

热带印度洋海温的年际异常 及其海气耦合特征^{*}

谭言科¹⁾ 张人禾²⁾ 何金海³⁾

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) (南京气象学院, 南京 210044)

摘 要 利用长期观测资料分析了印度洋海温距平的年际变化及其海气耦合特征, 结果表明热带印度洋海温距平的变化存在显著的距平符号东西一致的单极型和距平符号东西相反的偶极型, 其出现的概率分别为 67% 和 33%。偶极期间在热带印度洋和西太平洋海洋性大陆上空的大气中存在着明显的 Walker 类型的环流, 具有显著的局地海气耦合特征, 而单极期间这种特征不明显。大部分偶极子的生命史都非常短暂, 其持续发展的主要特征表现为西印度洋正距平的增加、东移和东印度洋负距平的不断加强。单极的发展为整个海盆的不均匀增暖。单极向偶极的转换可以分为两类, 第 I 类表现为赤道西印度洋海表温度距平由负转变成正后逐渐向东扩展, 东印度洋的负距平范围逐步缩小; 第 II 类是东南印度洋海表温度的负距平不断加强并略向西发展, 而西部保持正距平。这种转换还经历了一个年代际变化, 20 世纪 70 年代中后期以前主要是第 I 类转换, 以后则第 II 类占绝大多数。

关键词: 印度洋海温; 单极; 偶极; 海气耦合; 极性转换

1 引言

在北半球夏半年, 强劲的西南季风将印度洋上空大量的水汽输送到南亚和东亚, 并在那里形成充沛的季风降水, 这是亚洲季风区夏季降水的一个主要水汽来源。印度洋海温对季风区的气候具有显著影响。Saha^[1] 发现印度洋海温西冷东暖的分布对季风气流的结构产生东西方向上的差异, 有利于形成次一级的垂直环流和赤道西风。罗绍华等^[2] 发现南孟加拉湾和阿拉伯海上某些海区前期冬半年的海温与长江中下游梅雨期的降水有很好的关系。金祖辉和沈如桂^[3] 分析了印度洋和南海海表温度与长江中下游梅雨期降水的关系, 发现在涝年, 南海海表温度为正距平, 印度洋西部沿岸为负距平, 而旱年则相反。陈烈庭^[4] 对这种联系给出了可能的物理解释, 即当南海海温偏高、西印度洋海温偏低时, 印度洋 Walker 环流发展, 印度西南季风偏强, 南海热带辐合带活跃并使得经向 Hadley 环流发展, 造成西太平洋副热带高压脊加强并西伸, 由此形成了长江中下游梅雨期的多雨。最近, 张人禾^[5] 的研究表明, 印度季风区的水汽输送与东亚季风区的水汽输送和中国的降水有密切联系, 并指出了印度洋上的对流加热异常对

2001-05-15 收到, 2001-09-24 收到修改稿

^{*} 国家基础研究发展规划项目 G1998040902、国家基础研究重大项目前期研究专项 2001CCB 00500 和国家自然科学基金资助项目 49975025 共同资助

水汽输送和中国降水有重要影响。Latif 等^[6]利用大气模式响应试验研究了印度洋海表温度对 1997 年 12 月 ~ 1998 年 1 月东非降水异常的强迫作用, 结果表明东非严重洪涝前的强降水异常直接和同期印度洋海表温度的变化相联系。

最近, Webster 等^[7]、Saji 等^[8]根据海表温度距平分析的结果, 指出赤道印度洋存在偶极子现象, 并阐述了这个偶极子对印度洋周边地区异常气候的影响。Anderson^[9]高度评价了他们的发现, 指出在海洋次表层也存在偶极子。Webster 等^[7]详尽分析了 1997 年的偶极子, 指出它是能够自我维持的印度洋海陆气强耦合相互作用系统, 对季节循环能够产生显著的扰动, 由此指出在季节到年际尺度的气候变率中, 印度洋起到非常积极和独立的作用。Saji 等^[8]对 1958 ~ 1998 年的资料进行了分析, 并利用赤道印度洋西部 (50°E ~ 70°E , 10°S ~ 10°N) 和东部 (90°E ~ 110°E , 10°S ~ 0°) 区域平均的海表温度距平之差定义了偶极子指数, 并根据这个指数选择了 6 次极端事件 (1961、1967、1972、1982、1994 和 1997) 合成了偶极子的演变, 发现它具有很强的季节位相锁定。后来, Behera^[10]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, 揭示了热带印度洋西部和东南部海表温度具有很大的季节和年际变化。模式资料 EOF 分析的结果表明, 除了整个海盆尺度的增暖外, 还存在偶极子结构, 并利用潜热通量异常的类似偶极子结构对海表温度异常的偶极子给出了解释。

以上的研究表明, 印度洋海温可以出现明显的异常, 特别是它对气候异常具有非常重要的作用, 但对这种异常的变化规律目前还不清楚。另外, 本文的计算表明, 在 1903 ~ 1999 年间, Saji 等^[8]用来定义偶极子指数的两个区域的平均海表温度距平呈现出显著的正相关, 相关系数高达 0.47, 那么偶极子存在的概率究竟有多大? 据此定义的偶极子指数是否能真实地反映偶极子的特征? 这些都是值得研究的问题。因此, 有必要对热带印度洋海温异常的特征进行细致的分析, 以便清楚地揭示热带印度洋海温异常的变化特征。

在第 2 节介绍本文所用的资料, 第 3 节分析 Saji 等^[8]用来定义偶极子指数的两个区域的平均海表温度距平的变化特征, 给出印度洋单极和偶极出现的概率, 第 4 节分析单极和偶极期间的海气耦合特征, 第 5 节根据单极和偶极的生命史合成了它们的持续发展特征, 第 6 节讨论单极向偶极的转换过程, 结论和讨论在第 7 节给出。

2 资料和计算方法

本文使用了英国气象局 Hadley 气候预测和研究中心编辑的 1903 年 1 月 ~ 1994 年 12 月全球海冰和海表温度资料 (GISST2.2)^[11], 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 850 hPa 纬向风和经向风资料来自 NCEP/NCAR 再分析资料^[12], 其中海表温度资料^[13]的网格距为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 850 hPa 纬向风和经向风资料的网格距为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。1955 年 1 月 ~ 1998 年 12 月次表层海水温度距平资料来自美国 Scripps 海洋所联合资料分析 (JEDA) 中心, 水平网格距为 $5^{\circ} \times 2^{\circ}$, 覆盖范围 (180°W ~ 0° ~ 180°E , 60°S ~ 60°N) 海水深度包括 0、20、40、60、80、120、160、200、240、300、400 m, 其中大多数印度洋次表层海温由深海温度测量器

(eXpendable Bathy Thermographs, XBT) 资料经过客观处理后获得^[14,15]。

根据海表温度 EOF 分析的结果, Saji 等^[8]用赤道印度洋西部和东部海表温度距平的区域平均值的差来表征印度洋偶极子。本文也将利用这两个区域海表温度距平的平均值来讨论赤道印度洋的单极性和偶极性, 并由此合成了单极和偶极期间的海温距平和 850 hPa 距平风场的特征。根据单极和偶极出现后的持续时间, 合成了单极和偶极从出现到出现后 3 个月海洋、大气的耦合特征。最后针对偶极子发生前印度洋东西部海表温度距平的分布特征, 将单极向偶极子的转换分为两类, 并讨论了那些持续时间在 3 个月以上的偶极子从出现前 2 个月到出现后 2 个月海表温度距平的合成特征。

3 赤道印度洋东西部海温的单极性和偶极性

采用 Saji 等^[8]对偶极子定义时所选定的区域, 图 1a 为印度洋西部 (50 ~ 70°E, 10°S ~ 10°N) 和东部 (90 ~ 110°E, 10°S ~ 0°) 海表温度距平的散布图。可以看出, 在大多数情况下, 上述两个区域的平均海表温度距平落在 1、3 象限, 少数位于 2、4 象限。在 1903 年 1 月 ~ 1999 年 12 月共 1164 个月期间, 它们呈现出显著的正相关, 相关系数为 0.47, 在有效自由度^[16]为 156 的情况下, 这已经远远超过 0.001 信度。因此, 总的看来, 赤道印度洋东西部海表温度具有一致的变化, 其距平符号是相同的。为了对海温异常的类型进行分类, 将图 1a 中 1、3 象限和 2、4 象限分别对待, 那么根据东西部

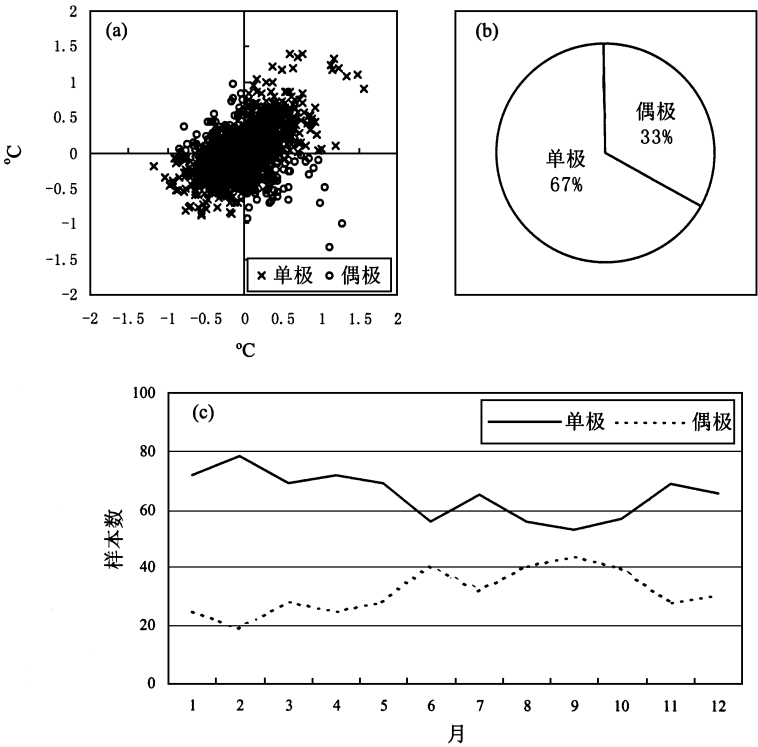


图 1 热带印度洋 SSTA 的区域变化特征

(a) 印度洋西部 (50 ~ 70°E, 10°S ~ 10°N, 横轴) 和东部 (90 ~ 110°E, 10°S ~ 0°, 纵轴) 平均海表温度距平散布图; (b) 印度洋海表温度距平单极和偶极的百分比; (c) 印度洋海表温度距平单极和偶极的季节分布

海表温度距平的符号，我们将那些位于 1、3 象限的具有相同符号的东西部海表温度距平分布称为单极，而将那些位于 2、4 象限的具有相反符号的东西部海表温度距平分布称为偶极。这样，印度洋东西部海表温度距平的分布具有单极性和偶极性，其中单极性占绝对优势。

图 1b 给出了 1903 年 1 月 ~ 1999 年 12 月期间单极和偶极的百分比，其中单极占 67% (782/1164)，偶极占 33% (382/1164)，即单极出现的概率大约是偶极的 2 倍。在偶极期间，赤道印度洋东西部海表温度距平的相关系数为 -0.59 ，而在单极期间，相关系数为 0.76 ，这些都远远超过 0.001 信度。从单极性和偶极性在 1 年 12 月中的分布 (图 1c) 来看，它们具有明显的季节变化。北半球夏半年偶极性出现的概率高于冬半年，尤其是 9 月，几乎接近单极性。但是总体上仍然是偶极少于单极，这种差异在北半球冬季更明显。

因此，赤道印度洋东西部海表温度存在单极性和偶极性，而偶极出现的概率远低于单极。Saji 等^[8]把这种偶极性称为偶极子，他们用热带印度洋西部和东部海温的差来定义偶极子指数，讨论偶极子的时间变化。实际上，在单极期间，由于印度洋东西部海温异常的大小不同 (见图 1a)，两者之间存在着差异，但这种差异并不反映偶极子的特征。因此，Saji 等^[8]所定义的偶极子指数也包含单极，不能完全反映偶极子的变化特征。在后面的分析中，我们把东西海表温度都为正 (负) 时称为正 (负) 单极，把西部为正 (负)、东部为负 (正) 称为正 (负) 偶极子。

将正单极期间所有格点上的海表温度距平的符号保持不变，而将负单极期间所有格点上的海表温度距平乘以一个负号，把经过这样处理后的海表温度距平累加起来，再将累加后的结果除以单极样本总数，由此得到单极期间海表温度距平的水平合成分布 (图 2a)；类似地也可以得到偶极子期间海表温度距平的水平合成 (图 2b)。合成的

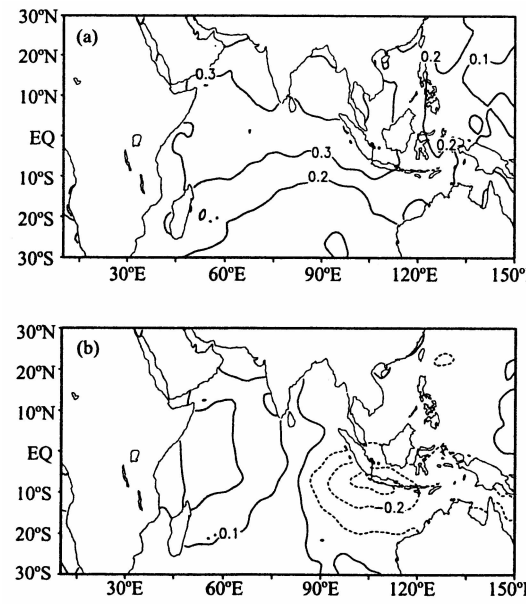


图 2 印度洋单极 (a) 和偶极 (b) 期间海表温度距平的水平合成分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

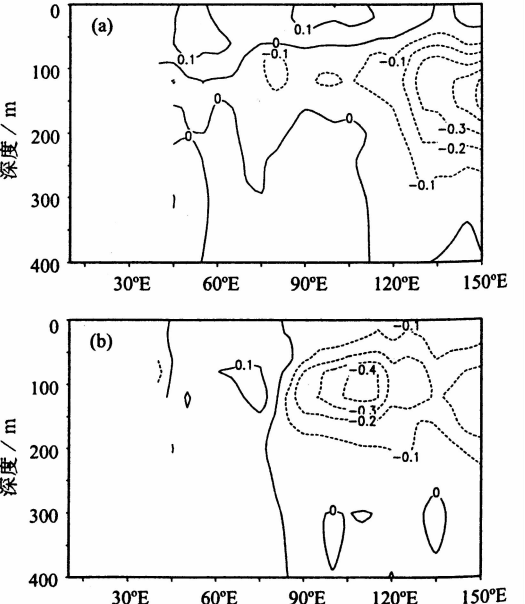


图 3 印度洋单极 (a) 和偶极 (b) 期间 $6^{\circ}\text{S} \sim 6^{\circ}\text{N}$ 范围内平均的次表层海水温度距平的合成分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

结果表明，在正单极期间，整个印度洋地区的海表温度距平为正，最大值出现在赤道附近，其合成值高于 0.3°C ；在正偶极子期间，西印度洋的海表温度距平为正，最大值位于索马里东部洋面。 85°E 以东的印度洋和热带西太平洋地区的海表温度距平为负，最小值位于苏门答腊附近洋面。

利用同样的方法，我们可以得到次表层海水温度距平的合成分布特征，图 3 给出了单极（图 3a）和偶极子（图 3b）期间 $6^{\circ}\text{S} \sim 6^{\circ}\text{N}$ 范围内平均的次表层海水温度距平的合成分布，可以看出，单极和偶极在次表层海温异常中也有明显的反映。在正单极期间，100 m 以上海水温度的距平基本上都为正，最大的负值区位于西太平洋 $120 \sim 160$ m 深处；而在偶极子期间，西印度洋为正，东印度洋为负，最大的负值区在 $80 \sim 120$ m 深处。这和 Anderson^[9] 给出的 1997 年 10 月底的垂直剖面类似。因此，偶极子在次表层中也有明显的表现。

4 印度洋海温距平单极和偶极期间的海气耦合特征

图 4 和图 5 分别给出了单极和偶极期间 850 hPa 纬向风距平（图 4a、5a）和距平风场矢量（图 4b、5b）的合成分布，合成方法与上节相同。合成分布的显著性由偶极子指数与纬向风距平、距平风场矢量的相关系数给出。将有效自由度取为热带印度洋地区的最小值（80），那么相关系数的绝对值只要大于 0.28 就可以达到 0.01 信度（图 4、5 中的阴影区）。在正单极期间，整个热带印度洋上表现出很弱的东风异常，其显著区主要位于赤道非洲北部和热带西太平洋海洋性大陆区域（图 4a），距平风场矢量的显著

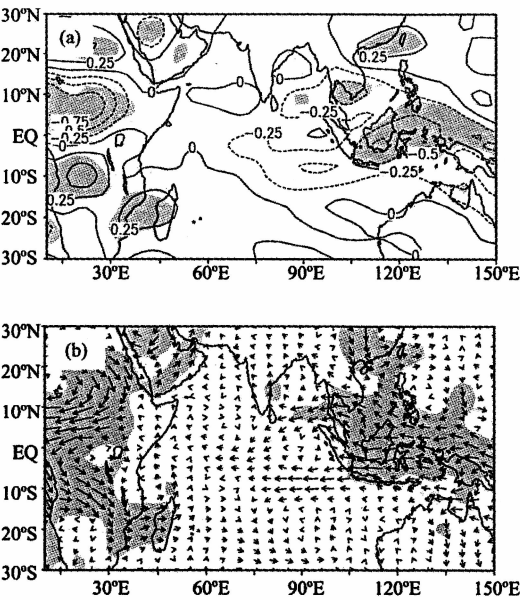


图 4 印度洋单极期间 850 hPa 纬向风距平（a，单位： m s^{-1} ）和距平风场（b）的合成分布（阴影区表示相关信度大于 0.01）

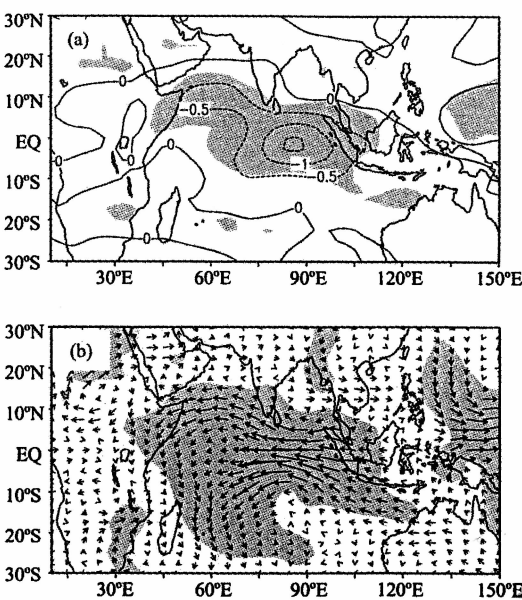


图 5 同图 4，但为印度洋偶极期间

区位于非洲和海洋性大陆以及我国的华南区域（图 4b）。图 5 表明，在正偶极子期间，赤道中、东印度洋和索马里及其东北洋面为距平东风，它们都达到了 0.01 信度；从距平风场矢量来看，赤道东印度洋为东南风距平，索马里及其东北洋面上空为东北风距平，这两个区域的距平风也都达到 0.01 信度；从异常环流系统来看，与赤道印度洋距平风相联系的是位于阿拉伯半岛南端、孟加拉湾洋面和南印度洋上空的三个反气旋式距平环流。尽管我们对偶极子的定义与 Saji 等^[8]不同，但是我们的结果与他们合成出的偶极子达到最强时的 9~10 月的表面风类似。

比较图 4 和图 5 不难看出，偶极子指数反映的是印度洋海温距平西部和东部的差，在单极和偶极期间与偶极子指数有显著相关的区域是不同的，即单极期间位于热带西太平洋海洋性大陆附近，而偶极期间则位于赤道印度洋。表明了偶极期间热带印度洋海气之间存在着强烈的耦合，而单极期间这种特征不明显。

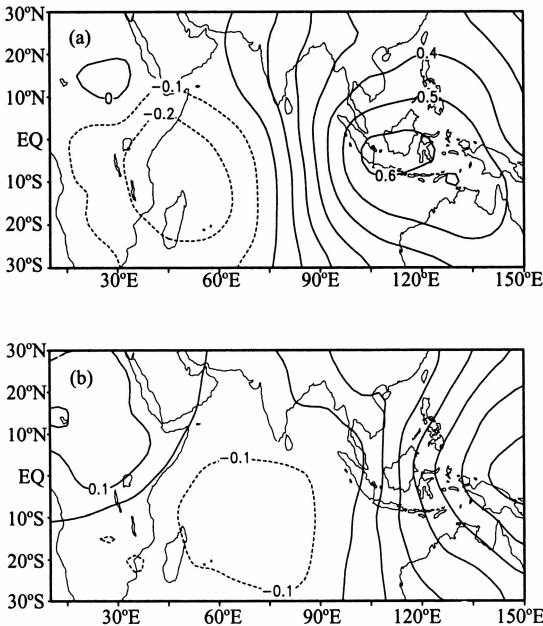


图 6 正偶极子 (a) 和正单极 (b) 期间 850 hPa 速度势距平的合成分布 (单位: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 正值区表示辐散, 负值区表示辐合)

除此以外，热带地区的垂直环流距平在单极和偶极期间也明显不同。图 6a 给出了正偶极子期间 850 hPa 速度势距平的合成分布，其中正值区表示辐散，负值区表示辐合。由图 6a 可知，正偶极子期间对流层低层的辐散区位于东印度洋和西太平洋海洋性大陆地区，辐合区位于西印度洋。200 hPa 速度势距平的合成分布基本与此相反（图略）。这表明，正偶极子期间热带印度洋地区的垂直环流距平的下沉支位于海洋性大陆，上升支位于西印度洋非洲沿岸，低层为东风距平，高层为西风距平。这个距平垂直环流与单极期间明显不同，单极期间热带印度洋上均为速度势的负距平区，距平环流的上升支位于印度洋中部，下沉支比偶极子期间的位置东移了大约 60 个经度，移入了热带中西太平洋（图 6b）。结合图 2 可看出，在

偶极期间，热带印度洋西部的正海温异常加热大气，造成气流异常辐合，形成了速度势异常的负距平区，而东部的负海温异常使其上空的大气冷却，造成气流的异常辐散，形成了速度势异常的正异常区。因此，在热带印度洋上产生了很强的速度势梯度异常，造成了如图 5 所示的很强的东风异常。而在单极期间，正海温异常出现在整个热带印度洋上，气流的异常辐合所形成的速度势异常的负距平区出现在整个印度洋上空，由于速度势梯度的异常很弱，因此在热带印度洋上空形成的辐散风场也很弱。显著的东风异常主要出现在速度势梯度很大的海洋性大陆上空（见图 4）。由这些结果可看出，偶极型海温分布的形成可能与热带印度洋和西太平洋海洋性大陆区域局地的海气耦合有关，而

单极型分布则可能更多地受到印度洋以外区域如热带中西太平洋海气相互作用的影响。

5 印度洋海温异常单极和偶极的持续发展特征

偶极和单极形成以后，其持续的时间各不相同。图 7 给出了偶极子的持续时间及其出现次数，很显然，大部分的偶极子出现后在很短的时间内就消失了，而最长的仅持续了 10 个月（1961 年 4 月 ~ 1962 年 1 月），持续了 9 个月的也只有 1 次（1963 年 4 月 ~ 1963 年 12 月）。因此，偶极子的持续时间和出现频次的关系为持续时间越长，频次越少，持续时间越短，频次越多。单极也具有类似特征，只是持续时间要长于偶极，其中最长的一次正单极持续了 29 个月（1990 年 7 月 ~ 1992 年 11 月）。为讨论发展特征，我们合成了偶极和单极从出现到出现后 3 个月的演变特征。先看偶极子，以正偶极子为例（图 8）。在偶极子刚出现时（图 8a），西印度洋的海表温度距平为正，东部为负，整个距平场的强度非常弱；到出现后 1 个月时（图 8b），偶极子的强度有所增加；到出现后 2 个月时（图 8c），偶极子的强度进一步增加，东西印度洋各出现 0.4 度以上的距平值；到出现后 3 个月时（图 8d），印度洋偶极子的位置已有些向东扩张，西部的正距平范围加大，东部的负距平范围缩小。

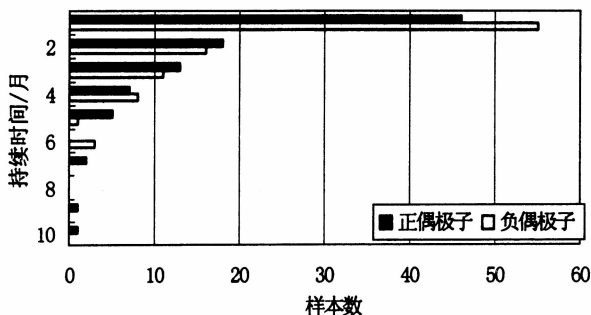


图 7 偶极子的持续时间及其出现次数

850 hPa 纬向风距平的合成也发生了相应的变化（图 9），在印度洋偶极子刚出现时，整个 850 hPa 距平风非常弱，只是依稀在印度洋出现了负距平（图 9a）；到出现后 1 个月时，印度洋上空距平风的形势没有太大的变化，但东印度洋的负距平加强（图 9b）；到出现后 2 个月时，印度洋东部的东风距平增强并向西扩张（图 9c）；到出现后 3 个月时，整个距平风场的强度已大大加强（图 9d）。

由图 8 和图 9 可以看出，正偶极子形成时，海温正距平是从印度洋西部先发展的，而 850 hPa 风场负距平则是从东部先发展的，异常东风将把印度洋表面的暖海水向西输送，并在印度洋西海岸堆积，导致那里的海温升高。另外，印度洋上空的东风异常将在海洋中强迫出西传的下沉 Rossby 波，这同样将使印度洋西部的海温升高。

单极期间海温正异常的大值区出现在热带印度洋的西部和东部，而后发展加强，整个过程表现为全海盆尺度的非均匀增暖（图 10），相应的 850 hPa 纬向风负距平的变化主要位于海洋性大陆附近（图 11）。这再次说明单极和偶极期间海气相互作用的区域是有差别的。

上面的分析表明，印度洋偶极子出现以后，海表温度主要表现为西部正距平的增加和缓慢东移以及东部负距平强度的不断加强以及范围的逐渐缩小，在对流层低层主要是印度洋东部东风距平的发展和向西扩展。上述偶极子持续发展的特征与 Saji 等^[8]按季节合成的特征明显不同。他们指出，SST 的负距平最早出现在 5 ~ 6 月龙目海峡附

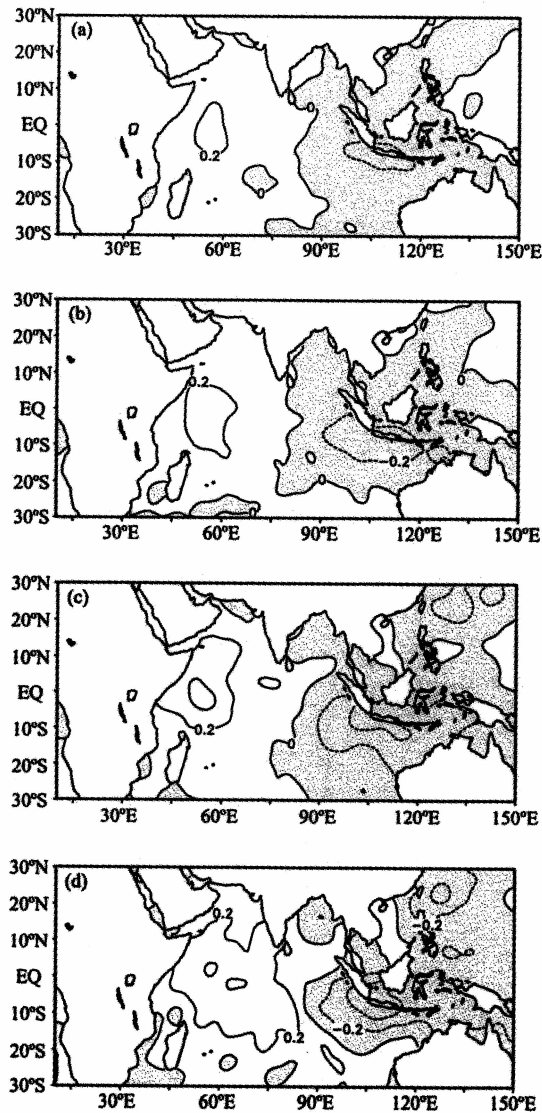


图 8 正偶极子从出现到出现后 3 个月海表温度距平的合成特征 (单位: $^{\circ}\text{C}$, 阴影为负值), (a) 出现时; (b) 出现后 1 个月; (c) 出现后 2 个月; (d) 出现后 4 个月

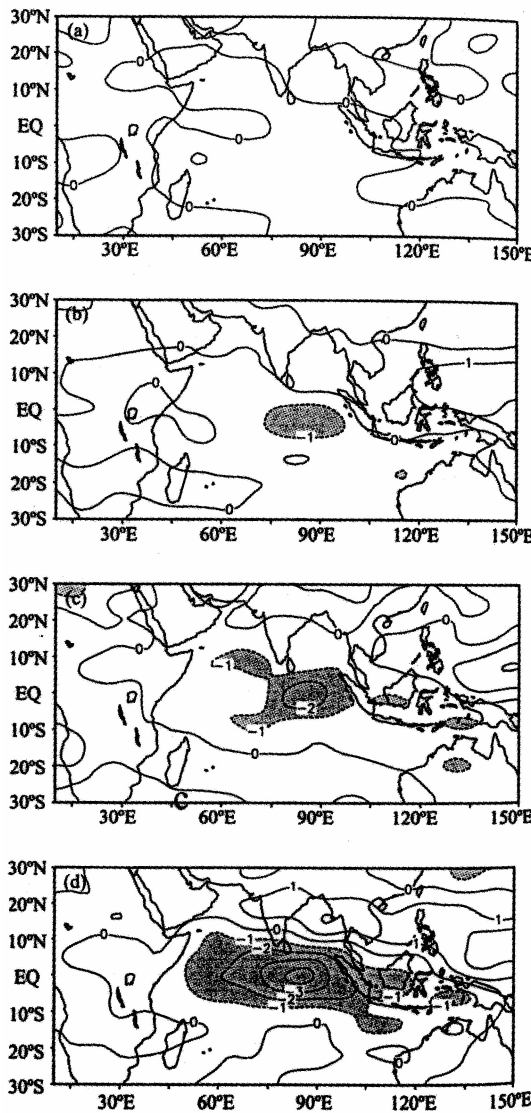


图 9 同图 8, 但为 850 hPa 纬向风距平 (单位: m s^{-1} , 小于 -1 的值用阴影表示)

近, 随后加强并沿印度尼西亚海岸向赤道移动。造成这个差别的原因将在下节加以说明。而单极则是整个海盆的不均匀增暖以及海洋性大陆上空东风的增强。

以上合成分析揭示的另一个现象是印度洋偶极子形成以后西部的海表温度正距平有向东发展的趋势, 如果将时间进一步向前推, 那么是不是偶极子出现的最早信号在印度洋西部呢? 因此, 下面将讨论印度洋由单极向偶极的转换过程。

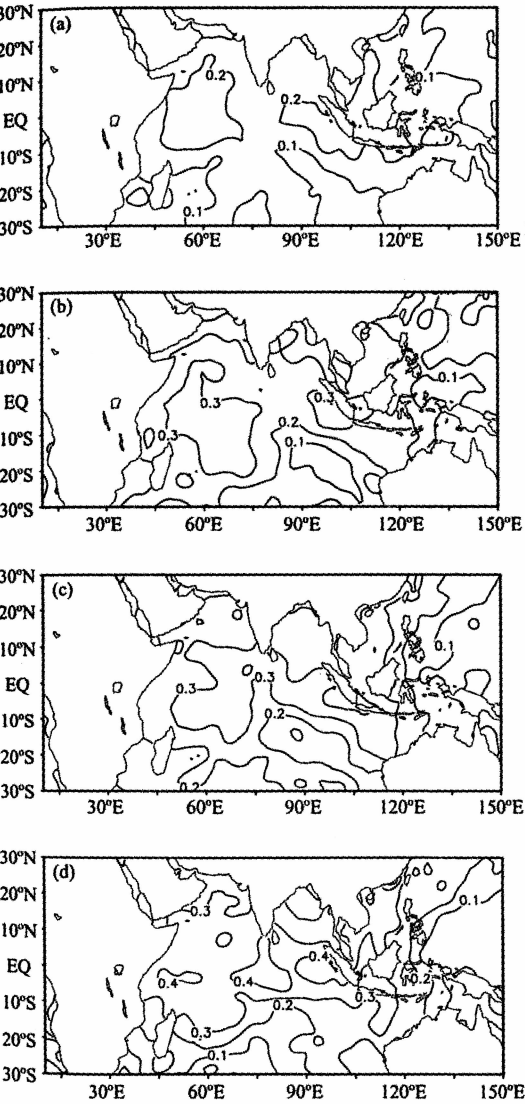


图 10 同图 8，但为正单极

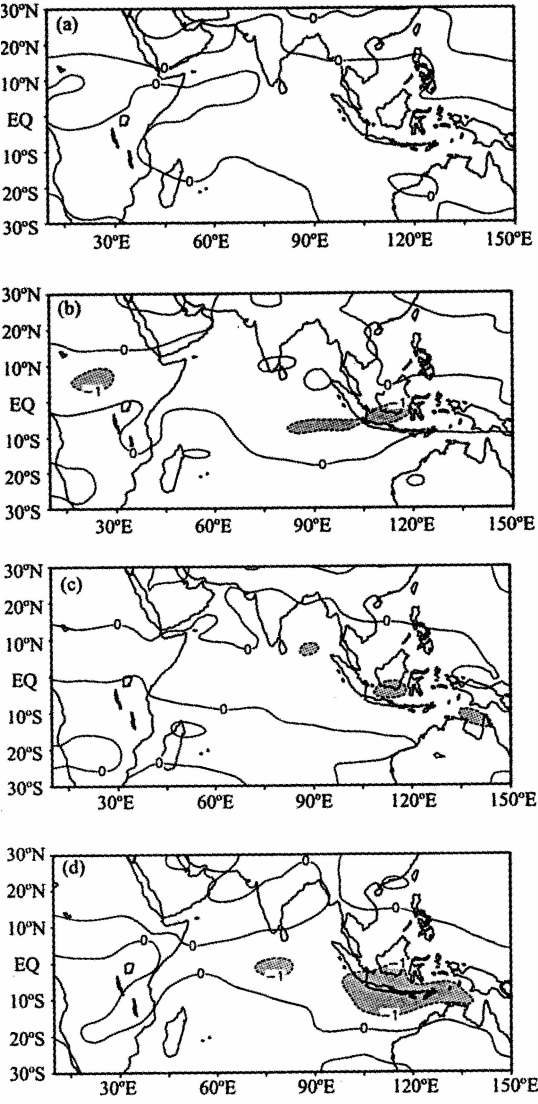


图 11 同图 9，但为正单极

6 极性转换期间热带海洋的基本特征

我们仅讨论那些持续时间在 3 个月以上的偶极子。根据印度洋海表温度单极和偶极的正、负，可以将单极向偶极的转换分成 4 种情况，即负单极向正偶极、正单极向负偶极、负单极向负偶极、正单极向正偶极的转换过程。根据转换的性质，我们可以将前两种情况归为一类，后两种归为另一类，并分别称为第 I 类、第 II 类转换。图 12 给出了这两类转换过程中赤道印度洋西部和东部平均海表温度的变化情况。仍以正偶

极子为例，对第Ⅰ类而言，在偶极子出现以前，赤道印度洋东西部平均海表温度距平都为负，从偶极子出现开始，西部变为正距平，东部仍然为负距平；第Ⅱ类转换则是在偶极子出现以前，东西部都为正距平，但从偶极子出现开始，东部变为负距平，西部仍然保持为正距平。表 1 给出了这两类偶极子的分布及其起止时间。从表 1 可以看出，大部分（15/21）转换都为第Ⅰ类，少量的为第Ⅱ类（6/21）。从两类转换所处的时代来看，1975 年以前以第Ⅰ类转换为主、在此以后以第Ⅱ类为主。而且，20 世纪 50 年代末到 60 年代中期为偶极子多发期。

表 1 两类偶极子的起止时间

类型	第Ⅰ类	第Ⅱ类
正偶极子	1953 年 1 月~3 月, 1961 年 4 月~1962 年 1 月*, 1963 年 4 月~12 月, 1965 年 9 月~11 月, 1966 年 9 月~11 月, 1967 年 8 月~11 月, 1972 年 4 月~10 月, 1978 年 8 月~11 月	1977 年 8 月~10 月, 1981 年 11 月~1982 年 3 月, 1994 年 6 月~10 月, 1997 年 7 月~11 月
负偶极子	1958 年 5 月~7 月, 1959 年 6 月~10 月, 1960 年 6 月~11 月, 1970 年 6 月~11 月, 1974 年 10 月~1975 年 1 月, 1975 年 8 月~10 月, 1989 年 1 月~3 月	1956 年 11 月~1957 年 2 月, 1984 年 9 月~12 月

* 1961 年 4 月~1962 年 1 月连续 10 个月出现偶极子后，1962 年 3 月又出现了偶极子，但后面出现的没有超过 3 个月。我们把这种偶极子间断的情况归为 1 次，并只记前面 10 个月。

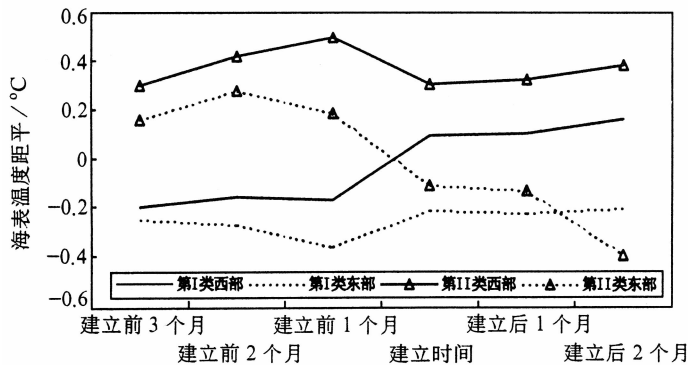


图 12 两类转换过程中赤道印度洋西部和东部平均海表温度距平的变化

图 13 给出第Ⅰ类转换过程中从偶极子出现前 2 个月到出现后 2 个月海表温度距平的演变。在偶极子出现前 2 个月（图 13a），整个热带印度洋为负距平。到前 1 个月时（图 13b），西印度洋的负距平减弱，东印度洋的负距平增强。当偶极子出现时（图 13c），西印度洋海表温度距平的符号发生了变化，由负距平转变成正距平，东印度洋仍保持为负距平。在偶极子出现后 1~2 个月（图 13d、e），西印度洋的正距平向东扩展，强度基本保持不变。

由此不难看出，第Ⅰ类转换的基本特征是西印度洋由负距平转换成正距平后逐渐向东扩展，东印度洋基本保持不变，但负距平的范围在逐步缩小。可以预计，随着时间的推移，印度洋偶极子将随着西部正距平的不断东扩而消亡，最后导致正单极的出现。

图 14 给出第Ⅱ类转换过程中海表温度距平的演变。这一类的主要特征可以概括如下，在偶极子出现以前，整个赤道印度洋为正距平，此后，东南印度洋爪哇岛沿海的负距平加强并略向西扩展，而西印度洋仍保持为正距平，导致偶极子的出现和发展。

单极向偶极的转换完成之后将进入偶极子的持续发展。由于第Ⅰ类转换占绝大多数，因此上节给出的偶极子的持续发展特征将主要是第Ⅰ类转换完成后的继续发展。但

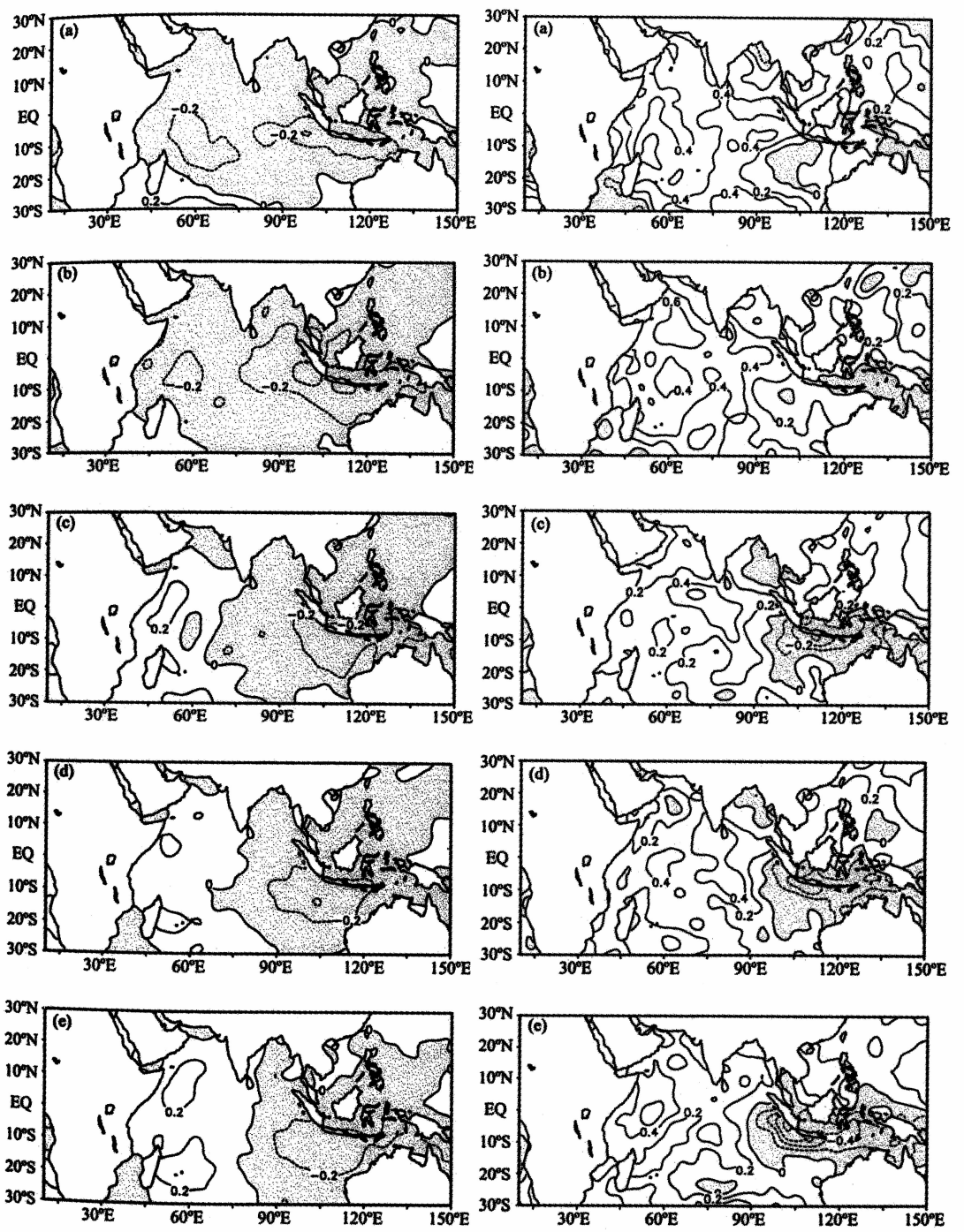


图 13 第 I 类转换过程中从偶极子出现前 2 个月到出现后 2 个月海表温度距平的演变 (单位: $^{\circ}\text{C}$)
(a) 出现前 2 个月; (b) 出现前 1 个月; (c) 出现时;
(d) 出现后 1 个月; (e) 出现后 2 个月

图 14 第 II 类转换过程中从偶极子出现前 2 个月到出现后 2 个月海表温度距平的演变 (单位: $^{\circ}\text{C}$)
(a) 出现前 2 个月; (b) 出现前 1 个月; (c) 出现时;
(d) 出现后 1 个月; (e) 出现后 2 个月

是 Saji 等^[8]选取的 6 次偶极子事件中,有 3 次为第 I 类转换,另 3 次为第 II 类转换,而且 20 世纪 90 年代以后偶极子的强度显著加强^[17],尤其是在 1997 年,因此他们合成的特征更像是第 II 类转换及转换完成后的继续发展。但是需要指出的是,在第 II 类转换完成并在偶极子达到最强以后,印度洋西部的正距平继续向东扩展,东部的负距平消失,从而使偶极子向正单极发展。因此,上节分析给出的偶极子的持续发展具有更强的代表性。

7 总结和结论

本文分析了印度洋海温异常的特征,结果表明,热带印度洋海面温度异常主要表现为东部和西部海水温度距平符号一致的单极和距平符号相反的偶极型分布,单极出现的概率大大高于偶极。这种性质不仅出现在表层,也出现在海洋次表层。从分布的季节来看,偶极子可以出现在一年四季的任何一个月份。相对而言,北半球夏半年出现的概率高于冬半年。

本文对比分析了印度洋单极和偶极期间的海气耦合特征,发现单极和偶极期间赤道印度洋和对流层环流的变化是耦合在一起的。正偶极子期间海气相互作用的区域主要位于热带印度洋和西太平洋海洋性大陆,距平垂直环流的下沉支位于海洋性大陆,上升支位于西印度洋非洲沿岸,低层为很强的东风距平,高层为西风距平;正单极期间海气相互作用的区域主要位于海洋性大陆,距平垂直环流的上升支位于印度洋中部,下沉支移到了热带中西太平洋,热带印度洋上的异常风场很弱。表明了偶极型海温分布的形成可能与热带印度洋局地的海气相互作用有关,而单极型海温分布的形成可能与热带外和热带太平洋的海气相互作用有关。由此可看出,尽管本文采用了与 Webster 等^[7]和 Saji 等^[8]不同的偶极子定义,但在偶极子的演变特征方面得到了与他们类似的结论。

大部分偶极子的生命史都很短,表现为持续时间越短,频次越多,持续时间越长,频次越少。在不区分偶极子出现类型时,偶极子持续发展的特征主要表现为印度洋西部海表温度正距平的增加、东移和东部负距平的不断加强;在对流层低层,印度洋东部东风距平不断加强并向西扩展。单极的发展表现为整个海盆的不均匀增暖,相应的异常东风的变化主要位于海洋性大陆上空。

偶极子的产生可以分为两类四种情况。第 I 类的基本特征是赤道西印度洋海表温度距平由负转变成正后逐渐向东扩展,东印度洋基本保持不变,但负距平的范围在逐步缩小;第 II 类的基本特征是赤道东南印度洋海表温度负距平增强并略向西扩展,西印度洋保持正距平。

由于合成的方法和样本不同,本文的合成特征与 Saji 等^[8]的结果既有相同点,又有不同点。一方面,本文根据热带印度洋西部和东部 SSTA 的符号差异将海表温度距平分成单极和偶极,由此合成的偶极期间的海气耦合特征与 Saji 等^[8]的类似,表明偶极子可能与印度洋局地海气相互作用有关。但是在另一方面,偶极子的持续发展特征却存在差异。由于 Saji 等^[8]的偶极子指数不能完全反映偶极子的变化特征,导致他们的合成结果过分强调了 20 世纪 90 年代以后的强偶极子,由此合成的发展特征具有特殊

性。相反，我们在合成偶极子的特征时，注意到合成的确实是印度洋东西部海温距平符号相反时的特征，合成的样本也比 Saji 等^[8]的多，这样合成的结果更具有代表性。除此以外，本文还分析了单极向偶极的转换，揭示了偶极子在形成过程中的特征。从两类偶极子的形成特征可以看出，Saji 等^[8]揭示的偶极子的形成、发展特征只是与本文的第 II 类相同，具有片面性。

印度洋单极向偶极的转换经历了一个年代际变化。在 20 世纪 70 年代中后期以前，主要是第 I 类转换；70 年代中后期以后，第 II 类占绝大多数。这种变化可能与整个印度洋的年代际变化有关^[18]，其成因还需进一步研究。

本文利用观测资料对热带印度洋海温的变化及其海气耦合特征进行了详细的诊断分析，揭示了印度洋单极和偶极海温分布的变化规律及与其相联系的大气异常状况，但从机理方面进行研究是下一步将要开展的工作。即需要从物理过程方面说明单极和偶极是如何形成的？是什么样的物理过程导致了它们之间的相互转换？其持续时间的长短是由何种物理过程决定的？等等。这些问题都是需要进一步研究的。

参 考 文 献

- 1 Saha, K., Zonal anomaly of sea surface temperature in equatorial Indian Ocean and its possible effect upon monsoon circulation, *Tellus*, 1970, **22** (4), 403 ~ 409.
- 2 罗绍华、金祖辉、陈烈庭，印度洋和南海海温与长江中下游降水的相关分析，*大气科学*，1985, **9** (3), 336 ~ 342.
- 3 金祖辉、沈如桂，长江中下游旱梅和涝梅年海温场及大气环流系统的特征，*气象科学技术集刊*，11，北京：气象出版社，1987，83 ~ 88.
- 4 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.
- 5 Zhang Renhe, Relation of water vapor transport from Indian monsoon with that over east Asia and the summer rainfall in China, *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, **18** (5), 1005 ~ 1017.
- 6 Latif, M., and D. Dommenges, The role of Indian Ocean sea surface temperature in forcing east African rainfall anomalies during December - January 1997/1998. *J. Climate*, 1999, **12** (12), 3497 ~ 3504.
- 7 Webster, P. J., A. M. Moore, J. P. Loschnigg, and R. R. Leben, Coupled ocean - atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997 - 98, *Nature*, 1999, **401**, 356 ~ 360.
- 8 Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, and T. Yamagata, A dipole in the tropical Indian Ocean, *Nature*, 1999, **401**, 360 ~ 363.
- 9 Anderson, D., Extremes in the Indian Ocean, *Nature*, 1999, **401**, 337 ~ 339.
- 10 Behara, S. K., P. S. Salvekar, and T. Yamagata, 2000, Simulation of interannual SST variability in the tropical Indian Ocean, *J. Climate*, **13** (19), 3487 ~ 3499.
- 11 Rayner, N. A., E. B. Horton, D. E. Parker, C. K. Folland, and R. B. Hackett, 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).
- 12 Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, Roy Jenne, and Dennis Joseph, The NCEP/NCAR 40 - Year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996, **77** (3), 437 ~ 472.
- 13 Reynolds, R. W., and T. M. Smith, Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation, *J. Climate*, 1994, **7** (6), 929 ~ 948.

- 14 White, W. B. , S. E. Pazan, G. W. Withee, and C. Noe. Joint enviomental data analysis (JEDA) center for scientific quality control of upper ocean thermal data in support of TOGA and WOCE. EOS Transaction, American Geophysical Union, 1988, 69, 122 ~ 123.
- 15 Meyers, G. , and L. Pigot, 2000, Analysis of frequently repeated XBT lines in the Indian Ocean, Technical Report238, 43pp, CSIRO Marine Laboratories.
- 16 Davis, R. E. , Predictability of sea – surface temperature and sea level pressure anomalies over the north Pacific ocean, *J. Phys. Oceanogr.* , 1976, **6**, 249 ~ 266.
- 17 殷永红、史历、倪允琪, 近 20 年热带印度洋与热带太平洋海气系统相互作用特征的诊断研究, 大气科学, 2001, **25** (3), 355 ~ 371.
- 18 周天军、宇如聪、李薇、张学洪, 20 世纪印度洋气候变率特征分析, 气象学报, 2001, **59** (3), 1 – 16.

Features of the Interannual Variation of Sea Surface Temperature Anomalies and the Air – Sea Interaction in Tropical Indian Ocean

Tan Yanke¹⁾, Zhang Renhe²⁾, and He Jinhai³⁾

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

2) (*Chinese Academy of Atmospheric Sciences, Beijing 100081*)

3) (*Nanjing Academy of Meteorology, Nanjing 210044*)

Abstract A diagnostic analysis is carried out to investigate the interannual variation of the sea surface temperature anomalies (SSTA) and the characteristics of the air – sea interaction in the tropical Indian Ocean. The results show that the spatial distributions of SSTA are characterized by unipole with the same anomalous signs in basin – scale or by dipole with the reverse west – east counterparts. The occurrence probability of the unipole and dipole are 67% and 33%, respectively. During the dipole episode, the local ocean and atmosphere are coupled strongly with a prominent Walker – type atmospheric circulation over the tropical Indian Ocean, which are not obvious during the unipole. Most dipole events last short and develop commonly by the feature of the increase, eastward migration of the positive SSTA in the western Indian Ocean and the enhancement of negative SSTA in the eastern Indian Ocean. The unipoles, on the contrary, warm unevenly in the basin. The transitions from unipole to dipole can be sorted to be two types. The first type is characterized by the changing of SSTA from the negative to the positive and then eastward moving of the positive SSTA in the west and the shrink of the negative SSTA in the east. The second type is featured by the continually reinforcing and slightly westward shifting of the negative in southeast Indian Ocean and the maintaining of the positive in the west. The transitions underwent an interdecadal variation. The first and second types dominate before and after the mid – late 1970s, respectively.

Key words: Indian Ocean temperature; unipole; dipole; air – sea interaction; polarity transition