

赤道中印度洋上层环流结构与季节变化特征分析*

王毅^{1,2} 崔凤娟¹

(1. 中国海洋大学海洋环境学院 青岛 266100; 2. 美国国家大气暨海洋总署 太平洋海洋环境实验室 西雅图 98115)

摘要 本文通过分析 RAMA 印度洋观测浮标系统锚系 ADCP 实测资料, 对赤道中印度洋上层海流季节变化进行了研究。研究表明, 0° , 80.5°E 纬向流垂向剖面呈现上 150m 层一致的东向流, 而经向流在 100m 以浅呈现表层向北次表层向南的翻转流结构。赤道中印度洋上层纬向流季节信号被半年周期的东向射流 Wyrki Jets(WJs)所控制。WJs 发生于季风方向转换的季节, 4—5 月份较弱, 10—11 月份较强。赤道中印度洋上层经向流年周期信号显著。北半球夏季与冬季分别出现风应力旋度驱动的 Sverdrup 南向流与北向流。本文结论为赤道中印度洋上层环流季节变化特征的研究提供了观测角度的支持。

关键词 赤道中印度洋; 上层环流; Wyrki Jets

中图分类号 P731 **doi:** 10.11693/hyhz20140500128

在 21 世纪之前, 人们认为印度洋对气候变化的贡献主要在于其对季风的影响: 由于面积小、北半球紧靠陆地边界等特征, 印度洋相比于太平洋与大西洋, 对气候的影响并不显著。这种观点在最近得到了改变, 尤其是 1997 年以来, 越来越多的证据证明, 印度洋海表面温度(SST)与环流特征不仅在印度洋周边区域, 甚至在全球的气候变化中, 都起着至关重要的作用(Nagura *et al.*, 2008; McPhaden *et al.*, 2009; Schott *et al.*, 2009)。

由于特殊的地理位置与条件, 加之季风的影响, 热带印度洋的大气、海洋环流特征与太平洋、大西洋大不相同(Hsiung *et al.*, 1987; Saji *et al.*, 1999; Webster *et al.*, 1999; Schott *et al.*, 2009)。而印度洋的大规模海洋观测兴起于 21 世纪初(McPhaden *et al.*, 2009), 较另外两大洋晚 10 余年。因此对热带印度洋环流特征的现有研究仍不够完善。另外, 国内外对印度洋的研究多致力于分析异常海气相互作用现象如印度洋偶极子(IOD)、Madden-Julian 涛动(MJO)或厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)发生时, 印度洋海洋异常现象的特征和机制, 对赤道印度洋环流气候态的季节变化及动力机制的研究较为匮乏(Saji *et al.*, 1999; 李崇银等, 2001; Vialard *et al.*, 2008; Gnanaseelan *et al.*, 2012; 王

晶等, 2013)。由于资料的缺乏, 大部分已有的工作都采用少量实测资料矫正数值模式, 设计数值模拟实验进行分析的研究方法, 所得到的结论相对缺少观测上的证据支持(Nagura *et al.*, 2008; McPhaden *et al.*, 2009; Schott *et al.*, 2009)。

非洲-亚洲-大洋洲季风系统分析与预测研究锚定观测阵列项目(Research Moored Array for African-Asian-Australian Monsoon Analysis and Prediction, RAMA)于 2008 年 8 月起在赤道中印度洋在 0° , 80.5°E 布设了锚系 ADCP, 对 200 米以浅的上层海洋进行海流观测(McPhaden *et al.*, 2009)。本文分析处理了长达 4 年的 RAMA 实测海流数据, 对赤道中印度洋上层海流的季节变化特征进行了初步的探讨。

1 资料处理

本研究所采用的水平海流数据来自位于 0° , 80.5°E 的锚系 ADCP。仪器被固定于水深 300—400m 的浮体上, 通过向上发射声波信号测量海水流速。锚系仪器布放与收回时间间隔 6 个月至两年不等。海流数据时间序列基本覆盖了 2008 年 8 月至 2012 年 8 月。由于布放期间仪器故障或者仪器布放失败等原因, 存在缺测数据。

* 国家自然科学基金项目, 41276011 号; 教育部科学技术研究项目, 113041A 号。王毅, 博士研究生, E-mail: emmetwang@ouc.edu.cn
收稿日期: 2014-05-02, 收修改稿日期: 2014-05-19

采集流速数据的仪器是 RDI 出产的 75kHz Longranger ADCP。仪器测量间隔为 90s, 将 40 次测量数据整体进行平均得到的逐小时水平流速作为原始数据保存。原始数据垂向分辨率为 8m。水平海流对应的深度数据在记录中表现为与 ADCP 传感器所在位置的相对深度, 而 ADCP 传感器深度由一个压力传感器和 ADCP 所在浮体上的压力传感器共同测量获得。结合 CTD 历史资料, 原始数据被插值到分辨率为 5 米的垂向标准层上, 以供进一步研究。仪器布放的时间序列与传感器深度见表 1。

表 1 锚系 ADCP 布放与回收信息

Tab.1 Specifications of deployment and retrieval of ADCP mooring

仪器布放位置	仪器布放时间	仪器探头深度(m)	
0°, 80.5°E	2008年8月9日至 2009年5月18日	299.9	
	2009年8月27日至 2010年12月14日	316.0	
	2010年12月14日至 2011年7月29日	297.5	
	2011年7月29日至 2012年8月18日	316.0	

接近表层的流速数据受到声波在海气界面反向散射的严重影响。因此, 接近海表的上 20—40m 数据测量结果可信度极低, 不可采信。采用深层数据外插插值来填补上层数据的空缺时, 为评估不同的插值方法效果, 本研究同时用到位于 0°, 80.5°E 处表层锚系固定的 Sontek 表层 ATLAS 与 ADCP 所做的 10m

深处海流记录。RDI 锚系 ADCP 布放时目标深度为 300m, 但实际操作中, 真实传感器所在深度为 299—316m 不等, 因此 200m 以深流速时间序列就存在更多的缺测以及接近仪器盲区产生的不可信数据。本文通过外插插值方法填补 30m 以浅流速数据, 并使用 Sontek 海流记录在 10 米深度上流速数据进行矫正。通过相邻位置上其他 ADCP 数据线性插值的方法填补时间序列中缺测数据, 并采用线性正交回归分析方法进行评估。图 1 给出了通过插值方法得到的流速估计值与实测流速的对比。超过 0.8 的相关系数与接近 1 的回归曲线斜率, 证明填补后缺测时间估计流速数据很好地再现了真实流速。图 2 给出了经过质量控制后 0°, 80.5°E 处的流速时间序列。

2 赤道中印度洋上层环流结构

2.1 纬向流结构

图 3a 给出了 2008 年 8 月至 2012 年 8 月 4 年平均的纬向流在 0°, 80.5°E 的剖面图。200m 以浅, 平均流向向东。表层不超过 0.2m/s 的流速, 远远小于赤道太平洋与赤道印度洋年平均状态下南赤道流(SEC)。这是因为赤道印度洋没有稳定常年存在的纬向风。多年平均状态下, 赤道潜流在赤道中印度洋不存在, 印证了 McPhaden(1982)的结论。多年平均的纬向流结构与赤道上层年平均状态下的西风相符。资料分析所得到的结论基本都与现有研究结果一致, 为赤道中印度洋上层平均纬向流的研究提供了观测上的支持 (Schott *et al.*, 2009)。

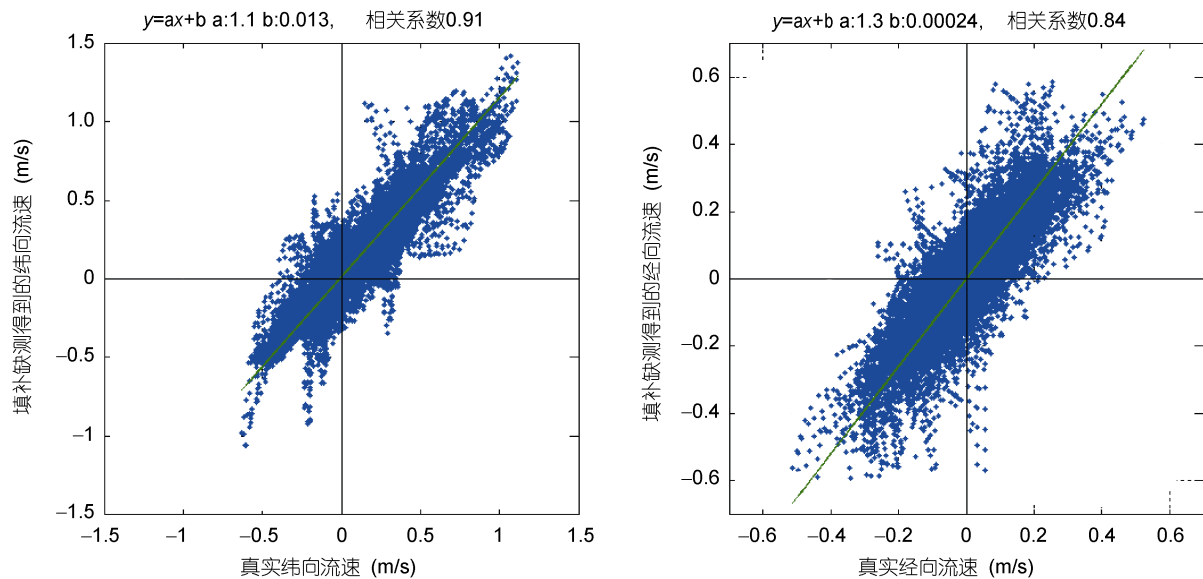


图 1 真实流速数据与填补缺测流速数据对比图

Fig.1 The comparison between actual velocity and estimated velocity

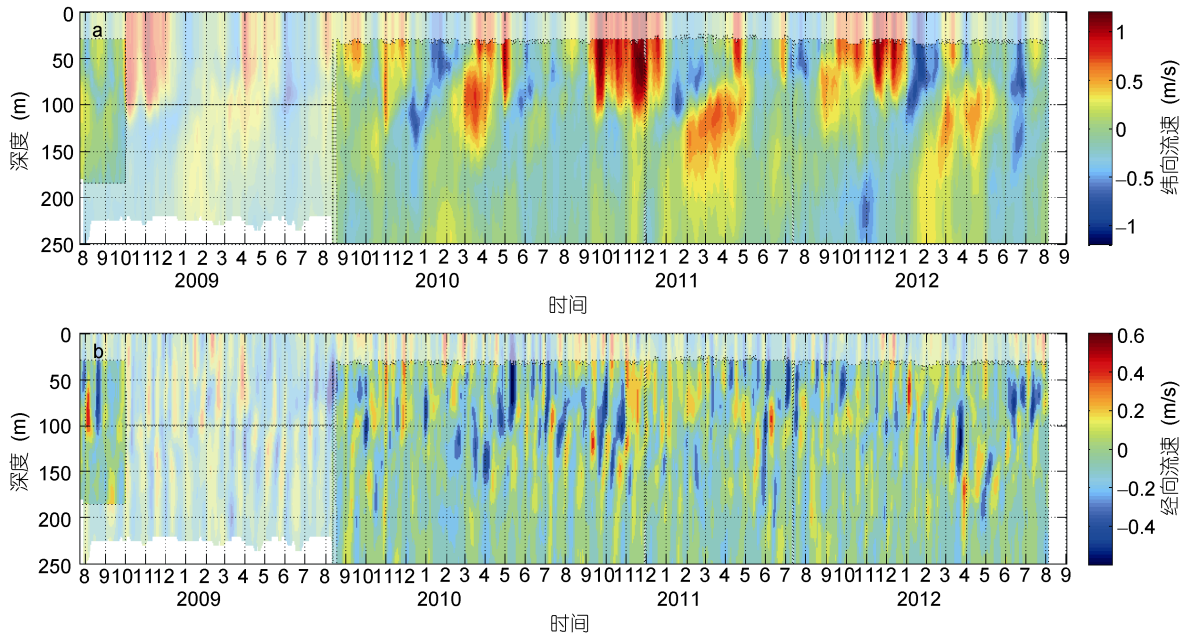


图 2 锚系 ADCP 海流数据在 0°, 80.5°E.时间序列

Fig.2 The time series of the ADCP data at 0°, 80.5°E

白色覆盖区域为通过插值所填补的缺测数据。图 a 代表纬向流速; 图 b 代表经向流速

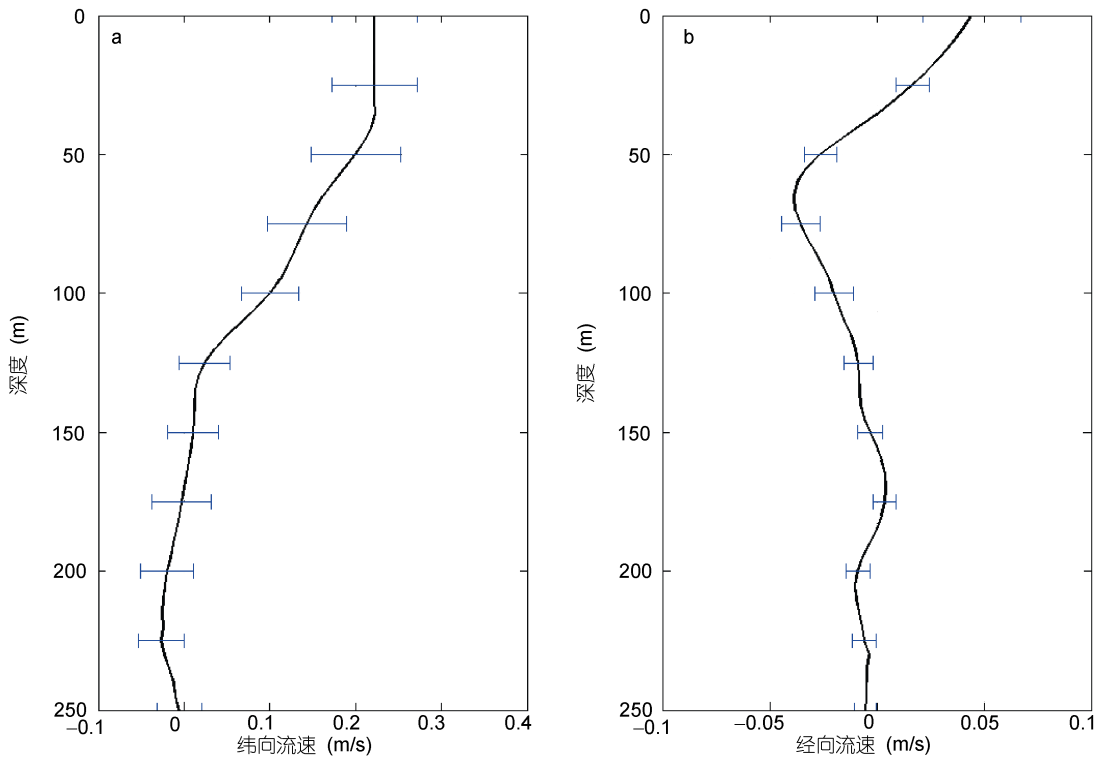


图 3 0°, 80.5°E 平均海流剖面图

Fig.3 Annual mean profiles of the current at 80.5°E section

左图为纬向流, 右图为经向流, 图中蓝色横线长度指示两倍标准误差大小

2.2 经向流结构

图 3b 展示了 0°, 80.5°E 从 2008 年 8 月至 2012 年 8 月 4 年平均经向流的剖面图。从图中可以看出经

向流平均过程产生的标准误差小于纬向流。这是因为尽管进行平均的数据由于显著强烈的季节变化能产生很大的方差, 但相比纬向流速, 经向流速有较高的

自由度, 因此标准误差很小, 一定程度上证明了平均结果基本可信。经向流表层的北向分量与次表层南向分量证明了在平均状态下赤道上存在一个上层翻转环流(Equatorial Roll)结构。北向海流存在于 40m 水深以浅, 最大流速在表层为 0.04m/s, 而次表层南向流流速在 60—70m 深度达到峰值, 也为 0.04m/s 左右。年平均状态下的负风应力旋度, 在赤道地区向上层海洋输入负的位势涡度。由于低纬度 β 效应强, 海水产生南向的 Sverdrup 输运, 以保证自身的涡度守恒。同时海表经向风应力为北向, 年平均状态下在海表驱动起浅层的北向流(Schott *et al*, 2002; Miyama *et al*, 2003; Schott *et al*, 2004; Horii *et al*, 2011)。前人指出, 表层北向流由于其范围小, 且深度上几乎完全位于混合层内, 因此对上层海水热收支以及气候变化不会产生多大的影响(Schott *et al*, 2004)。

3 赤道中印度洋上层环流季节变化特征

3.1 纬向流季节变化特征

图 4 展示了 0°, 80.5°E 气候态平均纬向流的年变

化。表层半年周期的信号与次表层年周期信号控制了赤道中印度洋纬向流季节变化。在每年 4—5 月份和 10—11 月份的季风转换季节, 伴随赤道上短暂的西风暴发, 赤道中印度洋上层出现东向的射流 Wyrki Jets(WJs)(Wyrki, 1973)。北半球春季表层流速约为 0.4m/s, 秋季约为 0.7m/s。可以看出北半球秋季的 WJs 其流速以及持续时间都远超过春季, 这与 WJs 春季较弱而冬季较强的观点相符合(Qiu *et al*, 2009)。

本文首次从观测角度发现并证实了次表层流速显著的年周期变化特征。3—4 月份在 100m 深度左右出现东向流峰值, 流速达到 0.4m/s, 与北半球春季表层 WJs 在时间上有所重叠。因此尽管 4 月份的表层流速几乎是 11 月份的一半, 对 150m 以浅的纬向流流速进行积分得到的单位宽度流量将却与 10—11 月份相差不大(图 5)。北半球秋季西风暴发强度大于春季, 而 WJs 在秋季几乎无法达到 100m 深度, 因此可以认为 3—4 月份次表层东向流并非与 WJs 一样由风应力直接驱动。初步推断可能 WJs 在 11 月份西风消退后以开尔文波的形式向东传播, 在东边界反射生成西

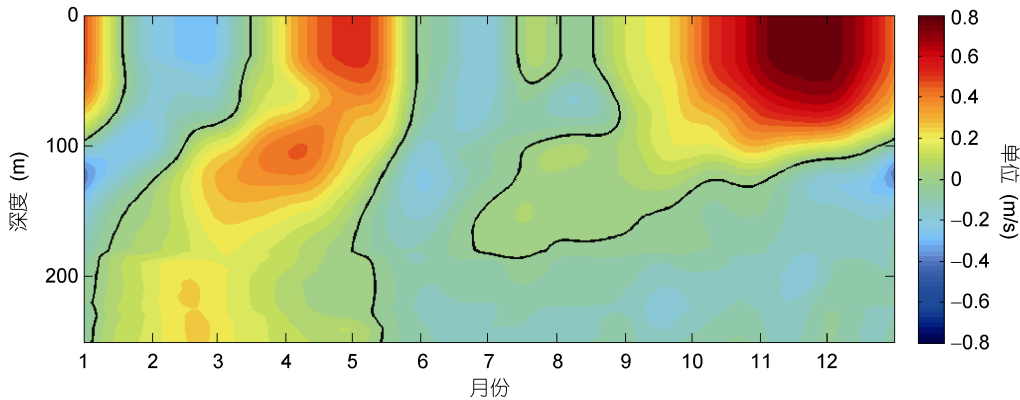


图 4 0°, 80.5°E 气候态平均的纬向流速(m/s)

Fig.4 Climatological annual variation of zonal velocities at 0°, 80.5°E
黑色等值线代表流速为 0 的等值线

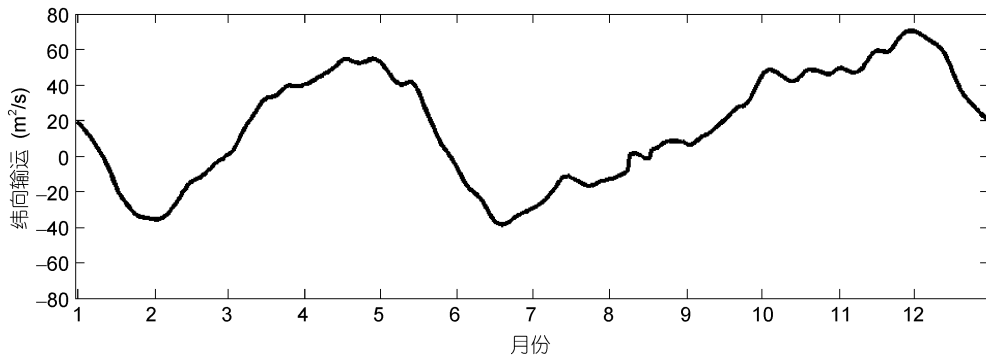


图 5 上 150m 层沿经向单位宽度流量变化

Fig.5 Zonal transport per unit length along meridional direction in the upper 150m

传的罗斯贝波, 从而影响了 3 月份赤道中印度洋次表层纬向流速。但其详细的动力机制还有待进一步研究。

3.2 经向流季节变化特征

图 6 给出气候态平均经向流在 0°, 80.5°E 处的季节变化。经向流基本出现在 100m 以浅的上层海洋, 季节变化明显。北半球的夏季几乎全场流速向南, 冬季向北。由于在北半球的冬季和夏季赤道中印度洋区域风应力经向分量都与海洋上层体积运输方向相反, 因此表层会间歇性出现与次表层反向的海流, 形成赤道上层翻转流的经向流结构。即使表层冬季反向海流很少出现, 由于同样的原因, 垂向上最大流速也常常不在表层。表层附近与混合层底附近由于垂向上经

向流梯度方向相反, 经向流流核一般出现在 20—80m 之间的次表层。

北半球夏季经向流表现出与多年平均经向流相同的垂向结构, 冬季与之相反。积分 100m 以浅经向流速, 可以得到纬向单位宽度上的质量运输。采用 Tropflux 海表面风应力数据, 可以计算得到风应力旋度。图 7 展示出二者显著相关。北半球的夏季季风在赤道以北呈西风分量, 赤道以南呈东风分量, 海表面风应力旋度向海洋输入负涡度, 带来南向 Sverdrup 运输; 冬季季风反向, 风应力向海洋输入正涡度, 产生北向 Sverdrup 运输。由于印度洋中夏季季风强于冬季季风, 因此夏季季风主导了多年平均的上层经向运输。

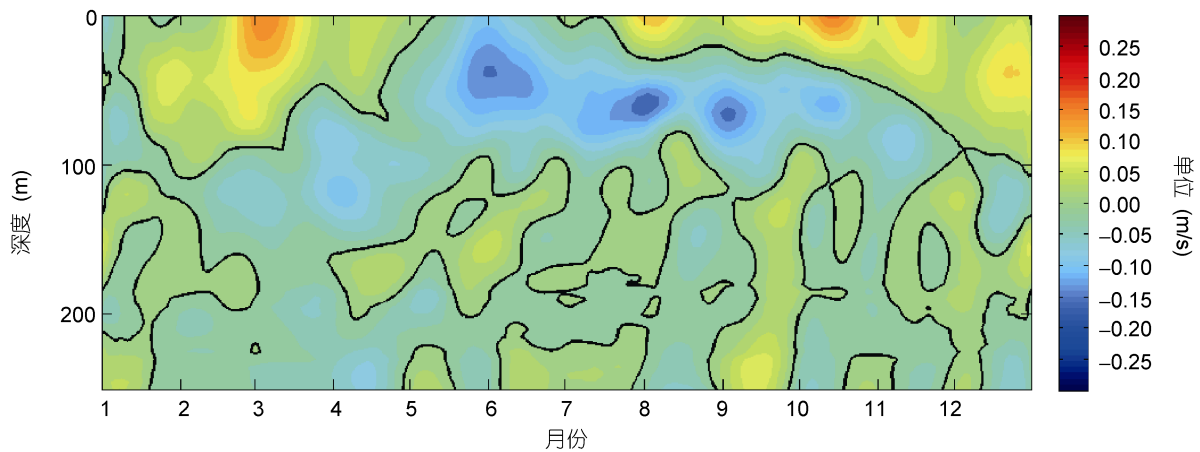


图 6 0°, 80.5°E 气候态平均的经向流速

Fig.6 Climatological annual variation of meridional velocities at 0°, 80.5°E
黑色等值线代表流速为 0 的等值线

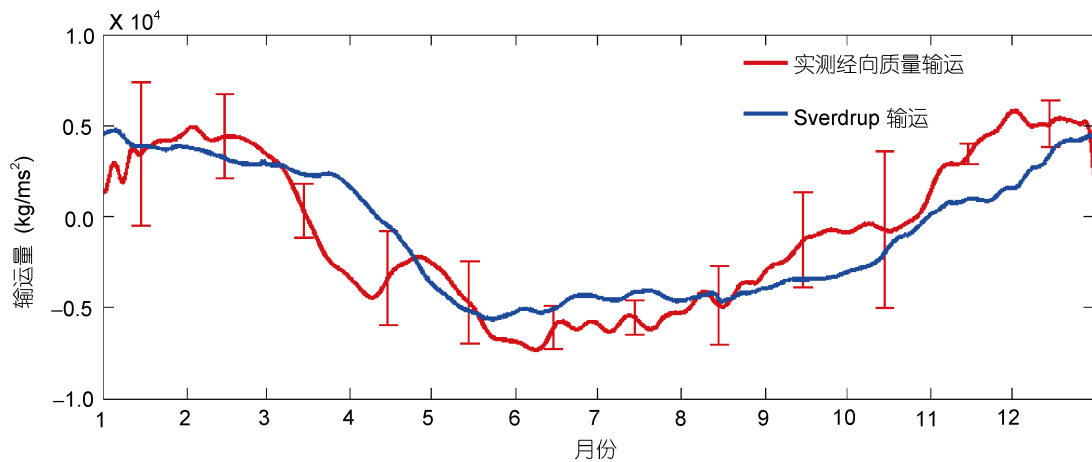


图 7 0°, 80.5°E 上 100m 层沿纬向单位宽度经向质量运输与 Tropflux 风应力驱动 Sverdrup 运输

Fig.7 Meridional mass transport per unit length along zonal direction and the Sverdrup transport computed from Tropflux wind stress at 0°, 80.5°E

红线为 ADCP 数据积分上层流速得到的经向质量运输; 红色短竖线代表平均过程中两倍的标准误差; 蓝线为 Sverdrup 运输

4 讨论与结论

本文分析了长达 4 年的 ADCP 实测海流资料, 展示了赤道中印度洋上层环流结构与多年平均的季节变化特征。

根据数据分析结果, 赤道中印度洋纬向流受西风直接驱动的影响, 多年平均状态下从表层 0.2m/s 流速开始随深度增加而逐渐减弱。150m 深度以深, 平均纬向流基本减弱为 0。气候态平均的纬向流季节变化在表层被半年周期的东向射流 WJs 所主导, 季节锁相发生在北半球春季和秋季。秋季 WJs 强度和范围都超过春季的结论在本文中得到了进一步的实测资料支持(Qiu *et al.*, 2009)。次表层 100m 左右深度, 纬向流半年周期信号减弱, 年周期信号加强。每年 3—4 月在赤道中印度洋出现次表层东向流, 峰值流速与春季 WJs 相当, 达到 0.4m/s。次表层流速与春季 WJs 在 4 月份互相叠加, 使得上层 150m 以浅纬向流量在北半球春季与秋季大小接近。赤道中印度洋春季次表层的东向流首次在观测数据中给予详细的展示, 可以初步该次表层流并非由海表面纬向风应力直接驱动产生。其动力机制有待进一步研究。

经向流速数据的分析结果显示, 多年平均的经向流在赤道上存在表层向北次表层向南的上层翻转环流, 次表层流核位于 60—80m 深度。经向流年周期变化显著, 夏季在赤道中印度洋上层出现南向输运, 而冬季则方向相反。由前人的结论可知, 赤道印度洋关于赤道近似反对称的风场产生强风应力旋度的同时几乎不产生压强梯度力。由此出发, 经向流流速几乎完全由 Ekman 流速提供(Miyama *et al.*, 2003)。在无限接近于赤道的纬度, 因为纬向风应力数量级远大于经向风应力, 且风应力随纬度变化趋势与科氏参数 f 几乎一致, 所以纬向风应力除以科氏参数得到的 Ekman 流基本等于风应力旋度除以 f 沿 y 方向上的导数 β , 即 Ekman 流的形式等同于 Sverdrup 流动。资料分析所展示的经向海流与质量输运和通过风应力旋度计算得到的 Sverdrup 输运结果一致。证明了这一理论在赤道中印度洋上层主导了经向流的动力机制。

本文所揭示的赤道印度洋上层海流结构与季节变化, 为印度洋赤道季风环流理论的研究提供实测资料的支持, 并可以为数值模式的修正提供帮助, 为研究上层环流季节变化动力机制以及异常海气相互作用发生时赤道中印度洋海流奠定基础。

致谢 美国国家海洋与大气总署(NOAA)太平洋海洋环境实验室(PMEL)为本文提供 ADCP 资料, PMEL 的 Michael James McPhaden 教授在本文的完成过程中给予热情指导与帮助, 在此一并致谢。

参 考 文 献

- 王 晶, 袁东亮, 2013. 1998—1999 年间负位相印度洋偶极子事件的长波动力机制研究. *海洋科学*, 37(2): 112—117
- 李崇银, 穆明权, 2001. 印度洋海温偶极子和太平洋海温异常. *科学通报*, 46(20): 1747—1751
- Gnanaseelan C, Deshpande A, McPhaden M J, 2012. Impact of Indian Ocean dipole and el niño/southern oscillation wind - forcing on the wyrki jets. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978—2012): 117(C8), <http://dx.doi.org/10.1029/2012JC007918>
- Horii T, Masumoto Y, Ueki I *et al.*, 2011. Intraseasonal vertical velocity variation caused by the equatorial wave in the central equatorial Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978—2012), 116(C9), <http://dx.doi.org/10.1029/2011JC007081>
- Hsiung J, Newell R E, Houghtby T, 1987. Annual variation of heat transport in the Pacific and Indian Oceans. *Nature*, 325(6104): 518—520
- McPhaden M J, 1982. Variability in the central equatorial Indian Ocean. I. Ocean dynamics. *Journal of Marine Research*, 40: 157—176
- McPhaden M J, Meyers G, Ando K *et al.*, 2009. RAMA: The research moored array for African—Asian—Australian monsoon analysis and prediction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(4): 459—480
- Miyama T, McCreary J P Jr, 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
- Nagura M, McPhaden M J, 2008. The dynamics of zonal current variations in the central equatorial Indian Ocean. *Geophysical Research Letters*, 35(23), <http://dx.doi.org/10.1029/2008GL035961>
- Qiu Y, Li L, Yu W D, 2009. Behavior of the Wyrki Jet observed with surface drifting buoys and satellite altimeter. *Geophysical Research Letters*, 36(18), <http://dx.doi.org/10.1029/2009GL039120>
- 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, Dengler M, Schoenefeldt R, 2002. The shallow overturning circulation of the Indian Ocean. *Progress in Oceanography*, 53(1): 57—103
- Schott F A, McCreary 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*. Washington, DC: American Geophysical Union, 261—304
- Schott F A, Xie S P, McCreary J P, 2009. Indian Ocean circulation and climate variability. *Reviews of Geophysics*, 47(1), <http://dx.doi.org/10.1029/2007RG000245>
- Vialard J, Foltz G R, McPhaden M J *et al.*, 2008. Strong Indian Ocean sea surface temperature signals associated with the Madden-Julian Oscillation in late 2007 and early 2008. *Geophysical Research Letters*, 35(19), <http://dx.doi.org/10.1029/2008GL035961>

1029/2008GL035238

Webster P J, Moore A M, Loschnigg J P *et al*, 1999. Coupled ocean—atmosphere dynamics in the Indian Ocean during

1997—98. *Nature*, 401(6751): 356—360

Wyrтки K, 1973. An equatorial jet in the Indian Ocean. *Science*, 181(4096): 262—264

THE STRUCTURE AND SEASONAL VARIATION OF UPPER-LAYER CURRENTS AT CENTRAL EQUATORIAL INDIAN OCEAN

WANG Yi^{1,2}, CUI Feng-Juan¹

(1. *College of Physical and Environmental Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266100, China;*

2. *Pacific Marine Environmental Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration, Seattle 98115, USA*)

Abstract The ADCP current data at 0°, 80.5°E from the Research Moored Array for African-Asian-Australian Monsoon Analysis and Prediction (RAMA) program are analyzed. The annual mean state and seasonal cycle of currents at the central equatorial Indian Ocean are presented with strong observational evidence. The annual mean zonal currents in the upper 150m are eastward while the meridional currents northward at surface and southward at subsurface constituting a shallow roll at 0°, 80.5°E. The seasonal cycle of the zonal currents are dominated by the semi-annual eastward currents known as Wyrтки Jets (WJs). WJs occur in April to May and October to July. The boreal fall jets are stronger than the spring ones. Annual signal of the meridional currents is significant in the upper ocean. Southward Sverdrup currents are driven by negative curl of the sea surface wind stress in boreal summer and conversely northward Sverdrup currents occurs in boreal winter.

Key words Central Equatorial Indian Ocean; upper layer currents; Wyrтки Jets