

热带印度洋偶极子与ENSO事件关系的年代际变化

袁媛, 李崇银

大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029;

中国科学院研究生院, 北京 100049

E-mail: yuan yuan@mail.iap.ac.cn

2007-11-13 收稿, 2008-02-20 接受

国家基础研究重点发展计划(批准号: 2006CB403600)、国家自然科学基金重点项目(批准号: 40675051)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(批准号: ZKCX2-SW-226)资助

摘要 利用3种百年尺度的海温资料以及来自NCEP/NCAR的大气场资料, 本文探讨了热带印度偶极子和太平洋ENSO事件关系的年代际变化. 在1948~1969阶段, 正(负)位相的偶极子与暖(冷)ENSO事件表现出较多的相对独立性, 但是1970年之后, 它们经常同时发生. ENSO影响偶极子事件的整个生命史, 而偶极子主要影响ENSO事件的发展阶段. 通过分析海温背景场、低层风场以及沿赤道的垂直速度的年代际变化, 本文揭示出偶极子与ENSO关系的年代际变化可能是1970年以后与增强的Walker环流相伴随的海洋性大陆上空加强的垂直运动所导致的. 1970年以后异常增暖的海洋性大陆周围的海水导致了低层风场的异常辐合以及上空对流活动的加强, 从而使得热带东印度洋和西太平洋之间的海水交融加强, 由此, 热带印度洋偶极子事件和太平洋ENSO事件的相互影响相互联系变得更加紧密.

关键词
热带印度洋偶极子
ENSO事件
年代际变化

热带印度洋偶极子(IOD)是热带印度洋年际尺度上一种重要的海气耦合现象^[1,2]. 前人的研究表明, 这种偶极型模态不仅对印度洋周边国家的天气气候有重要影响^[3,4], 而且也影响到偏远地区的大气环流和气候变化, 如东亚^[5,6]、欧洲、甚至北美和南美^[3].

近年来, 关于偶极子与太平洋ENSO (El Niño/Southern Oscillation)事件的关系成为一个很有争议的问题^[7]. IOD指数和海温异常Nino3指数的相关系数仅有0.35^[1,2], 一些较强的偶极子事件都没有伴随ENSO事件的发生, 如1961, 1967, 1994^[8]. 这些研究表明热带印度洋偶极子可能与太平洋ENSO事件无关, 而仅仅由印度洋自身的内在动力机制所驱动^[9,10].

相反, 也有一些偶极子事件与主要的ENSO事件同时发生, 这些年份包括1963, 1972, 1982, 1997. 研究发现, 秋季平均的IOD指数和Nino3指数的相关高达0.56, 而在其他的季节相关都不显著^[7,11]. 因此, 偶极子被认为是ENSO循环的一部分, 可能通过海洋

Rossby波^[12], 或者印度尼西亚贯穿流^[13,14], 或者热带印度洋-太平洋Walker环流^[15~17]所驱动.

这一争论目前已几乎接近尾声: 热带印度洋偶极子事件在某些年份受ENSO事件影响, 但是ENSO并不是唯一的影响机制^[18]. 然而, 这些研究主要针对的都是季节或者年际尺度上的偶极子与ENSO的关系. 正如这篇文章将要分析的, 它们的关系可能是随着时间变化的, 也就是存在年代际的变化.

1 数据和方法

本文所用的12个标准层次上的月平均三维风场数据主要来自美国NCEP/NCAR(National Centers for Environmental Prediction/National Centre for Atmospheric Research)的再分析资料, 分辨率是2.5°经纬度, 时间长度为56 a(1948~2003)^[19]. 所用的海温资料主要来自英国Hadley中心(HadISST), 分辨率是1°经纬度, 有134 a(1870~2003)^[20]. 为验证IOD-ENSO关系的年代际变化, 我们还检验了另外两种百年尺度的

海温资料,一类是从1854~2005年的ERSST(the extended reconstruction of global SST)^[21],另一类是1856~2005年的Kaplan海温资料^[22].

年际尺度上的异常是根据每种数据不同的时间长度去除了气候态平均的情况.海温异常的长期线性变化趋势已经除去.根据文献^[1],偶极子指数定义为热带西印度洋(50°~70°E, 10°S~10°N)和东南印度洋(90°~110°E, 10°S~0°)的海温距平差.因此,正偶极子(或者偶极子的正位相)指的是西印度洋异常暖,东南印度洋异常冷的偶极型模态,相反的模式则为负偶极子(或者偶极子负位相).Nino3指数,定义为海温异常在150°~90°W, 5°S~5°N区域内的平均,用来表示热带太平洋ENSO事件的强弱.根据标准化的IOD指数和Nino3指数均方根的一个标准差(图1),偶极子的活跃期在7~11月,而Nino3指数的活跃期在当年10月到第二年1月.由于它们都表现出很强的位相锁定特征,我们就计算了季节平均的IOD指数(7~11月)和Nino3指数(10~1月)用于后面的分析.

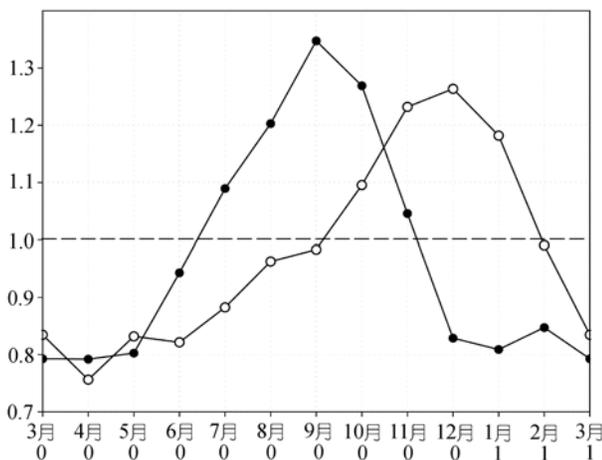


图1 标准化的IOD指数(●)和Nino3指数(○)的均方根.虚线表示一个标准差.横坐标为月份,“0”(“1”)表示当年(第二年)

本文利用Ashok等人^[10]提出的方法去除IOD指数中的ENSO信号, $I_{IODM} = I_{A_{IODM}} + r(I_{IODM}, I_{Nino3}) \cdot \sigma \cdot \tilde{I}_{Nino3}$. 其中, \tilde{I}_{Nino3} 为标准化的Nino3指数 (I_{Nino3}), σ 为IOD指数(I_{IODM})的标准差, $r(I_{IODM}, I_{Nino3})$ 表示2个指数的相关系数, $I_{A_{IODM}}$ 为除去ENSO信号以后的偶极子指数的剩余部分. 互换公式中的 I_{IODM} 和 I_{Nino3} , 就可以去除Nino3指数中偶极子的影响.

本文偶极子事件的选取依据的是7~11月平均的

偶极子指数的一个标准差(0.36), 而ENSO年的选取依据的是文献^[23].

2 印度洋偶极子与太平洋ENSO事件关系的年代际变化

利用HadISST资料,7~11月平均的IOD指数和10~1月平均的Nino3指数11a滑动相关的结果表明:2个指数的关系存在明显的年代际变化,1940~1970阶段相关不显著,但20世纪初到20年代早期以及1970年以后是显著的正相关关系(图2(a)).为检验这一结果,我们分析了另外两种百年长度的海温资料ERSST和Kaplan SST.除了1940年之前它们所表现出的IOD-ENSO关系不一致之外,1940~1970阶段的不显著相关性以及1970年以后的显著正相关都表现的非常一致(图2(b), (c)).这说明偶极子与ENSO事件关系的年代际变化至少在1940年以后是可信的.注意到1940年之前的海温资料可能因为较多的缺测而有一定的问题,另外我们所用到的大气场资料基本都在1948年之后,后面的研究将针对1948~2003这一阶段.

利用Morlet小波分析^[24],图3给出Nino3指数和IOD指数的小波功率谱以及1~8年滤波的时间序列.Nino3指数的较强周期在20世纪50年代,70年代早期,以及80~90年代(图3(a)).与之不同,IOD指数的较强周期主要集中在20世纪60年代和90年代(图3(c)),这些与Saji等人^[8]的结果基本一致.进一步,我们分别去除IOD指数中的ENSO信号,以及Nino3指数中的偶极子影响,然后再利用小波分析.从图3(b)可以看出,在1970年之前,无论Nino3指数的功率谱还是滤波以后的时间序列都没有明显的变化,但是1970年之后,它的主要周期从1.5~6a变为3~6a,时间序列的强度也明显减弱,尤其在90年代.而对于去除ENSO信号以后的IOD指数,1970年之前同样没有明显的减弱或增强,但是1970年之后的削弱非常显著(图3(d)).

在1948~1969阶段,标准化的IOD指数(7~11月平均)和Nino3指数(10~1月平均)表现出近乎相反的变化,但在1970~2003阶段两者的一致变化非常明显(图4).由此说明,在1970年之前,正(负)位相的偶极子事件发生时,赤道东太平洋的海温为负(正)或者零异常,而在1970年之后,正(负)偶极子则经常与暖(冷)ENSO事件同时发生.表1和2分别列出1970年

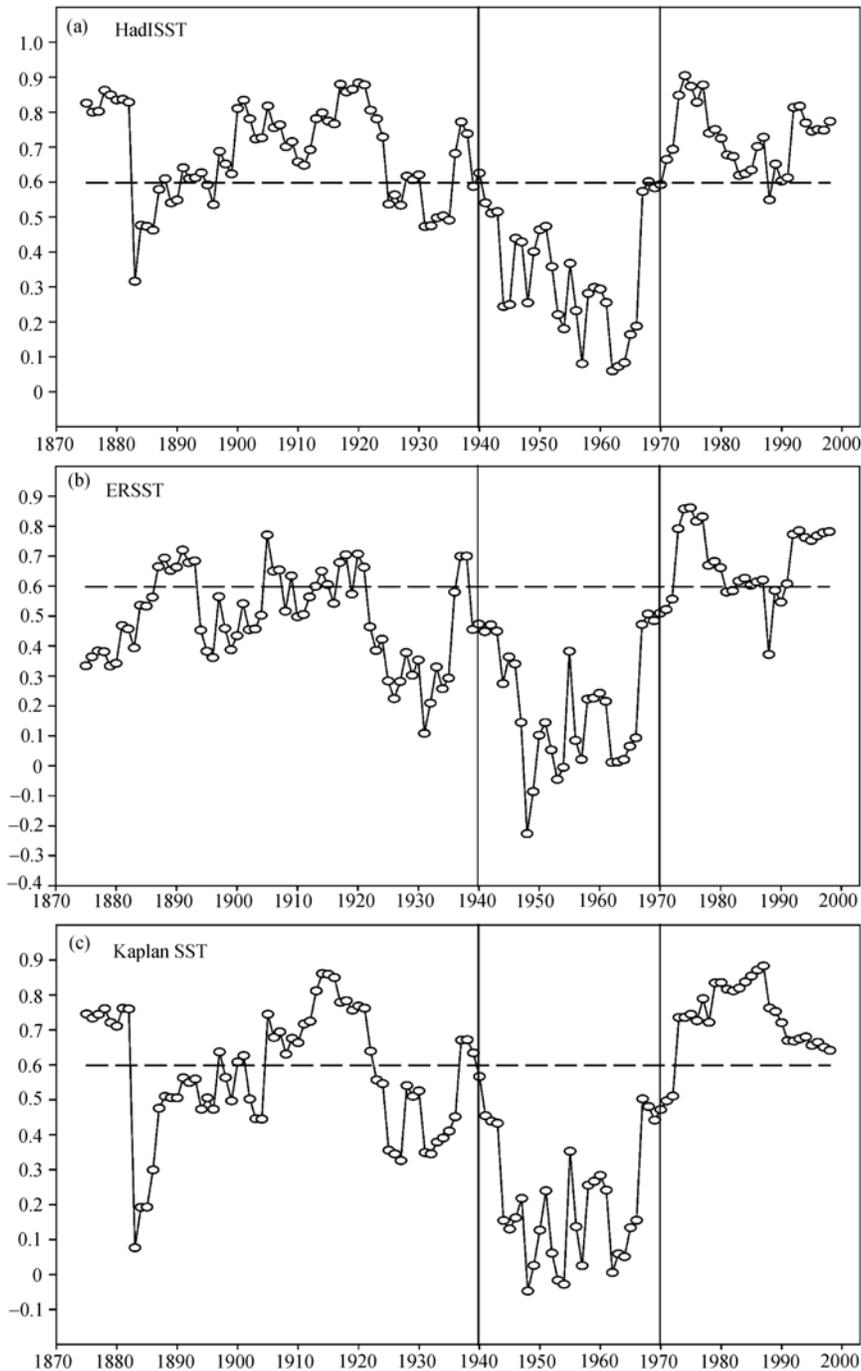


图2 季节平均的 IOD 指数(7~11 月)和 Nino3 指数(10~1 月)的 11 a 滑动相关

(a) 为英国 Hadley 中心的海温资料(HadISST); (b) 为 ERSST; (c) 为 Kaplan 海温资料. 图中虚线表示相关系数 95% 的信度检验

前后的偶极子事件和冷暖 ENSO 事件的个例. 对比可以看出, 1970 年之前正偶极子很少与 El Niño 同时发生, 同样负偶极子也较少发生在 La Niña 年, 反映出在 1948~1969 阶段 2 个事件的相对独立性. 而在 1970 年以后, 基本所有的正(负)偶极子事件都发生在 El

Niño(La Niña)年, 而每一次 El Niño(La Niña)事件也几乎都有正(负)偶极子的发生, 说明在 1970~2003 阶段 2 个事件有较强的相互影响和相互依赖性.

对 1948~1969 和 1970~2003 阶段正偶极子年的 IOD 指数和 El Niño 年的 Nino3 指数分别进行合成,

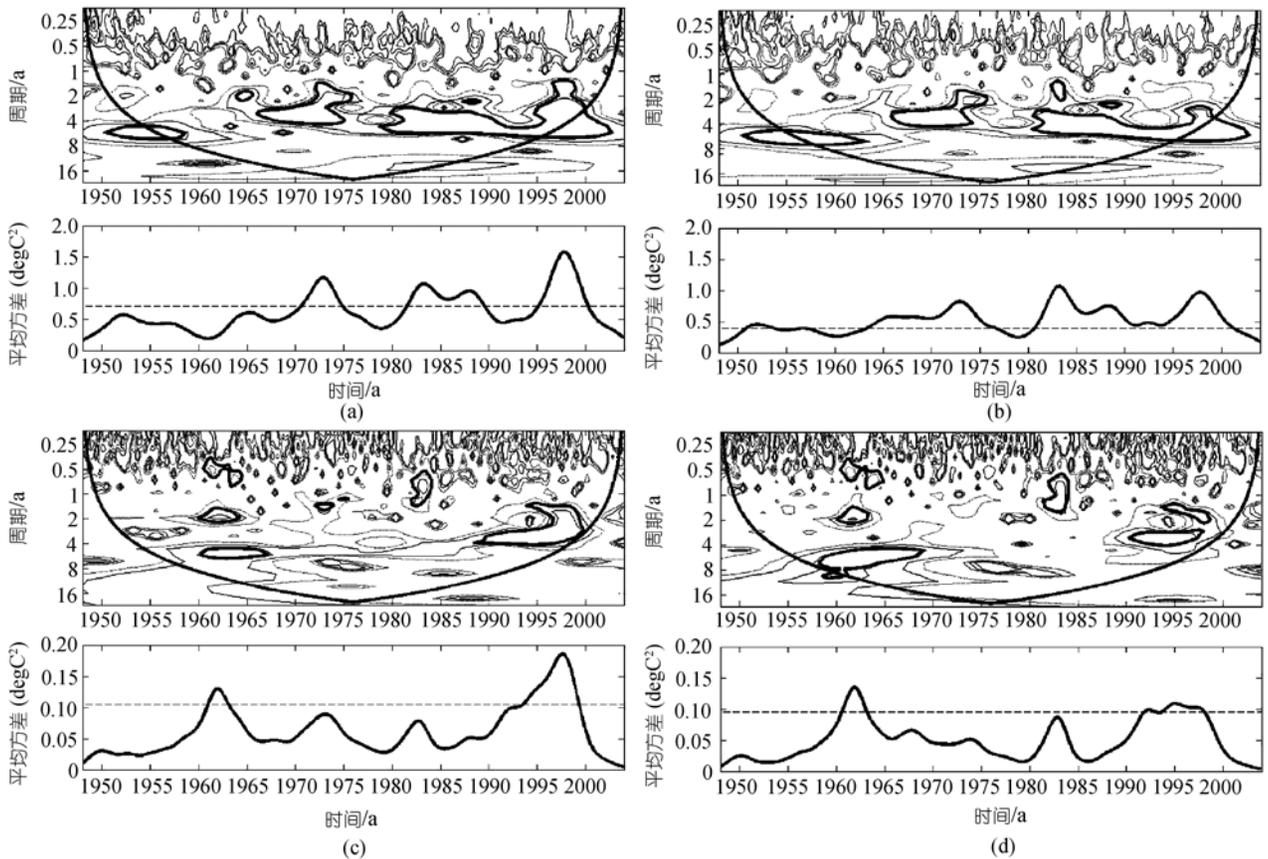


图 3

Nino3 指数(a)和 IOD 指数(c)的小波分析. (b)同(a), 但是去除了偶极子的影响; (d)同(c), 但是去除了 ENSO 的影响. 每一幅图的上图为功率谱, 下图为 1~8 a 滤波的时间序列

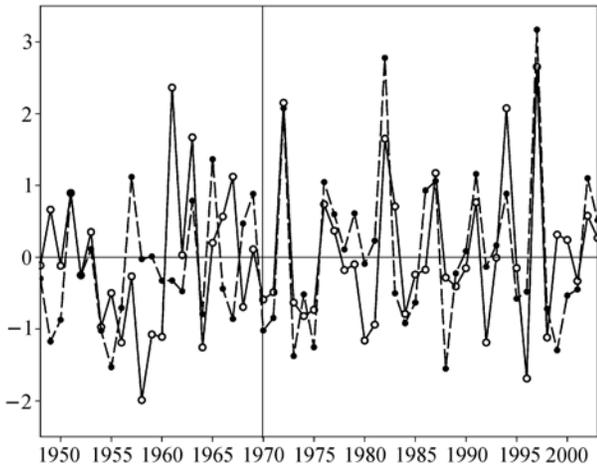


图 4 1948~2003 期间标准化的季节平均 IOD 指数(7~11 月, —○—)和 Nino3 指数(10~1 月, --●--)

然后去除 IOD 指数中 ENSO 的影响以及 Nino3 指数中 IOD 的影响, 并对比分析前后的变化情况. 从图 5(a)

中可以看出 1948~1969 阶段的 IOD 指数在去除 ENSO 影响前后几乎就没有任何改变; 但是在 1970~2003 阶段 IOD 指数在其整个生命阶段都被显著的削弱, 说明 El Niño 对正偶极子的发展演变有加强的作用. 与之类似, 1948~1969 阶段的 Nino3 指数在去除 IOD 影响前后也几乎没有强度上的变化; 而在 1970~2003 阶段, 如果去除 IOD 影响则 El Niño 在 7~12 月有非常明显的减弱(图 5(b)), 其减弱的幅度(大约 0.5)甚至比这个阶段的 IOD 指数中去除 ENSO 影响以后减弱的幅度(大约 0.2)还要大; 但 El Niño 发展成熟以后受 IOD 的影响不明显.

以上对比说明: () 印度洋偶极子事件并不只是单纯的受 ENSO 影响, 而是会反过来影响 ENSO 的强度; () ENSO 对印度洋偶极子整个生命期的强度都有影响, 而偶极子影响的只是 ENSO 发展时期的强度; () 偶极子在 1970 年前后的强度基本差不多, 而

表 1 1948~1969 阶段的 ENSO 事件(根据文献 [23])和正负偶极子事件(根据偶极子指数的一个标准差选取)^{a)}

暖 ENSO 年	1951	1957	1963	1965	1968~1969	正偶极子年	1949	1951	1961	1963	1966	1967		
冷 ENSO 年	1949~1950	1954~1956	1962	1964	1967	负偶极子年	1954	1955	1956	1958	1959	1960	1964	1968

a) 其中加粗的年份是暖(冷)ENSO 事件与正(负)偶极子事件共同发生的年份

表 2 1970~2003 阶段的 ENSO 事件(根据文献 [23])和正负偶极子事件(根据偶极子指数的一个标准差选取)^{a)}

暖 ENSO 年	1972	1976~1977	1982-1983	1986-1987	1991	1993	1994	1997	2002~2003		
冷 ENSO 年	1970~1971	1973~1974	1975	1984~1985	1988	1998~1999	1999~1900				
正偶极子年	1972	1976	1982	1983	1987	1991	1994	1997	2002		
负偶极子年	1970	1971	1973	1974	1975	1980	1981	1984	1992	1996	1998

a) 说明同表 1

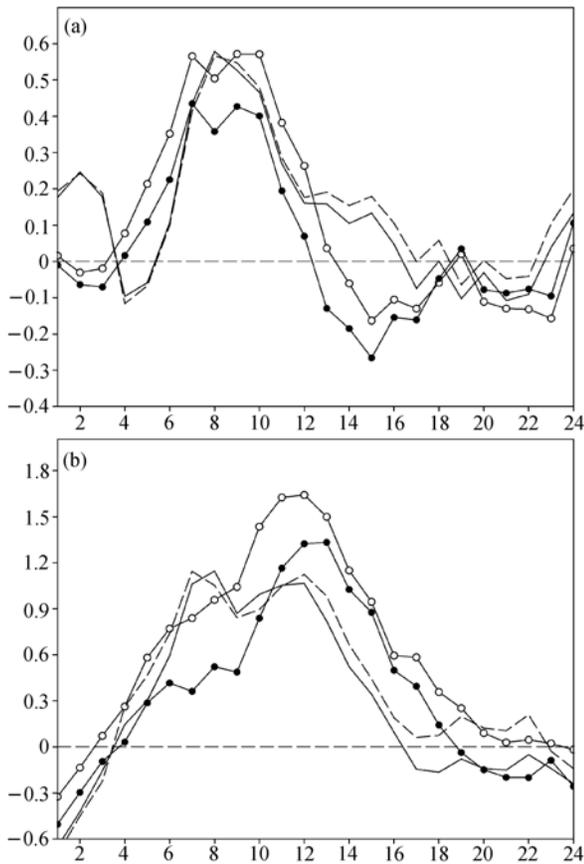


图 5

(a) 1948~1969(实曲线和虚曲线)和 1970~2003(空心 and 实心圆圈)期间正偶极子年合成的偶极子指数的年变化。其中虚曲线和实心圆圈为除去 ENSO 影响以后的偶极子指数。(b)同(a), 但为 Nino3 指数并且去除的是偶极子的影响。横坐标为连续两年的月份, 2~12 为当年, 14~24 为第二年

ENSO 事件在 1970~2003 阶段明显比 1948~1969 阶段强, 这进一步支持了 Annamalai 等人 [25] 的猜测: ENSO

事件的年代际增强可能与这个阶段较多的伴随印度洋偶极子事件有关。

以上的相关分析、小波分析以及个例对比都表明: 热带印度洋偶极子事件与太平洋 ENSO 事件的关系确实存在年代际变化, 以大约 1970 年为界, 之前两者有较强的相对独立性, 但之后表现出更多的相互依赖性。那么, 究竟这种年代际变化的原因是什么呢?

3 可能的物理机制分析

通常当正偶极子和暖 ENSO 事件同时发生时, 热带西印度洋和东太平洋为正海温异常, 而赤道东印度洋到西太平洋为负的海温异常, 这样所形成的就是“+ - +”的印度洋-太平洋海温联合模态 [26]。但是, 这样的模态在 1970 年之前容易失去西边印度洋的部分(也即是独立的 ENSO 事件)或者东边太平洋的部分(也即是独立的偶极子事件), 而在 1970 年之后才表现的非常明显。由于海温变化在西印度洋和热带东太平洋有较强的一致性¹⁾, 偶极子与 ENSO 关系的年代际变化可能是由于热带东印度洋和西太平洋海温的相互联系存在年代际变化。根据这一猜测, 下面将给出 1970~2003 阶段与 1948~1969 阶段气候背景场的差异, 包括海温、低层风场、以及沿赤道的垂直速度。所有的这些变量都做了 7~11 月的平均, 因为这一阶段是偶极子事件的活跃期, 同时也是 ENSO 事件的发展期(并且 1970 年之后存在较显著的偶极子事件的影响, 图 5(b))。

图 6(a)表明, 1970 年之后, 热带印度洋大部、海洋性大陆附近的海域、菲律宾岛附近的西太平洋以及东南太平洋的小部分地区都有非常强的海温异常增

1) Yuan Y, Zhou W, Yang H, et al. Warming in the northwestern Indian Ocean associated with the El Niño event. Adv Atm Sci (in press)

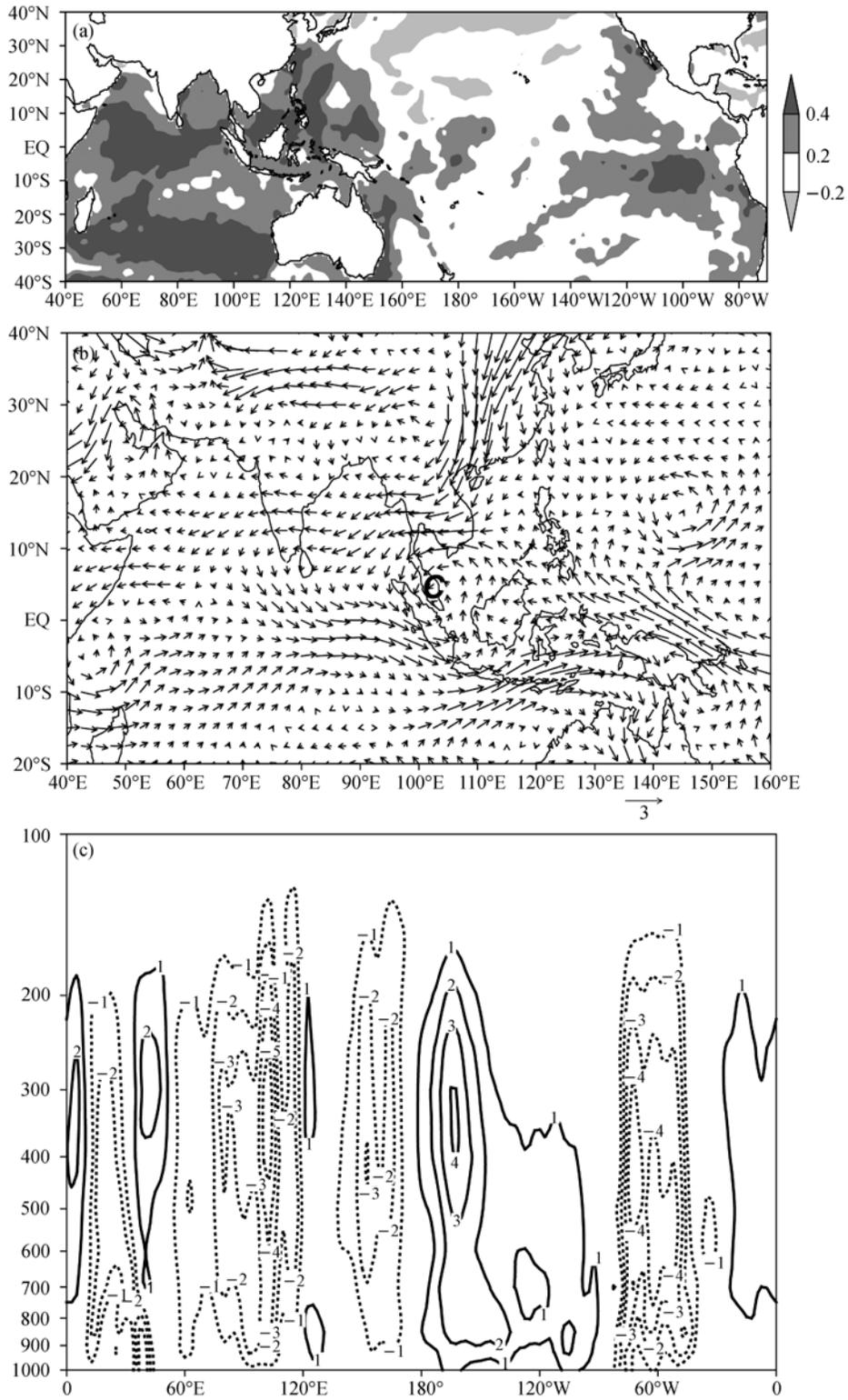


图 6

1970~2003 阶段与 1948~1969 阶段气候态(a) 海温/ ; (b) 850-hPa 风场/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 以及(c)沿赤道($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$)垂直风速/ $10^3 \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 的差异

暖. 在低层风场, 中印半岛南部的海洋性大陆附近存在一个明显的异常气旋(“C”表示, 图 6(b)), 刚好位于图 6(a)中异常增暖的海面上. 从气候态平均的情况来说, 暖池区(赤道东印度洋至西太平洋)的对流最活跃, 上升运动最强, 而在相对较冷的西印度洋和热带东太平洋则为下沉运动. 这样就形成横跨热带印度洋-太平洋的Walker环流圈, 也被称为“大气桥”^[15]. 在 850 和 200 hPa的速度势差值图上, 海洋性大陆和热带东太平洋在 1970 年以后低层辐合和高层辐散都异常增强, 而西印度洋和中太平洋为异常的低层辐散和高层辐合(图略). 这表明在 1970~2003 阶段, 海洋性大陆上空的垂直上升运动比 1970 年之前显著增强, 也就对应了这一地区异常增暖的海水(图 6(a))和异常的低层气旋(图 6(b)). 沿赤道平均的垂直速度的差值图更进一步证明了这一结果: 热带地区 120°E以西为明显的垂直速度负值, 表明上升运动在这里加强(图 6(c)).

因此, 海洋性大陆附近在 1970 年以后异常增暖的海水导致了低层风场的辐合, 异常气旋的产生, 对流活动变得更加活跃, 从而垂直上升运动加强. 由于低层风场辐合的异常加强, 海水的辐合也可能因此加强, 从而热带东印度洋和西太平洋海温的联系变得更加紧密, 由此而导致 1970 年以后印度洋偶极子事件和太平洋 ENSO 事件的正相关关系变得更加显著.

4 结论和讨论

文章首先揭示了热带印度洋偶极子事件和太平洋 ENSO 事件关系的年代际变化, 然后进一步分析了其中可能的物理机制.

利用 3 种百年尺度的海温资料和 11 a 滑动相关分析, 发现 IOD 指数与 Nino3 指数的关系存在明显的年代际变化特征: 1940~1969 阶段两者的相关系数低于 95%的信度检验, 但 1970 年之后其正相关关系非

常显著. 在较早的阶段, 正(负)偶极子事件与暖(冷) ENSO 事件同时发生的几率很小, 去除 ENSO(IOD)信号的 IOD(Nino3)指数也没有明显的变化. 但在最近几十年, 几乎所有的 El Niño 事件都与正偶极子事件同时发生, 而几乎每一次的正偶极子事件都发生在 El Niño 年. 在这些共同发生的年份, ENSO 会影响偶极子的整个生命史, 偶极子也显著影响 ENSO 事件的发展阶段.

通过分析海温、低层风场以及沿赤道垂直环流场在 1970 年前后的年代际变化, 研究表明 1970 年以后热带印度洋偶极子事件与太平洋 ENSO 事件的相互联系增强的原因可能是由于热带东印度洋和西太平洋海水的联系存在明显的年代际增强. 海洋性大陆附近的海水在 1970 年之后的明显增暖加强了局地的对流活动和上升运动. 低层大气辐合加强, 赤道东印度洋为异常的西风, 赤道西太平洋为异常东风(图 6(b)), 风场的辐合可能会通过印度尼西亚贯穿流^[13,14]或者其他海洋热动力机制加强两个大洋之间的海温联系.

从图 5(b)中可以看出, 偶极子不只是被动的受 ENSO 事件的影响, 它反过来也会影响 ENSO 事件的强度. 而前人的研究^[25]也已经暗示 1970 年以后 ENSO 事件的年代际增强可能与这一阶段较多较强的热带印度洋偶极子有关. 那么我们的问题就是: 偶极子是如何影响 ENSO 事件的, 其影响又有怎样的显著性? 更进一步的研究表明: 热带印度洋偶极子事件对太平洋 ENSO 事件的影响可以通过“大气桥”实现. 通过改变海洋性大陆上空的垂直运动以及热带中西太平洋的低层纬向风异常, 偶极子对 ENSO 事件强度的影响可以超过至少 85%的信度检验(图略). 因此, 虽然已有的文献多重视 ENSO 事件对偶极子事件的影响, 我们也不能忽视印度洋海温异常对 ENSO 事件的反作用. 然而, 本文的结论和推测还需要更多的统计分析和数值模拟给予更好的证明和肯定.

参考文献

- 1 Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 1999, 401: 360—363
- 2 Webster P J, Moore A M, Loschnigg J P, et al. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997~1998. *Nature*, 1999, 401: 356—360[[doi](#)]
- 3 Saji N H, Yamagata T. Possible impacts of Indian Ocean dipole mode events on global climate. *Clim Res*, 2003, 25, 151—169[[doi](#)]
- 4 Wang X, Li C Y, Zhou W. Interdecadal variation of the relationship between Indian rainfall and SSTA modes in the Indian Ocean. *Int J Clim*, 2006, 26: 595—606[[doi](#)]

- 5 Li C Y, Mu M Q. Influence of the Indian Ocean dipole on atmospheric circulation and climate. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18: 831—843
- 6 Xiao Z N, Yan H M, Li C Y. The relationship between Indian Ocean SSTA dipole index and the precipitation and temperature over China. *J Trop Meteor*, 2002, 18: 335—344
- 7 Allan R, Chambers D, Drosowsky W, et al. Is there an Indian Ocean dipole, and is it independent of the El Niño-Southern Oscillations? *CLIVAR Exchanges*, 2001, 6: 18—22
- 8 Saji N H, Yamagata T. Structure of SST and surface wind variability during Indian Ocean dipole mode events: COADS observations. *J Clim*, 2003, 16 (16): 2735—2751 [\[doi\]](#)
- 9 Yamagata T, Behera S K, Rao S A, et al. The Indian Ocean dipole: A physical entity. *CLIVAR Exch*, 2002, 24: 15—18
- 10 Ashok K, Guan Z, Yamagata T. A look at the relationship between the ENSO and the Indian Ocean dipole. *J Meteor Soc Japan*, 2003, 81: 41—56 [\[doi\]](#)
- 11 Baquero-Bernal A, Latif M, Legutke S. On dipolelike variability of sea surface temperature in the tropical Indian Ocean. *J Clim*, 2002, 15: 1358—1368 [\[doi\]](#)
- 12 Xie S P, Annamalai H, Schott F A, et al. Structure and mechanisms of south Indian Ocean climate variability. *J Clim*, 2002, 15: 864—878 [\[doi\]](#)
- 13 Meyers G. Variation of Indonesian throughflow and El Niño/Southern Oscillation. *J Geophys Res*, 1996, 101 (C5): 12255—12263 [\[doi\]](#)
- 14 王东晓, 刘赟, 刘钦燕, 等. 1997~1998年 El Niño 期间印度洋和西太平洋上层海洋的联系. *自然科学进展*, 2003, 13(9): 957—963
- 15 Klein S A, Soden B J, Lau N C. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J Clim*, 1999, 12: 917—932 [\[doi\]](#)
- 16 李崇银, 穆明权, 潘静. 印度洋海温偶极子和太平洋海温异常. *科学通报*, 2001, 46(20): 1747—1750
- 17 Shinoda T, Alexander M A, Hendon H H. Remote response of the Indian Ocean to interannual SST variations in the tropical Pacific. *J Clim*, 2004, 17(2): 362—372 [\[doi\]](#)
- 18 Saji N H, Xie S, Yamagata T. Tropical Indian Ocean variability in the IPCC twentieth-century climate simulations. *J Clim*, 2006, 19(17): 4397—4417 [\[doi\]](#)
- 19 Kistler R, Kalnay E, Collins W, et al. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bull Am Meteor Soc*, 2001, 82: 247—268 [\[doi\]](#)
- 20 Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. Global analyses of SST, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J Geophys Res*, 2003, 108 (D14): 4407 [\[doi\]](#)
- 21 Smith T M, Reynolds R W. Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS data (1854~1997). *J Clim*, 2003, 16: 1495—1510
- 22 Kaplan A, Cane M, Kushnir Y, et al. Analyses of global sea surface temperature 1856~1991. *J Geophys Res*, 1998, 103: 567—589
- 23 王绍武, 龚道义. 近百年来的 ENSO 事件及其强度. *气象*, 1999, 25(1): 9—13
- 24 Torrence C, Compo G P. A practical guide to wavelet analysis. *Bull Am Meteor Soc*, 1998, 79: 61—78 [\[doi\]](#)
- 25 Annamalai H, Xie S P, McCreary J P, et al. Impact of Indian Ocean sea surface temperature on developing El Niño. *J Clim*, 2005, 18: 302—319 [\[doi\]](#)
- 26 杨辉, 贾小龙, 李崇银. 热带太平洋-印度洋海温异常综合模及期影响. *科学通报*, 2006, 51(18): 2085—2090