

热带印度洋海温异常单、偶极模态及其相互作用

杜振彩¹ 谭言科¹ 张人禾² 何金海³ 刘会荣¹

¹ 解放军理工大学气象学院, 南京 211101

² 中国气象科学研究院, 北京 100081

³ 南京信息工程大学, 南京 210044

摘 要 利用最近 50 多年的 GISST 和 NCEP 的 OISST 海表温度资料研究了印度洋海温变化的空间分布型和多重时间尺度及其相互作用。结果表明, 热带印度洋海温主要存在两种空间分布型, 即全海盆符号一致的单极和东、西部符号相反的偶极。单极既存在长期变暖趋势, 也存在年际振荡; 偶极则以年际变化为主。在去掉由 EOF 重建的单极后, 热带印度洋东、西部海温表现为显著的反相关关系; 对 17 次典型偶极子个例的分析表明, 对偶极子本身而言, 偶极子的演变更像是一种翘翘板似的局地振荡。单极在长期趋势和年际时间尺度上对偶极的影响是不同的。长期趋势缩短了偶极子的生命期, 在冷期, 印度洋海温经历了由负单极到正偶极再到负单极的演变, 偶极子的异常信号最早出现在热带西印度洋; 在暖期, 印度洋海温经历了由正单极到正偶极再到正单极的演变, 偶极子的异常信号最早出现在热带东印度洋。对年际时间尺度的变化而言, 印度洋海温异常由负单极向正偶极再到正单极转换, 偶极子位于一种单极向另一种单极的转换过程之中, 在此过程中, 印度洋海温表现为明显自西向东的传播特征。

关键词 印度洋海温 单极 偶极

文章编号 1006-9895(2006)01-0011-14

中图分类号 P732

文献标识码 A

Two Modes of Sea Surface Temperature Anomalies in the Tropical Indian Ocean: Monopole, Dipole and Their Interactions

DU Zhen-Cai¹, TAN Yan-Ke¹, ZHANG Ren-He², HE Jin-Hai³, and LIU Hui-Rong¹

¹ Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

² Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

³ Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract Based on the last 5 decadal sea surface temperature (SST) data, the spatial distributions and multi-time scale of the SST anomalies (SSTA) in the tropical Indian Ocean (TIO) and their interactions are investigated. The results show that the spatial distributions of SSTA are characterized by monopole with the same anomalous signs in basin-scale and by dipole with the reverse signs in the western and eastern TIO. The monopoles are characterized not only by warming tendency but by interannual variations, while the dipoles are just dominated by the interannual variations. After subtracting the monopole reconstructed by the empirical orthogonal function (EOF) results, the western and eastern TIO SSTA turn out to be significantly anticorrelated, and the EOF analyses of the 17 typical dipole events show that the areas of the positive and negative SSTA appear to be immovable. The composite analysis of the TIO SSTA shows that the two counterparts evolve out-of-phase absolutely. These results demonstrate that the evolution of the dipole itself is rather a local seesaw-style oscillation. The influence of monopole on dipole is different

收稿日期 2004-11-03, 2005-01-28 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40405010、40225012、40275014

作者简介 杜振彩, 男, 1979 年出生, 在读硕士研究生, 主要从事季风和热带海气相互作用研究。E-mail: dfeijat@126.com

from long-range tendency to interannual timescale. The long-range tendency shortens the lifecycle of the dipole. In the cold episode, the tropical Indian Ocean SSTA shift from negative monopole to positive dipole, finally to negative monopole, and the dipole anomalous signals appear in the western Indian Ocean first. While in the warm period, the SSTA alter from positive monopole to positive dipole, eventually to positive monopole, and the abnormal signals of dipole exist in the eastern Indian Ocean first. At the interannual timescale, the SSTA experience from negative monopole to positive dipole to positive monopole. The dipole occurs in the course of transition from one kind of monopole to another. During this shift the TIO SSTA appear to migrate from west to east obviously.

The dipole is also influenced by the basin-wide long-range warming tendency significantly. After subtracting the monopole reconstructed by EOF, the SSTA of western and eastern TIO show distinct negative correlation, but they show distinct positive correlation when the monopole is taken into account. It turns out that the basin-wide warming conceals some dipole events, for example the strong negative dipole in 1996 and 1998 respectively. Except some strong dipole events (e. g., 1997), the SSTA with the same sign in the warm period show the magnitude differences of the east and the west in TIO, i. e., an SSTA zonal gradient exists across the basin, which directly results in the doubts of the existence of dipole. Actually, the dipole and the warm tendency are completely independent in the temporal and spatial distributions.

Key words Indian Ocean sea surface temperature, monopole, dipole

1 引言

许多研究表明,印度洋海温年际异常是对季风^[1~3]或 ENSO^[4~6]的响应,然而, Saji 等^[7]和 Webster 等^[8]最近提出了印度洋偶极子,并指出它是印度洋气候系统内部的可自我维持的特征模式,在季节到年际尺度的气候变率中起到主动和独立的作用。其实,在此之前, Reverdin 等^[9]分析了船舶观测资料,发现在有的年份(1961年),当赤道印度洋出现强的表面风异常时,海表温度异常为一纬向偶极子分布。后来的研究发现在 1994 年也出现了偶极子^[10, 11]。1997 年,强印度洋偶极子再次出现,不过这次在太平洋也出现了 El Niño^[12]。Yamagata^[13]指出,在 ENSO 暖位相期间发生的印度洋正偶极子使得远东地区(日本、朝鲜等)出现了炎热干旱的灾害性气候。肖子牛等^[14]研究了在 El Niño 不同位相期间印度洋异常海温分布对初夏亚洲季风及我国南部地区初夏降水的影响,结果表明,El Niño 期间印度洋异常海温的作用是不可忽视的。李崇银等^[15]的研究证实了赤道印度洋海温的年际变化中的确存在偶极子型振荡,它不仅可以通过影响对流层低层流场直接作用于夏季风,还可以通过影响对流层上层青藏高原反气旋以及西太平洋副热带高压影响亚洲夏季风。巢纪平等^[16]和钱海峰等^[17]的研究表明,海洋次表层的偶极子比表层更稳定。

但是, Hastenrath^[18]对偶极子的提法表示了否定,因为东印度洋和西印度洋海表温度异常并不存在显著的负相关,所以也就不存在东西向翘翘板式的振荡。由此,有关偶极子是否存在及其是否与 ENSO 独立也就出现了争议。Saji 和 Yamagata^[19]利用观测资料就这些争议进行了讨论,他们发现年代际变化对印度洋海温异常有着强烈的影响,由于 20 世纪 70 年代中期以后的加速增暖,在此之后印度洋东西部海温异常缺乏负相关,但当滤掉年代际(周期大于 7 年)和海盆宽度异常[basin wide anomaly (20°S~20°N, 40°E~100°E)]后,翘翘板结构的偶极子就非常显著。由此看来,海盆宽度异常对偶极子也有很大的影响。谭言科等^[20]把整个热带印度洋海温距平符号相同的分布型称为单极,把东西部符号相反的分布型称为偶极,并发现单极向偶极的转换存在两种类型,使得偶极子的发展演变也迥然不同。实际上,单极就是海盆宽度异常,它不仅存在年际变化,也存在长期变化。由于受到单极等的影响,实际观测到的偶极子之间就会有差别。那么,偶极子本身的特征是什么?单极对它又有何影响?在单极和偶极这两种主要模态作用下,印度洋海温异常会有哪些特征呢?这些将是本文讨论的主要问题。

2 资料和分析方法

本文使用了英国气象局 Hadley 气候预测和研

究中心编辑的1949年1月~1994年12月全球海冰和海表温度资料(GISST 2.2)^[21], 经纬网格距为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 。1995年1月~2002年12月的海表温度资料来自NCEP/NCAR的最优插值海表温度分析资料(OISST)^[22], 资料的网格距也是 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 。将上述资料计算成月平均距平后进行了7个月的滑动平均处理。

为了揭示热带印度洋海温异常的空间分布特征以及偶极子的演变规律, 文中使用了经验正交函数分解(EOF), 它能够将原变量场的主要信息集中到几个典型特征向量中来, 而原变量可以看作是空间特征向量和对应的时间权重系数的线性组合, 即对任一时间和空间的函数 x_{it} , $i=1, 2, \dots, M$; $t=1, 2, \dots, N$, M 为空间格点总数, N 为时间样本总数, 可以分解为

$$x_{it} = \sum_{k=1}^K v_i^k z_t^k, \quad (1)$$

K 为 M 、 N 两者中的最小数; v^k 为第 k 个特征向量, 仅是空间的函数; z^k 为 v^k 的时间系数; $v_i^k z_t^k$ 为第 k 个重建分量。由于EOF分析具有正交性, 若在原变量场中去掉第 j ($1 \leq j \leq K$)个分量, 则

$$x_{it}^{(j)} = x_{it} - v_i^j z_t^j. \quad (2)$$

可将EOF分析进行扩展。若对 G 次异常事件(如偶极子), 取每次异常的时间为连续的 L 个月, 那么为得到该事件典型分布的演变特征, 可对(1)式作适当的变形,

$$x'_{itg} = \sum_{k=1}^{K'} v'_i{}^k z'_g{}^k, \quad (3)$$

$i=1, 2, \dots, M$; $l=1, 2, \dots, L$; $g=1, 2, \dots, G$, K' 为 $M \times L$ 、 G 的最小数。与 v^k 只是空间的函数不同, v'^k 既是空间的函数, 也随时间变化, 它给出的是第 k 个特征向量在 L 个月里的连续变化, 据此可分析异常事件典型分布的演变特征。为得到 v'^k 在物理空间中的典型分布, 可取 $z'_g{}^k$, $g=1, 2, \dots, G$ 的平均数 $z'_m{}^k$, 再将 v'^k 和 $z'_m{}^k$ 相乘。

此外, 还利用功率谱分析、合成分析和相关系数等分析方法, 对合成分析的结果采用了 t 检验。

3 单极型和偶极型海温分布的特征

为了揭示热带印度洋海温异常的时空分布特征, 对热带印度洋区域($20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$)的海表温度距平(SSTA)进行EOF分析。第一和

第二个特征向量的空间分布如图1a、b所示, 它们分别解释了总方差的47.5%和8.8%; 与之相对应的时间系数由图1c、d给出。由图1可以发现, 第一个特征向量的空间分布并不均匀, 大值区主要分布在赤道中、西印度洋。值得注意的是, 一方面, 在整个热带印度洋地区, 第一个特征向量的值都为正, 即整个海盆表现为单极型; 另一方面, 赤道东南印度洋和赤道西印度洋正值的大小是不同的, 存在明显的西北大、东南小的分布。这意味着就单极而言, 尽管异常分布的符号是一致的, 但也存在东西向的梯度。第二个特征向量的空间分布则表现为明显的东、西部符号相反的偶极型, 最大正值中心位于 50°E 附近, 最大负值中心位于 110°E 附近。

第一个特征向量的时间系数表明, 单极型海温分布呈现明显的不规则年际振荡, 而且, 在20世纪70年代中期以前, 大部分时间里为负, 在70年代中期以后, 大部分时间里为正。图1c还给出了7年滑动平均曲线, 该曲线说明, 整个热带印度洋海温距平存在明显的长期增暖趋势, 在70年代中期以前是冷期, 之后为暖期。与第一个时间系数不同, 第二个时间系数反映出偶极型海温分布主要表现为不规则的年际振荡。功率谱分析的结果(图略)表明, 单极的时间系数存在36年以上的显著变化, 这实际上是长期趋势的反映, 此外, 3~6年周期的功率谱密度也较大; 偶极的时间系数存在显著的4~5年、准2年和准1.2年的周期变化, 这与李崇银等^[15]的分析结果有些类似。

由此看来, 印度洋海温异常的空间模态主要有两种, 一是整个热带印度洋地区符号一致的单极和东、西部符号相反的偶极。单极既存在长期变化, 也存在年际变化, 偶极以年际变化为主。Saji等^[19]滤掉的年代际变化和海盆宽度异常实际上就是单极变化的两种时间尺度。但是, 由于单极也存在东西向梯度, 如果按照他们的做法减去一个热带区域的异常平均值, 那么将产生一个人为的东西向符号相反的偶极型分布, 而实际上EOF分析的结果表明单极和偶极是正交的。因此, 为突出偶极特征, 在海温距平中减去由EOF第一特征向量及其时间系数重建的单极是比Saji等^[19]的做法更好的一个选择。为此, 在(2)式中取 $j=1$, 可得到去掉单极后的海温距平。

仍然采用Saji等^[7]定义偶极子指数时选定的区

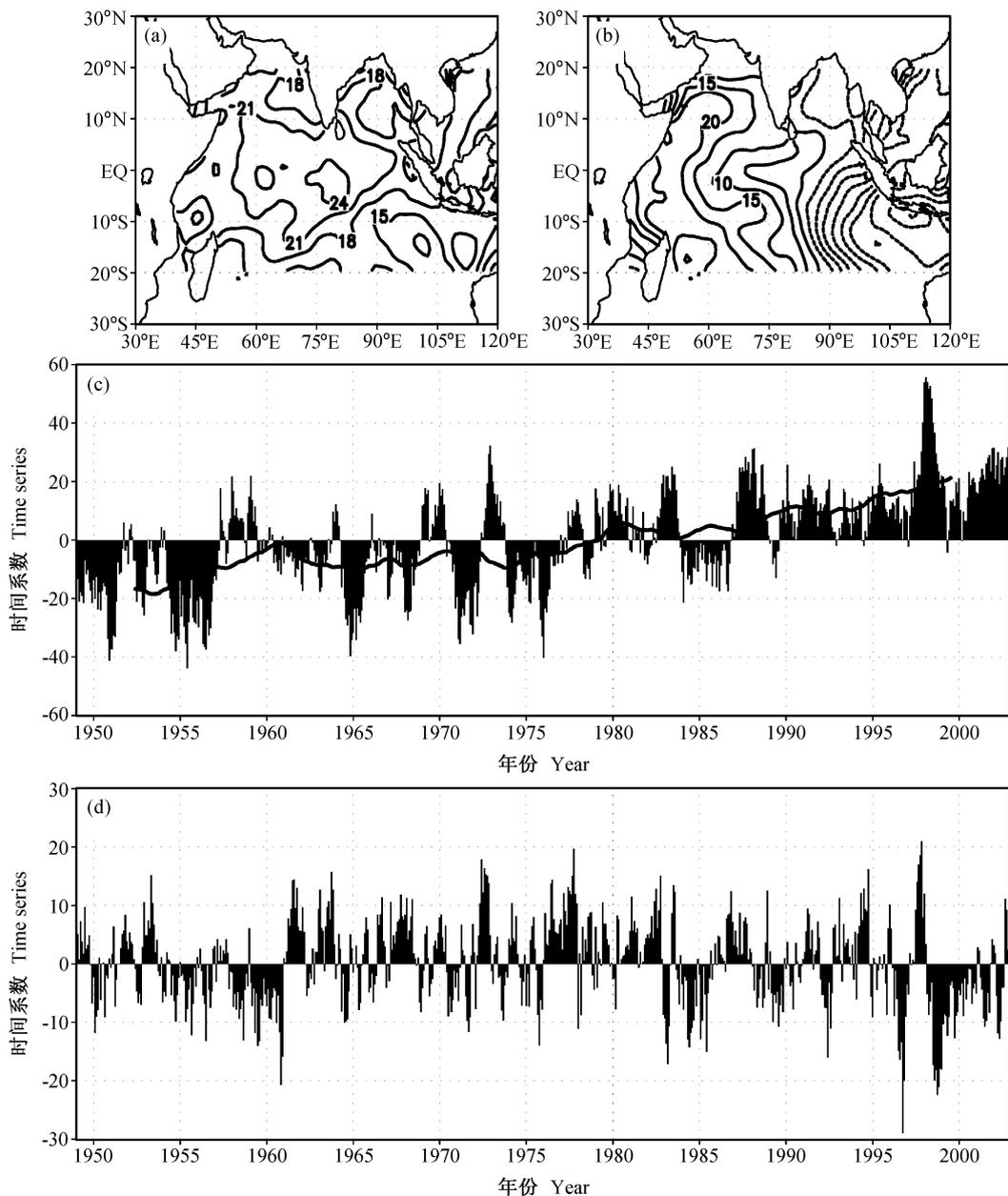


图1 热带印度洋海温 EOF 分析的第 1、第 2 特征向量和相应的时间系数: (a) 第 1 特征向量, 等值线扩大 1000 倍; (b) 第 2 特征向量, 等值线扩大 1000 倍; (c) 第 1 时间系数, 实线代表 7 年滑动平均; (d) 第 2 时间系数

Fig. 1 The EOF1, EOF2 and the corresponding time series of sea surface temperature anomalies (SSTA) in the tropical Indian Ocean: (a) EOF1; (b) EOF2; (c) time series 1; (d) time series 2. The solid line in (c) indicates 7-year running mean value; the contours in (a) and (b) are by 1000 times

域, 图 2 给出了去掉单极后热带印度洋西部($10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ}\text{E}\sim 70^{\circ}\text{E}$; 实线)和东部($10^{\circ}\text{S}\sim \text{EQ}$, $90^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$; 虚线)区域平均的海表温度距平(SSTA), 其中深色阴影为西正东负的正偶极子, 浅色阴影为西负东正的负偶极子。从图 2 可以看出, 去掉单极后, 热带印度洋 SSTA 在大部分时间

里为偶极子分布。不但如此, 除个别年份(如 1967 年)存在位相差外, 东印度洋和西印度洋 SSTA 基本上为反位相分布。实际上, 在去掉单极后, 东印度洋和西印度洋海温异常的相关系数为 -0.56 , 而在此之前为 $0.47^{[20]}$ 。而且, 以东、西印度洋区域平均的海温分别与整个热带印度洋求得的相关系数

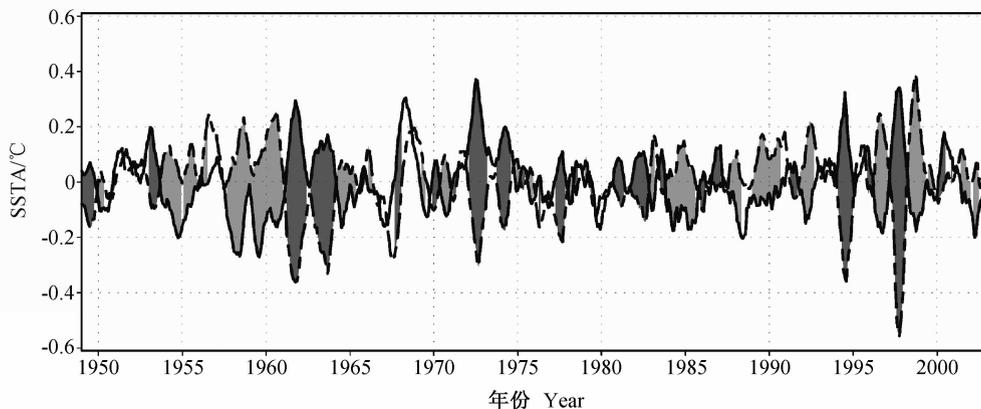


图 2 滤去单极后热带印度洋西部(实线)和东部(虚线)的海温变化曲线。深灰: 正偶极子; 浅灰: 负偶极子
Fig. 2 The area-averaged SSTA in the western (solid) and eastern (dashed) Indian Ocean by removal of monopole. The heavy shaded denotes positive dipole, while light shaded indicates negative dipole

也为显著的偶极子分布(图略)。

以去掉单极后西部和东部海温异常的差作为反映偶极子强度的指标, 并选取大于 1 个标准差 (0.216°C)、持续时间在三个月以上的异常事件作为研究个例。这样的偶极子共有 17 例, 其中 9 例为正偶极子, 分别是 1953 年、1961 年、1963 年、1967 年、1972 年、1974 年、1977 年、1994 年、1997 年; 8 例为负偶极子, 分别是 1954 年、1958 年、1960 年、1984 年、1989 年、1992 年、1996 年、1998 年。这些个例在图 2 中是非常清楚的。对于每一次偶极子事件, 以去掉单极后的偶极子强度达到最大值时为 0 月, 并分别向前和向后取 12 个月, 这样选取的每次偶极子事件都有连续的 25 个月。以 17 次偶极子为时间样本、每次 25 个月异常海温为空间样本进行 EOF 分析, 即在(3)式中, 取 $L=25$, $G=17$, M 为印度洋海温异常的格点总数 (2765)。注意: 这里的特征向量既是空间的函数, 也随时间变化, 它给出了典型场连续 25 个月的演变。图 3 给出了 EOF 分析的第一个特征向量, 时间间隔为 2 个月。在偶极子强度达到最大前 8 个月, 整个热带印度洋上的异常信号很弱(图 3a); 随后, 西印度洋的正距平和东印度洋的负距平开始出现(如图 3b)。随着时间的推移, 西部正距平和东部负距平的强度在逐渐加大, 但是正负距平的范围并没有发生明显的变化。到 0 月时东西部温度梯度达到最强, 偶极子处于盛期(如图 3e)。此后, 西部正距平和东部负距平的强度逐渐衰减, 至盛期后 7 个月偶极子消失。

前 9 次事件的时间系数都为正, 其中 1997 年最大, 后 8 次的时间系数都为负, 1998 年最小(图略)。这说明, 前面 9 次正偶极子演变的最主要特征与图 3 相似, 后面 8 次负偶极子演变特征与图 3 相反。因此, 图 3 揭示的是印度洋偶极子演变的典型特征。

考虑到负偶极子是正偶极子的相反情形, 为扩大正偶极子的样本数, 可将负偶极子期间的海表温度距平乘以一个负号以变成正偶极子。将这些去掉单极后“正偶极子”期间的海表温度距平累加起来, 再将累加后的结果除以偶极子样本总数, 由此得到偶极子期间海表温度距平的水平合成分布。这个合成分布的空间形势的演变(图略)与图 3 类似。图 4 给出了合成后印度洋西部和东部区域平均的 SSTA 演变。可以发现, 合成后的东、西部 SSTA 符号相反, 完全为反位相结构。在偶极子指数达到最大值的前 8 个月, 偶极子开始出现, 随着时间推移, 其强度逐渐增大; 在达到最大值后 7 个月, 偶极子消失。

图 3 和图 4 表明, 在去掉单极以后, 印度洋海温异常的确存在东、西部符号相反的类型翘翘板结构的偶极子。而且, 从偶极子演变期间正、负距平的范围基本保持不变的情形来看, 偶极子更像是一种局地振荡。

4 单极和偶极相互作用下的海温变化

在偶极期间, 单极的演变又有哪些特征? 为此, 可分析偶极子期间单极的时间系数。在单极的

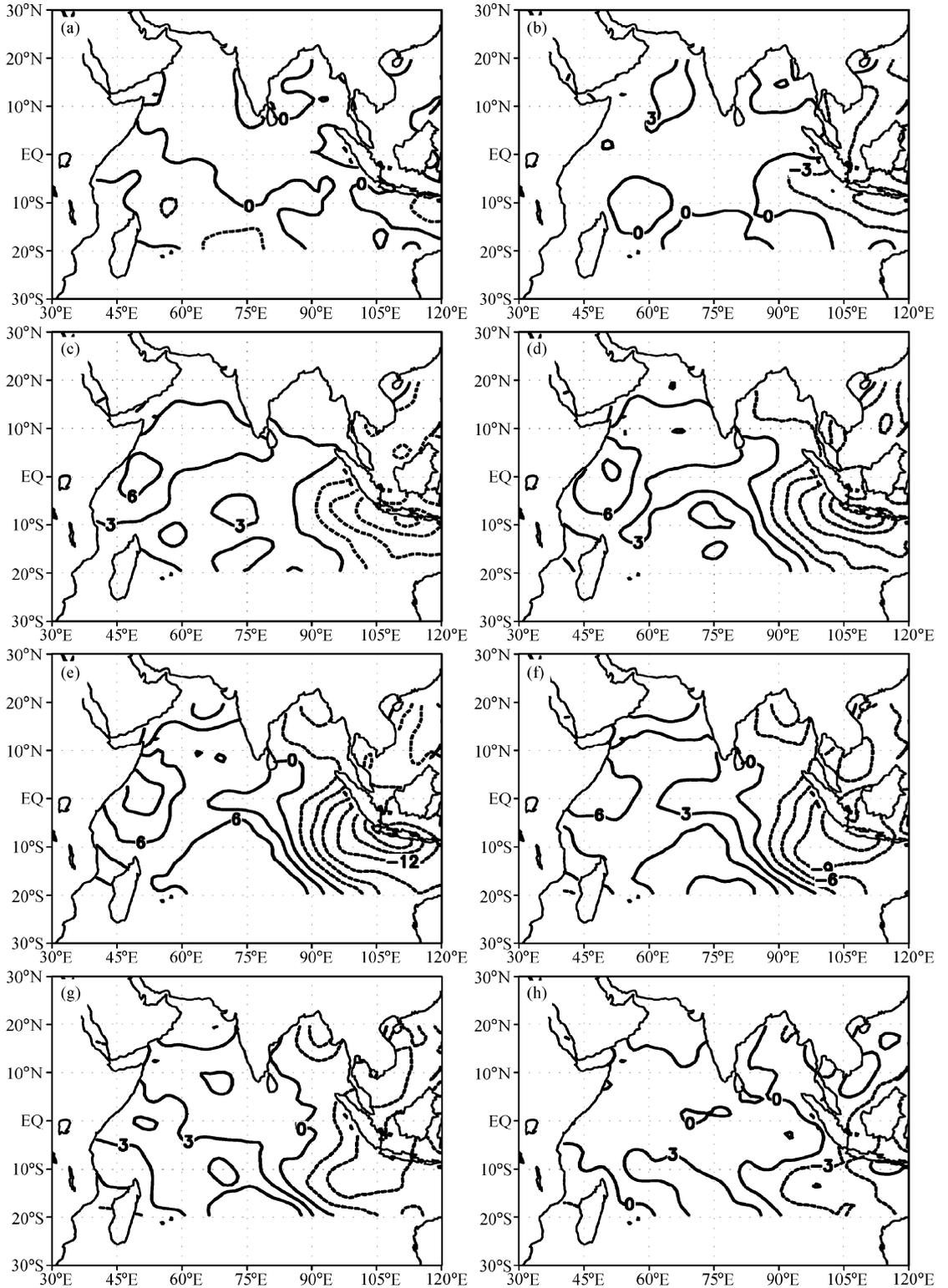


图3 所选17次偶极子事件EOF分析的第1特征向量(等值线扩大1000倍): (a) 前8个月; (b) 前6个月; (c) 前4个月; (d) 前2个月; (e) 盛期时; (f) 后2个月; (g) 后4个月; (h) 后6个月

Fig. 3 The EOF1 of the selected 17 dipole events (the contours are by 1000 times): (a) 8-month lead; (b) 6-month lead; (c) 4-month lead; (d) 2-month lead; (e) mature month; (f) 2-month lag; (g) 4-month lag; (h) 6-month lag

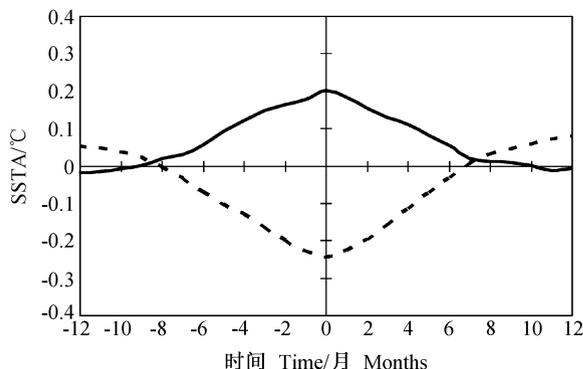


图 4 去掉单极后热带印度洋西部(实线)和东部(虚线)海温异常的合成分布
Fig. 4 The composite of SSTA in the western (solid) and eastern (dashed) Indian Ocean by removal of monopole

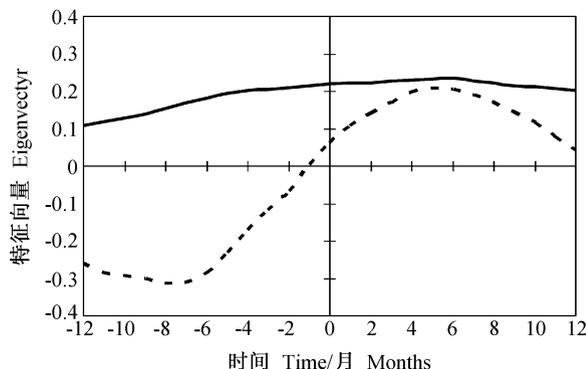


图 5 偶极期间单极 EOF 分析的第 1(实线)和第 2(虚线)特征向量
Fig. 5 The EOF1 (solid) and EOF2 (dashed) of monopole during dipole

时间系数序列中,与上节相同,以去掉单极后偶极子强度指标达到最大时为 0 月,以此向前和向后分别对单极时间系数取 12 个月,于是得到与 17 个偶极子对应的 17 个连续 25 个月的单极时间序列。利用(3)式对这 17 个序列进行 EOF 分析,此时 $M=1$, $G=17$, $L=25$ 。由于这些时间序列和偶极子是对应的,因此,偶极子的发生、发展和消亡与这里 EOF 分析得到的特征向量的演变相对应。图 5 给出了第一(实线)和第二(虚线)个特征向量,可以发现,第一个特征向量都为正,而且强度没有太大变化。这意味着在偶极子期间,单极存在一时间尺度更长的变化。第二个特征向量表明,从偶极子的发生、发展到成熟、消亡,单极经历了一个由负向正的转变过程(如图 5 虚线所示),在偶极子达到最强前 7 个月,负单极最强,在偶极子达到最强后 5 个月,正单极最强,而在偶极子最强前 1 个月,单极最弱。这表明,单极还存在一个周期和偶极基本相同的年际变化。

与特征向量对应的时间系数分布如图 6 所示。第一个时间系数的特征(图 6a)表明,从整体上看,单极存在一个由冷向暖的转变过程。但也存在例外,如在总体偏冷的情况下,1958 和 1972 年的值却为正,而在总体偏暖时,1984 年的值却为负。但是,在总体上单极仍然是增暖的,这个增暖趋势和图 1c 的特征非常吻合。因此,第一特征向量反映的是单极的长期趋势,在 70 年代中期以前是冷期,70 年代中期以后为暖期。而 3 次例外可能和强的年际变化有关(图 1c)。

第二个时间系数(图 6b)表明,对于前面的 9 次正偶极子事件,有 6 次其值为正,3 次为负;而对于后面的 8 次负偶极子事件,有 7 次其值为负,1 次为很小的正值。若不计 1974 年大的负值,忽略 1967、1994 和 1958 年的小值,我们可以得到这样的粗略结果,即正偶极子期间单极的第二个时间系数的值为正,负偶极子期间的值为负,在 17 次偶极子事件中有 13 次是这样的。结合其特征向量的演变,可以认为,从印度洋正(负)偶极子形成、发展到衰减期间,单极也经历了一个由负到正(由正到负)的转变过程。

上面的分析再次表明,单极不仅存在长期增暖趋势,还存在和偶极周期相仿的年际振荡。那么它们对偶极子有何影响?

4.1 单极长期变化作用下偶极子的演变特征

前面的讨论将单极和偶极进行了分离,而印度洋海温的变化应是多种空间型和多种时间尺度共同作用的结果。既然单极和偶极是最主要的空间型,那么印度洋海温的年际异常应主要是单极和偶极共同作用的结果,并且单极和偶极信号可由 EOF 进行重建。由于单极存在显著的增暖趋势,根据图 1c 和图 6a,可将 1974 年以前划归冷期,将 1977 年以后划归暖期。在图 6a 中,冷期 9 个单极时间系数的平均值为 -31,暖期 8 个时间系数的平均值为 54,将冷期和暖期的平均值分别乘以图 5 中的第一个特征向量,再将所得结果乘以图 1 中的第一个特征向量,得到偶极期间单极在冷期和暖期连续 25 个月的平均演变分布。对于偶极子的重建,由于负

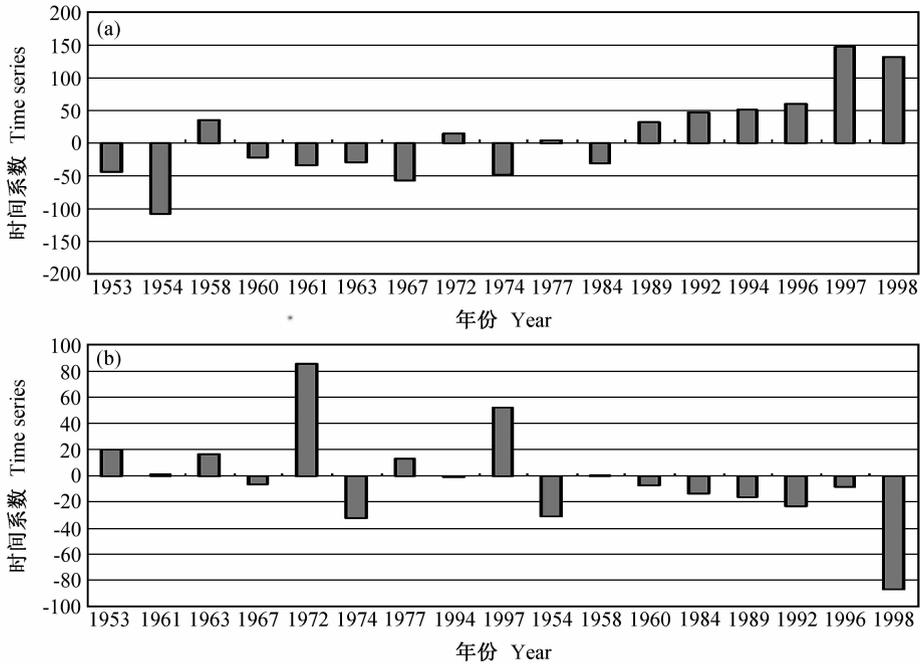


图6 偶极期间单极 EOF 分析的第 1 (a) 和第 2 (b) 时间系数

Fig. 6 The time series of EOF1 (a) and EOF2 (b) for monopole during dipole

偶极子是正偶极子的相反情形, 因此可将负偶极子乘以负号后变成正偶极子, 这样冷期 9 次“正偶极”时间系数的平均值为 23, 暖期 8 次“正偶极”时间系数的平均值为 32, 将这两个平均值乘以图 3 的偶极子特征向量场, 得到冷期和暖期偶极子连续 25 个月的典型演变过程。

将冷期、暖期重建的单极和偶极进行叠加, 得到冷期和暖期背景下的偶极子的合成演变特征。由于是按照偶极子来选择样本的, 因此原海温距平可分为偶极子期和非偶极子期, 再扣除样本选择时相邻两次事件的重叠区(因为每次事件有连续的 25 个月), 这样总共 648 个月中有 257 个月为非偶极子期, 其中冷期有 116 个月, 暖期有 141 个月, 于是以非偶极子期的平均海温为参照, 可用 t 检验验证各个时期偶极子合成分布的显著性。图 7 给出冷期背景下偶极子的合成分布, 其中阴影区表示达到 95% 的信度, 偶极样本数为 9, 非偶极样本数为 116。可以发现, 在偶极子出现前, 热带印度洋的海温距平为负, 在偶极子达到最强前 4 个月, 正距平开始在西印度洋出现, 中心位于 45°E 赤道附近; 而负距平的范围向东缩小, 其强度也在加大, 偶极子开始出现。随后正距平的范围不断向东扩展, 负距平的范围不断向东缩小, 强度都在不断加大。在

偶极子达到最强后 2 个月内, 西部的海温正距平强度迅速衰减, 范围向西退缩, 而东部的负距平强度变化不大, 但是范围明显向西扩展, 随着负距平范围的扩大, 其强度也在减小, 偶极子很快就消失了, 最后整个热带印度洋海温距平为负。这说明, 冷期背景下偶极子形成前是负单极, 形成时异常信号最先在西印度洋出现, 消亡后仍为负单极。另外, 和图 3 相比, 偶极子的生命史明显缩短了。

暖期背景下偶极子的合成演变过程如图 8 所示, 其中阴影区表示达到 95% 的信度, 偶极样本数为 8, 非偶极样本数为 141。可以发现, 在偶极子出现前, 热带印度洋的海温距平都为正, 整个海盆表现为正单极, 几个大值区分散在不同区域。在偶极子达到最强前 4 个月, 负距平开始在东印度洋的苏门答腊附近出现, 同时西印度洋的正距平强度也在加强, 偶极子发生。随着时间推移, 东西部海温距平强度都在不断加强, 而且东部负距平范围逐渐向西扩展。在偶极子达到盛期时, 东部负距平的范围已经扩展到了 90°E 附近, 而且在 90°E 附近东西向的海温梯度达到最大值。在偶极子达到最强后 2 个月, 西部的正距平强度基本不变, 而东部的负距平强度迅速减弱, 范围也显著缩小, 偶极子消亡, 整个热带印度洋海温距平恢复为正单极。这说明, 暖

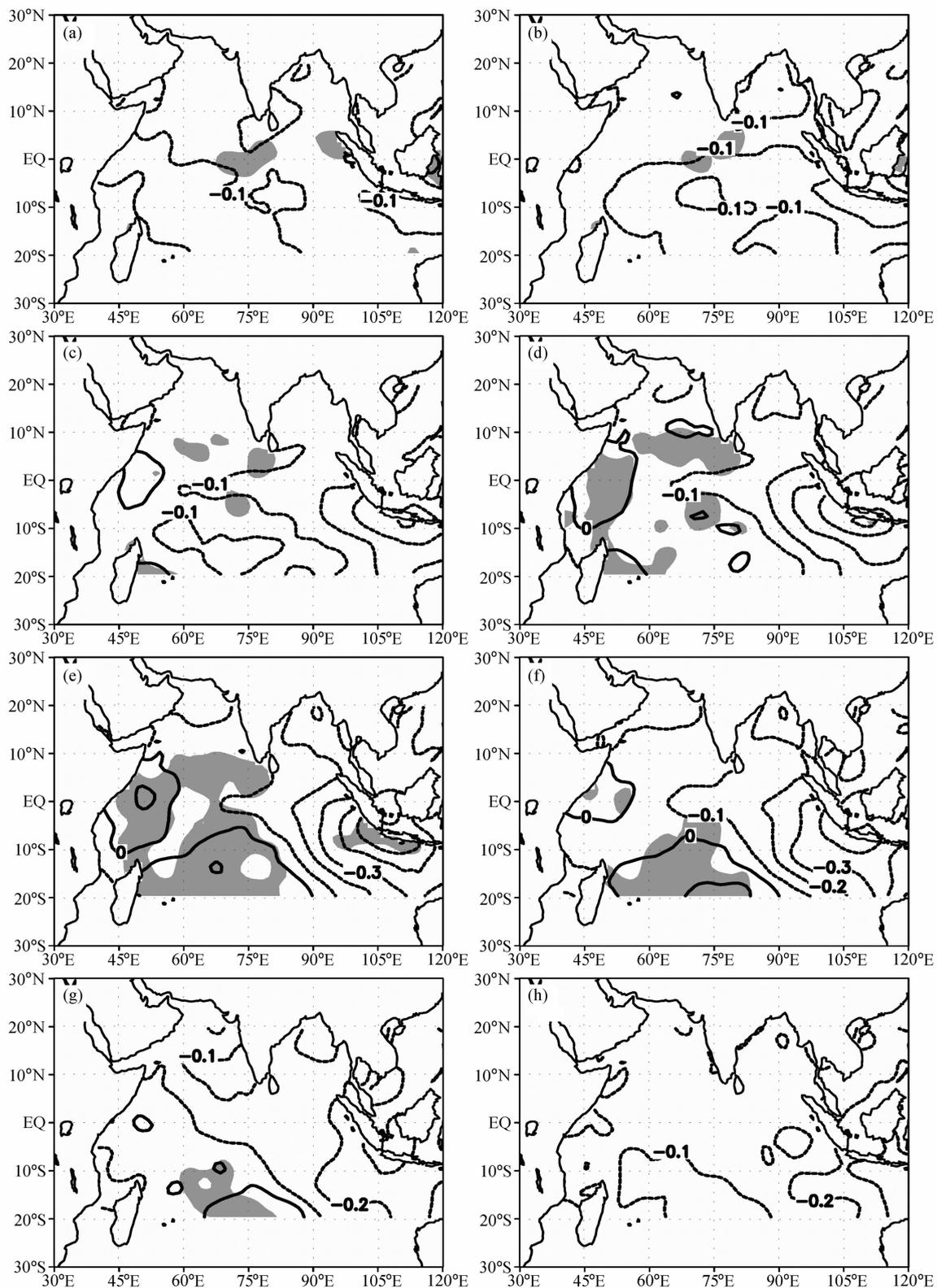


图 7 冷期单极和偶极合成后的海温分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$; 阴影: 通过 95% 信度), 其余同图 3

Fig. 7 The composite SSTA by monopole and dipole during cold period; (a) 8-month lead; (b) 6-month lead; (c) 4-month lead; (d) 2-month lead; (e) mature month; (f) 2-month lag; (g) 4-month lag; (h) 6-month lag (units: $^{\circ}\text{C}$; shaded area denotes significance at 95%)

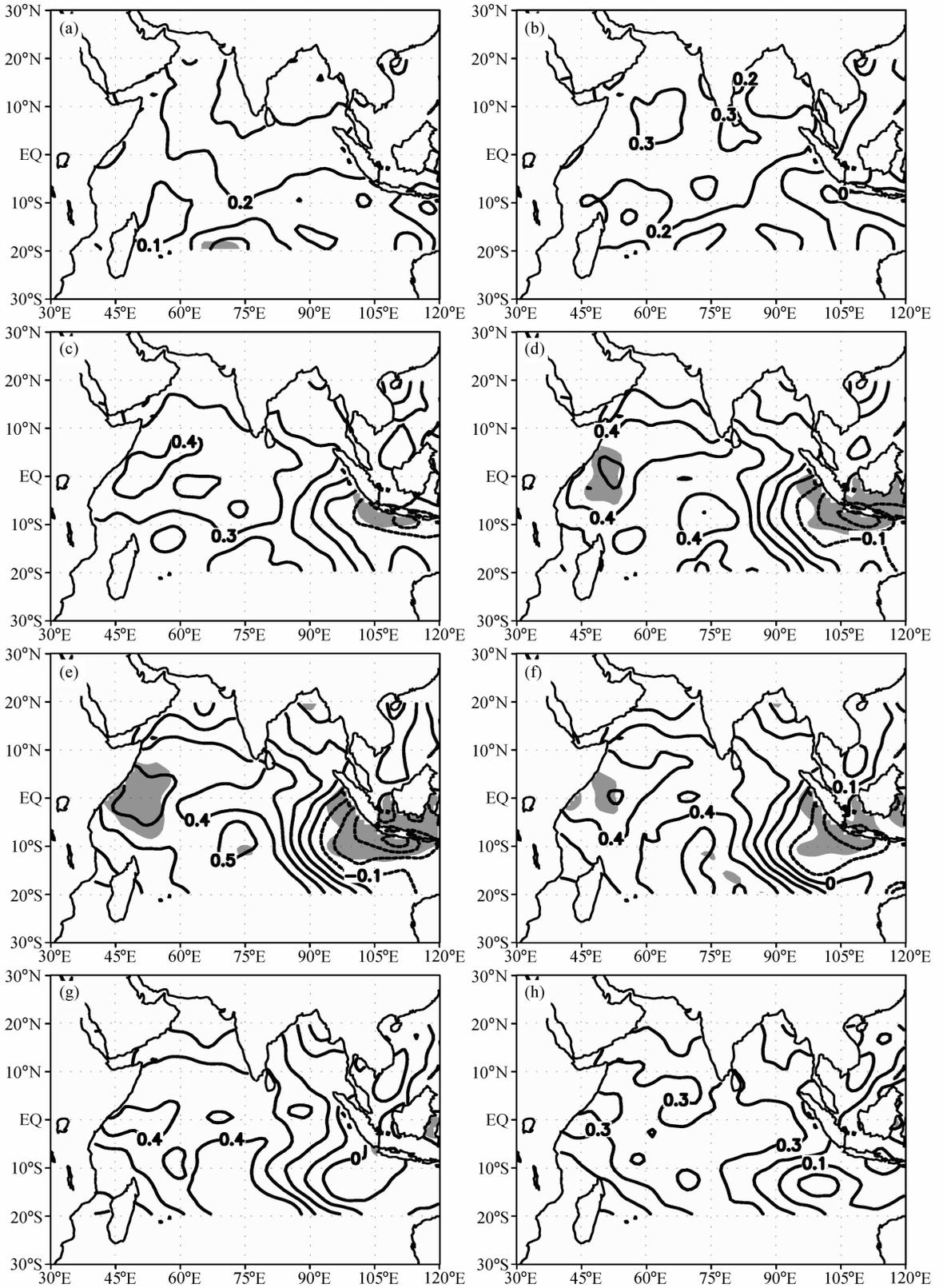


图 8 同图 7, 但为暖期

Fig. 8 Same as Fig. 7, but for the warm period

期背景下, 偶极子形成前是正单极, 形成时异常信号最先在东印度洋出现, 而消亡后仍为正单极。而且, 由于暖期背景的影响, 偶极子的生命史也明显缩短了。

以上分析表明, 单极的长期变化对印度洋偶极子有显著的影响。首先, 无论是在冷期还是暖期, 偶极子的生命史都明显缩短; 其次, 由于偶极的发生要看单极最早在何地破坏, 因此在冷期, 偶极子异常信号最早出现在西印度洋; 而在暖期, 偶极子异常信号最早出现在东印度洋。

4.2 单极年际变化作用下偶极子的演变特征

除了长期趋势外, 单极还存在年际振荡。单极年际振荡仍采用重建方法。为扩大样本数, 将图 6b 中负偶极子期间对应的单极的时间系数乘以一个负号变成正偶极子期间单极的时间系数, 而正偶极子期间保持不变, 将这 17 个时间系数的平均值 (19) 乘以图 5 中的第二个特征向量, 再将结果乘以图 1 中的第一个特征向量, 于是得到偶极子期间单极年际振荡的典型演变。对于偶极子的重建, 仍将负偶极子变成正偶极子后, 将 17 个“正偶极子”时间系数的平均值 (28) 乘以图 3 的偶极子特征向量场, 得到连续 25 个月的偶极子典型演变过程。将重建的单极与偶极的演变进行叠加, 得到单极的年际振荡作用下偶极子的演变过程 (图 9)。图 9 中, 阴影区表示达到 95% 的信度, 偶极样本数为 17, 非偶极样本数为 257。可以看出, 在偶极子达到最强前 8 个月, 整个热带印度洋为负单极所控制。盛期前 6 个月时, 75°E 以西的印度洋, 特别是赤道以北的部分海区开始出现正距平, 东印度洋的负距平强度有所加强。随后, 正距平的范围不断向东扩展, 强度也在逐渐加大, 同时东印度洋的负距平范围缩小, 强度不断加强。到偶极子盛期时, 正距平的范围已经向东扩展到了 90°E 附近, 此时, 以苏门答腊附近海域为中心的负距平强度也达到了最强, 90°E 附近海域的温度梯度达到最大。在偶极子达到最强后正距平范围继续向东扩展, 东部负距平的范围逐渐缩小、强度不断减弱。在偶极子达到最强后 6 个月, 东部负距平的强度已经很弱, 范围也很小, 偶极子基本消失, 整个热带印度洋开始转变为正单极所控制, 而正距平的强度也明显减弱了。

这个结果表明, 在年际变化时间尺度上, 偶极子的演变过程对应着印度洋由负单极向正单极的转

换, 在此过程中, 印度洋海温异常存在明显的自西向东的传播特征。

5 总结和讨论

印度洋海温的变化应是多种空间型和多种时间尺度共同作用的结果。本文的研究表明, 热带印度洋海温主要存在两种空间分布型, 即全海盆符号一致的单极和东、西部符号相反的偶极, 其中单极既存在长期增暖趋势, 也存在年际变化, 而偶极则以年际振荡为主。

与 Saji 等^[19]的做法不同, 本文在去掉由 EOF 重建的单极后分析了偶极子的演变特征。对 17 次典型个例的讨论表明, 对偶极子本身而言, 偶极子的演变更像是一种翘翘板似的局地振荡。单极的长期变化和年际振荡对偶极的影响是不同的。在冷期, 印度洋海温经历了由负单极到正偶极再到负单极的演变, 偶极子的异常信号最早出现在热带西印度洋; 在暖期, 印度洋海温经历了由正单极到正偶极再到正单极的演变, 偶极子的异常信号最早出现在热带东印度洋。对年际时间尺度的变化而言, 印度洋海温异常由负单极向正偶极再到正单极转换, 也就是说, 偶极子位于一种单极向另一种单极的转换过程之中。

偶极子也严重受到海盆尺度长期增暖趋势的影响。在去掉单极之后, 东、西印度洋海温距平为显著的负相关, 而考虑了单极之后却是显著的正相关。可见, 整个海盆的增暖掩盖了部分偶极子现象, 如 1996、1998 年的强负偶极子。除了一些极强的偶极子事件 (如 1997 年) 外, 暖期的印度洋海温主要表现为正距平强度在东西方向上的差异, 这直接导致人们对偶极子是否存在提出了质疑^[18]。其实, 偶极子和这种增暖在时间和空间上都是完全独立的。印度洋的这种长期变化和全球增暖趋势是一致的, 由此推测全球增暖和印度洋局地海气相互作用也是有关的, 有必要进一步研究。

在年际变化尺度上, 负单极向正单极的转换对应着偶极子从发展到衰减的过程。那么, 单极的年际变化信号和什么有关? 周天军等^[23]指出, 当赤道中东太平洋出现暖异常时, 20°S 以北的热带印度洋海域同样出现暖异常, 赤道印度洋海表温度与 Niño3 区指数的相关系数, 在滞后 Niño3 区指数 4~5 个月左右达到最大。也就是说, 印度洋单极的

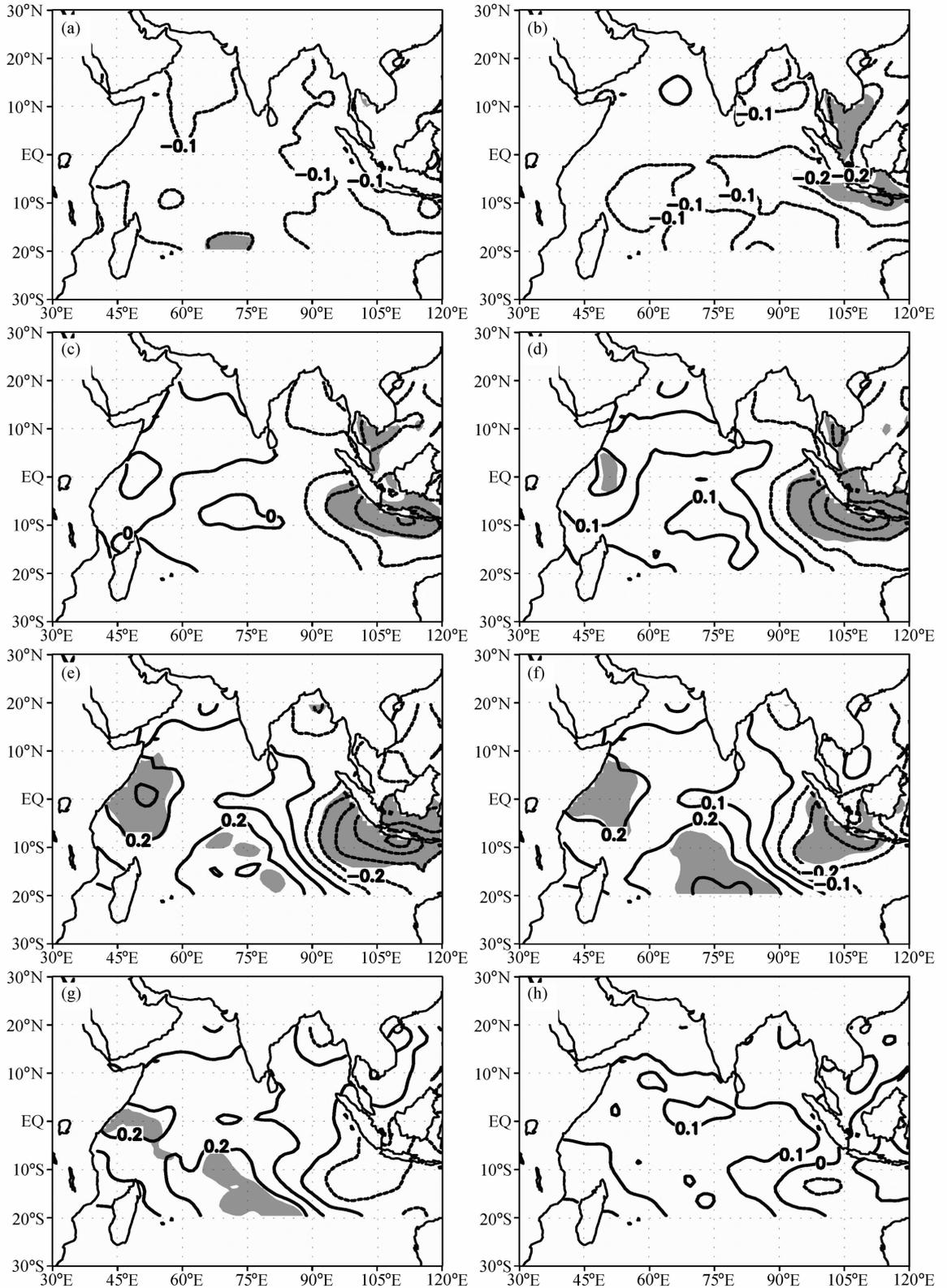


图9 单极的年际振荡和偶极合成后的海温分布(单位: $^{\circ}\text{C}$; 阴影: 通过95%信度), 其余同图3

Fig. 9 The composite SSTA by monopole interannual variation and dipole: (a) 8-month lead; (b) 6-month lead; (c) 4-month lead; (d) 2-month lead; (e) mature month; (f) 2-month lag; (g) 4-month lag; (h) 6-month lag (units: $^{\circ}\text{C}$; shaded area denotes significance at 95%)

变化是滞后于 ENSO 的, 是对 ENSO 的响应。为说明这一点, 我们采用与第 4 节中分析单极时间系数相同的办法, 在 Niño3 区指数中选取 17 个连续 25 个月的序列, 然后进行 EOF 分析, 结果表明(图略), Niño3 区指数的峰值出现在偶极子达到最强后 2 个月, 其时间系数与单极的第二个时间系数(图 6b)进行对比后发现, 在 17 次事件中有 14 次是同号的。这些结果意味着在大多数情况下, 偶极子位于 ENSO 的发展期, 单极位于 ENSO 的衰减期, 偶极向单极的转换对应着 ENSO 由发展到衰减的过程。这和谭言科等^[24]采用小波凝聚谱分析得到的结论是一致的。但是, 也有一些 ENSO 事件和印度洋是没有关系的, 这意味着印度洋和太平洋的海气耦合系统既相互联系, 也相互独立。

本文得到的偶极子的发展特征和 Saji 等^[7]早期给出的合成特征是很不一样的。Saji 等^[7]认为海温负异常最早出现在 Lombok 海峡附近, 随后加强并沿印度尼西亚海岸向赤道移动。而本文给出的偶极子的传播特征并不明显, 基本上是一种东、西部之间的局地振荡。注意到 Saji 等^[7]合成的特征和暖期偶极子的演变非常相似, 这说明他们的合成结果明显地受到长期变化的影响, 并不是“纯粹”的偶极子。实际上, 如果将本文的单极的长期变化、年际变化和偶极子进行合成, 我们将再次得到谭言科等^[20]揭示的两种偶极子的形成过程。因此, 在不同的长期变化背景下, 偶极子期间印度洋海温的变化是很不一样的。

参考文献 (References)

[1] Shukla J, Misra B M. Relationships between sea surface temperature and wind speed over the central Arabian Sea, and monsoon rainfall over India. *Mon. Wea. Rev.*, 1977, **105**: 988~1002

[2] Cadet D L, Diehl B C. Interannual variability of sea surface fields over the Indian Ocean during recent decades. *Mon. Wea. Rev.*, 1984, **112**: 1921~1935

[3] Rao K G, Goswami B N. Interannual variations of the sea surface temperature over the Arabian Sea and the Indian Monsoon: A new perspective. *Mon. Wea. Rev.*, 1988, **116**: 558~568

[4] Cadet D L. The Southern Oscillation over the Indian Ocean. *J. Climatol.*, 1985, **5**: 189~212

[5] Nicholson S E. An analysis of the ENSO signal in the Tropical Atlantic and western Indian Ocean. *Int. J. Climatol.*,

1997, **17**: 345~375

[6] Klein S A, Soden B J, Lau N C. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Climate*, 1999, **12**: 917~932

[7] Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 1999, **401**: 360~363

[8] 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

[9] Reverdin G, Cadet D L, Gutzler D. Interannual displacements of convection and surface circulation over the equatorial Indian Ocean. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1986, **112**: 43~67

[10] Vinayachandran P N, Saji N H, Yamagata T. Response of the equatorial Indian Ocean to an unusual wind event during 1994. *Geophys. Res. Lett.*, 1999, **26**: 1613~1615

[11] Behera S K, Krishnan S, Yamagata T. Unusual ocean-atmosphere conditions in the tropical Indian Ocean during 1994. *Geophys. Res. Lett.*, 1999, **26**: 3001~3004

[12] Yu L S, Rienecker M M. Mechanisms for the Indian Ocean warming during the 1997-1998 El Niño. *Geophys. Res. Lett.*, 1999, **26**: 735~738

[13] Yamagata T. The Indian Ocean Dipole. The Second International Symposium on Physico-Mathematical Problems Related to Climate Modeling and Prediction (CAS-TWAS-WMO FORUM), Shanghai, China, 2002

[14] 肖子牛, 晏红明. El Niño 位相期间印度洋海温异常对中国南部初夏降水及初夏亚洲季风影响的数值模拟研究. *大气科学*, 2001, **25** (2): 173~183

Xiao Ziniu, Yan Hongming. A numerical simulation of the Indian Ocean SSTA influence on the early summer precipitation of the Southern China during an El Niño Year. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2001, **25** (2): 173~183

[15] 李崇银, 穆明权. 赤道印度洋海温偶极子型振荡及其气候影响. *大气科学*, 2001, **25** (4): 433~443

Li Chongyin, Mu Mingquan. The dipole in the equatorial Indian Ocean and its impacts on climate. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2001, **25** (4): 433~443

[16] 巢纪平, 袁绍宇, 蔡怡. 热带印度洋的大尺度海气相互作用事件. *气象学报*, 2003, **61**(2): 251~256

Chao Jiping, Yuan Shaoyu, Cai Yi. Large-scale air-sea interaction in the tropical Indian Ocean. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 2003, **61**(2): 251~256

[17] 钱海峰, 殷永红, 倪允琪. 热带印度洋次表层偶极子模态及其 1997/1998 年过程诊断分析研究. *应用气象学报*, 2003, **14**(2): 129~139

Qian Haifeng, Yin Yonghong, Ni Yunqi. Tropical Indian Ocean subsurface dipole mode and diagnostic analysis of dipole event in 1997/1998. *J. Applied Meteor. Sci.* (in Chinese), 2003, **14**(2): 129~139

- [18] Hastenrath S. Dipoles, temperature gradients, and tropical climate anomalies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2002, **83**: 735~738
- [19] Saji N H, Yamagata T. Structure of SST and surface wind variability during Indian Ocean dipole events: COADS observation. *J. Climate*, 2003, **16**: 2735~2751
- [20] 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
Tan Yanke, Zhang Renhe, He Jinhai. Features of the interannual variation of sea surface temperature anomalies and the air-sea interaction in tropical Indian Ocean. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2003, **27**(1): 53~66
- [21] 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. *Clim. Res. Tech. Note 74*, UK Meteorological Office, Bracknell, 1996
- [22] Reynolds R W, Smith T M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, 1994, **7**(6): 929~948
- [23] 周天军, 宇如聪, 李薇, 等. 20 世纪印度洋气候变率特征. *气象学报*, 2001, **59**(3): 257~270
Zhou Tianjun, Yu Rucong, Li Wei, et al. On the variability of the Indian Ocean during the 20th century. *Acta Meteorological Sinica* (in Chinese), 2001, **59**(3): 257~270
- [24] 谭言科, 张人禾, 何金海, 等. 热带印度洋海温的年际变化与 ENSO. *气象学报*, 2004, **62**(6): 831~840
Tan Yanke, Zhang Renhe, He Jinhai, et al. Relationship of the interannual variations of sea surface temperature in tropical Indian Ocean to ENSO. *Acta Meteorological Sinica* (in Chinese), 2004, **62**(6): 831~840