

# 印度洋上层经向翻转环流的冬夏季节对比\*

刘雨<sup>1,2,3,4</sup> 徐康<sup>2,3,5</sup> 王卫强<sup>2,3,5</sup> 谢强<sup>1,6,7</sup> 王玉国<sup>8</sup>

- (1. 中国科学院深海科学与工程研究所 三亚 572000; 2. 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) 广州 510301; 3. 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州) 广州 511458; 4. 中国科学院大学 北京 100049; 5. 中国科学院南海生态环境工程创新研究院 广州 510301; 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 青岛 266237; 7. 中国科学院海洋大科学研究中心 青岛 266071; 8. 汪蓝海洋技术研究院(珠海)有限公司 珠海 519000)

**摘要** 上层经向翻转环流(shallow meridional overturning circulation, SMOC)主导热带-副热带上层海洋水体交换,对海洋物质运输和热量交换具有重要意义。基于 7 套海洋再分析数据产品,本文主要探讨了印度洋 SMOC 的冬夏季节变化及其差异的原因。结果显示,印度洋 SMOC 主要由南半球副热带环流圈(southern subtropical cell, SSTC)和跨赤道环流(cross-equatorial cell, CEC)组成,并且具有显著的季节差异。夏季风期间, SSTC 和 CEC 均为表层南向输运,表层以下北向输运的逆时针环流结构。冬季风盛行时, SSTC 仍维持逆时针结构,但环流中心南移且深度加深,强度弱于夏季;然而, CEC 却转向为表层北向输运,表层以下向南输运的顺时针环流结构,其环流中心位置与夏季接近,环流强度与夏季相当。这种印度洋 SMOC 冬夏结构差异究其原因主要由风生环流主导, CEC 冬夏季节环流方向反转是北印度洋冬夏季风转向的结果,而南印度洋信风的季节性位移和强度变化是 SSTC 强度和位置季节差异的主要原因。

**关键词** 印度洋; 上层经向翻转环流; 冬夏季节对比; 跨赤道环流; 副热带环流圈

**中图分类号** P724.8 **doi:** 10.11693/hyhz20210100014

经向翻转环流是纬向平均意义下的海洋经圈环流,它对海洋的物质运输和热量交换具有重要意义(Lumpkin *et al.*, 2007; Talley, 2013)。热带-副热带海区的上层经向翻转环流(shallow meridional overturning circulation, SMOC)是指由风驱动的海洋上层经圈环流,主要包括热带海区的上升流,副热带海区的潜沉,以及热带-副热带之间表层 Ekman 向极输运和次表层水体向赤道输运等过程(Schott *et al.*, 2004)。SMOC 不仅主导了热带-副热带上层海洋水体交换,而且其变化调制着上层海洋热盐再分配,对中低纬海洋-大气耦合系统有着重要影响(McPhaden *et al.*, 2002; Lee,

2004; 郑佳喻等, 2018)。

区别于其他热带大洋的信风海洋,热带印度洋是全球独特的季风海洋,热带南印度洋常年盛行东南信风,而热带北印度洋夏(冬)季受到西南(东北)季风控制。这种冬夏季风逆转导致年平均状态下赤道风场为弱西风,缺乏持续的东风,故赤道印度洋并无上升流(Schott *et al.*, 2001; Schott *et al.*, 2009)。因此,在年平均意义下,与近似赤道对称的太平洋和大西洋 SMOC 不同,印度洋 SMOC 形成了赤道不对称的独特结构,主要由跨赤道经圈环流(cross-equatorial cell, CEC)和南半球副热带经圈环流(southern subtropical

\* 中国科学院战略性先导科技专项, XDA20060502 号, XDA13030302 号; 国家自然科学基金项目, 42076020 号, 41776023 号, 41731173 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; 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。刘雨, 博士研究生, E-mail: liuy@idsse.ac.cn

通信作者: 徐康, 副研究员, E-mail: xukang@scsio.ac.cn

收稿日期: 2021-01-15, 收修改稿日期: 2021-05-12

cell, SSTC)构成。具体而言,海表风场驱动下赤道两侧的大洋内区均为南向 Ekman 输运,海水到达南印度洋副热带海区潜沉至次表层,而后向北输运;部分水体在热带西南印度洋温跃层脊区、爪哇与苏门答腊岛沿岸上升流区涌升至海面,构成 SSTC;余下部分水体继续往北输运,在北印度洋索马里、阿曼和印度半岛南端等沿海岸区上升,构成 CEC(McCreary Jr *et al.*, 1993; Fischer *et al.*, 1996; Haines *et al.*, 1999; Schott *et al.*, 2001; Miyama *et al.*, 2003; Schott *et al.*, 2004; Schott *et al.*, 2009)。除 SSTC 与 CEC 外,一系列的模式模拟和观测结果表明,位于赤道附近约 50 m 以浅存在一个次级环流,即赤道翻转流(equatorial roll)(Wacongne *et al.*, 1996; Schott *et al.*, 2002; Horri *et al.*, 2013; Wang *et al.*, 2017),它是对跨赤道经向风的直接响应(Miyama *et al.*, 2003)。

印度洋 SMOC 具有多时间尺度变率。首先,在季节尺度上,印度洋 SMOC 不仅自身存在较强的季节变化,同时也是经向热输运季节变化的主要因子(Garternicht *et al.*, 1997)。不同季节的印度洋表层海流、Ekman 输运和海水上升区域均有所不同:夏季风期间,赤道两侧的 Ekman 输运向南,索马里和阿曼沿岸海域以上升流为主;冬季风期间,赤道两侧的 Ekman 输运向北,阿拉伯海则为海水潜沉区(Schott *et al.*, 2002)。冬季与夏季也会呈现大致相反的经向翻转环流结构,北印度洋夏季(冬季)沿逆(顺)时针方向转动(Garternicht *et al.*, 1997; 胡瑞金等, 2007; Li *et al.*, 2014; Han *et al.*, 2020)。Lee 等(1998)利用大洋环流模式对经向翻转环流进行动力分解,得到与风场相关的 Ekman 分量可以解释大部分的环流季节变化。其次,在年际尺度上,CEC 与海面风应力的变化密切相关,周期约为 4 a(胡瑞金等, 2005; Hu *et al.*, 2005)。Li 等(2014)将印度洋 SMOC 分解为夏季风模态、冬季风模态和异常模态,其中冬夏季风模态的环流强度与风应力异常的同期相关最为显著,说明环流强度对风应力的响应非常迅速。Meng 等(2020)研究则指出,印度洋 SMOC 的年际变化是上层经向 Ekman 输运和地转流共同作用的结果,在某些年份,经向地转流也会起到主要贡献,CEC 与 SSTC 在年际尺度上表现为负相关。此外,厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)对印度洋 SMOC 的分支也有重要影响。ENSO 可以通过引起印度洋东南信风的异常变化,从而调制赤道中东印度洋的经向 Sverdrup 输运(Horri *et al.*, 2013),也可以通过影响东南印度洋的风

应力旋度异常,强迫出西传的 Rossby 波,从而影响西南印度洋的上升流和海表温度(Xie *et al.*, 2002)。Ma 等(2019)近期指出与 SMOC 密切相关的经向温度输运主要受到 ENSO 的调制,具体表现为 La Niña(El Niño)期间向南的温度输运较强(弱)。此外,在年代际尺度上, SSTC 在 1992—2000 年减弱, 2000—2006 增强, SSTC 的变化不仅是对南印度洋局地风场的响应,还受到太平洋遥强迫的调制作用(Lee, 2004; Lee *et al.*, 2008; Zhuang *et al.*, 2013)。CEC 在 1979—1999 年增强, 2001—2015 年减弱(Meng *et al.*, 2020)。在长期趋势上, Li 等(2014)研究认为 SMOC 在近 100 a 来有增强趋势, Meng 等(2020)对 1958—2017 年的分析也发现 SSTC 在 1958—2017 年有增强趋势,但 CEC 保持相对稳定。在 Schoenefeldt 等(2006)的研究中, CEC 在 1950—1991 年则有明显的减弱趋势。由太平洋和印度洋气候共同调控的 SMOC 的年代际变化影响了印度洋的三维热量分布,进而影响了全球表面温度变暖速率,是 21 世纪初全球变暖减缓的重要原因之一。(Lee *et al.*, 2015; Liu *et al.*, 2016; Li *et al.*, 2018)

截至目前,有关年际、年代际及更长时间尺度上印度洋 SMOC 的研究均主要是聚焦于年平均意义下 SMOC 的变化,然而年循环内 SMOC 存在的显著季节差异很有可能导致不同季节的贡献相互抵消,致使年平均 SMOC 的结果较弱或不明显,不能代表年循环内 SMOC 的特征。因此,研究与比较印度洋 SMOC 的季节差异并探讨其可能原因是非常必要的。虽然前人已涉及并注意到印度洋 SMOC 季节尺度上的变化特征,但主要是基于 SMOC 有关的某过程(如上升流、Ekman 流等)的季节变化(Schott *et al.*, 2002),或是笼统地用冬夏季风反过来描述印度洋 SMOC 季节差异(Garternicht *et al.*, 1997),然而,从季节尺度上系统分析 SMOC 整体环流的研究相对较少。此外,由于数据和环流强度衡量方法的差异,有关印度洋 SMOC 变化的研究仍存在不确定性,例如,印度洋 CEC 的减弱趋势在不同数据中存在较大争议(Schoenefeldt *et al.*, 2006)。为此,本文试图通过多套再分析数据产品来研究印度洋 SMOC 的季节变化,进而探讨 SMOC 季节差异的可能原因。

## 1 资料与方法

### 1.1 资料

本文使用的主要数据有:(1)欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather

Forecasts, ECMWF)提供的第 4 版海洋再分析数据 (Ocean Reanalysis System 4, ORAS4; Balsameda *et al.*, 2013); (2)美国国家环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)提供的全球海洋数据同化系统数据集(Global Ocean Data Assimilation System, GODAS; Behringer *et al.*, 2004); (3)美国航空航天局(National Aeronautics and Space Administration, NASA)提供的全球海洋环流与气候预测数据集 (Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, Phase II, ECCO2; Menemenlis *et al.*, 2008); (4)德国汉堡大学发展的海洋环流和气候模式数据集(German partner of the ECCO effort, GECCO; Köhl *et al.*, 2008), 它是 ECCO-SIO(scripps institution of oceanography)的延伸, 通过同化更早的现场观测数据和卫星数据, 将数据的时间范围向前扩展; (5)马里兰大学开发的全球简单海洋数据同化系统 2.2.4 版数据集 (simple ocean data assimilation, SODA 2.2.4; Giese *et al.*, 2011); (6)马里兰大学开发的全球简单海洋数据同化系统 3.4.2 版数据集 (Simple Ocean Data Assimilation, SODA 3.4.2; Carton *et al.*, 2018), 虽其同属 SODA 系列, 但该版数据集与 SODA 2.2.4 版所用海洋模式和大气强迫场均不同, 故我们将这两个版本的数据集分别进行分析; (7)日本海洋与地球科技署 (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, JAMSTEC)提供的全球大洋环流模式数据(OGCM for earth simulator, OFES; Sasaki *et al.*, 2008)。上述 7 套数据集所用的海洋模式、分辨率以及本文所取用的研究时段详见表 1。

## 1.2 方法

经向翻转环流是一种经过纬向积分后简化的经向与垂向上的流动。本文利用经向翻转流函数( $\varphi$ )来

描绘经向翻转环流特征:

$$\varphi = \int_h^0 \int_{\lambda_E}^{\lambda_W} v dx dz, \quad (1)$$

其中,  $v$  为经向海流速度,  $\lambda_W$  和  $\lambda_E$  分别为研究区域的西边界和东边界,  $h$  为积分深度。本文主要关注印度洋上层海洋环流, 所以选择从上往下积分。经向翻转流函数图中某个纬度和深度处的数值表示该纬度从海表到该深度的纬向积分流量, 当经向翻转流函数为正值时, 表示从表层到积分深度的整体经向体积输运量往北, 负值则表示往南。图 1 所示为本文主要研究区域, 蓝色阴影区域为经向翻转流函数的积分区域。经向翻转流函数存在的充要条件是纬向方向上无源无汇, 本文中积分区域的西边界为陆地, 故仅需保证积分区域的东边界上纬向流速为零。因此, 我们选取 143°E 断面为积分区域的东边界, 它位于澳大利亚与巴布亚新几内亚之间, 其流量几乎为零, 即满足东边界近似达到无源无汇。但这种东边界选取的不足之处是: 受到印尼贯穿流 (Indonesian Throughflow, ITF) 的入流影响, 经向翻转流函数将会在 8°S 附近产生南北不连续的现象。

以往的研究也利用纬向积分的 Ekman 经向输运作为经向翻转环流强度的指标 (McPhaden *et al.*, 2002; Lee, 2004)。本文也同时计算了 Ekman 经向输运, 并验证与对比两种计算方法的结果。Ekman 经向输运公式为

$$V_E = \int -\frac{\tau_x}{\rho f} dx, \quad (2)$$

其中,  $\tau_x$  为纬向风应力,  $\rho$  为海水密度,  $f$  为科氏力。Ekman 经向输运的积分区域与经向翻转流函数积分区域相同。

表 1 本文所选用的 7 套海洋再分析数据集基本信息

Tab.1 The detail information of the seven sets of ocean reanalysis data used in this paper

数据集名称	模式名称	分辨率	研究时段
ORAS4	NEMO3.0	1°×1°	1958—2017 年
GODAS	MOM3	1°×1/3°	1980—2016 年
ECCO2	MITGCM	0.25°×0.25°	1992—2012 年
GECCO	MITGCM	1°×1°	1960—2001 年
SODA2.2.4	POP2	0.5°×0.5°	1950—2010 年
SODA3.4.2	MOM5	0.5°×0.5°	1980—2016 年
OFES	MOM3	0.1°×0.1°	1950—2015 年

注: ORAS4: Ocean Reanalysis System 4; GODAS: Global Ocean Data Assimilation System; ECCO2: Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, Phase II; GECCO: German partner of the ECCO effort; SODA2.2.4: Simple Ocean Data Assimilation version2.2.4; SODA3.4.2: Simple Ocean Data Assimilation version3.4.2; OFES: OGCM for Earth Simulator

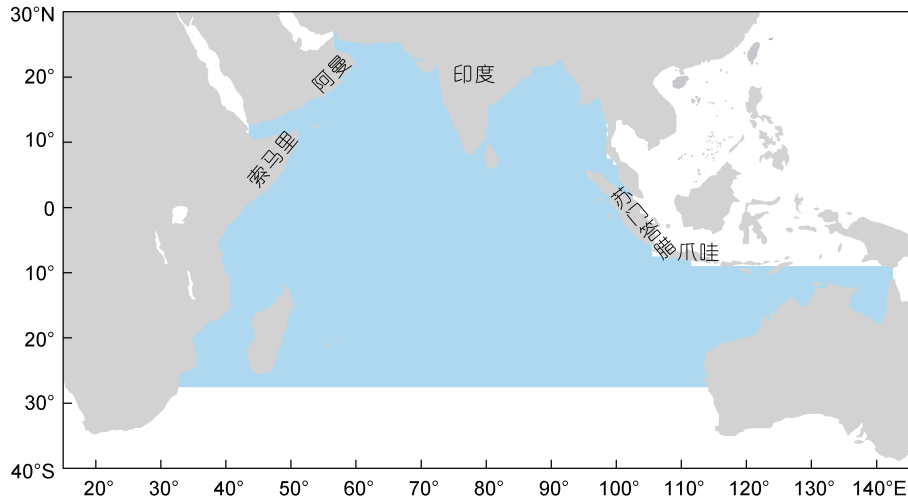


图 1 本文研究区域

Fig.1 The study area

注: 蓝色填色为经向翻转流函数积分区域

### 2 印度洋 SMOC 季节循环特征

基于 7 套数据集平均的结果, 图 2 给出了时间平均状态下印度洋 SMOC 逐月演变过程。如图所示,

在年循环内, 印度洋 SMOC 空间结构存在显著的季节差异, 尤其是北印度洋上层经向翻转环流在冬、夏季节的运输方向完全相反。例如, 1 月表层流往北运输, 次表层流往南运输(图 2a), 7 月则恰好相反(图 2g)。这

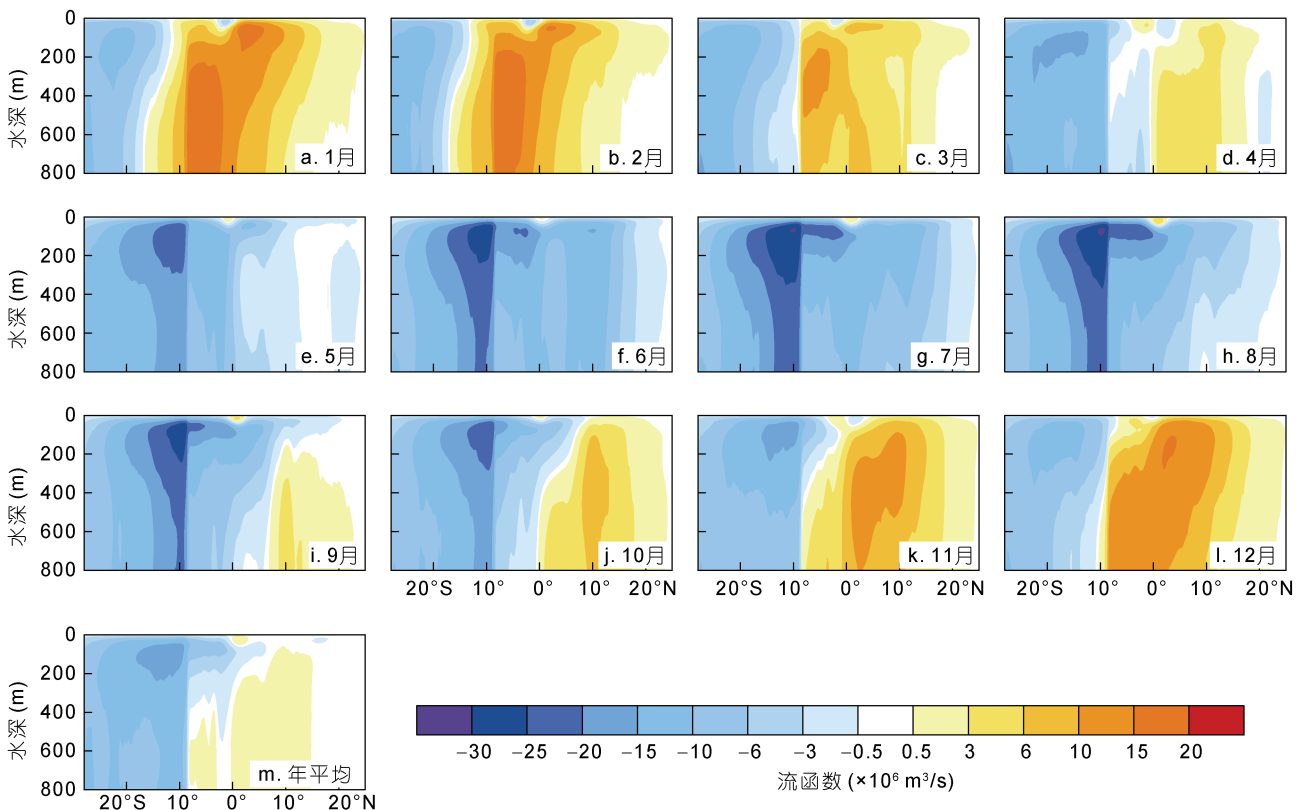


图 2 集合平均的时间平均状态下印度洋上层经向翻转流函数 1—12 月演变过程(a—l)及年平均值(m)

Fig.2 Monthly evolution and annual mean of the climatology mean shallow meridional overturning stream function in the Indian Ocean based on the multi-model ensemble of the seven datasets

注: 正值代表向北, 负值代表向南

种季节逆转的环流变化特征直接导致北印度洋年平均下的上层翻转环流较弱(图 2m)。此外,南印度洋上层经向翻转环流中心位置随季节南北移动,其强度亦有明显变化,例如,8月环流中心较1月偏北,且强度明显大于1月(图 2)。鉴于此,我们将重点针对冬季(12—2月(DJF)平均值)和夏季(6—8月(JJA)平均值)印度洋 SMOC 结构特征及其季节差异进行探讨。

图 3 是 7 套再分析数据及其集合平均的夏季印度洋 SMOC 环流结构。由图 3 可知,印度洋 SMOC 的夏季结构与年平均非常类似,但其环流强度明显强于年平均。在夏季,印度洋表层海水由北印度洋向南流入南印度洋,到达约 15°S 后逐渐开始潜沉,一部分潜沉的海水在 0—10°S 区域上升回到表层,

形成逆时针方向流动的 SSTC。剩余的潜沉海水继续向北行进,越过赤道在北印度洋上升,构成逆时针方向流动的 CEC。此外,50 m 以浅的赤道偏北侧还存在表层流往北,表层以下往南的顺时针次级环流,即赤道翻转流。在七套数据中,ORAS4、ECCO2、GECCO、SODA3.4.2 和 OFES 数据均表现出大体一致的夏季印度洋 SMOC 环流结构;GODAS 和 SODA2.2.4 数据的结果略有不同,分别表现在赤道以南(0—8°S)和以北(0—10°N)存在下沉运动,但 CEC 均于更北的区域上升回到海洋表层。值得注意的是,印度洋 SMOC 在 8°S 附近存在明显的流量不连续现象(图 3),这是由于 ITF 由此纬度进入印度洋,贡献了大量向南流量。

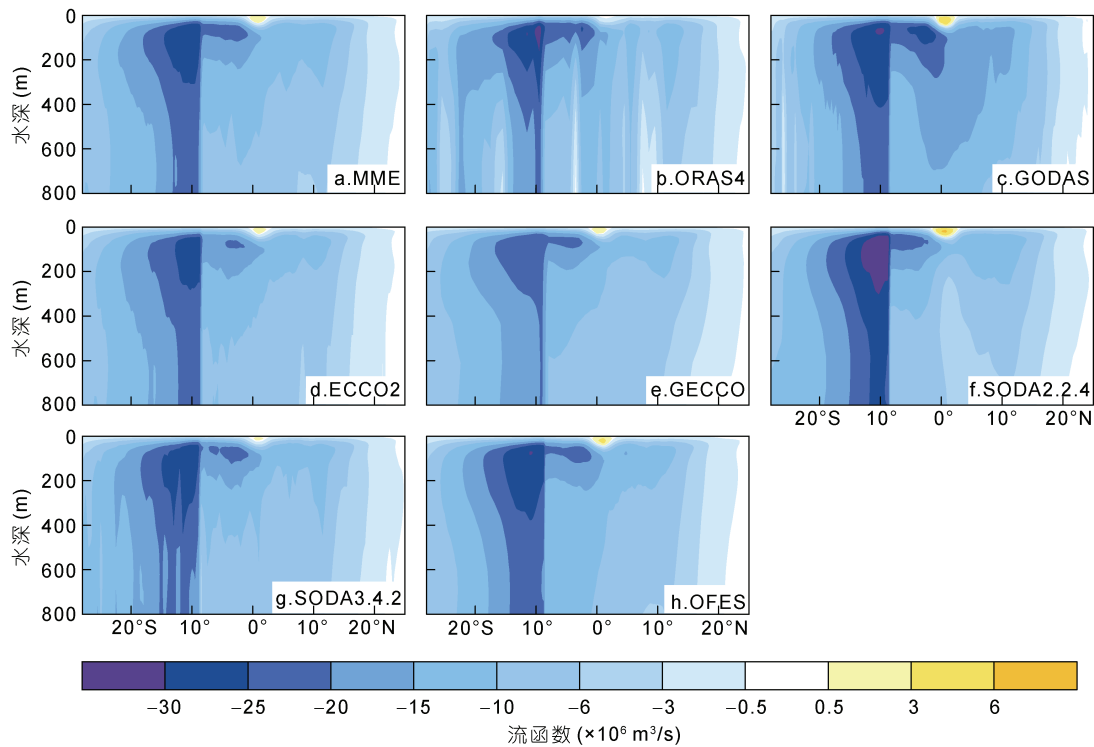


图 3 七套数据及其集合平均的夏季印度洋上层经向翻转流函数

Fig.3 Summer mean shallow meridional overturning stream function in the Indian Ocean based on the seven datasets and their multi-model ensemble result

注: ORAS4: Ocean Reanalysis System 4; GODAS: Global Ocean Data Assimilation System; ECCO2: Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, Phase II; GECCO: German partner of the ECCO effort; SODA2.2.4: Simple Ocean Data Assimilation version2.2.4; SODA3.4.2: Simple Ocean Data Assimilation version3.4.2; OFES: OGCM for Earth Simulator; MME: 以上 7 套数据的集合平均

基于 7 套再分析数据及其集合平均结果,图 4 给出了冬季平均的印度洋 SMOC 环流结构。与夏季相比,冬季印度洋 SMOC 环流在各套数据中表现出一致性的空间结构。冬季风盛行期间,SSTC 环流维持逆时针方向运输,且其明显向南撤退;10°S 以南的南向表层流在 20°S 以南区域逐渐潜沉,潜沉的海水在次

表层往北输运过程中逐步上升。南印度洋经向翻转流函数中心较夏季偏深,但强度明显弱于夏季。冬夏季环流最大差异出现在 CEC 环流上:冬季 10°S 以北的表层流转变为北向流,跨越赤道在北印度洋潜沉,随后次表层水向南输运,形成顺时针方向流动的跨赤道环流(图 4)。此外,300 m 以深的北向流并未越过

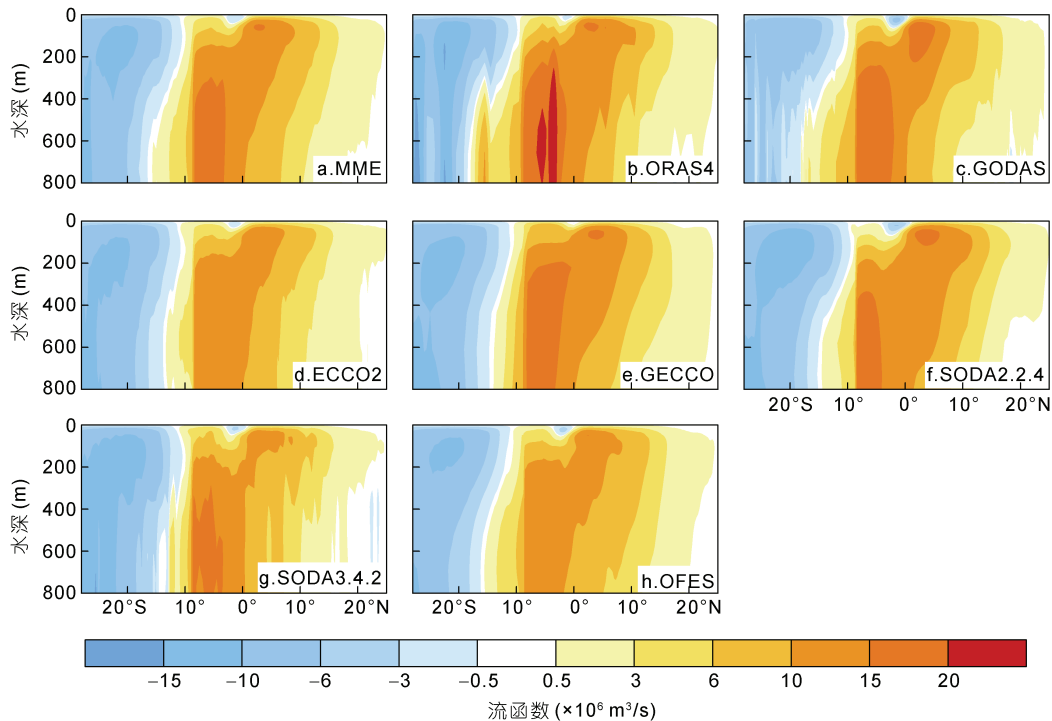


图 4 七套数据及其集合平均的冬季印度洋上层经向翻转流函数

Fig.4 Winter mean shallow meridional overturning stream function in the Indian Ocean based on the seven datasets and their multi-model ensemble result

赤道,而在赤道以南下沉并返回南印度洋,因此,7套数据均在 $0\text{--}10^{\circ}\text{S}$ 之间存在一个经向翻转流函数大值中心,这与 Lee 等(1998)和胡瑞金等(2007)结论较为一致。与夏季赤道翻转流相比,冬季平均的赤道翻转流位于赤道偏南侧,表现为表层南向流,表层以下为北向流的逆时针次级环流。

综上所述,区别于其他大洋,热带印度洋 SMOC 主要由 SSTC 和 CEC 两支环流组成,且两者均具有显著的冬夏季节差异(图 5)。夏季, SSTC 和 CEC 均为逆时针方向,表层海水自北向南运输,在南半球下沉后往北运输,分别在  $0\text{--}10^{\circ}\text{S}$  区间和北印度洋上升(图 5a)。冬季, SSTC 维持逆时针运输方向,但南撤且范围缩小;  $10^{\circ}\text{S}$  以北的 CEC 运输方向转变为顺时针方向,  $10^{\circ}\text{S}$  以北的表层流转为北向流,并在北印度洋潜沉。SSTC 和 CEC 潜沉后的海水在次表层向北和向南运输过程中相遇,在  $10^{\circ}\text{S}$  附近上升到海表(图 5b)。此外,赤道翻转流夏(冬)季为表层流往北(往南),次表层流往南(往北)的顺(逆)时针环流,位于赤道北(南)侧。此外,7套海洋再分析数据基本能够真实地模拟出印度洋 SMOC 的空间形态,而各套资料之间的差异主要体现在模拟的 SMOC 环流强度上。通过 7 套数据及其集合平均对冬夏季节平均印度洋 SMOC 模

拟的泰勒图(图略)可知: ECCO2、GECCO、OFES 等数据所模拟的 SMOC 强度与 MME 的结果较为接近,而 GODAS 模拟的夏季 SMOC 与 MME 结果的强度差异较为明显, ORAS4 模拟的冬季 SMOC 与 MME 结果的强度差异较大。

### 3 印度洋 SMOC 冬夏季节结构的差异

#### 3.1 强度与位置的冬夏对比

印度洋 SMOC 的强度和中心位置是定量描述其冬夏季节差异的重要指标。首先,我们假设当某一纬度上纬向积分的经向速度与表层速度方向相反时所达到的深度为上层经向翻转环流表层流的最大深度,同时该深度上的流函数值为环流的最大流量。以  $10^{\circ}\text{N}$  为例,其夏季表层流往南,从海表往下若出现向北的流时,则表示向南的表层流达到最大深度,此深度对应的流函数值即为  $10^{\circ}\text{N}$  的表层流最大流量。

依据上述方法,图 6 给出了印度洋 SMOC 最大流量及其对应深度的纬向分布。如图 6 所示,夏季南北印度洋表层流量均为负值,表明表层流从北向南运输水体。我们取  $5^{\circ}\text{N}$  附近的表层流量极值代表 CEC 的强度,7套资料表征的强度范围为  $12.1 \times 10^6\text{--}18.8 \times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ ,集合平均值为  $14.1 \times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ ,深度约

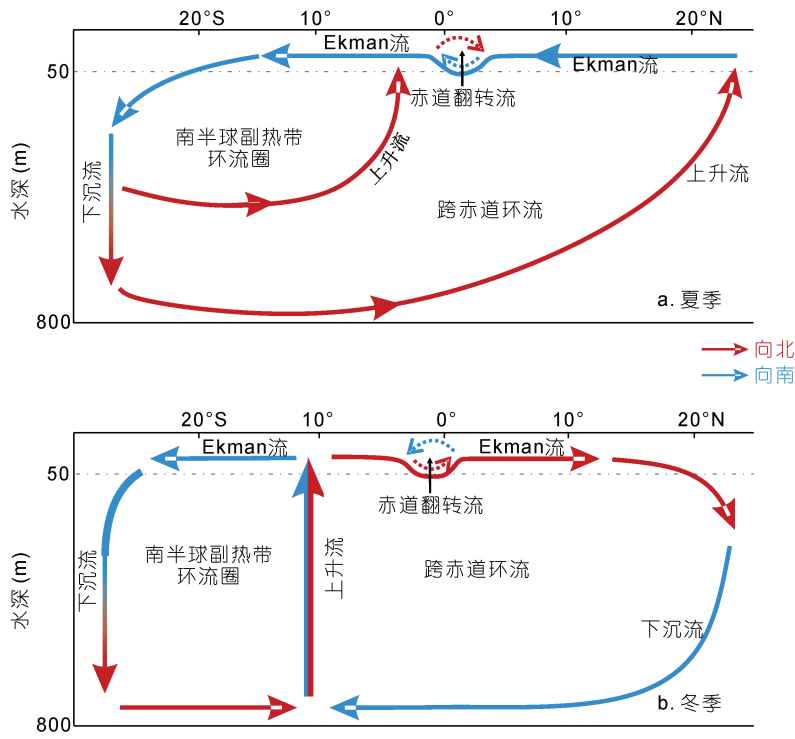


图 5 印度洋上层经向翻转环流(a)夏季和(b)冬季示意图

Fig.5 Schematics diagram of (a) summer and (b) winter mean shallow meridional overturning circulation in the Indian Ocean  
注: 虚线箭头特指赤道翻转流的运输

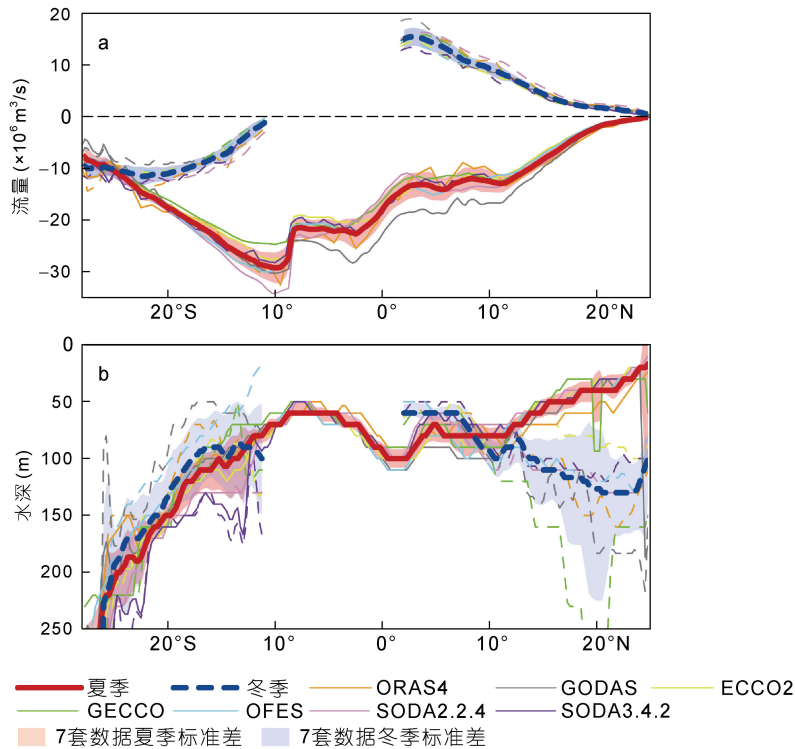


图 6 印度洋 SMOC 最大流量(a)及其对应深度(b)的纬向分布

Fig.6 Zonal distributions of the maximum transports (a) of the shallow meridional overturning circulation in the Indian Ocean and their corresponding depths (b)  
注: 红粗实线表示夏季集合平均, 蓝粗虚线表示冬季集合平均, 细实线和细虚线分别代表 7 套数据夏季和冬季的分布情况, 阴影为 7 套数据的标准差



80 m; 南印度洋表层流量最大值位于  $10^{\circ}\text{S}$  附近, 其中心强度范围为  $24.7 \times 10^6 \sim 34.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ , 平均值为  $29.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ , 中心深度大约在 70 m。需要注意的是, 南印度洋的表层流量既包括了 SSTC 的表层南向输运, 又含有 CEC 由北印度洋输运而来的表层水体信息, 因此, 我们取上述南印度洋表层流量最大值减去 CEC 的强度来表征 SSTC 的强度, SSTC 环流强度范围为  $11.5 \times 10^6 \sim 19.9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ , 集合平均强度为  $15.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ , 与 CEC 环流强度相当。相比于夏季, 冬季平均的 CEC 表层流流量表现为正值, 即表示表层流从南向北输运水体, 其最大流量出现在  $3^{\circ}\text{N}$  附近, 流量值范围为  $13.4 \times 10^6 \sim 18.9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ , 平均流量为  $15.4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ , 与夏季强度相当, 深度较夏季稍浅, 约为 60 m; 南印度洋表层流量最大值向南移动到  $22^{\circ}\text{S}$  附近, 而北印度洋 CEC 表层流已转为向北输运, 此时南印度洋表层流仅为 SSTC 表层流所贡献。因此, 南印度洋的表层最大流量大大减小, 流量值范围为  $9.4 \times 10^6 \sim 15.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ , 平均流量为  $11.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  较夏季 SSTC 强度有所减弱, 但中心深度加深到 170 m 左右。需要说明的是, 冬季  $0 \sim 10^{\circ}\text{S}$  区域从表层到 400 m 均为一致的北向流速, 流量极值中心在 400 m 以下, 与周围存在较大差异, 且该范围内向北输运的水体未全部越过赤道(图 4), 其流量极值不能表示 CEC 的强度, 因此本文暂不考虑该区域冬季表层流量问题。7 套数据的标准差结果说明, 各套数据对夏冬季节表层最大流量的模拟基本达到共识, 对夏季表层流深度的模拟也较为接近, 但是冬季表层流深度的描述却存在较大不确定性。

### 3.2 可能原因

以往研究曾利用 Ekman 经向输运来表征上层经向翻转环流的强度(McPhaden *et al*, 2002; Lee, 2004), 因此我们计算了印度洋 Ekman 经向输运, 对比研究基于不同方法得到的经向翻转环流输运量。赤道地区科氏力趋于零, 故 Ekman 经向输运未对赤道地区 ( $5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$ ) 进行计算。图 7 所示的是基于 SODA3.4.2 的冬夏季节 Ekman 输运量与经向翻转流函数得到的流量对比结果。冬夏季节经向流函数输运量与 Ekman 经向输运量的纬向分布趋势相似; 除夏季北印度洋外, 经向流函数输运量与 Ekman 经向输运量值也非常接近, 这说明印度洋 SMOC 主要受到风生环流的调制。夏季北印度洋 Ekman 输运量明显大于经向流函数输运量, 尤其是北印度洋  $5^{\circ} \sim 10^{\circ}\text{N}$  地区, 这主要是由于该地区存在较强的北向西边界流, 抵消了

部分南向表层流, 进而导致经向流函数输运量显著小于 Ekman 输运量。若经向流函数值中减去西边界流的流量, 其值与 Ekman 输运量的差异将大大减小(图略)。此外, 基于 OFES 资料的经向 Ekman 输运量结果也与 SODA3.4.2 类似。

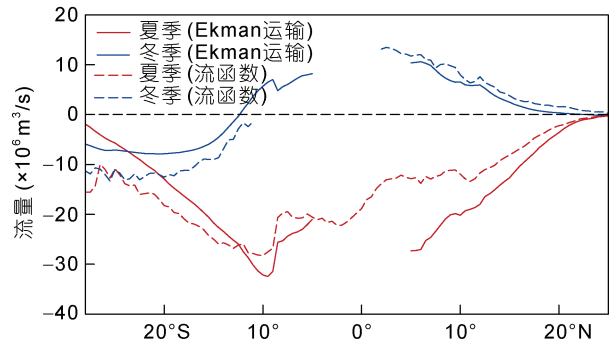


图 7 基于 SODA3.4.2 的印度洋 Ekman 经向输运量与经向翻转流函数输运量

Fig. 7 Ekman meridional transport and meridional overturning stream function transport in the Indian Ocean, based on SODA3.4.2

为进一步探究冬夏季风环流对印度洋 SMOC 季节差异的影响, 基于 SODA3.4.2 我们分析了冬夏季节平均的风应力场与 Ekman 输运散度及其差异(图 8)。如图 8 所示, 夏季风盛行时, 南印度洋盛行东南信风, 范围可达赤道附近, Ekman 输运往南。 $10^{\circ}\text{S}$  以南 Ekman 输运散度均为负值, 即表层海水在该区域内辐合下沉, 而  $0 \sim 10^{\circ}\text{S}$  区域的 Ekman 输运正散度则对应表层海水辐散上升, 即形成了逆时针流动的 SSTC 环流(图 8a); 此时, 北印度洋盛行西南季风, 除了阿拉伯海南部反气旋式环流引起的海水辐合下沉外, 北印度洋大部分地区表现为海水辐散上升, 与南印度洋的下沉运动共同构成了逆时针输运的 CEC 环流(图 8a)。冬季风期间, 南印度洋东南信风的北边缘向南撤退到约  $15^{\circ}\text{S}$ , 且风速减弱, Ekman 输运辐合区也相应地向南偏移, 强度亦弱于夏季平均,  $0 \sim 15^{\circ}\text{S}$  区域内气旋式环流使得该海域表层海水辐散, 引起上升运动。北印度洋风场转变为东北风, Ekman 输运转变为北向输运, 大部分地区 Ekman 输运散度为负值, 即表层海水辐合下沉, 形成顺时针输运的冬季 CEC 环流(图 8b)。总体而言, 冬夏季节的 Ekman 输运散度空间分布恰好对应于海水垂直运动位置, 并与经向翻转流函数描述的海水垂直运动位置有较好的匹配关系, 进一步说明印度洋季风环流场对印度洋 SMOC 的重要作用。此外, 由于赤道翻转流是对



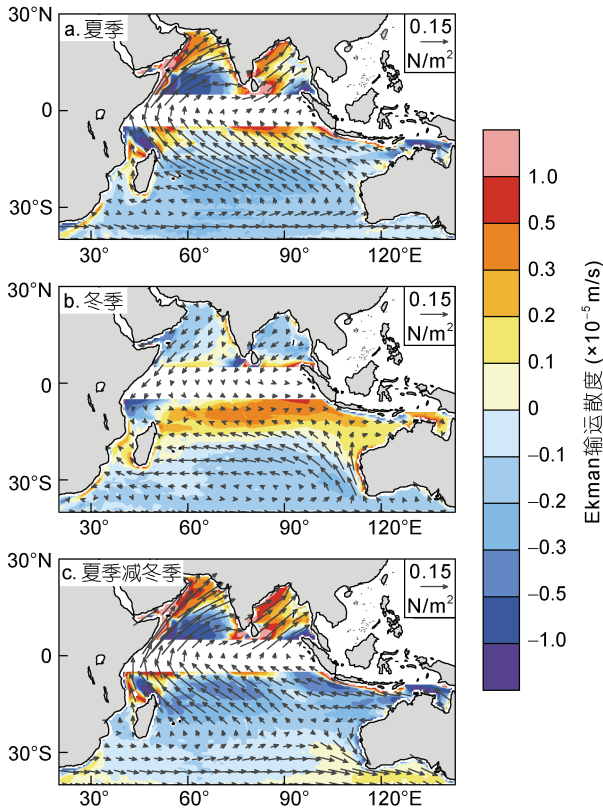


图 8 基于 SODA3.4.2 的夏季(a)和冬季(b)Ekman 运输散度与风应力(矢量箭头)及其夏冬季节差异(c)的空间分布  
Fig.8 Summer (a) and winter (b) spatial distribution of Ekman convergence and wind stress (vector) differences between summer and winter (c), based on SODA3.4.2

经向风的直接响应(Miyama *et al.*, 2003), 夏季赤道附近为偏南风, 冬季为偏北风, 因此赤道翻转流也反映出相反的环流结构, 即夏季为顺时针方向转动, 冬季为逆时针方向转动, 同时其冬夏季节的位置亦受到赤道风场的调控。综上所述, 印度洋 SMOC 冬夏季节的结构差异显著, 主要是由风生环流主导。CEC 环流运输方向在冬夏季节的反转主要由冬夏季节大气环流的转向(东北季风转为西南季风)导致; 南印度洋常年盛行东南信风, 虽能维持冬夏季节 SSTC 环流运输方向不变, 但其位置和强度却差异显著, 这主要是南印度洋东南信风位置季节偏移和强度季节变化的结果。

#### 4 结论

基于 7 套海洋再分析数据集, 本文主要研究了印度洋 SMOC 季节循环特征, 并重点探讨其冬夏季节差异和可能原因。主要得到以下两点结论:

(1) 印度洋 SMOC 由 SSTC 和 CEC 构成, 在年循

环内存在显著的冬夏季节差异。具体而言, SSTC 在冬夏季节均为逆时针方向转动结构, 具体表现为向南的表层流和向北的次表层流, 以及南部的下沉支和北部的上升支, 其中 SSTC 在夏、冬季的平均强度分别为  $15.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  和  $11.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ , 而冬季 SSTC 环流中心的位置较夏季偏南和偏深。CEC 在冬夏季节呈现相反的环流结构: 夏季 CEC 呈逆时针方向流动, 表层流自北向南输运至南印度洋, 与 SSTC 表层流混合, 在南印度洋潜沉后, 通过次表层于北印度洋上升, 平均强度为  $14.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ; 冬季 CEC 则位于  $10^\circ\text{S}$  以北, 为顺时针方向流动, 表层流向北输运, 在北印度洋逐渐潜沉, 随后向南输运, 平均强度为  $15.4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 。冬夏季节 CEC 的强度相当, 环流中心位置亦接近。

(2) 经向翻转流函数输运量与 Ekman 经向输运量的纬向分布相似且量值相近, Ekman 运输的散度分布也与流函数中体现的海水垂直运动位置有较好的对应关系, 说明印度洋 SMOC 主要受风生环流控制。北印度洋从夏季到冬季由西南季风转向为东北季风是造成 CEC 环流冬夏季节反转的主要原因, 而南印度洋东南信风位置的季节偏移和强度的季节变化主导了 SSTC 的季节差异。

已有研究表明, ITF 进入印度洋后, 大部分沿着南赤道流到达印度洋西边界, 并最终流出印度洋(Zhang *et al.*, 2019), 但粒子追踪试验结果显示 ITF 部分水体可以抵达北印度洋, 能成为 CEC 的水体来源之一(Haines *et al.*, 1999; Miyama *et al.*, 2003)。因此, ITF 对 SMOC 环流结构与强度的相对贡献还有待进一步研究。Han 等(2020)利用赫姆霍兹分解方法将经向速度场分解为辐散场和有旋场, 从而得到无辐散的经向翻转流函数, 一定程度上避免了 ITF 和厄加勒斯流作为印度洋源汇对经向翻转环流的影响。我们还注意到冬季 SSTC 的环流中心可以加深到 170 m(图 6b), 但实际上南印度洋内区整体南向输运主要位于上层 50 m, 这可能与印度洋西侧的莫桑比克海峡强的南向输运有关。此外, 即使是在北印度洋, 上层经向翻转流函数也未必完全闭合, 表层海水的补偿流可能影响到深层环流, 因此, 印度洋上层与深层经向翻转环流之间是否存在一定程度上存在相互作用值得进一步研究。

#### 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. 南京信息工程大学学报, 10(3): 275—281

- 胡瑞金, 刘秦玉, 武术, 2005. 北印度洋越赤道经向翻转环流的年际变化. *中国海洋大学学报*, 35(5): 697—702
- 胡瑞金, 程传林, 2007. 冬、夏季印度洋越赤道经向翻转环流的年际变化. *中国海洋大学学报*, 37(2): 173—180
- Balmaseda M A, Kristian M, Weaver A T, 2013. Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(674): 1132—1161
- Behringer D, Xue Y, 2004. Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: the Pacific Ocean. In: Eighth Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface, AMS 84th Annual Meeting. Washington: AMS, 11—15
- Carton J A, Chepurin G A, Chen L G, 2018. SODA3: a new ocean climate reanalysis. *Journal of Climate*, 31(17): 6967—6983
- Fischer J, Schott F, Stramma L, 1996. Currents and transports of the Great Whirl-Socotra Gyre system during the summer monsoon, August 1993. *Journal of Geophysical Research: Ocean*, 101(C2): 3573—3587
- Garnier U, Schott F, 1997. Heat fluxes of the Indian Ocean from a global eddy-resolving model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C9): 21147—21159
- Giese B S, Sulagna R, 2011. El Niño variability in simple ocean data assimilation (SODA), 1871—2008. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C2): C02024
- Haines M A, Fine R A, Luther M E *et al*, 1999. Particle Trajectories in an Indian Ocean Model and sensitivity to seasonal forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 29(4): 584—598
- Han L, Huang R X, 2020. Using the Helmholtz decomposition to define the Indian Ocean meridional overturning streamfunction. *Journal of Physical Oceanography*, 50(3): 679—694
- 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
- Hu R J, Liu Q Y, Wang Q *et al*, 2005. The shallow meridional overturning circulation in the Northern Indian Ocean and its interannual variability. *Advances in Atmospheric Sciences*, 22(2): 220—229
- Köhl A, Stammer D, 2008. Decadal sea level changes in the 50-year GECCO ocean synthesis. *Journal of Climate*, 21(9): 1876—1890
- Lee S K, Park W, Baringer M O *et al*, 2015. Pacific origin of the abrupt increase in Indian Ocean heat content during the warming hiatus. *Nature Geoscience*, 8(6): 445—449
- Lee T, Marotzke J, 1998. Seasonal cycles of meridional overturning and heat transport of the Indian Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 28(5): 923—943
- Lee T, 2004. Decadal weakening of the shallow overturning circulation in the South Indian Ocean. *Geophysical Research Letters*, 31(18): L18305
- Lee T, McPhaden M J, 2008. Decadal phase change in large-scale sea level and winds in the Indo-Pacific region at the end of the 20th century. *Geophysical Research Letters*, 35(1): L01605
- 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
- Li Y L, Han W Q, Hu A X *et al*, 2018. Multidecadal changes of the upper Indian Ocean heat content during 1965–2016. *Journal of Climate*, 31(19): 7863—7884
- Liu W, Xie S P, Lu J, 2016. Tracking ocean heat uptake during the surface warming hiatus. *Nature Communications*, 7(1): 10926
- Lumpkin R, Speer K, 2007. Global ocean meridional overturning. *Journal of Physical Oceanography*, 37(10): 2550—2562
- Ma J, Feng M, Sloyan B M *et al*, 2019. Pacific influences on the meridional temperature transport of the Indian Ocean. *Journal of Climate*, 32(4): 1047—1061
- McCreary Jr J P, Kundu P K, Molinari R L, 1993. A numerical investigation of dynamics, thermodynamics and mixed-layer processes in the Indian Ocean. *Progress in Oceanography*, 31(3): 181—244
- McPhaden M J, Zhang D X, 2002. Slowdown of the meridional overturning circulation in the upper Pacific Ocean. *Nature*, 415(6872): 603—608
- Menemenlis D, Campin J, Heimbach P *et al*, 2008. ECCO2: high resolution global ocean and sea ice data synthesis. *Mercator Ocean Quarterly Newsletter*, 31: 13—21
- Meng L, Zhuang W, Zhang W *et al*, 2020. Variability of the shallow overturning circulation in the Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(2): e2019JC015651
- Miyama T, McCreary Jr J P, Jensen T G *et al*, 2003. Structure and dynamics of the Indian-Ocean cross-equatorial cell. *Deep sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50(12—13): 2023—2047
- Sasaki H, Nonaka M, Masumoto Y *et al*, 2008. An eddy-resolving hindcast simulation of the quasiglobal ocean from 1950 to 2003 on the Earth Simulator. In: Hamilton K, Ohfuchi W eds. *High Resolution Numerical Modelling of the Atmosphere and Ocean*. New York: Springer, 157—185
- Schoenfeldt R, Schott F A, 2006. Decadal variability of the Indian Ocean cross-equatorial exchange in SODA. *Geophysical Research Letters*, 33(8): L08602
- Schott F A, McCreary Jr J P, 2001. The monsoon circulation of the Indian Ocean. *Progress in Oceanography*, 51(1): 1—123
- Schott F A, Dengler M, Schoenfeldt R, 2002. The shallow overturning circulation of the Indian Ocean. *Progress in Oceanography*, 53(1): 57—103
- Schott F A, McCreary Jr J P, Johnson G C, 2004. Shallow overturning circulations of the tropical-subtropical oceans. In: Wang C, Xie S P, Carton J A eds. *Earth's Climate: the Ocean-Atmosphere Interaction*. Washington, DC: American Geophysical Union, 261—304
- Schott F A, Xie S P, McCreary Jr J P, 2009. Indian Ocean circulation and climate variability. *Reviews of Geophysics*, 47(1): RG1002
- Talley L D, 2013. Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: schematics and transports. *Oceanography*, 26(1): 80—97

- 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
- Wang Y, McPhaden M J, 2017. Seasonal cycle of cross-equatorial flow in the central Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 122(5): 3817—3827
- Xie S P, Annamalai H, Schott F A *et al.*, 2002. Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability. *Journal of Climate*, 15(8): 864—878
- Zhang T C, Wang W Q, Xie Q *et al.*, 2019. Heat contribution of the Indonesian throughflow to the Indian Ocean. *Acta Oceanologica Sinica*, 38(4): 72—79
- Zhuang W, Feng M, Du Y *et al.*, 2013. Low-frequency sea level variability in the southern Indian Ocean and its impacts on the oceanic meridional transports. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(3): 1302—1315

## DIFFERENCE OF THE SHALLOW MERIDIONAL OVERTURNING CIRCULATION IN THE INDIAN OCEAN BETWEEN WINTER AND SUMMER

LIU Yu<sup>1, 2, 3, 4</sup>, XU Kang<sup>2, 3, 5</sup>, WANG Wei-Qiang<sup>2, 3, 5</sup>, XIE Qiang<sup>1, 6, 7</sup>, WANG Yu-Guo<sup>8</sup>

(1. *Institute of Deep-sea Science and Engineering, Chinese Academy of Sciences, Sanya 572000, China*; 2. *State Key Laboratory of Tropical Oceanography, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China*; 3. *Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Guangzhou), Guangzhou 511458, China*; 4. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*; 5. *Innovation Academy of South China Sea Ecology and Environmental Engineering, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, 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*; 8. *Blue Ocean Academy of Marine Technology (Zhuhai) Co., LTD, Zhuhai 519000, China*)

**Abstract** The shallow meridional overturning circulation (SMOC) dominates the water exchange in the tropical-subtropical upper ocean, and plays an important role in ocean mass transport and heat exchange. Therefore, the seasonal characteristics of SMOC in the Indian Ocean and its possible causes were mainly investigated based on seven datasets of ocean reanalysis products. Results show that the Indian Ocean SMOC is primarily composed of the southern subtropical cell (SSTC) and cross-equatorial cell (CEC), and exhibits remarkable seasonal differences. When summer monsoon prevails, both the SSTC and CEC are featured by the anticlockwise overturning cell with southward flows in the surface layer and northward flows in the subsurface layer. In contrast, the winter SSTC still displays an anticlockwise structure, but the corresponding center shifts southward, and becomes deeper and weaker than that in summer. However, the winter CEC turns to be clockwise with northward flows in the surface layer and southward flows in the subsurface layer, and the depth and intensity of the corresponding center are approximately close to the counterparts in summer. Such seasonal differences in the Indian Ocean SMOC are dominated by the wind-driven circulation. The seasonal reverse of the CEC in the north Indian Ocean is a result of the changes of the Indian summer and winter monsoon, and the seasonal differences of the intensity and location for the SSTC are mainly attributed to the intensity changes and seasonal displacement of the trade wind in the south Indian Ocean.

**Key words** Indian Ocean; shallow meridional overturning circulation; seasonal contrast between winter and summer; subtropical cell; cross-equatorial cell