

赤道印度洋上层环流辐合辐散的年际 变异成因分析*

陈瑞莹^{1, 2} 何卓琪^{2, 3, 4, 5} 王卫强^{2, 4, 5} 高郭平^{1, 6}

(1. 上海海洋大学 海洋科学学院 上海 201306; 2. 中国科学院南海海洋研究所 热带海洋环境国家重点实验室 广州 510301; 3. 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; 4. 中国科学院南海生态环境工程创新研究院 广州 511458; 5. 南方海洋科学与工程广东省实验室 广州 510301; 6. 上海海事大学 海洋科学与工程学院 上海 201306)

摘要 印度洋上层海气相互作用对印度洋和太平洋气候系统有重要影响。目前针对印度洋气候态环流特征已有较为全面的研究, 但针对印度洋环流的年际变化及其季节性差异的特征分析和具体作用机制, 仍缺乏深入的研究。本文利用 1979—2007 年 Simple Ocean Data Assimilation(SODA)再分析资料研究了赤道印度洋表层辐合辐散的年际变异及其季节依赖性。结果表明, 以赤道为中心, 印度洋上层异常海流, 在经向上形成显著的辐合(辐散)现象, 究其原因主要是赤道纬向风异常形成的 Ekman 流所导致。进一步分析表明, 热带印度洋异常纬向风的成因与太平洋-印度洋的热力强迫过程作用有关, 并且不同的热力强迫过程呈现出显著的季节差异性。此热力强迫过程, 具体可分为 3 种类型: 第一类是太平洋纬向海表热力差异的遥强迫作用, 主要发生在冬末春初, 热带太平洋的纬向热力差异通过调节 Walker 环流, 在印度洋激发出一个异常的次级环流, 对应的大气低层形成纬向风异常; 第二类是东-西印度洋海表热力差异的局地强迫作用导致的局地环流, 使赤道印度洋上空形成纬向风异常, 此过程在春末夏初较为显著; 第三类是太平洋-印度洋热力差协同作用的结果, 使赤道印度洋盛行异常的纬向风, 此过程在秋季起主导作用。

关键词 赤道印度洋; 辐合辐散异常; 海气相互作用; 印度洋-太平洋热力强迫

中图分类号 P724.8 **doi:** 10.11693/hyhz20181100266

发生在热带印度洋上层的海气相互作用, 促进了海洋与大气的热量交换和物质交换(Lee, 2004; Horii *et al.*, 2013), 影响着印度洋与太平洋的海洋环流和大气环流。此外, 印度洋受到南亚热带季风系统和印度尼西亚贯穿流(Indonesian Through-flow, ITF)的影响(Meyers, 1996), 使其形成不同于太平洋的季风和洋流系统。前人已对热带印度洋上层气候态环流做了全面的研究(Schott *et al.*, 2001), 在经向上主要有浅层经向翻转环流(Schott *et al.*, 2009); 在纬向上, 有

随季节变化的 Wyrski 急流和次表层的赤道潜流(Equatorial Undercurrent, EUC), 以及位于更深层次的中层流和深层流(Schott *et al.*, 2009; Chen *et al.*, 2015; Huang *et al.*, 2018)。这些环流体系, 影响着印度洋东西海盆和赤道地区的热盐再分配以及体积输送, 进而对印度洋地区的气候甚至全球气候起着重要的指示作用(王毅等, 2015)。

就海表温度的平均态而言, 热带东印度洋与西太平洋连为一体, 形成印度洋-西太平洋暖池。印-太

* 国家重点研发计划重点专项, 2016YFC1401401 号; 中国科学院战略性先导科技专项, XDA20060502 号; 国家自然科学基金, 41731173 号, 41676013 号, 41506003 号, 41521005 号, 41776023 号; 热带海洋重点实验室自主研究项目, LTOZZ1802 号, LTOZZ1702 号。陈瑞莹, 硕士研究生, E-mail: ruiying_chen@163.com

通信作者: 王卫强, 博士生导师, 研究员, E-mail: weiqiang.wang@scsio.ac.cn

收稿日期: 2018-11-07, 收修改稿日期: 2019-03-08

暖池的强对流释放出潜热,驱动了大气中的 Walker 环流和 Hadley 环流,从而驱动全球大气环流和热带海洋上层环流(Webster *et al.*, 1992; Schott *et al.*, 2009; Chirokova, 2010)。Lindzen 等(1987)发现海表面温度(sea surface temperature, SST)梯度对低层大气($\geq 700\text{hPa}$)的变化有较大的贡献,热带海洋的纬向海表温度差有利于形成局地的纬向风和垂直对流(Gill, 1980; Webster *et al.*, 1999)。Saha(1970)在分析印度洋海表温度纬向异常对大气的作用时,发现印度洋的纬向海表温度梯度异常可以修正季风环流,并通过垂直对流对亚洲季风系统产生影响。

季风的变异不仅在全球热带大气环流的季节和年际变化中起着重要作用,且对热带印度洋的上层环流、热收支和海表温度变化造成显著的影响,引起海气之间剧烈的热交换(Gautier *et al.*, 1998)。吴国雄等(1998)指出赤道印度洋和东太平洋的 SST 年际变化有显著的正相关,并提出造成这种正相关的主要原因是沿赤道印度洋上空(850hPa 和 200hPa)季风的纬向环流场与太平洋上空的 Walker 环流之间显著的耦合作用。受、季风影响,上层环流的经向热输送以及体积输送均具有季节变化:季风转换导致印度洋上层的海洋经向热输送出现季节性反向(Wacongne *et al.*, 1996; Lee *et al.*, 1997; Schott *et al.*, 2001),且夏季和冬季的平均热输送量几乎能相互抵消,分别达到 $-1.5 \times 10^{15}\text{W}$ 和 $1 \times 10^{15}\text{W}$ (Loschnigg *et al.*, 2000);而上层的经向体积输送的季节差异主要体现在表层跨赤道 Ekman 输送的季节反向(Schott *et al.*, 2001; Horii *et al.*, 2013)。

纬向海洋环流的变异对于东西海盆之间的水体和热量交换以及与之相关的海气模态(如印度洋偶极子)都起着十分重要的作用。究其产生及变异机制,除东西海盆的海水密度梯度以外,海面风场的纬向分量也是引起环流变异的重要因素,它能导致海洋上层环流在经向上出现辐合辐散现象,并进一步影响次表层的环流结构。由于缺乏观测资料以及研究热点等问题,较之印度洋气候变化研究,环流研究长期滞后,所以针对赤道辐合辐散的季节性特征和影响季节变化的具体机制方面,到目前为止还欠缺深入的研究。因此,基于赤道印度洋地区显著的海气相互作用特征,本文利用 29a(1979—2007 年)的 SODA (Simple Ocean Data Assimilation)资料,对赤道印度洋上层环流异常辐合辐散的年际变异特征进行研究,分析风应力异常对赤道印度洋表层环流异常辐合

散现象的影响,以及不同季节的印度洋和太平洋海表温度异常(sea surface temperature anomaly, SSTA)对风应力异常的作用机制。

1 数据与方法

本文所用的海流数据来自 SODA 的月平均数据, SODA 数据由全球简单海洋数据同化分析系统产生,采用 POP (The Parallel Ocean Model) 海洋模式;水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$,垂直方向从 5m—5374m 共分为 40 层。本文采用 SODA 2.0.2 版本,时间范围为 1958—2007 年。SST 数据采用 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) 的 ERSST (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature)v5 数据集, ERSST 是从国际综合海洋-大气数据(International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set, ICOADS)导出的全球月平均海表温度数据集,网格分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$,时间从 1854 年 1 月至今。风场数据采用的是 NCEP-DOE AMIP-II (National Centers for Environmental Prediction-Department of Energy Atmospheric Model Intercomparison Project)再分析数据,水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,时间长度为 1979—2016 年。本文利用 1979—2007 年时间段的数据进行分析研究,对所有数据均采用了距平化处理:距平值为当月的原始值减去当月的气候态平均值。

文章中使用的分析方法有:经验正交函数分解(Empirical Orthogonal Function, EOF)、相关分析、合成分析等。本文中相关分析和合成分析中使用的 t 检验统计量为:

$$t = \frac{\bar{x} - \mu_0}{\frac{s}{\sqrt{n}}}, \quad (1)$$

其中, $\bar{x}$ 为样本平均数, μ_0 为总体均值, s 为样本标准差, n 为样本数,该 t 统计量服从自由度为 $n-1$ 的 t 分布。

2 热带印度洋上层环流结构的年际变异特征

本文重点研究热带印度洋上层环流的年际变异特征,研究区域集中在 10°S — 10°N 和 30° — 120°E ,深度范围取上层 0—100m。本文利用经向流函数来表征印度洋上层的经向环流。经向流函数 ψ 的定义如下:

$$\psi = \int_{\text{bottom}}^{\text{surface}} \int_{\text{west}}^{\text{east}} v dx dz, \quad (2)$$

其中, v 为经向速度,先对 v 从上边界到下边界进行积

分,再纬向求和,得到的经向流函数值反映了上层印度洋海盆内的经向输送。

在计算出 12 个月的上层经向流函数后,单独对每个月的流函数做 EOF 分解。图 1 和图 2 分别展示了 12 个月的 EOF 第一模态及对应的时间序列,其方差贡献率分别为 50.1%(1 月)、53.2%(2 月)、52.6%(3 月)、44.6%(4 月)、52.3%(5 月)、49.5%(6 月)、53.2%(7 月)、37.5%(8 月)、49.1%(9 月)、45.8%(10 月)、40.7%(11 月)、38.2%(12 月)。尽管两两月份之间的第一模态时间序列(Principal Component 1, PC1)相关性较弱(图略),但不同月份的热带印度洋上层经向流函数的空间分布在正(负)年间表现出结构的相似性,这意味着造成这种结构的机制在不同月份可能存在不同。如图 1 和图 2 所示,以正的 EOF 时间系

数为例,在南半球,海洋上层 30—40m 存在异常的向北流动,到赤道地区开始下沉,垂向上形成顺时针流动;在北半球,上层 30—40m 有向南的流动,直到赤道开始下沉,形成逆时针流动。此外,对比两个半球的环流强度可以发现,赤道以南的海流在 1—5 月期间异常信号最强;而赤道以北的海流在 8—12 月期间的信号更为显著。这种结构在 EOF 时间系数为负时则相反。第一模态的时间序列在不同月份均表现出显著的年际变化信号(图 2),由此可见,随着时间系数的变化,热带印度洋上层环流表现为异常的辐合现象(时间系数为正值时),或异常的辐散现象(时间系数为负值时)(下文均以辐合异常现象为例);对应地,在上层赤道地区形成异常的下降流或上升流(图 1)。

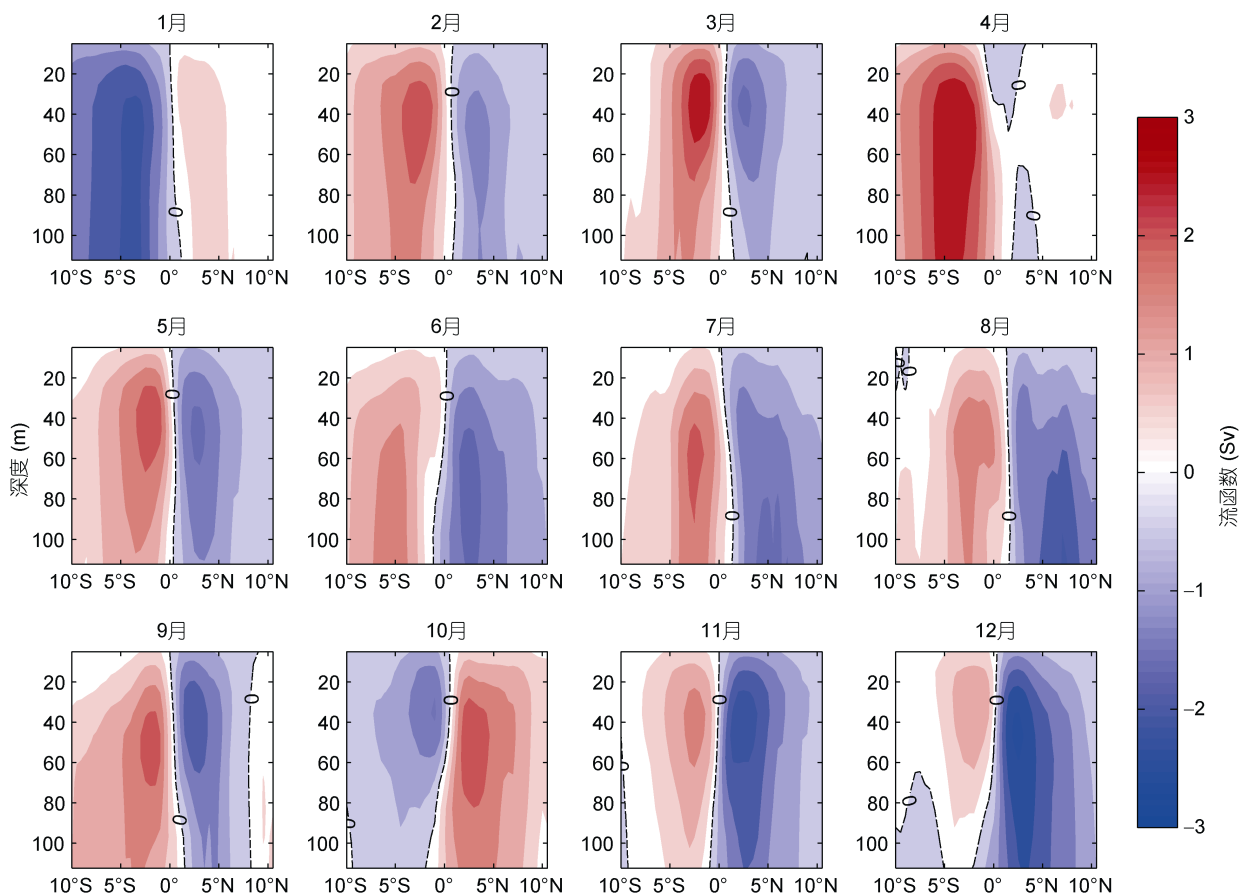


图 1 印度洋上层经向流函数经验正交函数分解(empirical orthogonal functions, EOF)第一模态

Fig.1 The first EOF mode of meridional stream-function in the Indian Ocean

注: 经度范围是 30°—120°E; 正值: 顺时针环流

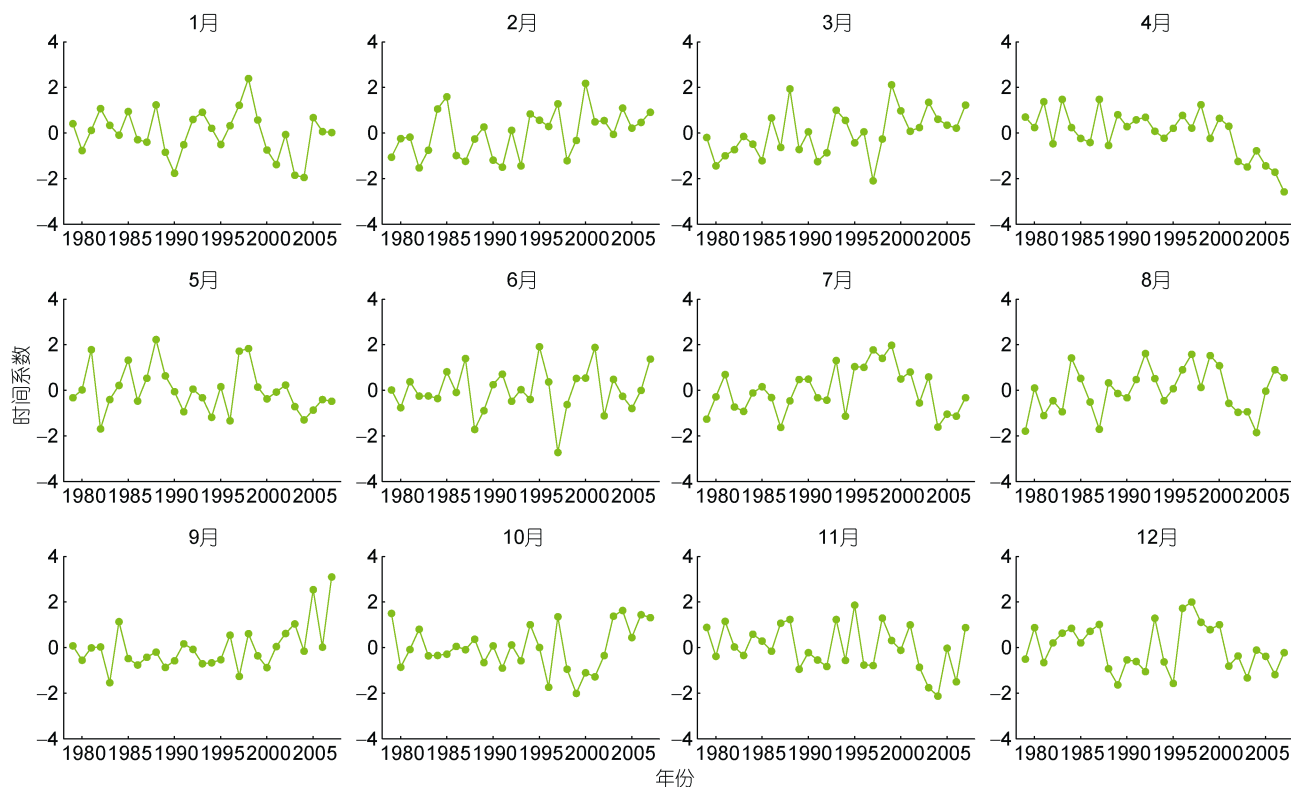


图 2 印度洋上层经向流函数 EOF 第一模态的时间序列

Fig.2 The time series of the first EOF mode of meridional stream-function in the Indian Ocean

为了更清晰地描述热带印度洋表层海流年际变异的水平分布特征,图 3 展示的是海洋表层流场异常与经向流函数 EOF 第一模态时间系数的相关分布图,图示矢量表示超过 90% 信度检验。从整体水平结构上看,印度洋表层海流的异常信号主要集中在赤道附近 (5°S — 5°N),形成了经向赤道的辐合异常和垂向的下沉运动(以及经向赤道辐散异常和垂向上升运动)。从图 3 可看到,在 1—12 月期间赤道印度洋表层海流异常场与上层经向环流的年际变化有很强的关联性,在正值年份表层流场呈现出经向赤道辐合的现象,而在负值年份则相反,表现为经向赤道辐散,这与图 1 的结果是一致的。此外,进一步对比异常海流在不同季节的分布,可以发现其水平结构具有明显的季节差异:在 2 月、3 月和 8 月,异常海流的大值区域主要集中在赤道印度洋中部(60° — 90°E);在 5 月、7 月和秋季,异常海流的信号出现在赤道中东印度洋,并且异常辐合下沉区可以延伸至印度洋东海岸-苏门答腊岛和爪哇岛附近;而在 1 月和 4 月,赤道附近的异常辐合(辐散)现象相对比较弱。为了进一步探讨导致表层流场结构特征存在季节差异的原因,下一节将重点针对不同月份分析赤道印度洋表层辐合(辐散)异常的成因机制。

3 赤道印度洋表层异常辐合(辐散)的成因机制

由于受到风应力的驱动,上层海流主要表现为 Ekman 流(Li *et al.*, 2014)。因此,在探讨影响赤道印度洋表层流异常辐合的成因时,首先给出了印度洋上层经向流函数 EOF 第一模态时间系数与热带印度洋-太平洋的低层风场(850hPa)在 12 个月的相关分布图(图 4),矢量表示超过 90% 信度检验。从图 4 可以看出,在不同的季节,热带印度洋上层环流的变化均与赤道纬向风异常有密切的关系。假定赤道附近出现低层西风异常(图 4, 1 月),根据 Ekman 理论(Ekman, 1905),海洋表层在南半球存在向北的 Ekman 输运,在北半球为向南的 Ekman 输运,因此,海水在赤道上形成异常的辐合下沉运动(图 1 和图 3, 1 月);反之,若赤道附近出现异常东风,则海水在赤道形成异常的辐散上升运动。图 4 的风场分布与图 1 和图 3 的海流结构是相匹配的。由此可见,印度洋赤道附近的低层纬向风异常通过驱动表层 Ekman 流,成为影响热带印度洋上层环流年际变异和导致赤道表层流异常辐合(辐散)的主要动力因素。

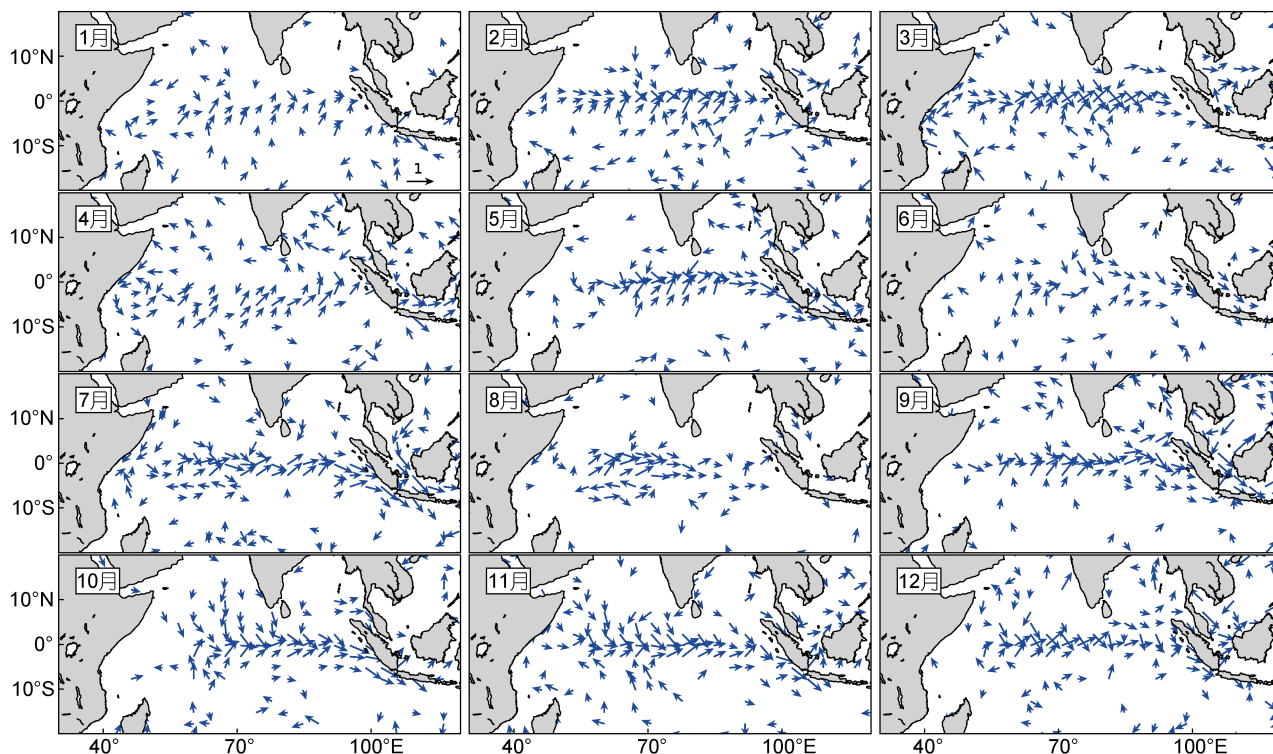


图3 印度洋表层流场异常与印度洋上层经向流函数 EOF 第一模态时间系数的相关分布

Fig.3 The correlation coefficients between the horizontal current anomaly at the sea surface and the first EOF principal component of the meridional stream-function in the Indian Ocean

注: 矢量表示超过 90% 信度检验

值得注意的是, 虽然热带印度洋上层环流的年际变化在 12 个月均与赤道印度洋的纬向风异常有关, 但在不同的季节, 大尺度的风场配置具有显著不同的结构和形态: 例如, 在 5 月和 8 月, 低层风场的高相关区域只局限于热带印度洋; 而在 2 月、10 月等月

份, 风场的高相关区域延伸至热带太平洋, 印度洋上层环流变异与印度洋-太平洋的纬向风异常都有着密切的关系。为了探讨赤道印度洋纬向风形成的原因和机制, 以及大尺度风场产生季节性差异的原因, 下文将进一步阐述赤道印度洋纬向风产生的热力机制。

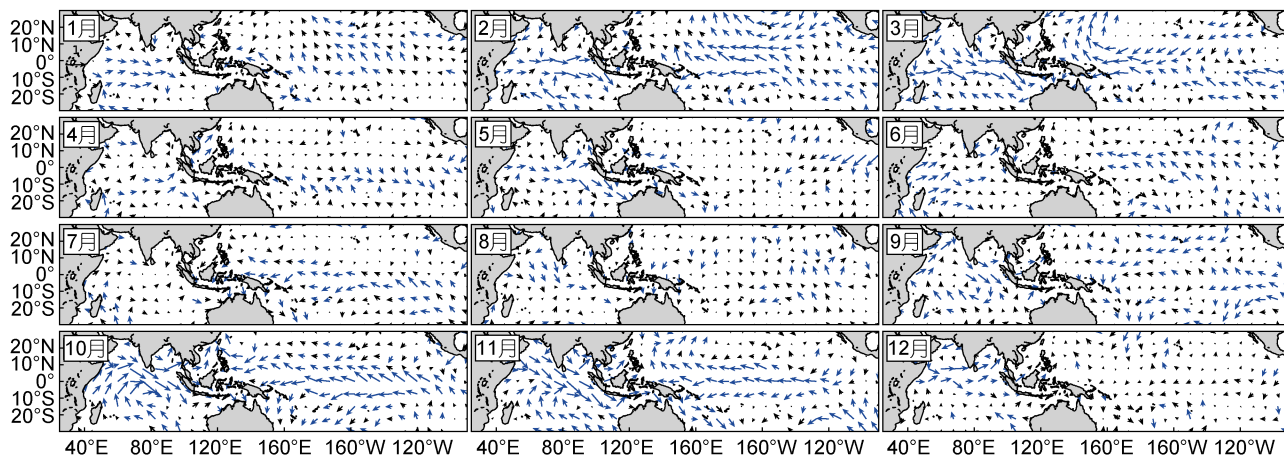


图4 850hPa 风场与印度洋上层经向流函数 EOF 第一模态时间系数的相关分布

Fig.4 The correlation coefficients between the 850 hPa wind anomaly and the first EOF principal component of the meridional stream-function in the Indian Ocean

注: 矢量表示超过 90% 信度检验

观测诊断和模式试验已证实, 在热带海洋中, 海表的热力作用是驱动海表风场的主要因素之一 (Matsuno, 1966; Gill, 1980; Wu *et al.*, 2007)。这种热强迫过程, 可以是局地的, 也可以是远程的 (He *et al.*, 2016)。因此, 为了进一步诊断赤道印度洋纬向风异常的热力成因, 需将空间区域从印度洋扩大到热带太平洋。图 5 展示了 12 个月的印度洋上层经向流函数 EOF 第一模态时间序列与热带印度洋-太平洋海温距平场的相关分布图。从图 5 可以看出, 在不同的季节, 热带印太的海温距平分布结构存在显著的差异, 这种热力结构大致可以分成三类类别。

第一类: 海温高相关区域位于太平洋, 此结构主要出现在冬末春初(1—3 月)。在这些月份, 印度洋上层经向环流异常与西北太平洋海温距平呈明显的正相关关系, 与赤道中东太平洋海温距平呈负相关关系, 两区域的海温相关系数平均可达 ± 0.5 , 在 2 月份甚至超过 ± 0.8 。这种海温配置结构使得热带太平洋出现显著的纬向热力梯度差; 相较之下, 印度洋的海表东西热力差并不明显。前人研究表明, 热带太平洋的热强迫效应可以通过大气桥和海气相互作用, 调节印度洋的动力和热力过程 (Klein *et al.*, 1999)。因此, 我们初步推断, 在这些季节, 热带太平洋的海温异常很可能通过遥强迫过程影响赤道印度洋的海表风场,

进而引起印度洋上层经向环流的变化。

第二类: 纬向热力梯度在印度洋区域更为显著, 此结构主要出现在春末夏初(5 月—6 月, 8 月)。在这些月份, 印度洋上层经向环流异常与西印度洋海温距平呈显著的负相关关系, 与东印度洋海温距平呈正相关关系, 使印度洋出现较强的纬向热力梯度差; 相对而言, 热带太平洋的纬向温度梯度差较弱。热带地区海温的水平梯度对激发大气斜压不稳定和垂直对流非常重要 (Lindzen *et al.*, 1987); He 等 (2016) 也利用模式试验验证东印度洋和西南印度洋的异常海温梯度差可以直接引起热带印度洋的区域环流。因此, 我们初步猜想, 在这些季节, 印度洋上层经向环流的变化很可能是由印度洋局地的热力强迫过程所主导。

第三类: 热带印度洋与热带太平洋区域同时出现显著的纬向热力梯度差, 此结构主要出现在秋季(10—11 月)。在这些月份, 印度洋上层经向环流异常与西北太平洋和东印度洋的海温距平呈正相关关系, 与中东太平洋和西印度洋的海温距平有显著的负相关关系, 相关系数可达 ± 0.6 。这种海温结构导致热带太平洋以及热带印度洋均出现显著的纬向热力差异; 因此, 在秋季, 印度洋上层经向环流的变化既可能受到热带太平洋异常海温的遥强迫作用, 也可能同时受到印度洋局地的热力强迫作用。

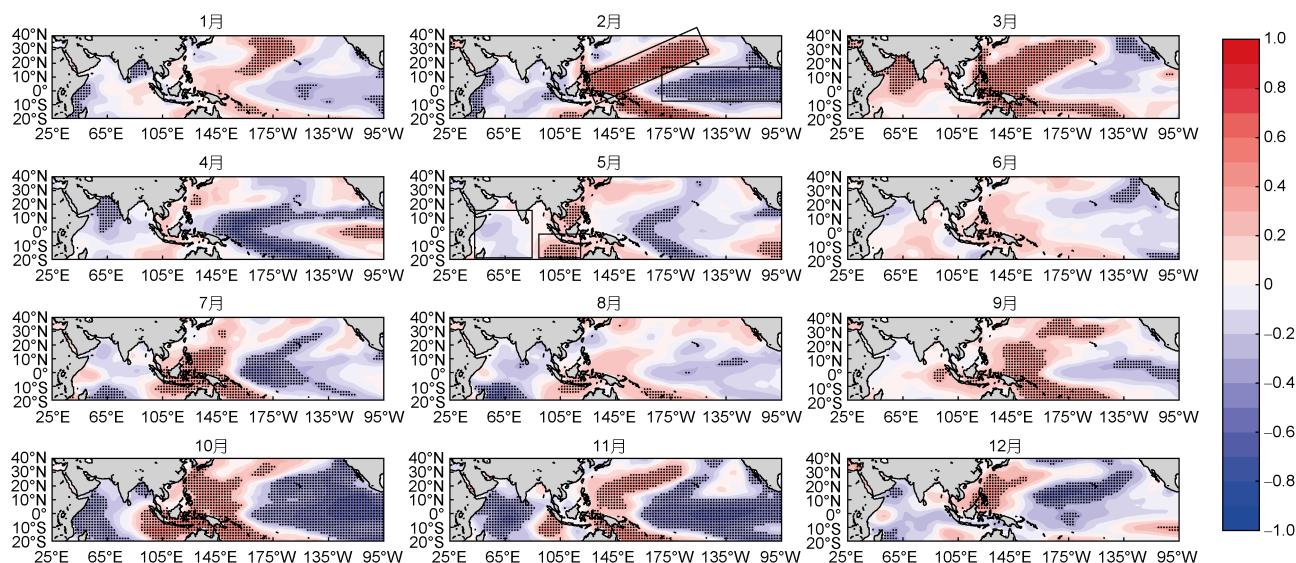


图 5 海表温度异常(sea surface temperature anomaly, SSTA)与印度洋上层经向流函数 EOF 第一模态时间系数的相关分布
Fig.5 The correlation coefficients between sea surface temperature anomaly and the first EOF principal component of the meridional stream-function in the Indian Ocean

注: 黑点表示超过 90%信度检验; 黑色方框表示海温的选取范围

4 典型案例分析

为了进一步验证上述猜想, 分析导致赤道印度洋上层环流变异的热力机制, 本章节针对上述三种类型的海温距平分布形态(图 5), 分别选取 3 月、5 月和 10 月作为典型代表月份, 对相关的动热力过程进行具体分析。首先, 定义不同海盆的热力差指数和赤道印度洋海流异常指数: 以西北太平洋的平均海温距平减去赤道中东太平洋的平均海温距平(范围如图 5, 2 月的黑框所示), 作为太平洋海温差指数(Pacific Ocean Sea Surface Temperature Anomaly, PO SSTA); 以东印度洋海温距平的平均值减去西印度洋海温距平的平均值(范围如图 5, 5 月的黑框所示), 作为印度洋海温差指数(Indian Ocean Sea Surface Temperature

Anomaly, IO SSTA); 以上层 0—30m 之间的垂直海流速度(w , 向下为正方向)距平在赤道印度洋区域(55° — 90° E, 2° S— 2° N)的平均值作为印度洋海流异常指数。图 6 展示的是 3 个典型月份中的海流异常指数和两个海盆的海温差指数。从图中可以发现, 3 月份, 赤道印度洋的垂直海流变化与太平洋热力差指数存在相关一致性, 相关系数达 0.36, 超过 90% 的信度检验; 5 月份, 赤道印度洋的垂直海流变化与印度洋热力差指数有较高的相关, 相关系数达 0.53, 超过 95% 的信度检验; 在 10 月份, 赤道印度洋的垂直海流指数与太平洋、印度洋的热力差异指数的相关分别达到 0.62 和 0.61(均超过 95% 的信度检验), 具有很好的相关关系。

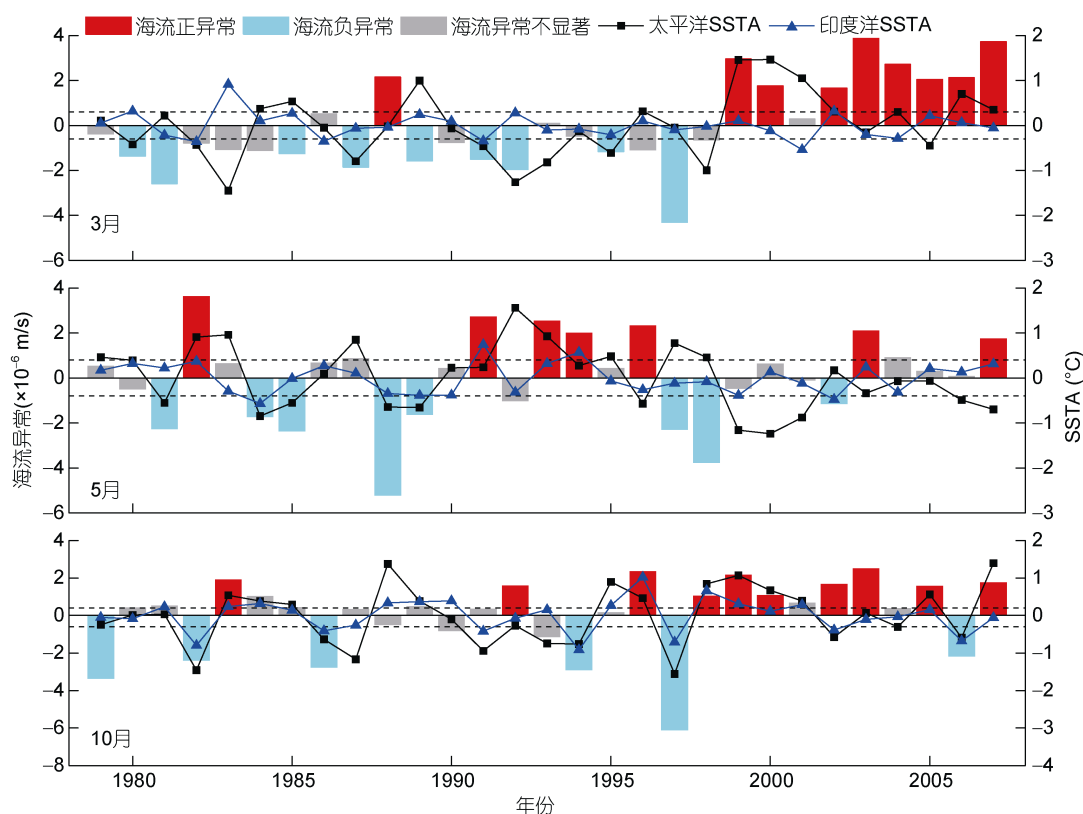


图 6 3、5、10 月印度洋 SSTA, 太平洋 SSAT 以及赤道印度洋海流异常

Fig. 6 The Indian Ocean SSTA difference index, the Pacific Ocean SSTA difference index and the vertical current index of March, May, and October

注: SSTA 表示海表面温度异常; 虚线表示定义显著异常海温的标准线, 3 月以 $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ 作为 PO SSTA 显著异常的标准, 5 月以 $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$ 作为 IO SSTA 显著异常的标准, 10 月分别以 0.2°C 和 -0.3°C 作为太平洋和印度洋海温差显著异常的标准

进一步根据上述指数选取典型的异常年份, 选取标准根据不同季节的海流垂直速度异常以及印太 SSTA 变化的振幅而定。3 月, 以 $\pm 1.2 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ 作为海流显著异常的标准, 以 $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ 作为 PO SSTA 显著异常

的标准; 5 月, 以 $\pm 1.2 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ 作为海流显著异常的标准, 以 $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$ 作为 IO SSTA 显著异常的标准; 10 月, 分别以 $+1.0 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ 和 $-1.2 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ 作为海流显著异常的标准, 以 $+0.2^{\circ}\text{C}$ 和 -0.3°C 作为太平洋和印度洋

海温差显著异常的标准。表 1 分别统计了 3 月、5 月和 10 月流场和海温场的异常年份。3 月, 在赤道印度洋海流出现异常的 18a 中, 太平洋纬向海温出现显著异常的共有 11a: 正异常年份包括 1999、2000、2002、2004、2006 和 2007 年, 负异常年份包括 1980、1987、1991、1992 和 1995 年。5 月, 赤道印度洋海流显著异常的年份共有 15a, 其中印度洋海温显著异常年份有 5a, 分别是 1991、1994 年(正异常年)和 1984、1989、

2002 年(负异常年)。10 月, 一共有 16a 在赤道印度洋出现显著的海流异常, 其中有 9a 在印-太海区均出现显著的纬向海温差: 正异常年份包括 1983、1996、1998 和 1999 年; 负异常年份包括 1982、1986、1994、1997 和 2006 年。本文将根据上述异常年份, 对常见的海气变量进行合成分析, 以讨论不同海温模态影响下的物理过程。合成方式是将正异常年的总和减去负异常年的总和, 然后求平均, 合成分析结果如图 7—图 9 所示。

表 1 3 月、5 月和 10 月, 赤道印度洋海流、印度洋和太平洋海温显著异常的年份统计
Tab.1 The abnormal years with respect to the equatorial Indian Ocean current anomaly, IO SSTA, and PO SSTA in March, May and October

3 月			5 月			10 月		
年份	Current	SST(PO)	年份	Current	SST(IO)	年份	Current	SST(PO) SST(IO)
1980	-	-	1981	-		1979	-	
1981	-		1982	+		1982	-	-
1985	-		1984	-	-	1983	+	+
1987	-	-	1985	-		1986	-	-
1988	+		1988	-		1992	+	
1989	-		1989	-	-	1994	-	-
1991	-	-	1991	+	+	1996	+	+
1992	-	-	1993	+		1997	-	-
1995	-	-	1994	+	+	1998	+	+
1997	-		1996	+		1999	+	+
1999	+	+	1997	-		2000	+	
2000	+	+	1998	-		2002	+	
2002	+	+	2002	-	-	2003	+	
2003	+		2003	+		2005	+	
2004	+	+	2007	+		2006	-	-
2005	+					2007	+	
2006	+	+						
2007	+	+						
11/18			5/15			9/16		

注: Current 代表赤道印度洋海流指数, SST(PO)代表太平洋海温指数, SST(IO)代表太平洋海温指数。“+”表示正异常年份,“-”表示负异常年份,最后一行统计列“11/18”表示在海流出现异常的 18 年里, 其中有 11 年的 SST 出现异常现象,“5/15”和“9/16”以此类推

4.1 太平洋热力遥强迫过程

图 7 展示的是 3 月份海表温度异常、大气垂直环流、风场和垂直流场异常以及海洋垂直环流的合成分布图。当太平洋海温出现显著的纬向热力差异时(图 7a), 在暖海温区域, 大气受到海表加热, 低层气压降低, 在西北太平洋形成强烈的上升运动; 在冷海温区域, 气柱冷却, 低层气流在 150°—125°W 附近形成异常的下沉运动, 因此, 在赤道太平洋形成了强烈的东西向的垂直环流异常(图 7b, 垂直方向单位为 10^{-4} Pa/s, 图 8、图 9 同)。与此同时, 伴随着赤道太平洋驱动的

直接环流, 这种热力作用在印度洋上激发了一个补充性的次级环流, 使得赤道印度洋低层在 50°—115°E 出现了明显的西风异常(图 7b 和图 7c)。在这种异常西风的进一步驱动下, 相应地, 海流在赤道印度洋形成明显的异常辐合下沉区(图 7c), 印度洋上层经向环流在南半球出现顺时针环流, 北半球出现逆时针环流(图 7d, 垂直方向单位为 10^{-4} cm/s, 图 8、图 9 同)。由此可见, 当热带太平洋出现异常的纬向热力差异时, 它可以通过激发大气次级环流, 在赤道印度洋形成异常的纬向风, 并进一步驱动海表 Ekman 流, 影

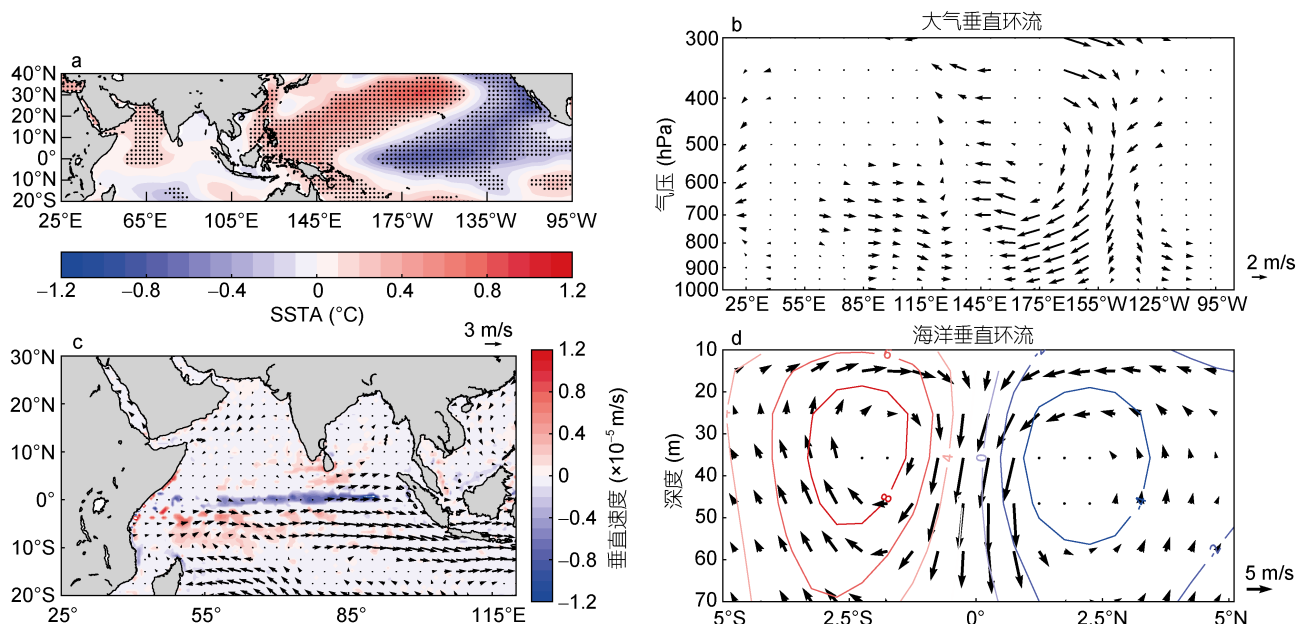


图7 3月份 SSTA(a)、赤道(0°)太平洋-印度洋大气纬向垂直环流(b)、印度洋 850hPa 风场异常和上层 0—30m 垂直流场异常(c)、热带印度洋(30°—120°E)海洋经向垂直环流(d)

Fig.7 Composite analysis for the case of March: (a) SSTA; (b) Vertical-zonal atmospheric circulation in equatorial Pacific-Indian Ocean; (c) 850hPa wind anomaly and vertical current anomaly averaged between the sea surface and 30m in Indian Ocean; (d) Vertical-meridional oceanic circulation between 30°E and 120°E

注: a 中黑点表示超过 90%信度检验; b 中矢量表示超过 90%信度检验; c 中矢量表示超过 90%信度检验的异常风场; 填色表示垂直速度 w ; d 中矢量表示超过 90%信度检验, 等值线表示对应区域的经向流函数, 红色为正值, 表示顺时针环流, 蓝色为负值, 表示逆时针环流, 单位: Sv (图 8、图 9 同)

响印度洋上层经向环流和赤道辐合辐散运动的变化。

4.2 印度洋纬向热力差异的局地强迫作用

图 8 展示的是 5 月份海表温度异常、大气垂直环流、风场和垂直流场异常以及海洋垂直环流的合成分布图。由图 8a 可见, 海温异常显著发生在印度洋, 其特征表现为东西印度洋的纬向热力梯度差。在东印度洋海水异常增温的区域, 低层大气受热膨胀上升, 使低层形成低气压; 在西印度洋海水异常降温的区域, 低层大气受冷收缩下沉, 使低层形成高压。在纬向上形成的气压差, 激发了大气的水平运动, 因此, 赤道印度洋形成了纬向的垂直环流异常(图 8b)。从图 8c 可看出, 赤道印度洋垂直环流的形成使得赤道印度洋低层在 70°—100°E 形成西风异常。由于受到赤道地区异常西风的影响, 海流在赤道印度洋形成明显的异常辐合下沉区(图 8c)。结合图 8d 可清晰地说明, 赤道印度洋存在显著的海水下沉运动, 印度洋上层经向环流在南半球存在顺时针环流, 北半球存在逆时针环流。综上, 当热带印度洋出现的纬向热力差时, 使得印度洋产生局地的大气垂直环流, 在赤道印度洋形成纬向西风异常, 从

而影响印度洋上层经向环流和表层海流的辐合辐散变化。

4.3 太平洋-印度洋热力的协同作用

图 9 展示的是 10 月份海表温度异常、大气垂直环流、风场和垂直流场异常以及海洋垂直环流的合成分布图。10 月, 太平洋与印度洋海表温度同时呈现出显著的纬向梯度差。在东印度洋和西北太平洋的暖海温区域, 低层大气受热增温, 使得在该区域产生强烈的上升气流; 在西印度洋和东太平洋的冷海温区域, 低层大气冷却, 使气流产生下沉运动。因此, 热带太平洋与热带印度洋分别形成一个纬向的垂直环流(图 9a 和图 9b)。由于两种热力强迫作用的叠加效应, 在赤道印度洋(60°—110°E)激发出显著的异常西风(图 9b 和图 9c), 在受到这种强烈的异常西风的作用下, 海流在赤道印度洋表层形成显著的异常辐合下沉区(图 9c)。从图 9d 可看出, 以赤道为中心的上层海水在垂向上形成以南半球为顺时针、北半球为逆时针的经向垂直环流结构。因此, 当赤道印度洋的异常纬向风不仅受到局地的热力强迫驱动, 且同时叠加了太平洋的纬向热力环流圈对它的

遥强迫作用时, 赤道异常纬向风增强, 并作用于海表的 Ekman 流, 令赤道印度洋地区产生显著的海水

辐合辐散异常现象, 并进一步带动上层经向环流的形成。

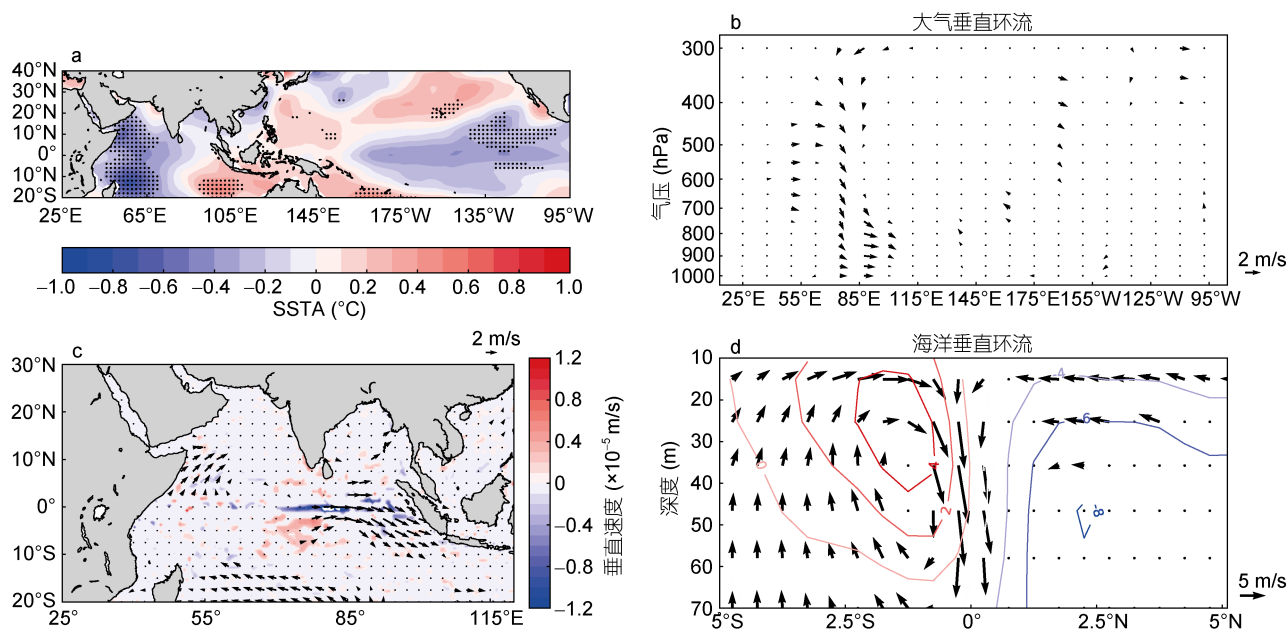


图 8 5 月份 SSTA(a)、赤道(0°)太平洋-印度洋大气纬向垂直环流(b)、印度洋 850hPa 风场异常和上层 0—30m 垂直流场异常(c)、热带印度洋(30°—120°E)海洋垂直环流(d)

Fig.8 Composite analysis for the case of May: (a) SSTA, (b) vertical-zonal atmospheric circulation in equatorial Pacific-Indian Ocean, (c) 850 hPa wind anomaly and vertical current anomaly averaged between the sea surface and 30 m in Indian Ocean, (d) vertical-meridional oceanic circulation between 30°E and 120°E

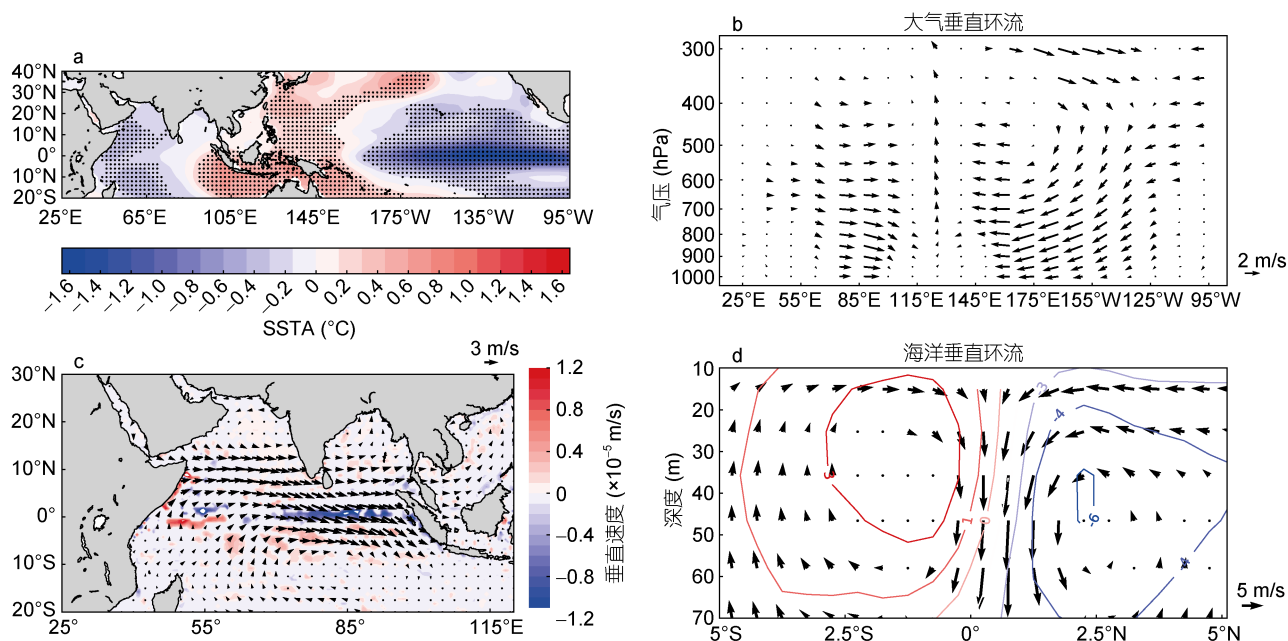


图 9 10 月份 SSTA(a)、赤道(0°)太平洋-印度洋大气纬向垂直环流(b)、印度洋 850hPa 风场异常和上层 0—30m 垂直流场异常(c)、热带印度洋(30°—120°E)海洋垂直环流(d)

Fig.9 Composite analysis for the case of October: (a) SSTA, (b) vertical-zonal atmospheric circulation in equatorial Pacific-Indian Ocean, (c) 850 hPa wind anomaly and vertical current anomaly averaged between the sea surface and 30 m in Indian Ocean, (d) vertical-meridional oceanic circulation between 30°E and 120°E

5 结论

本文利用 SODA 2.0.2 对 1979—2007 年赤道印度洋上层环流异常辐合辐散的年际变异特征进行分析, 进一步对影响赤道印度洋异常辐合辐散形成的原因及其机制作重要的补充研究工作。得出以下 3 点结论:

(1) 不同月份的热带印度洋上层经向流函数的空间分布在正(负)年间表现出结构的相似性。以正值年份为例, 在南半球, 表层海流向北流动, 在赤道地区开始下沉, 形成顺时针流动; 在北半球, 表层海流向南流动, 到赤道地区出现下沉, 形成逆时针流动。

(2) 印度洋赤道附近的低层纬向风异常通过驱动表层 Ekman 流, 使赤道上层海洋形成异常的辐合下沉运动(辐散上升运动), 因此, 纬向风异常是影响热带印度洋上层环流辐合辐散异常的主要动力因素。进一步分析引起赤道印度洋纬向风异常的原因, 发现热带印度洋和热带太平洋上的异常纬向海温差是导致赤道印度洋风场发生变化的主要因素, 但值得注意的是, 在不同的季节, 热带印度洋和太平洋的海温分布结构存在显著的差异, 所以, 影响赤道印度洋纬向风的热力作用机制是具有季节差异性的。

(3) 影响赤道印度洋纬向风的热力强迫作用具体可分为 3 种类型: 第一类是太平洋的纬向海表热力差的遥强迫作用, 通过在热带太平洋形成强烈的东西向垂直环流, 在热带印度洋地区激发出局地次级环流, 从而影响赤道印度洋低层纬向风异常的变化, 这一类型主要发生在冬末春初; 第二类是东-西赤道印度洋海表热力差导致的局地环流, 影响该地区低层纬向风异常的变化, 这一类型主要出现在春末夏初; 第三类是太平洋-印度洋纬向热力差协同作用的结果, 使赤道印度洋出现显著的低层纬向风异常, 这一类型主要在秋季较为显著。

为了分析赤道印度洋上层环流的变异特征及其成因机制, 本文分别对 12 个月的经向流函数做 EOF 分解, 但不同月份的模态之间的连续性和影响过程的关联性仍有待进一步的分析。此外, 赤道印度洋辐合辐散的年际变异主要受热带印度洋-太平洋的纬向热力差异所影响, 而且这种热力效应存在季节差异性, 这可能与两个海盆的海气耦合模态(ENSO(El Niño-Southern Oscillation), IOD(Indian Ocean Dipole))演变的季节锁相性有关(Bjerknes, 1969; Rasmusson *et al*, 1982; Klein *et al*, 1999; Saji *et al*, 1999), 具体验证仍有待进一步分析。

致谢 感谢中国科学院南海海洋研究所超算中心的支持。

参 考 文 献

- 王 毅, 崔凤娟, 2015. 赤道中印度洋上层环流结构与季节变化特征分析. 海洋与湖沼, 46(2): 241—247
- 吴国雄, 孟 文, 1998. 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, 22(4): 470—480
- Bjerknes J, 1969. Atmospheric Teleconnections from the equatorial Pacific. Monthly Weather Review, 97(3): 163—172
- Chen G X, Han W Q, Li Y L *et al*, 2015. Seasonal-to-interannual time scale dynamics of the equatorial undercurrent in the Indian Ocean. Journal of Physical Oceanography, 45(6): 1532—1553
- Chirokova G Y, 2010. Interannual variability of the Indian Ocean heat transport and its correlations with climate modes. Boulder: Doctor Dissertation of University of Colorado
- Ekman V W, 1905. On the influence of the earth's rotation on ocean-currents. Arkiv for Matematik, Astronomi och Fysik, 2(11): 52
- Gautier C, Peterson P, Jones C, 1998. Variability of air-sea interactions over the Indian Ocean derived from satellite observations. Journal of Climate, 11(8): 1859—1873
- Gill A E, 1980. Some simple solutions for heat induced tropical circulation. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 106(449): 447—462
- He Z Q, Wu R G, Wang W Q, 2016. Signals of the South China Sea summer rainfall variability in the Indian Ocean. Climate Dynamics, 46(9—10): 3181—3195
- Horii T, Mizuno K, Nagura M *et al*, 2013. Seasonal and interannual variation in the cross equatorial meridional currents observed in the eastern Indian Ocean. Journal of Geophysical Research: Oceans, 118(12): 6658—6671
- Huang K, Wang D X, Wang W Q *et al*, 2018. Multi-scale variability of the tropical Indian Ocean circulation system revealed by recent observations. Science China Earth Sciences, 61(6): 668—680
- Klein S A, Soden B J, Lau N C, 1999. Remote sea surface temperature variations during ENSO: evidence for a tropical atmospheric bridge. Journal of Climate, 12(4): 917—932
- Lee T, 2004. Decadal weakening of the shallow overturning circulation in the South Indian Ocean. Geophysical research letters, 31(18): L18305
- Lee T, Marotzke J, 1997. Inferring meridional mass and heat transports of the Indian Ocean by fitting a general circulation model to climatological data. Journal of Geophysical Research: Oceans, 102(C5): 10585—10602
- Li Y K, Chao J P, 2014. Structure of the Indian Ocean meridional overturning circulation and its relationship with the zonal wind stress. Science China Earth Sciences, 57(2): 351—358
- Lindzen R S, Nigam S, 1987. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. Journal of the Atmospheric

- Sciences, 44(17): 2418—2436
- Loschnigg J, Webster P J, 2000. A coupled ocean-atmosphere system of SST modulation for the Indian Ocean. *Journal of Climate*, 13(19): 3342—3360
- Matsuno T, 1966. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 44(1): 25—43
- Meyers G, 1996. Variation of Indonesian throughflow and the El Nino-southern oscillation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C5): 12255—12263
- Rasmusson E M, Carpenter T H, 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the southern oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, 110(5): 354—384
- Saha K, 1970. Zonal anomaly of sea surface temperature in equatorial Indian Ocean and its possible effect upon monsoon circulation. *Tellus*, 22(4): 403—409
- Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N *et al*, 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401(6751): 360—363
- Schott F A, McCreary J P, 2001. The monsoon circulation of the Indian Ocean. *Progress in Oceanography*, 51(1): 1—123
- Schott F A, Xie S P, McCreary Jr J P, 2009. Indian Ocean circulation and climate variability. *Reviews of Geophysics*, 47(1): RG1002
- Wacongne S, Pacanowski R, 1996. Seasonal heat transport in a primitive equations model of the tropical Indian Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 26(12): 2666—2699
- Webster P J, Lukas R, 1992. TOGA COARE: The coupled ocean-atmosphere response experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73(9): 1377—1416
- Webster P J, Moore A M, Loschnigg J P *et al*, 1999. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-1998. *Nature*, 401(6751): 356—360
- Wu R G, Kirtman B P, 2007. Regimes of seasonal air-sea interaction and implications for performance of forced simulations. *Climate Dynamics*, 29(4): 393—410

THE MECHANISM OF INTERANNUAL VARIABILITY OF UPPER-LAYER OCEAN CIRCULATION CONVERGENCE AND DIVERGENCE IN EQUATORIAL INDIAN OCEAN

CHEN Rui-Ying^{1, 2}, HE Zhuo-Qi^{2, 3, 4, 5}, WANG Wei-Qiang^{2, 4, 5}, GAO Guo-Ping^{1, 6}

(1. College of Marine Sciences, Shanghai Ocean University, Shanghai 201306, China; 2. State Key Laboratory of Tropical Oceanography, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China; 3. State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 4. Innovation Academy of South China Sea Ecology and Environmental Engineering, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 511458, China; 5. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Guangzhou), Guangzhou 510301, China; 6. College of Ocean Science and Engineering, Shanghai Maritime University, Shanghai 201306, China)

Abstract The upper-layer air-sea interactions in the Indian Ocean have important effects on the Indian and Pacific climate systems. At present, the climatological circulation features of the Indian Ocean have been comprehensively investigated by previous studies. However, there is still a lack of research on the interannual variability of circulation in the Indian Ocean and its seasonal differences. As well, the related mechanism is not so clear. We studied the interannual variability of the surface convergence and divergence of the equatorial Indian Ocean and its seasonal differences using the Simple Ocean Data Assimilation Reanalysis (SODA) datasets from 1979—2007. The results show that the anomalous flow in the upper Indian Ocean converge or diverge in the meridional direction centered on the equator, which is mainly formed by the Ekman flow due to the equatorial zonal wind anomaly. Further analysis indicates that the anomalous equatorial zonal wind on Indian Ocean is related to the thermal forcing process in the Pacific-Indian Ocean, and different processes show significant seasonal differences. This thermal forcing process can be divided into three types. The first type is the remote forcing caused by the sea surface zonal thermal gradient in the Pacific Ocean, mainly occurring in late winter and early spring. This zonal thermal difference regulates the Walker Circulation and induces the anomalous secondary circulation in the Indian Ocean, forming zonal wind anomaly in the corresponding lower atmosphere. The second type is the local forcing caused by the zonal thermal gradient in the surface of Indian Ocean, which arouses the local atmospheric circulation and finally leads to the zonal wind anomaly over the equatorial Indian Ocean. This type is more pronounced in late spring and early summer. The last type is the result of the combined effect of the Pacific-Indian Ocean thermal difference, which leads to anomalous zonal wind in the equatorial Indian Ocean. This type is dominant in autumn.

Key words equatorial Indian Ocean; convergence and divergence anomaly; ocean-air interaction; Indian-Pacific Ocean thermal forcing