出现在中太平洋(日界线以西),在秋冬季向东扩展,于次年初春自东向西衰减,随后在赤道东太平洋上转变符号,出现负异常,同时西太平洋上高海温有向西移动的趋势,但最大正异常中心主要局限于 180° 附近。与中部型厄尔尼诺相同,中部型拉尼娜也表现出类似的传播特点,异常中心同样主要集中在赤道中太平洋,与东部型拉尼娜有较强的区别。但值得注意的是,与中部型厄尔尼诺相比,中部型拉

尼娜的持续性较强,强度更大,即使到次年夏季仍然有明显的负异常维持,整个赤道中东太平洋一直为负异常控制(图 2e)。这一点也可以由图 2f 证实,一方面由于中部型厄尔尼诺与中部型拉尼娜强度的差异,导致事件发生、发展、成熟过程中,中部型 ENSO 海温异常非对称性在赤道中太平洋上表现为显著的海温负异常,赤道西太平洋表现出强的正异常;另一方面,由于二者持续性上的差异,使得在衰减阶段的赤道中东太平洋上非对称性仍然表现出强的负异常(图 2f)。

为进一步验证中部型 ENSO 的持续性与强度非对称,文中给出了两类 ENSO 事件的时间演变(图 3),图中分别利用标准化 Niño3、Niño4 指数代表东部型 ENSO 和中部型 ENSO 事件(图 3)。可以看到,东部型厄尔尼诺能够持续到次年盛夏,而东部型拉尼娜早在次年春季就迅速衰减;中部型厄尔尼诺在次年初夏开始衰减,而中部型拉尼娜能够一直持续到次年秋季甚至冬季。另外,从图中也可以看出两类 ENSO 的强度差异:东部型厄尔尼诺的强度达到 2 倍标准差,而东部型拉尼娜的强度仅为东部型厄尔尼诺的一半左右(图 3a);中部型厄尔尼诺的强度约为 1.5 倍标准差,较东部型厄尔尼诺更弱,而中部型拉尼娜的强度则接近 -2 倍(图 3b),强度比东部型拉尼娜强,也比中部型厄尔尼诺强,但中部型 ENSO 强度差不如东部型 ENSO 那么强,仅为 0.5 倍左右。

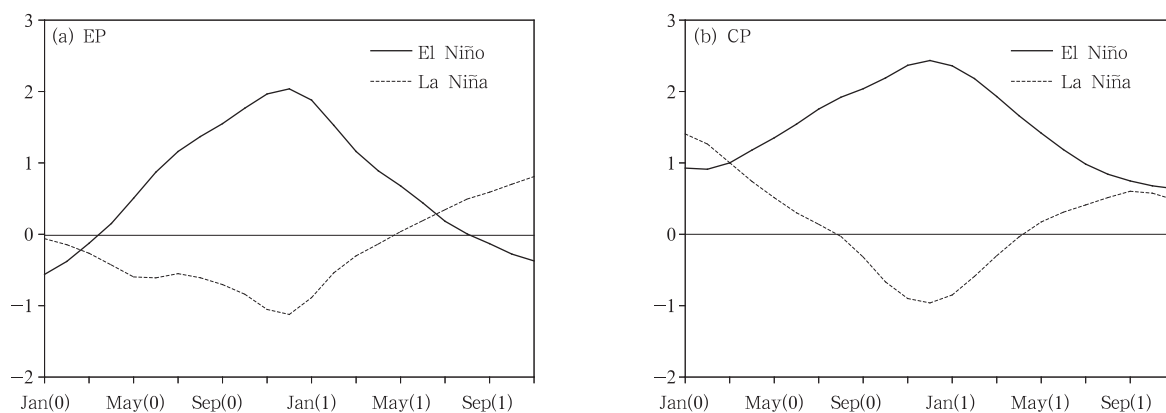


图 3 标准化(a) 东部型 ENSO 合成的 Niño3 指数和(b) 中部型 ENSO 合成的 Niño4 指数时间演变(0 表示当年,1 表示次年)

Fig. 3 Temporal evolution of (a) composited normalized Niño3 index during EP-ENSO and (b) composited normalized Niño4 index during CP-ENSO events (0 denotes the occurrence year, and 1 denotes the next years)

4 两类 ENSO 热量收支的非对称性分析

第3节给出了两类 ENSO 事件海温异常分布存在的非对称性,包括空间分布、强度以及持续性的非对称。本节将基于表层海温的热量收支方程诊断分析 ENSO 各个动力过程,以期理解导致两类 ENSO 海温异常非对称的可能物理机制。所用热量收支方程(Zhang, et al, 2013)为

$$\begin{aligned} \frac{dT_a}{dt} = & -U_c \frac{\partial T_a}{\partial x} - U_a \frac{\partial T_c}{\partial x} - U_a \frac{\partial T_a}{\partial x} - V_c \frac{\partial T_a}{\partial y} \\ & - V_a \frac{\partial T_c}{\partial y} - V_a \frac{\partial T_a}{\partial y} - H(W) \cdot \\ & \left(W_c \frac{\partial T_a}{\partial z} + W_a \frac{\partial T_c}{\partial z} + W_a \frac{\partial T_a}{\partial z} \right) + \frac{Q_a}{\rho_0 C_p H} + R \end{aligned} \quad (1)$$

式中, T 、 U 、 V 、 W 分别表示混合层(0—45 m)海温、纬向海流流速、经向海流流速、垂直海流流速。下标 c 表示气候态场, a 表示基于气候态的距平场。 Q_a 表示净海表热通量异常,海表热通量包括长波辐射、短波辐射、潜热通量以及感热通量。 ρ_0 、 C_p 分别为海水密度和海水热容量, H 为混合层深度。 R 为残余项,包括小尺度过程和耗散作用等。 $H(W)$ 为条件函数,这里只考虑下层海温对于上层海温的作用,故此,当 $W > 0$ 时, $H(W) = 1$, 当 $W < 0$ 时, $H(W) = 0$ 。

这里分别讨论两类 ENSO 发展及衰亡阶段海温总的变化趋势以及几项对于变化趋势贡献较大的项,它们分别为:纬向平流项($U_a \frac{\partial T_c}{\partial x}$)、经向平流项($-V_c \frac{\partial T_a}{\partial y}$)、垂直对流项($-W_c \frac{\partial T_a}{\partial z}$)以及热通量项($\frac{Q_a}{\rho_0 C_p H}$)。其中,根据 Kug 等(2010)的定义, ENSO 事件发展阶段定义为 3—11 月,衰减阶段定义为次年 2—10 月。依据东部型和中部型 ENSO 事件不同的海-气关键区域,东部型 ENSO 计算区域为赤道东太平洋地区(Niño3 区: 3°S — 3°N , 150° — 90°W),中部型 ENSO 为赤道中太平洋地区(Niño4 区: 3°S — 3°N , 160°E — 150°W)。

由图 4a 可以看出,在东部型厄尔尼诺发展以及衰减阶段,纬向平流项(UATC)以及垂直对流项(WCTA)对赤道东太平洋上的海温增长和衰减均起主要作用,这与 Kug 等(2010)结论一致。在发展

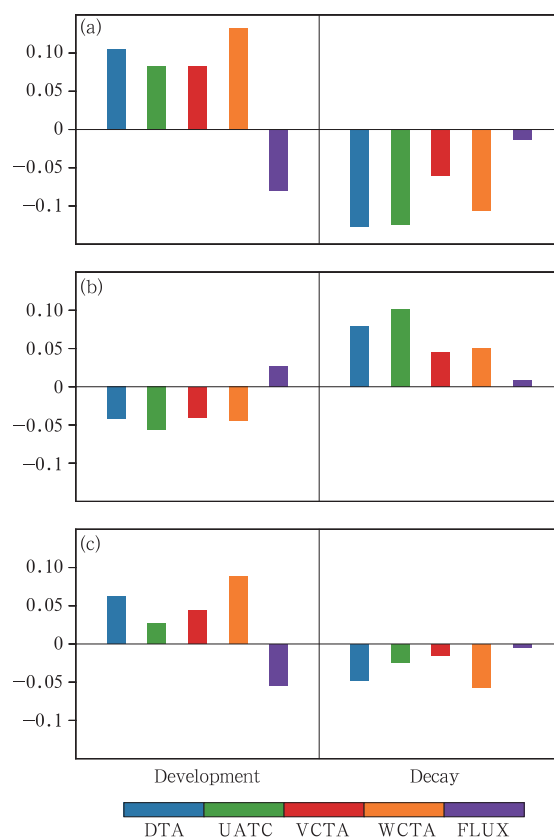


图4 (a) 东部型厄尔尼诺、(b) 东部型拉尼娜、(c) 东部型厄尔尼诺 + 东部型拉尼娜海表温度变化趋势(DTA, 蓝)及由纬向平流作用(UATC, 绿)、经向平流作用(VCTA, 红)、垂直对流作用(WCTA, 橙)、净热通量(FLUX, 紫)引起的海表温度变化(单位: $^{\circ}\text{C}/\text{月}$)。计算区域为 $(3^{\circ}\text{S}$ — 3°N , 150° — 90°W)

Fig. 4 Composites of SST tendency (DTA, blue), and the SST tendency owing to the zonal advection (UATC, green), the meridional advection (VCTA, red), vertical advection (WCTA, orange) and net flux (FLUX, purple) for (a) EP-El Niño, (b) EP-La Niña and (c) EP-El Niño + EP-La Niña averaged over $(3^{\circ}\text{S}$ — 3°N , 150° — 90°W) (units: $^{\circ}\text{C}/\text{month}$)

阶段,平均上升流与异常海温决定的垂直对流项相对贡献较大,表明东部型厄尔尼诺发展过程中温跃层反馈机制的作用相对纬向平流项更为重要。到了衰减期,伴随着东部型厄尔尼诺强烈的“放电”过程以及相应纬向平均热含量符号的变化,纬向平流、垂直对流等项均由正变负;衰减过程中纬向平流项变化最大。热通量项(FLUX)在发展期和衰减期均为负值,它在东部型厄尔尼诺发展过程中对正的海表温度异常起着耗散作用;然而在衰减阶段,热通量的

贡献很小,几乎不起作用。值得注意的是,经向平流项(VCTA)在发展和衰减过程中量值都较大,然而根据 Zhang 等(2009, 2013)的工作表明其发生、发展和衰亡过程与海表温度异常位相一致,并不像纬向平流项和垂直对流项对 ENSO 的增长和衰减起决定性作用,其作用主要是通过经向平流使得赤道上的海表温度异常向赤道外扩张。因此,尽管该项量值较大,但对与 ENSO 相对应的赤道上海温异常的发生、发展并不起作用;考虑到其对 ENSO 的增长和衰减不起主要作用,虽然在图 4、5 其他类型 ENSO 事件的分析中也给出了经向平流项,但不对其做详细分析。

与东部型厄尔尼诺相比,东部型拉尼娜各项与之几乎一致,只是符号相反,在发展、衰减阶段纬向平流与垂直对流都有贡献,热通量项从发展阶段到衰减阶段趋势减弱。与东部型厄尔尼诺不同的是,东部型拉尼娜各项强度相对较弱,尤其是发展阶段,强度仅为东部型厄尔尼诺事件强度的一半,并且事件发展及衰减过程中纬向平流项的作用相对重要,其对于位相转换的贡献也更大。有趣的是,对比东部型拉尼娜发展及衰减阶段各项的变化可以发现,发展期各项强度小而衰减期强度大,由此可知东部型拉尼娜发展慢而衰减快,这与图 3a 一致,体现出它发展、衰减阶段上的不对称性,而东部型厄尔尼诺在这一点上基本对称(图 4b)。

将东部型厄尔尼诺与东部型拉尼娜海温变化趋势各贡献项分别相加,得到各项对于东部型 ENSO 海温异常非对称的贡献(图 4c)。相对而言,各项的非对称性在发展阶段较强,而在衰减阶段有所减弱,但纬向平流项非对称性在两个阶段相当。此外,东部型 ENSO 非对称性各贡献项符号与东部型厄尔尼诺基本一致,例如垂直对流和纬向平流两项在发展阶段与衰减阶段都表现出了正贡献;值得注意的是,非对称垂直对流项的强度明显强于纬向平流项。可见,东部型 ENSO 海温异常强度的非对称主要由东部型厄尔尼诺发展以及衰减过程中较强的垂直对流和纬向平流共同作用导致,尤其是垂直对流作用,使得东部型 ENSO 海温异常非对称空间场上出现类东部型厄尔尼诺的分布。

相对东部型 ENSO 而言,中部型厄尔尼诺动力学过程较东部型厄尔尼诺要弱得多,强度几乎只有东部型厄尔尼诺的一半,因而其盛期海温异常的信

号较东部型厄尔尼诺也更弱(图 5a)。此外,其发展及衰减的动力过程与东部型厄尔尼诺也有所不同,例如,在中部型厄尔尼诺发展阶段以及衰减阶段纬向平流占据了主导地位,垂直对流项贡献相对较小,尤其是衰减阶段,几乎不起作用。这表明垂直对流在东部型厄尔尼诺发展和衰亡中做主要贡献,而纬向平流在中部型厄尔尼诺的演变过程中起更为重要的作用,以前的工作也提到了这一点(Kug, et al, 2010)。由于气候态赤道中太平洋温跃层厚度较赤道东太平洋更深,因而次表层海温对于温跃层的变化不太敏感,风压场的变化导致的中太平洋上海温异常较弱;相比较而言,由于赤道中太平洋是东西太

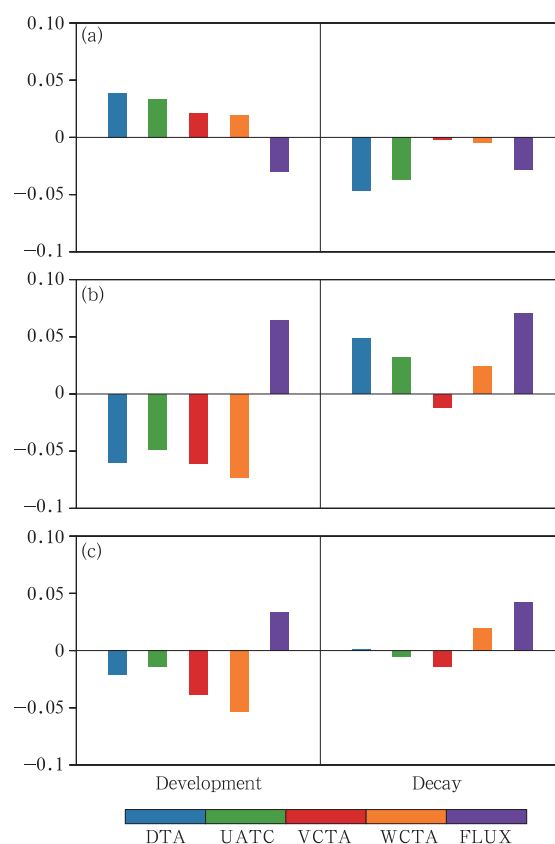


图 5 (a) 中部型厄尔尼诺、(b) 中部型拉尼娜、(c) 中部型厄尔尼诺 + 中部型拉尼娜海表温度变化趋势 (DTA, 蓝) 及由纬向平流作用(UATC, 绿)、经向平流作用(VCTA, 红)、垂直对流作用(WCTA, 橙)、净热通量(FLUX, 紫)引起的海表温度变化 (单位: °C/月)。计算区域为(3°S–3°N, 160°E–150°W)

Fig. 5 As in Fig. 4 but for (a) CP-El Niño, (b) CP-La Niña and (c) CP-El Niño + CP-La Niña averaged over (3°S–3°N, 160°E–150°W)

平洋的过渡带,其平均温度梯度大,由风压场异常引起的东向的洋流异常有利于西边的暖水输送到中太平洋,从而出现较强的海表温度升高。而当衰减时,由于赤道中太平洋温跃层较深,“放电”过程较弱,因而垂直对流项基本为0,海表温度主要在纬向平流的作用下完成位相转变。需要注意的是热通量项在衰减阶段也做一定的贡献。

与中部型厄尔尼诺对应,各贡献项在中部型拉尼娜中符号相反,但强度更大,尤其是在发展阶段;并且发展期间垂直对流作用强于纬向平流项,这一点与中部型厄尔尼诺不同,但与东部型厄尔尼诺相近,衰减阶段垂直对流则与纬向平流作用相当(图5b)。热通量项无论在发展阶段还是衰减阶段趋势几乎没有改变。发展阶段热通量项与海表温度总趋势相反,对其起耗散作用,而在衰减阶段与它同号,对海温衰减做正贡献,有利于海温衰减。有趣的是,由于发展和衰减阶段海温趋势强度的非对称性,因此需要较长的时间才能使得负的海表温度异常消失,最终中部型拉尼娜表现出较长的持续性(图3b)。

将中部型 ENSO 冷暖事件做比较后可以看到,与东部型 ENSO 不同,中部型 ENSO 各项强度的非对称性差异较小,各贡献项符号与中部型拉尼娜基本一致,这导致了中部型 ENSO 海温异常强度非对称分布上类似于中部型拉尼娜。但值得注意的是,与东部型 ENSO 相同,中部型 ENSO 非对称性强度随时间也有变化,即发展阶段强度更大,衰减阶段有所减小,但强度差异较东部型 ENSO 弱。另外,非对称性在发展与衰减阶段仍然是由垂直对流起到主要作用(图5c),因此中部型 ENSO 强度非对称产生的原因同样可以归结为垂直对流的作用。

如上所述,海洋的垂直对流在东部型厄尔尼诺与中部型拉尼娜事件中相对较强,这可能与二者发生的背景条件有关。由于气候态下赤道东太平洋温跃层较浅,当东部型厄尔尼诺发生时暖水东传,东太平洋温跃层加深,垂直对流运动增强,这一运动有利于东部型厄尔尼诺事件维持。而东部型拉尼娜发生时温跃层进一步变浅,但受限於赤道东太平洋温跃层的平均厚度,变化幅度并不大,因而海洋垂直对流作用也受到限制;同理,对于中部型厄尔尼诺来说,

赤道中太平洋温跃层厚度较赤道东太平洋更深,暖水所造成的温跃层的加深变化较小,垂直对流作用也较弱,而中部型拉尼娜发生时温跃层变浅,在赤道中太平洋上变化幅度较大,因而垂直对流作用较强,中部型拉尼娜强度也较中部型厄尔尼诺更强。

5 两类 ENSO 大气响应的非对称性分析

前面两节对两类 ENSO 事件海温异常非对称性及物理过程进行了探讨,结果表明两类 ENSO 有各自不同的海温异常非对称分布,那么大气对于两类 ENSO 海温非对称又会产生怎样的响应呢?

5.1 热带太平洋区域大气响应

图6给出了两类 ENSO 冬季赤道太平洋地区向外长波辐射的异常分布。在东部型厄尔尼诺中,向外长波辐射异常分布表现出明显的偶极型,即赤道中东太平洋对流活跃,对流中心位于 170°W 附近,而赤道西太平洋与副热带北太平洋中部对流受到抑制(图6a)。与东部型厄尔尼诺对应,在东部型拉尼娜中赤道中东太平洋对流受到一定程度抑制,赤道西太平洋上对流得到加强,但对流中心略有西移,位于 180° 附近,其强度仅为东部型厄尔尼诺事件的一半,副热带北太平洋中部也并未对应出现负的向外长波辐射异常区域(图6c)。东部型 ENSO 热带对流的响应与海温异常分布表现出的非对称性基本一致,产生类似东部型厄尔尼诺对流响应的分布型,但赤道西太平洋上的信号基本消失,非对称响应主要表现在:副热带北太平洋中部、南太平洋中部以及东南太平洋的对流抑制区,以及赤道中东太平洋上的对流旺盛区,其对流非对称中心东移至 150°W 附近,并向东北延伸至北美大陆南部(图6e)。

与东部型厄尔尼诺明显不同,中部型厄尔尼诺中向外长波辐射异常中心强度较弱,对应的对流活跃中心随着海温异常中心的西移而向西移动(Kug, et al, 2009),分布型表现出三极型,对流活跃区域主要集中在赤道日界线附近,赤道东太平洋以及赤道西太平洋向副热带南北太平洋中部延伸的大范围洋面都为对流抑制区(图6b)。与之对应,中部型拉尼娜对流抑制区域也主要出现在日界线附近,活跃区出现在赤道西太平洋以及副热带南太平洋中部;但与中部型厄尔尼诺不同的是,在热带太平洋中部

型拉尼娜中向外长波辐射异常分布的三极子型并不明显,尤其是赤道东太平洋上的大气响应并不显著,却在副热带北太平洋 150°W 以东出现对流活跃中心(图 6d)。由此使得中部型 ENSO 在热带对流异常分布上的非对称性并不完全类似于中部型拉尼娜:在赤道西太平洋上仅存在一个对流抑制中心,赤道中太平洋上非对称性响应较弱,仅在副热带南太平洋中部出现微弱负异常,而赤道东太平洋的分布

呈现西北—东南向“ $- + -$ ”型的分布(图 6f)。值得注意的是东部型厄尔尼诺和中部型厄尔尼诺在日界线附近的对流形势较为接近,而两类拉尼娜事件在赤道中太平洋上正异常中心的位置较两类厄尔尼诺更为接近,正是这样近似的对流形势导致了两类拉尼娜事件在赤道降水上的相似分布(袁媛等, 2012; Yeh, et al, 2014),从而为区分两类拉尼娜增加了难度。

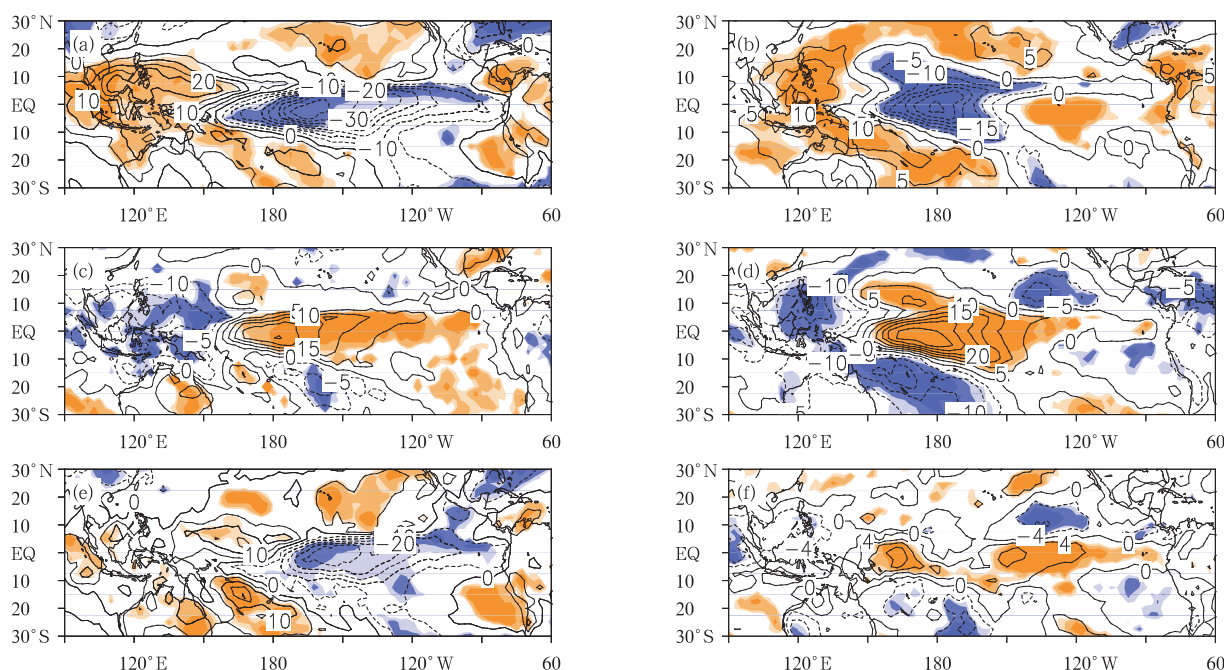


图 6 (a) 东部型厄尔尼诺、(b) 中部型厄尔尼诺、(c) 东部型拉尼娜、(d) 中部型拉尼娜、
(e) 东部型厄尔尼诺 + 东部型拉尼娜、(f) 中部型厄尔尼诺 + 中部型拉尼娜冬季赤道太平洋向
外长波辐射异常分布(单位: W/m^2)
((a) - (e) 等值线间隔为 $5 \text{ W}/\text{m}^2$, (f) 等值线间隔为 $4 \text{ W}/\text{m}^2$, 阴影从浅到深分别表示通过 90%, 95%, 99% 显著性检验)

Fig. 6 Composites of winter mean OLR anomaly (units: W/m^2) over the tropical Pacific during
(a) EP-El Niño, (b) CP-El Niño, (c) EP-La Niña, (d) CP-La Niña, (e) EP-El Niño +
EP-La Niña and (f) CP-El Niño + CP-La Niña events

(The contour interval is $5 \text{ W}/\text{m}^2$ in (a)-(e) and $4 \text{ W}/\text{m}^2$ in (f). Shadings from light to dark
indicate that it is significant at the 90%, 95%, 99% confidence levels, respectively)

ENSO 所对应的海表温度异常通过驱动对流异常来改变热带大气异常,不同的对流异常必然会引起不同的热带大气响应。对应于东部型厄尔尼诺的海温异常分布,海平面气压表现出明显的“跷跷板”变化,赤道东太平洋气压降低,赤道西太平洋气压升高;赤道中东太平洋上盛行西风,西太平洋上盛行东风,气流于赤道东太平洋异常辐合上升,赤道西太平洋异常辐散下沉,菲律宾以东洋面出现一异常强的反

气旋,即菲律宾反气旋(图 7a)。大量研究表明,菲律宾反气旋对东亚地区的气候有重要影响(Zhang R H, et al, 1996; Wang, et al, 2000; Feng, et al, 2011; Zhang W J, et al, 2011; Yuan, et al, 2012)。此外,对应赤道东太平洋上强烈的海温正异常信号,沃克环流异常在赤道东太平洋的上升气流范围广、强度大,一直从 120°W 延伸至日界线附近,而西太平洋的强下沉气流主要集中在 $120^{\circ}-150^{\circ}\text{E}$ (图 8a)。

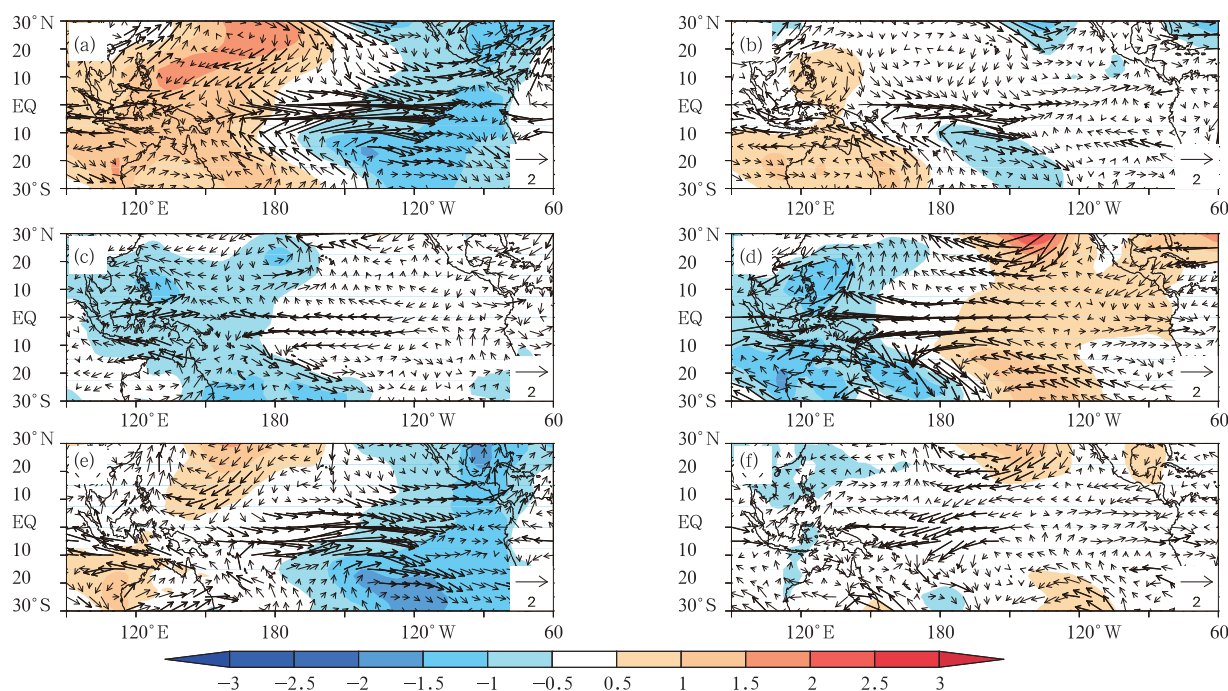


图7 (a) 东部型厄尔尼诺、(b) 中部型厄尔尼诺、(c) 东部型拉尼娜、(d) 中部型拉尼娜、(e) 东部型厄尔尼诺 + 东部型拉尼娜、(f) 中部型厄尔尼诺 + 中部型拉尼娜冬季赤道太平洋海平面气压距平场 (阴影, 单位: hPa)、850 hPa 风异常场 (矢量, 单位: m/s) (粗风矢表示风速大于 1 m/s)

Fig. 7 Composites of winter mean SLP anomaly (shaded, units: hPa) and 850 hPa wind anomaly (vector, unit: m/s) over the tropical Pacific during (a) EP-El Niño, (b) CP-El Niño, (c) EP-La Niña, (d) CP-La Niña, (e) EP-El Niño + EP-La Niña and (f) CP-El Niño + CP-La Niña events (velocities greater than 1 m/s are shown)

作为东部型 ENSO 的冷事件, 东部型拉尼娜在风压场配置上表现出与东部型厄尔尼诺一定的对称性: 在气压场上表现为赤道西太平洋气压降低, 而风场主要表现为赤道中东太平洋上的东风异常以及西太平洋上的西风异常, 菲律宾附近存在异常气旋, 赤道太平洋上出现反向沃克环流异常。但同时也存在着空间以及强度上的非对称性: 气压场上赤道东太平洋气压升高不显著, 异常强度较东部型厄尔尼诺偏弱, 赤道东风异常程度较弱且位置西移, 导致菲律宾气旋发生了西移(图 7c), 沃克环流异常下沉支减弱西移(图 8c), 这与 Wu 等(2010)的结论一致。由于东部型厄尔尼诺较强的强度, 故东部型 ENSO 冷暖位相叠加后, 东部型 ENSO 风压场的非对称性仍形似东部型厄尔尼诺, 但赤道西太平洋上的气压正异常中心分为南北两个(图 7e), 沃克环流异常的非对称上升支主要出现在赤道东太平洋 150°—120°W 的对流层中层, 而下沉支位于 120°—150°E 对流层中高层(图 8e)。

中部型厄尔尼诺事件中海表温度异常和对应增强的对流比东部型厄尔尼诺都有所西移, 相应的风压场也发生了变化: 赤道东太平洋的气压异常并不显著, 气压负异常区域移动至副热带南太平洋中部, 赤道西太平洋上仍为气压正异常区域控制。赤道东太平洋与西太平洋上均出现东风异常, 西风异常则局限在赤道中太平洋附近, 菲律宾反气旋移至(10°N, 120°E)附近, 且范围和强度相比东部型厄尔尼诺都有所减小, 由此带来与东部型厄尔尼诺不同的气候影响(图 7b)。沃克环流异常上升支主要位于 180°附近, 下沉支位于赤道西太平洋上 120°E 对流层高层, 同样较东部型厄尔尼诺强度要弱。需要注意的是, 赤道东太平洋上 90°W 以东对流层中低层有微弱下沉气流, 但并未通过显著性检验(图 8b)。就中部型拉尼娜而言, 它与中部型厄尔尼诺存在着一定的对称性, 如风压场位相的转变、气压异常中心的西移以及赤道洋面上空反向沃克环流异常的出现。但同样也存在着空间和强度的非对称性,

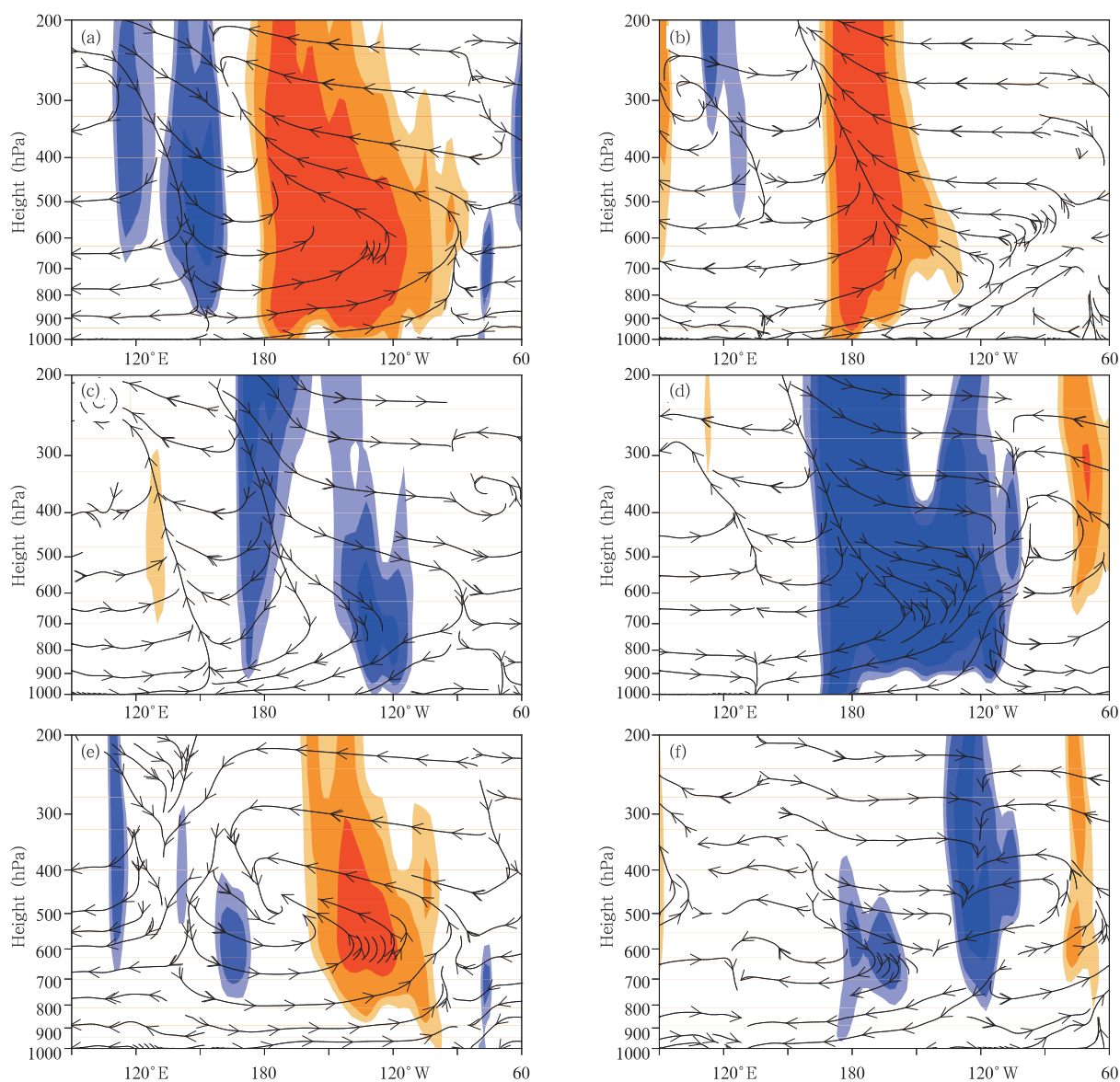


图 8 (a) 东部型厄尔尼诺、(b) 中部型厄尔尼诺、(c) 东部型拉尼娜、(d) 中部型拉尼娜、
(e) 东部型厄尔尼诺 + 东部型拉尼娜、(f) 中部型厄尔尼诺 + 中部型拉尼娜冬季赤道
太平洋(5°S—5°N)沃克环流异常流场(单位:m/s)

(阴影由浅到深表示垂直速度通过 90%, 95%, 99% 置信度水平的显著性检验, 为便于绘图垂直速度已乘以 -50)

Fig. 8 Composites of the streamline (units: m/s) of winter mean anomalous Walker circulation over the tropical Pacific (averaged over 5°S–5°N) for the (a) EP-El Niño, (b) CP-El Niño, (c) EP-La Niña, (d) CP-La Niña, (e) EP-El Niño + EP-La Niña and (f) CP-El Niño + CP-La Niña events (Shadings from light to dark indicate that it is significant at the 90%, 95%, 99% confidence levels for the vertical velocity, respectively. The vertical velocity has been multiplied by a factor of -50 for convenience of plotting)

就气压场的变化来说,中部型拉尼娜更倾向于东部型厄尔尼诺的反位相形态,表现为赤道东太平洋气压升高,赤道西太平洋气压降低。这可能是由于二者信号较强的缘故。而在风场上,中部型拉尼娜赤道上空的异常东风比中部型厄尔尼诺范围广、强度

大,甚至延伸至 150°E 以西,与赤道西太平洋上的西风异常在海洋性大陆上空辐合,菲律宾气旋的位置较中部型厄尔尼诺中反气旋的位置稍有北抬(图 7d)。异常沃克环流中下沉气流范围较为广阔,占据 180°—120°W 的洋面,赤道东西太平洋上均出现异

常上升气流,但赤道东太平洋的上升支明显要强(图 8d),在赤道洋面上形成两个异常沃克环流圈。尽管中部型 ENSO 冷、暖位相空间分布差异比较明显,但由于强度差异较小,因此中部型 ENSO 在赤道风压场上表现的非对称性并不凸出,最显著的非对称区域位于北太平洋(30°N , 150°W)附近的气压正异常区及其周围对应的反气旋环流风场,以及赤道中太平洋地区较弱的东风异常(图 7f)。相应地,异常沃克环流的非对称响应在赤道西太平洋上不再明显,而体现在赤道中太平洋(180°)附近对流层中下层、东太平洋(120°W)附近对流层中高层的异常下沉气流以及 70°W 附近高空的微弱异常上升气流,总的非对称分布型仍与中部型拉尼娜相似(图 8f)。由此可见,两类 ENSO 对应的局地大气响应的非对称性与其海温空间形态类似,与其强度非对称性相对应。一般情形下,热带海表温度异常越强其引起的局地对流异常也越强,从而导致局地大气响应在强度上的非对称性。

5.2 热带外大气响应

热带热源不仅会造成局地的大气响应,还可以通过遥相关强迫热带外大气运动,影响中高纬度天气和气候的异常(Hoskins, et al, 1981; Wallace, et al, 1981)。一般而言,强的热带热源会引起较强的热带外响应,因此,可以想象热带外响应差异与热带类似;然而,能量在向热带外传播时,受到局地环流的影响,特别是中纬度一些区域强烈的波-流非线性相互作用可能会改变局地的响应,对于此类响应的物理机制至今尚未得到很好解释,这也超出了本研究的范围,暂不作讨论。ENSO 发生时,热带外大气响应最明显的信号出现在北半球太平洋及其周边地区,因而文中主要考虑北太平洋及其周边地区大气响应情况。东部型厄尔尼诺中北半球遥相关表现为北太平洋中纬度地区气压偏低,加拿大西部气压偏高,美国东南部气压偏低,即正位相的太平洋-北美遥相关型(PNA)。这种异常分布基本为准正压结构,其在对流层中层表现出对应的异常波列(图 9a)。与东部型厄尔尼诺对应,东部型拉尼娜表现出太平洋-北美遥相关型负位相分布,但强度有所减弱,其中北太平洋中部位势高度正异常较为显著,中心位于 45°N (王磊等, 2014),但加拿大西部的负异常与美国东南部的正异常信号较弱(图 9c)。总的来说,东部型 ENSO 的非对称性仍旧类似东部型厄

尔尼诺,但加拿大西部与北太平洋中部的异常中心并不显著。东亚中高纬度地区存在位势高度负异常中心,日本东南部存在正异常中心,位势高度负异常从北美大陆西北部向南延伸至美国西南部(图 9e)。

与东部型厄尔尼诺相似,中部型厄尔尼诺同样对应着太平洋-北美型遥相关正位相,但相比之下,中部型厄尔尼诺的大气响应强度较弱,北太平洋中部的负异常中心并不显著。有趣的是,与东部型厄尔尼诺相比,中部型厄尔尼诺在北美和北大西洋的大气异常响应有整体北移的倾向(图 9b),例如加拿大上空的正异常中心北移到 65°N 附近。Ashok 等(2007)认为这可能与中部型厄尔尼诺事件对于副热带和副极地急流强度和位置的调整有关。与中部型厄尔尼诺对应,中部型拉尼娜对应着完整的太平洋-北美型遥相关负位相,但不同的是,中部型拉尼娜大气响应较强,北太平洋上的正异常十分显著,并且位置相对偏南,加拿大上空的负异常中心也有所东移(图 9d)。因而,受中部型 ENSO 海温异常强度非对称性影响,中部型 ENSO 冷暖位相的差异主要表现在北太平洋中部的正异常中心及其南北侧的负异常,响应形势仍类似中部型拉尼娜。需要注意的是,北美高纬度地区出现的正异常中心与中部型厄尔尼诺对应,这可能与局地效应有关(图 9f)。

为进一步探讨两类 ENSO 非对称性对于赤道外地区的影响,文中给出了两类 ENSO 冬季北太平洋及其相邻陆地降水异常分布(图 10)。从图中可以看到,东部型厄尔尼诺发生时,赤道西太平洋降水负值区向东北方向延伸,与北太平洋中部的负值区相连,导致大范围降水减少;西北太平洋降水增多,降水正值区向东延伸。鄂霍次克海西岸降水有所减少;北美大陆中部偏旱,南部偏湿;南美洲北部降水也有所减少(图 10a)。相对应地,东部型拉尼娜导致北太平洋中部出现小范围降水正异常,西北太平洋地区显著的降水负异常。与东部型厄尔尼诺相比,东部型拉尼娜发生时鄂霍次克海西岸仍为降水负异常,并且北美大陆降水异常呈现南北经向“ $- +$ ”的分布(图 10c)。因此,东部型 ENSO 对北太平洋赤道外降水的非对称影响主要表现在北太平洋南北经向“ $- +$ ”型的降水异常分布、鄂霍次克海西岸的降水负异常、北美大陆北部降水负异常,中部、南部的降水正异常以及南美北部的降水负异常(图 10e)。

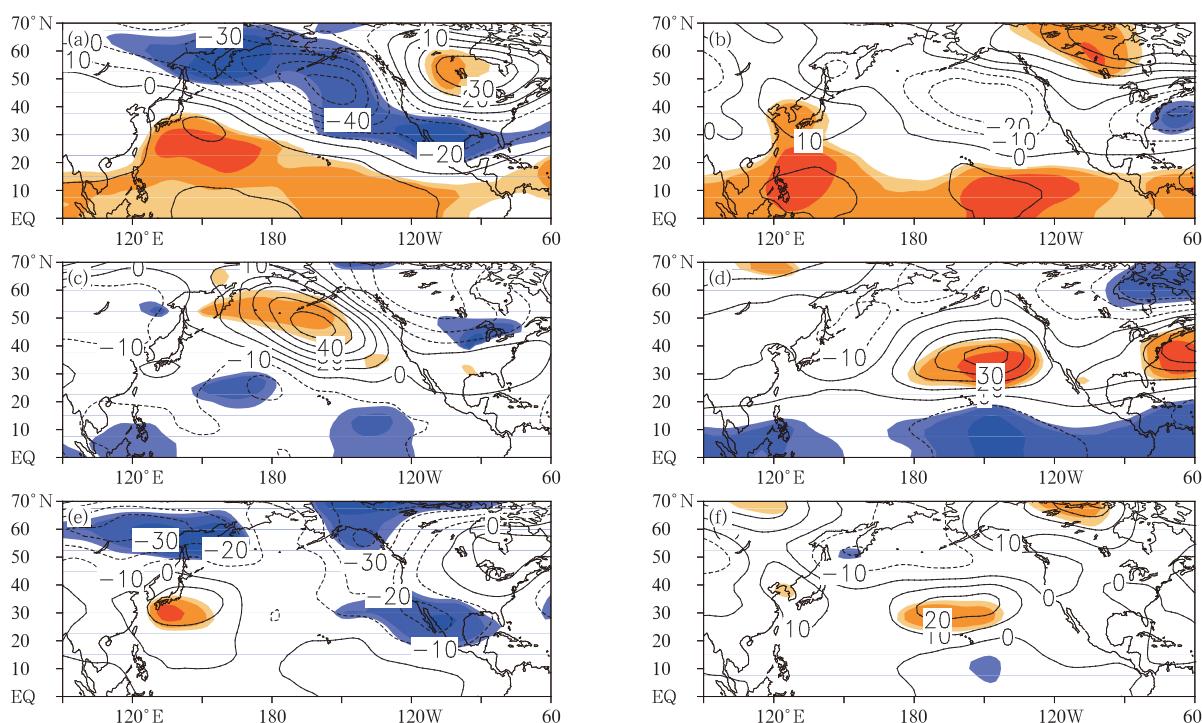


图9 (a) 东部型厄尔尼诺、(b) 中部型厄尔尼诺、(c) 东部型拉尼娜、(d) 中部型拉尼娜、(e) 东部型厄尔尼诺 + 东部型拉尼娜、(f) 中部型厄尔尼诺 + 中部型拉尼娜冬季北太平洋 500 hPa 位势高度异常(单位:gpm)分布
(阴影由浅到深表示通过 90%、95%、99% 显著性检验)

Fig. 9 Composites of winter mean geopotential height anomaly (units: gpm) at 500 hPa over the North Pacific for the (a) EP-El Niño, (b) CP-El Niño, (c) EP-La Niña, (d) CP-La Niña, (e) EP-El Niño + EP-La Niña and (f) CP-El Niño + CP-La Niña events
(Shadings from light to dark indicate that it is significant at the 90%, 95%, 99% confidence levels, respectively)

与东部型厄尔尼诺不同的是,中部型厄尔尼诺降水影响范围较小,强度不大,异常大值区主要集中在赤道地区。北太平洋及其相邻陆地分布形势则与东部型厄尔尼诺类似:北太平洋中部降水偏少,西北太平洋降水偏多,南美北部降水偏少,但北太平洋中部降水负异常分布更为零星;对北美大陆的影响仅限于使得加拿大西部降水减少(图 10b)。中部型拉尼娜与中部型厄尔尼诺的异常分布大致对应,即北太平洋中部降水增多,西北太平洋降水偏少,南美洲北部降水增多,但中部型拉尼娜对北太平洋中部以及北美的影响更为显著,特别是北美南部地区,降水明显减少,而对东亚的影响比较零星(图 10d)。最终,中部型 ENSO 的非对称分布在北太平洋上表现为南北向“+ -”型,与中部型拉尼娜分布型类似,却与东部型 ENSO 非对称性分布刚好相反(图 10f);对东亚以及北美大陆的影响主要以降水偏少为主,特别是在鄂霍次克海以及北美西北部和西南部。

为了详细探讨两类 ENSO 在中国区域的非对称性,也相应地给出了中国区域的降水非对称性分布(图 11)。受两类 ENSO 不同环流形势影响,特别是西北太平洋上菲律宾异常(反)气旋的不同作用,使得中国出现不同的降水分布形势。东部型厄尔尼诺发生时,菲律宾以东洋面异常反气旋外围的西南异常气流控制中国华南地区,而东北和河套地区为异常偏北风控制(图 7a),受其影响,中国华南地区冬季降水偏多,而在河套地区与东北地区出现降水负异常。东部型拉尼娜发生时菲律宾附近的异常气旋有所西移且位置偏南,中国主要为东风异常气流控制且强度较弱(图 7c),因此东部型拉尼娜对中国冬季降水的影响没有显著的信号,只在西南地区有弱的负异常(图 11c)。将 ENSO 冷暖事件合成叠加后东部型 ENSO 风压场的非对称性仍形似东部型厄尔尼诺(图 7e),相应地,东部型 ENSO 非对称性对中国冬季降水的影响仍表现为中国中部和东北地

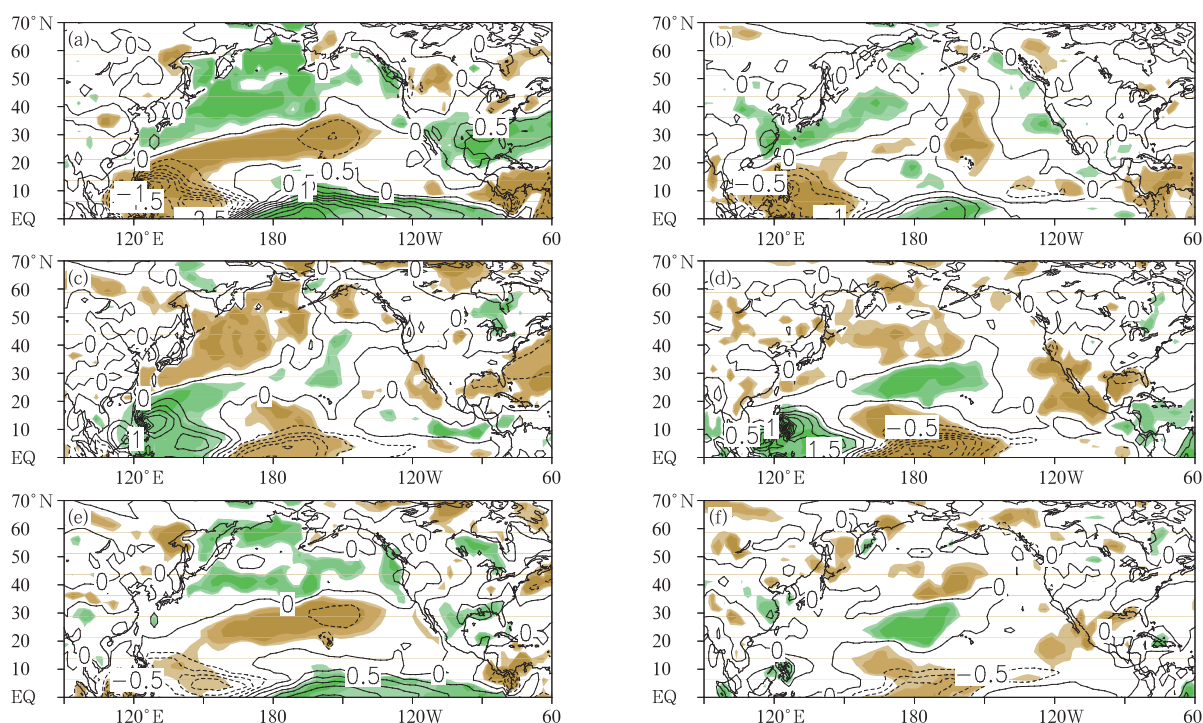


图 10 (a) 东部型厄尔尼诺、(b) 中部型厄尔尼诺、(c) 东部型拉尼娜、(d) 中部型拉尼娜、(e) 东部型厄尔尼诺 + 东部型拉尼娜、(f) 中部型厄尔尼诺 + 中部型拉尼娜冬季北太平洋降水异常(单位: mm/d) 分布
(阴影由浅到深表示通过 90%、95%、99% 显著性检验)

Fig. 10 Composites of winter mean precipitation anomaly (units: mm/d) over the North Pacific for the (a) EP-El Niño, (b) CP-El Niño, (c) EP-La Niña, (d) CP-La Niña, (e) EP-El Niño + EP-La Niña and (f) CP-El Niño + CP-La Niña events

(Shadings from light to dark indicate that it is significant at the 90%, 95%, 99% confidence levels, respectively)

区的降水负异常以及华南地区的降水正异常,与东部型厄尔尼诺分布基本一致(图 11e)。与东部型厄尔尼诺不同,中部型厄尔尼诺事件中菲律宾反气旋移至(10°N, 120°E)附近,虽然范围和强度相比东部型厄尔尼诺都有所减小,但中国华东地区仍受反气旋外西南异常气流影响(图 7b),导致降水明显增多(图 11b)。而中部型拉尼娜发生时,菲律宾气旋的位置较中部型厄尔尼诺中反气旋的位置稍有北抬,中国东北—西南一线均为异常气旋外侧西北异常气流控制(图 7d),使得西南、华北及东北等地区降水有所减少(图 11d)。如前所述,中部型 ENSO 在赤道风压场上表现的非对称性并不凸出,且分布与中部型拉尼娜分布相似(图 7f),而中部型 ENSO 对中国冬季降水的非对称性影响主要表现在华东的降水正距平以及华北、东北地区的降水负距平(图 11f),这一分布情况与中部型厄尔尼诺更为接近,可见 ENSO 事件对中国降水影响的复杂性。值得注意的

是,本文中两类厄尔尼诺对中国冬季降水异常的影响与已有研究(Weng, et al, 2007; Feng, et al, 2010; Yuan, et al, 2012)定性一致,但在中国南方存在一定的差异,造成差异的可能原因是研究的时段不同,已有研究时段主要集中在 1979 年以后,而本研究主要关注 1961—2010 年发生的 ENSO 事件,因而个例样本有所增加。由此也可以看出,ENSO 在东亚地区的信号存在着一定的复杂性。

6 结 论

利用 NOAA 1961—2010 年逐月海温资料、降水重建资料、向外长波辐射资料、NCEP/NCAR 再分析资料以及 SODA 海水次表层资料等,对东部型和中部型两类 ENSO 事件海温异常分布特点及其非对称性进行了分析,并通过热量收支平衡方程对各动力过程的诊断,探讨了两类 ENSO 海温异常分布非对称性的可能原因,最后进一步讨论了两类

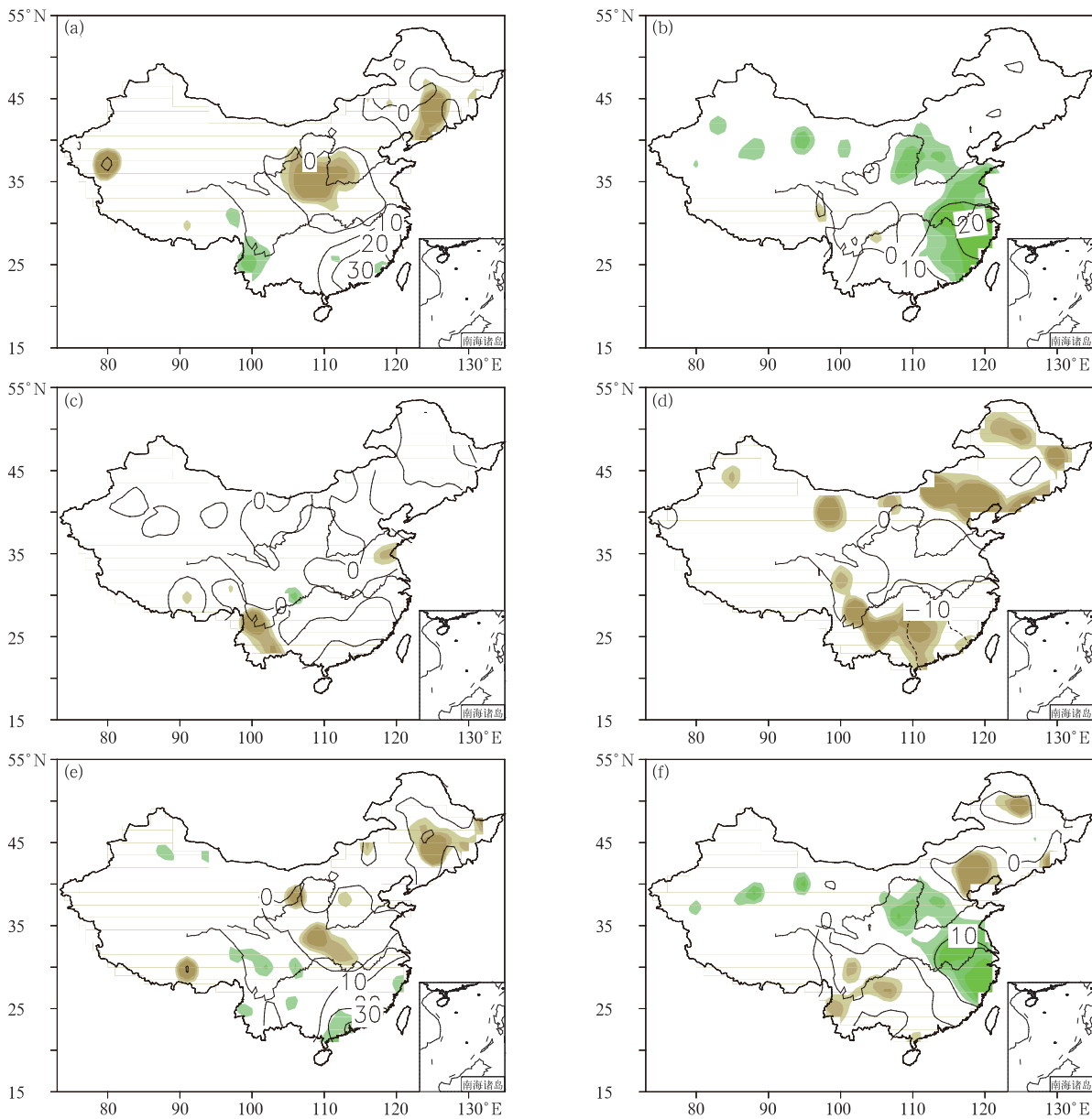


图 11 (a) 东部型厄尔尼诺、(b) 中部型厄尔尼诺、(c) 东部型拉尼娜、(d) 中部型拉尼娜、(e) 东部型厄尔尼诺 + 东部型拉尼娜、(f) 中部型厄尔尼诺 + 中部型拉尼娜冬季中国降水异常(单位:mm)分布
(阴影由浅到深表示通过 80%、90%、95% 显著性检验)

Fig. 11 Composites of winter mean precipitation anomaly (units: mm) over China for the (a) EP-El Niño, (b) CP-El Niño, (c) EP-La Niña, (d) CP-La Niña, (e) EP-El Niño + EP-La Niña and (f) CP-El Niño + CP-La Niña events

(Shadings from light to dark indicate that it is significant at the 80%, 90%, 95% confidence levels, respectively)

ENSO 事件大气响应的非对称性。得到结论如下:

(1) 两类 ENSO 事件的海温异常非对称性包括空间分布非对称、强度非对称以及时间持续非对称。其中,强度非对称性在东部型 ENSO 事件中表现为东部型厄尔尼诺强于东部型拉尼娜,而在中部型

ENSO 事件中表现为中部型拉尼娜强于中部型厄尔尼诺。持续性非对称在东部型 ENSO 事件中表现为东部型厄尔尼诺维持时间长于东部型拉尼娜,在中部型 ENSO 事件中表现为中部型拉尼娜维持时间长于中部型厄尔尼诺。其中,中部型拉尼娜事件

冷异常甚至可以维持到次年秋季。

(2) 两类厄尔尼诺事件发展衰减过程中分别主要由两种反馈机制维持, 其中东部型厄尔尼诺中温跃层反馈起主导作用, 而中部型厄尔尼诺中纬向平流反馈更为重要。两类拉尼娜事件中动力机制较为复杂, 东部型拉尼娜发展慢而衰减快, 整个过程中纬向平流反馈作用更为关键, 而中部型拉尼娜中在发展阶段垂直对流作用略强, 衰减阶段垂直对流与纬向平流作用相当。尽管不同事件发展衰减中主导的动力作用不尽相同, 但就两类事件海温异常强度非对称性而言, 垂直对流项都起到了关键作用。

(3) 由于两类 ENSO 事件冷暖位相具有空间分布以及强度上的海温异常非对称性, 因此, 无论是受海温直接强迫影响的赤道地区还是通过遥相关影响的赤道外地区, 大气非对称响应都表现出与海温异常非对称较好的一致性, 具体表现为东部型 ENSO 的非对称性分布大致与东部型厄尔尼诺相似, 而中部型 ENSO 的非对称性分布与中部型拉尼娜相似, 且东部型 ENSO 非对称性强度大于中部型 ENSO。

文中着重就两类 ENSO 事件的非对称性进行了对比分析, 结果表明两类 ENSO 海温异常分布的非对称将会导致大气响应的非对称性, 因而给周边国家和地区带来不同的气候影响。但实际上两类 ENSO 对全球的气候影响不仅于此, 两类事件的非对称性带来的气候影响也尚未完全清楚。考虑到目前预报模式中将两类 ENSO 冷暖位相作为对称事件的处理, 为提高 ENSO 模式预报水平, 对两类 ENSO 事件非对称性的研究十分必要, 今后还需要做大量工作进一步研究两类事件非对称性所带来的气候影响。

参考文献

- 曹璐. 2011. 两类 ENSO 事件的监测及大气的响应[D]. 南京: 南京大学, 64pp. Cao L. 2011. Two types of ENSO and atmospheric circulation responses[D]. Nanjing: Nanjing University, 64pp (in Chinese)
- 窦晶晶. 2011. 两种类型 El Niño 事件对大气环流影响之比较 // 第 28 届中国气象学会年会——S17 第三届研究生年会. 福建厦门. Dou J J. 2011. The difference between impacts of El Niño Modoki and El Niño on atmosphere circulation // The 28th Session of the Chinese Meteorological Society Annual Meeting – S17 the 3rd Session of Graduate Conference. Fujian Xiamen (in Chinese)
- 任福民, 袁媛, 孙丞虎等. 2012. 近 30 年 ENSO 研究进展回顾. 气

- 象科技进展, 2(3): 17-24. Ren F M, Yuan Y, Sun C H, et al. 2012. Review of progress of ENSO studies in the past three decades. Adv Meteor Sci Technol, 2(3): 17-24 (in Chinese)
- 王磊, 张文君, 祁莉等. 2014. 两类 La Niña 季节演变过程的海气耦合特征对比. 海洋学报, 36(1): 72-85. Wang L, Zhang W J, Qi L, et al. 2014. Contrasting air-sea features associated with two types of La Niña during the seasonal evolution. Acta Ocean Sinica, 36(1): 72-85 (in Chinese)
- 袁媛, 晏红明. 2012. 不同分布型 La Niña 事件及热带大气的响应特征对比. 科学通报, 57(34): 3312-3322. Yuan Y, Yan H M. 2013. Different types of La Niña events and different responses of the tropical atmosphere. Chin Sci Bull, 58(3): 406-415
- An S I, Jin F F. 2004. Nonlinearity and asymmetry of ENSO. J Climate, 17(12): 2399-2412
- Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. J Geophys Res, 112(C11): C11007
- Ashok K, Tam C Y, Lee W J. 2009. ENSO Modoki impact on the Southern Hemisphere storm track activity during extended Austral winter. Geophys Res Lett, 36(12): L12705
- Bejarano L, Jin F F. 2008. Coexistence of equatorial coupled modes of ENSO. J Climate, 21(12): 3051-3067
- Cai W, Cowan T. 2009. La Niña Modoki impacts Australia autumn rainfall variability. Geophys Res Lett, 36(12): L12805
- Cai W J, van Rensch P, Cowan T, et al. 2010. Asymmetry in ENSO teleconnection with regional rainfall, its multidecadal variability, and impact. J Climate, 23(18): 4944-4955
- Carton J A, Chepurin G, Cao X H. 2000. A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950-95. Part II: Results. J Phys Oceanogr, 30(2): 311-326
- Chen G H, Tam C Y. 2010. Different impacts of two kinds of Pacific Ocean warming on tropical cyclone frequency over the western North Pacific. Geophys Res Lett, 37(1): L01803
- Chen M Y, Xie P P, Janowiak J E, et al. 2002. Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations. J Hydrometeor, 3(3): 249-266
- Dommenget D, Bayr T, Frauen C. 2013. Analysis of the non-linearity in the pattern and time evolution of El Niño Southern Oscillation. Climate Dyn, 40(11-12): 2825-2847
- Feng J, Wang L, Chen W, et al. 2010. Different impacts of two types of Pacific Ocean warming on Southeast Asian rainfall during boreal winter. J Geophys Res, 115(D24): D24122
- Feng J, Chen W, Tam C Y, et al. 2011. Different impacts of El Niño and El Niño Modoki on China rainfall in the decaying phases. Int J Climatol, 31(14): 2091-2101, doi: 10.1002/joc.2217
- Frauen C, Dommenget D, Tyrrell N. 2014. Analysis of the nonlinearity of El Niño-Southern Oscillation teleconnections. J Climate, 27(16): 6225-6244
- Guilyardi E. 2006. El Niño-mean state-seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble. Climate Dyn, 26(4): 329-348

- Hoskins B J, Karoly D J. 1981. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J Atmos Sci*, 38(6): 1179-1196
- Jin F F, Kug J S, An S I, et al. 2003. A near-annual coupled ocean-atmosphere mode in the equatorial Pacific ocean. *Geophys Res Lett*, 30(2): 1080, doi: 10.1029/2002GL015983
- Jochum M, Murtugudde R. 2004. Internal variability of the tropical Pacific Ocean. *Geophys Res Lett*, 31(14): L14309
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77(3): 437-471
- Kang I S, Kug J S. 2002. El Niño and La Niña sea surface temperature anomalies: Asymmetry characteristics associated with their wind stress anomalies. *J Geophys Res*, 107(D19): ACL 1-1-ACL 1-10
- Kao H Y, Yu J Y. 2009. Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO. *J Climate*, 22(3): 615-632
- Karnauskas K B. 2013. Can we distinguish canonical El Niño from Modoki?. *Geophys Res Lett*, 40(19): 5246-5251
- Karori M A, Li J P, Jin F F. 2013. The asymmetric influence of the two types of El Niño and La Niña on summer rainfall over Southeast China. *J Climate*, 26(13): 4567-4582
- Kessler W S, Kleeman R. 2000. Rectification of the Madden-Julian Oscillation into the ENSO cycle. *J Climate*, 13(20): 3560-3575
- Kim H M, Webster P J, Curry J A. 2009. Impact of shifting patterns of Pacific Ocean warming on North Atlantic tropical cyclones. *Science*, 325(5936): 77-80
- Kug J S, Jin F F, An S I. 2009. Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *J Climate*, 22(6): 1499-1515
- Kug J S, Choi J, An S I, et al. 2010. Warm pool and cold tongue El Niño events as simulated by the GFDL 2.1 coupled GCM. *J Climate*, 23(5): 1226-1239
- Kug J S, Ham Y G. 2011. Are there two types of La Niña events?. *Geophys Res Lett*, 38(16): L16704, doi: 10.1029/2011GL048237
- Larkin N K, Harrison D E. 2005. Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter. *Geophys Res Lett*, 32(16): L16705, doi: 10.1029/2005GL022860
- Lee T, McPhaden M J. 2010. Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. *Geophys Res Lett*, 37(14): L14603, doi: 10.1029/2010GL044007
- Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull Amer Meteor Soc*, 77: 1275-1277
- Moron V, Ward M N. 1998. ENSO teleconnections with climate variability in the European and African sectors. *Weather*, 53(9): 287-295
- Neelin J D, Battisti D S, Hirst A C, et al. 1998. ENSO theory. *J Geophys Res*, 103(C7): 14261-14290
- Okumura Y M, Deser C. 2010. Asymmetry in the duration of El Niño and La Niña. *J Climate*, 23(21): 5826-5843
- Ren H L, Jin F F. 2011. Niño indices for two types of ENSO. *Geophys Res Lett*, 38(4): L04704
- Ropelewski C F, Halpert M S. 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon Wea Rev*, 115(8): 1606-1626
- Ropelewski C F, Halpert M S. 1996. Quantifying Southern Oscillation-precipitation relationships. *J Climate*, 9(5): 1043-1059
- Shinoda T, Hurlburt H E, Metzger E J. 2011. Anomalous tropical ocean circulation associated with La Niña Modoki. *J Geophys Res*, 116(C12): C12001
- 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 Climate*, 21(10): 2283-2296
- 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 Climate*, 23(3): 605-617
- Takahashi K, Montecinos A, Goubanova K, et al. 2011. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophys Res Lett*, 38(10): L10704, doi: 10.1029/2011GL047364
- Taschetto A S, Haarsma R J, Gupta A S, et al. 2010. Teleconnections associated with the intensification of the Australian monsoon during El Niño Modoki events//2010 IOP Conf Ser; Earth Environ Sci, 11: 012031, doi: 10.1088/1755-1315/11/1/012031
- Tedeschi R G, Cavalcanti I F A, Grimm A M. 2012. Influences of two types of ENSO on South American precipitation. *Int J Climatol*, 33(6): 1382-1400, doi: 10.1002/joc.3519
- Timmermann A, Jin F F. 2002. Phytoplankton influences on tropical climate. *Geophys Res Lett*, 29(23): 19-1-4, doi: 10.1029/2002GL15434
- Trenberth K E, Caron J M. 2000. The Southern Oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures, and precipitation. *J Climate*, 13(24): 4358-4365
- Trenberth K E, Stepaniak D P. 2001. Indices of El Niño evolution. *J Climate*, 14(8): 1697-1701
- Trenberth K E, Stepaniak D P, Caron J M. 2002. Interannual variations in the atmospheric heat budget. *J Geophys Res*, 107(D8): AAC 4-1-AAC 4-15
- van Loon H, Madden R A. 1981. The Southern Oscillation. Part I: Global associations with pressure and temperature in northern winter. *Mon Wea Rev*, 109(6): 1150-1162
- Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential field during the Northern Hemisphere winter. *Mon Wea Rev*, 109(4): 784-812
- Wang B, Wu R G, Fu X H. 2000. Pacific-East Asia teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate. *J Climate*, 13(9): 1517-1536
- Weng H Y, Ashok K, Behera S K, et al. 2007. Impacts of recent El

- Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. *Climate Dyn*, 29(2-3): 113-129
- Weng H Y, Behera S K, Yamagata T. 2009. Anomalous winter climate conditions in the Pacific Rim during recent El Niño Modoki and El Niño events. *Climate Dyn*, 32(5): 663-674
- Wu B, Li T, Zhou T J. 2010. Asymmetry of atmospheric circulation anomalies over the Western North Pacific between El Niño and La Niña. *J Climate*, 23(18): 4807-4822
- Xu K, Zhu C W, He J H. 2012. Linkage between the dominant modes in Pacific subsurface ocean temperature and the two type ENSO events. *Chin Sci Bull*, 57(26): 3491-3496
- Yeh S W, Kug J S, Dewitte B, et al. 2009. El Niño in a changing climate. *Nature*, 461(7263): 511-514
- Yeh S W, Kug J S, An S I. 2014. Recent progress on two types of El Niño: Observations, dynamics, and future changes. *Asia-Pac J Atmos Sci*, 50(1): 69-81
- Yuan Y, Song Y. 2012. Impacts of different types of El Niño on the East Asian climate: Focus on ENSO cycles. *J Climate*, 25(21): 7702-7722
- Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. 1996. Impact of El Niño on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the '86/'87 and '91/'92 events. *J Meteor Soc Japan*, 74(1): 49-62
- Zhang W J, Li J P, Jin F F. 2009. Spatial and temporal features of ENSO meridional scales. *Geophys Res Lett*, 36(15): L15605, doi: 10.1029/2009GL038672
- Zhang W J, Jin F F, Li J P, et al. 2011. Contrasting impacts of two-type El Niño over the Western North Pacific during boreal autumn. *J Meteor Soc Japan*, 89(5): 563-569
- Zhang W J, Jin F F, Ren H L, et al. 2012. Differences in teleconnection over the North Pacific and rainfall shift over the USA associated with two types of El Niño during boreal autumn. *J Meteor Soc Japan*, 90(4): 535-552, doi: 10.2151/jmsj.2012-407
- Zhang W J, Jin F F, Zhao J X, et al. 2013. On the bias in simulated ENSO SSTA meridional widths of CMIP3 models. *J Climate*, 26(10): 3173-3186
- Zhang W J, Jin F F, Turner A. 2014. Increasing autumn drought over southern China associated with ENSO regime shift. *Geophys Res Lett*, 41(11): 4020-4026, doi: 10.1002/2014GL0360130
- Zhang W J, Wang L, Xiang B Q, et al. 2015. Impacts of two types of La Niña on the NAO during boreal winter. *Climate Dyn*, 44(5-6): 1351-1366