

热带印度洋海温的年际变化与 ENSO^{*}

谭言科

张人禾

(解放军理工大学气象学院, 南京, 210044)

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

何金海

邹力

(南京气象学院, 南京, 210044)

(解放军理工大学气象学院, 南京, 211101)

摘 要

文中讨论了热带印度洋海表温度距平空间分布的年际变化与赤道中东太平洋海温的关系。EOF 分析的结果表明, 印度洋海温的变化主要存在全区符号一致的单极型和西部与东南部符号相反的偶极型, 它们具有显著的年际变化。小波凝聚谱揭示了单极、偶极的变化与 Nino3 区海表温度距平存在密切关系, 印度洋海温距平从偶极到单极的变化对应着 El Niño 事件从发展到衰减的过程。平均而言, 印度洋偶极超前 Nino3 区海温距平约 4 个月, 单极滞后约 6 个月。整个热带印度洋-太平洋地区海气耦合特征的演变表明, 与 El Niño 从发展到衰减相联系的热带西太平洋海气耦合相互作用在印度洋海温距平从偶极到单极的演变过程中起着非常重要的作用。

关键词: 热带印度洋单极, 热带印度洋偶极, ENSO, 年际变化

1 引 言

印度洋海温的变化和太平洋是有联系的。陈烈庭等^[1,2]指出, 西印度洋的海温与赤道东太平洋的海温有显著的正相关, 热带印度洋和太平洋海温距平的纬向分布基本上存在东太平洋和西印度洋海温偏低、西太平洋和东印度洋海温偏高的反 El Niño 型以及与之相反的 El Niño 型。Villwock 和 Latif^[3]、Tourre 和 White^[4,5]分析了印度洋和西太平洋地区的海表温度、海洋次表层 400 m 中的热贮量以及表面风应力的变化, 结果表明它们主要表现为 ENSO 的特征。Potemra 等^[6]研究了印度洋东部到日界线的低频(月-年际)变率, 结果表明西太平洋/东印度洋海平面变化的最主要模态是 ENSO 尺度。Murtugudde 等^[7]利用约化重力原始方程海洋环流模式研究了热带印度洋的年际变率, 结果发现海表温度 EOF 分析的第 1 个模态揭示的是与 ENSO 相关的增暖。晏红明等^[8]对热带印度洋海表温度距平场的时空特征进行了分析, 发现其空间分布主要存在 3 种定常型, 即全区一致型、东西差异型和南北差异型, 年平均海温距平场 EOF 分析第 2 特征向量

的时间系数的变化同 ENSO 有较密切的关系。

这种关系的存在不是偶然的。一方面, 它们之间可以通过海洋性大陆的洋流发生相互作用。Meyers^[9]利用 XBT (eXpendable BathyThermograph) 资料计算了 Fremantle-Sunda 海峡剖面上的净相对地转流输送, 从长时间尺度来看, 它代表印尼通过流 (Indonesian Throughflow), 其与 ENSO 相关的变化表现出 La Niña 期间的极大值和 El Niño 期间的极小值。Potemra^[10]利用一个约化重力模式研究了介由印尼通过流从太平洋到印度洋的海洋上层质量输送的变化, 发现质量输送的峰值出现在 4 月中旬至 7 月, 最小值出现在 11 月和 12 月。另一方面, 热带地区的纬向环流通过海气相互作用也可以使这两个海盆的海温发生关系。吴国雄等^[11]指出赤道印度洋和东太平洋海表温度年际变化之间显著的正相关是由沿赤道印度洋上空纬向季风环流和太平洋上空 Walker 环流之间显著的齿轮式耦合造成的, 这种耦合在气候模式的多年积分结果中也同样存在^[12]。

但是, 印度洋海温的变化和太平洋还是有区别的。Saji 等^[13]对 1958~1998 年的海表温度距平进

* 初稿时间: 2003 年 3 月 18 日; 修改稿时间: 2003 年 5 月 7 日。

资助课题: 国家自然科学基金资助项目(40225012, 49975019, 49975025, 49906003)。

行了分析,发现印度洋海表温度距平 EOF 分析给出的第 1 个空间模态为 ENSO 期间的整个海盆尺度的具有相同符号的正异常,而 EOF 分析给出的第 2 个模态为西部与东部符号相反的偶极子。Webster 等^[14]也发现了这个偶极子,它在海洋次表层也存在^[15]。他们认为,印度洋偶极子独立于 ENSO,是能够自我维持的印度洋海陆-气强耦合相互作用系统。后来,Behera 等^[16]利用 2.5 层海洋模式研究了热带印度洋海表温度的年际变化,模拟的海表温度和观测资料非常一致,模式资料 EOF 分析的结果表明,整个海盆尺度的增暖和 ENSO 相连,此外还存在偶极子结构,东部冷极的峰值超前南方涛动的谷值 4~8 个月。

由此看来,印度洋同太平洋海温的年际变化既有联系,又有区别。实际上,虽然 Saji 等^[13]强调偶极子独立于 ENSO,但他们在选取 6 次偶极子极端事件(1961, 1967, 1972, 1982, 1994 和 1997)做合成分析时,其中有 4 次(1972, 1982, 1994 和 1997)都处于 ENSO 期间。因此,印度洋海温年际变化与 ENSO 到底存在何种联系,这是目前仍不清楚的问题。另外,谭言科等^[17]研究了热带印度洋海温的年际变化,分析了印度洋海温距平从单极到偶极的演变过程,并指出单极与热带太平洋的海气相互作用有关。那么,ENSO 是否会对热带印度洋海温的这种演变产生影响?

2 资料与方法

2.1 资料

本文使用了英国气象局 Hadley 气候预测和研究中心编辑的 1903 年 1 月~1994 年 12 月全球海冰和海表温度资料(GISST2.2)^[18],网格距为 $1^\circ \times 1^\circ$ 。1995 年 1 月~1999 年 12 月的海表温度资料和 1949 年 1 月~1999 年 12 月的大气风场资料来自 NCEP/NCAR 再分析资料^[19],其中海表温度资料的网格距为 $1^\circ \times 1^\circ$ ^[20]。1979 年 1 月~1999 年 12 月的外逸长波辐射(OLR)资料来自美国 NOAA。

将这些月平均资料减去各月气候平均值后得到月距平值应用于文中分析。

2.2 分析方法

Torrence 等^[21]对小波分析的原理和步骤作过详细说明,本文利用其中的 Morlet 小波来讨论热带印度洋海温的时间变化特征^{*}。根据 Torrence 等^[22],本文还分析了小波凝聚谱及其位相差。

3 热带印度洋和太平洋海表温度距平年际变化的时空分布特征

图 1 给出热带印度洋海表温度距平 EOF 分析得到的第 1(a)和第 2 个(b)特征向量,它们的方差贡献分别为 39.9% 和 9.3%。第 1 个特征向量在整个热带印度洋符号一致,均为正,而且大值区主要集中在赤道中西印度洋,而第 2 个特征向量的符号具有东西相反的特征,表现为西正东负,西部的正值分布比较均匀,大的负值区主要集中在热带东南印度洋。因此,热带印度洋海表温度距平的空间分布形式主要表现为全区符号一致的单极型和西部与东南部符号相反的偶极型。

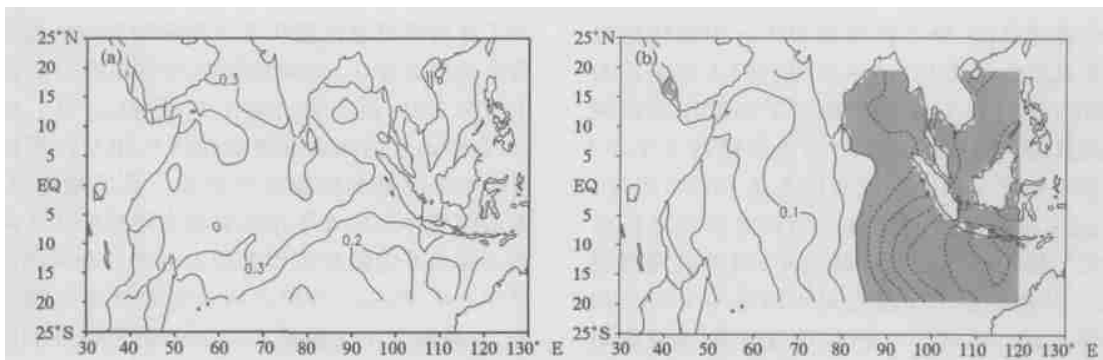


图 1 热带印度洋海表温度距平 EOF 特征向量分析
(a. 第 1 特征向量, b. 第 2 特征向量)

Fig. 1 The 2 lead EOF eigenvectors of SSTA in the tropical Indian Ocean, a, the 1st eigenvector, b, the 2nd eigenvector, the negative area is shaded and contour interval is 0.05

* 本文小波分析所用的程序来自 <http://paos.colorado.edu/research/wavelets/>

这两个特征向量的时间系数的小波功率谱由图 2 给出。第 1 个时间系数的小波全谱表明, 在年际时间尺度上, 存在着 3~7 a 周期的变化, 其峰值周期约 5 a, 同时还在 10 a 以及更长时间尺度上存在峰值。第 2 个时间系数的小波全谱则呈双峰结构, 与第 1 个时间系数的小波全谱一样, 同样存在着 3~7 a 年际时间尺度的周期变化, 其峰值对应的周期也约 5 a, 另外一个峰值对应的周期约为 15 a。而小波局地功率谱分析的结果表明, 对第 1 个时间系数来说, 贯穿整个分析时域的功率谱的大值轴线集中

在 3~7 a 周期, 其中达到 0.1 信度的谱分布在 1940 和 1970 年前后; 另一个大值带出现在 1960~1999 年, 周期约 10 a。对第 2 个时间系数而言, 功率谱的大值轴线有两个, 一个为年际时间尺度, 周期约为 3~7 a, 其中达到 0.1 信度的谱出现在 40 年代末到 80 年代末; 另一个大值轴线的周期约 15 a, 20 世纪 20 年代以前周期略短, 40 年代到 70 年代初的功率谱超过 0.1 信度; 准 2 a 周期在 90 年代中后期变得特别明显。

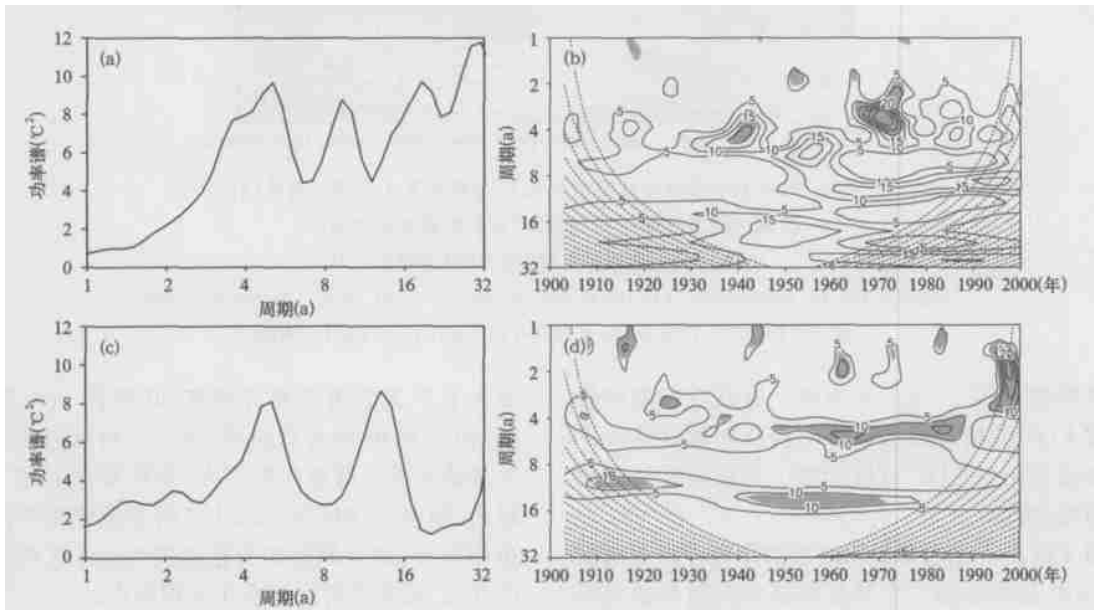


图 2 小波标准化功率谱

(热带印度洋海温 EOF 分析第 1(a) 和第 2(c) 个时间系数的小波全谱和第 1(b, 1 阶自相关系数为 0.88) 和第 2(d, 1 阶自相关系数为 0.66) 个时间系数的小波局地功率谱; 等值线单位: $^{\circ}\text{C}^2$, 阴影区表示信度超过 0.1, 虚线为边界影响区域)

Fig. 2 The normalized wavelet power spectrum The global and local wavelet power spectrum of the 1st (a, b) and 2nd (c, d) temporal coefficient derived from EOF analyses of SSTa in the tropical Indian Ocean, the shaded area denotes the significant level greater than 0.1, and boundary affected zone is showed by dashed lines

为便于比较, 图 3 给出了热带太平洋海表温度距平 EOF 分析得到的第 1 个特征向量及其时间系数的小波全谱和小波局地功率谱。可以看出, EOF 特征向量为典型的 El Niño 型海温分布, 小波全谱表明有 3~7 a 时间尺度的明显年际振荡, 3~7 a 周期的功率谱大值区贯穿了整个分析时域, 达到 0.1 信度的谱分布在 60 年代以后。这些特征和 Niño3 区海温距平的小波分析结果(图略)相同。

由此不难看出, 虽然热带印度洋和太平洋海表温度距平的变化出现在很宽的频域, 但在年际时间

尺度上, 热带印度洋的单极和偶极型海温分布和热带太平洋 El Niño 型海温分布都具有非常明显的 3~7 a 周期。那么, 热带印度洋和热带太平洋海温的年际变化有何联系呢?

4 单极和偶极与赤道中东太平洋海温的关系

为削弱 10 年际及更长时间尺度的影响, 突出热带印度洋海温和 ENSO 在年际时间尺度上的关系, 本文采用 Butterworth 带通滤波器^[23] 对后文所用的

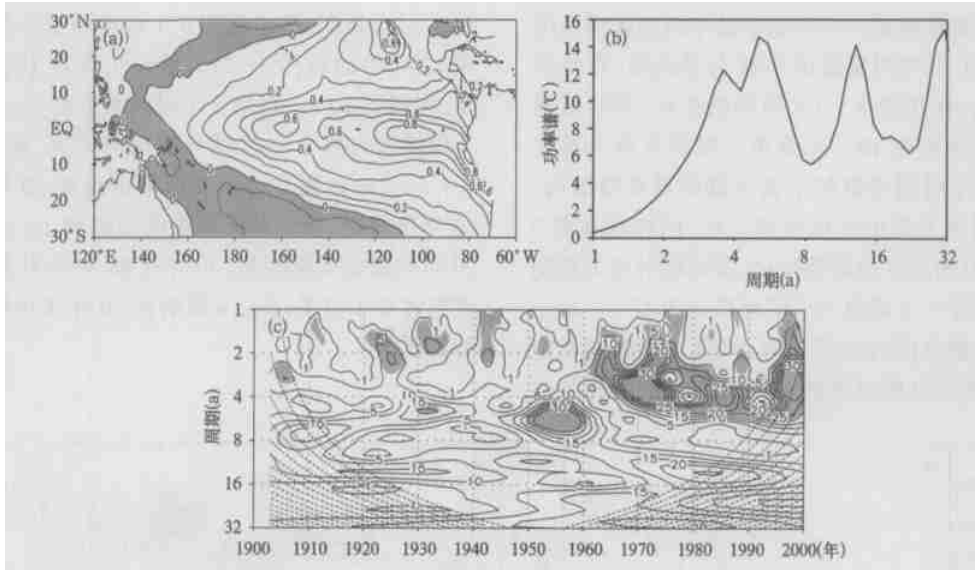


图3 热带太平洋海表温度距平 EOF 分析的第 1 个特征向量(a)及其时间系数的小波全谱(b)和小波局地功率谱(c)
(小波分析的说明同图 2, 但 1 阶自相关系数为 0.94)

Fig. 3 The 1st eigenvector (a), the global (b) and local (c) wavelet power spectrum of the 1st EOF time series of SSTA in the tropical Pacific Ocean

全部资料进行了 2~ 8 a 的滤波。滤波后印度洋海表温度 EOF 分析给出的前 2 个特征向量以及太平洋海表温度距平 EOF 分析的第 1 特征向量与未滤波时类似(图略)。

图 4 给出了经过带通滤波后的印度洋海表温度距平 EOF 分析的前 2 个特征向量的时间系数与同样经过滤波后的 Nino3 区海表温度距平的小波凝聚谱(等值线)和相对位相差(矢量)。图 4a 表明, 在年际时间尺度上, 绝大部分小波凝聚谱的值都能达到 0.9, 凝聚谱的高值区所处的时间尺度在 20 世纪 60 年代以前略大于 60 年代以后。这表明, 第 1 个时间系数和 Nino3 区海表温度距平的关系非常好, 进而揭示了热带印度洋的单极和 Nino3 区海表温度距平的变化存在密切的联系。但是, 它们之间存在位相差。由于先将 Nino3 区海表温度距平的小波位相角定为 0° , 因而图 4 给出的位相差是相对值, 当图 4a 中的矢量指向上方时, 表明印度洋单极的变化落后 Nino3 区海表温度距平; 反之则超前。在 2~ 8 a 的年际时间尺度范围内, 图 4a 中的矢量几乎都指向右上方, 不同时刻、不同尺度的相对位相角的值仅存在较小差别, 这意味着印度洋单极的变化落后于 Nino3 区海表温度的变化, 落后的时间在 1/4 周期内。

相对而言, 第 2 个时间系数与 Nino3 区海表温度距平的关系要复杂一些。在 2~ 8 a 范围内, 凝聚

谱大于 0.7 的值主要分布在 20 年代~ 40 年代中期、50 年代和 70 年代以后, 这 3 个时段内的位相差矢量绝大部分都指向右下方, 意味着在上述 3 个时段内, 印度洋偶极与 Nino3 区海表温度距平的关系也相当好, 而且偶极的变化超前 Nino3 区海表温度的变化, 超前的时间也在 1/4 周期内。

上面的分析表明, 对年际时间尺度的变化而言, 最先达到峰值的是印度洋的偶极, 其次是太平洋的 El Nino, 最后才是印度洋的单极。图 5 给出了第 2 个时间系数与 Nino3 区海表温度距平及第 1 个时间系数的时滞相关系数, 不难看出, 由于 EOF 分析的正交性, 偶极与单极的同时相关系数为零, 与 Nino3 区海表温度距平的同时相关系数能达到 0.35, 并在超前 4 个月时与 Nino3 区海表温度距平的相关系数达到最大, 在超前 10 个月时与单极的相关系数达到最大。尽管小波凝聚谱位相差能给出不同时刻、不同时间尺度的位相差, 但是相关系数也能够从总体上表明偶极、单极和 Nino3 区海表温度距平在时间上的差别, 即偶极在 Nino3 区海表温度距平达到最强之前的 4 个月已经达到最强, 而在 Nino3 区海表温度距平达到最强之后的 6 个月, 单极将达到最强。

为进一步说明这一关系, 图 6 分别给出了偶极、Nino3 区海表温度距平和单极在峰值时刻海表温度距平的合成分布。偶极峰值时, 80°E 以西的印度洋

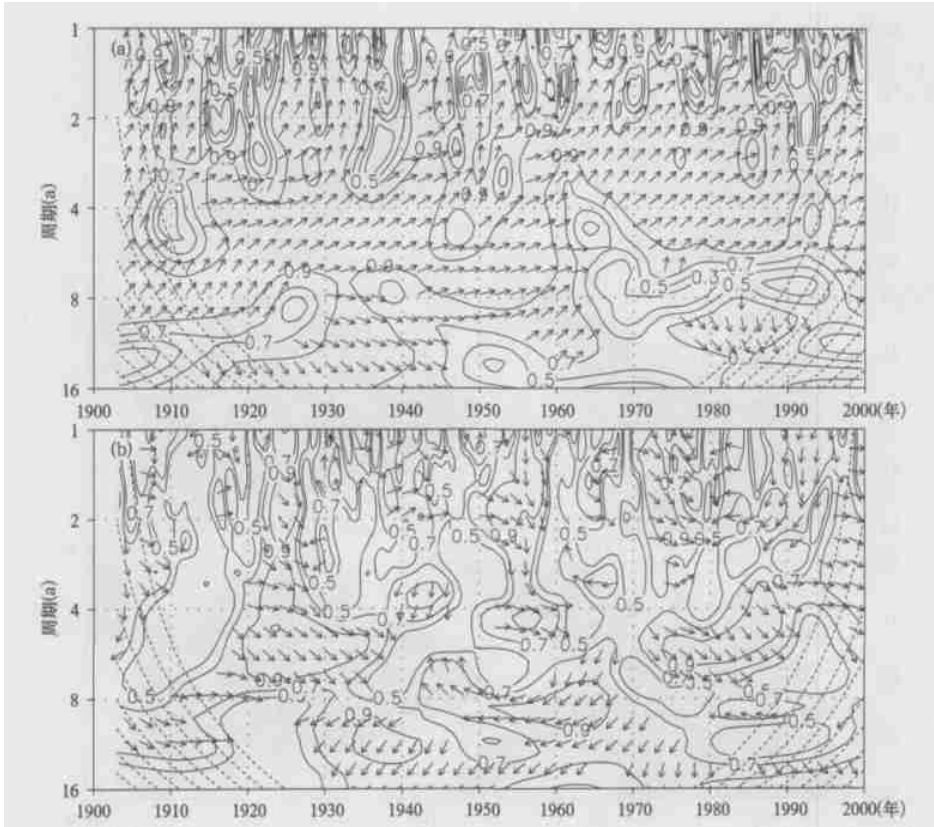


图 4 热带印度洋海温 EOF 分析- 第 1 个 (a) 和第 2 个 (b) 时间系数与 Nino3 区海表温度距平的小波凝聚谱 (等值线) 和相对位差 (矢量) (矢量向上方表示 Nino3 区海温超前, 反之, 则落后绘出的等值线为 0.3、0.5、0.7 和 0.9, 矢量每 2 a, 每 2 个尺度画一个, 仅绘出凝聚谱大于 0.7 的位相差)

Fig. 4 Wavelet coherency (contour lines) and relative phase difference (vectors) of Nino 3 SSTA with 1st (a) and 2nd (b) EOF temporal coefficients of SSTA in the tropical Indian Ocean, vectors are drawn for the coherency greater than 0.7 with 2 years and 2 time scales interval, the upward (downward) vector denotes the variation of Nino 3 SSTA lead (lag) the counterpart of EOF time coefficient, the 0.3, 0.5, 0.7, 0.9 contour lines are given

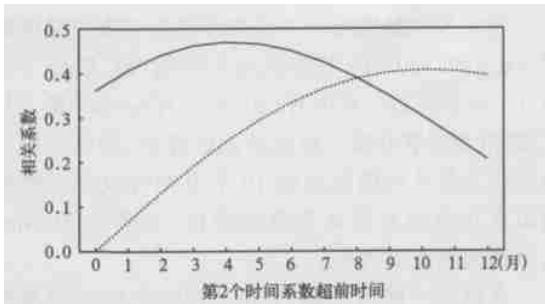


图 5 热带印度洋海温 EOF 分析第 2 个时间系数与 Nino3 区海表温度 (实线)、第 1 个时间系数 (虚线) 在时间上的超前 / 滞后相关

Fig. 5 Lag correlation coefficients of the 2nd EOF time series with Nino3 SSTA (solid line) and with the 1st EOF time series (dashed line) of SSTA in the tropical Indian Ocean

和 中 东 太 平 洋 为 正 距 平, 西 太 平 洋 和 东 印 度 洋 为 负 距 平, 最 大 的 负 值 区 在 苏 门 达 腊 沿 海, 整 个 热 带 印 度 洋 为 一 清 晰 的 偶 极 子 结 构。 在 Nino3 区 海 表 温 度 距 平 为 峰 值 时, 热 带 中 东 太 平 洋 的 正 距 平 大 大 加 强, 中 心 值 已 超 过 1.1°C , 远 远 高 于 偶 极 峰 值 时 的 0.4°C 。 热 带 西 太 平 洋 仍 为 负 距 平, 强 度 有 所 增 强, 中 国 近 海 以 及 日 本 南 部 洋 面 已 经 转 变 成 正 距 平。 在 印 度 洋, 整 个 海 盆 几 乎 都 为 正 距 平, 仅 在 澳 大 利 亚 西 北 有 很 小 一 块 为 负 距 平。 这 种 特 征 与 ENSO 达 到 盛 期 时 的 海 表 温 度 距 平 分 布 一 致。 在 单 极 峰 值 时, 印 度 洋 上 的 正 距 平 已 经 向 东 扩 展 到 西 太 平 洋, 而 中 东 太 平 洋 的 正 距 平 的 强 度 已 经 明 显 减 弱。 这 个 合 成 图 再 次 说 明 印 度 洋 与 太 平 洋 海 温 的 变 化 具 有 密 切 的 联 系, 偶 极 的 盛 期 处 在 El Nino 的 发 展 期, 在 El Nino 盛 期

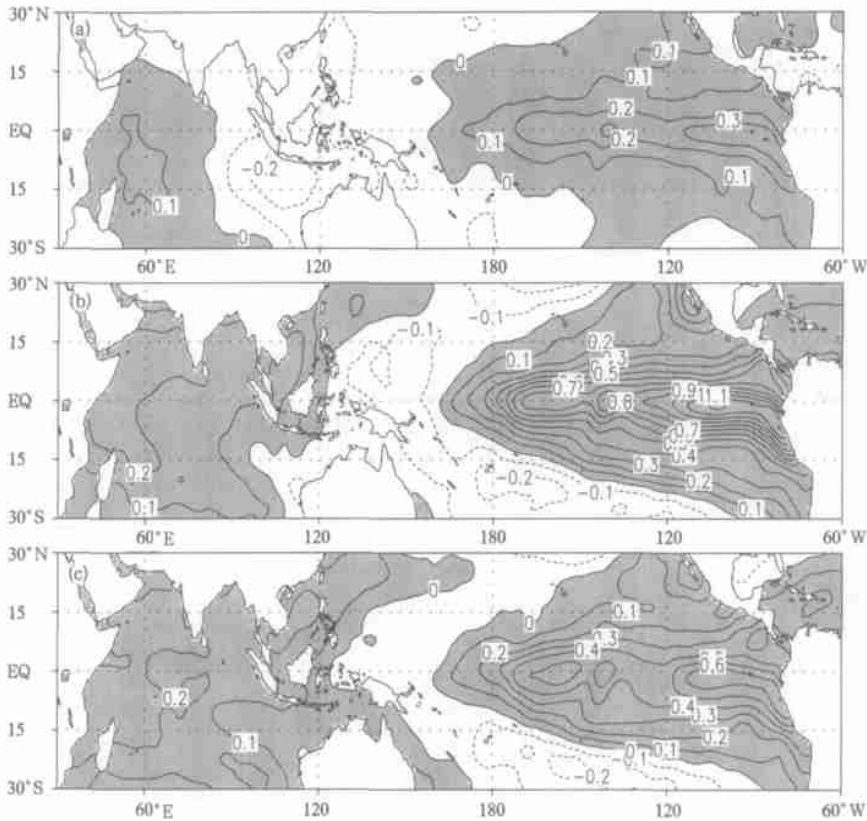


图 6 印度洋偶极 (a)、Nino3 (b)、单极 (c) 在峰值时刻 SSTA 的合成分布

Fig. 6 Composite SSTA at the peak months for the dipole (a), Nino3 SSTA (b) and monopole (c), the shaded is positive, contour unit is $^{\circ}\text{C}$

时印度洋基本上已呈单极结构, 单极的盛期位于 El Nino 的衰减期。因此, 印度洋海表温度距平从单极到偶极型的变化过程正好对应着 El Nino 从发展到衰减的过程。

5 印度洋—太平洋地区不同海温发展阶段的海气耦合特征

上述分析表明, 印度洋—太平洋地区海温距平的发展先后经历了印度洋偶极、ENSO 和印度洋单极 3 个阶段, 那么该地区的海气耦合特征会发生什么相应的演变呢? 是什么物理过程决定了这种变化过程? 为揭示这一变化特征, 我们计算了印度洋海表温度距平 EOF 分析得到的第 2 个时间系数 (代表偶极的变化) 与海表温度距平、OLR、大气对流层低层 850 hPa 纬向风场在时间上的超前和滞后相关系数。由于热带海温距平具有很强的持续性 (高自相关性), 因此在判断相关系数的显著性时采用了有效自由度^[24]。计算表明, 当偶极与海表温度距平的相

关系数的绝对值大于 0.32 时, 表明它已经达到 0.01 信度; 而偶极与 850 hPa 纬向风的相关要达到这一信度, 则需要其绝对值大于 0.4; 对 OLR 而言, 则要超过 0.5。

图 7, 8, 9 分别给出了印度洋偶极与海表温度距平、OLR 和 850 hPa 纬向风场在同期 (a)、超前 2 个月 (b)、4 个月 (c)、6 个月 (d)、8 个月 (e) 和 10 个月 (f) 的相关系数分布。根据前面的分析, 印度洋偶极与这些变量从同期到超前 10 个月的时段正好对应着印度洋海温异常从偶极到单极、太平洋 El Nino 从发展到衰减的过程。

在偶极子峰值时期, 如图 7a 所示, 印度洋偶极和热带印度洋海表温度距平的同期相关系数在大洋东部为负, 西部为正, 这表示的正是海温在印度洋东部为负距平、西部为正距平的典型偶极子海温分布。在热带太平洋, 西部的海温负距平与印度洋东部的负距平连成一片, 而在热带中东太平洋则有海温正距平。与这种型式分布的海温异常相对应, 在热带

西太平洋的海洋性大陆和东印度洋出现 OLR 正距平, 热带中东太平洋出现 OLR 负距平(图 8a), 这表明在热带中东太平洋对流加强, 有异常上升气流, 而在东印度洋和热带西太平洋, 对流减弱, 有异常下沉气流。由于 OLR 正异常区的主体主要在东印度洋, 因此异常下沉气流主要出现在东印度洋上空。与此异常下沉气流相对应, 在大气对流层低层热带印度

洋上空产生了东风异常, 在热带西太平洋产生了西风异常(图 9a)。印度洋上空的东风异常将有利于热带印度洋上层的暖海水向西输送, 使西印度洋增暖。而出现在西太平洋上空的西风异常一方面使太平洋的表层暖海水向东输送, 另一方面将激发出下沉 Kelvin 波, 这将使中东太平洋的海温升高^[25]。海温随后的演变正与此相符(图 7b, 7c), 西印度洋的

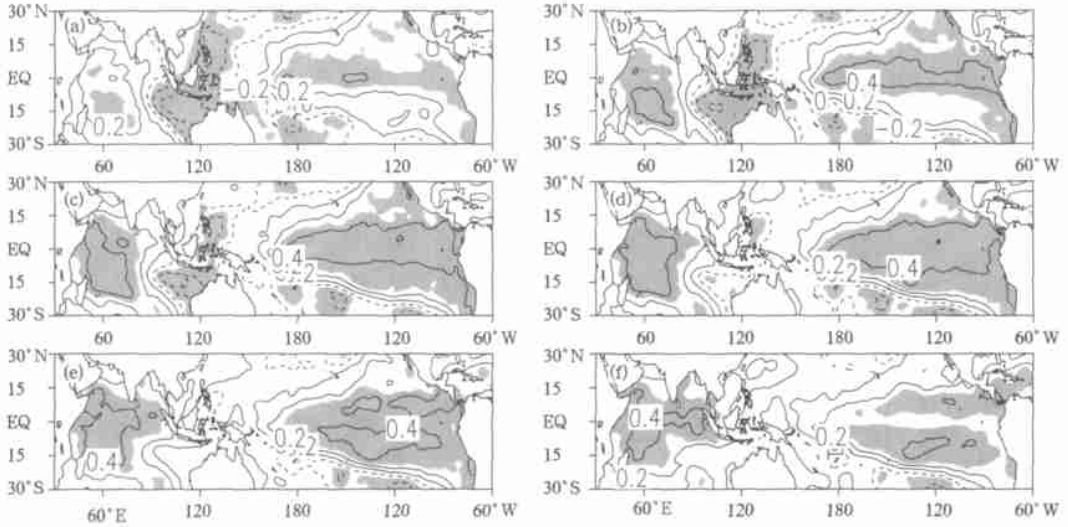


图 7 偶极与热带 SSTa 的同期(a)、超前 2 个月(b)、4 个月(c)、6 个月(d)、8 个月(e)、10 个月(f)的相关系数 (等值线间隔: 0.2, 阴影区表示信度超过 0.01)

Fig. 7 Correlation coefficients of dipole mode time series to the tropical SSTa at lag time 0(a), 2 months(b), 4 months(c), 6 months(d), 8 months(e) and 10 months(f), contour interval is 0.2 and significant level greater than 0.01 is shaded

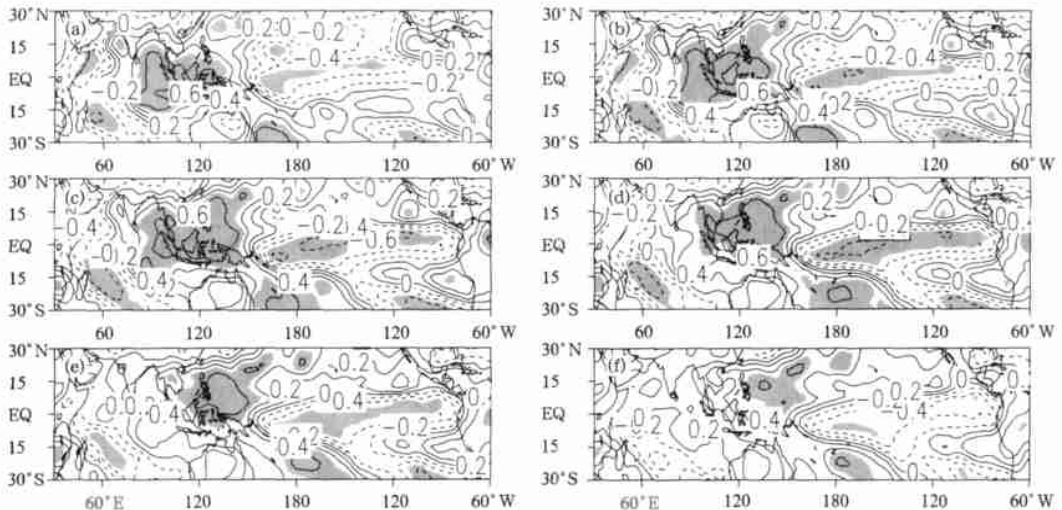


图 8 同图 7, 但为 OLR 距平

Fig. 8 Same as Fig. 7 but for OLR anomalies

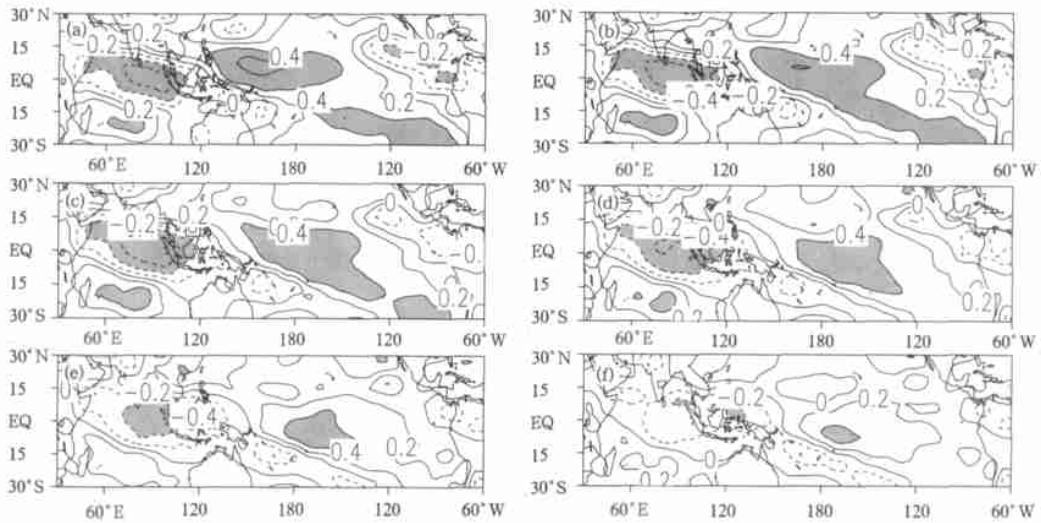


图9 同图7, 但为850 hPa 纬向风距平

Fig. 9 Same as Fig. 7, but for 850 hPa zonal wind anomalies

暖水不断加强, 并且范围扩大; 中东太平洋海温正距平不断加大, 暖海水的范围也在扩大, 到偶极超前单极4个月时(图7c), El Niño 达到峰值。

从印度洋偶极子峰值期到太平洋 El Niño 的峰值期(图8a~c), 一个显著的特点就是与 OLR 正距平相联系的在热带东印度洋的下沉区到 El Niño 峰值期时东移到了热带西太平洋, 这正是 El Niño 到达盛期时的一个显著特征^[26, 27]。与此相对应, 从图9a~c 可看出, 热带印度洋上的东风距平和热带太平洋上的西风距平也向东移, 到 El Niño 的峰值期, 西风距平主体从日期变更线以西移到日期变更线以东, 东风距平移入了热带西太平洋。出现在热带西太平洋上的东风距平将激发出东传的上翻 Kelvin 波和西传的下沉 Rossby 波^[28]。东传上翻 Kelvin 波有利于海温降低, 这将使热带中东太平洋的正海温距平减弱; 而西传下沉 Rossby 波有利于海温增高, 使热带西太平洋的负海温距平减小。

从 El Niño 峰值期以后的海表温度距平演变可看出(图7d~f), 由于上翻 Kelvin 波的作用, 赤道中东太平洋的正海温距平不断减弱, 即 El Niño 转入了衰减期。而下沉 Rossby 波使得热带西太平洋到东印度洋的负海温距平不断减小, 暖海水逐渐出现在热带东印度洋上。到偶极超前单极10个月时, 热带印度洋出现了单极海温分布的特征, 即此时热带印度洋海温异常从偶极分布演变到了单极分布。与海温的这种演变相对应, 图8d~f 表明随着赤道中东太平洋正海温距平的减弱, 出现在其上的 OLR 负

距平也减弱, 即异常上升运动减弱; 而热带西太平洋负海温距平的减弱使得其上的 OLR 正距平减小, 即异常下沉气流也减小。由于热带西太平洋上空的异常下沉减弱, 由图9d~f 可看出, 出现在热带印度洋的东风距平和热带太平洋的西风距平都逐渐减弱, 这不利于热带西印度洋和热带中东太平洋海温的增高。同时, 可以明显看出热带西太平洋上空东风异常出现的范围和强度都在变大, 这将激发出如前所述的海洋动力学过程, 不断使得赤道中东太平洋的正海温距平和热带西太平洋的负海温距平减弱。

6 结论

EOF 分析的结果表明, 热带印度洋海表温度距平存在全区符号一致的单极型和西部与东南部符号相反的偶极型, 这是该地区年际变化的两个最主要空间形态。小波凝聚谱和位相差的分析结果揭示了单极、偶极与 ENSO 之间存在非常好的关系, 热带印度洋海温距平从偶极到单极的演变对应着 ENSO 从发展到衰减的过程, 偶极处在 ENSO 发展期, 单极处在 ENSO 衰减期, 尽管不同时刻、不同尺度上位相差存在着一些差异, 但在总体上偶极超前 Nino3 区海表温度距平约4个月, 单极落后 Nino3 区海表温度距平约6个月。

根据海气相互作用的观点, 本文分析了印度洋海温异常从偶极到单极以及 ENSO 从发展到衰减的物理过程, 提出了它们在演变过程中相互之间可能的联系, 指出了大气低层风场、对流和海温演变之

间的相互关系及其在印度洋海温异常从偶极到单极、ENSO 从发展到衰减过程中所起的作用。这些讨论的出发点是在热带印度洋已经形成了发展成熟的偶极子,但在此之前,偶极子又是如何形成的?这将是作者今后要研究的问题。

综上所述表明,从印度洋偶极子峰值期到 ENSO 峰值期,热带东印度洋上空出现异常下沉气流,由此在对流层低层热带印度洋上空出现东风异常,热带西太平洋上空出现西风异常。东风异常有利于印度洋表层暖海水向西输送,使得热带西印度洋暖水增强,暖区扩大;而西风异常不仅有利于表层

暖水向东输送,也通过激发出下沉 Kelvin 波,使赤道中东太平洋海温增高,导致 ENSO 事件发展。ENSO 发展到峰值期时的一个显著特点是与 OLR 正异常相联系的下沉区东移到热带西太平洋上空,由此造成了东风异常也出现在热带西太平洋。东风异常在海洋中激发出东传上翻 Kelvin 波,使得赤道中东太平洋海温降低;另一方面,东风异常同时可激发出西传的下沉 Rossby 波,使得西太平洋海温升高。这种状态的持续使得 ENSO 事件衰减,热带印度洋偶极型海温分布变成单极型。

参考文献

- 1 陈烈庭. 热带印度洋-太平洋海温纬向异常及其对亚洲夏季风的影响. 大气科学, 1988(特刊): 142~ 148
- 2 陈烈庭. 阿拉伯海-南海海温距平纬向差异对长江中下游降水的影响. 大气科学, 1991, 15(1): 33~ 42
- 3 Villwock A, Latif M. Indian Ocean response to ENSO. International Conf. on Monsoon Variability and Prediction. Vol. II, WCRP-84. Geneva, Switzerland, 1994: 530~ 537
- 4 Tourre Y M, White W B. ENSO signals in global upper-ocean temperature. J Phys Oceanogr, 1995, 25(6): 1317~ 1332
- 5 Tourre Y M, White W B. Evolution of the ENSO signal over the Indo-Pacific domain. J Phys Oceanogr, 1997, 27(5): 683~ 696
- 6 Potemra J T, Lukas R. Seasonal to interannual modes of sea level variability in the western Pacific and eastern Indian Oceans. Geophys Res Lett, 1999, 26(3): 365~ 368
- 7 Murtugudde R, Busalacchi A J. Interannual variability of the dynamics of the tropical Indian Ocean. J Climate, 1999, 12(8): 2300~ 2326
- 8 晏红明, 肖子牛, 谢应齐. 近 50 年热带印度洋海温距平场的时空特征分析. 气候与环境研究, 2000, 5(2): 180~ 188
- 9 Meyers G. Variation of Indonesian throughflow and the El Niño-Southern Oscillation. J Geophys Res, 1996, 101(C5): 12255~ 12263
- 10 Potemra J T. Seasonal variations of upper ocean transport from the Pacific to the Indian Ocean via Indonesian straits. J Phys Oceanogr, 1999, 29(11): 2930~ 2944
- 11 吴国雄, 孟文. 赤道印度洋-太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和 ENSO 事件 I. 资料分析. 大气科学, 1998, 22(4): 470~ 480
- 12 孟文, 吴国雄. 赤道印度洋-太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和 ENSO 事件 II. 数值模拟. 大气科学, 2000, 24(1): 15~ 25
- 13 Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. A dipole in the tropical Indian Ocean. Nature, 1999, 401: 360~ 363
- 14 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
- 15 Anderson D. Extremes in the Indian Ocean. Nature, 1999, 401: 337~ 339
- 16 Behera S K, Salvekar P S, Yamagata T. Simulation of interannual SST variability in the tropical Indian Ocean. J Climate, 2000, 13(19): 3487~ 3499
- 17 谭言科, 张人禾, 何金海. 热带印度洋海温的年际异常及其海气耦合特征. 大气科学, 2003, 27(1): 53~ 66
- 18 Rayner N A, Horton E B, Parker D E, et al. Version 2.2 of the Global Sea Ice and Sea Surface Temperature Data Set, 1903~ 1994(Climate. Res Tech. Note 74, U K Meteorological Office, Bracknell, 1996).
- 19 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-Year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 1996, 77(3): 437~ 472
- 20 Reynolds R W, Smith T M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. J Climate, 1994, 7(6): 929~ 948
- 21 Torrence C, Compo G P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. Bull Amer Meteor Soc, 1998, 79(1): 61~ 78
- 22 Torrence C P, Webster J. Interdecadal changes in the ENSO-Monsoon system. J Climate, 1999, 12(8): 2679~ 2690
- 23 Krishnamurti T N, Subrahmanyam D. The 30~ 50 day mode at 850mb during MONEX. J Atmos Sci, 1982, 39(9): 2088~ 2095
- 24 Davis R E. Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the north Pacific Ocean. J Phys Oceanogr, 1976, 6(3): 249~ 266
- 25 Wyrski K. El Niño-the dynamic response of the Pacific Ocean to atmosphere forcing. J Phys Oceanogr, 1975, 5: 572~ 584
- 26 Zhang Renhe, Sumi A, Kimoto M. Impact of El Niño on the east Asia monsoon: a diagnostic study of the '86/87 and '91/92 events. J Meteor Soc Japan, 1996, 74: 49~ 62
- 27 Zhang Renhe, Sumi A, Kimoto M. A diagnostic study of the Impact of El Niño on the precipitation in China. Adv Atmos Sci, 1999, 16: 229~ 241

RELATIONSHIP OF THE INTERANNUAL VARIATIONS OF SEA SURFACE TEMPERATURE IN TROPICAL INDIAN OCEAN TO ENSO

Tan Yanke

(*Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101*)

Zhang Renhe

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

He Jinhai

(*Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044*)

Zou Li

(*Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101*)

Abstracts

By using long range sea surface temperature, 850 hPa wind and outgoing long-wave radiation data, the relationship of the interannual variation of sea surface temperature anomalies (SSTA) between the tropical Indian ocean (TIO) and equatorial mid-eastern Pacific ocean has been investigated. The empirical orthogonal function (EOF) analyses of SSTA show that the dominant modes in the TIO are the monopole mode with same SSTA sign in basin scale and the dipole mode with a reversal in sign across the basin, respectively. The dominant pattern in the tropical Pacific ocean is the El Niño mode. All monopole, dipole and El Niño modes display noticeable interannual variations. The wavelet squared coherency analyses show that in the interannual time scale, the SSTA in Niño3 region ($5^{\circ}\text{S} - 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ} - 90^{\circ}\text{W}$) are closely related to the monopole and dipole modes in the TIO, i. e., the El Niño from its developing phase to the decaying phase corresponds to SSTA in the TIO varying from the dipole mode to the monopole mode. In average, the El Niño lags behind the dipole mode 4 months and precedes the monopole 6 months. It is revealed by the evolution of the air-sea coupled characteristics in the TIO and Pacific ocean that the interactions in the western Pacific ocean associated with the El Niño shifting from the developing episode to the decaying play an important role on the transformation of SSTA in the TIO from the dipole to the monopole. The variations of the zonal wind anomalies over both TIO and Pacific ocean are affected greatly by the convections over the area in the eastern TIO and western tropical Pacific. The variations of the convection accompanied with the evolution of El Niño alter the zonal winds and hence associate oceanic processes, which are responsible for SSTA in the TIO changing from the dipole to monopole mode.

Key words: TIO monopole, TIO dipole, ENSO, Interannual variation.