科学通报 2015 年 第 60 卷 第 20 期: 1941 ~ 1951
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

为什么 2014 年没有发展成强 El Niño

张超[①②], 李双林[①*]

① 中国科学院大气物理研究所, 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029;
② 成都信息工程大学大气科学学院, 高原大气与环境四川省重点实验室, 成都 610225
* 联系人, E-mail: shuanglin.li@mail.iap.ac.cn

2015-02-03 收稿, 2015-04-10 接受, 2015-05-29 网络版发表
中国科学院战略性先导科技专项(XDA110104)和国家重点基础研究发展计划(2012CB417403, 2015CB453202)资助

摘要 利用ICOADS重建的月平均海表温度(SST)、GODAS的月平均次表层海温(SOT)、向外长波辐射(OLR)以及NCEP/NCAR的再分析资料等数据, 通过与1997/1998年El Niño的发展对比, 分析了2013年下半年至2014年热带太平洋的海气演变特征, 探讨了2014年未能发展出强El Niño的原因. 主要结论如下: 1) 2013年9月~2014年2月, 暖水在西太平洋暖池堆积, 虽然满足了El Niño爆发的热力条件, 但由于西风异常爆发较晚, 且维持时间较短, 并在2014年4月以后转为东风异常, 抑制东传暖的Kelvin波, 使得暖水缺少进一步东移的条件; 2) 从西风异常发生发展来看, 2013年东亚冬季风较弱并且缺少赤道印度洋西风异常的支持, 导致赤道西太平洋西风异常爆发较晚; 3) 2014年4月以后, 缺少南北半球的经向风辐合和质量输送, 导致赤道西风异常西退而后转为东风异常. 此外, 赤道印度洋也有着显著不同. 在1997/1998强El Niño发展之前的1996年冬季, IOD位相和太平洋东风异常减弱消失, Walker环流上升支东移, 暖水在西风异常的驱动下沿着温跃层向东移动, 为El Niño的爆发提供条件. 2013/2014年冬季缺乏这个条件.

关键词
热带太平洋
海气演变特征
El Niño
西风异常
暖池
印度洋偶极子(IOD)

El Niño作为由大尺度海气相互作用过程引起的异常变化, 不仅是海温变化中最强信号[1], 更是气候年际变化的最强信号[2~4]. 虽然其发生在热带太平洋地区, 但对全球气候具有重要影响和预报意义[5~8]. 因此, ENSO的预测是短期气候预测的重点和关键所在. 大量研究表明, 在El Niño发生的前期, 西太平洋暖池次表层有明显且持续的海温正距平出现, 并在异常西风的驱动下向东传播, 西风异常能够激发出东传的暖Kelvin波, 这种Kelvin波不仅可以重新调整温跃层厚度还可以抑制赤道东太平洋冷水上翻, 从而有利于海表温度增加[9~11]. 基于前人研究可以认为, El Niño的爆发需要具备2个先决条件: 一是前期暖水在西太平洋暖池堆积(热力条件), 二是有异常西风存在(动力条件).

2014年早期, 全球多个ENSO预测模式[12~14]预测2014年年底将发生一次类似于1997/1998年那样的强El Niño事件. 从观测来看, 虽然至2014年5月, 赤道中东太平洋海表温度异常(sea surface temperature anomaly, SSTA)达到最大, 已经接近El Niño标准. 但是, 5月以后SSTA并没有像预测那样发展, 而是迅速减缓, 8月以后逐渐增加直至冬季才发展成为中等偏弱的El Niño事件(图1(a)). 那么, 为什么2014年没有发展成为强El Niño事件(以下简称增暖事件)? 是否满足这些动力条件或热力条件? 又是什么原因导致不满足动力条件或者热力条件? 鉴于1997/1998年冬季发生了有观测记录以来最强且最典型的El Niño事件[15~19], 2014年增暖事件前期的Niño指数演变以及SSTA分布与1997/1998年El Niño事件相似, 因此选取1997/1998年El

引用格式: 张超, 李双林. 为什么 2014 年没有发展成强 El Niño. 科学通报, 2015, 60: 1941–1951
Zhang C, Li S L. Why is the El Niño event during the 2014 winter not a strong one? (in Chinese). Chin Sci Bull, 2015, 60: 1941–1951, doi: 10.1360/N972015-00128

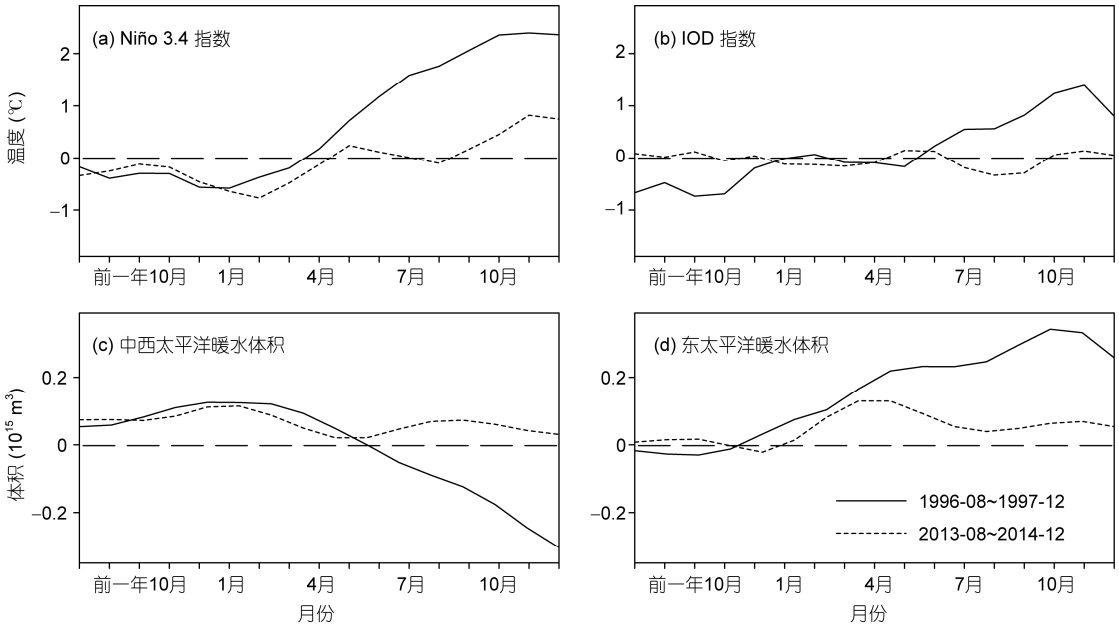


图 1 2013 年 8 月~2014 年 12 月(虚线)与 1996 年 8 月~1997 年 12 月(实线)海洋热状况演变对比. (a) Niño 3.4 指数, (b) IOD 指数, (c) 中西(120°E~155°W, 5°S~5°N), (d) 东(155°~80°W, 5°S~5°N)太平洋暖水体积异常

Figure 1 A comparison of oceanic thermal states for the period from August 2013 to December 2014 (dashed line) and for the period from August 1996 to December 1997 (solid line). (a) Niño 3.4 index, (b) IOD index, (c) warm water volume anomalies in the equatorial central-western Pacific Ocean (120°E–155°W, 5°S–5°N), and (d) warm water volume anomalies in the equatorial eastern (155°–80°W, 5°S–5°N) Pacific Ocean

Niño作为比较对象, 从El Niño爆发的热力条件和动力条件入手, 开展我们的研究.

1 数据来源

文中应用的海表温度(sea surface temperature, SST)主要来自美国国家海洋和大气管理局(NOAA)重建的海表温度第3个版本(ERSST V3b)[20,21], 水平分辨率为2°×2°. 次表层海温(subsurface ocean temperature, SOT)以及海表热通量(surface heat flux, SHF)数据来自美国海洋资料同化系统(GODAS)月平均资料[22], 水平分辨率为1°×0.333°. 向外长波辐射(outgoing longwave radiation, OLR)月平均资料由NCAR提供[23], 水平分辨为2.5°×2.5°. 位势高度、海表面气压以及风场数据来自NCEP/NCAR月平均再分析资料[24], 水平分辨率为2.5°×2.5°. 此外, 还应用了热带大气海洋计划(tropical atmosphere ocean project, TAO)提供的暖水体积(warm water volume, WWV)时间序列[25], 该序列分为赤道中西太平洋(120°E~155°W, 5°S~5°N)以及东太平洋(155~80°W, 5°S~5°N)两部分, 表示20℃以上的暖水体积. 文中气候态定义为1981年1月~2010年12月. 季节定义为: 冬季, 前一年12月以及1, 2月; 春季, 3~5月; 夏季, 6~8月; 秋季, 9~11月.

2 2014年与1997年海气演变特征对比

2.1 海温异常对比分析

从图1(a)可以看出, 1997年, Niño 3.4指数在1月开始增大, 在4月由负转正, 并于5月进入El Niño位相, 随后不断发展, 在年末达到最强. 而2014年, Niño 3.4指数在5月以前的演变与1997年相似, 但5月以后, Niño 3.4指数没有进一步发展而达到El Niño标准. 8月以后Niño 3.4指数再次随时间逐渐增加, 并在11, 12月超过0.5℃, 即达到El Niño标准.

从4月以前两次事件中SSTA的分布比较来看(图未给出), 在赤道太平洋二者比较相似, SST负异常主要分布在赤道中东太平洋, SST正异常自暖池西部向东逐渐向赤道外扩展. 但在1997年4月以及4月以后, SST正异常同时出现在赤道中太平洋和南美沿岸, 然后向东向西扩展, 并在5月连成一片形成一次El Niño事件, 随后El Niño位相不断发展, 在年末达到最强, 这种变化体现了SSTA在赤道中东太平洋局地增强发展的特征[11,26]. 而2014年4月以后, SST正异常同时向东、向热带外太平洋发展. 5~9月已有一定强度的SST

正异常出现在南美沿岸, 并在10月西移到赤道东太平洋100°W附近, 随后该SST正异常逐渐发展, 并于11, 12月在赤道中东太平洋形成明显的El Niño位相, 其SST正异常已经西伸到日界线以西. 虽然2014年SST正异常的分布范围要比1997年大, 但其强度较小. 值得注意的是, 在两次事件中赤道印度洋区域的SSTA分布有较大差异, 2014年印度洋大部分区域偏暖, 而1997年则以负的SSTA为主, 至于赤道印度洋的SSTA分布会对两次事件产生怎么样的影响将在后面进一步分析.

从次表层海温(subsurface ocean temperature, SOT)看(图未给出), 在两次事件的前期, 暖水的异常分布和发展比较相似, 暖水都是首先在西太平洋暖池区域堆积, 而后沿着温跃层逐渐向东移动, 并在5月移到南美沿岸. 但不同的是, 2014年5月以后暖水并没有继续发展, 而是西退减弱. 7月以后只有小部分暖水在日界线的150 m深度附近发展并向东扩展, 但强度较弱. 而1997年5月以后暖水继续东移并不断发展, 10月以后在东太平洋已经形成了深厚且较强的暖水团, 此时的中西太平洋暖池区域已被冷水替代.

为进一步分析暖水移动影响, 图1(c)和(d)比较了两次事件赤道中西以及东太平洋暖水体积(WWV)的异常演变. 在2月以前, 两次事件中的暖水在中西太平洋是一个积累的过程, 3月以后暖池中的暖水同时减少. 但2014年5月之后, 暖水并没有像1997年那样进一步减少, 反而有所增加(图1(c)). 赤道东太平洋暖水的变化几乎与赤道中西太平洋相反(图1(d)), 1997年暖水持续增加, 而2014年暖水在春季短暂的增加之后并迅速减少, 说明东移的暖水很少, 不足以引起El Niño的爆发.

这些分析表明, 暖水对El Niño的爆发有着重要作用, 其在西太平洋暖池堆积并东移是El Niño爆发一个必要条件, 与以往结果一致[27,28]. 然而, 在2014年4月以前, 由暖池向赤道东太平洋移动的WWV较少, 可能是阻碍5月以后El Niño往强方向发展的一个重要原因.

2.2 赤道西太平洋西风异常、Walker环流以及向外长波辐射

图2给出了向外长波辐射(OLR)异常的分布图. 2013年10月, 太平洋以及印度洋区域以OLR正异常为主, OLR负异常中心位于菲律宾东部, 且强度较小, 说明Walker环流的上升支偏北且较弱. 然后该OLR负异常中心在1月份向南移到暖池的西部区域, 并在4月又向东移到日界线附近, 但在4月以后, 该上升支并没有继续东移, 而是继续保持在日界线以西. 这种变化同样体现在Walker环流上升支的移动特征上(图3(b)~(e)). 在1997/1998年El Niño爆发以前, OLR负异常的移动过程与增暖事件前期相似, 但OLR负异常分布的区域有所差异. 1996年10月, OLR负异常主要位于赤道印度洋东部以及澳大利亚北部, 即Walker环流上升支所在区域. 此时, 赤道太平洋区域为Walker环流, 赤道印度洋为反Walker环流(图3(f)), 而2013年10月OLR负异常位于日本南部, 且强度要比1996年10月小很多. 在4月以后, 随着时间的推移, 位于赤道中东太平洋和赤道西印度洋的上升气流以及位于赤道东印度洋-赤道暖池区域的下沉气流同时增强, 在赤道太平洋区域发展成为反Walker环流, 而赤道印度洋发展成为Walker环流(图3(i)和(j)).

以往的研究表明, El Niño爆发前期在赤道西太平洋会有西风异常出现[29~31]. 图4给出了850 hPa纬向风的经度(5°S~5°N平均)-时间演变剖面图. 对于1997/1998年的El Niño而言(图4(b)), 西风异常早在1996年9月以前就出现在印度洋区域, 随后逐渐向东扩展. 到1997年3月, 已经东移到日界线附近, 并突然爆发. 虽然在6, 7月有短暂的减弱, 但随后又再次发展东移, 此时的西风异常已经移到了东太平洋, 且持续的时间更长, 强度更大. 而在2014年增暖事件中(图4(a)), 西风异常发生的时间要比1997年晚很多, 且强度也较弱. 虽然也出现了东移, 但仅持续到2014年3月, 随后便减弱东退, 并在5月转为东风异常. 虽然在接下来的6, 7以及9月有西风异常再次发生, 但强度较小且持续时间较短.

2.3 海表热通量(SHF)的分布特征

图5给出了海表热通量异常(surface heat flux anomaly, SHFA)分布图. 2014年与1997年差异比较大, 这种差异不仅体现在SHF正负异常在两次事件中相反的分布特征上, 还体现在SHFA的变化特征上. 2013年10月~2014年1月, SHF负异常区域主要位于北半球且逐渐增强, 说明北半球以海洋强迫大气为主. 4~10月, 在印度洋、赤道中西太平洋以及西南太平洋, SHFA存在一个"+–+"的变化过程; 中东太平洋以及东南太平洋的SHFA存在一个由负转正再衰减的过

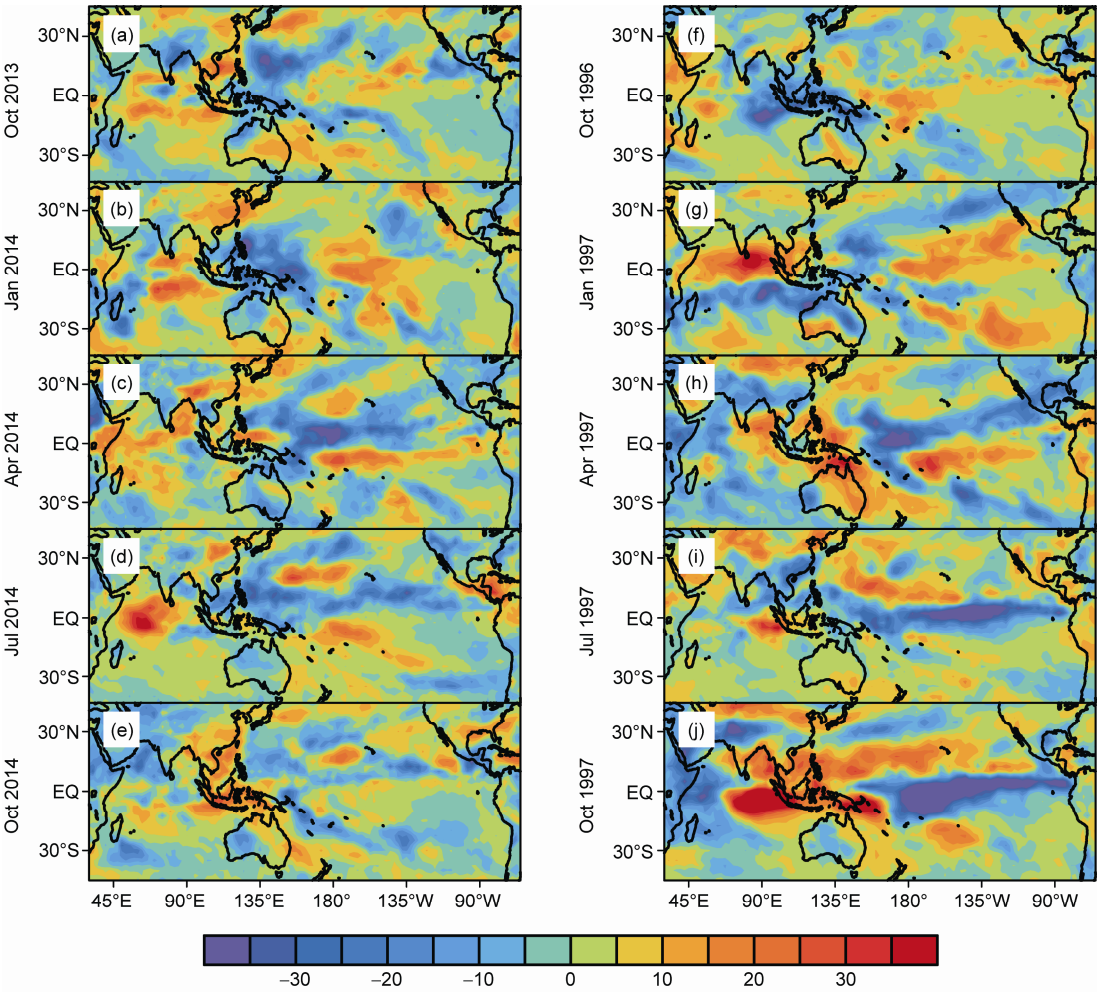


图 2 2014 年增暖事件(a)~(e)与 1997/1998 年 El Niño 事件(f)~(i)过程中向外长波辐射异常分布特征对比(W/m^2)

Figure 2 A comparison of the evolution of OLR anomalies during the 2013/14 warming event (a)–(e) and the 1997/98 El Niño event (f)–(j). Unit: W/m^2

程，表明在这期间内大气与海洋能量的交换比较频繁. 对于1997/1998年El Niño而言，在4月以及4月以前，赤道太平洋区域以大气强迫海洋为主，而在4月以后，中东太平洋则以海洋强迫大气为主. 这说明在El Niño爆发以前(后)，大气(海洋)向海洋(大气)输送能量，海洋处在一个能量累积(消耗)的过程.

3 影响因素与过程对比

3.1 赤道印度洋SSTA

通过前面对SSTA以及西风异常发生时间的分析可以看到，印度洋对El Niño的爆发可以产生一定影响. 早在1996年9月以前，西风异常便在赤道印度洋区域出现并维持(图4(b))，然后快速向东移动发展形成赤道西太平洋西风异常[18]. 而2014年增暖事件前期(图4(a))，赤道印度洋西风异常出现较晚，在2013年9~12月期间赤道印度洋上空主要受东风异常控制. 这表明缺乏前期赤道印度洋西风异常的支持可能是导致2014年暖池区西风异常出现较晚的一个重要原因.

在1996年8~11月期间印度洋偶极子(India ocean dipole，IOD)为负位相(图1(b))，此时IOD东部较暖的极子有利于加强赤道西太平洋以及海洋大陆区域的对流[32,33]，从而有利于增强Walker环流的上升支[34]，导致赤道印度洋西风异常以及赤道太平洋区域东风异常增强，进而使得暖水在西太平洋暖池堆积(图1(c))．在随后的冬季，即1996年12月~1997年2月，IOD位相的突然消亡和太平洋东风异常的减弱会引起东传暖的Kelvin波[34]，驱动暖水沿着温跃层向东

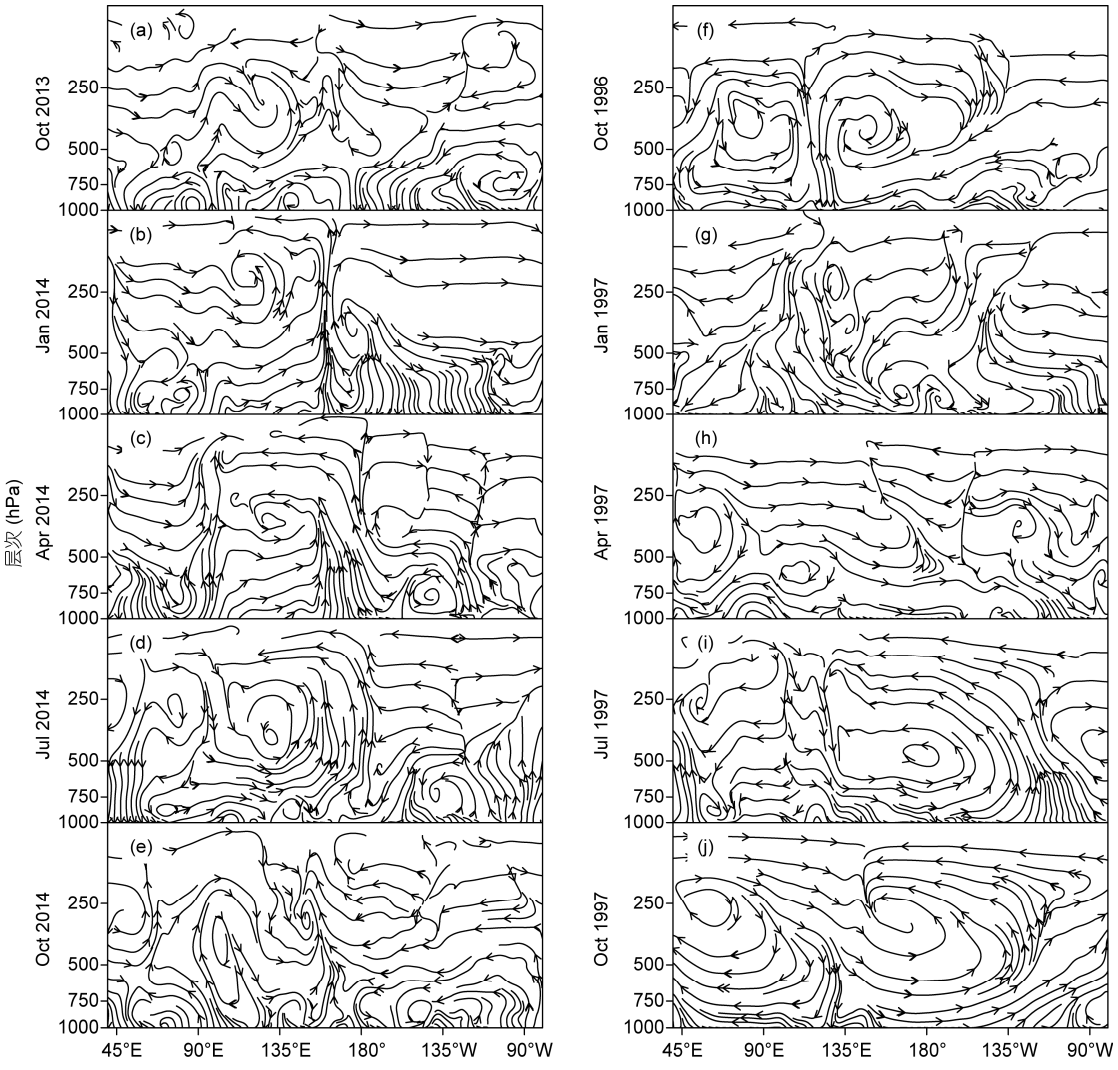


图 3 2014 年增暖事件(a)~(e)与 1997/1998 年 El Niño 事件(f)~(i)过程中 5°S~5°N 经向平均垂直环流异常对比

Figure 3 A comparison of the evolution of anomalous meridional vertical circulation averaged over the equatorial area spanning 5°S–5°N. (a)–(e) are for the 2014 warming event, while (f)–(i) are for the 1997/1998 El Niño event

移动, 为El Niño的爆发提供条件. 与1997年相比, 2014年6月以前, 赤道印度洋为SSTA一致模态, IOD位相不明显, 不利于赤道太平洋西风异常的产生, 同时也使暖水在暖池区域的堆积缺少动力条件. 通过以上的分析可以说明印度洋IOD可以通过强迫大气对El Niño的爆发产生一定影响.

3.2 冬季850 hPa风场与赤道西风异常

较强的东亚冬季风往往与赤道西太平洋西风异常的发生发展有着密切联系[2,35,36], 以往研究表明较强东亚冬季风是El Niño的触发机制之一[37], 其年际变化中包有明显的El Niño信号[38~40]. 在El Niño爆发前的冬季, 东亚大槽区高度偏低(大槽偏强), 地面气压偏高, 气温偏低, 且有较强的北风异常, 进而在赤道西太平洋激发西风异常[35,37]. 此外, 在El Niño爆发前的冬季, 南北半球的经向风辐合和质量输送对暖池区域西风异常的产生有着重要作用. 来自南北半球的经向风异常以及赤道印度洋的西风异常在赤道西太平洋形成大气气压异常, 由于近赤道区域的科氏力趋于0, 将产生自东向西的质量辐散[31], 为西风异常的爆发提供条件. 所以, 尽管在增暖事件前的冬季, 澳大利亚东部有强的经向风输送到暖池区域, 但东亚冬季风较弱, 同时缺少赤道印度洋西风异常的支持, 共同导致西风异常爆发较晚且强度较弱.

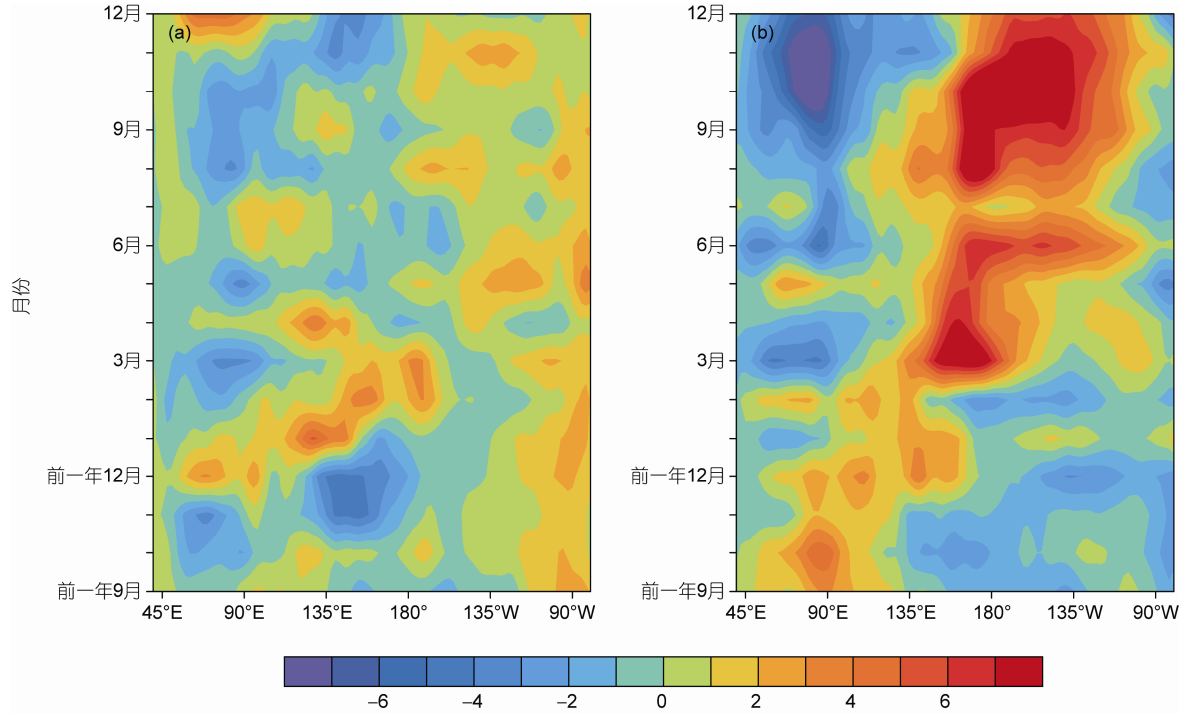


图 4 2013 年 9 月~2014 年 12 月(a)和 1996 年 9 月~1997 年 12 月(b)赤道(5°S~5°N 平均)西风异常演变对比(m/s)

Figure 4 An evolution comparison of the equatorial 850 hPa westerly anomalies (m/s) during the period (a) from September 2013 to December 2014 and (b) September 1996 to December 1997, which is calculated as the mean through 5°S–5°N

为比较东亚冬季风的强弱, 图6给出了低层风场异常的比较. 1996年的东亚冬季风比2013年强. 在1996年冬季(图6(b)), 菲律宾东部为明显的北风异常, 说明有一定质量的冷空气由东亚中纬度输送到暖池区域并在暖池堆积. 而2013年冬季(图6(a)), 东亚地区以东风异常为主, 虽然菲律宾的东部为西北风异常, 但强度较弱.

图7给出了3个能够反映东亚冬季风强度的指数, 其中图7(a)为东亚大槽指数[41], 其值越小表示冬季风越强; 图7(b)为标准化后的850 hPa经向风异常区域平均, 值越小代表冬季风越强[42]; 图7(c)为标准化后的海平面气压差, 值越大代表冬季风越强[42]. 可以发现3个指数均反映出1996年冬季风要比2013年强, 前人的研究表明较强的东亚冬季风以冷涌的形式将大气质量输送到赤道地区并通过激发对流活动而导致Walker环流的变化[40], 从而有利于暖水在西太平洋暖池的堆积. 2013年的东亚冬季风较弱, 从而不利于赤道太平洋西风异常的产生. 此外, 在1997/1998年El Niño前期的冬季(图6(b)), 南半球主要存在3个有利于西风异常产生的系统. 首先是位于南印度洋的反气旋异常, 该反气旋异常将大气质量异常输送到赤道地区[31], 并与来自北半球的北风异常在90°E汇合导致赤道东印度洋产生西风异常; 其次是位于澳大利亚东部沿海的偏南风异常气流; 第三是位于南太平洋日界线以东的反气旋异常, 该反气旋异常有弱的辐散气流流向暖池区域.

El Niño的爆发不仅需要在赤道暖池区域产生西风异常, 而且还需要其东移发展. 2014年西风异常不仅出现的时间比1997年晚, 而且持续的时间也较短, 在3月以后并没像1997年那样进一步东移发展, 而是减弱东退. 前面分析了2014年西风异常发生较晚且强度较弱的原因, 那么又是什么原因导致了2014年3月以后西风异常的减弱西退? 前面的分析表明南北半球的经向风异常对赤道西风异常的发生发展有重要作用. 通过对两次事件中春、夏以及秋季850 hPa异常风场(图未给出)的对比可以发现, 1997年, 无论是在El Niño发生阶段还是发展阶段, 都有源源不断的经向风异常向赤道输送, 这种经向风的辐合和向赤道的质量输送对赤道西风异常的维持和发展东移都用重要作用. 1997年春季, 日界线以东的赤道两侧各有一气旋, 其西部的经向风异常在赤道辐合; 夏季, 西风异常已经移到日界线以东, 位于南半球30°S的

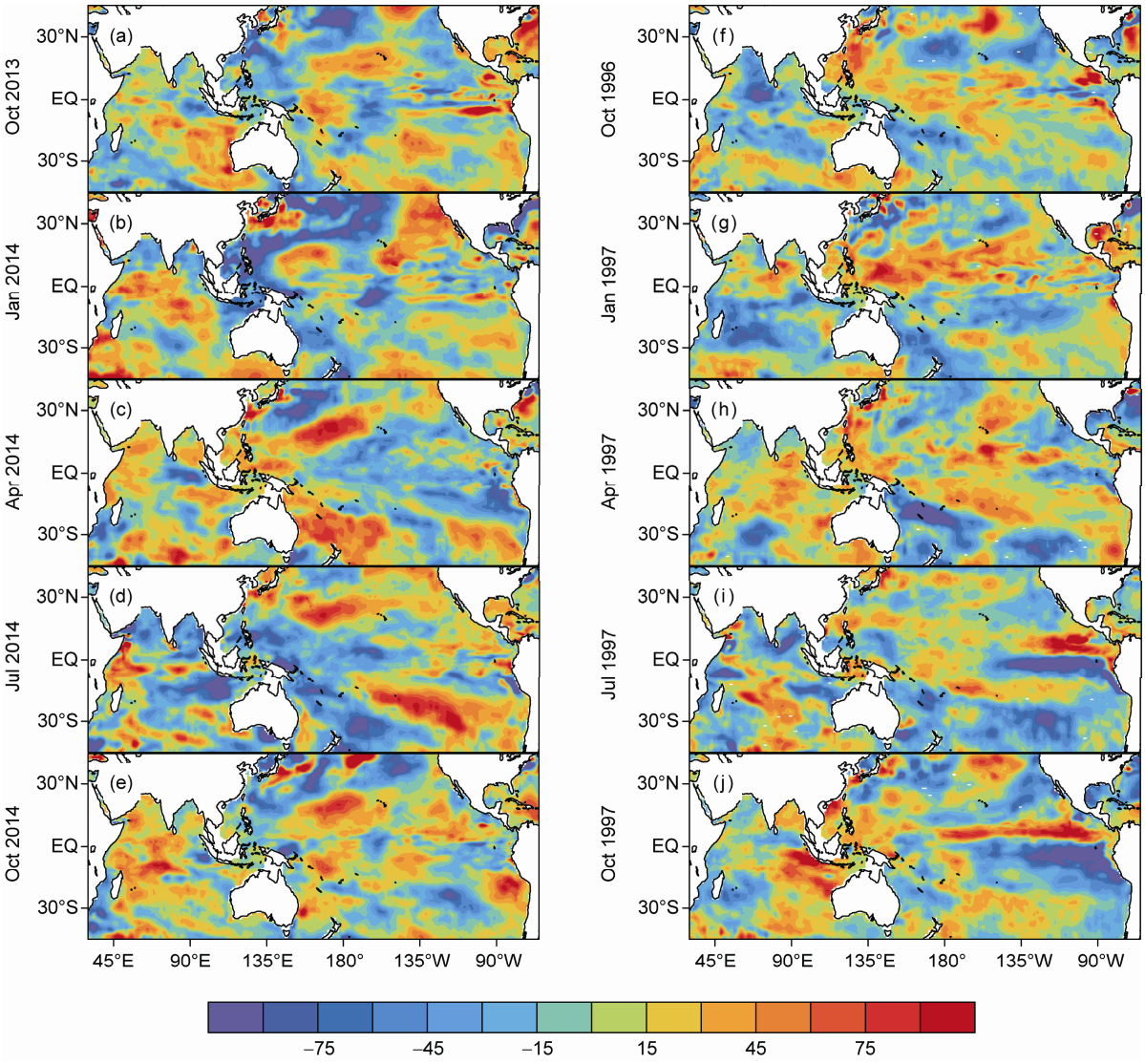


图 5 2014 年增暖事件(a)~(e)与 1997/1998 年 El Niño 事件(f)~(i)过程中海表热通量(SHF)异常对比(W/m^2). 正值代表向下的热通量

Figure 5 An evolution comparison of sea surface heat flux anomalies during the 2013/2014 warming event (a)–(e) and the 1997/1998 El Niño event. Unit: W/m^2. The positive sign indicates one downward heat flux

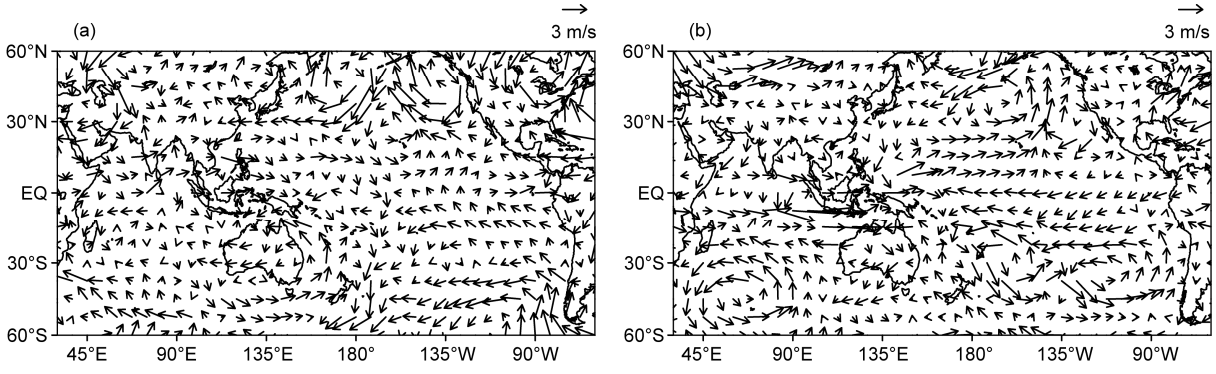


图 6 2013 年(a)和 1996 年(b)冬季(12 月至次年 1, 2 月)850 hPa 异常纬向风场对比(m/s)

Figure 6 A comparison of 850-hPa zonal wind anomalies (m/s) during (a) 2013 and (b) 1996 winter (December-January-February)

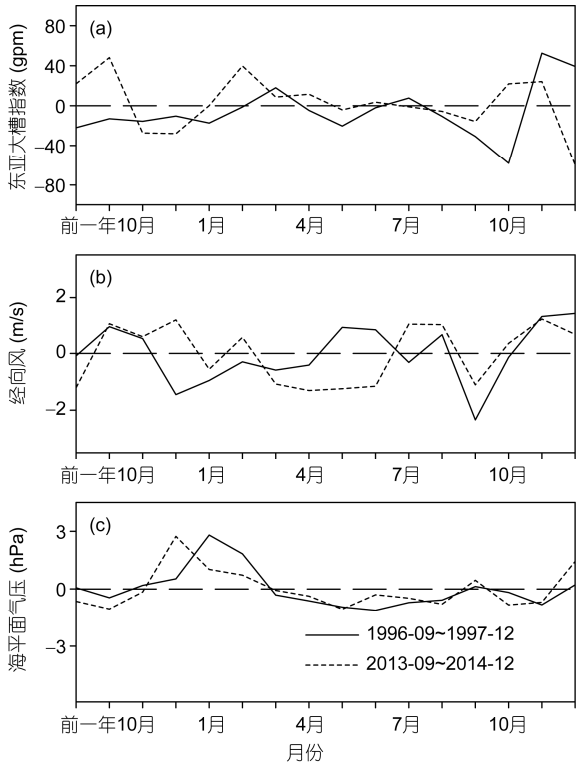


图 7 2013 年 9 月~2014 年 12 月(虚线)和 1996 年 9 月~1997 年 12 月(实线)东亚冬季风特征指数的对比. (a) 东亚大槽指数(用区域(30°~50°N, 120°~150°E)平均的 500 hPa 位势高度异常表示), (b) 区域(20°~30°N, 120°~150°E) 平均的 850 hPa经向风异常, (c) 标准化的海平面气压差(即区域(20°~45°N, 110°~120°E)平均的标准化海平面气压减去区域(20°~45°N, 150°~160°E)平均的标准化海平面气压, 得到的差再进行标准化)

Figure 7 A comparison of East Asian winter monsoon indices during the period from September 2013 to December 2014 (dashed line) and with those from September 1996 to December 1997 (solid line). (a) is the East Asia grand trough index, which is calculated as the area-averaged 500 hPa geopotential height anomalies over (30°–50°N, 120°–150°E), (b) is the area-averaged 850-hPa meridional wind over (20°–30°N, 120°–150°E), and (c) is the normalized sea level pressure difference, which is calculated as the normalized difference of the area-averaged normalized sea level pressure over (20°–45°N, 110°–120°E) minus those over (20°–45°N, 150°–160°E)

气旋对其起主要输送作用; 到了秋季, 南半球的气旋减弱, 以北半球的输送为主. 与1997年相比, 2014年春季在菲律宾的东部为西北风异常, 但其强度较小; 夏季以及秋季, 赤道中西太平洋缺少经向风的输送, 不足以引起大气在赤道附近堆积而产生气压梯度, 使得西风异常无法东移发展.

此外, 在增暖事件中, 赤道东太平洋区域始终存在南北半球经向风向赤道的输送, 其是赤道东太平洋西风异常长时间维持的主要贡献者. 该西风异常的长时间维持可以抑制赤道东太平洋冷水的上翻, 虽然有利于与SST增暖, 但其独立于赤道西太平洋西风异常, 在抑制冷涌上翻的同时, 也使得暖池东移而来的暖水上涌受到抑制, 外加赤道西风异常的西退减弱, 阻碍了增暖事件进一步发展成为真正的强El Niño事件. 可见, 赤道东太平洋西风异常独立于赤道西太平洋的西风异常, 并起着相反的作用.

4 讨论与结论

通过与1997/1998年El Niño的对比, 探讨了2013年下半年至2014年热带太平洋海气演变特征, 并从影响El Niño爆发的热力条件和动力条件出发, 研究了2014年增暖事件在5月以后未能发展成强El Niño的原因.

2013年9月~2014年1月, 暖水在西太平洋暖池堆积, 在随后的1~3月, 暖水在西风异常的驱动下向赤道东太平洋移动. 但在3月以后, 由于西风异常的西退减弱, 暖水缺少进一步东移的驱动条件而发生西退. 在西退的同时, 暖水的一部分热量以能量耗散的方式经海表面输送给大气而使得暖水量有所减少, 进而导致赤道东太平洋区域的SST正异常缺少进一步发展的条件. 虽然在前期满足了El Niño爆发的热力条件, 但由于缺乏动力条件的支持, 致使2014年的增暖事件没有进一步发展成强事件.

印度洋对El Niño的爆发有着非常重要的作用. 一方面, 产生于赤道印度洋区域的西风异常的东移对赤道西太平洋西风异常的产生有重要贡献. 另一方面, 在El Niño爆发前一年的秋季, 印度洋偶极子(IOD)为负位相, 其东部较暖的极子可以增强Walker环流的上升支, 进而使信风增强, 暖水在信风的驱动下在西太平洋暖池堆积. 在随后的冬季, IOD位相和太平洋东风异常减弱消失, Walker环流上升支东移, 暖水在西风异常的驱动下沿着温跃层向东移动. 而增暖事件前期, 赤道印度洋区域西风异常较弱以及IOD指数趋于0, 不利于赤道暖池区域西风异常的产生.

通过对西风异常成因的进一步分析发现, 2013年东亚冬季风较弱, 同时缺少赤道印度洋西风异常的支持, 是2014年西风异常爆发较晚的主要原因. 西风爆发偏晚使得东传暖的Kelvin波的激发受到抑制. 虽然在2013年12月~2014年4月, 在赤道西印度洋-太平洋出现了西风异常, 但由于春、夏以及秋季缺少南北半球经向风向赤道的输送, 使得西风异常缺少发展的条件, 进而导致暖水缺乏继续向东移动的驱动条

件而发生西退减弱.

上述分析说明, 在预测一次增暖事件是否会发展成为一次El Niño时, 要综合考虑两个因素: 暖水在暖池堆积的情况; 西风异常在赤道西太平洋出现和东移发展并维持的情况. 西风异常能够激发东传暖的Kelvin波, 并能够调整温跃深度, 驱动暖水沿着温跃层向东移动. 前者是热力条件, 后者为动力条件, 二者缺一不可, 并通过激发海盆尺度的Bjerkness正反馈机制引起El Niño的发生和发展[11]. 此外, 还需考虑前期大气环流(例如: 东亚冬季风的强弱、印度洋的风场特征等)对暖池区域西风异常产生的影响, 以及西风异常东移发展过程中是否存在来自南北半球的经向风辐合和质量输送.

El Niño虽然发生在赤道东太平洋区域, 但其不仅要受到热带天气系统和海洋系统的调节, 还要受到来自热带外大气系统的影响, 又由于中高纬度大气的可预报性较差, 这就对El Niño的预测形成了挑战. 本文通过对两次事件的比较, 揭示了2014年没有发展成为强El Niño的原因, 并进一步说明来自南北半球的经向风输送以及赤道印度洋西风异常对赤道太平洋西风异常的爆发有重要影响, 这对预报El Niño的发生发展有一定参考价值.

参考文献

1 Yang H, Li C Y. Lasting time of El Niño and circulation anomaly (in Chinese). Chin J Geophys, 2005, 48: 780–788 [杨辉, 李崇银. 厄尔尼诺持续时间与大气环流异常形势. 地球物理学报, 2005, 48: 780–788]

2 Li C Y, Mu M Q. A further inquiry on essence of the ENSO cycle (in Chinese). Adv Earth Sci, 2002, 17: 631–638 [李崇银, 穆明权. ENSO-7赤道西太平洋异常纬向风所驱动的热带太平洋次表层海温距平的循环. 地球科学进展, 2002, 17: 631–638]

3 Zhang R H, Zhou G Q, Chao J P. On ENSO dynamics and its prediction (in Chinese). Chin J Atmos Sci, 2003, 27: 674–688 [张人禾, 周广庆, 巢纪平. ENSO动力学与预测. 大气科学, 2003, 27: 674–688]

4 Liu C Z, Xue F. The persistent maintenance of the strong westly anomalies over the Equatorial Western Pacific during the onset and development phase of ENSO (in Chinese). Clim Environ Res, 2008, 13: 161–170 [刘长征, 薛峰. ENSO发生发展阶段赤道西太平洋西风异常长时间维持的分析. 气候与环境研究, 2008, 13: 161–170]

5 Xie S P, Hu K M, Hafner J, et al. Indian Ocean capacitor effect on Indo-Western Pacific climate during the summer following El Niño. J Clim, 2009, 22: 730–747

6 Wang B, Wu R G, Fu X H. Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? J Clim, 2000, 13: 1517–1536

7 Weng H Y, Behera S K, Yamagata T. Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events. Clim Dyn, 2009, 32: 663–674

8 Wang Q, Li S L, Fu J J, et al. On the formation of anomalous summer precipitation in the years of 2010 and 1998: A comparison of the El Niño impact between Modoki and typical El Niño cases (in Chinese). Acta Meteorol Sin, 2012, 70: 1207–1222 [王钦, 李双林, 付建建, 等. 1998和2010年夏季降水异常成因的对比分析: 兼论两类不同厄尔尼诺事件的影响. 气象学报, 2012, 70: 1207–1222]

9 Li C Y, Mu M Q. El Niño occurrence and sub-struface ocean temperature anomaliesin the Pacific Warm Pool (in Chinese). Chin J Atmos Sci, 1999, 23: 513–521 [李崇银, 穆明权. 厄尔尼诺的发生与赤道西太平洋暖池次表层海温异常. 大气科学, 1999, 23: 513–521]

10 Yue C J, Lu W S. Further study on possible mechanisn for genesis and development of 1997/1998 El Niño event (in Chinese). Trans Atmos Sci, 2009, 32: 513–521 [岳彩军, 陆维松. 1997/1998年El Niño事件发生、发展可能机制的进一步研究. 大气科学学报, 2009, 32: 513–521]

11 Liu C Z, Xue F. The abortion of the El Niño event in 1993 and its comparison with the typical El Niño event (in Chinese). Clim Environ Res, 2012, 17: 197–204 [刘长征, 薛峰. 1993年El Niño夭折事件及其与典型El Niño事件的对比分析. 气候与环境研究, 2012, 17: 197–204]

12 Zebiak S E, Cane M A. A model El-Niño Southern Oscillation. Mon Weather Rev, 1987, 115: 2262–2278

13 Saha S, Moorthi S, Wu X R, et al. The NCEP climate Forecast System Version 2. J Clim, 2014, 27: 2185–2208

14 Delworth T L, Broccoli A J, Rosati A, et al. GFDL's CM2 global coupled climate models. Part I: Formulation and simulation characteristics. J Clim, 2006, 19: 643–674

15 Kirono D G C, Tapper N J, McBride J L. Documenting Indonesian rainfall in the 1997/1998 El Niño event. Phys Geogr, 1999, 20: 422–435

16 McPhaden M J. Equatorial waves and the 1997–98 El Niño. Geophys Res Lett, 1999, 26: 2961–2964

17 McPhaden M J. Genesis and evolution of the 1997–98 El Niño. Science, 1999, 283: 950–954

18 Zhang Z Q, Ding Y H, Zhao Z C. Evolutions and roles of subsurface sea currents during the period of 1997/1998 El Niño/La Niña event (in Chinese). Chin J Atmos Sci, 2001, 27: 674–688 [张祖强, 丁一汇, 赵宗慈. 1997/1998年El Niño/La Niña期间洋流的演变特征和影响的分析. 大气科学, 2001, 26: 127–141]

19 Li R, Min Q L, Fu Y F. 1997/98 El Niño-induced changes in rainfall vertical structure in the east Pacific. J Clim, 2011, 24: 6373–6391
20 Xue Y, Smith T M, Reynolds R W. Interdecadal changes of 30-yr SST normals during 1871–2000. J Clim, 2003, 16: 1601–1612
21 Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880–2006). J Clim, 2008, 21: 2283–2296
22 Derber J, Rosati A. A global oceanic data assimilation system. J Phys Oceanogr, 1989, 19: 1333–1347
23 Liebmann B, Smith C A. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. Bull Amer Meteorol Soc, 1996, 77: 1275–1277
24 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteorol Soc, 1996, 77: 437–471
25 Meinen C S, McPhaden M J. Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña. J Clim, 2000, 13: 3551–3559
26 Li T M. Phase transition of the El Niño Southern oscillation: A stationary SST mode. J Atmos Sci, 1997, 54: 2872–2887
27 Chao J P, Yuan S Y, Chao Q C, et al. The origin of warm water mass in “Warm Pool” subsurface of the western Tropical Pacific—The analysis of the 1997/1998 El Niño (in Chinese). Chin J Atmos Sci, 2003, 27: 145–151 [巢纪平, 袁绍宇, 巢清尘, 等. 热带西太平洋暖池次表层暖水的起源——对1997/1998年ENSO事件的分析. 大气科学, 2003, 27: 145–151]
28 White W B, Meyers G A, Donguy J R, et al. Short-term climatic variability in the thermal structure of the Pacific Ocean during 1979–82. J Phys Oceanogr, 1985, 15: 917–935
29 Philander S G H. El Niño Southern Oscillation phenomena. Nature, 1983, 302: 295–301
30 Wang Z G, Xing R N, Chen X R. Relationship of El Niño with the anomalous westerly wind over Equatorial Pacific (in Chinese). Chin J Atmos Sci, 2004, 28: 441–454 [王彰贵, 邢如楠, 陈幸荣. 赤道太平洋西风异常与El Niño的关系. 大气科学, 2004, 28: 441–454]
31 Xue F, He J X. The influence of the extratropical atmospheric disturbances on ENSO (in Chinese). Chin J Geophys, 2007, 50: 1311–1318 [薛峰, 何卷雄. 外热带大气扰动对ENSO的影响. 地球物理学报, 2007, 50: 1311–1318]
32 Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. Nature, 1999, 401: 360–363
33 Webster P J, Moore A M, Loschnigg J P, et al. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98. Nature, 1999, 401: 356–360
34 Izumo T, Vialard J, Lengaigne M, et al. Influence of the state of the Indian Ocean Dipole on the following year's El Niño. Nat Geosci, 2010, 3: 168–172
35 Yang H, Chen J, Sun S Q. Numerical experiment on the El Niño event stimulated by the East Asian winter monsoon (in Chinese). Chin J Atmos Sci, 2005, 29: 321–333 [杨辉, 陈隽, 孙淑清. 东亚冬季风异常激发ElNiño现象的数值试验研究. 大气科学, 2005, 29: 321–333]
36 Pu Y, Pei S Q, Li C Y, et al. Influence of anomalous East Asian winter monsoon on zonal wind anomalies over the Equatorial Western Pacific (in Chinese). Chin J Atmos Sci, 2006, 30: 69–79 [普业, 裴顺强, 李崇银, 等. 异常东亚冬季风对赤道西太平洋纬向风异常的影响. 大气科学, 2006, 30: 69–79]
37 Li C Y. Frequent activities of stronger aerotroughs in East Asia in wintertime and the occurrence of the El Niño event. Sci China Ser B, 1989, 32: 976–985
38 Mu M Q, Li C Y. ENSO signals in interannual variability of East-Asian Winter Monsoon Part II. Simulated data analyses (in Chinese). Clim Environ Res, 1999, 4: 176–184 [穆明权, 李崇银. 东亚冬季风年际变化的ENSO信息II. 模拟资料分析. 气候与环境研究, 1999, 4: 176–184]
39 Li Y Q, Tong W L. Anomalies of East Asian Winter Monsoon and ENSO and its prediction value (in Chinese). J Chengdu Inst Meteorol, 1999, 14: 14–19 [李跃清, 童文林. 东亚冬季风异常与ENSO事件及其预测意义. 成都气象学院学报, 1999, 14: 14–19]
40 Zhang J, Li Y Q, Jiang X W. Review of study on the change of East Asian Winter Monsoon and its relationships with ENSO and AO (in Chinese). Plateau Mountain Meteorol Res, 2012, 32: 89–96 [张静, 李跃清, 蒋兴文. 东亚冬季风的时空变化及其与ENSO、AO相互关系的研究进展. 高原山地气象研究, 2012, 32: 89–96]
41 Mu M Q, Li C Y. Interdecadal variations atmospheric circulation I. Observational analyses (in Chinese). Clim Environ Res, 2000, 5: 233–241 [穆明权, 李崇银. 大气环流的年代际变化 I. 观测资料的分析. 气候与环境研究, 2000, 5: 233–241]
42 Pei S Q, Li C Y. A further study on the East–Asian Winter Monsoon and its influences Part I. Featrues of variation and anomaly (in Chinese). Clim Environ Res, 2007, 12: 124–136 [裴顺强, 李崇银. 东亚冬季风及其影响的进一步研究 I. 东亚冬季风变化及异常的特征. 气候与环境研究, 2007, 12: 124–136]

Why is the El Niño event during the 2014 winter not a strong one?

ZHANG Chao[1,2] & LI ShuangLin[2]

[1] *Climate Change Research Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;*
[2] *College of Atmospheric Sciences, Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China*

Reconstructions of monthly mean sea surface temperature (SST), subsurface ocean temperature (SOT), and outgoing longwave radiation (OLR) data, which were derived from ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) and GODAS (Global Ocean Data Assimilation System), respectively, as well as the NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) reanalysis data, were used to evaluate the evolution of sea-air interactions in year 2014. The potential causes for the slow-down of the SST anomaly development in the central-eastern tropical Pacific after May 2014 were analyzed specially. The results were compared to year 1997, during which a jumbo El Niño developed, and the preliminary conclusions are summarized as follows: 1) Warm water was accumulated in the western Pacific warm pool (WAWP) from September 2013 to February 2014. This provided a favorable thermal condition for the occurrence of El Niño; 2) westerly anomalies occurred over the tropical Pacific soon after onset of warm water, but were maintained just for a shorter time and became easterly anomalies since April 2014, which restrained the eastward propagation of warm Kelvin wave and caused the warm water unable to move eastward due to lack of the dynamic condition; 3) the weakened East Asian winter monsoon and the lack of westerly anomalies over the equatorial Indian Ocean accounted for the late development of the equatorial western Pacific westerly anomalies (WPWAs); 4) the lack of meridional wind convergence and the less mass transport from both the extratropical northern and southern hemispheres was responsible for the eventual weakening and westward retreating of the WPWAs; 5) the equatorial Indian Ocean played a very important role in modulating the occurrence of El Niño. In the 1997/98 El Nino case, the negative phased Indian Ocean Dipole (IOD) and the weakened trade winds and its earlier disappearance in the winter of 1996, along with the eastward shift of the ascent branch of Walker Cell, all together caused warm water move to the eastern equatorial Pacific Ocean, which provided a very suitable condition for the occurrence of El Niño event. But it was not such a case through year 2013 to 2014.

tropical Pacific Ocean, evolution of sea-air interaction, El Niño, westerly anomaly, warm pool, Indian Ocean Dipole

doi: 10.1360/N972015-00128