

基于卫星高度计资料提取热带印度洋 Rossby 波传播速度与变形半径

张国胜^{1,2}, 张彪¹, 杜岩³, 王蕾⁴

1. 南京信息工程大学海洋科学学院, 江苏 南京 210044;
2. 河海大学港口海岸与近海工程学院, 江苏 南京 210098;
3. 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;
4. 南京大学大气科学学院, 江苏 南京 210093

摘要: Rossby 波是地球流体中的一种低频大尺度波动, 在全球海洋动力过程的调整中发挥着关键作用。利用 1993~2011 年多卫星高度计融合的月均海平面高度异常数据, 基于二维 Radon 变换方法提取了热带印度洋南北纬 5°~20°区域的 Rossby 波纬向传播速度。结合斜压 Rossby 波的理论模型, 利用 1993~2008 年多年平均的简单海洋再分析数据集的温盐资料, 计算了自由线性的一阶斜压 Rossby 波的理论波速值。通过对比理论波速与高度计的观测波速, 发现在印度洋 5°~20°S 间理论值与观测值比较接近, 在 5°~20°N 间两者差别较大, 其误差可能来源于两个方面: 1) 该区域较多陆地阻隔引起了 Rossby 波的绕射和反射; 2) 多边界激发的多个 Rossby 波发生相互作用。利用卫星高度计观测提取的 Rossby 波波速计算了热带印度洋南北纬 5°~20°范围内的 Rossby 波的变形半径, 给出了 Rossby 变形半径与纬度的解析表达式。该式能够很好地描述热带印度洋不同纬度的 Rossby 变形半径, 为今后热带印度洋 Rossby 波速的应用提供了理论和观测依据。

关键词: 热带印度洋; Rossby 波; 卫星高度计; Radon 变换

中图分类号: P731 文献标识码: A 文章编号: 1009-5470(2014)05-0022-06

Extraction of Rossby wave speed and deformation radius in the tropical Indian Ocean from multi-satellite altimeter data

ZHANG Guo-sheng^{1,2}, ZHANG Biao¹, DU Yan³, WANG Lei⁴

1. School of Marine Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China;
2. College of Harbor, Coastal and Offshore Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China;
3. State Key Laboratory of Tropical Oceanography (South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences), Guangzhou 510301, China;
4. School of Atmosphere Science, Nanjing University, Nanjing 210093, China

Abstract: We estimated the Rossby wave phase speed in the tropical Indian Ocean (5°~20°S, and 5°~20°N) based on two-dimensional Radon Transform method, using monthly average sea level anomaly data (1993~2001) from multi-altimeters. We also calculated the first baroclinic gravity-wave phase speed, in combination with Rossby wave theoretical model, and the density by using climatologically averaged temperature and salinity profiles from the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) reanalysis data (1993~2008). We found that Rossby wave phase speeds from model simulation and altimeter observations are in good agreement in 5°~20°S, but are quite different in 5°~20°N. The difference is possibly caused by 1) Rossby waves are diffracted and reflected by salient topographic features, and 2) interaction of Rossby waves generated by different boundaries. We computed the Rossby wave deformation radius utilizing the estimated phase speed, and further presented an analytic quadratic formula between latitude and deformation radius.

收稿日期: 2013-09-18; 修订日期: 2014-04-08; 孙淑杰编辑

基金项目: 中国科学院南海海洋研究所热带海洋环境国家重点实验室开放基金项目(LTO1206)

作者简介: 张国胜(1986~), 男, 山东省济阳县人, 博士, 主要从事卫星海洋学研究。E-mail: ouc3001@yeah.net

通信作者: 张彪。E-mail: zhangbiao@nuist.edu.cn

Key words: tropical Indian Ocean, Rossby wave, altimeter, Radon transform

海洋 Rossby 波是由于地球的旋转和形状引起的海洋内部的一种大尺度波动, 其波长为几百到几千千米, 其波动自东向西传播(Hough, et al, 1897; Chelton, et al, 1996; Challenor, et al, 2001; Wu, et al, 2008), 穿越众多海盆, 在中纬度地区传播速度大约每秒几个厘米左右。Rossby 波被视为海洋响应大气强迫的关键动力过程之一(Philander, 1978), 它不仅使能量从东向西传播, 而且使能量在西边界堆积产生强西边界流, 如西北太平洋黑潮、北大西洋湾流等。Rossby 波的传播速度对于确定平衡状态下扰动的海洋响应时间非常重要。一阶斜压 Rossby 变形半径在大尺度海洋环流理论方面起着重要作用, 如它是区分相对涡度和内部涡度相对重要程度的空间尺度, 决定涡旋和准地转波动的空间大小, 还是决定地球旋转与重力作用对波动影响的相对重要程度的指数等(余志豪, 1996)。

卫星高度计在海洋动力学研究方面的一个重要应用为提取波长较长的斜压 Rossby 波信息。Challenor 等(2001)使用三维 Radon 变换 (3D-RT) 方法对卫星高度计观测的海平面高度异常 (sea level anomaly, SLA) 进行分析后发现, 海洋 Rossby 波的波动在中纬度基本是向西传播, 只是在高纬度地区有较小的南北方向偏角。在北太平洋 $10^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 的纬度范围内, 一阶斜压 Rossby 波的变形半径从 80km 缩小至 20km (Chelton, et al, 1998a), 相速度变化的范围为 $1\sim 20\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 。由于斜压模态在海表面附近有强化现象, 可以通过卫星高度计观测的 SLA 进一步探测一阶斜压 Rossby 波的波动情况(Wunsch, 1997; 范海梅 等, 2007)。Chelton 等(1996)利用 3 年连续观测的 TOPEX/Poseidon 卫星高度计资料研究了全球大洋 Rossby 波的纬向波速分布, 发现经由经典线性自由 Rossby 波动理论计算的波速值与高度计观测的波速值存在较大差异。

在热带印度洋, 海表面温度 (sea surface temperature, SST) 存在着类似于热带太平洋 ENSO 的“跷跷板”现象, 被称为热带印度洋偶极子(Saji, et al, 1999; 张国胜 等, 2012; Xie, et al, 2007; Wang, et al, 2004)。对热带印度洋 Rossby 波进行特征分析, 有助于深入理解热带印度洋偶极子的耦合机制(冯俊乔, 2010)。Rossby 波可能在印度洋偶极子与热带太平洋 ENSO 关系的研究中有着重要的意义(张国胜 等, 2012; Xie, et al, 2002)。国内外学者虽然在研究大洋 Rossby 波特征方面做了大量的工作, 但并未系统分

析热带北印度洋($5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$)的理论波速与观测波速存在较大差异的原因。

本文基于二维 Radon 变换方法, 利用 1993~2011 年的多源卫星高度计资料提取了热带印度洋南北纬 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 区域内 Rossby 波的波速, 并与一阶斜压自由 Rossby 波理论模型计算的波速进行了定量的比较, 分析了观测波速与理论计算波速之间存在差异的原因, 并给出了热带印度洋的 Rossby 变形半径与纬度之间的解析函数形式。上述研究可以为将来进一步分析 Rossby 波对热带印度洋偶极子的影响提供有力的理论和观测依据。此外, 本文给出了热带印度洋 Rossby 波变形半径与纬度之间的关系, 为定量计算 Rossby 波对海温的影响提供了较为快捷和准确的波速获取方式。

1 数据

1.1 卫星高度计数据

采用法国空间局的卫星海洋学存档数据中心 (AVISO) 提供的长时间序列 (1993~2011 年) 多卫星高度计 (Jason-1&2、TOPEX/Poseidon、Envisat、GFO、ERS-1&2、Geosat) 融合的月平均 SLA 数据。研究区域为热带印度洋 ($20^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)。月平均 SLA 的空间分辨率为 $(1/3)^{\circ}$, 投影方式为墨卡托投影。首先对其进行重采样, 将空间分辨率降为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$, 再剔除各个点的年平均值, 这样就消除强的季节信号影响, 形成了用于提取热带印度洋 Rossby 波波速的卫星高度计数据。

1.2 SODA 温盐数据

SODA 海洋数据集由全球简单海洋资料同化分析系统 (simple ocean data assimilation, SODA) 产生, 其目的是为气候研究提供一套与大气再分析资料相匹配的海洋再分析资料。SODA 数据集产生过程中采用了随机连续估计理论和质量控制方法, 比如临近点检验法、“预报值-观测值”差值检验、卡尔曼滤波、四维变分等多种方法来减小误差, 以保证资料的准确度、可用性和可信度。

本文研究所用的温度与盐度数据均来自 SODA 数据集, 选取其中热带印度洋 1993~2008 年月平均再分析资料, 其空间分辨率为 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$, 覆盖范围 ($20^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)。为了计算一阶斜压 Rossby 波的理论波速, 对温盐资料做如下处理: 1) 将各月的温盐数据插值数据到 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 的空间网格; 2) 对每个纬度求时间范围在 1993~2008 内的 16 年的多年平均,

得到温盐在纬度方向上各个深度处的平均值。图 1 为经上述处理后海水温度的纬度-深度分布图。

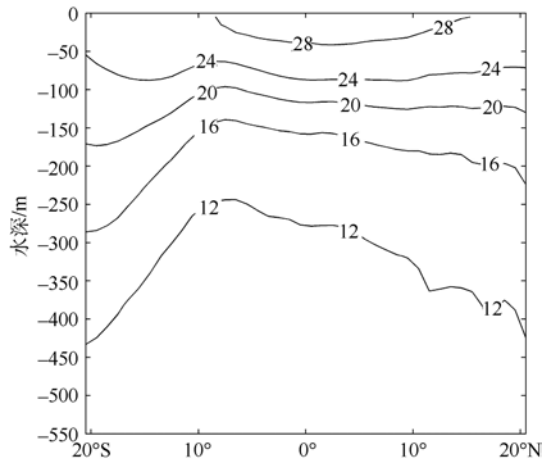


图 1 纬向多年(1993~2008)平均等温线(单位: °C)随深度的变化

Fig. 1 Zonal distribution of isotherms (unit: °C) with depth averaged over 1993~2008

2 方法与结果

2.1 高度计 Rossby 波波速信息提取

利用高度计观测的 SLA 数据提取 Rossby 波的波速, 是针对不同的纬度来实施的。对于某一个纬度, 三维的 SLA 数据(时间×经度×纬度)都可以写为一个经度-时间矩阵。图 2 为印度洋 14°30'S 的 SLA 的经度-时间图, 从图中可以看到比较明显的向东传

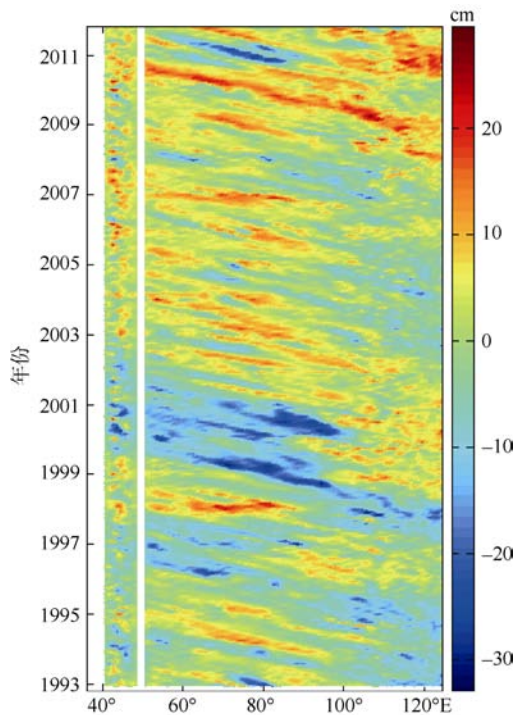


图 2 印度洋 14°30'S 海表面高度异常的时间-经度图

Fig. 2 Time-longitude sections of the sea level anomaly in the tropical Indian Ocean along 14°30'S

播的波动特征。将二维 Radon 变换(2-D RT)应用于图 2 所示的经度-时间矩阵, 可以比较客观地得到如大洋 Rossby 波的纬向传播速度。

Radon 变换(RT)假设 $f(x, t)$ 为经度-时间矩阵的二维变量场, x 表示经度, t 表示时间。对与 x 轴成 θ 夹角的直线 L 积分, 可以求得不同 θ 角度上的波动谱能量, 如下式:

$$p(x', \theta) = \int_{y'} f(x, y) dy' \quad (1)$$

式中, $p(x', \theta)$ 为不同角度 θ 方向上的波动谱能量, x' 为垂直于 L 的坐标, y' 为沿直线 L 方向的坐标; $x = x' \cos \theta - y' \sin \theta$, $y = x' \sin \theta + y' \cos \theta$ 。图 3 为二维 Radon 变换应用于印度洋 14°30'S 的经度-时间矩阵, 提取的方向在 30° 上的波动谱能量曲线。波动谱能量最大值对应 θ 即为波动传播的主要方向, 进而可以求得波速 $c = \tan \theta$ 。

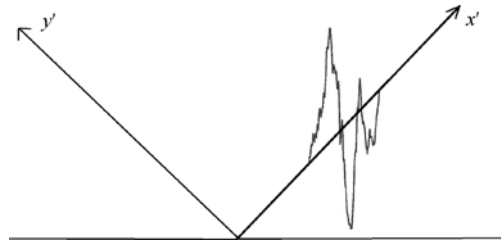


图 3 二维 Radon 变换示意图

基于热带印度洋 14°30'S 的 SLA 时间-经度矩阵

Fig. 3 2D Radon Transform diagram based on the time-longitude SLA over the tropical Indian Ocean along 14°30'S

2.2 Rossby 波理论波速

Chelton 等(1998b)提出了一种计算自由线性一阶斜压 Rossby 波波速的理论模型。图 4 给出了热带印度洋的水深分布图, 其水深均在 3000m 以上, 所以海底地形的影响可以忽略。如果忽略海底地形, 对于垂向流速 w , 其在垂直方向上的变化 (z) 将不受水平或者时间变化的影响, 所以我们可以将垂直速度 w 分解为:

$$w(x, y, z, t) = \phi(z)W(x, y, t) \quad (2)$$

以下使用 $W(x, y, t)$ 表示垂向速度, 则不考虑浮力, 风应力和摩擦力的自由传播的线性波动的准地转方程为:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\nabla_h^2 - \frac{f^2}{c^2} \right) W + \beta \frac{\partial W}{\partial x} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{d^2 \phi}{dz^2} + \frac{N^2(z)}{c^2} \phi = 0 \quad (4)$$

式中: $\nabla_h^2 = \partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2$, $N(z)$ 为浮力项。加入边界条件:

$$\phi = 0 \quad (z = 0) \quad (5)$$

$$\phi = 0 \quad (z = -H) \quad (6)$$

式中, H 为水深, $f=2\Omega\sin\theta$ 为科氏参量, Ω 为地球自转角速度, θ 为 Rossby 波所在的纬度。这样, 公式(4)~(6)就构成了一个 Sturm-Liouville 特征值问题。对于长周期重力波的 Rossby 波而言, 其波速 c 可以利用 WKB(Wenzel, Kramers, Brillouin)近似求得 m 阶 (m 为整数)的解:

$$c_m \approx c_m^{WKB} = \frac{1}{m\pi} \int_{-H}^0 N(z) dz \quad m \geq 1 \quad (7)$$

从而 Rossby 波波速 c_m 就仅与浮力项有关, 只要计算出浮力项 $N(z)$ 的值就可以得到理论上的 m 阶斜压 Rossby 波的波速。对于浮力项, 其计算公式为:

$$N^2(z) = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{g^2}{c_s^2} \quad (8)$$

式中, c_s 为声速, g 为重力加速度, ρ 为海水密度, 由于声速要远大于重力加速度, 所以公式(8)等号右边的第二项可以忽略。

对于海水密度 ρ , 可以利用国际海水状态方程(EOS80), 结合 1993~2008 年 SODA 温盐平均场资料来计算。为了更为准确地计算公式(7)中等号右边的积分, 本文采用中间密度梯度方法(neutral density gradient method)计算 N^2 , 即利用 k 和 $k+1$ 中间位置的 $N^2(z_{k+1/2})$ 来代替 k 到 $k+1$ 位置的平均浮力项, 从而公式(8)可表示为:

$$N^2(z_{k+1/2}) = \frac{g}{\rho_0} \left[\frac{\rho(z_k \rightarrow z_{k+1/2}) - \rho(z_{k+1} \rightarrow z_{k+1/2})}{z_k - z_{k+1}} \right] \quad (9)$$

式中, z_k 表示第 k 层的深度, 海表面 z_k 为 0, 海表面以下 z_k 为负值。 $z_{k+1/2}$ 为 z_k 和 z_{k+1} 的中间位置, $z_{k+1/2} = (z_k + z_{k+1})/2$ 。 $\rho(z_k \rightarrow z_{k+1/2})$ 表示在 z_k 处的水团绝热运动到 $z_{k+1/2}$ 后的密度。一阶的斜压 Rossby 波是 Rossby 波的最主要部分, 能够较好地描述 Rossby 波的主要特征。需要指出的是, 利用上述模型计算 Rossby 波的传播速度的前提是假设其自由传播, 未考虑反射、绕射以及叠加情况。

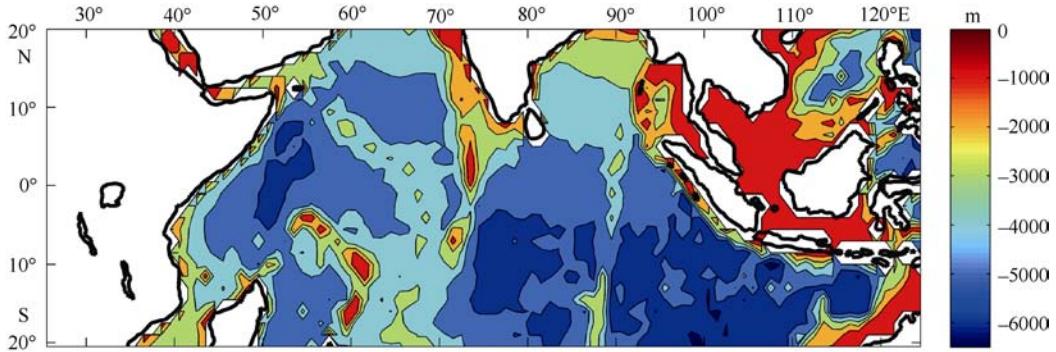


图 4 热带印度洋的海底地形图

Fig. 4 Bottom topography of the tropical Indian Ocean

图 5 中的实线为利用上述模型计算的自由线性的一阶斜压 Rossby 波的波速理论值, 圆圈代表各纬度上基于高度计 SLA 提取的观测波速。从图中可以看出, 热带印度洋 Rossby 波的波速随纬度绝对值的增大而减小, 这符合 Rossby 波的变化特征; 但是南北纬相同纬度的波速量值存在较大差异, 即南北印度洋的波速不对称, 在南纬 $5^\circ \sim 20^\circ$ 区域内, 波速变化的斜率要大于北纬该区域内波速变化的斜率。此外, 从图 5 中还可以看出, 卫星高度计提取的 Rossby 波波速亦随着纬度绝对值的增大而减小, 这与理论波速特征较为类似; 而在南纬 $5^\circ \sim 20^\circ$ 间波速变化的斜率明显要小于北纬该区域内波速变化的斜率, 这与理论模型计算结果存在差异。

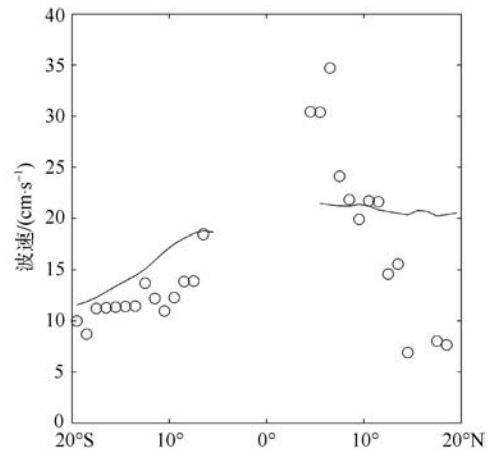


图 5 高度计提取的不同纬度 Rossby 波波速(圆圈)与理论模型计算的一阶斜压 Rossby 波波速(实线)

Fig. 5 Rossby speed retrieved from altimeter data (open circles) and from theory (solid lines)

在印度洋 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{S}$ 区域内, 理论模型计算的 Rossby 波速值与高度计观测值较接近, 但理论值要高于观测值(Chelton, et al, 1998b; 陈海英 等, 2003); 而在印度洋 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 区域内, 理论值与高度计提取的速度偏差较大。这种偏差可能是该区域内陆地比较多(如图 4 所示)造成的: 1)较多的陆地阻隔会造成 Rossby 波的绕射、反射等现象, 这些反射后的 Rossby 波与绕射的 Rossby 波会相互叠加、相互作用; 2)在赤道大洋普遍存在着自西向东传播的赤道 Kelvin 波, 其到达大洋东边界后, 会转为两支向极传播的陆架 Kelvin 波, 在陆架 Kelvin 波向南、向北的输送过程中会不断地向大洋内区辐射 Rossby 波, 在热带北印度洋由于较多的陆地边界, 新激发产生的 Rossby 波会与绕射和反射后的 Rossby 波相互作用。这样在印度洋的 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 区域内, 观测到的 Rossby 波就不再是自由传播的 Rossby 波, 因而理论值与观测值存在差异。

2.3 Rossby 变形半径

Rossby 波的频散关系可表示为(余志豪 等, 1996):

$$(\sigma/f)^2 = 1 + R^2 K^2 \quad (10)$$

式中, σ 和 K 分别表示波动的频率和波数, R 即为 Rossby 变形半径:

$$R = \frac{c}{f} \quad (11)$$

Rossby 变形半径是在大尺度海洋环流运动以及波动理论中一个重要概念。它是一个与波动本身特性无关、只与流体深度和地球旋转有关的特征参数, 可以理解为在旋转特征周期 $1/f$ 这一时间尺度上, 波速为 c 的浅水重力波传播的特征距离。它决定了区分相对涡度和内部涡度相对重要程度的空间尺度,

空间尺度大于该半径, 内部涡度伸缩的作用将大于相对涡度, 反之亦然。根据 Rossby 变形半径的定义式(公式 10), 本文基于高度计观测提取的 Rossby 波的传播速度, 进一步计算了其变形半径。

由于 Rossby 波变形半径是一个与波动本身无关的特征参量, 所以可以给出它与纬度的绝对值的拟合二次多项式, 形式如下:

$$R_f = a_1 \left(\frac{1}{|\theta|} \right)^2 + a_2 \left(\frac{1}{|\theta|} \right) + a_3 \quad (12)$$

式中 R_f 表示多项式拟合的 Rossby 变形半径, $|\theta|$ 为地球纬度的绝对值。

基于高度计提取的印度洋南北纬 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 区域内的 Rossby 波变形半径, 利用最小二乘法进行拟合, 得到表 1 所示的多项式参数。表 1 中同时给出了拟合前后的均方根误差(root mean square error, RMSE)和偏差(Bias)。

表 1 热带印度洋南北纬 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 区域 Rossby 波变形半径的多项式拟合参数

Tab. 1 Parameters of the fitted Rossby Radius of Deformation over the tropical Indian Ocean ($5^{\circ}\sim 20^{\circ}$)

	a_1	a_2	a_3	RMSE/km	Bias/km
$5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$	-57.33	-2211.63	6268.21	1.34	3.35
$5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{S}$	160.73	-471.81	2322.76	0.4	0.80

图 6 给出的是印度洋南北纬 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 区域内 Rossby 变形半径的拟合值与高度计观测结果的对比散点图。从图 6 可以看出, 多项式拟合式(12 式)可以很好地描述热带印度洋 Rossby 波变形半径随纬度的变化特征。对于热带南北印度洋, 基于高度计提取的变形半径和利用公式(12)计算的变形半径的相关系数分别为 0.99 和 0.98。对于陆地阻隔

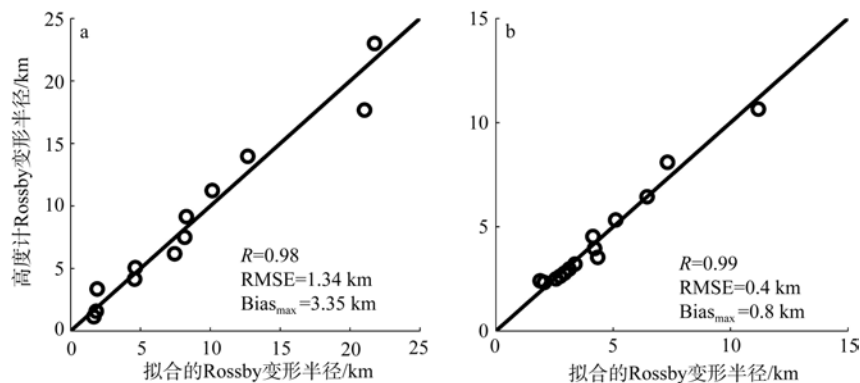


图 6 基于高度计提取的 Rossby 波变形半径和利用公式(12)计算的 Rossby 变形半径的对比散点图

a. 印度洋 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 区域; b. 印度洋 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{S}$ 区域

Fig. 6 Comparison of the Rossby Radius of Deformation between the observation and fitting. (a) Indian Ocean $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$; (b) Indian Ocean $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{S}$

较多的北印度洋, 相对于几十千米的 Rossby 变形半径的量级, 均方根误差都小于 1.4km, 最大偏差小于 3.4km; 而在陆地阻隔较少的南印度洋(图 4), 最大偏差仅为 0.8km。

由此可见, 本文给出的 Rossby 变形半径的经验算法可以为将来 Rossby 波变形半径与波速的应用提供较为快捷且可靠的计算依据。

3 总结与展望

本文基于 19 年(1993~2011 年)的卫星高度计观测的海面高度异常 SLA 数据, 提取了热带印度洋南北纬 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 区域内 Rossby 波的传播速度与变形半径, 并利用理论模型结合 SODA 多年温盐场资料计

算了一阶斜压 Rossby 波的理论波速。

分析表明, 在印度洋 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{S}$ 区域内, 理论模型计算的 Rossby 波的波速与高度计提取的速度比较接近; 而在 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 区域内二者差异较大。本文认为主要原因在于该范围内陆地阻隔引起的绕射和反射的 Rossby 波以及陆架 Kelvin 波辐射的 Rossby 波发生相互作用, 导致高度计观测的 Rossby 波不再是自由传播的 Rossby 波, 因而在该区域内理论值与观测值存在差异。最后本文分别给出了南北热带印度洋的 Rossby 变形半径与纬度相关的解析函数式, 为今后热带印度洋 Rossby 波波速的应用提供了较为快捷可靠的计算方法。

参考文献

- 陈海英, 乔方利, 王永刚. 2003. 大洋 Rossby 波动纬向传播速度的分布特征[J]. 海洋科学进展, 21: 387–392.
- 范海梅, 张庆华, 李丙瑞, 等. 2007. 第一斜压 Rossby 波在大洋传播中的调整[J]. 海洋科学进展, 25(1): 15–19.
- 冯俊乔, 白学志, 陈永利, 等. 2010. 热带印度洋 Rossby 波的基本特征[J]. 海洋科学集刊, 50: 23–31.
- 余志豪, 扬大升, 贺海晏, 等. 1996. 地球物理流体动力学[M]. 北京: 气象出版社, 56–59.
- 张国胜, 徐青, 程永存, 等. 2012. 热带印度洋偶极子区域海面温度特征与海流相关性分析[J]. 河海大学学报: 自然科学版, 4: 455–460.
- CHALLENGER P G, CIPOLLINI P, CROMWELL D. 2001. Use of the 3D radon transform to examine the properties of oceanic Rossby waves[J]. J Atmos Ocean Tech, 18(9): 1558–1566.
- CHELTON D B, DESZOEKE R A, SCHLAX M G, et al. 1998a. Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation [J]. J Phys Oceanogr, 28(3): 433–460.
- CHELTON D B, DESZOEKE R A, SCHLAX M G. 1998b. Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation [J]. J Phys Oceanogr, 28(3): 433–460.
- CHELTON D B, SCHLAX M G. 1996. Global observations of oceanic Rossby waves [J]. Science, 272(5259): 234–238.
- HOUGH S S, FELLOW M A, DARWIN G H. 1897. On the application of harmonic analysis to the dynamical theory of the Tides. Part I. On Laplace's oscillations of the first species, and on the dynamics of Ocean Currents [J]. Proc R Soc London Ser, 61(369/377): 236–238.
- PHILANDER S G H. 1978. Forced oceanic waves [J]. Rev Geophys, 16(1): 15–46.
- SAJI N H, GOSWAMI B N, VINAYACHANDRAN P N, et al. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean [J]. Nature, 401: 360–363.
- WANG D, LIU Q, LIU Y, et al. 2004. Connection between interannual variability of the western Pacific and eastern Indian Oceans in the 1997–1998 El Niño event [J]. Prog Nat Sci, 14(5): 423–429.
- WU X, XIE Q, HE Z, et al. 2008. Free and forced Rossby waves in the western South China Sea inferred from Jason-1 satellite altimetry data [J]. Sensors, 8(6): 3633–3642.
- WUNSCH C. 1997. The vertical partition of oceanic horizontal kinetic energy [J]. J Phys Oceanogr, 27(8): 1770–1794.
- XIE S P, CHANG C H, Xie Q, et al. 2007. Intraseasonal variability in the summer South China Sea: Wind jet, cold filament, and recirculations [J]. J Geophys Res, 112(C10).
- XIE SHANGPING, ANNAMALAI H, SCHOTT F A, et al. 2002. Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability [J]. J Climate, 15(8): 864–878.