

季风转换期东印度洋的赤道流系结构 和水文特征^{*}

乔 彬^{1,2}, 刘子洲^{1*}, 张书颖³, 刘 聪¹, 李培良¹

(1. 中国海洋大学, 山东 青岛 266100; 2. 国家海洋局 北海分局北海预报中心, 山东 青岛 266000;

3. 辽宁省海洋环境预报与防灾减灾中心, 辽宁 沈阳 110001)

摘 要: 基于 2013-04 夏季风转换期间航次观测数据, 对赤道东部印度洋 3 支东向强流及其水文特征进行分析。结果表明, 沿赤道在表层存在 Wyrski 急流, 在温跃层深度存在赤道潜流, 它们携带着阿拉伯海的高盐水向东输运, 81°E 断面上, 核心流量分别为 4.76 Sv 和 12.18 Sv; 南赤道逆流核心在 5°S 附近, 核心流量 7.4 Sv, 并伴有高盐特性。

关键词: 赤道东印度洋; 季风转换; Wyrski 流; 赤道潜流; 南赤道逆流

中图分类号: P731.2

文献标识码: A

文章编号: 1671-6647(2014)03-0301-05

印度洋北面受到亚洲大陆阻挡, 不像太平洋、大西洋那样与北极连通, 因此它具有很多独特性质, 特别表现为它是一个季风海洋, 源自复杂海-陆-气相互作用的亚洲季风是全球最强大的季风系统, 对亚洲南部、东部地区也包括我国的气候, 特别是降水, 具有重要影响。

在季风强迫下, 赤道印度洋具有复杂、多变的环流系统。在表层, 赤道附近有一支每年出现两次的东向急流, 即 Wyrski 急流^[1], 分别发生在春、秋季季风过渡期, 引起赤道印度洋水位显著的半年波动。赤道南侧, 冬季季风期间存在着一支较强的南赤道逆流。在次表层的温跃层深度上, 在冬末至春季有一支东向强流, 即赤道潜流(EUC), 携带高盐水向东流动。

依据 2013-04 国家基金委东印度洋综合科学考察航次的实测数据, 本研究分析了季风爆发前赤道东部印度洋的主要流场及其水文特征, 并与前人结果进行了对比。

1 数据和资料

本研究所采用数据为 2013-03-10—05-14 国家基金委东印度洋海洋学综合科学考察航次的走航 ADCP 测流和站位 CTD 数据, 航次站位见图 1, 我们选取了赤道东部印度洋的 4 个经向断面(断面 A, B, C, D)和 1 个赤道断面(断面 E)进行分析。走航 ADCP(美国 TRDI 公司 OS75 型)海流观测工作频率为 75 kHz, 以宽带工作方式, 每层间隔 8 m, 第一观测层水深 22 m, 最大观测水深 574 m, 取水深 22~500 m 数据分析。大面站温、盐、深观测采用 SBE 911Plus V2 型 CTD, 取 0~500 m 水深数据。海平面 10 m 风场数据来自 NCEP/NCAR 再分析数据(<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis>)。

^{*} 收稿日期: 2014-01-21

资助项目: 国家自然科学基金——太平洋海平面年际和年代际变化及其对我国海平面变化的影响(41076005), 中国海域海平面的年际和年代际变化研究(41176009); 公益性行业(气象)科研专项——渤海海洋观测实验与数值模拟观测(GHYYII201006034); 海洋公益性项目——中国海平面变化预测及海岸带脆弱性风险评估技术与应用(201005019)

作者简介: 乔 彬(1988-), 男, 山东庆云人, 硕士研究生, 主要从事浅海动力学方面研究. E-mail: w312215889@126.com

^{*} 通讯作者, E-mail: lzz2013@ouc.edu.cn

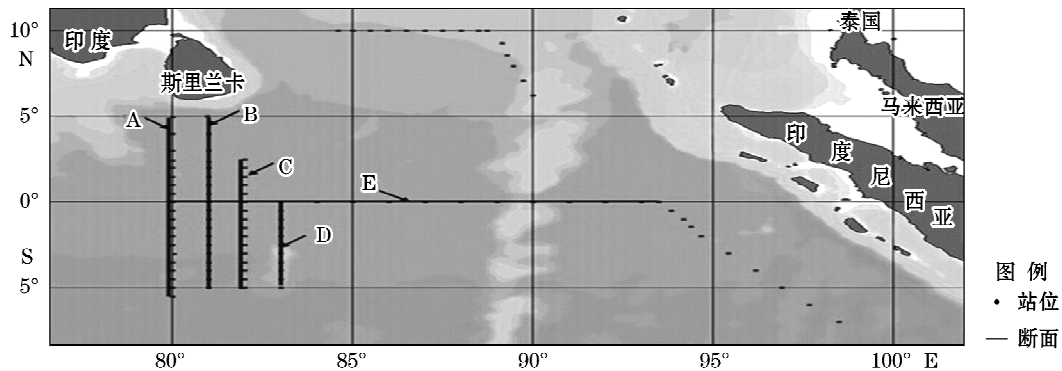


图 1 赤道东印度洋 2013 年航次站位分布图

Fig. 1 Station locations during the 2013 cruises in the Eastern Equatorial Indian Ocean

2 分析结果

赤道印度洋区域在 4—6 月和 10—11 月盛行西风,其它月份受微弱的东风影响。受季风影响赤道年平均流为东向流,并有季节性规律。在季风期还会有东向的南赤道逆流和西向的北赤道流存在。而风场跟流场良好的相关性则说明了赤道区域的风场是驱动流场的重要因子^[2-3]。

观测区域表层主要以东北向流为主,且赤道附近和 4°S 以南流速较大,赤道附近表层、80 m 水层附近和 5°S 表层分别有 3 个东向强流的核心,核心流速都能达到 $80 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,而反向的潜流流速较小,最大流速不到 $20 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 。图 2 是 2013-04 赤道东部印度洋 10 m 的风场分布,观测区域附近主要受强西风影响,这跟流场有很好的相关性,也证明了流场主要是由风场驱动的。

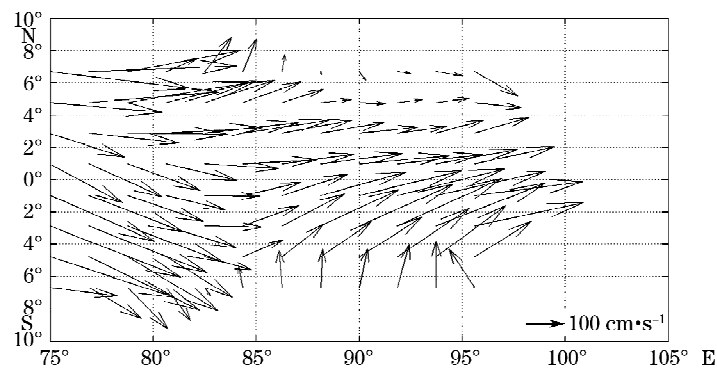


图 2 2013-04 平均海平面 10 m 风场分布

Fig. 2 Wind field at 10 m above sea surface of April, 2013

2.1 Wyrтки 急流及其水文特征

Wyrтки 流是赤道印度洋的独特现象,每年出现 2 次,分别发生在春、秋季季风过渡期,引起赤道印度洋水位显著的半年波动^[1]。这支急流是由季风直接驱动的,时间上与赤道西风的出现同步,方向上是驱动水体向东输运。这支急流在东部得到更好的发展并且比西部有更快的速度,观测到的最大速度甚至超过了 $150 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ^[4],同时在东部也占据了更深的层次,这是因为增加的上部混合层能诱发强烈的表面向东输运。

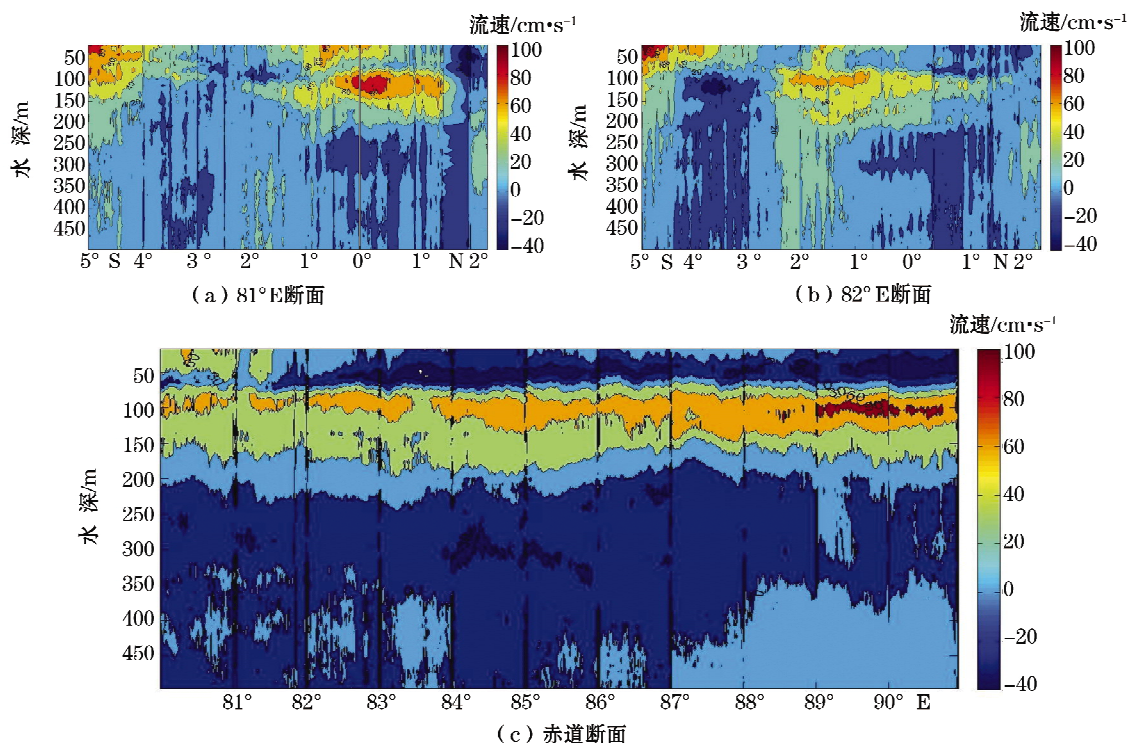


图3 赤道流系流场分布

Fig. 3 Vertical distribution of equatorial currents

本次观测中这一急流并非完全以赤道为中心对称, 81°E断面(图3a)上核心位置在赤道偏南, 接近1°S, 最大流速可达 $80 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$; 82°E断面(图3b)上核心南移到1°30'S附近; 同时核心流速减小, 影响范围也仅在1°00'~0°30'N, 这比前人观测的Wyrтки急流影响范围要偏小^[1,5]。表层流速自西向东减弱(图3c), 甚至在东岸附近还出现了弱的西向流动, 这是因为82°E断面以东处于Wyrтки急流的末端, 同时观测时处于季风刚开始转换的时期, Wyrтки急流并没有稳定形成。本次观测中81°E断面Wyrтки急流的核心流量为4.76 Sv(本文所指核心流量均指大于 $40 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 的流核部分), 对比以往的观测偏小。

在与Wyrтки急流对应的1°S附近的表层区域, 可以看到高盐水, 随着向东Wyrтки急流的消逝, 高盐水团也逐步消失。

2.2 赤道潜流及其水文特征

赤道断面水深80~200 m处有很强的东向流动, 这支流动具有赤道潜流的典型特征, 包括东向速度大、发生在温跃层深度, 因此我们推断这支东向强流是赤道潜流, 是在沿赤道压强梯度力的作用下形成的。赤道逆流并不是每年都能被观测到的^[5-7]。

本航次实测中赤道潜流的核心并非完全在赤道上, 在80°E和81°E断面(图3a)EUC核心在赤道稍偏北, 但是在82°E(图3b)和83°E上核心南移到1°S附近, 可以推测, EUC的传播并非完全沿着赤道直线传播, 可能会有一定的南北震荡, 这符合Leetmaa和Stommel认为的EUC弯曲^[8]。

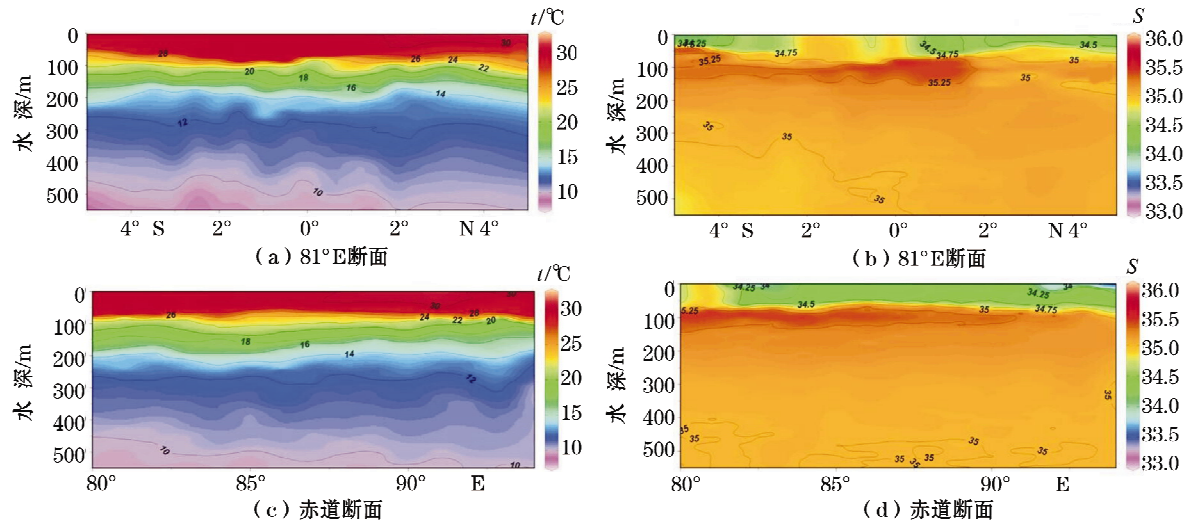


图4 温度分布和盐度分布

Fig. 4 Distribution of temperature and salinity

在热带印度洋, 20°C 等温线能很好地反映温跃层的变化^[9], 本航次中 EUC 基本完全处于温跃层中, 温度梯度较大, 温跃层深度有小的起伏(图 4a, 4c), 这个起伏是由于赤道上纬向风的变化激发了沿赤道向东传递的 Kelvin 波, Kelvin 波引起了温跃层深度的变化^[10]。跃层内有一个明显的水舌自西向东延伸到 91°E (图 4b, 4d), 核心盐度高于 35.25, 这与 EUC 深度重合, 可以推测高盐水舌是由这支强的赤道潜流自阿拉伯海携带而来的, 这跟 Jensen 以及 Han 和 McCreary 的模式结果是一致的^[11-13], 此水舌比表层高得多的盐度证明 EUC 输运高盐水的能力比 Wyrki 流要强得多。在赤道潜流跟 Wyrki 流之间有一支弱的西向流动将以上 2 支流动分隔开来。

这支强的赤道潜流的流速向东逐渐增强, 与表层 Wyrki 流的趋势相反, 这是因为赤道表面的东向 Wyrki 流会抑制赤道潜流, 因此在表层 Wyrki 流速较大的地方, 赤道潜流的流速将变小。强的赤道潜流会造成温跃层的抬升, 而此处又处于 Wyrki 流的末端, Wyrki 流向东输运的水体堆积会造成温跃层的下沉, 这两者应该是造成赤道断面东侧温跃层被压缩的原因。本次观测中 82°E 断面赤道潜流的核心流量为 12.18 Sv 。

2.3 南赤道逆流及其水文特征

本航次还观测到了南赤道逆流, 核心在 5°S 附近, 由于本次观测只到 5°S , 所以观测资料并不能完整体现南赤道逆流的特征, 在此简要说明。本次观测中南赤道逆流流速很大, 核心区域达到了 $100\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上, 范围也较大, 最深可达 200 m, 向北到 4°S 附近。在流动过程中核心稳定保持在 5°S 附近, 81°E 断面流量为 7.4 Sv 。50 m 以下深度还可以看到南赤道流高盐的特征, 核心区域盐度高达 35.25 以上。

3 结 语

利用 2013-04 国家基金委东印度洋海洋学综合科学考察航次的实测数据, 分析了赤道东部印度洋海域 3 支东向强流及其水文特征, 分析表明沿赤道有强的东向 Wyrki 急流, 81°E 断面上流量为 4.76 Sv ; 在 5°S 位置存在南赤道逆流; 赤道断面在温跃层深度存在一个强的东向赤道潜流, 携带着大量的阿拉伯海的高盐水, 形成一个向东的高盐水舌, 81°E 断面上流量为 12.18 Sv 。

参考文献(References):

- [1] WYRTKI K. An equatorial jet in the Indian Ocean[J]. *Science*, 1973, 181(4096): 262-264.
- [2] HAN W Q, McCREARY Jr. J P, ANDERSON D L T, et al. Dynamics of the eastern surface jets in the Equatorial Indian Ocean[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1999, 29(9): 2191-2209.
- [3] ISKANDAR I, McPHADEN M J. Dynamics of wind-forced intraseasonal zonal current variations in the equatorial Indian Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978-2012), 2011, 116(C6), doi:10.1029/2010jc006864.
- [4] REPPIN J, SCHIOTT F A, FISCHER J, et al. Equatorial currents and transports in the upper central Indian Ocean: Annual cycle and interannual variability[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978-2012), 1999, 104(C7): 15495-15514.
- [5] KNAUSS J A, TAFT B A. Measurements of currents along the equator in the Indian Ocean[J]. *Nature*, 1963: 376-377.
- [6] SWALLOW J C. The equatorial undercurrent in the western Indian Ocean in 1964[J]. *Nature*, 1964: 436-437.
- [7] KNOX R A. On a long series of measurements of Indian Ocean equatorial currents near Addu Atoll[C]//*Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, Netherlands: Elsevier, 1976, 23(3): 211-221.
- [8] LEETMAA A, STOMMEL H. Equatorial current observations in the western Indian Ocean in 1975 and 1976[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1980, 10(2): 258-269.
- [9] ROSATI A, GUDGEL R, MIYAKODA K. Decadal analysis produced from an ocean data assimilation system[J]. *Monthly Weather Review*, 1995, 123(7): 2206-2228.
- [10] ISKANDAR I, MASUMOTO Y, MIZUNO K. Subsurface equatorial zonal current in the eastern Indian Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978-2012), 2009, 114(C6), doi: 10.1029/2008JC005188.
- [11] JENSEN T G. Arabian Sea and Bay of Bengal exchange of salt and tracers in an ocean model[J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(20): 3967-3970.
- [12] JENSEN T G. Cross-equatorial pathways of salt and tracers from the northern Indian Ocean: Modelling results[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2003, 50(12): 2111-2127.
- [13] HAN W Q, McCREARY Jr. J P. Modeling salinity distributions in the Indian Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978-2012), 2001, 106(C1): 859-877.

Equatorial Current System Structure and Hydrologic Characteristics in Monsoonal Wind Transition Period

QIAO Bin^{1,2}, LIU Zi-zhou¹, ZHANG Shu-ying³, LIU Cong¹, LI Pei-liang¹

(1. *Ocean University of China*, Qingdao 266100, China;

2. *North China Sea Marine Forecasting Center of State Oceanic Administration*, Qingdao 266100, China;

3. *Marine Environmental Forecasting and Hazard Mitigation Center of Liaoning Province*, Shenyang 110001, China)

Abstract: Based on the data collected during April 2013, the monsoonal transition period, circulation and hydrological characteristics of the three eastward currents were analyzed. The result shows that: there exist strong Wyrtki jet in surface layer and at surface and equatorial undercurrent (EUC) at the depth where the thermocline exists, carrying high-salinity water from the Arabian Sea to the east, with volume transport of 4.76 Sv and 12.18 Sv, respectively, at 81°E; the core of south equatorial countercurrent locates near 5°S with high salinity and its volume transport is 7.4 Sv.

Key words: Eastern Equatorial Indian Ocean; monsoon transition; Wyrtki jet; Equatorial Undercurrent; south equatorial countercurrent

Received: January 21, 2014