

热带印度洋上层水温的年循环特征

李东辉^{1,2}, 叶志敏¹, 张 铭¹

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

2. 解放军理工大学气象学院, 南京 211101)

摘 要:通过分析多年气候月平均的 Levitus 水温资料, 结合多年气候月平均海表面风场资料以及观测的热带印度洋上层海流的分布状况, 探讨热带印度洋上层水温的时空分布特征, 剖析了热带印度洋混合层深度及印度洋暖水的季节变化规律。分析表明: 热带印度洋的海表面温度低值区始终位于大洋的南部, 而高值区呈现明显的季节变化, 冬季位于赤道附近, 在夏季则处于大洋的东北部; 在热带印度洋的中西部、赤道偏南海域的次表层终年存在一冷心结构; 热带印度洋表面风场的季节变化是影响该海域混合层深度季节性变化的主要因素; 印度洋暖水在冬、春季范围较大, 与西太平洋暖池相连, 而在夏、秋季范围较小, 并与西太平洋暖池分开。

关键词: 热带印度洋; 年循环; 海表面温度; 混合层; 印度洋暖水

中图分类号: P724.8 **文献标识码:** A **文章编号:** 1003 — 0239 (2004)04 — 0048 — 09

1 前言

在热带气候系统中, 印度洋是 Walker 环流、横向季风环流和侧向季风环流的交汇地, 与亚澳季风系统、ENSO 系统、非洲季风系统都存在密切关系, 热带印度洋的水温对邻近地区的降水和区域气候具有重要影响^[1~5]。Rao, R. R. 等^[6]研究了热带印度洋的混合层深度 (MLD)、海表水温 (SST) 的一年和半年周期谐波变化, 分析了海表面流场和海表风应力、净热通量等因素与 MLD、SST 之间的因果关系, 指出一年和半年周期谐波可以解释为 75% 以上的 MLD 季节变化, 海表净能量通量是影响赤道以南印度洋 MLD、SST 季节变化的主要因素。Unnikrishnan, A. S. 等^[7]用同样的方法研究了 10m、100m、200m 层水温及 20℃ 等温线的季节变化, 指出了风应力对热带印度洋上层水温分布的重要作用。本文进一步研究了印度洋上层水温三维结构、混合层深度的年循环特征, 并对整个印度洋内暖水形态的演变进行了分析。

2 资料及方法

本文选取热带印度洋 (30°S~30°N, 30°~130°E) 范围的区域作为研究对象, 采用多年气候月平均的 Levitus 海温资料^[8], 探讨 200m 以上水温的年循环特征。Levitus 资料在

收稿日期: 2004-02-09; 修订日期: 2004-08-16

作者简介: 李东辉 (1973-), 男, 工程师, 博士, 主要从事热带海气相互作用和物理海洋学研究。

垂直方向 1000m 深度分为 19 层, 分别为 0、10、20、30、50、75、100、125、150、200、250、300、400、500、600、700、800、900、1000m 层, 水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。用 3 次样条方法将上述温度资料中 200m 以上的数据垂直插值成 1m 间隔的数据, 文中所用数据都是用该方法计算得到的。求出与表层 10m 处平均温度低 1°C 的深度位置定义为混合层深度, 需要指出的是, 由于海洋中温度或密度层化是连续的, 故混合层的深度定义也不是唯一的^[9~11]。

关于暖水的指标目前尚无统一的定义, 本文沿用 Wyrski 提出的标准^[12], 将热带印度洋水温在 28°C 及以上的水体统称为印度洋暖水, 暖水的厚度是指暖水所达到的最大深度, 计算印度洋暖水面积和体积指数的计算区为: ($0^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$)、($0^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{S}$, $30^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$), 用该区域内海表面温度高于或等于 28°C 范围内的网格点数表示暖水面积指数, 而暖水体积指数是用该区域内(含垂直方向)水温高于或等于 28°C 范围内的网格点总数表示。

为文中叙述方便, 在研究区域内, 80°E 以西称为西印度洋, 在 80°E 以东称为东印度洋, 赤道印度洋是指 ($10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$) 所包括的区域, 而在赤道印度洋以北为北印度洋, 在赤道印度洋以南为南印度洋。本文季节的划分参照北半球的划分标准: 以 12~2 月为冬季, 3~5 月为春季, 6~8 月为夏季, 9~11 月为秋季。以下的讨论是以这个季节划分为依据的, 限于篇幅, 本文将 1、4、7、10 月份作为各个季节中具有代表性的月份, 重点加以讨论。

3 热带印度洋上层水温分布的月平均状况

考虑到海表面温度 (SST) 是表示海洋特征的重要海洋水文要素, 它最直接地反映了太阳辐射和海面风场的年循环, 而 100m 层的水温既能响应季节变化, 又具有相对稳定性, 较能代表海洋上层平均的热状况, 故本文分析了这两层水温的年循环特征。

3.1 SST 的分布特征

从 12 月到翌年 2 月, 热带印度洋 SST 的分布特点大体相同 (见图 1a): 在阿拉伯海中等温线分布呈西南—东北向倾斜, 其东部等温线密集, 孟加拉湾中 SST 由北向南增加, 赤道印度洋的 SST 水平梯度较小, 而南印度洋的 SST 的分布特征为西高东低, 其西南部等温线密集, SST 的水平梯度较大。热带印度洋 SST 的低值区位于南印度洋的东南部, 高值区出现在赤道附近。

3~5 月份是热带印度洋一年中平均 SST 最高的季节。3 月份同冬季的 SST 相比普遍升高 (图略), 但高值区仍出现在赤道附近, SST 向南向北分别递减, 在南印度洋 SST 同样呈现西高东低的分布特征; 4 月份热带印度洋 SST (见图 1b) 高值区北移, 低值区仍然位于南印度洋的东南部, 北印度洋及赤道印度洋的 SST 升高, SST 水平梯度较小, 而南印度洋等温线密集, 略呈西南—东北向倾斜; 到 5 月份 (图略), 赤道以北印度洋的 SST 普遍高于 28°C , 在阿拉伯海和孟加拉湾都有 SST 高于 30°C 的水体, 南印度洋的等温线

分布大致与纬线平行, 热带印度洋 SST 的分布呈现明显的北高南低的特点。

6~8 月份热带印度洋 SST 的分布特征大体相同(见图 1c), 高值区出现在孟加拉湾和阿拉伯海东半部及其南部邻近海域, 表现为东北部高南部低的特点。在该季节南印度洋的等温线分布仍大致呈现与纬线平行的特点, 西部略高于东部, 其 SST 逐月降低, 这可以从与 15°S 线大体重合的等温线数值的变化上可以看出来, 6 月份从 5 月份的 27°C 降为 26°C , 在 7 月份为 25°C , 而到了 8 月份为 24°C ; 在赤道以北, 索马里洋流将大洋南部的冷水带进北印度洋, 冷水区逐月扩大, 到 8 月份印度洋暖水仅局限于孟加拉湾及其南部的部分海域。

9 月份同夏季相比热带印度洋 SST 的分布特征较为接近(图略); 10 月份(见图 1d)南印度洋 SST 增温, 25°C 等温线与 15°S 线大体重合, 阿拉伯海的东半部和孟加拉湾的 SST 较高; 在 11 月(图略), 南印度洋的 SST 继续升高, 呈西高东低的特点, 等温线分布出现西南—东北向倾斜, 而在赤道以北 SST 的水平梯度较小。

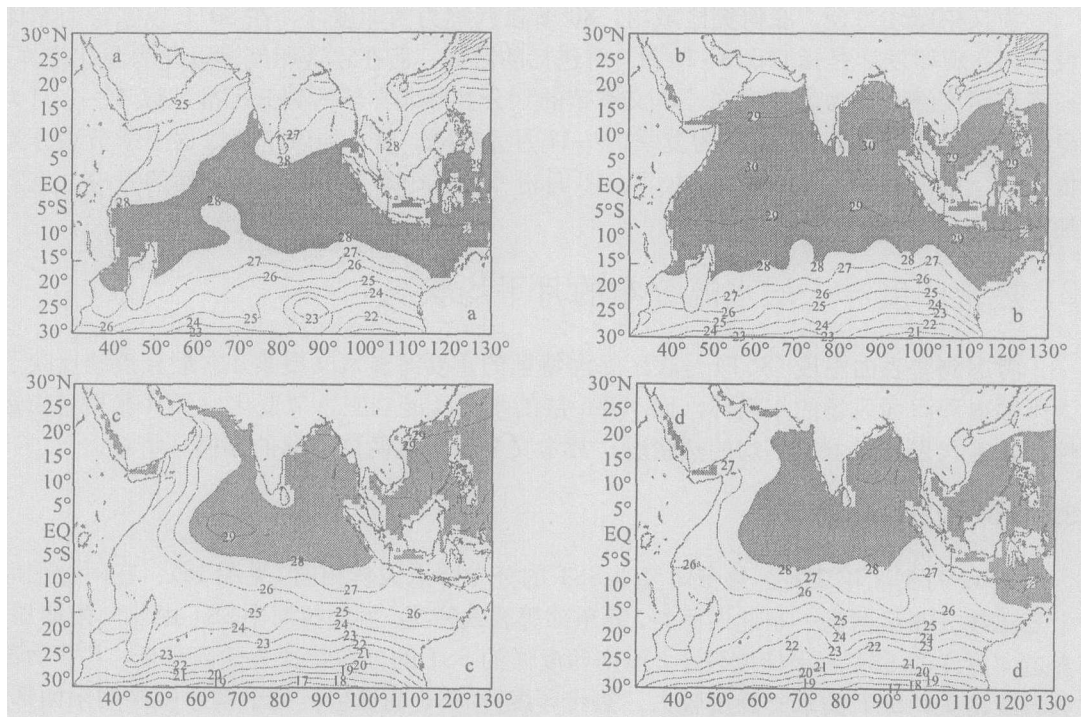


图 1 热带印度洋月平均 SST 分布

(图中阴影区为 $\text{SST} \geq 28^{\circ}\text{C}$ 的海域; 单位: $^{\circ}\text{C}$) a. 1 月份 b. 4 月份 c. 7 月份 d. 10 月份

3.2 100m 层水温的分布特征

从 100m 层水温的季节分布(见图 2)可以看出, 在热带印度洋的中西部、赤道偏南海域终年存在一冷心结构, 其控制范围、中心位置和强度都存在着明显的季节变化。在 12 月上述冷心中心位于 (6°S , 61°E), 中心最低温度 16°C , 到 1 月份中心位置略向东南

移动, 中心最低温度降到 15°C , 之后冷心东移, 范围扩大, 中心水温升高, 到 3 月份达到 18°C , 在 4 月份冷心呈带状分布, 在赤道和 10°S 之间横跨热带印度洋, 其所控制的范围达到一年中的最大值, 从 5 月份以后, 冷心范围逐月缩小, 中心位置西退, 到 10 月份所控制的范围达到一年中的最小值, 中心最低水温为 19°C , 之后中心水温降低, 冷心持续西退。

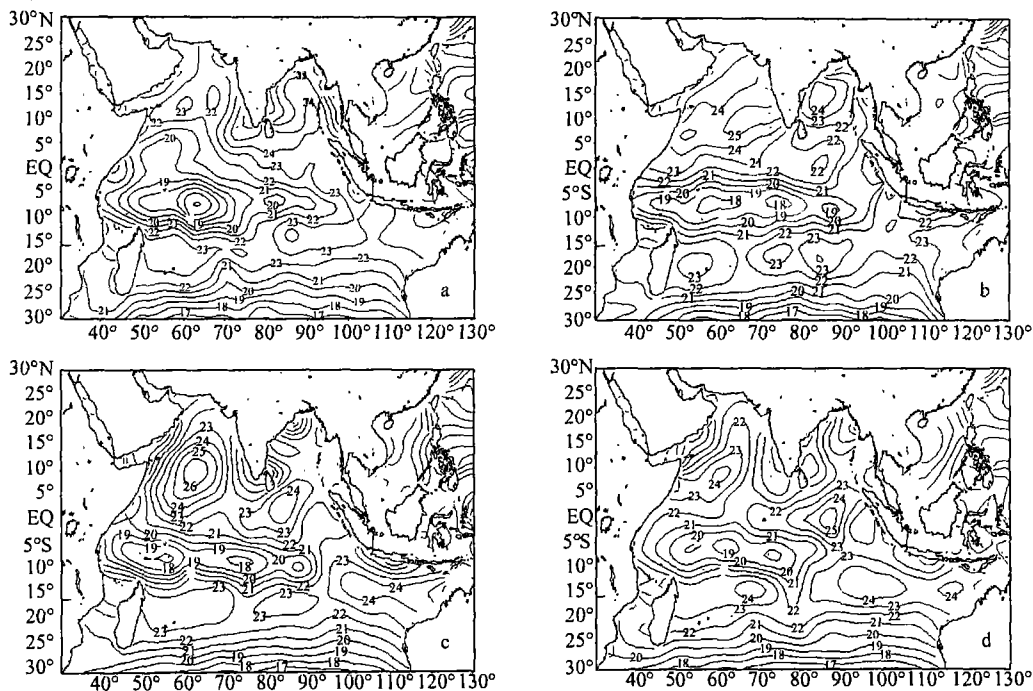


图2 热带印度洋月平均 100m 层水温分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

a. 1 月份 b. 4 月份 c. 7 月份 d. 10 月份

为什么在西印度洋赤道偏南的次表层常年存在冷心结构, 且冷心随着季节的变化进退呢? 本文认为, 印度洋的南赤道洋流常年在马达加斯加岛的北部海域西向流动, 西边界海水堆积下沉, 造成这一海域次表层海水较暖, 其偏东侧次表层海水温度相对较冷, 这与黑潮和湾流右侧存在“冷壁”结构的原因较为相似。从热带印度洋上层海流的多年平均观测资料^[6]可以看出, 在东北季风期, 季风洋流与南赤道洋流的分支在西边界相遇, 致使海水辐合加强, 并在次表层形成了东向的赤道潜流, 带动冷心中心东移、范围扩大; 而在西南季风期, 南赤道洋流的分支在西边界折向东北与季风洋流汇合成索马里洋流, 与东北季风期相比海水在西边界辐合减弱, 而且这一时期在次表层东向流动的赤道潜流消失, 这就解释了这一冷心结构在冬春季强度较强、范围较大, 而在夏秋季强度较弱、范围较小的原因。

从图 2 中可看到, 在上述冷心的周围水温常年较高, 而在南印度洋的南部常年水温偏低。孟加拉湾和阿拉伯海的水温在冬、春季为暖中心控制, 在夏、秋季这两个海域的沿岸水温偏低。

3.3 水温分布的垂直结构

为分析东、西印度洋水温的垂直结构特点,分别沿 60°E 和 90°E 做温度垂直剖面图,文中只给出 1 月 60°E 断面水温分布(见图 3)和 7 月 90°E 断面水温分布(见图 4),余图略。从图 3 中可以看出,在赤道偏南海域($6\sim 8^{\circ}\text{S}$)存在一个与 100m 层的冷心相对应的深厚冷舌,其两侧南、北印度洋各有一暖舌向下伸展,上述结构随着季节的变化冷暖中心的位置和强度略有变化(可以从 20°C 等温线的深度变化分析得到),但常年存在,其相对位置也较为固定。图 4 中也有相似结构,但冷舌和北印度洋的暖舌结构不如图 3 中的明显。

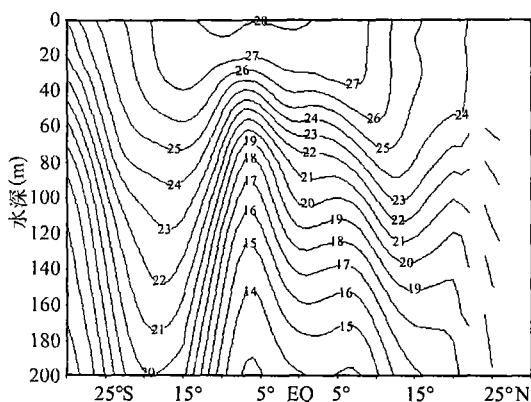


图 3 热带印度洋 1 月 60°E 断面
水温分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

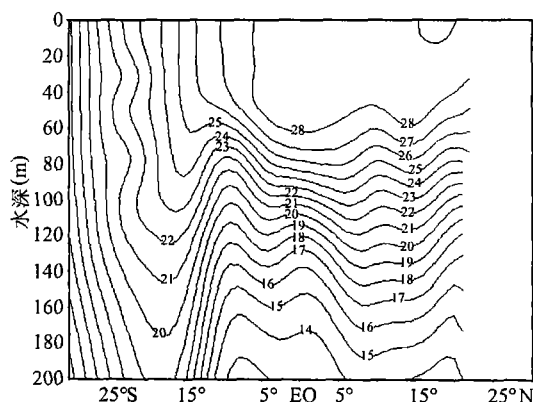


图 4 热带印度洋 7 月 90°E 断面
水温分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

4 热带印度洋混合层深度分布的季节特征

混合层深度各月分布图(图略)的分析表明:在冬季,赤道以南东南信风和赤道以北东北季风影响的海域,混合层相对较深,在阿拉伯海和孟加拉湾中混合层深度约在 60m 以上,局部海域大于 80m;在春季,混合层深厚区位于东南信风盛行的南印度洋,而在北印度洋东北季风减弱,西南季风尚未建立或刚刚建立,阿拉伯海和孟加拉湾混合层变浅,大多低于 40m;在夏季,在强大的西南季风作用下,北印度洋混合层普遍加深,在阿拉伯海中混合层最大深度超过 100m,而在 15°S 以南的广大区域混合层深度大都在 80m 以上,最深达到 160m;在秋季,由于西南季风减弱,北印度洋混合层变浅,在阿拉伯海和孟加拉湾中混合层的深度在 30~50m 之间,南印度洋混合层相对较深,最深处位于马达加斯加岛的东部广阔海域(可达 100m 以上)。而在赤道偏南海域($0\sim 10^{\circ}\text{S}$)混合层常年较为浅薄。

经向断面上混合层深度的逐月分布更清晰地反映了混合层深度的年循环过程。 60°E 断面(见图 5a)上,赤道和 10°S 之间混合层全年都较为浅薄;而 15°S 以南由于东南信风的影响混合层全年相对较深,高值中心出现在 8、9 月份;在赤道以北,东北季风期

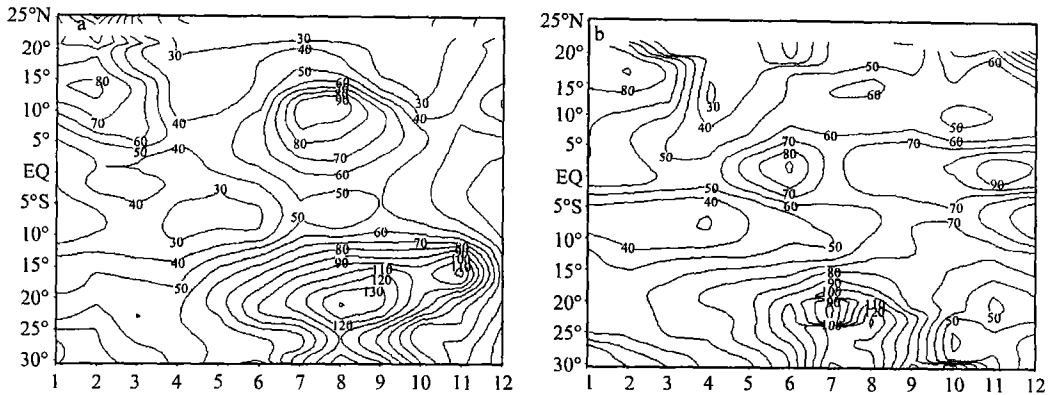


图 5 热带印度洋经向断面混合层深度季节变化 (单位: m) a. 60°E b. 90°E

和西南季风期混合层较为深厚, 尤其是在西南季风盛行期, 在 10°N 附近出现深度超过 90m 的混合层。90°E 断面 (见图 5b) 上可以看到, 混合层深度的高值区仍出现在 15°S 以南, 6~8 月混合层深度达到 80m 以上; 在赤道附近混合层深度高值区出现在 6 月和 11 月, 10°N 以北混合层在两个季风盛行期较为深厚, 而在季风过渡期混合层较为浅薄。

众所周知, 影响混合层深度变化的因素是多方面的, 如动力强迫、热力强迫、水汽通量的作用以及岛屿和陆坡的限制等。通过以上分析可以看到, 在赤道偏南海域 (0~10°S) 常年表面风速较弱, 其混合层也常年较浅, 在南印度洋东南信风影响的海域混合层常年较深, 而在赤道以北季风影响期间混合层较季风转换期深厚, 海表面风速的大小与混合层的深浅有着良好的对应关系。因此, 表面风场的季节性变化是影响混合层深度季节性变化的主要因素。

赤道偏南海域混合层常年较浅, 从而阻止了湍流的发展, 不利于热量向下输送, 造成水温垂直梯度大, 有利于冷舌的形成, 其南北两侧海域混合层相对较深, 有利于热量的下传, 亦有利于形成暖舌。这进一步解释了在西印度洋赤道偏南的次表层常年存在冷心结构的原因。

5 印度洋暖水形态特征

在热带印度洋表层常年存在 28℃ 以上暖水, 其范围季节变化较大, 在冬季可达到莫桑比克海峡, 在夏季仅局限在孟加拉湾及其邻近海域, 故本文称其为印度洋暖水, 而非东印度洋暖水。

5.1 印度洋暖水水平结构

图 1 中阴影部分显示了研究海域暖水的季节分布状况。在冬季印度洋暖水呈带状分布, 横跨热带印度洋, 其南端可达到非洲东岸 20°S 莫桑比克海峡之中, 暖水的东部与西太平洋暖池相连; 3 月份印度洋暖水的范围向南向北都有所扩张, 赤道印度洋几乎为

暖水所覆盖; 4 月份北印度洋及赤道印度洋的 SST 升高, 整个赤道印度洋的 SST 都高于 28°C , 北印度洋除阿拉伯海北部少部分海区 SST 低于 28°C 外, 其余海区 SST 高于 28°C , 并在赤道印度洋的西部和孟加拉湾的中部出现高于 30°C 的 SST; 5 月份 28°C 等温线向北推进, 呈西北—东南向倾斜, 最北达到赤道附近, 而在赤道以北印度洋的 SST 普遍高于 28°C ; 6~9 月印度洋暖水向东北推进, 暖水范围逐月减小, 印度洋暖水与西太平洋暖池分隔开来; 10 和 11 月份印度洋暖水西伸南压, 范围有所增大, 28°C 等温线到达 6°S 附近。从 SST 各月分布还可看到, 在红海中除 1~3 月以外的其它月份都有高于 28°C 的水体, 在波斯湾中 6~11 月存在高于 28°C 的水体, 本文对这两个海域不做更多地描述。

图 6a 显示出印度洋暖水面积指数的季节性变化, 暖水面积从 1 月份开始逐渐增加, 到 4、5 月份出现一年中的极大值, 从 5 月份开始其面积又逐月降低, 到 9 月份出现一年中的极小值, 之后暖水面积缓慢增加。图 6b 显示出暖水体积指数的季节性变化, 图 6a 和图 6b 对比可以看出暖水的体积和面积的季节性变化特点大体相同: 1~4 月暖水体积快速增加, 在 4 月份达到一年中的极大值, 4~9 月暖水体积迅速递减, 在 9 月份达到一年中的极小值, 从 9 月到翌年 1 月暖水体积增减幅度不大。

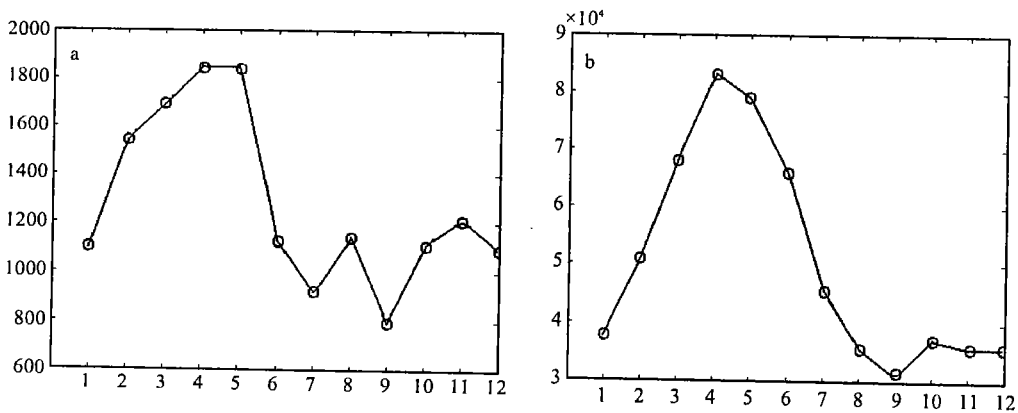


图 6 印度洋暖水指数季节变化

(a. 面积指数 b. 体积指数)

短波辐射是洋面上主要的热量来源, 它受纬度、季节和云量变化的影响。在热带印度洋的夏季, 短波辐射的高值带出现在北印度洋, 而冬季该高值带出现在低纬地区。因此, 暖水中心和范围从冬到夏向北移动, 从夏到冬则向南移动。在夏秋季, 索马里洋流带入北印度洋的冷水使得暖水范围缩小, 而印度洋北部受大陆的阻挡, 使暖水的范围不能向北扩张, 这或许是暖水面积和体积在 9 月份达到一年中最小的主要原因。由此可知, 太阳辐射的季节变化可能是印度洋暖水季节性变化的决定因素, 同时洋流状况和陆地的阻挡也是影响印度洋暖水季节性变化的重要因素。

5.2 印度洋暖水垂直断面结构

在垂直方向上, 印度洋暖水的厚度最大可深达 90m 以上。图 7a 和图 7b 分别是沿

60°E 和 90°E 做印度洋暖水厚度逐月变化的垂直剖面。从图 7a 上可明显看出, 1 月到 5 月暖水加深, 整体向北移动; 暖水厚度高值中心出现在 6 月份, 从 6 月到 9 月暖水维持在赤道偏北, 并逐月变浅; 9 月以后暖水整体南移。图 7b 中可以看出, 在 90°E 赤道偏北海域暖水常年较深, 在 6 月份和 11 月份存在两个大于 80m 的高值中心, 在孟加拉湾中除冬季外其它月份暖水也较为深厚。

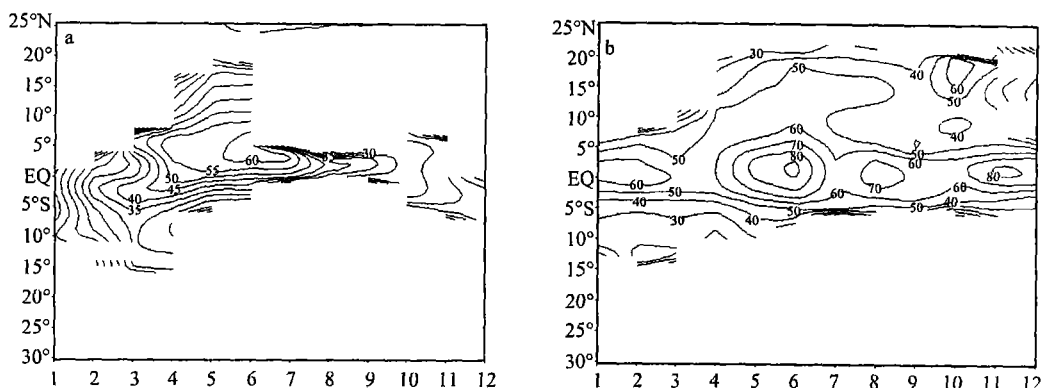


图 7 印度洋暖水厚度经向断面季节变化

(单位: m) a. 60°E b. 90°E

6 结论

本文通过分析 Levitus 气候平均水温资料, 得到如下主要结论:

(1) 热带印度洋的 SST 低值区始终位于南印度洋的南部, 而高值区呈现明显的季节变化, 冬季位于赤道附近, 在夏季则处于大洋的东北部。

(2) 在热带印度洋的中西部、赤道偏南海域的次表层终年存在一冷心结构, 洋流状况和该海域混合层较浅是其形成的主要原因之一。

(3) 热带印度洋表面风场的季节变化是影响该海域混合层深度季节性变化的主要因素。

(4) 印度洋暖水在冬、春季范围较大, 与西太平洋暖水相连, 而在夏、秋季范围较小, 并与西太平洋暖水分开。

参考文献:

- [1] Weare, Bryan, C. A statistical study of the relationships between ocean surface temperatures and the Indian monsoon [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1979, 36 (12): 2279~2291.
- [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 [J]. *大气科学*, 1985, 9 (3): 336~342.
- [3] 闵锦忠, 孙照渤, 曾 刚. 南海和印度洋海温异常对东亚大气环流及降水的影响 [J]. *南京气象学院学报*, 2000, 23 (4): 532~548.
- [4] 赵永平, 陈永利, 白学志. 南海-热带东印度洋海温年际变化与南海季风爆发关系的初步研究 [J]. *热带气象学报*, 2000, 16 (2): 115~122.
- [5] 晏红明, 肖子牛. 印度洋海温异常对亚洲季风区天气气候影响的数值模拟研究 [J]. *热带气象学报*, 2000, 16 (1): 18~27.

- [6] Rao, R R. Molinari, R L. Festa, J F. Evolution of the Climatological Near-Surface Thermal Structure of the Tropical Indian Ocean 1. Description of mean monthly mixed layer depth and Sea Surface Temperature, Surface Current and Meteorological Fields. *J. Geophys. Res.*, 1989, 94 (8): 10801~10815.
- [7] Unnikrishnan, A S. Kumar, S P. Navelkar, G S. Large-scale progresses in the upper layers of the Indian Ocean inferred from temperature climatology. *J. Mar. Res.*, 1997, 55 (1): 93~115.
- [8] Levitus, S., Boyer, T., World Ocean Atlas Temperature [R]. NOAA Atlas NESDIS 4, U. S. Gov. Printing Office, Wash. D. C., 1994, 4: 117.
- [9] 施 平, 杜 岩, 王东晓, 甘子钧. 南海混合层年循环特征 [J]. 热带海洋学报, 2001, 20 (1): 10~17.
- [10] 刘秦玉, 孙即霖, 贾旭晶. 春季南海北部上混合层的数值模拟与数值实验 [J]. 海洋与湖沼, 2002, 33 (5): 526~535.
- [11] 贾旭晶, 刘秦玉, 孙即霖. 1998 年 5~6 月南海上混合层、温跃层不同定义的比较 [J]. 海洋湖沼通报, 2001, 1: 1~7.
- [12] Wyrtki, K., Some thoughts about the West Pacific Warm Pool [A]. Proceedings Western Pacific International Meeting and Workshop on TOGA COARE [C]. New Caledonia, 1989, 99~109.

ANNUAL CYCLE OF THE UPPER SEA TEMPERATURE IN TROPICAL INDIAN OCEAN

LI Dong-hui^{1,2}, YE Zhi-min¹, ZHANG Ming¹

(1. LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029; 2. China Institute of Meteorology, PLA Univ. of Sci. & Tech, Nanjing 211101 China)

Abstract: Based on Levitus' climatological temperature data, also combining with the climatological data of monthly wind field upon sea surface and upper layer currents' distribution from observation data, the temporal and spatial features of the upper water-temperature in the tropical Indian Ocean are derived, and the regular pattern of the mixed layer depth and warm water in the tropical Indian Ocean region are analyzed. Data analysis indicates that the low value region of sea surface temperature is located in the south of the tropical Indian Ocean all over the year, and the high value region has obvious seasonal changes, it lies around equator in winter, while in the northeast of the ocean in summer. At sub-surface layer, there exists a cold core structure in the middle part of the west Indian Ocean and to the south of equator. In the tropical Indian Ocean, the wind field above sea surface is the main factor that leads to the seasonal changes of the mixed layer depth. The Indian Ocean warm water occupies widely in winter and spring, joining up with the west Pacific warm pool. Nevertheless, in summer and fall it becomes narrower, detaching from the West Pacific warm pool.

Keywords: the Tropical Indian Ocean; annual cycle; sea surface temperature; mixed layer; the Indian Ocean warm water