

3~5 月份东印度洋上层水文要素特征分析*

林小刚^{1,2}, 齐义泉¹, 程旭华¹

1. 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), 广东 广州 510301;

2. 中国科学院大学, 北京 100049

摘要: 利用中国科学院“实验 1”号调查船 2010~2012 年东印度洋 3 个航次的走航断面观测数据, 分析了春季孟加拉湾南部和赤道东印度洋上层海洋的水文结构特征, 同时结合卫星遥感资料和世界海洋图集 2009(world ocean atlas 2009, WOA09)气候态温、盐资料, 探讨了孟加拉湾南部海水经向地转输运的变化以及温跃层的波动。结果表明, 在 3~5 月份, 即印度洋冬季风向夏季风转换期间, 赤道西风的爆发成为这一海域最关键的驱动力, 将阿拉伯海的高盐水向东输运, 使赤道纬向压强梯度力转为西向, 减弱了赤道潜流并引起向北的经向地转输运。在孟加拉湾湾口, 赤道的波动强迫导致了经向输运由南向转为北向, 来自阿拉伯海的高盐水与孟加拉湾的低盐水在此汇集, 形成了明显的盐度梯度; 波动强迫还使得孟加拉湾湾口呈现出一个向西移动并减弱的气旋涡流场。在波动和表层盐度差异的影响下, 湾口温跃层维持着向西下倾斜的状态, 即使是在印度洋东岸海水堆积时, 也没有显示出如赤道断面温跃层那般的大幅度加深。

关键词: 东印度洋; 季风转换期; 水文要素; 地转流; 温跃层

中图分类号: P731.1 文献标识码: A 文章编号: 1009-5470(2014)03-0001-09

Hydrographical features in the Eastern Indian Ocean during March–May

LIN Xiao-gang^{1,2}, QI Yi-quan¹, CHENG Xu-hua¹

1. State Key Laboratory of Tropical Oceanography (South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Science), Guangzhou 510301, China;

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: Using the data collected during 2010~2012 Eastern Indian Ocean (EIO) cruises, we analyzed the hydrographical features in the upper layer of the southern Bay of Bengal (BoB) and eastern equatorial Indian Ocean (EEIO) during spring monsoon transition. We also studied the variations of meridional geostrophic transport and the thermocline at the mouth of the BoB. The results show that the equatorial westerly wind bursts become the dominant force in this region during spring intermonsoon transition around March–May. They change the equatorial pressure gradient force from eastward to westward by transporting the Arabian Sea water to the east, and weaken the equatorial undercurrent. At the BoB mouth, the wave propagation in the equator enhances the northward water volume transport, mixes the water masses from the Arabian Sea and BoB, and increase the salinity gradient. In addition, the remote forcing of equatorial waves leads to the formation of a cyclonic eddy at the BoB mouth. The remote forcing also deepens the thermocline at the west end in the southern BoB, while the upper-layer low salinity water keeps it shallow at the east end even though the thermocline in the EEIO is deepened.

Key words: Eastern Indian Ocean; monsoon transition; hydrography; geostrophic current; thermocline

孟加拉湾和赤道东印度洋分别位于中南半岛和
苏门答腊岛的西面, 通过安达曼海和马六甲海峡与

中国南海相通。这一海域是印度洋–太平洋暖池的重
要组成部分, 同时也是亚洲夏季风爆发和发展的关

收稿日期: 2013-07-17; 修订日期: 2013-11-27。殷波编辑

基金项目: 国家重点基础研究发展计划项目(2010CB950303); 国家自然科学基金项目(41176023)

作者简介: 林小刚(1989~), 男, 福建省南安市人, 硕士研究生, 主要从事东印度洋环流动力学研究。E-mail: linxiaogang@scsio.ac.cn

通信作者: 齐义泉。E-mail: qiyiquan@scsio.ac.cn

*感谢东印度洋航次“实验 1”号调查船的全体船员和科考队员。同时感谢 AVISO 提供高度计资料, RSS 提供 WindSat 风场资料。

键海区,其季风和海温异常与我国气候异常有着十分密切的关系(Ding, et al, 2012; Huang, et al, 2012)。研究东印度洋上层水文结构在季风转换过程中的特征与变化,以及转换期间赤道波动对这一海域的影响,可进一步认识季节内信号的传播过程,有助于提高我国短期气候预报的准确性。

孟加拉湾受南亚季风气候影响,夏季盛行西南风,冬季盛行东北风。在季风、径流与赤道风场强迫的共同作用下,其上层环流表现出明显的季节变化,但是又与季风转换不完全同步(Schott, et al, 2001; Eigenheer, et al, 2000; Shenoi, 2010)。孟加拉湾上层环流在冬季风时期总体为海盆尺度的反气旋式环流,在斯里兰卡岛以南有一支东北季风漂流(northeast monsoon current, NMC)向西流入阿拉伯海;夏季湾内环流则表现出多涡结构,同时斯里兰卡岛以南的季风漂流转为东北向,即西南季风漂流(southwest monsoon current, SMC)(邱云等, 2007)。SMC 到达孟加拉湾南部后,受局地风场和赤道印度洋东岸反射 Rossby 波西传的影响流向逐渐往北转,7~9 月份时在孟加拉湾湾口西部形成很强的北向流侵入湾内(Vinayachandran, et al, 1999)。另一方面,印度洋赤道纬向风风向一年变化 4 次,受此影响,其表层海流冬季、夏季为西向流,而季风转换的春季(4~5 月)、秋季(10~11 月)则有较强的东向急流(Wyrtki 急流),驱动赤道附近水体向东输运(Wyrtki, 1973; Han, et al, 1999; Iskandar, et al, 2011)。还应注意的是,由于赤道风场的变化,印度洋次表层深度的潜流并不稳定(Iskandar, et al, 2009)。Schott 等(2001)认为,印度洋潜流更应被视为赤道波动传播的现象,而不是平均意义上的环流。

东印度洋盐度分布的时空变化也存在明显的季节信号, Han 等(2001)、Jensen(2003)、Rao 等(2003)和 Sengupta 等(2006)分别利用模式和观测资料对印度洋的盐度分布及其变化进行了研究,发现东印度洋的盐度主要受蒸发降雨、孟加拉湾沿岸径流和印尼贯穿流等因素的影响。其中,北印度洋季风海流和赤道半年周期的表层海流对东西印度洋的水交换有重要作用(Jensen, 2001; 张玉红等, 2009, 2012):季风转换期间的 Wyrtki 急流携带着阿拉伯海的高盐水,在赤道形成向东扩展的高盐舌,而后夏季风时期的 SMC 和赤道波动遥强迫使高盐水在经过斯里兰卡岛南面海域之后逐渐向北侵入孟加拉湾内;冬季风时则海水的输转向西, NMC 携带着孟加拉湾的低盐水绕过斯里兰卡岛和印度半岛南端,向西侵入

阿拉伯海。

国内外对东印度洋上层海洋温、盐、流的变化特征已经有一些认识,但由于夏季风爆发时间不固定,并且季风爆发期间海上调查条件恶劣,可用观测资料十分有限,致使对季风爆发期间上层海洋响应过程研究较少。文中利用 2010~2012 年中国科学院“实验 1”号调查船东印度洋 3 个航次的断面调查数据,分析了 3~5 月份冬季风至夏季风转换期间东印度洋上层水文要素的变化特征,并探讨了调查海域地转流和温跃层波动及其可能的原因。

1 数据和处理方法

文中使用的水文数据为中国科学院“实验 1”号调查船 2010~2012 年东印度洋海域 3 个综合考察航次的调查数据,仅选取这 3 年里缺测较少的 2 个断面进行分析,即孟加拉湾南部断面(2010 年观测纬度为 10°N, 2011 和 2012 年观测纬度为 6°N, 统一简称为断面 1)和赤道断面(简称为断面 2)(图 1),各年份断面的调查时间如表 1 所示。调查数据包括大面站温盐深探测仪(conductivity, temperature and depth, CTD, 美国海鸟公司生产的 Seabird 911 plus)测得的温度、盐度数据和走航声学多普勒流速剖面仪(acoustic doppler current profiler, ADCP, 美国 RDI 公司, 工作频率 75kHz)测得的流速。经预处理后 CTD 和 ADCP 观测数据的垂向分辨率分别为 1m 和 8m, CTD 观测深度为 2~1550m, ADCP 垂向观测 70 层,即 16.5~576.5m。为保证数据质量,文中选取 5~1000m 的温、盐数据和 1~40 层(16.5~336.5m)的 ADCP 数据进行分析。

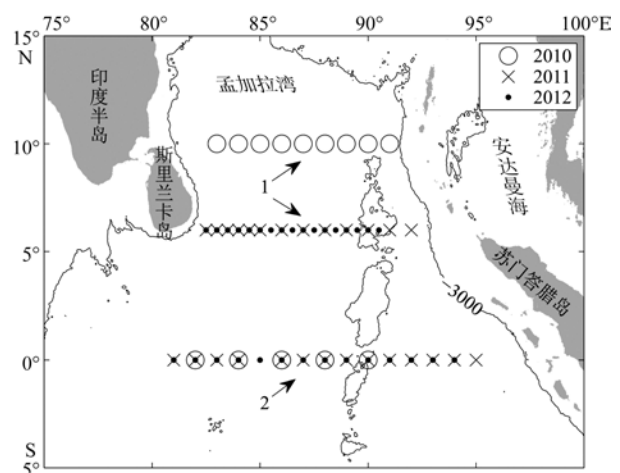


图 1 东印度洋航次孟加拉湾南部断面(断面 1)和赤道断面(断面 2)观测站位

Fig. 1 Station locations along Section 1 and Section 2 during the 2010~2012 EIO cruise

表 1 东印度洋海域 3 个综合考察航次断面 1 和 2 的调查时间

Tab. 1 Schedule of the EIO cruises during 2010~2012

断面	2010 年	2011 年	2012 年
1	4 月 24 日~4 月 30 日	5 月 1 日~5 月 4 日	3 月 10 日~3 月 16 日
2	5 月 10 日~5 月 13 日	4 月 15 日~4 月 22 日	4 月 2 日~4 月 9 日

采用由美国海洋资料中心(National Oceanographic Data Center, NODC)提供的全球海洋气候态分析数据(world ocean atlas 2009, WOA09)与观测数据进行对比, 选择其中空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的气候态月平均数据进行分析。

海面 10m 高风场数据为美国遥感系统(remote sensing system, RSS)发布的第 7 版 WindSat 数据产品。该数据基于美国海军研究实验室(Naval Research Laboratory, NRL) 2003 年发射的全极化微波辐射计 WindSat, 时间跨度为 2003 年至今, 空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。海面高度和海表地转流来自网格化融合卫星海洋资料 (archiving, validation, and interpretation of satellite oceanographic data, AVISO)提供的融合数据产品, 空间分辨率为 $1/3^\circ \times 1/3^\circ$, 时间跨度为 1992~2012 年。

2 结果

3 年航次中除了 2012 年断面 1 观测时间为 3 月份外, 其余皆在 4~5 月份(表 1), 同一航次 2 个断面观测时间间隔约为半个月。从气候态风场结果看(图 2a~c), 3 月份孟加拉湾为弱的东北风, 赤道以南海域有较强的西风; 4 月份时, 孟加拉湾及其南部海域风场很弱, 而赤道东印度洋大部分区域都转为西风。同时, 这一时期东印度洋还会受到 Madden-Julian 震荡的影响, 引起季风转换的异常和降雨的异常(Lawrence, et al, 2002; Schott, et al, 2009; Yu, et al, 2012); 5 月份西南季风爆发, 东北印度洋受较强的西南季风所控制, 根据 Yu 等(2012)定义的孟加拉湾季风指数算得印度洋多年平均的夏季风爆发日期为 5 月 3 号。而从航次期间的海面风场来看(图 2d~f), 3 年航次分别处于季风转换的不同阶段。其中 2011 年断面 1 的调查时间与当年夏季风爆发时间最为接近, 2012 年调查期间的海面风场则与 3 月份气候态的风场相吻合, 表现为弱的东北季风; 在断面 2 的调查中, 2010 年西风最强, 而 2011 与 2012 年赤道纬向风较弱。

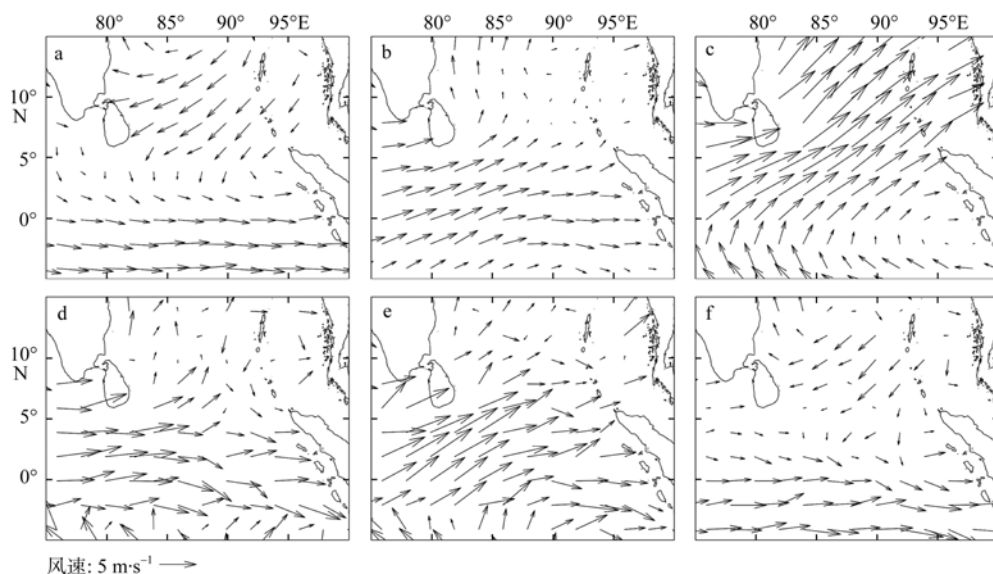


图 2 2003~2012 年东印度洋 3 月(a)、4 月(b)、5 月(c)气候态月平均及 2010 年(d)、2011 年(e)、2012 年(f)航次期间海面 10m 的风场

Fig. 2 Climatic (2003~2012) 10-m wind in the EIO during (a) March, (b) April and (c) May. (d) ~ (f) are the same as (a) ~ (c), except for the 2010~2012 cruises, respectively

2.1 温度和盐度

3 个航次观测所得的温、盐垂向分布显示: 在 3~5 月份, 断面 1 上层海水具有很高的海表面温度(sea surface temperature, SST)和明显的盐度纬向梯度(图 3a~c、g~i)。Shaji 等(2003)和俞永强等(2011)

研究已表明, 印度洋暖池 SST 的变化受海表热通量的影响十分显著。2010 年断面 1 在其上层呈现出异常高的海温, 在季节尺度上是受短波辐射变化作用, 在年际尺度上则可能与 Xie 等(2009)提出的 El Niño 次年电容器效应密切相关。该海域盐跃层的形成机

制则较为复杂,可能受孟加拉湾沿岸冲淡水、降雨以及埃克曼(Ekman)泵的影响而产生(Howden, et al, 2001; Thadathil, et al, 2007),并为障碍层的形成提供了有利条件。障碍层是指混合层底到温跃层顶之间的水层,能够阻碍混合层暖水和温跃层冷水之间的湍流交换,减弱短波辐射向下穿透混合层底的能力,将更多的能量束缚在混合层内,引起上层海温升高,混合层变浅(Lukas, et al, 1991)。图4为2010年航次断面1东侧站点(10°N , 90°E)的温度、盐度和密度廓线图。文中将相对于海表温度降低 ΔT 的深度确定为温跃层顶,将相对于海表密度增加 $\Delta \rho$ 的深度确定为混合层底,两者之间的水层即为障碍层。文中 ΔT 取 1°C , $\Delta \rho$ 取温度下降 1°C 所引起的密度变化量(Thadathil, et al, 2007),由此确定的(10°N , 90°E)站点处混合层底深度为 15m ,温跃层顶深度为 50m ,由此得到障碍层厚度为 35m 。从图4可知,站点上层海水强烈的垂向盐度梯度导致了等温层内密度发生显著变化,加强了水体层结,阻碍热量向下传递,

甚至引起了逆温现象(Wu, et al, 2012)。实际上,2010年航次断面1的位置比其他2年偏北4个纬度,使其受湾内上层低盐水的影响更为明显。故可以推断,障碍层的存在是断面1在2010年观测期间比其他航次表层温度更高、混合层深度更浅的另一个重要原因(图3a)。在断面2的观测中,2010年上层海温同样是最高的,但其混合层仍较为深厚(图3d),Zeng等(2012)认为是由于观测期间赤道西风强盛,海表面风应力增大引起上层混合的加强导致。断面2的表层盐度存在明显的纬向梯度,主要是因为印度洋赤道西风驱动了向东的Wyrski急流,这一急流携带着阿拉伯海的高盐水,在赤道东印度洋形成向东推进的高盐舌(图3j~l,图5),而由于3年观测期间赤道西风强度不一致,高盐舌推进的位置也有所不同。

不论是断面1还是断面2,在混合层之下都有很强的温跃层存在(图3a~f)。其中断面1的温跃层基本为向西下倾斜,而断面2温跃层深度则有较大变化(详见3.2部分)。2011年和2012年在断面1西

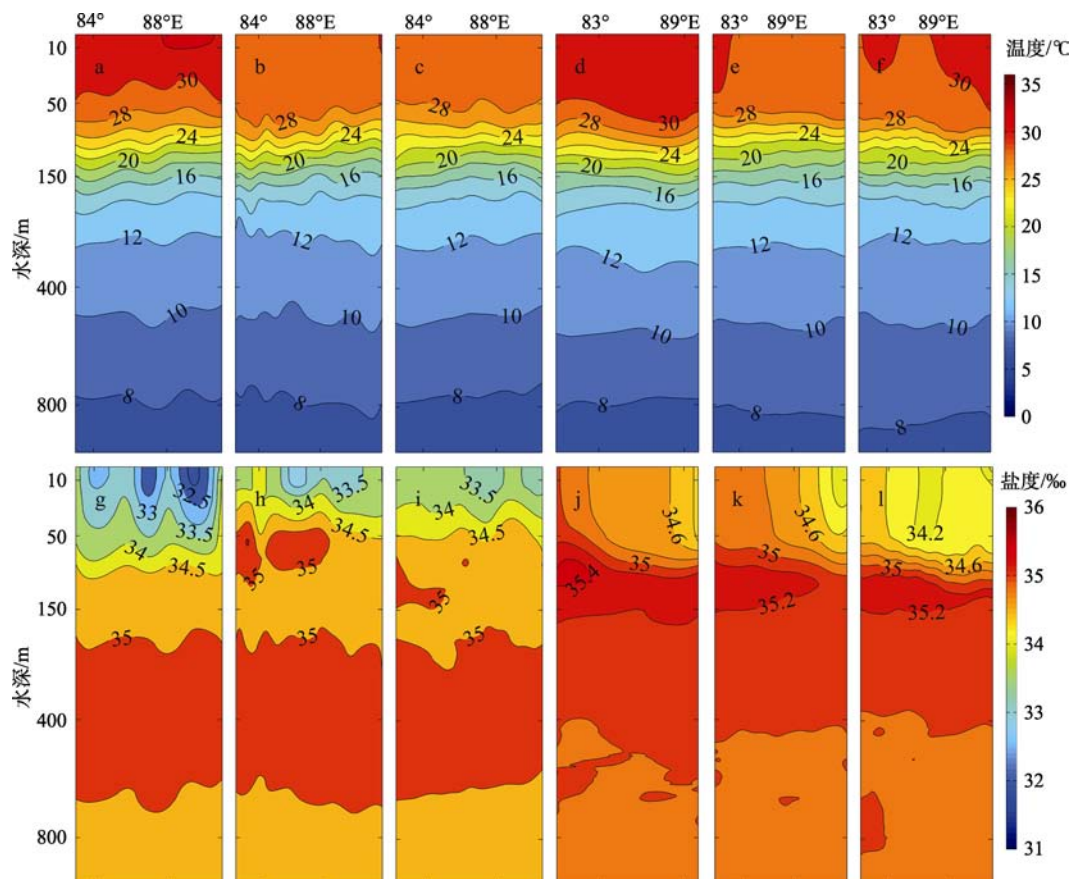


图3 断面温度(a, b, c, d, e, f)和盐度(g, h, i, j, k, l)分布图(深度坐标突出了上层结构)

a. 2010年断面1温度; b. 2011年断面1温度; c. 2012年断面1温度; d. 2010年断面2温度; e. 2011年断面2温度; f. 2012年断面2温度; g. 2010年断面1盐度; h. 2011年断面1盐度; i. 2012年断面1盐度; j. 2010年断面2盐度; k. 2011年断面2盐度; l. 2012年断面2盐度

Fig. 3 Temperature distribution of Section 1 during (a) 2010, (b) 2011 and (c) 2012. (d) ~ (f) are the same as (a) ~ (c), respectively, except for Section 2. (g) ~ (l) are the same as (a) ~ (f), respectively, except for salinity. The vertical coordinate has been distorted to emphasize the structure in the upper layer

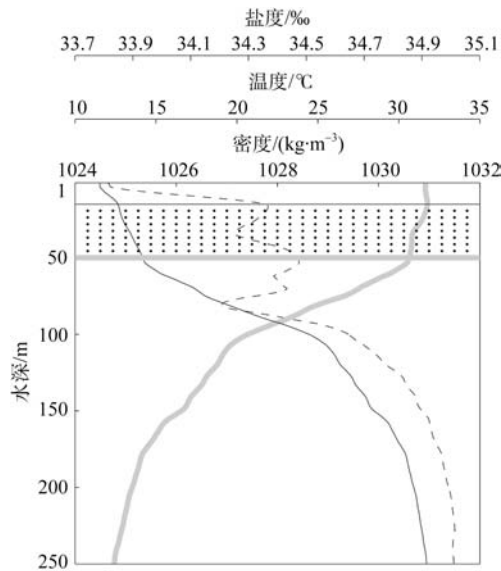


图4 2010年航次断面1东侧站点(10°N, 90°E)密度(粗实线)、温度(细实线)、盐度(虚线)廓线图

粗横线为混合层底, 细横线为温跃层顶, 阴影区域为障碍层

Fig. 4 Profiles of density (thin solid curve), temperature (thick solid curve) and salinity (dashed curve) at 10°N, 90°E during the 2010 EIO cruise. The thin and thick horizontal lines represent the bottom of the mixed layer and the top of the thermocline, respectively. The stippled area indicates the barrier layer

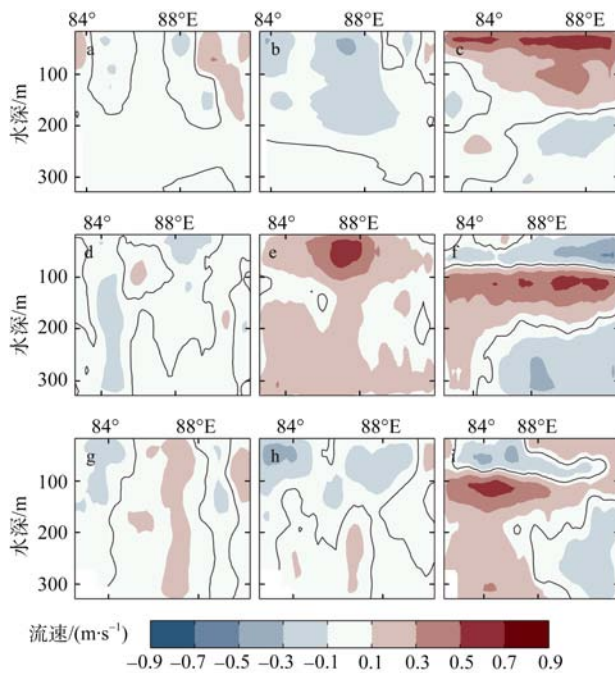


图5 东印度洋航次断面流速分布图(正值代表向北或向东的流动, 等值线流速为0)

a. 2010年断面1经向流速; b. 2010年断面1纬向流速; c. 2010年断面2纬向流速; d. 2011年断面1经向流速; e. 2011年断面1纬向流速; f. 2011年断面2纬向流速; g. 2012年断面1经向流速; h. 2012年断面1纬向流速; i. 2012年断面2纬向流速

Fig. 5 Meridional velocity (units: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, with positive denoting northward and zero contour) of Section 1 during (a) 2010, (d) 2011 and (g) 2012. (b), (e) and (h) are the same as (a), (d) and (g), except for zonal velocity of Section 1 (positive denoting eastward), respectively. (c), (f) and (i) are the same as (b), (e) and (h), except for Section 2

部 50~150m 深度上还有着明显的高盐水团(图 3h、i), Xuan 等(2012)认为该水团所处深度与这 2 年航次期间观测到的赤道潜流(图 5f、i)以及赤道次表层的高盐水(图 3k、l)深度一致, 说明其可能由赤道潜流携带而来。实际上, 2011 年和 2012 年在印度洋赤道出现偏西风之后, 受波动和水体输运影响, 赤道东印度洋海面高度抬升, 使得在斯里兰卡岛和赤道之间的海域首先出现偏北的地转流场(图 6e、f), 有利于断面 2 西部的高盐水扩展至断面 1。而 2010 年断面 1 所处纬度偏北, 没有观测到这一高盐水团。另外, 断面上 200~700m 的高盐水来自阿拉伯海, 该水层基本不受海面风场变化的影响, 相对稳定, 季节变化较小。

2.2 流场

图 5 是走航 ADCP 观测得到的断面流场结构。在上层 200m 以浅水层中, 断面 1 经向流速呈现出南北向交替分布(图 5a、d、g), 可能与海洋涡旋存在有关。为了进行验证, 图 6 给出了由 AVISO 数据得到的 3~5 月份气候态和断面 1 调查期间海面高度异常和地转流场的分布。地转流场显示, 孟加拉湾湾口中部在 2010 年和 2011 年航次期间的 90°E 附近都有明显气旋涡存在。不同的是, 2010 年的观测断面穿过了一个气旋涡的北侧, 而 2011 年的观测断面穿过了另一个气旋涡的南侧。2012 年流场结构较为复杂, 其原因可能是 2012 年航次期间孟加拉湾正处于风场转向初期, 赤道东岸海水尚未形成堆积形态, 故只在湾口东侧看到一个较弱的气旋涡, 而其流场结构主要受斯里兰卡岛东岸以及湾内高水位影响。从东印度洋气候态海面高度异常分布可见, 在东北季风减弱后, 印度半岛和斯里兰卡岛东岸仍具有正的海面高度异常, Rao 等(2010)和 Cheng 等(2013)的分析表明这一高水位主要是由于孟加拉湾东北沿岸波动强迫所导致的。而此时不断加强的西南季风与赤道西风则分别引起了向东的 Ekman 输运和赤道 Wyrski 急流, 使海水在东岸堆积, 所以赤道东边界也具有正的海面高度异常, 故孟加拉湾湾口中部在冬季风向夏季风转换期间形成了相对低的海面高度, 在海表地转流场上呈现为一个气旋涡。3~5 月份期间, 该气旋涡随着波动西传逐渐被向西压缩。

对比断面 1 的经向流速和纬向流速可以发现, 季风转换引起的 Ekman 漂流的变化主要体现在表层纬向流速上。2011 年断面 1 观测期间是 3 年航次中西南风最强的时候, 在海水上层中强迫出了很强的东向漂流, 故此时的断面 1 表层向东的纬向流速很大, 而经向流速却相对小得多(图 5d、e)。

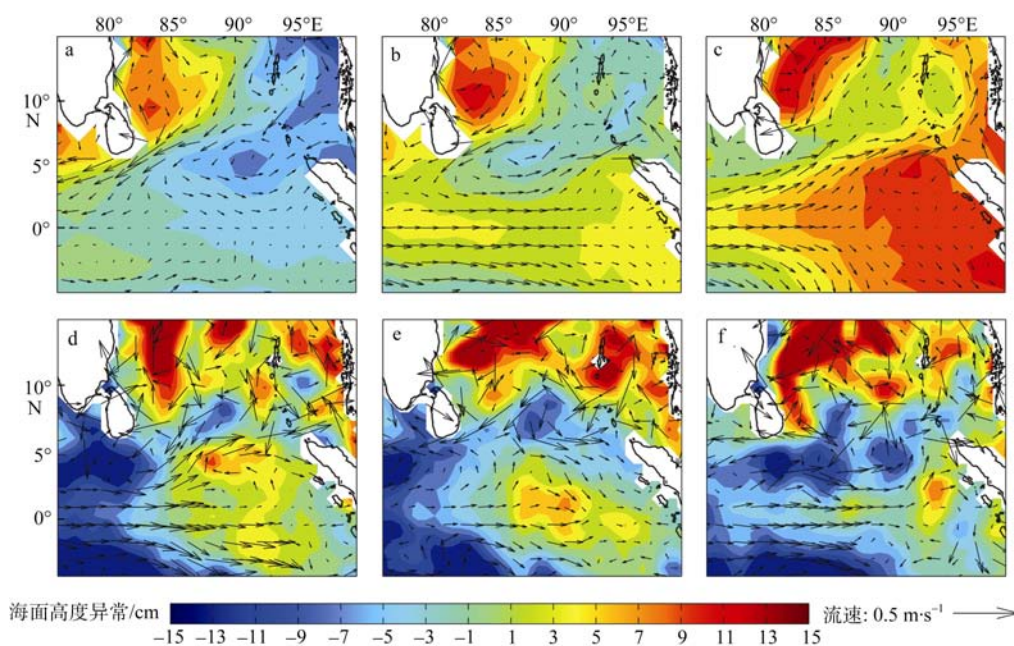


图 6 1993~2012 年东印度洋 3 月(a)、4 月(b)、5 月(c)气候态月平均及 2010 年(d)、2011 年(e)、2012 年(f)航次期间地转流(箭头)和海面高度异常(等值线)

Fig. 6 Climatic (1993~2012) geostrophic current (vector) and sea level anomaly (shaded; units: cm) in the EIO during (a) March, (b) April and (c) May. (d) ~ (f) are the same as (a) ~ (c), except for the 2010~2012 cruises, respectively

断面 2 所处赤道风场变化较大, 走航 ADCP 观测结果表现出的赤道流动特征有明显差异(图 5c、f、i)。2011 年和 2012 年断面 2 观测期间, 表层仍有向西的流动, 在 100~200m 深度上有较强的向东潜流。该潜流是由赤道盛行东南风导致的東西压力梯度形成的, 但是这一赤道潜流并不稳定。在春、秋季节时, 印度洋赤道西风的爆发会影响赤道纬向的水体运输, 使得潜流减弱, 甚至消失。2010 年观测结果证实, 2010 年赤道西风相比其他 2 年观测期间要强盛许多(图 2d~f), 上层 150m 形成了较为一致的向东流动(图 5c), 减弱了纬向的压强梯度力, 使得潜流无法继续维持。

3 讨论

3.1 孟加拉湾南部断面地转流

为了进一步研究观测期间孟加拉湾南部断面地转流及其运输的变化情况, 文中利用断面温、盐场, 通过“动力计算”得到地转流的经向流速分布。计算过程中利用海面高度算得海表地转流, 并以此作为流速参考面, 向下积分得到断面流场(图 7)。诊断结果与走航 ADCP 观测得到的经向流场整体结构较为一致, 呈现出相似的南北向交替的流速分布, 表明此时断面 1 上潮流和 Ekman 漂流对于 ADCP 观测得到的经向分量影响不大, 原因有: 1) 断面 1 水深较深, 潮流流速很小; 2) Ekman 漂流的流速虽然不

可忽略, 但不论是东北季风还是西南季风, 其对表层流的主要贡献都是纬向的, 且诊断得到的地转流经向分量较大, 故即使是在 Ekman 流速影响较大的上层几十米水深中, 其经向分量也并没有改变地转流流场的主要结构。另外, 应指出的是, 由于走航 ADCP 所观测得到的剖面流场并非整个断面的瞬时流场, 文中所采用的海面高度数据也无法准确匹配走航过程中海面高度的变化, 故诊断结果在一些区域上与 ADCP 观测结果仍有所差异, 如 2011 年断面 1 的西部和 2012 年断面 1 的中部。

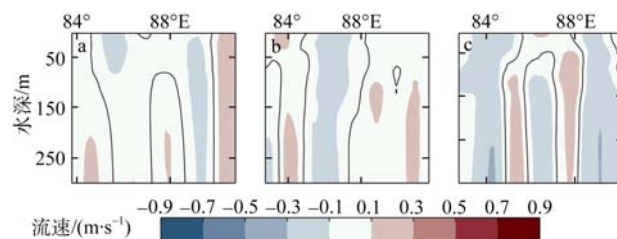


图 7 2010 年(a)、2011 年(b)和 2012 年(c)断面 1 由“动力计算”得到的地转流经向流速(正值代表向北的流动, 等值线流速为 0)

Fig. 7 Meridional velocity (units: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, with positive denoting northward and zero contour) of geostrophic current along Section 1 calculated from hydrographic data during (a) 2010, (b) 2011 and (c) 2012 EIO cruises

利用地转流场算出的 2010 年、2011 年和 2012 年断面 1 上层 300m 海水南北向体积运输分别为

$1.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $1.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $18.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 正的代表向北的输运。为了加以对比, 文中根据同样的方法, 采用气候态海面高度以及 WOA09 数据的气候态温、盐场, 计算得到了孟加拉湾南部 6°N 和 10°N 2 个断面上层 300m 的地转流经向体积输运随月份的变化(图 8)。从图 8 可以看出, 在冬季风向夏季风转换过程中, 10°N 断面地转流经向体积输运的转向要比 6°N 断面滞后 1 个月左右。 6°N 断面大概在 3 月中旬整体的输运转为北向, 并在 5 月份达到最大值。而 10°N 断面则要到 4 月中旬才发生转向, 在 6 月份达到第一次峰值, 并且其输运量与 6°N 断面相比显著偏弱。2012 年航次期间该海域仍为弱的东北季风形态, 故在断面 1 处经向地转输运为南向; 而 2010 年和 2011 年航次则处在季风转向后的初期, 向北的经向地转流初步形成, 因此这 2 年航次在断面 1 处为弱的北向体积输运。航次资料计算得到的输运虽然方向与气候态结果一致, 但量值上却有一定差异, 可能由 2 个原因导致: 1) 航次期间该海域存在明显的中尺度过程, 流场变化复杂, 给计算结果带来一定的误差; 2) 每年观测断面覆盖的经度范围并不完全一致(图 1), 而断面的东西边界都有较强的流动, 会对输运值的大小造成影响。

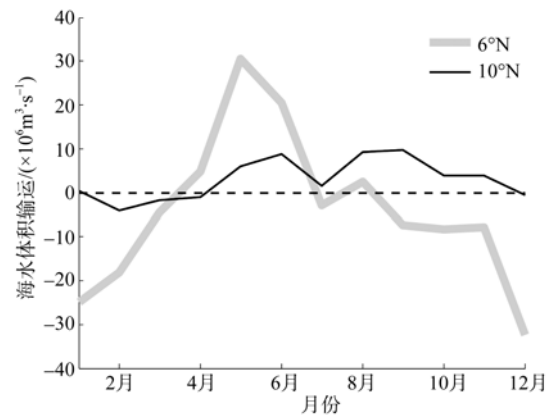


图 8 WOA09 数据计算的孟加拉湾南部断面($82^\circ30'\text{E} \sim 91^\circ30'\text{E}$)上层(0~300m)各月份的体积输运(正值代表向北)
Fig. 8 Variation of water volume transport (units: $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, with positive denoting northward) in the upper 300 m along 6°N (solid) and 10°N (dashed) in the BoB ($81.5^\circ\text{E} \sim 91.5^\circ\text{E}$), calculated from the WOA09

3.2 断面温跃层波动

断面 1 和断面 2 在航次观测期间 20 等温线(D20)和海面高度(SSH)变化情况见图 9。在热带印度洋, D20 能够较好地反应温跃层的波动过程。Yu(2003)指出 6°N 断面 D20 的季节变化主要受风场和波动遥强迫的影响, 波动决定了 D20 的相位, 而局地的 Ekman 泵作用则会影响到 D20 的振幅。孟加

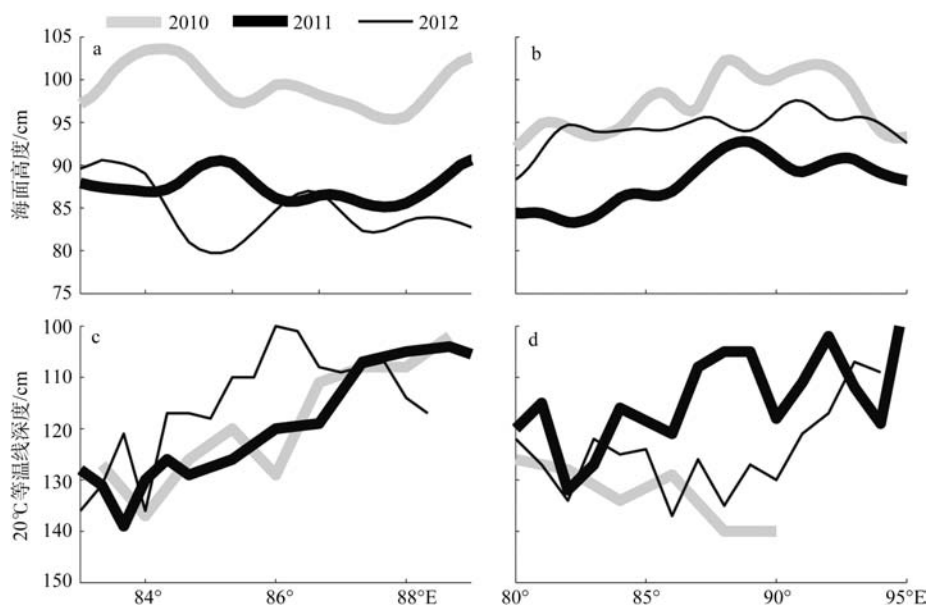


图 9 东印度洋航次中断面 20 等温线(D20)和海面高度(SSH)的变化。

a. 断面 1 SSH; b. 断面 2 SSH; c. 断面 1 D20; d. 断面 2 D20

Fig. 9 Variation of sea surface height (SSH) along (a) Section 1 and (b) Section 2 during the EIO cruises. (c) and (d) are the same as (a) and (b), except for depth of 20°C isotherm (D20)

拉湾的低盐水还会扰乱 D20 与海面高度之间的线性关系。图 9a 显示出断面 1 在 2010 年航次中海面高度比其余 2 年高出许多, 然而温跃层深度却没有显

著加深。与此相似, 在 2010 年和 2011 年航次中, 断面 1 的东边界海面高度有较大幅度的抬升, 但温跃层深度也没有对应的加深(图 9a、c)。观察断面盐度

分布可以发现, 2010 年航次断面 1 表层盐度明显低于 2011 年和 2012 年的表层盐度值。同样, 2010 年和 2011 年断面 1 东部在温跃层之上的盐度值也明显低于西部。盐度差异不但使水体较轻, 由其引起的水平压强梯度力导致海水整体抬升, 结果就是在海面高度升高的同时, 温跃层并没有加深; 而且表层的低盐度水会使海表热通量被束缚在混合层中, 减少能量向温跃层传递, 进而促使温跃层抬升。

各个航次中断面 2 温跃层的差异要比断面 1 显著(图 9b), 此差异主要由赤道波动的传播引起。印度洋赤道纬向风的变化激发了沿赤道东传的 Kelvin 波, 在 4~6 月份传播到赤道东边界的 Kelvin 波伴随着下降流, 会导致温跃层加深。赤道温跃层在 2011 年观测期间仍较浅, 而 2012 年在 $85^{\circ}\text{E}\sim 95^{\circ}\text{E}$ 之间明显的加深, 2010 年观测期间温跃层加深的幅度更大, 与各个年份断面 2 观测期间的海面高度的变化吻合较好。应注意的是, 断面 1、2 观测期间赤道的海面高度有较大变化, 因此图 9b 与图 6d~f 呈现的赤道海面高度并不完全一致。

4 结论

文中利用 3 年的东印度洋航次数据, 结合遥感资料和再分析资料, 探讨了孟加拉湾南部和赤道东印度洋的 2 个断面在季风转换的不同阶段呈现出的温、盐、流特征, 并进一步分析了断面地转流和温跃层的变化及其发生的可能的原因。

分析结果表明, 在 3 月份, 孟加拉湾南部和赤道东印度洋东北季风减弱, 风场转向, 并在 5 月份

之前西南季风都未成形, 因而在此期间赤道爆发的西风成为这一海域最主要的强迫因素。西风首先在赤道激发出 Kelvin 波向东传, 同时驱动表层海水向东输运形成 Wyrki 急流。海水在赤道西风以及逐渐加强的西南季风的作用下不断在东岸堆积, 迫使赤道纬向压强梯度力转为西向, 导致赤道潜流的减弱、消失。孟加拉湾湾口在波动遥强迫的主导下呈现出了较为混乱的经向流场结构, 主要可划分为受斯里兰卡岛东侧和湾内高水位影响下的南北向交替流动, 和受西传 Rossby 波作用向西移动并减弱的气旋涡流场。而纬向流场变化与此不同, 随着湾口的经向压强梯度力逐渐由南向转为北向, 并且季风转向使得 Ekman 输运也由西向转为东向, 流场纬向分量便从一致的向西转为一致的向东。

虽然湾口经向流场结构复杂, 但经向地转流的输运变化却十分剧烈。在 6°N 断面, 输运在 3 月中旬出现转向, 之后向北的输运迅速增加, 在 5 月份便达到全年的最大值。而在西南季风的成熟期, 可能是由于海水在湾内堆积, 并且孟加拉湾沿岸径流量猛增, 致使断面向北的总体输运反而不断减小。正是因为这一期间输运的转向以及量值上的迅速变化, 使阿拉伯海的高盐水和湾内低盐水在此交汇, 该区域上层海水在 3~5 月份便形成了明显的水平和垂向盐度梯度, 对上层海温升高和障碍层形成起到了关键作用。同时, 盐度上的巨大差异还扰乱了温跃层和海面高度之间的线性关系, 导致孟加拉湾南部断面东侧在赤道东岸海水堆积之时, 没有显示出如赤道断面温跃层那般的大幅度加深。

参考文献

- 邱云, 李立. 2007. 孟加拉湾上层地转环流周年变化的遥感研究[J]. 海洋学报, 29(3): 39–46.
- 俞永强, 李超, 王东晓, 等. 2011. 暖池季节变化的数值模拟及其对海表热力和动力强迫的敏感性[J]. 热带海洋学报, 30(1): 1–10.
- 张玉红, 徐海明, 杜岩, 等. 2009. 阿拉伯海东南海域盐度收支的季节变化[J]. 热带海洋学报, 28(05): 66–74.
- 张玉红, 杜岩, 徐海明. 2012. 赤道印度洋中部断面东西水交换的季节变化及其区域差异[J]. 海洋学报, 34(2): 30–38.
- CHENG XUHUA, XIE SHANGPING, MCCREARY J P, et al. 2013. Intraseasonal variability of sea surface height in the Bay of Bengal[J]. Journal of Geophysical Research, 118(2): 816–830.
- DING XUANRU, WANG DONGXIAO, LI WEIBIAO, et al. 2012. An analysis of the characteristics of monsoon onset over the Bay of Bengal and the South China Sea in 2010[J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 5(4): 334–341.
- EIGENHEER A D, QUADFASSEL D. 2000. Seasonal variability of the Bay of Bengal circulation inferred from TOPEX/Poseidon altimetry[J]. Journal of Geophysical Research, 105(C2): 3243–3252.
- HAN WEIQING, MCCREARY J P, ANDERSON D L T, et al. 1999. Dynamics of the eastern surface jets in the equatorial Indian Ocean[J]. Journal of Physical Oceanography, 29(9): 2191–2209.
- HAN WEIQING, MCCREARY J P. 2001. Modeling salinity distributions in the Indian Ocean[J]. Journal of Geophysical Research, 106(C1): 859–877.
- HOWDEN S D, MURTUGUDDE R. 2001. Effects of river inputs into the Bay of Bengal[J]. Journal of Geophysical Research, 106(C9): 19825–19843.
- HUANG KE, ZHANG QILONG, XIE QIANG, et al. 2012.

- Relationship between upper-ocean heat content in the tropical Indian Ocean and summer precipitation in China[J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 5(4): 306–313.
- ISKANDAR I, MASUMOTO Y, MIZUNO K. 2009. Subsurface equatorial zonal current in the eastern Indian Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research*, 114: C06005.
- ISKANDAR I, MCPHADEN M J. 2011. Dynamics of wind-forced intraseasonal zonal current variations in the equatorial Indian Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research*, 116: C06019.
- JENSEN T G. 2001. Arabian Sea and Bay of Bengal exchange of salt and tracers in an ocean model[J]. *Geophysical Research Letters*, 28(20): 3967–3970.
- JENSEN T G. 2003. Cross-equatorial pathways of salt and tracers from the northern Indian Ocean: modelling results[J]. *Deep-Sea Research Part II*, 50(12–13): 2111–2127.
- LAWRENCE D M, WEBSTER P J. 2002. The boreal summer intraseasonal oscillation: relationship between northward and eastward movement of convection[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(9): 1593–1606.
- LUKAS R, LINDSTROM E. 1991. The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research*, 96(S01): 3343–3357.
- RAO R R, SIVAKUMAR R. 2003. Seasonal variability of sea surface salinity and salt budget of the mixed layer of the north Indian Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research*, 108(C1): 3009.
- RAO R R, KUMAR M S G, RAVICHANDRAN M, et al. 2010. Interannual variability of Kelvin wave propagation in the wave guides of the equatorial Indian Ocean, the coastal Bay of Bengal and the southeastern Arabian Sea during 1993–2006[J]. *Deep-Sea Research Part I*, 57(1): 1–13.
- SCHOTT F A, MCCREARY J P. 2001. The monsoon circulation of the Indian Ocean[J]. *Progress in Oceanography*, 51(1): 1–123.
- SCHOTT F A, XIE SHANGPING, MCCREARY J P, et al. 2009. Indian Ocean circulation and climate variability[J]. *Reviews of Geophysics*, 47(1): Rg1002.
- SENGUPTA D, RAJ G N B, SHENOI S S C. 2006. Surface freshwater from Bay of Bengal runoff and Indonesian throughflow in the Tropical Indian Ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 33(22): L22609.
- SHAJI C, IIZUKA S, MATSUURA T. 2003. Seasonal variability of near-surface heat budget of selected oceanic areas in the north Tropical Indian Ocean[J]. *Journal of Oceanography*, 59(1): 87–103.
- SHENOI S S C. 2010. Intra-seasonal variability of the coastal currents around India: a review of the evidences from new observations[J]. *Indian Journal of Marine Sciences*, 39(4): 489–496.
- THADATHIL P, MURALEEDHARAN P M, RAO R R, et al. 2007. Observed seasonal variability of barrier layer in the Bay of Bengal[J]. *Journal of Geophysical Research*, 112: C02009.
- VINAYACHANDRAN P N, MASUMOTO Y, MIKAWA T, et al. 1999. Intrusion of the southwest Monsoon Current into the Bay of Bengal[J]. *Journal of Geophysical Research*, 104(C5): 11077–11085.
- WU YANLING, DU YAN, ZHANG YUHONG, et al. 2012. Temperature inversion in the Bay of Bengal prior to the summer monsoon onsets in 2010 and 2011[J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 5(4): 290–294.
- WYRTKI K. 1973. An equatorial jet in the Indian Ocean[J]. *Science*, 181(4096): 262–264.
- XIE SHANGPING, HU KAIMING, HAFNER J, et al. 2009. Indian ocean capacitor effect on Indo-Western Pacific climate during the summer following El Niño[J]. *Journal of Climate*, 22(3): 730–747.
- XUAN LILI, QIU YUN, XU JINDIAN, et al. 2012. Hydrography and circulation in the Eastern Tropical Indian Ocean during April–May 2011[J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 5(4): 284–289.
- YU LISAN. 2003. Variability of the depth of the 20 degrees C isotherm along 6 degrees N in the Bay of Bengal: its response to remote and local forcing and its relation to satellite SSH variability[J]. *Deep-Sea Research Part II*, 50(12–13): 2285–2304.
- YU WEIDONG, LI KUIPING, SHI JIANWEI, et al. 2012. The onset of the monsoon over the Bay of Bengal: the year-to-year variations[J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 5(4): 342–347.
- ZENG XUEZHI, LI YINENG, PENG SHIQIU. 2012. Analysis of equatorial currents observed by Eastern Indian Ocean cruises in 2010 and 2011[J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 5(4): 280–283.