

# 印度洋赤道潜流年际变化特征及其 与印度洋偶极子的联系\*

李俊灵<sup>1, 2, 3</sup> 徐康<sup>1, 2, 4</sup> 王卫强<sup>1, 2, 4</sup> 谢强<sup>5, 6, 7</sup>

(1. 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 广东广州 510301; 2. 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州) 广东广州 511458; 3. 中国科学院大学 北京 100049; 4. 中国科学院南海生态环境工程创新研究院 广东广州 510301; 5. 中国科学院深海科学与工程研究所 海南三亚 572000; 6. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室区域海洋动力学与数值模拟功能实验室 山东青岛 266237; 7. 中国科学院海洋大科学研究中心 山东青岛 266071)

**摘要** 印度洋赤道潜流(equatorial undercurrent, EUC)是赤道流系的重要组成部分,对印度洋物质输运和能量交换有着重要意义。基于 SODA 3.4.2 海洋再分析数据,对印度洋 EUC 的三维空间结构和年际变化特征进行分析,并揭示其年际变率与印度洋偶极子(Indian Ocean dipole, IOD)的联系。结果显示,气候态上,印度洋 EUC 出现在冬末春初(2~4月)和夏末秋初(8~10月)季节,且空间结构关于赤道呈南北对称分布,其半年周期变化是由赤道纬向东风所引起的向东的次表层压强梯度力(pressure gradient force, PGF)所驱动。年际尺度上,印度洋 EUC 的结构和强度显著受到 IOD 的调控,即 EUC 在正 IOD 期间几乎能够维持一整年,其强度春季增强、夏季减弱,再随着正 IOD 的成熟而达到最强,同时其流核中心往赤道东南稍稍偏移。动力诊断结果表明,赤道印度洋次表层向东的 PGF 是表征印度洋 EUC 年际变化的重要指标,主导了 EUC 的年际变化。因此,在 IOD 期间,风-温跃层-海表温度之间的正反馈机制通过影响印度洋次表层 PGF 进而调制了 EUC 的年际变化,同时加强(减弱)的 EUC 也将通过补偿赤道东印度洋的上升流进而维持正(负)IOD 的发展。

**关键词** 印度洋赤道潜流; 印度洋偶极子; 年际变化; 赤道纬向风异常; 纬向压强梯度力  
**中图分类号** P724.8 **doi:** 10.11693/hyhz20210600136

赤道潜流(equatorial undercurrent, EUC)是热带海域环流的重要组成部分,它自西向东,流幅狭窄(约在2°S~2°N之间),通常位于西向表层流和温跃层之间(Metcalf *et al.*, 1967; Swapna *et al.*, 2008; Iskandar *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2014; Chen *et al.*, 2015)。研究表明, EUC 的生成与赤道盛行东风所激发的次表层东向压强梯度力密切相关(Izumo, 2005)。赤道太平洋和大西洋海域常年受信风控制,因此, EUC 基本能够持续一整年(Cane, 1980; Philander *et*

*al.*, 1980; Yu *et al.*, 1999)。区别于其他大洋的信风海洋特征,印度洋受欧亚大陆上空冷暖气团的影响,形成了独特的季风气候,年平均状态下赤道风场为弱西风,缺乏持续东风的作用,故印度洋 EUC 仅出现在北半球冬-春季(2~4月)和夏-秋季(8~10月),其流核主要位于20 °C等温线附近(Reppin *et al.*, 1999; Schott *et al.*, 2001; Iskandar *et al.*, 2009; 黄科等, 2018; 郑佳喻等, 2018)。印度洋 EUC 独特的年循环变化对于维持赤道印度洋次表层质量、热量和盐度平衡具

\* 中国科学院战略性先导科技专项, XDA20060502 号; 国家自然科学基金项目, 42076020 号, 91958202 号; 中国科学院青年创新促进会人才专项, 2020340 号; 中国科学院南海海洋研究所南海新星项目, NHXX2018WL0201 号; 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州)人才团队引进重大专项, GML2019ZD0306 号; 中国科学院重点部署项目, ZDRW-XH-2019-2 号; 中国科学院南海生态环境工程创新研究院自主部署项目, ISEE2021ZD01 号; 热带海洋环境国家重点实验室(中国科学院南海海洋研究所)自主研究项目, LTOZZ2101 号。李俊灵, 博士研究生, E-mail: lijunling@scsio.ac.cn

通信作者: 徐康, 研究员, 硕士生导师, E-mail: xukang@scsio.ac.cn

收稿日期: 2021-06-15, 收修改稿日期: 2021-07-25

有重要的作用。

有关赤道印度洋纬向流的早期研究多集中于表层流,即 Wyrski 急流(Wyrski, 1973; McPhaden *et al.*, 2014),对 Wyrski 急流之下的 EUC 研究却很少。Knauss 等(1964)根据锚系观测结果首次发现 1963 年 3~4 月印度洋 EUC 的存在,从西到东其最大速度从 0.27 m/s 提升至 0.81 m/s,但 8 月却并没有观测到向东的 EUC。Swallow (1964)随后也发现 1964 年 3~6 月在赤道中印度洋(58°~67.3°E)存在一支与太平洋强度相当的 EUC,其最大流速达到 1.2 m/s 以上。此后,依据赤道附近不同位置的锚系观测也证实了印度洋冬-春季盛行东向 EUC 的存在(Knox, 1974, 1976; Reverdin, 1987; Schott *et al.*, 1997; Reppin *et al.*, 1999; Sengupta *et al.*, 2007),同时 Leetmaa 等(1980)揭示 EUC 的核心处于 55.5°E,赤道附近(3°S~2°N)。早期大部分研究仅观测到冬-春季印度洋 EUC 的存在,然而近年来海洋学家发现 EUC 也会出现在夏末初秋季节。Bruce(1973)于 1964 年 8 月末在赤道西印度洋观测到 EUC,其核心位置处于 75 m 左右。Reppin 等(1999)发现 1994 年出现两次 EUC,第一次出现于 2~5 月的 50~150 m 深度上,第二次出现在随后的 8 月份,但它所处深度较冬-春季较浅且输运较小,该研究还揭示 1994 年 EUC 主要是由于东风异常所驱动的向东压强梯度力所致。Iskandar 等(2009)根据赤道东印度洋单个锚系潜标(0°, 90°E)6 年的数据发现,次表层(90~170 m 平均)纬向流呈现出显著的半年周期变化,即春季和秋季向东流动,且认为印度洋 EUC 显著年循环主要取决于风场和压强梯度力的变化,同时也与赤道波动密切相关:冬-春季 EUC 主要与冬季风盛行时东风异常所激发的赤道上升 Kelvin 波有关,而夏-秋季则是东风异常所驱动的赤道 Kelvin 波和东边界反射的下沉 Rossby 波的协同作用。Chen 等(2015)则认为,赤道纬向风激发出的 Kelvin 波和 Rossby 波是赤道印度洋西海盆 EUC 产生的直接原因,而对于中东海盆 EUC 的产生,东边界反射的 Rossby 波起到了决定性的作用。

近年来,印度洋赤道环流动力学受到海洋学家们的广泛关注,尤其是印度洋偶极子(Indian Ocean dipole, IOD)对赤道环流的影响。作为热带印度洋年际变化的主要模态,IOD对印度洋区域甚至全球气候变化都有重要影响(Saji *et al.*, 1999, 2003; Rao *et al.*, 2004; Luo *et al.*, 2007; Hashizume *et al.*, 2013)。正IOD事件期间,赤道东风异常,苏门答腊和爪哇岛沿岸东南风异

常,使得其海表面高度、海表温度和降水明显低于气候态平均值,而负IOD事件则反之(Saji *et al.*, 1999; Webster *et al.*, 1999; Cai *et al.*, 2011, 2014)。前人基于现场观测数据发现 1994 年和 2006 年秋季较强的 EUC 均伴随着强正 IOD 事件的发生(Reppin *et al.*, 1999; Iskandar *et al.*, 2009)。正 IOD 事件通常伴随着赤道强东风异常,使得赤道印度洋表层流减弱或甚至转向,直接导致 Wyrski 急流减弱(Gnanaseelan *et al.*, 2012)。Nagura 等(2008)利用观测和卫星数据研究发现,1993~1994 和 2004~2006 年赤道印度洋流系在正 IOD 事件期间的变化与印度洋表层风、温跃层深度、东西压强梯度等变化均呈较好的线性关系。Iskandar 等(2009)利用 2000 年 12 月至 2006 年 11 月期间的 ADCP 数据研究印度洋 EUC 的年际变化发现,赤道印度洋强东风异常是秋-冬季 EUC 形成的主要动力来源,并指出 2003 年秋季赤道西风异常削弱了向东的压强梯度力,进而导致 EUC 的缺席。

由于赤道印度洋海域现场观测资料的稀缺,海洋学家常常利用一系列海洋数值模式来研究印度洋 EUC。Anderson 等(1993)通过海洋环流模式重现冬-春季节 EUC 及其年际变化特征。Han 等(2004)通过数值实验成功模拟出 1994 年冬末初春和夏末初秋的两 EUC 过程,并强调正 IOD 期间赤道东风异常是引起西向表层流和东向 EUC 的主要原因,使得 EUC 在 8 月形成并持续至 12 月,这种异常东风驱动机制类似于太平洋和大西洋 EUC 的成因。该研究还表明 IOD 和印度夏季风共同作用对夏末初秋 EUC 的建立和增强有着重要影响:即正 IOD 事件期间,强化的夏季风导致赤道以南的东风应力异常被非线性放大,使得苏门答腊-爪哇岛沿岸上升流增强,进而倾斜了赤道印度洋温跃层,最终增强纬向压强梯度力,从而驱动 EUC 异常(Swapna *et al.*, 2008; Krishnan *et al.*, 2009)。Nyadjro 等(2014)随后基于海洋再分析数据 ECMWF-ORAS4,阐述并验证了赤道印度洋表层风应力、温跃层中的压强梯度力和次表层纬向流三者之间的关系在 IOD 调制下的变化。

尽管前人已经在印度洋 EUC 的变化及其成因等方面取得了一些研究进展,但印度洋 EUC 的研究明显滞后于太平洋和大西洋海域,尤其是印度洋 EUC 的三维空间结构、季节-年际变化特征及其关键影响因素尚未得到系统探索。此外,正 IOD 期间苏门答腊岛-爪哇岛沿岸东南风异常直接增强热带东南印度洋上升流,并使得温跃层抬升,进而冷却局地海表面温

度(sea surface temperature, SST; Feng *et al*, 2003; Horii *et al*, 2011; Zhang *et al*, 2014)。然而, 位于温跃层中的 EUC, 是如何受到该反馈过程的调制作用以及是否通过影响上升流来冷却 SST 等尚未得到证实。为此, 本文试图通过资料分析和动力诊断来细致刻画印度洋 EUC 的三维空间结构及其相关的年际驱动机制, 进而重点探讨 IOD 影响印度洋 EUC 年际变化的可能机理。

## 1 资料与方法

### 1.1 资料

本文所用的主要资料包括: 美国马里兰大学和德州农工大学合作开发的1980年1月至2017年12月全球简单海洋数据同化系统3.4.2版(simple ocean data assimilation, SODA 3.4.2; Carton *et al*, 2008)逐月再分析数据集, 其水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ , 经纬度范围是 $0.25^\circ \sim 359.75^\circ \text{E}$ ,  $74.75^\circ \text{S} \sim 89.75^\circ \text{N}$ , 垂直方向分为不等间距50层。该数据集提供的变量信息包括海温、盐度、三维海流流速、海表风应力和海表面高度资料; 英国气象局哈德莱中心(Met Office Hadley Centre)提供的1980年1月至2017年12月逐月海表温度HadISST (Hadley center global sea ice and sea surface temperature, HadISST)数据集, 水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$  (Rayner *et al*, 2003)。本文使用的印度洋偶极子指数(dipole mode index, DMI)是根据Saji等(1999)定义的热带西印度洋( $10^\circ \text{S} \sim 10^\circ \text{N}$ ,  $50^\circ \sim 70^\circ \text{E}$ )与东南印度洋( $10^\circ \text{S} \sim 0^\circ$ ,  $90^\circ \sim 110^\circ \text{E}$ )的海表温度距平之差计算得到。本文所用各个变量距平是指偏离1980~2017年平均气候态的量值。

### 1.2 方法

印度洋 EUC 主要由赤道东风激发出的东向压强梯度力所驱动(Cane, 1980; Philander *et al*, 1980)。因此, 这里先给出上层赤道印度洋纬向动量平衡方程:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - f v \\ & = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left( A \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \nabla \cdot (K \nabla u), \end{aligned} \quad (1)$$

其中,  $u$ ,  $v$ ,  $w$ 分别是纬向, 经向和垂向速度;  $p$ ,  $\rho$ ,  $f$ 分别为压强, 密度和科氏参数;  $A$ 和 $K$ 分别表示垂向涡动粘性系数和水平涡动黏滞系数;  $\nabla$ 为水平梯度项。赤道地区科氏力忽略不计, 则有 $f=0$ , 虽然方程(1)中非线性项作用也十分重要, 但资料限制了我们的计算平流项和水平耗散项; 再者, 前人已发现赤道印度洋上

层动量方程满足线性关系, 即局地加速度 $\partial u / \partial t$ 、纬向压力梯度项和垂向混合项达到平衡(Senan *et al*, 2003; Nagura *et al*, 2008)。因此, 方程(1)可以进行线性化:

$$\frac{\partial u}{\partial t} \approx -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left( A \frac{\partial u}{\partial z} \right), \quad (2)$$

根据前人计算得知次表层垂向混合项较小(Nagura *et al*, 2008; Iskandar *et al*, 2009), 所以方程(2)再次简化成:

$$\frac{\partial u}{\partial t} \approx -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (3)$$

即在次表层中局地纬向加速度项与纬向压强梯度力项相平衡。有关太平洋和大西洋EUC的大量研究结果表明, 温跃层深度对纬向风的响应变化是次表层纬向压强梯度力建立的最主要动力因素(Philander, 1973; Philander *et al*, 1980; McPhaden, 1986; Seidel *et al*, 1999; Izumo, 2005)。类似地, 印度洋次表层纬向压强梯度力项和局地加速度项同样存在显著相关关系(图略), 相关系数可达0.50, 说明印度洋仍然满足这种线性关系。基于Nagura等(2008)和Iskandar等(2009)的研究结果, 本文直接利用 $75.5^\circ \sim 85.5^\circ \text{E}$ 的赤道印度洋次表层( $2^\circ \text{S} \sim 2^\circ \text{N}$ ,  $70 \sim 160 \text{ m}$ 平均)压强之差表征次表层纬向压强梯度力(pressure gradient force, PGF), 同时该区域也是EUC年际变率较为显著的区域。

结合气候态春季和秋季EUC的分布特征(图1), 本文选择 $70 \sim 160 \text{ m}$ 为印度洋EUC的深度范围。此外, 本文还将采用相关分析和线性回归等统计方法。由于本文研究时段为1980~2017年, 根据相关系数检验表可知, 当相关系数大于0.31时, 回归系数便通过95%显著性检验。本文主要关注印度洋EUC的年际变化, 因此所有数据在诊断前均进行了3个月滑动平均来消除季节内信号的影响。

## 2 印度洋 EUC 气候态空间结构特征

首先, 本文的目的之一是细致具体地刻画气候态 EUC 的三维空间结构特征。Iskandar 等(2009)曾利用流速剖面仪(acoustic doppler current profiler, ADCP)现场观测数据发现赤道东印度洋次表层纬向流呈现明显的准半年周期变化, 即春秋季节才有东向的 EUC。然而需要注意的是, 表层 Wyrтки 急流向下延伸所形成的次表层较浅深度的东向流并不能称为 EUC, 只有位于向西的表层流或者弱的东向表层流之下的次表层东向流动才能称之为 EUC。基于 SODA 3.4.2 再分析数据, 图 1 给出的是赤道印度洋( $60^\circ \sim 90^\circ \text{E}$ ,

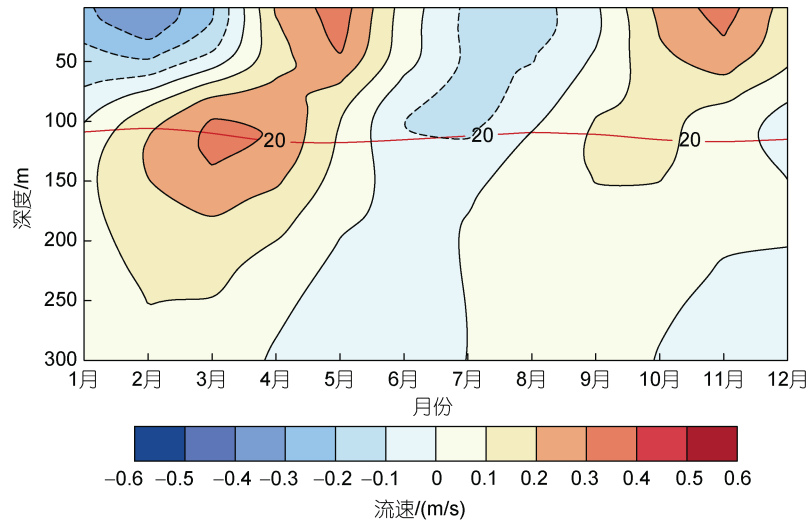


图 1 1980~2017 年气候态赤道印度洋(60°~90°E, 1.5°S~1.5°N)平均纬向流的年循环演变

Fig.1 Annual cycle of climatological zonal current in the equatorial Indian Ocean (60°~90°E, 1.5°S~1.5°N) during 1980~2017  
注: 红色实线表示赤道印度洋 20 °C 等温线深度

1.5°S~1.5°N)纬向流的气候态逐月演变特征。整体而言, SODA 3.4.2 数据基本能够刻画出赤道印度洋表层流和 EUC 随季节变化而发生方向逆转的特征。其中, EUC 分别于冬末春初(2~4 月)和夏末秋初(8~10 月)出现在温跃层(20 °C 等深线)附近。冬春季节 EUC 的垂直范围更广, 深度可达 250 m, 其核心位于 110 m, 最大流速可达 0.33 m/s; 夏末初秋 EUC 则被限制于垂直范围更小的区域内, 其核心虽仍位于 110 m, 但 EUC 强度却明显弱于冬春季节(图 1)。

为了更清晰地刻画气候态 EUC 的发展与消亡过程, 图 2 给出了气候态赤道印度洋次表层(70~160 m 平均)流场的逐月分布特征。如图 2 所示, 赤道印度洋 EUC 首先出现在 2 月, 主要分布于 2°S~2°N, 纬向上几乎横跨整个赤道印度洋; 3 月, EUC 强度逐渐加强, 东向流速增大, 经向宽度变宽, 中心位于 70°E 附近, 其最大流速可达 0.5 m/s; 4 月, EUC 虽仍横跨整个赤道印度洋, 但其强度有所减弱; 5 月, 由于表层 Wyrтки 急流迅速发展, EUC 逐渐减弱西撤; 6~8 月, 赤道印度洋次表层主要受到西向流的控制; 9 月, EUC 重新出现, 但与冬末春初 EUC 相比, 其强度明显偏弱且并未横跨整个赤道印度洋, 仅出现在赤道西印度洋海域(2°S~2°N, 50°~75°E); 10 月, EUC 稍有加强, 并向东延伸至 95°E; 11~12 月, EUC 逐渐消失, 赤道印度洋呈现较弱的西向流(图 2)。

气候平均意义下, 印度洋 EUC 呈现出明显的半年周期变化, 即分别在冬末春初(2~4 月)和夏末秋初(8~10 月)出现。为了进一步剖析印度洋 EUC 三维空

间结构特征, 图 3 给出了 55°~90°E 纬向平均的印度洋纬向流在冬末春初(2~4 月)和夏末秋初(8~10 月)的纬度-深度分布图。冬末春初季节, 赤道印度洋 EUC 位于表层 Wyrтки 急流之下大约 50~300 m 的深度上, 其核心位于 120 m, 流速可达 0.5 m/s; 在经向上, EUC 主要位于 2°S~2°N, 并且关于赤道呈对称分布(图 3a)。同样地, 在夏末秋初季节, 弱的 Wyrтки 急流之下也会出现印度洋 EUC。与冬末春初相比, 秋季赤道印度洋纬向流明显减弱, 西向表层流几乎可以忽略, 位于其下方且关于赤道南北对称的 EUC 亦较春季范围缩小且强度减弱, 其核心流速仅为 0.15 m/s(图 3b)。

在印度洋, 类似于赤道表层 Wyrтки 急流的半年周期变化, 位于次表层的 EUC 也呈现出半年周期, 常常发生在表层 Wyrтки 急流出现之前, 即冬末春初和夏末秋初两个季节, 且均关于赤道对称分布。许多学者认为印度洋 EUC 的形成与印度洋赤道纬向东风密切相关(Nagura *et al*, 2008; Swapna *et al*, 2008; Zhang *et al*, 2014), 而表层 Wyrтки 急流出现和增强则是 EUC 消亡的主要原因(Iskandar *et al*, 2009)。综上所述, 从气候态而言, 冬季赤道印度洋东风引起表层海水在西印度洋堆积, 使得温跃层西低东高, 进而在次表层激发出向东的压强梯度力, 最终导致冬末春初 EUC 的形成与发展(图 1~3); 随着 4~5 月份表层 Wyrтки 急流出现并增强, EUC 随即消亡。夏季风盛行时, 赤道印度洋东风重现, 即在夏末秋初再次形成 EUC, 但强度和范围明显弱于冬末春初时, 之后随着表层 Wyrтки 急流的重现而消失(图 1~3)。

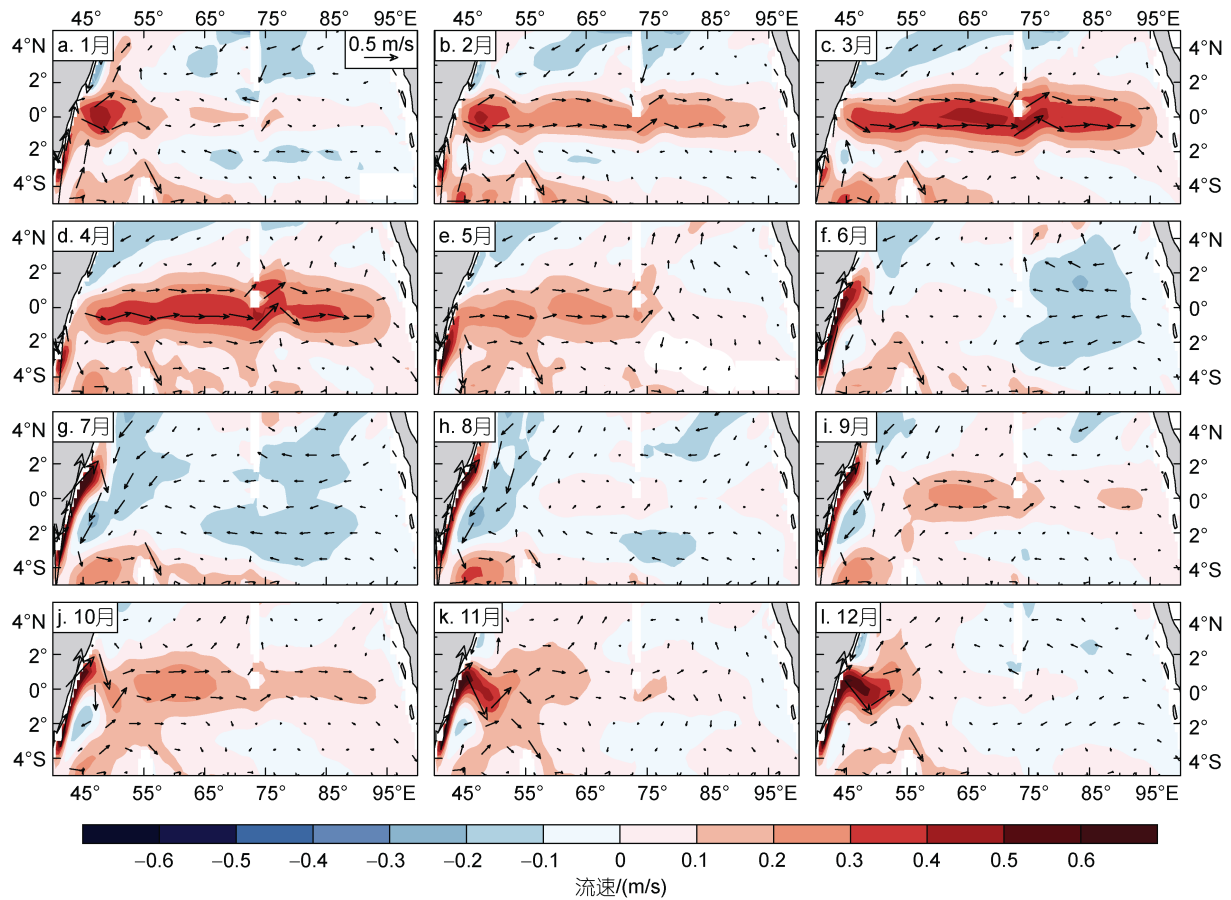


图2 气候态逐月平均的赤道印度洋次表层(70~160 m 平均)流场分布

Fig.2 Climatological spatial structures of the monthly subsurface currents (vectors, m/s) and zonal current (shade, m/s) averaged from 70 to 160 m in the equatorial Indian Ocean  
注: 矢量箭头表示流场; 阴影是纬向流流速

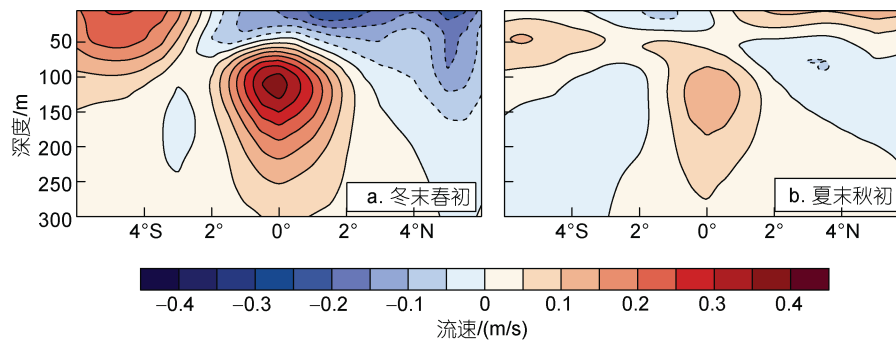


图3 气候态冬末春初季节(a, 2~4 月平均)和夏末秋初季节(b, 8~10 月平均)赤道印度洋(55°~90°E 平均)纬向流分布

Fig.3 Climatological depth-latitude profiles of the equatorial Indian Ocean zonal current averaged from 55°E to 90°E for the late winter and early spring (a, February to April) and the late summer and early autumn (b, August to October)

### 3 印度洋 EUC 的年际变化特征

#### 3.1 IOD 影响下的印度洋 EUC 年际变化

EUC 的年际变化是印度洋显著的年际变率特征之一, 受印度洋年际尺度海气耦合模态的影响。其中, 夏末秋初 EUC 的强度及所在范围变化最为明显

(Thompson *et al.*, 2006; Zhang *et al.*, 2014; Chen *et al.*, 2015; Sachidanandan *et al.*, 2017; Gnanaseelan *et al.*, 2018)。前人研究表明, IOD 作为印度洋年际尺度海气耦合的主要模态, 显著影响印度洋环流的变化 (Vinayachandran *et al.*, 1999, 2007; Grodsky *et al.*, 2001; Han *et al.*, 2004; Nagura *et al.*, 2010; Gnanaseelan *et al.*,

2012)。图 4 给出了 1980~2017 年期间正 IOD 事件的时间演变特征及其它们的合成结果。如图 4 所示, 正 IOD 事件的持续时间及其成熟位相出现的时间均存在较大差异。基于 Du 等(2013)的定义方法, 1997 和 2006 属于正常型 IOD, 即 9~11 月达到成熟位相; 1983 和 2010 属于早熟型 IOD, 即成熟位相早于正常型 IOD, 发生在 6~8 月, 其强度较弱, 生命周期较短; 1982, 1994 和 2015 属于延长型 IOD, 即春季形成, 夏季继续发展, 秋季 9~11 月成熟。合成结果表明, DMI 指数在 3 月由负转正, 即热带印度洋纬向偶极子海温异常形成, 赤道东风异常开始出现, 5 月 IOD 继续发展, 并于 9 月达到峰值, 随后逐渐消亡。Anil 等(2016)揭示了不同类型 IOD 对印度夏季季风降水的作用, 并强调早熟型 IOD 强度虽较弱但仍能显著增强印度洋夏季风。由于 EUC 显著受到赤道纬向风以及温跃层倾斜的影响, 可以推测 IOD 在其形成、发展和成熟过程中伴随的赤道东风异常将会对 EUC 年际变化有着重要影响。因此, 本文将重点探讨 IOD 对印度洋 EUC 年际变化的影响, 尤其是 IOD 成熟位相的秋季。

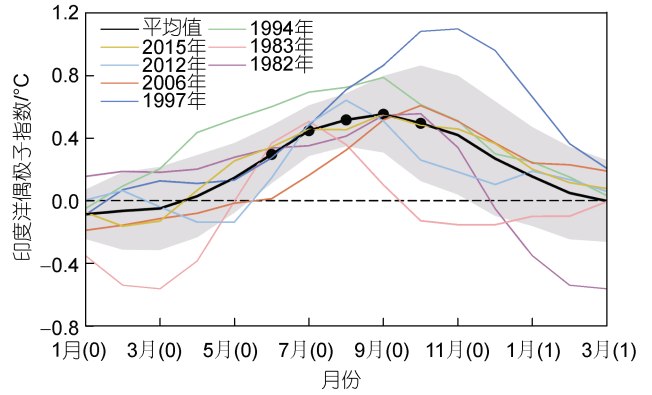


图 4 1980~2017 年期间正印度洋偶极子(Indian Ocean dipole, IOD)事件偶极子指数(dipole mode index, DMI; 单位: °C)时间演变(彩色曲线)及其平均结果(黑色曲线)  
 Fig.4 Evolutions of the DMI (unit: °C) for the positive IOD events (color curves) during 1980~2017 and their corresponding mean(black curve)  
 注: 图中灰色阴影表示合成结果的离散程度; 实心黑点表示合成结果通过 95%显著性检验; 横坐标中的 0 表示发生当年, 1 表示下一年

图 5 给出了 1980~2017 年秋季 DMI 指数与次表层逐月流场异常的回归演变。由图 5 可见, 赤道中印

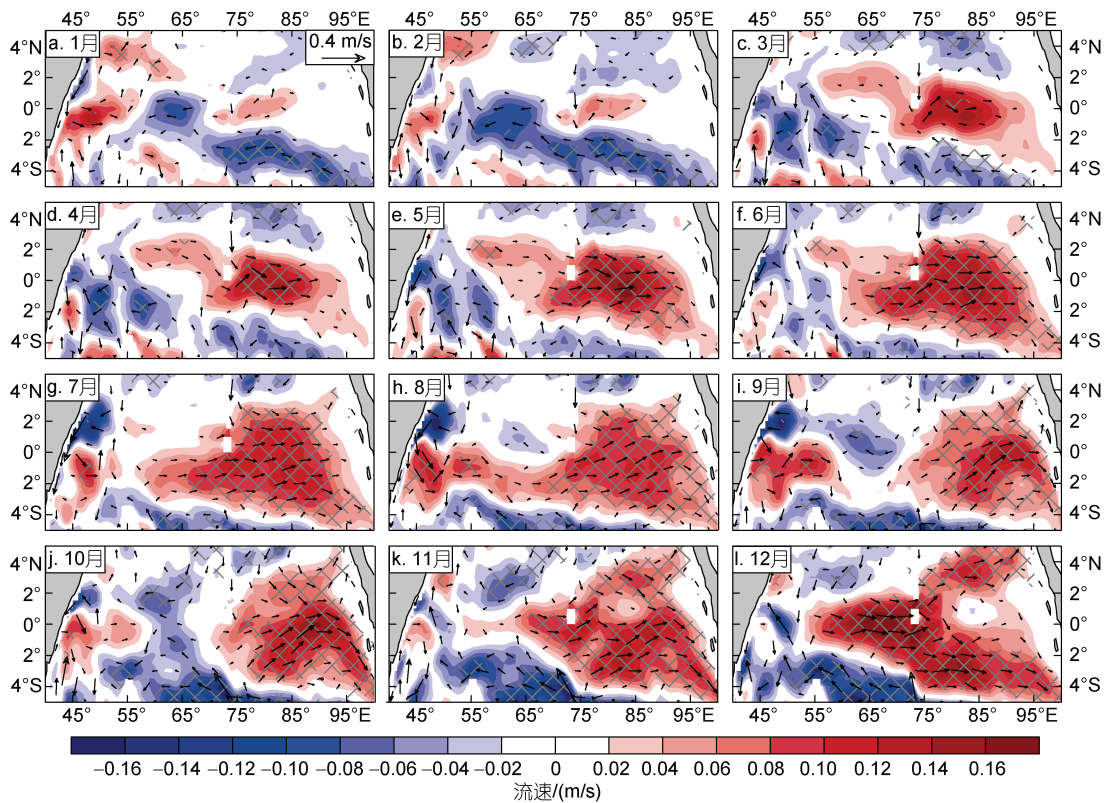


图 5 1980~2017 年秋季 DMI 指数与逐月赤道印度洋次表层(70~160 m 平均)流场异常的回归分布

Fig.5 Monthly subsurface current anomalies averaged between 70~160 m in the equatorial Indian Ocean regressed onto the autumn DMI index during 1980~2017

注: 矢量箭头表示次表层流场通过 95%显著性检验的区域; 阴影为纬向流异常值; 灰色叉号表示纬向流通过 95%显著性的区域

度洋在 2~3 月份就出现一支很弱的 EUC, 其最大流速仅为 0.06 m/s 左右; 随后 4~6 月, EUC 逐渐发展, 其流速和纬向范围均不断增大; 最大流速异常达到 0.15 m/s, 同时流速中心略微东移但始终位于 75°~85°E; 7~8 月, EUC 有所减弱, 但流速仍向东, 这与气候态夏季次表层西向流有明显的差异; 秋季(9~11 月), EUC 又逐渐增强, 其核心区域主要聚集于赤道东印度洋(70°E 以东海域); 12 月, EUC 明显加强且西撤。

为了进一步探讨 IOD 如何调制印度洋 EUC 在年际尺度上的变化特征, 图 6 给出了秋季 DMI 指数回归到逐月赤道印度洋(1.5°S~1.5°N)纬向流异常的经度-深度剖面分布图。从垂直剖面来看, 1~3 月次表层存在一支相对较弱的 EUC, 其强度逐渐增强, 深度略有抬升趋势; 4~5 月, 此趋势一直维持, 在此过程中 EUC 的流速最大值中心不断东移; 6 月 EUC 强度达到

最大, 其中心位于 80°E, 120 m 处, 其东向流速异常可达 0.2 m/s; 7~8 月 EUC 有所减弱, 但 9 月又逐渐加强; 直至 11 月, EUC 流核东移至 90°E 附近; 12 月 EUC 逐渐向西撤, 但强度仍在增强, EUC 最大值中心位于 75°E, 100 m 的范围内, 流核处最大流速异常 0.25 m/s(图 6)。值得注意的是, IOD 成熟期间, EUC 中心始终位于 100 m 以浅深度。图 5 和图 6 给出的均是 EUC 年际异常信号, 很难反映出 EUC 真实流场的变化。因此, 我们也选取了正 IOD 年(1982, 1994, 1997 和 2006 年)进行赤道印度洋赤道纬向流的合成分析(图略), 结果发现原始纬向流场与异常场较为一致: 春季增强, 夏季减弱, 秋季再次增强, 即正 IOD 年东向的 EUC 能够维持一整年。定量估算正 IOD 年 EUC 体积输运量同样证实, 虽夏季东向 EUC 较弱, 但其输运量仍为正值( $1.6 \times 10^6$  m/s)。

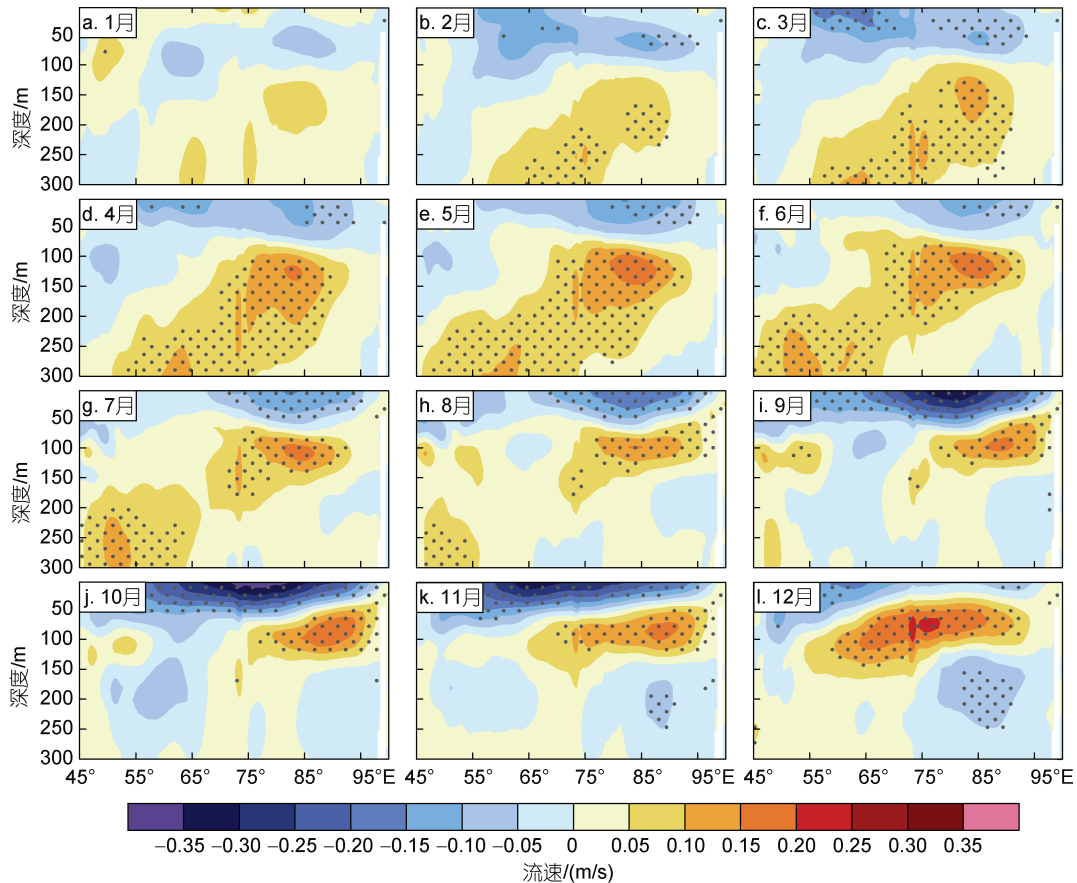


图 6 1980~2017 年秋季 DMI 指数与逐月赤道(1.5°S~1.5°N)平均的印度洋纬向流异常的回归分布

Fig.6 Monthly depth-longitude sections of the zonal current anomalies (shading) at the Indian Ocean equator between 1.5°S and 1.5°N regressed onto the autumn DMI index during the period of 1980~2017

注: 阴影为纬向流异常; 黑色点表示纬向流通过 95%显著性检验的区域

经向上, 季节平均的 EUC 经度-深度结构分布(图 7)也发生了变化。年际尺度上, 春季 EUC 核心位于赤

道 150 m 附近, 随着赤道异常东风增强, 西向表层流和 EUC 均逐渐增强(图 7a); 夏季 EUC 强度稍有减弱,

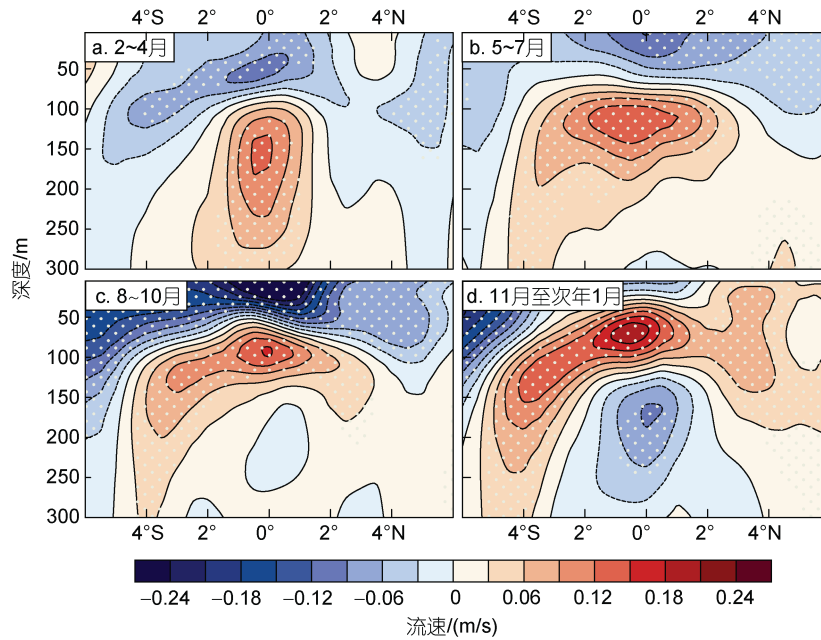


图7 1980~2017年秋季DMI指数与春季(a, 2~4月), 夏季(b, 5~7月), 秋季(c, 8~10月)和冬季(d, 11月至次年1月)赤道印度洋(75°~95°E平均)纬向流异常的回归分布

Fig.7 Seasonal depth-longitude sections of the zonal current anomalies averaged from 75°E to 95°E regressed onto the autumn DMI index during 1980~2017

注: 阴影表示纬向流异常; 白色点区域表示纬向流通过 95%显著性检验的区域

而深度逐渐抬升(图 7b); 秋季 EUC 逐渐增强且流核继续抬升(图 7c); 冬季 EUC 强度达到最强(流速异常可达 0.2 m/s), 最大流速位于 1.5°S, 100 m 以浅位置(图 7d)。与气候态不同的是, 由于 IOD 的影响, EUC 结构并不关于赤道对称分布, 而是向赤道以南稍有偏转, 这也是印度洋受到 IOD 调制过程中呈现出的显著特征之一。

综上, IOD 能够显著影响印度洋 EUC 的年际变化, 尤其对秋季 EUC 的结构和强度有明显的调控作用。具体而言, 气候态 EUC 一般出现在春季和秋季, 而 IOD 影响下的 EUC 几乎能维持一整年, 但夏季强度明显减弱, IOD 期间, EUC 强度显著增强, 尤其是 IOD 成熟位相, IOD 影响下 EUC 强度于 12 月达到最强, 与气候态相比, EUC 水平空间位置和垂直深度的年际变化更为明显, 尤其是 IOD 盛期的秋季。EUC 明显向热带东南印度洋偏移, 导致其流核中心关于赤道非对称分布, 该海域是 IOD 期间海气相互作用最为剧烈的区域。因此, 可以推测 EUC 的年际变化可能与 IOD 形成与发展过程中有关的海气耦合机制密切联系。

### 3.2 EUC 年际变异的可能物理机制

受 IOD 影响, 印度洋 EUC 呈现出显著的年际变化, 主要表现为 EUC 几乎持续一整年, 强度也显

著增强。前文已经提到 EUC 的形成与次表层 PGF 密切相关, 那么 IOD 影响下的赤道印度洋 PGF 又是如何响应呢? 图 8 给出了秋季 DMI 指数与赤道印度洋次表层 PGF 的逐月回归分布。由图可知, 逐月 DMI 的强度(绿色曲线)存在明显的年际变化信号, 其中 8~11 月 DMI 的年际变化最为显著, 8~11 月为 IOD 事件的盛期。除了 1 月, 赤道印度洋次表层 PGF 在其他月份均呈现为正值, 即压强梯度力向东。在 IOD 的影响下, 印度洋次表层向东的 PGF 呈现双峰结构: PGF 在 5 月第一次达到峰值, 随后逐渐减小, 直至 7 月 PGF 达到最小正值后逐渐增强, 10 月则达到第二个峰值, 11 月后 PGF 有所减弱。很显然, 赤道印度洋次表层 PGF 除 1 月以外始终为正值(图 6), 直接导致 IOD 影响下的 EUC 几乎维持一整年(图 8); 年际尺度上, EUC 强度春、秋两季增强的特征刚好对应赤道印度洋次表层 PGF 年际变化的双峰结构, 而 EUC 强度夏季有所减弱也对应着印度洋次表层东向 PGF 的衰减。同时, IOD 盛期印度洋 EUC 显著加强, 这亦对应着第二次 PGF 峰值明显大于第一次。因此, 赤道印度洋次表层向东的 PGF 主导了 EUC 的年际变化, 同时也是表征印度洋 EUC 强度的有效指标。



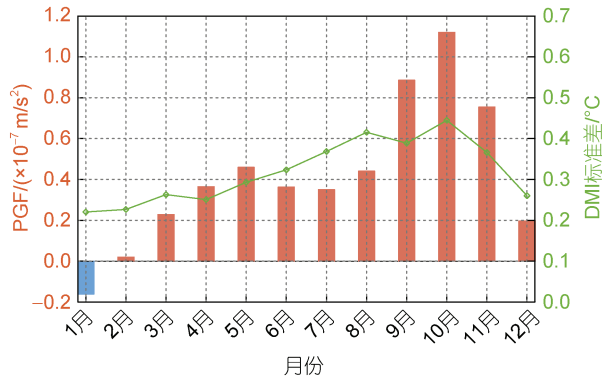


图 8 1980~2017 年秋季 DMI 指数与逐月赤道平均 (2°S~2°N) 印度洋次表层纬向压强梯度力 (PGF) 的回归分布  
Fig.8 Monthly subsurface zonal pressure gradient force (PGF, bars) along the equator between 2°S and 2°N regressed onto the autumn DMI index during 1980~2017  
注: PGF 值(直方图)表示是赤道印度洋次表层 75.5°~85.5°E 的压力梯度差; 绿色曲线表示 DMI 的标准差

赤道印度洋表层东风通过激发次表层向东的 PGF 来驱动 EUC 的生成。由于 IOD 的影响, EUC 强度和结构发生了明显的变化, 这也说明 EUC 与 IOD 形成发展中的海气耦合过程(例如, Bjerknes 正反馈过程)密不可分。因此, 本文以 IOD 盛期秋季为例, 进一步探究影响 EUC 显著增强的具体物理过程。图 9 所示的是 1980~2017 年秋季 DMI 指数与秋季表层风应力、SST 和次表层纬向流异常的回归分布。从表层风应力场看, 热带东南印度洋苏门答腊岛沿岸盛行东南风异常, 同时赤道盛行东风异常, SST 异常场对应的是典型的偶极子分布, 即热带东印度洋 SST 冷异常, 热带西印度洋 SST 暖异常(图 9)。此时 EUC 的流核中心位于赤道印度洋中东部, 与纬向风应力的极大值区一致, 即此时存在一个正反馈过程, 使得 EUC 得以维持: 正 IOD 期间, 显著增强的赤道东风异常和苏门答腊岛沿岸东南风异常引起东南印度洋地区上升流的增强, 导致温跃层的抬升, 从而增大赤道印度洋纬向温跃层梯度, 使得向东的压强梯度力增强, 进而导致 EUC 加强, 增强的 EUC 继续将次表层水向热带东南印度洋上升区输送, 补偿了赤道东印度洋的上升流, 有利于热带东南印度洋的 SST 进一步降低, 则再次加强了赤道东风异常, 有利于 IOD 的发展, 迅速发展的 IOD 也将进一步加强 EUC。在此过程中, IOD 通过风-SST-温跃层反馈使得温跃层倾斜来增强 EUC, 同时 EUC 通过输送水补偿上升流来维持 IOD 的发展。此外, IOD 影响下的 EUC 明显偏向赤道东南印度洋, 主要是因为 IOD 所引起的苏门答腊岛-爪哇

沿岸上升流使得赤道东印度洋温跃层抬升, 进而增强赤道东印度洋纬向压强梯度力, 最终导致 EUC 向东偏移, 而 IOD 期间最大纬向风应力和次表层纬向流异常最大值均偏向赤道以南, 因此, 也导致 EUC 流核关于赤道非对称且偏向赤道以南。

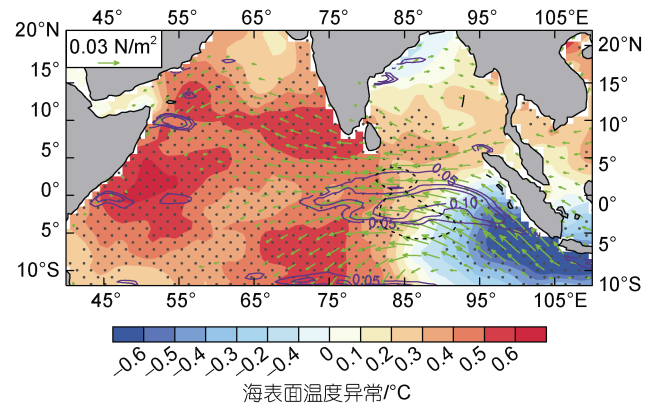


图 9 1980~2017 年秋季 DMI 指数与秋季热带印度洋风应力异常(绿色矢量箭头), SST 异常(阴影), 次表层纬向流异常(紫色等值线; 单位: m/s)的回归分布  
Fig.9 Wind stress anomalies (vectors), SST anomalies (shaded), and subsurface zonal current anomalies (contour) over the tropical Indian Ocean regressed onto autumn DMI index during the period 1980~2017  
注: 黑色虚线为纬向风应力最大值中心; 灰点区域表示 SST 通过 95% 显著性检验的区域

为了具体刻画 IOD 期间上述各个物理过程, 图 10a~c 给出了 1980~2017 年秋季赤道东南印度洋 (90°~110°E, 10°S~0°) 海温异常和赤道中印度洋 (60°~90°E, 1.5°S~1.5°N) 纬向风异常、赤道东南印度洋 20 °C 等温线异常和 DMI 指数之间的统计关系。需要说明的是, DMI 与赤道东南印度洋一侧的 SST 异常相关系数达到 -0.75(图 10b), 表明赤道东南印度洋局地海气相互作用更为剧烈, 对 IOD 的贡献相对较大。因此, 本文选择东极一侧的 SST 异常和 20 °C 等温线异常作为研究对象。具体而言, 秋季赤道东南印度洋海温异常与赤道中印度洋纬向风异常存在显著的线性相关(相关系数可达 0.78, 图 10a), 即表明它们之间存在典型的 Bjerknes 正反馈过程(Bjerknes, 1969), 赤道东南印度洋 SST 异常与 20 °C 等温线异常也呈现出正相关关系(图 10c), 即 IOD 期间, 加强的赤道东风异常和苏门答腊-爪哇岛沿岸东南风异常, 增强离岸的 Ekman 输运, 进而导致上升流增强和温跃层抬升, 最终引起 IOD 东极的 SST 冷却。这些物理过程主要反映了 IOD 期间印度洋局地风-SST-温跃层的正

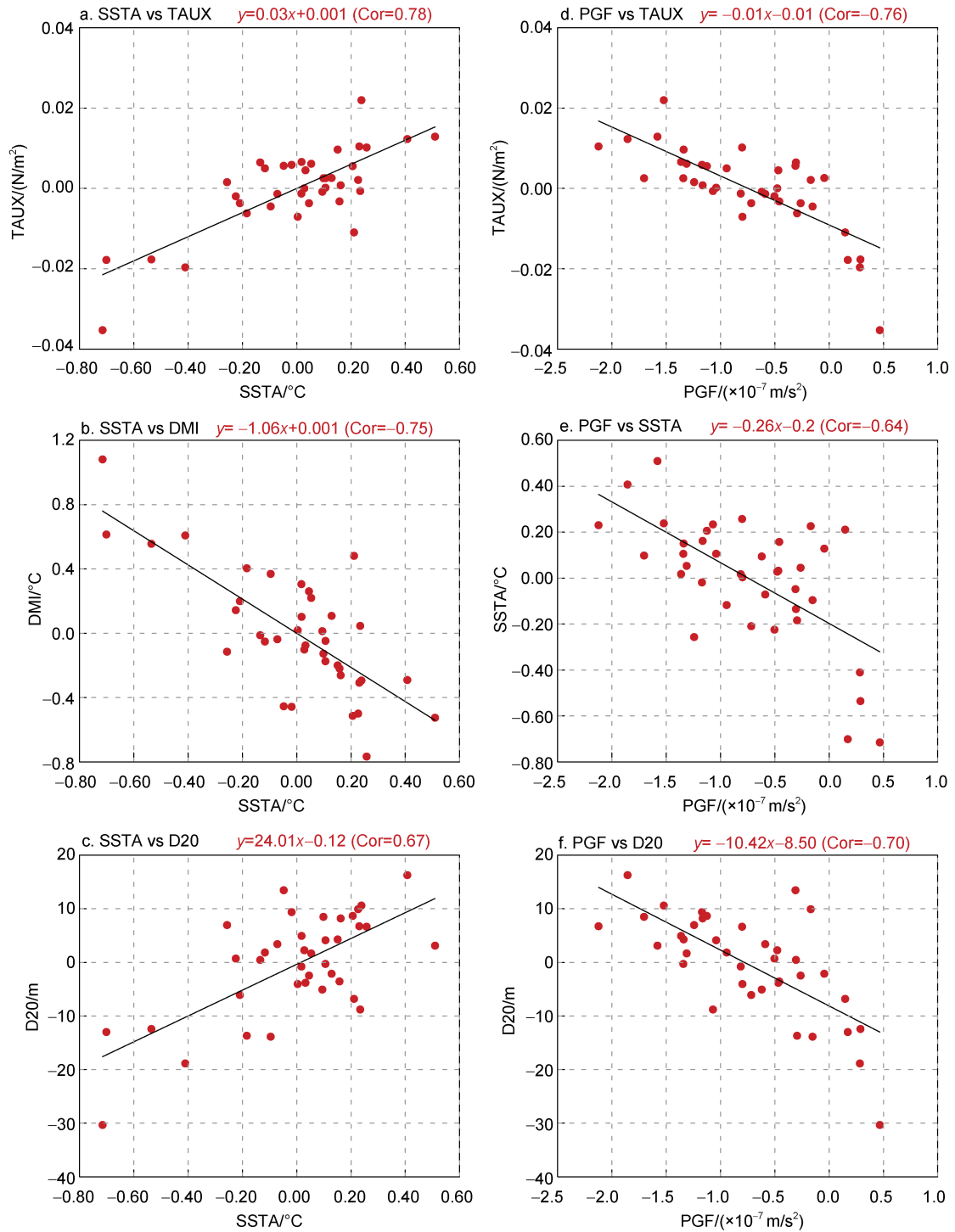


图 10 1980~2017 年秋季 SSTA 分别与与 TAUX (a), DMI 指数 (b), D20 (c) 的散点图分布以及 1980~2017 年秋季赤道印度洋次表层 PGF 分别与 TAUX (d), SSTA (e), D20 (f) 的散点图分布

Fig.10 Scatter diagram of the autumn SSTA and TAUX (a), DMI index (b), D20 (c); Scatter diagram of the autumn subsurface PGF and TAUX (d), SSTA (e), D20 (f)

注: SSTA 表示赤道东南印度洋(90°~110°E, 10°S~0°N)海面温度异常; TAUX 表示赤道纬向风应力(1.5°S~1.5°N, 60°~90°E)异常; D20 表示赤道东南印度洋 20 °C 等温线异常; PGF 表示纬向压强梯度力; Cor 表示相关系数

反馈过程(图 10a~10c)。为进一步探讨这些过程对 EUC 的影响, 图 10d~10f 呈现出表征 EUC 强度的赤

道印度洋次表层 PGF 与 IOD 正反馈过程中相关物理量的统计关系。如图所示, 赤道印度洋次表层 PGF

分别与赤道中印度洋纬向风、赤道东南印度洋海温和 20 °C 等温线异常之间存在显著的负相关(相关系数分别是-0.76, -0.64 和-0.70)。由此说明, IOD 能通过影响印度洋次表层 PGF 来调制 EUC。尽管 EUC 最初主要的驱动力是赤道纬向风, 但与 IOD 相关的海气相互作用能让 EUC 与表层建立起正反馈机制, 进而促使夏季也能形成 EUC, 并维持到秋季再显著增强。因此, 印度洋 EUC 的年际变化显著受到 IOD 的影响。年际尺度上, IOD 通过风-温跃层-SST 之间的正反馈机制将增强次表层赤道印度洋次表层 PGF, 进而影响 EUC 的强度和结构变化。

#### 4 结论

本文利用 SODA3.4.2 再分析数据刻画了印度洋 EUC 的三维空间结构, 并揭示 IOD 影响其年际变化的可能机制, 主要结论如下:

(1) 就气候态而言, 印度洋 EUC 呈现出半年周期变化, 主要出现在冬末春初(2~4 月)和夏末秋初(8~10 月)两个季节, 且冬末春初的 EUC 强度明显强于夏末秋初; 其深度大致位于 70~160 m, 空间结构关于赤道呈南北对称分布, 其半年周期的变化主要是由赤道纬向东风所引起的次表层 PGF 所驱动。

(2) 年际尺度上, IOD 能够显著影响印度洋 EUC 的变化, 尤其是对秋季 EUC 的结构和强度有明显的调控作用。受到 IOD 的影响, EUC 几乎能够维持一整年, 其强度呈现出春季增强、夏季减弱和秋季增强的特征; EUC 在 IOD 成熟期达到最强, 且此时其流核中心关于赤道呈现非对称分布, 稍往赤道东南偏移。

(3) 赤道印度洋次表层向东的 PGF 主导了 EUC 的年际变化, 其也是表征印度洋 EUC 年际变化的重要指标。正 IOD 期间, 加强的赤道东风异常和苏门答腊岛沿岸东南风异常将增强沿岸的上升流, 并抬升局地温跃层, 从而增大赤道印度洋纬向温跃层梯度, 并增强向东的 PGF, 进而导致 EUC 显著增强, 即 IOD 通过风-温跃层-SST 之间的正反馈机制来影响印度洋次表层 PGF 进而调制 EUC 的年际变化。同时, 印度洋 EUC 对正 IOD 的维持起到一定作用: 加强的 EUC 将次表层的水向热带东南洋上升区输送, 补偿了赤道东印度洋的上升流, 有利于热带东南印度洋的 SST 进一步降低, 最终维持 IOD 的发展。

本文刻画了气候态印度洋 EUC 的三维结构特征, 并重点强调了 IOD 通过风-温跃层-SST 之间的正反馈机制来调制次表层赤道印度洋次表层 PGF, 进而影响

EUC 的年际变化。然而, 文中结论大多基于数理统计和诊断分析, 其可能的反馈机制问题有待结合数值模拟进行下一步研究。此外, 印度洋 EUC 对 IOD 发展和维持的作用值得进一步探究, 这将使得通过 EUC 的变化来进行 IOD 事件预测成为可能。因此, 这也是我们下一步工作希望关注的科学问题。

#### 参 考 文 献

- 郑佳喻, 徐 康, 陈更新, 等, 2018. 热带印度洋环流动力与季风相互作用研究进展[J]. 南京信息工程大学学报(自然科学版), 10(3): 275-281.
- 黄 科, 王东晓, 王卫强, 等, 2018. 近期观测揭示的热带印度洋环流多尺度变率[J]. 中国科学: 地球科学, 48(6): 692-704.
- ANDERSON D L T, CARRINGTON D J, 1993. Modeling interannual variability in the Indian Ocean using momentum fluxes from the operational weather analyses of the United Kingdom meteorological office and European centre for medium range weather forecasts [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 98(C7): 12483-12499, doi: 10.1029/93jc00407.
- ANIL N, KUMAR M R R, Sajeev R, *et al*, 2016. Role of distinct flavours of IOD events on Indian summer monsoon [J]. *Natural Hazards*, 82(2): 1317-1326, doi: 10.1007/s11069-016-2245-9.
- BJERKNES J, 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific [J]. *Monthly Weather Review*, 97(3): 163-172, doi: 10.1175/1520-0493(1969)097<0163:atftpe>2.3.co;2.
- BRUCE J G, 1973. Equatorial undercurrent in the western indian ocean during the southwest monsoon [J]. *Journal of Geophysical Research*, 78(27): 6386-6394, doi: 10.1126/science.157.3791.962.
- CAI W J, SANTOSO A, WANG G J, *et al*, 2014. Increased frequency of extreme Indian ocean dipole events due to greenhouse warming [J]. *Nature*, 510(7504): 254-258, doi: 10.1038/nature13327.
- CAI W J, VAN RENSCH P, COWAN T, *et al*, 2011. Teleconnection pathways of ENSO and the IOD and the mechanisms for impacts on Australian rainfall [J]. *Journal of Climate*, 24(15): 3910-3923, doi: 10.1175/2011JCLI4129.1.
- CANE M A, 1980. On the dynamics of equatorial currents, with application to the Indian Ocean [J]. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 27(7): 525-544, doi: 10.1016/0198-0149(80)90038-2.
- CARTON J A, GIESE B S, 2008. A reanalysis of ocean climate using simple ocean data assimilation (SODA) [J]. *Monthly Weather Review*, 136(8): 2999-3017, doi: 10.1175/2007MWR1978.1.
- 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 [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 45(6): 1532-1553, doi: 10.1175/JPO-D-14-

- 0225.1.
- DU Y, CAI W J, WU Y L, 2013. A new type of the Indian Ocean dipole since the mid-1970s [J]. *Journal of Climate*, 26(3): 959-972, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00047.1.
- FENG M, MEYERS G, 2003. Interannual variability in the tropical Indian Ocean: A two-year time-scale of Indian Ocean Dipole [J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50(12/13): 2263-2284, doi: 10.1016/S0967-0645(03)00056-0.
- GNANASEELAN C, DESHPANDE A, 2018. Equatorial Indian Ocean subsurface current variability in an ocean general circulation model [J]. *Climate Dynamics*, 50(5/6): 1705-1717, doi: 10.1007/s00382-017-3716-8.
- GNANASEELAN C, DESHPANDE A, MCPHADEN M J, 2012. Impact of Indian Ocean dipole and El Niño/Southern Oscillation wind-forcing on the Wyrki jets [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C8): C08005, doi: 10.1029/2012JC007918.
- GRODSKY S A, CARTON J A, MURTUGUDDE R, 2001. Anomalous surface currents in the tropical Indian Ocean [J]. *Geophysical Research Letters*, 28(22): 4207-4210, doi: 10.1029/2001GL013592.
- HAN W Q, WEBSTER P, LUKAS R, *et al*, 2004. Impact of atmospheric intraseasonal variability in the Indian Ocean: low-frequency rectification in equatorial surface current and transport [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 34(6): 1350-1372, doi: 10.1175/1520-0485(2004)034<1350:IOAIVI>2.0.CO;2.
- HASHIZUME M, CHAVES L F, FARUQUE A S G, *et al*, 2013. A differential effect of Indian Ocean dipole and El Niño on cholera dynamics in Bangladesh [J]. *PLoS One*, 8(3): e60001, doi: 10.1371/journal.pone.0060001.
- HORII T, MASUMOTO Y, UEKI I, *et al*, 2011. Intraseasonal vertical velocity variation caused by the equatorial wave in the central equatorial Indian Ocean [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C9): C09005, doi: 10.1029/2011JC007081.
- ISKANDAR I, MASUMOTO Y, MIZUNO K, 2009. Subsurface equatorial zonal current in the eastern Indian Ocean [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C6): C06005, doi: 10.1029/2008JC005188.
- IZUMO T, 2005. The equatorial undercurrent, meridional overturning circulation, and their roles in mass and heat exchanges during El Niño events in the tropical Pacific Ocean [J]. *Ocean Dynamics*, 55(2): 110-123, doi: 10.1007/s10236-005-0115-1.
- KNAUSS J A, TAFT B A, 1964. Equatorial undercurrent of the Indian Ocean [J]. *Science*, 143(3604): 354-356.
- KNOX R A, 1974. Reconnaissance of the Indian Ocean equatorial undercurrent near Addu Atoll [J]. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 21(2): 123-129, doi: 10.1016/0011-7471(74)90069-2.
- KNOX R A, 1976. On a long series of measurements of Indian Ocean equatorial currents near Addu Atoll [J]. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 23(3): 211-221, IN1, doi: 10.1016/0011-7471(76)91325-5.
- KRISHNAN R, SWAPNA P, 2009. Significant influence of the boreal summer monsoon flow on the Indian Ocean response during dipole events [J]. *Journal of Climate*, 22(21): 5611-5634, doi: 10.1175/2009JCLI2176.1.
- LEETMAA A, STOMMEL H, 1980. Equatorial current observations in the Western Indian Ocean in 1975 and 1976 [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 10(2): 258-269, doi: 10.1175/1520-0485(1980)010<0258:ecoitw>2.0.co;2.
- LUO J J, MASSON S, BEHERA S, *et al*, 2007. Experimental forecasts of the Indian Ocean dipole using a coupled OAGCM [J]. *Journal of Climate*, 20(10): 2178-2190, doi: 10.1175/JCLI4132.1.
- MCPHADEN M J, 1986. The equatorial undercurrent: 100 years of discovery [J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 67(40): 762-765, doi: 10.1029/EO067i040p00762.
- MCPHADEN M J, NAGURA M, 2014. Indian Ocean dipole interpreted in terms of recharge oscillator theory [J]. *Climate Dynamics*, 42(5/6): 1569-1586, doi: 10.1007/s00382-013-1765-1.
- METCALF W G, STALCUP M C, 1967. Origin of the Atlantic equatorial undercurrent [J]. *Journal of Geophysical Research*, 72(20): 4959-4975, doi: 10.1029/jz072i020p04959.
- NAGURA M, MCPHADEN M J, 2008. The dynamics of zonal current variations in the central equatorial Indian Ocean [J]. *Geophysical Research Letters*, 35(23): L23603, doi: 10.1029/2008GL035961.
- NAGURA M, MCPHADEN M J, 2010. Dynamics of zonal current variations associated with the Indian Ocean dipole [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C11): C11026, doi: 10.1029/2010JC006423.
- NYADJRO E S, MCPHADEN M J, 2014. Variability of zonal currents in the eastern equatorial Indian Ocean on seasonal to interannual time scales [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(11): 7969-7986, doi: 10.1002/2014JC010261.
- PHILANDER S G H, 1973. Equatorial undercurrent: measurements and theories [J]. *Reviews of Geophysics*, 11(3): 513-570, doi: 10.1029/RG011i003p00513.
- PHILANDER S G H, PACANOWSKI R C, 1980. The generation of equatorial currents [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 85(C2): 1123-1136, doi: 10.1029/jc085ic02p01123.
- RAO S A, YAMAGATA T, 2004. Abrupt termination of Indian Ocean dipole events in response to intraseasonal disturbances [J]. *Geophysical Research Letters*, 31(19): L19306, doi: 10.1029/2004GL020842.
- RAYNER N A, PARKER D E, HORTON E B, *et al*, 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D14): 4407, doi: 10.1029/2002jd002670.
- REPPIN J, SCHOTT F A, FISCHER J, *et al*, 1999. Equatorial currents and transports in the upper central Indian Ocean: annual cycle and interannual variability [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C7): 15495-15514, doi: 10.1029/1999jc900093.
- REVERDIN G, 1987. The upper equatorial Indian Ocean. The

- climatological seasonal cycle [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 17(7): 903-927, doi: 10.1175/15200485(1987)017<0903:tueiot>2.0.co;2.
- SACHIDANANDAN C, LENGAIGNE M, MURALEEDHARAN P M, *et al*, 2017. Interannual variability of zonal currents in the equatorial Indian Ocean: respective control of IOD and ENSO [J]. *Ocean Dynamics*, 67(7): 857-873, doi: 10.1007/s10236-017-1061-4.
- SAJI N H, GOSWAMI B N, VINAYACHANDRAN P N, *et al*, 1999. A dipole mode in the tropical Indian ocean [J]. *Nature*, 401(6751): 360-363, doi: 10.1038/43854.
- SAJI N H, YAMAGATA T, 2003. Structure of SST and surface wind variability during Indian Ocean Dipole mode events: COADS observations [J]. *Journal of Climate*, 16(16): 2735-2751, doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<2735:SOSASW>2.0.CO;2.
- SCHOTT F, FISCHER J, GARTERNICHT U, *et al*, 1997. Summer monsoon response of the northern Somali Current, 1995 [J]. *Geophysical Research Letters*, 24(21): 2565-2568, doi:10.1029/97GL00888.
- SCHOTT F A, MCCREARY J P JR, 2001. The monsoon circulation of the Indian Ocean [J]. *Progress in Oceanography*, 51(1): 1-123, doi: 10.1016/S0079-6611(01)00083-0.
- SEIDEL H F, GIESE B S, 1999. Equatorial currents in the Pacific Ocean 1992-1997 [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C4): 7849-7863, doi: 10.1029/1999jc900036.
- SENAN R, SENGUPTA D, GOSWAMI B N, 2003. Intraseasonal "monsoon jets" in the equatorial Indian Ocean [J]. *Geophysical Research Letters*, 30(14): 1750, doi: 10.1029/2003GL017583.
- SENGUPTA D, SENAN R, GOSWAMI B N, *et al*, 2007. Intraseasonal variability of equatorial Indian Ocean zonal currents [J]. *Journal of Climate*, 20(13): 3036-3055, doi: 10.1175/JCLI4166.1.
- SWALLOW J C, 1964. Equatorial undercurrent in the western Indian Ocean [J]. *Nature*, 204(4957): 436-437, doi: 10.1038/204436a0.
- SWAPNA P, KRISHNAN R, 2008. Equatorial undercurrents associated with Indian Ocean Dipole events during contrasting summer monsoons [J]. *Geophysical Research Letters*, 35(14): L14S04, doi: 10.1029/2008GL033430.
- THOMPSON B, GNANASEELAN C, SALVEKAR P S, 2006. Variability in the Indian Ocean circulation and salinity and its impact on SST anomalies during dipole events [J]. *Journal of Marine Research*, 64(6): 853-880, doi: 10.1357/002224006779698350.
- VINAYACHANDRAN P N, KURIAN J, NEEMA C P, 2007. Indian Ocean response to anomalous conditions in 2006 [J]. *Geophysical Research Letters*, 34(15): L15602, doi: 10.1029/2007GL030194.
- VINAYACHANDRAN P N, SAJI N H, YAMAGATA T, 1999. Response of the Equatorial Indian Ocean to an unusual wind event during 1994 [J]. *Geophysical Research Letters*, 26(11): 1613-1616, doi: 10.1029/1999GL900179.
- WEBSTER P J, MOORE A M, LOSCHNIGG J P, *et al*, 1999. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-98 [J]. *Nature*, 401(6751): 356-360, doi:10.1038/43848.
- WYRTKI K, 1973. An equatorial jet in the Indian Ocean [J]. *Science*, 181(4096): 262-264, doi: 10.1126/science.181.4096.262.
- YU X R, MCPHADEN M J, 1999. Dynamical analysis of seasonal and interannual variability in the equatorial Pacific [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 29(9): 2350-2369, doi: 10.1175/1520-0485(1999)029<2350:DAOSAI>2.0.CO;2.
- ZHANG D X, MCPHADEN M J, LEE T, 2014. Observed interannual variability of zonal currents in the equatorial Indian Ocean thermocline and their relation to Indian Ocean Dipole [J]. *Geophysical Research Letters*, 41(22): 7933-7941, doi: 10.1002/2014GL061449.

## INTERANNUAL VARIABILITY OF INDIAN OCEAN EQUATORIAL UNDERCURRENT AND ITS LINK TO THE INDIAN OCEAN DIPOLE

LI Jun-Ling<sup>1,2,3</sup>, XU Kang<sup>1,2,4</sup>, WANG Wei-Qiang<sup>1,2,4</sup>, XIE Qiang<sup>5,6,7</sup>

(1. *State Key Laboratory of Tropical Oceanography, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China*; 2. *Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Guangzhou), Guangzhou 511458, China*;

3. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*; 4. *Innovation Academy of South China Sea Ecology and Environmental Engineering, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China*; 5. *Institute of Deep-sea Science and Engineering, Chinese Academy of Sciences, Sanya 572000, China*; 6. *Laboratory for Regional Oceanography and Numerical Modeling, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266237, China*; 7. *Center for Ocean Mega-Science, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China*)

**Abstract** The Indian Ocean equatorial undercurrent (EUC) is an important part of the equatorial current system and plays a vital role in Indian Ocean mass transport and heat exchange. Based on the SODA 3.4.2 ocean reanalysis data, we studied the three-dimensional spatial structure of the EUC in the Indian Ocean and its interannual variability, and the relationship between the EUC and Indian Ocean dipole (IOD) on the interannual timescale. Results show that the climatological Indian Ocean EUC usually appears in late winter and early spring from February to April and late summer and early autumn from August to October, and displays a symmetric zonal current anomaly distribution over the equator. Semiannual variation of the EUC is primarily attributed to the eastward subsurface zonal pressure gradient force (PGF) that is driven by the equatorial easterly wind. On the interannual scale, the structure and intensity of the EUC in the Indian Ocean is significantly regulated by the IOD. During the positive IOD developing years, the Indian Ocean EUC occurs almost a whole year, and its intensity increases in spring and weakens in summer. The EUC finally reaches the peak amplitude, and its core is slightly moved southward to the equator during the mature of positive IOD. Dynamic diagnosis reveals that, the eastward subsurface PGF in the equatorial central Indian Ocean dominates the interannual variability of the Indian Ocean EUC and is an important proxy of the interannual variation of the EUC. Therefore, IOD mainly affects the Indian Ocean subsurface PGF via the positive feedback mechanism of the wind-thermocline-sea surface temperature anomalies, and further modulates the interannual variation of EUC. Meanwhile, the enhanced EUC can compensate the upwelling in the equatorial eastern Indian Ocean and further maintain the IOD.

**Key words** Indian Ocean equatorial undercurrent; Indian Ocean dipole; interannual variability; equatorial zonal wind anomalies; zonal pressure gradient force