

IOD 和 ENSO 事件期间热带印度洋的海平面变化

蒋水风^{1,2}, 杜凌¹, 常怡婷¹, 张守文¹

(1. 中国海洋大学 海洋系, 山东 青岛 266100; 2. 北海舰队海洋水文气象中心, 山东 青岛 266003)

摘要: 利用 1993~2010 年卫星高度计数据分析热带印度洋海平面年际变化。结果显示: 西南热带印度洋和苏门答腊—爪哇岛沿岸海平面变化显著, 标准差可达 8 cm。经验正交分解第 1 模态呈偶极子分布, 与 IOD (Indian Ocean Dipole, 印度洋偶极子) 和 ENSO (El Niño-Southern Oscillation, 厄尔尼诺和南方涛动) 事件密切相关; 第 2 模态呈“三明治”结构。IOD、ENSO 事件共同发生期间海平面年际变化较 IOD 事件期间更为显著, IOD 事件期间的海平面年际变化较 ENSO 事件期间强且范围广, ENSO 事件期间的海平面年际变化则主要位于南热带印度洋。大气风场通过 Ekman 效应和斜压 Rossby 波影响海平面年际变化, 且区域特征显著。洋盆尺度上, 斜压 Rossby 的作用明显大于局地 Ekman 效应, 前者能解释 30% 的海平面年际变化; 仅在阿拉伯海和南热带印度洋中部, 风场强迫的局地 Ekman 效应对海平面年际变化的影响更为显著。IOD 和 ENSO 事件期间的风场与海平面年际变化有重要联系, 使得 ENSO 事件期间的海平面年际变化偏南偏弱。

关键词: 热带印度洋海平面; 年际变化; Rossby 波; Ekman 效应; IOD 和 ENSO 事件

中图分类号: P732 文献标识码: A 文章编号: 1007-6336(2014)03-0399-08

DOI:10.13634/j.cnki.mes.2014.03.013

Sea level variation during IOD and ENSO event in the tropical Indian Ocean

JIANG Shui-feng^{1,2}, DU Ling¹, CHANG Yi-ting¹, ZHANG Shou-wen¹

(1. Department of Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Naval Oceanographic Hydrometeorological Centre of the North China Sea Fleet, Qingdao 266003, China)

Abstract: The interannual sea level variations in the tropical Indian Ocean are studied by using the satellite altimeter data from 1993 to 2010. Sea level varies significantly in the Southwestern tropical Indian Ocean and along the coast of Sumatra-Java, and its maximum value can reach 8 cm. The first EOF (Empirical Orthogonal Function) mode exhibits the dipole mode, which is closely related to the ENSO (El Niño-Southern Oscillation) and IOD (Indian Ocean Dipole) events. The second mode has a “sandwich” pattern. The sea level variation when both IOD and ENSO occurred is more significant than IOD occurred. The IOD event plays an important role on interannual sea level variations than ENSO event. The remarkable sea level variations associate with IOD event illustrates in the whole tropical basin, while the ENSO's is mainly located in the southern tropical Indian Ocean. The Ekman effect and Rossby wave induced by atmospheric wind field affect the interannual sea level variations, and they present geographical distribution. Rossby wave can explain more than 30% of the sea level variation on ocean basin scale. Only in the Arabian Sea and the center area of the equatorial Indian Ocean, the local Ekman effect is more effective. The significant discrepancy of the interannual sea level variation is mainly caused by the different distribution of wind field.

Key words: Tropical Indian Ocean sea level; interannual variation; Rossby wave; Ekman effect; IOD and ENSO event

收稿日期: 2013-12-05, 修订日期: 2014-02-21

基金项目: 国家自然科学基金(41376008, 40906002); 973 课题(2012CB417401); 全球变化与海气相互作用专项(GASI-03-01-01-09)

作者简介: 蒋水风(1988-) 男, 湖南永州人, 硕士生, 主要从事海平面研究, E-mail: jiangshuifeng1988@163.com

通讯作者: 杜凌, E-mail: duling@ouc.edu.cn

热带印度洋是全球气候系统中的重要组成部分,了解热带印度洋海平面变化,对气候变化研究具有重大意义。热带印度洋海平面有很强的年际变化,并存在明显的时空差异。Clarke等^[1]发现北印度洋沿岸海平面年际变化自东向西依次延迟相关,且澳大利亚西北侧海域的海平面年际变化显著,可能与 ENSO 有关。Potemra等^[2]利用近6 a 的卫星高度计数据进行 REOF(旋转经验正交分解),第一模态显示东印度洋是年际变化显著区域。Feng等^[3]分析了热带印度洋海平面年际变化,EOF(Empirical Orthogonal Function, EOF)第一模态呈南赤道流西部、南赤道逆流和苏门答腊—爪哇沿岸之间东西反向变化结构,第二模态呈“三明治”结构,它们均与 IOD 有关。Sakova等^[4]分析了印度洋海平面低频变化中的显著周期,主要集中在 18~20 个月,3 a 和 4 a~6 a 的 3 个频段上。

区域海平面年际变化受大气风场影响显著,大气风场主要通过 Rossby 波和 Ekman 效应影响区域海平面变化。Zhuang等^[5]指出南印度洋西部的海平面低频变化与 70°E~95°E 之间的海表面风场密切相关。热带印度洋中受风场强迫的 Rossby 波对海洋的动力过程有相当重要的作用,尤其是海洋活动比较强的南热带印度洋^[6]。沿岸 Kelvin 波和相应的东部激发 Rossby 波是孟加拉湾海平面年际变化的主要影响因素^[7]。Nagura等^[8]的研究结果表明东边界反射 Rossby 波对赤道印度洋海平面年际变率有重要影响。此外,区域海平面的年际变化受风场强迫的局地 Ekman 效应影响^[9]。IOD 和 ENSO 事件期间大气风场的特征明显不同。Rao等^[10]的研究结果显示 IOD 提供 10°S 以北赤道外 Rossby 波强迫源,IOD 消亡时 Rossby 波受 ENSO 控制,特别是 10°S 以南。Yu等^[11]发现,与 IOD 有关的大气风场变化由一对赤道南北的反气旋组成,伴随着加强的赤道东风异常;与 ENSO 相关的风场变化包含一个位于东南热带印度洋更高纬的强反气旋,苏门答腊—爪哇沿岸有强的沿岸风异常。IOD 和 ENSO 事件期间不同特征的风场强迫对应的海平面变化也可能不同。

南热带印度洋海平面年际变化的已有研究主要是集中在南部,并提出与 IOD 和 ENSO 事件有关的风应力异常会激发 Rossby 波,其对海平面会

产生一定影响,但是对于 IOD 和 ENSO 事件期间海平面年际变化演变的研究较少。本文对整个热带印度洋海平面 IOD 和 ENSO 事件期间的年际变化进行了较细致的分析,分析了热带印度洋海平面年际变化,以及其在 IOD 和 ENSO 事件期间的特征,利用包含东、西边界强迫的斜压 Rossby 波模型和 Ekman 模型,探讨了不同事件期间海平面变化与大气风场的关系。

1 资料来源与处理

海平面异常(SLA)数据来自法空局(CNES)的卫星海洋学存档数据中心,该数据融合了 TOPEX/Poseidon、Envisat、Jason-1、Jason-2 和 ERS-1/2 等多颗卫星高度计数据,并进行了仪器误差、环境干扰、潮汐和反气压订正等因素的校正,精度约为 2 cm~3 cm。水平分辨率为 1/3°×1/3°,选用 1993 年 1 月到 2010 年 1 月的月均数据。为研究热带印度洋(20°S~20°N)海平面的年际变化,采用零相位数字滤波方法对月均数据进行了 14 个月的低通滤波,并去掉了长期趋势。

风应力数据来自于欧洲中尺度天气预报中心(ECMWF)的 ORA-S3 海洋再分析数据,水平分辨率是 1°×1°,选用 1990 年 1 月到 2010 年 1 月的月均数据。ENSO 指数为佛罗里达州立大学海气预报研究中心提供,IOD 指数是利用 JMA 提供的 Ishii 客观分析表层海温数据计算得到。Ishii6.12 数据集的水平分辨率为 1°×1°,基于观测数据进行客观分析,包括 WOD09,全球温盐剖面计划(GTSP)和 XBT 数据,以及最近几年的 ARGO 剖面浮标数据。

2 结果与讨论

2.1 海平面年际变化特征

热带印度洋海平面变化幅度存在很大的空间差异。海平面变化标准差(图 1)显示,年际变化剧烈区域主要集中在西南热带印度洋(A区,55°E~89°E,5°S~18°S)和苏门答腊—爪哇岛沿岸(B区,98°E~115°E,3°S~12°S),标准差可达 8 cm,孟加拉湾以及索马里沿岸,标准差在 6 cm 以上,赤道印度洋中部海平面标准差较小,约为 2 cm。阿拉伯海(C区)范围为:58°E~72°E,5°N~15°N。

热带印度洋海平面 EOF 前两个主要模态的

方差贡献为 44.3% 和 11.8%。EOF 分解第 1 模态海平面低频变化呈现显著的年际变化特征(图 2c)。空间模态主要呈热带西南印度洋和苏门答腊—爪哇海区的偶极子分布(图 2a),这与年际变化显著区域(图 1)一致。EOF1 时间系数的小波谱分析显示,海平面低频变化的显著周期主要集中在 2 a~4 a。IOD 和 ENSO 事件与热带印度洋海平面密切相关,海平面 EOF1 滞后 IOD 指数 2 个月,两者的最大相关系数达到 0.74,且滞后 ENSO 指数 2 个月的相关系数达到 0.79(图 2c)。EOF 分解第 2 模态空间分布主要呈现为“三明治”结构(图 2b)。EOF2 时间系数的小波谱分析显示,主要包含 20 个月,3 a 与 IOD 和 ENSO 有相同时间尺度的低频信号,但是 40 个月以上的周期不如 EOF1 中显著。EOF2 时间系数滞后 IOD 指数 10 个月后最大相关系数达到 0.71,滞后 ENSO 指数 9 个月后相关系数达到 0.79,超前 IOD 指数 2 个月后最大负相关系数达到 -0.50,超前 ENSO 指数 3 个月后相关系数达到 -0.44,与 EOF1 相比,EOF2 的空间模态发生了位相迁移(图 2b)。

IOD 事件和 ENSO 事件与热带印度洋海平面变化密切相关,采用合成分析方法分析不同事件期间海平面变化特征。本文利用 ENSO 事件^[12]和 IOD 事件^[13]的定义将热带印度洋海平面年际变化分成四种情形:IOD 事件期间,ENSO 事件期间,事件共同发生(IOD + ENSO)期间,正常(Neutral)期间。其中 IOD 事件发生当年为 1994,1996(负),1998(负),2005(负)年;ENSO 事件发生当年为 1999(负),2002,2007(负),2009 年;IOD + ENSO 事件发生当年为 1997,2006 年;Neutral 时期发生当年为 1993,1995,2000,2001,2003,2004,2008 年(图 3)。ENSO 峰值出现在 11、12 月和次年 1 月份,过渡阶段在 7、8、9 月份;IOD 峰值在 9、10、11 月份,过渡阶段在 7、8 月份^[14],综上分析,本文的合成分析月份选为事件发生当年 7、8、9 月份和 10、11、12 月份以及次年 7、8、9 月份。

IOD 期间热带印度洋海平面变化较 ENSO 期间更大(表 1、图 3),且变化剧烈区遍及赤道南北,而 IOD、ENSO 事件共同发生期间海平面变化最为显著。事件达到峰值(10、11、12 月份),IOD 期间赤道南北都有显著的海平面变化,热带西南印度洋最大值可达 12 cm,而苏门答腊—爪哇海区则达到 -14 cm,两者呈偶极子分布;峰值前后

会出现海平面变化的第二模态(图 2)。IOD + ENSO 期间海平面变化空间分布与 EOF1 非常相似,变化幅度显著区仍位于以上两个海区,但变化幅度增加了 1/3;峰值前后也会出现第 2 模态,西向传播特征明显(图 3)。ENSO 期间海平面变化的偶极子特征消失,正异常主要分布于南纬 10°以南(约为 8 cm),相对 IOD 期间要弱。Neutral 期间海平面变化较弱,没有明显的西向传播现象出现。

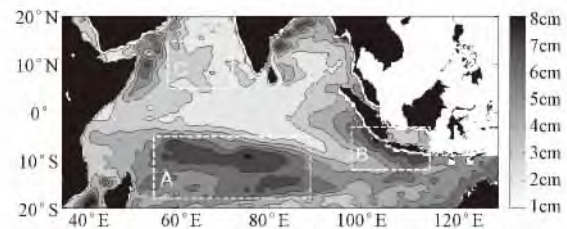


图 1 热带印度洋海平面变化的标准差 (A 区:西南热带印度洋,B 区:苏门答腊—爪哇海区,C 区:阿拉伯海)

Fig. 1 Standard deviation of interannual sea level variation in the tropical Indian Ocean

(A: southwestern tropical Indian Ocean, B: coast of the Sumatra - Java, C: Arabian Sea)

表 1 热带印度洋不同事件峰值期间(10~12 月份)海平面异常

Tab. 1 SLA during the peak phase of different events (October to December) in the tropical Indian Ocean

海区	海平面异常/cm			
	IOD	ENSO	IOD + ENSO	Neutral
西南热带印度洋	3.9 ± 3.5	3.2 ± 2.0	9.6 ± 4.6	1.3 ± 2.3
苏门答腊—爪哇海区	-8.9 ± 2.8	-0.7 ± 1.1	-9.4 ± 4.5	3.7 ± 0.9
阿拉伯海	3.3 ± 1.1	0.18 ± 0.6	3.6 ± 1.4	-0.2 ± 0.7

2.2 风场与海平面变化的关系

2.2.1 斜压 Rossby 波

在大部分海区,Rossby 波第一斜压模起主要作用,高阶斜压模在大尺度海洋环流动力学中起次要作用。本文利用长波近似的准地转位涡方程控制的一阶斜压 Rossby 波模型^[15],探讨 Rossby 波对海平面变化的作用。

$$\frac{\partial h}{\partial t} - C_R \frac{\partial h}{\partial x} = -\frac{g'curl\tau}{\rho_0 g f} - \epsilon h$$

式中: h 为海平面异常; t 为时间; C_R 为第一斜压模 Rossby 波传播速度; g' 为约化重力加速度; ρ_0

为参考密度; τ 为风应力; $curl\tau$ 为风应力旋度的垂向分量; f 为科式参数; ε 为牛顿耗散系数。

C_R 选用 Chelton^[16] 利用气候态平均温盐廓线资料计算得出的 Rossby 波变形半径。为了减小与观测值之间的差别,对 Rossby 波速进行了订正和调整^[17],在一定程度上减少了自由 Rossby 波

相速度与实际观测相速度之间的差别。通过敏感试验,斜压 Rossby 模型结果与同期卫星高度计数据的相关系数和回归系数结果表明,耗散系数 ε 取值对两者相关系数影响不大,当耗散系数 ε 大于 $(4yr)^{-1}$ 时,模型结果的回归系数趋于稳定(图略),本文取值为 $(6yr)^{-1}$ 。

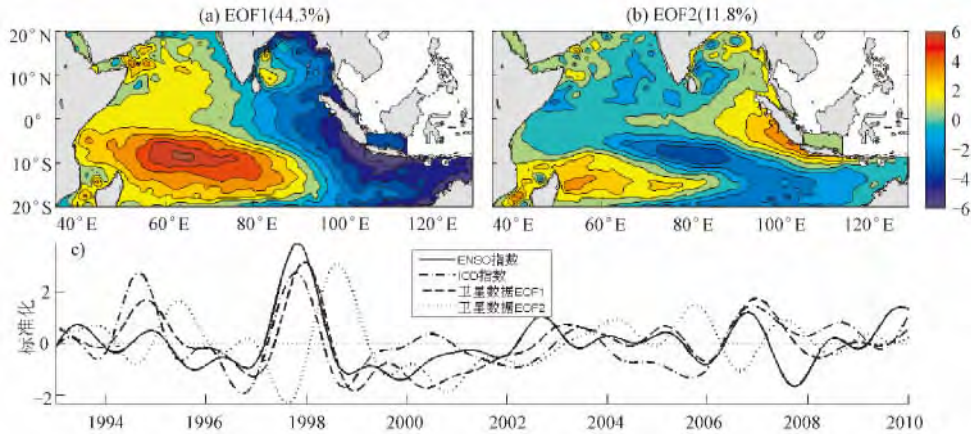


图 2 热带印度洋海面变化 EOF1(a) 和 EOF2(b), 及其与 ENSO 和 IOD 指数(c)

Fig. 2 EOF1 (a) and EOF2 (b) of sea level variation in the tropical Indian Ocean and the ENSO and IOD index (c)

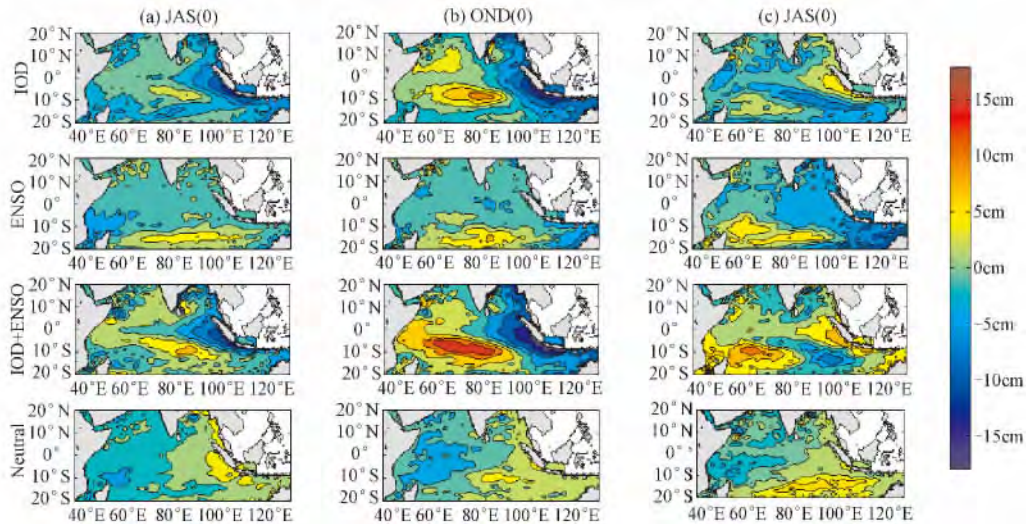


图 3 热带印度洋不同事件期间的海面变化

(JAS(0): 事件发生当年 7、8、9 月份, OND(0): 事件发生当年 10、11、12 月份, JAS(1): 事件发生次年 7、8、9 月份)

Fig. 3 Sea level variation during different events in the tropical Indian Ocean

(JAS(0): July, August, and September during the year of event, OND(0): October, November, and December during the year of event, JAS(1): July, August, and September during the following year of event)

热带印度洋海域模型结果和卫星高度计数据的相关系数分布显示(图 4a),在整个热带印度洋相关性较好,在热带南印度洋和阿拉伯海最大相关系数可达 0.8 以上。在热带南印度洋,模型的结果和前人的研究比较相似^[25]。回归系数用以计算模型结果与卫星高度计观测海平面之间符合

程度,可以表征风场通过斜压 Rossby 引起的海面起伏对观测海平面变化的贡献率。两者的回归系数在南热带印度洋最大达到 0.36,5°N 附近的阿拉伯海最大达到 0.57(表 2),表明洋盆尺度上,斜压 Rossby 能够解释 30% 的海平面变化。北部阿拉伯海与孟加拉湾相关系数好而回归系数较小

的原因可能是,高阶斜压 Rossby 波的作用^[18],局地风强迫比海平面传播信号的作用要强^[19],后者相关的 Ekman 效应分析见 2.2.2 节。

考虑到东边界强迫,改进斜压 Rossby 模型,其中东边界耗散系数设为 $(200 \text{ day})^{-1}$,模型结果显示东部边界有了很大的提升(图 4b),在苏门答腊-爪哇海区回归系数最大能达到 0.58(表 2)。表明东边界处与 IOD 和 ENSO 相关的海平面异常信号是受沿岸海平面异常驱动。沿岸海平面异常产生于赤道东印度洋,通过沿岸 Kelvin 波向高纬传播,传播过程中产生西传的 Rossby 波。

赤道西边界反射 Kelvin 波在热带印度洋近赤道海区海平面年际变化中有着重要的作用。考虑东边界强迫和西边界反射 Kelvin 波的斜压 Rossby 模型可以明显提高模型在近赤道海区的预报能力(图 4c),其中 Kelvin 波波速设定为 2.0 m/s。回归系数在近赤道海区尤其是在赤道以北达到 0.3,而不考虑西边界反射的模型结果则只有 0.1,与观测符合良好。但模型结果也表明,在个别海区斜压 Rossby 并不是主要影响因素,如赤道以南 70°E 附近海域。

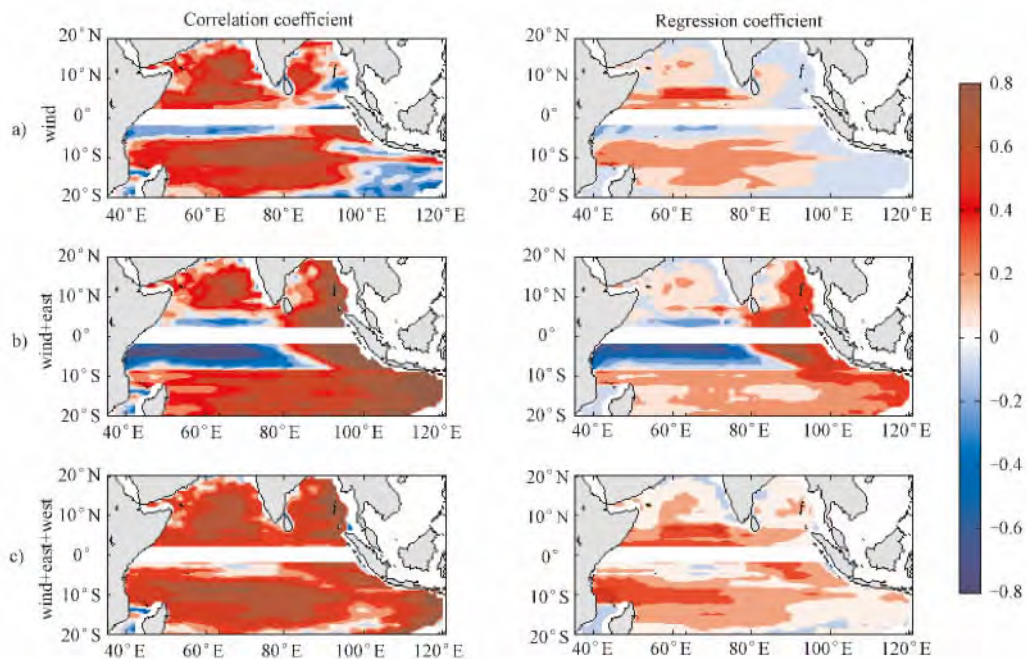


图 4 热带印度洋斜压 Rossby 波模型结果与卫星高度计数据相关系数和回归系数 (相关系数通过 95% 显著性水平检验; wind: 风场; wind + east: 风场加东边界强迫; wind + east + west: 风场、东边界强迫加西边界 Kelvin 波)

Fig. 4 Correlation and regression coefficient between model results and T/P altimeter SLA in tropical Indian Ocean (95% significance level, wind: wind stress, wind + east: wind stress and eastern boundary forcing, wind + east + west: wind stress, eastern boundary forcing and western boundary Kelvin waves)

表 2 斜压 Rossby 模型在不同海区的相关系数和回归系数比较

Tab. 2 Correlation and regression coefficient of baroclinic Rossby model in different areas

海区	wind		wind + east		wind + east + west	
	相关系数	回归系数	相关系数	回归系数	相关系数	回归系数
西南热带印度洋	0.10 ~ 0.83	0.02 ~ 0.36	-0.76 ~ 0.80	-0.38 ~ 0.72	0.02 ~ 0.85	0.01 ~ 0.44
苏门答腊-爪哇海区	-0.25 ~ 0.83	-0.04 ~ 0.18	0.46 ~ 0.95	0.01 ~ 0.58	-0.07 ~ 0.81	-0.02 ~ 0.33
阿拉伯海	0.10 ~ 0.79	0.01 ~ 0.57	0.10 ~ 0.79	0.01 ~ 0.53	0.21 ~ 0.80	0.01 ~ 0.65

2.2.2 Ekman 效应

Ekman 效应对区域海洋海平面有着重要影响,在一层半斜压 Rossby 波模型结果相对较差的

阿拉伯海中部海域,利用 Ekman 抽吸模型^[20]来探讨局地风应力对该区域的影响。由局地风应力强迫的 Ekman 抽吸模型,也可表示为具有一阶自相

关的 Markov 模型:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{g' \text{curl} \tau}{\rho_0 g f} - \varepsilon h$$

式中: h 为海平面异常; t 为时间; g 为约化重力加速度; ρ_0 为参考密度; τ 为风应力异常向量; $\text{curl} \tau$ 为风应力旋度异常的垂向分量; f 为科式参数; ε 为牛顿耗散系数。由于不同海区 Ekman 效应的差异, 选取的 Ekman 模型耗散因子随纬带变化, 综合考虑不同取值时模型结果与观测海平面的相关系数和回归系数, 本文赤道以南取 $(60 \text{ days})^{-1}$, 赤道到 8°N 取 $(80 \text{ days})^{-1}$, 8°N 以北取 $(300 \text{ days})^{-1}$ 时, 模型结果与卫星高度计数据最相符。

风场的 Ekman 效应在局部海区有重要作用。海平面变化与风场变化密切相关, 风应力旋度变化显著的区域位于南热带印度洋 ($60^\circ \text{E} \sim 100^\circ \text{E}$, $5^\circ \text{S} \sim 16^\circ \text{S}$), 索马里沿岸, 苏门答腊—爪哇沿岸, 南印度和斯里兰卡沿岸, 马达加斯加北部沿岸, 这与 2.1 节的方差分析结果一致 (图 1)。分析发现, 阿拉伯海和南热带印度洋中部 ($70^\circ \text{E} \sim 95^\circ \text{E}$, $5^\circ \text{S} \sim 15^\circ \text{S}$) 是大气风场通过 Ekman 效应影响海平面变化的关键区 (图 5), 而该海区也是风应力和海平面变化显著相关的区域。Ekman 模型的回归系数在阿拉伯海和南热带印度洋中部超过 0.5。阿拉伯海西南部和南热带印度洋西南部海区回归系数均小于 0.1, 该海域海平面有明显西传现象, 这可能与斜压 Rossby 有关, 这也使得阿拉伯海耗散因子与其它海区明显不同。大气风场通过 Ekman 效应和 Rossby 波引起海面起伏, 是影响热带印度洋海平面年际变化的重要因素。

2.2.3 不同事件期间海平面变化分析

IOD 事件和 ENSO 事件期间的印度洋风场强迫有明显差异。风场的合成分析发现, IOD 事件期间赤道南北出现近似对称的反气旋对, IOD + ENSO 事件期间, 赤道南北近似对称的反气旋对强度更大, ENSO 事件期间东南热带印度洋偏高纬出现气旋和反气旋对。苏门答腊—爪哇沿海岸区都有沿岸风造成的气旋异常 (图 6)。热带印度洋海平面在 IOD 和 ENSO 事件期间不同的风场强迫下产生不同的动力学响应。IOD 和 IOD + ENSO 事件期间关于赤道南北对称的反气旋对, 引起的 Ekman 抽吸作用使赤道海区海水辐散, 激发一个沿赤道向东传播的辐散 Kelvin 波和两个关于赤道对称向西传播的辐聚 Rossby 波。而 ENSO 事件

期间仅在南印度洋激发了 Kelvin 波和 Rossby 波。

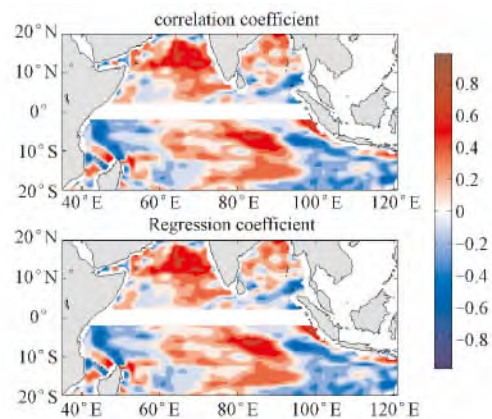


图 5 热带印度洋 Ekman 模型与卫星高度计数据相关系数和回归系数 (相关系数通过 95% 显著性水平检验)

Fig. 5 Correlation and regression coefficient between Ekman model result and satellite altimeter data in the tropical Indian Ocean (95% significance level)

热带印度洋斜压 Rossby 波模型结果 (考虑东边界强迫和西边界反射 Kelvin 波) 在不同事件期间的合成分析显示 (图 7), IOD 和 IOD + ENSO 期间赤道南北海区海平面变化显著, 而 IOD + ENSO 期间变化幅度更大, 关于南北对称的风应力旋度异常激发一对西传并关于赤道对称的下沉 Rossby 波和沿赤道东传的 Kelvin 波。ENSO 事件期间海平面变化主要位于赤道以南, 变化幅度较之 IOD 期间偏弱且偏南, 风应力旋度异常仅在南印度洋激发了 Kelvin 波和 Rossby 波。热带印度洋 Ekman 抽吸模型结果在不同事件期间的合成分析显示 (图略), IOD 和 IOD + ENSO 期间赤道南北海区海平面变化显著, ENSO 期间海平面变化强的区域主要位于南热带印度洋, 相对于 IOD 期间和 IOD + ENSO 期间偏弱, 在阿拉伯海区域 ENSO 期间的 Ekman 效应也很弱, 与风场强迫结果一致 (图 6)。

热带印度洋海平面有很显著的年际变化, 并且与 IOD 和 ENSO 有密切关系 (2.1 节)。IOD 期间时海平面年际变化的强度不如 IOD + ENSO 期间, 但赤道南北都有强的正异常。ENSO 期间时海平面年际变化主要分布于南热带印度洋。大气风场在热带印度洋年际变化中有极重要的作用, IOD 和 ENSO 事件期间有着完全不同特征的风场强迫。正是由于如此不同的风场强迫, 造成热带

印度洋在不同事件期间海平面年际变化有明显 差异。

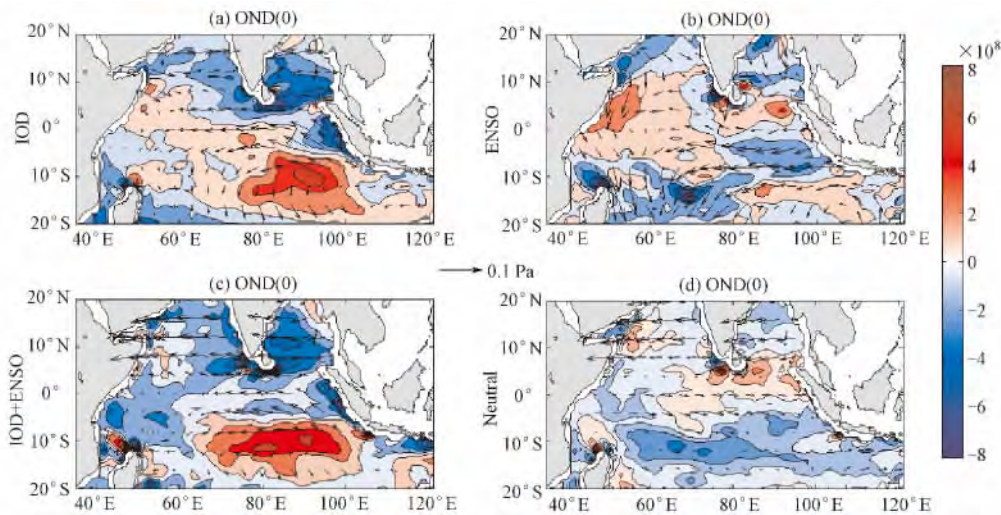


图 6 热带印度洋不同事件期间风应力(矢量) 和风应力旋度(阴影) 的合成分析 (OND(0) : 事件发生当年 10、11、12 月份)

Fig.6 Composites of wind stress anomaly (vector) and curl anomaly (shading) during different events in the tropical Indian Ocean

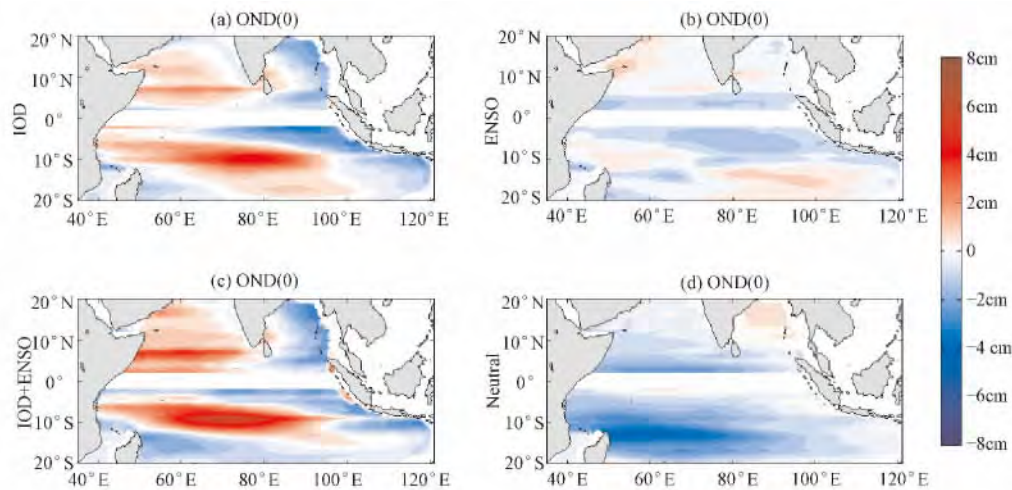


图 7 热带印度洋不同事件期间斜压 Rossby 模型的海平面变化

Fig.7 Sea level variation revealed by baroclinic Rossby model during different events in the tropical Indian Ocean

3 结 论

利用 1993 ~ 2010 年卫星高度计数据、欧洲中尺度天气预报中心(ECMWF) 的风场数据, 研究了热带印度洋海平面年际变化特征以及风场与它的关系。

海平面年际变化具有显著的空间区域特征, 主要集中在西南热带印度洋和苏门答腊-爪哇岛沿岸, 标准差可达 8 cm; 而在孟加拉湾以及索马里沿岸, 标准差也达 6 cm; 其他海区的标准差均较小, 仅在 1 cm 左右。海平面第 1 模态的方差贡献为 44.3%, 呈东西反向变化, 第 2 模态则主要

表现为“三明治”结构, 这两个模态均与 IOD 和 ENSO 事件有密切联系。IOD 事件期间热带印度洋海平面变化较 ENSO 事件期间更大, 且变化剧烈区遍及赤道南北海区, 而 IOD + ENSO 期间海平面变化最为显著。IOD 事件达到峰值时, 赤道南北都有显著的海平面变化, 热带西南印度洋最大值可达 12 cm, 而苏门答腊-爪哇海区则达到 -14 cm, 两者呈偶极子分布; IOD + ENSO 峰值期间海平面变化空间分布与 IOD 期间非常相似, 但变化幅度明显增大, 约增加了 1/3; 上述事件峰值前后都会出现 EOF2 的“三明治”结构; ENSO 事件期间海平面变化的偶极子特征消失, 正异常主

要分布于 10°S 以南, 相对其他事件期间明显偏弱。

大气风场是影响热带印度洋海平面年际变化的重要因素, 其影响途径主要包括 Ekman 效应和斜压 Rossby 波, 两者的影响具有显著的区域性特征。洋盆尺度上, 斜压 Rossby 的作用明显大于局地 Ekman 效应, 前者能解释 30% 的海平面变化; 仅在阿拉伯海和南热带印度洋中部, 风场强迫的局地 Ekman 效应对海平面的影响更为显著。与斜压 Rossby 波模型相比, 考虑边界强迫的模型结果与卫星数据符合得很好, 特别是在苏门答腊-爪哇海区和近赤道海区的预报能力有了很大的提升。阿拉伯海的 Ekman 模型结果较斜压 Rossby 波模型更接近于观测海平面, 其贡献率在 50% 以上。

风场强迫的差异性, 使得 IOD 和 ENSO 事件期间海平面变化明显不同。IOD 事件期间和 IOD + ENSO 事件期间的风场特征相似, 赤道南北出现近似对称的反气旋对, 苏门答腊-爪哇沿海岸区出现由沿岸风造成的气旋异常, 只是后者强度更大; 而 ENSO 事件期间则在东南热带印度洋出现偶极子特征。IOD 和 ENSO 事件期间的风场与海平面变化有重要联系, 使得 ENSO 事件期间的海平面变化偏南, 强度也不及 IOD 事件期间。IOD 和 IOD + ENSO 事件期间, 风场旋度异常在热带印度洋激发了一对关于赤道对称的西传 Rossby 波, 和沿赤道东传的 Kelvin 波; 而 ENSO 事件期间仅在南印度洋激发了 Kelvin 波和 Rossby 波。

致谢: 感谢法国国家空间研究中心 (CNES)、欧洲中尺度天气预报中心 (ECMWF)、日本气象厅 (JMA)、佛罗里达州立大学海气预报研究中心 (COAPS) 为本文提供数据支持。

参考文献:

- [1] CLARKE A J, LIU X. Interannual sea level in the northern eastern Indian Ocean [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1993, 24(6): 1224-1235.
- [2] POTESMRA J P, LUKAS R. Seasonal to interannual modes of sea level variability in the western Pacific and eastern Indian Oceans [J]. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26(3): 365-368.
- [3] FENG M, MEYERS G. Interannual variability in the tropical Indian Ocean: a two-year time-scale of Indian Ocean Dipole [J]. *Deep-Sea Research II*, 2003, 50(12): 2263-2284.
- [4] SAKOVA I V, MEYERS G, COLEMAN R. Interannual variability in the Indian Ocean using altimeter and IX1-expendable bathy-thermograph (XBT) data: Does the 18-month signal exist? [J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(20): L20603.
- [5] ZHUANG W, FENG M, DU Y, et al. Low-frequency sea level variability in the southern Indian Ocean and its impacts on the oceanic meridional transports [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2013, 118: 1302-1315.
- [6] 冯俊乔, 白学志, 陈永利, 等. 热带印度洋 Rossby 波的基本特征 [J]. *海洋科学集刊*, 2010, 50: 23-31.
- [7] SREENIVAS P, GNANASEELAN C, PRASAD K V S R. Influence of El Niño and Indian Ocean Dipole on sea level variability in the Bay of Bengal [J]. *Global and Planetary Change*, 2012, 80/81: 215-225.
- [8] NAGURA M, MCPHADEN M J. Dynamics of zonal current variations associated with the Indian Ocean dipole [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115: C11026.
- [9] CUMMINS P F, LAGERLOEF G S E. Wind-driven interannual variability over the northeast Pacific Ocean [J]. *Deep-Sea Research I*, 2004, 51(12): 2105-2121.
- [10] RAO S A, BEHERA S K. Subsurface influence on SST in the tropical Indian Ocean: Structure and interannual variability [J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2005, 39(1): 103-135.
- [11] YU W D, XIANG B Q, LIU L, et al. Understanding the origins of interannual thermocline variations in the tropical Indian Ocean [J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(24): L24706.
- [12] TRENBERTH K E. The Definition of El Niño [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1997, 78(12): 2771-2777.
- [13] RAO S A, BEHERA S K, MASUMOTO Y, et al. Interannual subsurface variability in the Tropical Indian Ocean with a special emphasis on the Indian Ocean Dipole [J]. *Deep-Sea Research II*, 2002, 49(7): 1549 - 1572.
- [14] SAJI N H, GOSWAMI B N, VINAYACHANDRAN P N. A dipole model in the tropical Indian Ocean [J]. *Nature*, 1999, 401(6751): 360-363.
- [15] QIU B, CHEN S M. Decadal variability in the large-scale sea surface height field of the South Pacific Ocean: Observations and causes [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2006, 36(9): 1751-1762.
- [16] CHELTON D B, SCHLAX M G. Global observation of oceanic Rossby waves [J]. *Science*, 1996, 272: 234-238.
- [17] WANG L, KOBLINSKY C, HOWDEN S. Annual rossby wave in the Southern Indian Ocean: Why does it "Appear" to break down in the Middle Ocean [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2001, 31(1): 54-73.
- [18] SUBRAHMANYAM B, ROBINSON I S, BLUNDELL J R, et al. Indian Ocean Rossby waves observed in TOPEX/POSEIDON altimeter data and in model simulations [J]. *Int J Remote Sensing*, 2001, 22(1): 141-167.
- [19] VIVIER F. Contributions of wind forcing, waves, and surface heating to sea surface height observations in the Pacific Ocean [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1999, 104(C9): 20767-20788.
- [20] LAGERLOEF G S E. Interdecadal variations in the Alaskagyre [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1995, 25(10): 2242-2258.