



论文

热带西太平洋和南印度洋近 20 年来的海面高度变化及其动力联系

王天宇^{①②}, 杜岩^{①*}, 庄伟^①, WANG JinBo^③^① 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, 广州 510301;^② 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;^③ Scripps Institution of Oceanography, California 92093, USA

* 联系人, E-mail: duyan@scsio.ac.cn

收稿日期: 2014-10-21; 接受日期: 2014-12-01; 网络发表日期: 2015-04-22

中国科学院先导专项项目(编号: XDA11010103)、全球变化研究国家重大科学研究计划项目(编号: 2010CB950302, 2012CB955603)、国家自然科学基金项目(批准号: 41176024, 41176028)和国际合作创新研究项目(编号: CAS/SAFEA)资助

摘要 利用卫星遥感和现场观测资料, 结合线性 Rossby 波诊断解, 研究了近 20 年热带太平洋和印度洋暖池区海面高度的快速升高趋势. 结果表明, 两大洋热带区域同步的海面上升趋势通过印度尼西亚海的海洋波导通道联系在一起, 其动力关联主要发生在温跃层深度, 表现为热带太平洋的海面高度低频波动信号通过印度尼西亚海传至印度洋, 并影响到南印度洋的东部海区, 而南印度洋西部的海面变化主要受印度洋内区局地风场的调制. 超前-滞后相关分析的结果表明, 东南印度洋海面高度的年际和年代际变化信号分别源自太平洋赤道和近赤道海区, 分别受到了太平洋赤道风应力异常和近赤道风应力旋度异常的调控, 并且分别与 ENSO 的年际过程和 PDO 的年代际过程密切相关.

关键词海面高度
波导通道
热带太平洋
南印度洋
年际和年代际变化

全球变化的区域响应是近年来气候研究的热点之一. 伴随着全球气候的变暖, 海水热膨胀和融冰在几十年间持续抬升着海面高度(Milne, 2009). 探求并理解海面高度变化趋势, 关系到沿岸和岛屿居民的生活安全. 自20世纪90年代以来, 全球平均海面高度上涨幅度约为 3 mm a^{-1} (Cazenave和Nerem, 2004). 然而这种增长趋势在全球范围内并不一致(Cazenave等, 2002; Cazenave和Nerem, 2004; Carton等, 2005). 以中低纬太平洋为例(图1(a)), 1993~2012年间, 海面高度呈现出西高东低的线性反向变化趋势. 上涨最明显的区域出现在热带西太平洋海域, 涨幅超过 10 mm

a^{-1} ; 此外, 在印度洋南部以及东边界区域, 海面高度涨幅也达到 5 mm a^{-1} . 长期的验潮站资料显示20世纪90年代之后, 西太平洋-东印度洋暖池区的海面升高速率呈现加速趋势, ENSO年际振荡无法解释这种趋势变化(Merrifield等, 2012; Meyssignac和Cazenave, 2012). 区域海面高度的变化不仅受到融冰和加热等海水温盐物理特性变化的制约, 还受到海洋动力过程的调整, 从而表现出复杂的时空变化特征. Cabanes等(2006)认为主要有两种方式影响海面高度年际变化, 一是由于局地海表浮力通量驱动和风应力通过埃克曼抽吸(Ekman pumping)引起的局地海水

中文引用格式: 王天宇, 杜岩, 庄伟, 等. 2015. 热带西太平洋和南印度洋近 20 年来的海面高度变化及其动力联系. 中国科学: 地球科学, 45: 665-675

英文引用格式: Wang T Y, Du Y, Zhuang W, et al. 2015. Connection of sea level variability between the tropical western Pacific and the southern Indian Ocean during recent two decades. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-014-5048-4

比容变化, 二是通过 Rossby 波传播和准静止的 Sverdrup 平衡分别引起的斜压和正压的海洋调整. 针对热带西太平洋和印度洋的分析结果表明, 海洋上层热力结构变化所导致的热容海面高度增加是造成海面高度显著升高的主要原因(Cheng 等, 2007, 2008; Qiu 和 Chen, 2012; Zhuang 等, 2013).

太平洋和印度洋占据了全球 70% 的海水覆盖面积, 对全球气候调控有重要影响, 并且两个大洋通过印度尼西亚海这一低纬度海洋通道相互联通, 联系颇为紧密. Han(2010)指出西太平洋-东印度洋暖池在长时间尺度上支配了沃克环流(Walker cell)和哈德来环流(Hadley cell)的变化, 影响了亚澳季风, 在艾克曼输送和抽吸作用下, 风场又会调整暖池区的海面高. 两大洋间这种大气桥的联结还表现在赤道印度洋和东太平洋 SST 年际变化有显著的正相关, 印度洋上空纬向环流的异常可以通过印度洋和太平洋上空大气系统的齿轮式耦合去影响赤道中东太平洋的海-气相互作用并触发 ENSO 事件发生(吴国雄和孟文, 1998). 此外, 印度尼西亚贯穿流(ITF)通过水体输运

改变了在印度洋流出海区的海水温盐特性, 从而改变海表面高度(Gordon 和 Fine, 1996; 俞永强等, 2003; 吴海燕等, 2010; 杜岩和方国洪, 2011). 如 1997~1998 厄尔尼诺期间热带西太平洋和热带印度洋的海面高度和热含量在时间变化上具有同韵律性, 正是由于印尼贯穿流在一定程度上沟通了两个海区的年际变化(王东晓等, 2003). 众多研究指出, 印度尼西亚群岛的连通海峡为波动信号从热带太平洋传入东南印度洋提供了海洋通道(Clarke 和 Liu, 1993; Potemra, 2001; Feng 等, 2004; Wijffels 和 Meyers, 2004). 国内外对于海峡中的波动研究多集中于季节和年际过程, 本文从更长时间尺度上研究大尺度波动信号的传播路径, 特别针对近 20 年来西太平洋海面高度异常增速现象, 探讨了南印度洋和西太平洋海面高度变化之间的联系.

1 数据方法介绍

1.1 海面高度资料

迄今为止, 对海面高度的卫星高度计观测已经

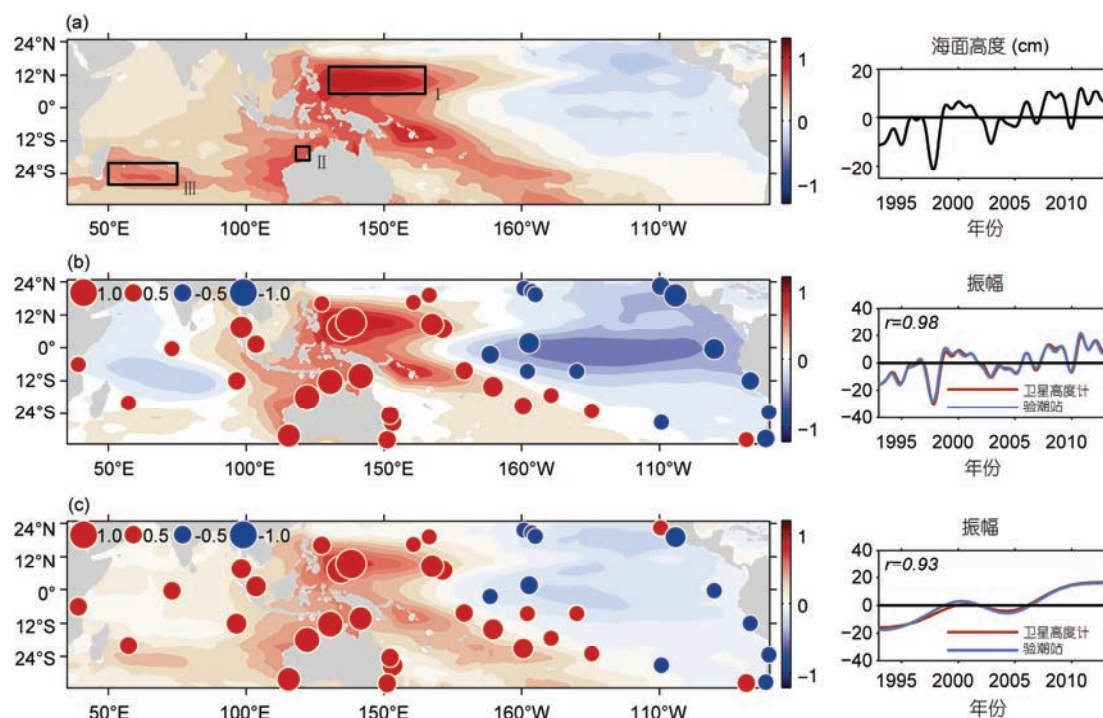


图 1 1993~2012 年卫星高度计观测海面高度变化趋势、验潮站资料的 EOF 第一模态以及 7 年低通滤波后的结果图

(a) 左图单位: cm a^{-1} , 右图区域 I ($130^{\circ}\text{E}\sim 165^{\circ}\text{E}$, $5^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$)海面高度异常变化曲线, 单位: cm ; (b) 圆点的面积表示数值大小, 红色为正, 蓝色为负, 方差贡献率分别为 38%和 55%, 左为空间模态, 右为时间系数, 单位: cm ; (c) 高度计(验潮站)资料 EOF 第一模态方差贡献率为 68%(58%)

进行了约20年. 本文采用由法国航天局提供的融合多颗卫星高度计观测的海面高度(SSH)及其异常(SSHA)数据进行研究. 该资料融合了Topex/Poseidon, Jason-1, ERS及Envisat四颗测高卫星海面高度计观测, 空间格点采用 $1/3^\circ$ 墨卡托网格, 时间分辨率是逐周. 本文选取时段为1993年1月至2013年1月, 在分析之前先将数据平均至逐月.

同时, 本文还选取了热带太平洋-印度洋海域($30^\circ\text{E}\sim 90^\circ\text{W}$, $35^\circ\text{S}\sim 25^\circ\text{N}$)共40个验潮站的海平面数据, 进一步验证该海区的海面高度变化. 验潮站的空间分布如图1(b)所示. 该数据由美国夏威夷大学海平面中心(University of Hawaii Sea Level Center)提供, 逐月时间分辨率. 由于本文关注海面高度的长期变化, 我们将卫星高度计和验潮站资料都去除气候态季节循环, 并采用13点滑动平均滤去年周期以下的高频信号.

1.2 温度、盐度资料

本文选用了Ishii等(2006)发布的全球温盐剖面资料(以下简称Ishii资料). Ishii资料整合了世界大洋数据集(WOD05)、基于百年验潮站评估(COBE)的海面温度、Argo温度和盐度剖面数据以及由IRD (L'institut de recherche pour le development, 法国)提供的全球温度盐度剖面专项(GTSP)的温盐数据(Ishii等, 2006). 该资料空间分辨率为 $1^\circ\times 1^\circ$, 垂向深度范围从0~1500 m分为24层, 时间分辨率为月平均.

1.3 风场资料

ORA-S3是欧洲中期天气预报中心(European Center for Medium-Range Weather Forecasts)基于汉堡海洋环流模式(Wolff等, 1997)并经过最优插值海洋同化系统分析得到的全球海洋数据产品. 该产品中的海面风应力数据基于ERA-40和ERA Operational System风场资料, 并结合现场观测数据的变率和趋势做了进一步校对(Balmaseda等, 2008). 本文选用的ORA-S3海面风应力数据来源于亚太数据研究中心(Asia Pacific Data-Research Center), 空间分辨率为 $1^\circ\times 1^\circ$, 时间跨度为1993年1月至2009年12月.

1.4 分析方法

经验正交函数分析方法(Empirical Orthogonal Function, EOF), 也称为特征向量分析(eigenvector

analysis), 是一种分析矩阵数据中的特征结构提取主要数据特征向量的一种方法(Pearson, 1902). Lorenz在20世纪50年代首次将其引入气象和气候研究, 在海洋学科中得到了非常广泛的应用(Lorenz, 1956). 海洋数据分析中特征向量对应的是空间样本, 主成份对应的是时间变化, 因此海洋中也将EOF分析方法称为时空分解. 本文利用上述方法对太平洋-印度洋海区1993~2012年海面高度异常数据进行时空分析, 以期分理出各时空尺度的信号. 为了滤去海面高度变化的季节内信号, 本文对原始数据剔除了逐月平均值, 着重分析前两个模态来描述海区内海面高度变化的主要特征. 另外, 在研究海面高度、风场年际和年代际异常信号的相互关系时用到了相关分析和回归分析, 以期反演西太平洋-印度洋波动过程与海汽耦合过程.

2 数据处理与分析

2.1 大尺度海面高度和海温变化特征

运用最小二乘法太平洋-印度洋海区内每个格点1993~2012年间的海面高度异常值进行线性拟合, 其直线斜率来表征的近20年线性趋势如图1(a)所示. 热带西太平洋和南印度洋的海面高度在此期间呈现显著升高趋势, 而东太平洋海域的海面高度则呈现相对弱的降低趋势. 与此同时, 该海区海面高度还表现出较强的年际变化. 以热带太平洋海面高度上升的极大值区($130^\circ\sim 165^\circ\text{E}$, $5^\circ\sim 15^\circ\text{N}$)为例, 其时间序列上表现出很强的年际振荡以及明显的上升趋势(10 mm a^{-1}). 为了进一步分析该海区海面高度的时空变化, 我们对卫星高度计资料和验潮站资料进行EOF分解, 结果如图1(b)所示. 两套资料EOF分解得到的前10个典型场的累计方差贡献率达到82%和88%, 第一模态的方差贡献分别达到38%和55%, 可以描述海区海面高度低频变化特征. 空间分布上, 太平洋呈现西部与中东部反位相的典型厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)形态变化特征. 而热带印度洋的海面高度变化特征在海盆东南部最显著, 而在海盆西部振幅相对较小, 在 17°S 以南和以北则呈现反位相特征. 第一模态的时间系数也体现出ENSO特征, 既反映了1997~1998年的强El Niño事件, 又反映了2002~2004, 2006~2007, 2009~2010年等相对较弱的事件. 为了进一步分析海面高

度的年代际变化特征, 本文采用低通滤波方法提取卫星高度计和验潮站资料中周期大于7年的信号, 以去除ENSO影响, 然后再进行EOF分解. 如图1(c)所示, 滤掉7年以下信号得到的两套资料EOF第一模态方差贡献分别达到68%和58%, 空间分布与图1(a)十分类似. 其时间序列表明该模态主要反映了海面高度在近20年的线性趋势特征. 西太平洋与南印度洋表现出较为一致的海面高度升高趋势, 只是强度有所差异. 图1(b)~(c)证实了在年际-年代际时间尺度上西太平洋和东南印度洋海面高度变化高度相关(Wijffels和Meyers, 2004; Feng等, 2010). 在滤波前和滤波后, 卫星高度计和验潮站数据EOF时间序列的相关系数分别达到0.98和0.92, 空间分布特征相吻合, 说明卫星海面高度和验潮站实测的海面高度变化具有很好的一致性, 可以相互验证.

在热带大洋中, 温度变化所导致的比容海面高度异常往往决定区域海面高度的变化(Lombard等, 2005; Cheng等, 2007, 2008). 本文采用Ishii海温资料,

对表层和次表层(100~300 m平均)海温做了分析. 由图2可知, 在1993~2010年期间, 太平洋表层和次表层海温的整体线性趋势都呈现西高东低的特征. 表层海温线性趋势的高值区主要位于副热带南、北太平洋, 以及南美洲近岸海域, 反映了区域热通量和海气反馈的作用(图2(a); Du和Xie, 2008), 与海面高度的变化趋势有所差异. 而次表层海温和海面高度的线性趋势呈现较为一致的空间分布, 特别是二者的高值区都位于热带太平洋和南印度洋, 具有良好的对应关系(图2(b)). 这意味着发生在温跃层深度上的动力调整可能是西太平洋和东南印度洋海面高度升高的主要因素. 前人研究也表明, 热带西太平洋海面高度在20世纪90年代以来的快速抬升主要是由动力过程所主导, 反映了海洋上层水体的辐合(Cheng等, 2008; Qiu和Chen, 2012). 针对上述海面高度和海温趋势的空间分布特征, 我们选取热带菲律宾海、澳大利亚西北部和马达加斯加东部这三个典型区(图1(a)中的 I, II, III区域), 分析了海温异常随时间的变

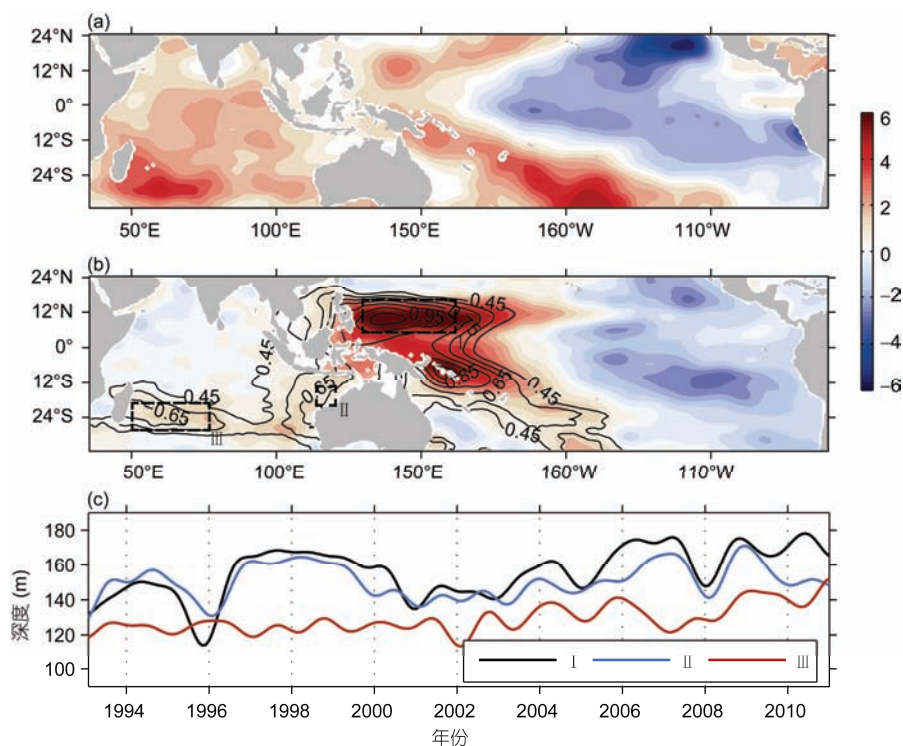


图 2 1993~2012 年的表面海温(a)、次表层(100~300 m)平均海温(b)线性趋势分布以及 20℃温跃层深度随时间变化(c)图

(a) 表面海温; (b) 次表层(100~300m)平均海温, 其中等值线为1993~2012年期间海面高度变化趋势 $\geq 0.45 \text{ mm a}^{-1}$ 的部分; (c) I, 西太菲律宾海区, II, 澳大利亚西北沿海, III, 马达加斯加东部沿海($50^{\circ}\sim 75^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{S}$)(分别对应(a)中 I, II, III). 单位: $10^{-2}^{\circ}\text{C a}^{-1}$

化. 图2(c)显示, 菲律宾海与澳大利亚西北部的温跃层深度(20°C等温线)呈现一致的年际-年代际变化特征, 二者的相关系数达到0.84. 而马达加斯加东部海域的温度异常变化在表层和次表层都较显著, 并且温跃层深度的变化振幅相对较弱, 位相也与西太平洋不同, 二者的相关系数仅为0.36, 这证实南印度洋西部的海面高度信号与西太平洋的关系较弱(Masumoto和Meyers, 1998; Zhuang等, 2013).

2.2 西太平洋-南印度洋波导通道和波动过程

由上述结果可知, 西太平洋和东南印度洋海面高度变化的主要反映了温跃层的斜压调整(图2(b); Cheng等2008; Qiu和Chen, 2012). 波动作为斜压调整的一种形式, 短时间尺度上表现为海平面的起伏, 而在长时间尺度上, 高频波动的累积效应会导致温跃层的持续变化, 并且波动携带的能量若未以热能形式全部耗散, 将增加波动末端海水的重力位能, 表现为海平面的抬升. 因此在研究西太平洋和东南印度洋海面高度变化时, 波动的影响不能忽略. 作为太平洋和印度洋的衔接海区, 印度尼西亚海受到这两个海域大尺度波动过程的共同影响. 为刻画波动信号在此海区的传播特征, 我们选取澳大利亚西北沿海(119°~123°E, 12°~16°S)区域平均的海面高度异常作为目标序列, 计算研究海区在超前和滞后12月范围内与目标序列的相关关系. 相关系数值超过0.61(通过 t 检验90%置信度)的位置如图3所示, 散点覆盖的区域包括南海东南、苏禄海、苏拉威西海、爪哇海、

班达海、帝汶海、澳大利亚西北沿海, 以及热带西北太平洋和新几内亚岛-索罗门群岛沿海, 反映了这些区域与澳大利亚西北沿海水位变化的高度相关特征. 利用这些高相关海区, 采用线性拟合的方法得到两条高相关系数带(图3), 作为海面高度异常信号的传输路径: 路径一从热带北太平洋170°W附近起始, 沿10°N延伸到棉兰老岛, 南下穿过苏拉威西海、马鲁古海、班达海以及澳大利亚沿海, 进而沿16°S延伸至马达加斯加岛; 路径二则由南太平洋170°W起始, 沿着所罗门群岛和新几内亚岛北部岸界, 在马鲁古海穿入南印度洋, 在印度洋的走向与路径一致.

沿上述两条路径, 我们对滤去季节信号的海面高度资料进行分析, 如图4(a)所示. 海面高度异常信号在太平洋和印度洋洋海盆内都显著西传, 在时间上东边先于西边变化: 热带北太平洋-棉兰老岛(图4(a)左1~25)、热带南太平洋-新几内亚岛(图4(a)右1~17)与热带南印度洋120°~90°E(图4(a)左35~44; 图4(a)右32~42)信号传播速度分别约为0.21, 0.23和0.08 m s^{-1} , 与通过二维Radon变换方法得到的相应纬度Rossby波波速(Chelton和Schlax, 1996)相吻合, 意味着大洋内区海面高度异常信号在上述南、北两条路径上主要以斜压Rossby波的形式传播. 值得注意的是, 在南印度洋海盆, 澳大利亚西北岸界传出的Rossby波信号向西衰减, 过了100°E信号又有所加强, 并向西传播至马达加斯加岛东岸. 海盆东部与西部的波动西传信号并不连续, 意味着南印度洋海盆内区能量输入的重要调制作用. 而连接两大洋的印度尼西亚

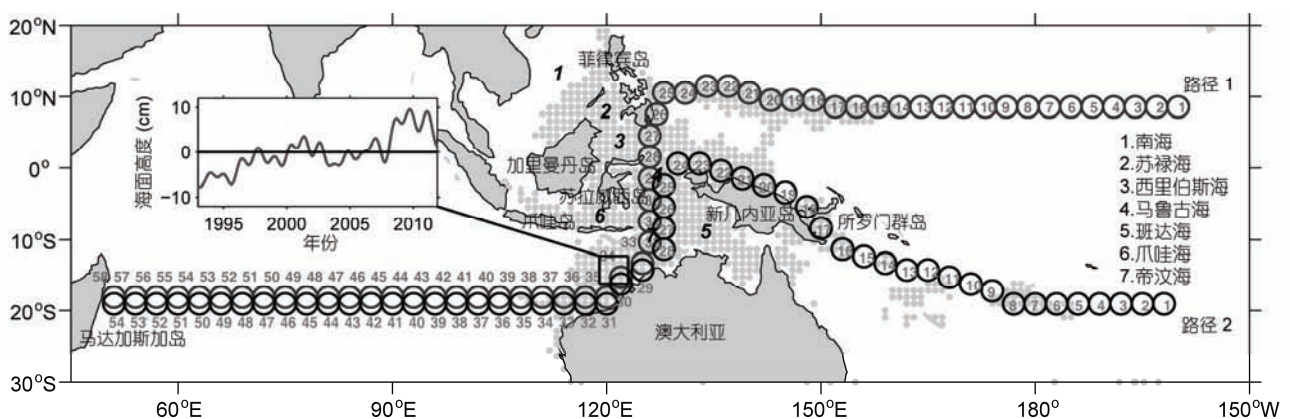


图3 波动信号传播通道图

散点是利用卫星高度计SLA, 以(12°~16°S, 119°~123°E)为目标区域做12个月内超前滞后相关, 相关系数超过95%置信度检验的位置(灰色散点), 空心圆表征拟合得到的波动通道, 间隔为3°

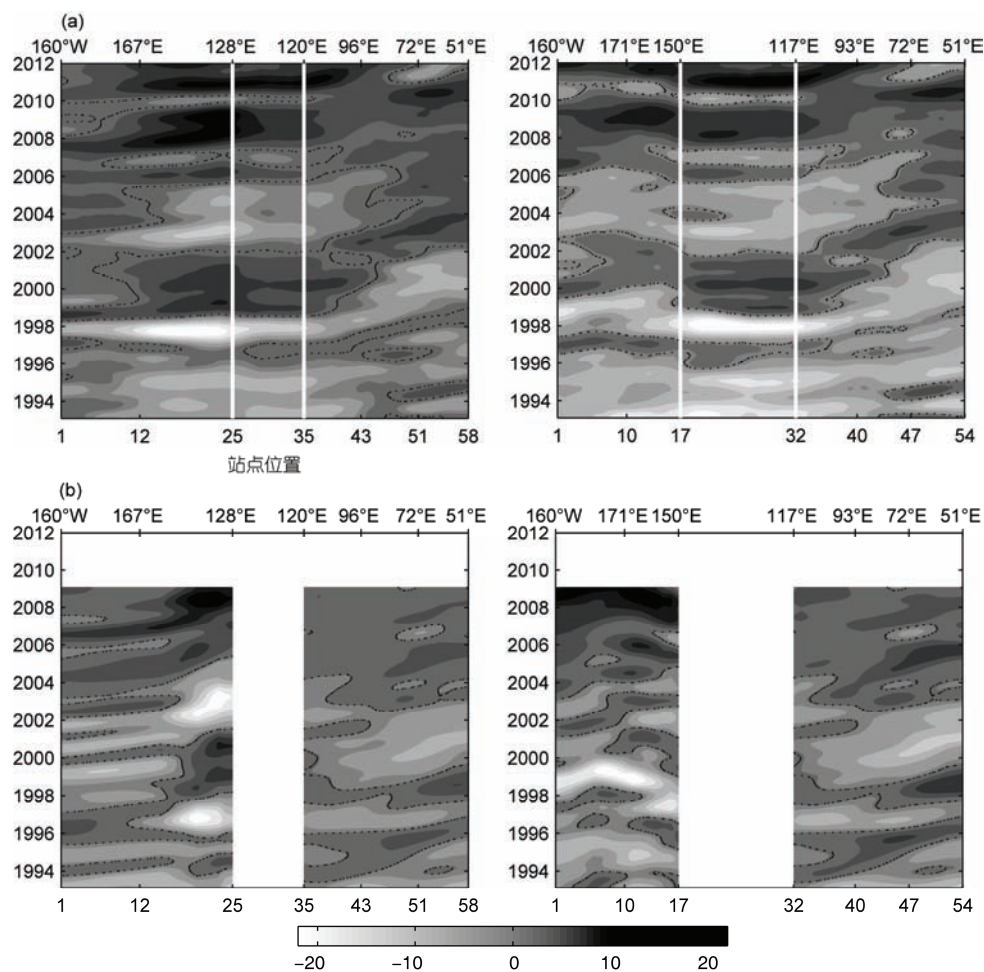


图 4 低频海面高度异常时间-空间分布图

(a) AVISO 卫星高度计观测到的结果; (b) ORA-S3 风场通过涡动方程的一阶斜压解反演的结果, 路径如图 3 所示. 单位: cm

亚海及附近海域, 海面高度异常信号呈现同步变化特征, 这是由于太平洋内区 Rossby 波到达棉兰老岛和新几内亚东岸后, 会由于印度尼西亚海岛屿地形激发岸界 Kelvin 波 (Yamagata 等, 1996), 显然该区域的海面高度变化由快速传播的 Kelvin 波所主导. 上述大尺度波动调整过程与前人的研究相一致: 热带太平洋的一阶斜压 Rossby 波信号会以 Kelvin 波的形式经过印度尼西亚群岛的海洋通道传入东南印度洋, 并在澳大利亚西北岸激发出西传的 Rossby 波, 传入南印度洋 (Clarke 和 Liu, 1993; Potemra, 2001; Wijffels 和 Meyers, 2004).

2.3 线性 Rossby 波诊断模型分析

对于开阔海洋的海面高度变化, 风场的艾克曼抽吸作用是激发出西传罗斯贝波最重要的因素

(Meyers, 1979). 前文表明, 热带太平洋的波动传播主导了西太平洋-东南印度洋的海面高度低频调整; 而南印度洋西部的海面高度变化似乎无法用来自西太的波动过程来解释, 局地风场的作用可能更加重要. 因此, 我们引入线性涡度方程 (1) 来定量反演低频风应力旋度变化所驱动的南印度洋东部海面高度的变化特征:

$$\frac{\partial h}{\partial t} - c_R \frac{\partial h}{\partial x} = -\frac{g' \nabla \times \tau}{\rho_0 g f} - \varepsilon h, \quad (1)$$

式中, h 为海表面高度异常, c_R 对应斜压罗斯贝波的纬向相速度, 由 Chelton 等 (1996) 应用二维 Radon 变换方法得到, g 为重力加速度, g' 为约化重力, τ 表示风应力矢量, ρ_0 代表参考密度, f 表示科氏力参量, ε 表示罗斯贝波的牛顿衰减系数, 在计算时取值 $1/3 \text{ a}^{-1}$ (Zhuang

等, 2013). 根据式(1)从东边界(x_e)向西边的积分, 得到一阶斜压Rossby波的解:

$$h(x, y, t) = h\left(x_e, y, t + \frac{x - x_e}{c_R}\right) \exp\left[\frac{\varepsilon}{c_R}(x - x_e)\right] + \frac{1}{\rho_0 g h} \int_{x_e}^x \frac{g'}{c_R} \nabla \times \tau\left(x', y, t + \frac{x - x'}{c_R}\right) \exp\left[\frac{\varepsilon}{c_R}(x - x')\right] dx', \quad (2)$$

式中, 右边第一项代表来自东边界的海面高度波动信号, 第二项代表风应力导致的艾克曼抽吸所激发出的西传罗斯贝波引起的海面高度异常(Capotondi和Alexander, 2001; Qiu, 2002; Zhuang等, 2013). Merrifield(2011)在研究热带太平洋信风加强对区域海面高度趋势影响时发现, 在1993年以后ORA-S3风场低频部分能很好的解释热带太平洋海面高度变化. 我们将ORA-S3风应力数据滤掉了年周期以下的信号, 沿图3中的两条波动传播路径, 根据式(2)可计算得到风生斜压Rossby波导致的海面高度变化. 需要注意的是, 由于上述方法只适用于罗斯贝波的传播形式, 无法反演印度尼西亚海区域的开尔文波传播过程, 因此, 我们根据高度计观测结果, 引入系数 α 来估算西太平洋的波动信号经由印度尼西亚海传到东南印度洋的衰减情况:

$$\alpha = \frac{\sum_{t=1}^N I_e(t) P_w(t)}{\sum_{t=1}^N P_w^2(t)},$$

I_e 代表观测的印度洋东边界海面高度时间序列; P_w 代表观测的太平洋西边界海面高度时间序列; 进而依据线性Rossby波诊断模型计算的太平洋西边界海面高度 h_w 得到南印度洋东边界的海面高度边界条件 $h(x_e, y, t) = \alpha h_w$, 由此便省略了印度尼西亚海内区的Kelvin波传播过程. 由图4(b)可知, 线性Rossby波模型的诊断结果较好地再现了观测的海面高度变化特征. 在模式诊断结果中, 西太平洋海面高度信号在西传过程中同样呈现显著升高趋势, 并伴随着与ENSO相关的年际振荡. 如北太平洋140°E以西在1998~2002年, 2004~2006年, 2006~2008年期间观测到的海面高度正异常, 在模式诊断结果中也有体现. 对南印度洋, 来自太平洋的波动信号传递到115°E附近就显著减弱, 而局地风应力的作用主导了西部的海面高度变化, 证实了太平洋风场所驱动的波动信号

主导了热带太平洋与东南印度洋的海平面变化, 而南印度洋西部的海面高度变化由印度洋局地风场所主导(Masumoto和Meyers, 1998; Zhuang等, 2013), 这解释了南印度洋东部和西部温跃层深度变化的不一致(图2(c)).

2.4 太平洋波动信号的年际和年代际变化

动力高度的变化中蕴涵着内部温盐结构变化的信息, 间接反映了海洋对风应力强迫、热量和淡水交换的响应, 从而反演海平面的动力变化过程(Willebrand等, 1990; Glenn等, 1991). 其变化同样蕴涵着内部温盐结构对风应力强迫、热量和淡水交换的响应. 动力高度由公式 $D(p_1, p_2) = \int_{p_1}^{p_2} \delta(T, S, p) dp$ 计算, 其中 p_1 和 p_2 为两层参考面的压强, ρ 为海水比容异常, T 是温度, S 是盐度, P 是压强(Steven, 2004). 由于卫星高度计的观测数据时间跨度仅有约20年, 无法较好地反映海平面的年代际调整, 因此, 本文利用1970~2012年的Ishii温盐资料反演得到的表层至海底1000 m动力高度场来探讨研究海域海面高度在年际和年代际时间尺度上的特征. 我们分别采用4~84个月周期的带通滤波和7年以上周期的低通滤波来提取动力高度场的年际与年代际信号, 选取澳大利亚西北沿海(119~123°E, 12~16°S)区域作为目标区域(Clarke和Liu, 1993; Potemra, 2001; Feng等, 2004), 分别计算研究海区年际和年代际时间序列与目标区域的超前-滞后相关和回归关系, 以期追踪此区域信号的来源, 进一步验证波动通道的合理性. 如图5所示, 年际过程中与目标位置(澳大利亚西北沿海)的显著相关(95%置信)区域主要集中在10°S~10°N的西太平洋以及印度洋东边界, 此范围代表了太平洋Rossby波与印度洋Kelvin波的作用范围. 而回归系数的分布表明, 对东南印度洋的水位变化影响更显著的位置是赤道太平洋. 而在年代际尺度上, 显著相关区域则出现在热带太平洋赤道2°~10°N和热带南太平洋15°~20°S纬度带, 包含了图3中的南北两条波导路径. 回归系数显示北部的影响强度更强, 对南印度洋信号的贡献更大.

我们进一步分析了与澳大利亚西南沿海动力高度变化存在显著相关的风场特征. 如图6所示, 相关显著的年际风场信号集中于赤道太平洋, 出现在图5(a)中回归区域的东侧. 西太纬向风应力异常与东南

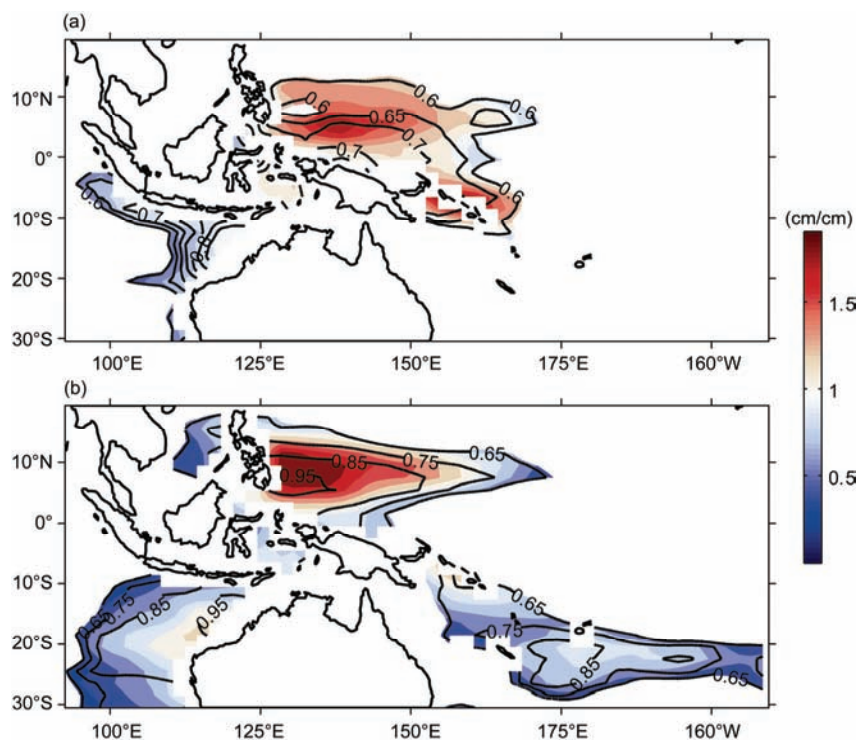


图5 年际(a)和年代际(b)时间尺度上澳大利亚西北沿海(119°~123°E, 12°~16°S)区域的动力高度异常与周边海区超前-滞后最大相关系数(等值线)与最大回归系数(填色)

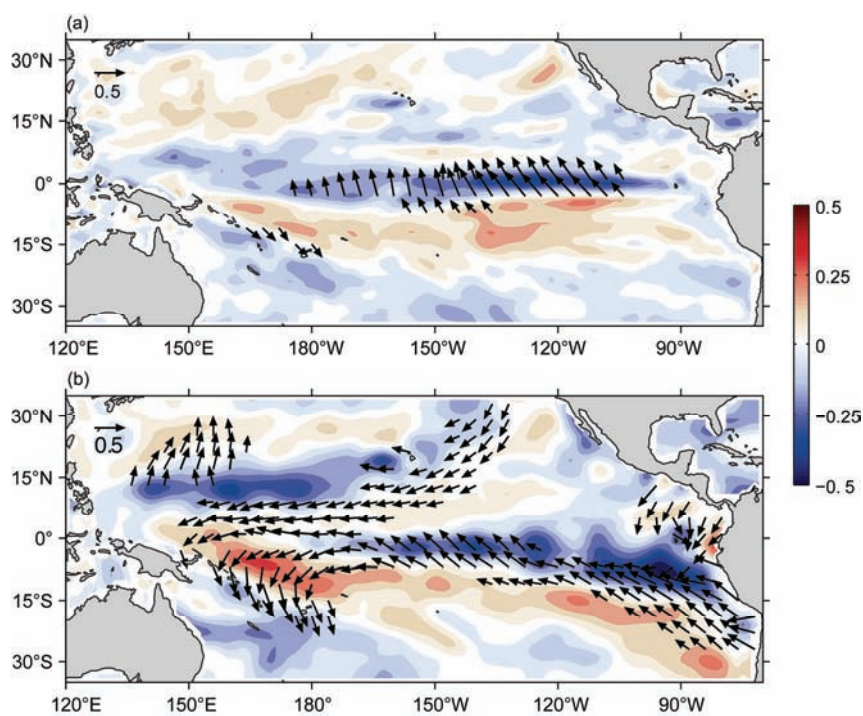


图6 年际(a)和年代际(b)动力高度变化所对应的 1970~2009 年 ORA-S3 风场异常相关关系

动力高度异常选取澳大利亚西北(119°~123°E, 12°~16°S)区域平均。矢量为风应力与动力高度相关系数超过 95%的部分(双侧 t 检验), 填色代表风应力旋度与动力高度的高相关区域

印度洋海面高度异常呈现负相关关系,反映了厄尔尼诺年份赤道太平洋中部西风爆发,导致热带西太平洋海面高度降低(Bjerknes, 1969; An, 2008; Du和Qu, 2010),这意味着波动的年际过程实际上由ENSO支配. 而年代际时间尺度上,东南印度洋的SSH升高则对应着太平洋赤道两侧低纬度的东风异常(图6(b)),图中高相关风场会在近赤道北半球(南半球)形成负(正)风应力旋度异常,从而驱动西传的下沉Rossby波. 同时,与年代际SSH正异常相关的风场异常场分布恰好对应于PDO的冷相位(Mantua等, 1997),意味着海面高度的年代际变化与PDO存在可能的动力关联.

为验证上述假设,我们分别选取赤道太平洋(130°~160°E, 5°S~5°N)的动力高度年际信号和近赤道(130°~165°E, 2°~10°N)纬度带的动力高度年代际信号,分别与SOI指数和PDO指数做相关性分析,相关系数达到-0.74和-0.52(图7). 上述结果表明,热带西太平洋-东南印度洋海面高度的年际变化主要受ENSO年际过程的调控;而其年代际信号与PDO的年代际信号在1993后趋于同步(图7),表明了近20年来PDO对波动年际过程影响加强,图5(b)表明这种加强尤其体现在中纬度太平洋.

3 讨论与总结

本文采用卫星遥感和现场观测资料,分析了热带太平洋和南印度洋海区海面高度的年际-年代际变化,并通过线性Rossby波模型的诊断分析,研究了两个海盆海面高度变化之间的动力关联. 结果表明:热带太平洋和南印度洋的海面高度变化具有显著的年际和年代际振荡特征. 在年际尺度上,海面高度变化受到了ENSO年际过程的显著调制;而在更长时间尺度上(近20年来),热带西太平洋和南印度洋的海面高度呈现显著升高趋势,而东太平洋海域则呈现相对较弱的海面高度降低趋势. 超前-滞后相关分析表明,东南印度洋海面高度的低频变化主要源自热带太平洋10°N和16°S附近的纬度带. 线性Rossby波模型沿上述波导路径的模拟结果很好地再现了观测的海面高度低频振荡,并进一步证实热带西太平洋和东南印度洋的海面高度变化主要受太平洋内区风场低频变化所驱动,而西南印度洋海面高度变化是由南印度洋局地风场所主导.

根据历史温盐数据反演的动力高度场,通过超前-滞后相关分析探讨了年际和年代际变化两种时间尺度的信号在传播路径及强迫机制方面的不同. 结果表明,传播至东南印度洋的年际波动信号主要受

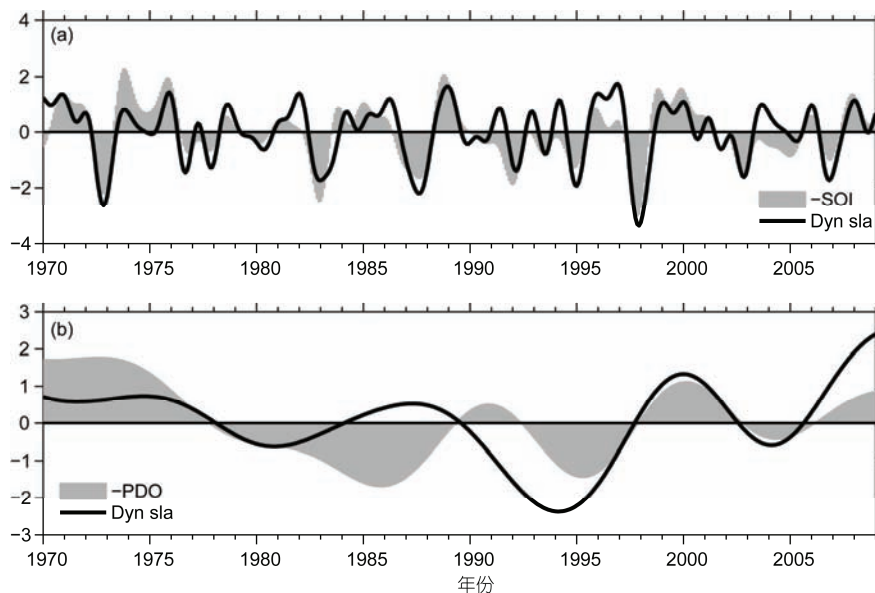


图7 动力高度异常时间序列

(a) 年际变化, 赤道西太平洋 5°S~5°N 动力高度异常年际信号与 Niño3.4 指数; (b) 年代际变化, 热带太平洋赤道 2°~10°N 动力高度年代际信号与 PDO 指数

到赤道太平洋风应力异常的驱动, 而年代际波动信号更多地受到近赤道风应力旋度异常的调制, 这一过程与90年代以来的PDO年代际过程趋于同步, 其具体的海洋动力调整机制还有待于进一步阐明。

此外, 以往的一些研究指出, 印度洋赤道纬向风

激发的赤道Kelvin波会沿着苏门答腊和爪哇岛沿岸传播到印度尼西亚海海域, 影响此处的环流和海面高度变化(Iskandar等, 2005; Yuan等, 2009)。针对上述动力过程的进一步分析还需要更加细致的现场观测, 并结合模式数值试验来进行。

参考文献

- 杜岩, 方国洪. 2003. 印度尼西亚海与印度尼西亚贯穿流研究概述. 地球科学进展, 26: 1131–1142
- 王东晓, 刘赟, 刘钦燕, 等. 2003. 1997~1998年El Niño期间印度洋和西太平洋上层海洋的联系. 自然科学通报, 13: 957–963
- 吴海燕, 李崇银, 张铭. 2010. 印度尼西亚贯穿流对热带太平洋-印度洋海温异常综合模影响的初步模拟研究. 热带气象学报, 26: 513–528
- 吴国雄, 孟文. 1998. 赤道印度洋-太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和ENSO事件. 大气科学, 22: 470
- 俞永强, 周祖翼, 张学洪. 2003. 印度尼西亚海道关闭对气候的影响: 一个数值模拟研究. 科学通报, 48(增刊2): 60–64
- An S I. 2008. Interannual variations of the tropical ocean instability wave and ENSO. J Clim, 21: 3680–3686
- Balmaseda M A, Vidard A, Anderson. 2008. The ECMWF Ocean Analysis System: ORA-S3. Mon Weather Rev, 136: 3018–3034
- Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. Mon Weather Rev, 97: 163–172
- Cabanes C, Huck T, Verdiere A C. 2006. Contributions of wind forcing and surface heating to interannual sea level variation in the Atlantic Ocean. J Phys Oceanogr, 36: 1739–1750
- Capotondi A, Alexander M A. 2001. Rossby waves in the tropical North Pacific and their role in decadal thermocline variability. J Phys Oceanogr, 31: 3496–3515
- Carton J A, Giese B S, Grodsky S A. 2005. Sea level rise and the warming of the oceans in the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) ocean reanalysis. J Geophys Res, 110: C09006
- Cazenave A, Bonnefond P, Mercier F. 2002. Sea level variations in the Mediterranean Sea and Black Sea from satellite altimetry and tide gauges. Glob Planet Change, 34: 59–86
- Cazenave A, Nerem R S. 2004. Present-day sea level change: Observations and causes. Rev Geophys, doi: 10.1029/2003RG000139
- Chelton D B, Schlax M G. 1996. Global observations of oceanic Rossby waves. Science, 272: 234–238
- Cheng X H, Qi Y Q. 2007. Trends of sea level variations in the South China Sea from merged altimetry data. Glob Planet Change, 52: 371–382
- Cheng X H, Qi Y Q, Zhou W D. 2008. Trends of sea level variations in the Indo-Pacific warm pool. Glob Planet Change, 63: 57–66
- Clarke R A, Liu X. 1993. Observations and dynamics of semiannual and annual sea levels near the eastern equatorial Indian Ocean boundary. J Phys Oceanogr, 23: 386–399
- Du Y, Xie S P. 2008. Role of atmospheric adjustments in the tropical Indian Ocean warming during the 20th century in climate models. Geophys Res Lett, 35: L08712
- Du Y, Qu T D. 2010. Three inflow pathways of the Indonesian throughflow as seen from the simple ocean data assimilation. Dynam Atmos Oceans, 50: 233–256
- Feng M, Li Y, Meyers G. 2004. Multidecadal variations of Fremantle sea level: Footprint of climate variability in the tropical Pacific. Geophys Res Lett, 31: L16302
- Feng M, McPhaden M J, Lee T. 2010. Decadal variability of the Pacific subtropical cells and their influence on the southeast Indian Ocean. Geophys Res Lett, 37: L09606
- Glenn S M, Porter D L, Robinson A R. 1991. A synthetic geoid validation of Geosat mesoscale dynamic topography in the Gulf Stream region. J Geophys Res, 96: 7145–7166
- Gordon A L, Fine R A. 1996. Pathways of water between the Pacific and Indian oceans in the Indonesian seas. Nature, 379: 146–149
- Han W Q. 2010. Patterns of Indian Ocean sea-level change in a warming climate. Nature, 3: 546–550
- Ishii M, Kimoto M, Sakamoto K. 2006. Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses. J Oceanogr, 62: 155–170
- Iskandar I, Mardiansyah W, Masumoto Y, et al. 2005. Intraseasonal Kelvin waves along the southern coast of Sumatra and Java. J Geophys Res, 110: C04013, doi: 10.1029/2004JC002508
- Lombard A, Cazenave A, Le Traon. 2005. Contribution of thermal expansion to present-day sea-level change revisited. Glob Planet Change, 47:

1–16

- Lorenz E N. 1956. Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. MIT Dept Meteorol, Sci Rept No 1. Cambridge: Statistical Forecasting Project Department of Meteorology
- Mantua N J, Hare S R, Zhang Y. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull Amer Meteorol Soc*, 1069–1079
- Masumoto Y, Meyers G. 1998. Forced Rossby waves in the southern tropical Indian Ocean. *J Geophys Res*, 103: 27589–27602
- Merrifield M A. 2011. A shift in western tropical Pacific sea level trends during the 1990s. *J Clim*, 24: 4162–4138
- Merrifield M A, Thompson P R, Lander M. 2012. Multidecadal sea level anomalies and trends in the western tropical Pacific. *Geophys Res Lett*, 39: L13602
- Meyers, G. 1979. On the annual Rossby wave in the tropical North Pacific Ocean. *J Phys Oceanogr*, 9: 663–674
- Meyers G, McIntosh P, Pigot L. 2007. The Years of El Niño, La Niña, and Interactions with the Tropical Indian Ocean. *J Clim*, 20: 2872–2880
- Meyssignac B, Cazenave A. 2012. Sea level: A review of present-day and recent-past changes and variability. *J Geodyn*, 58: 96–109
- Milne G A. 2009. Identifying the causes of sea-level change. *Nature Geosci*, 2: 471–478
- Pearson K. 1902. On the mathematical theory of errors of judgment, with special reference to the personal equation. *Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci*, 235–299
- Potemra J T. 2001. Contribution of equatorial Pacific winds to southern tropical Indian Ocean Rossby waves. *J Geophys Res*, 106: 2407–2422
- Qiu B. 2002. Large-scale variability in the midlatitude subtropical and subpolar North Pacific Ocean: Observations and causes. *J Phys Oceanogr*, 32: 353–375
- Qiu B, Chen S M. 2012. Multidecadal sea level and gyre circulation variability in the Northwestern Tropical Pacific Ocean. *J Phys Oceanogr*, 42: 193–206
- Steven K. 2004. Glossary of Physical Oceanography and Related Disciplines. Houston: Texas A&M University. 120–121
- Wijffels S, Meyers G. 2004. An intersection of oceanic waveguides: Variability in the Indonesian Throughflow Region. *J Phys Oceanogr*, 34: 1232–1253
- Willebrand J, Käse R H, Stammer D. 1990. Verification of Geosat sea surface topography in the Gulf Stream extension with surface drifting buoys and hydrographic measurements. *J Geophys Res*, 95: 3007–3014
- Yamagata T, Mizuno K, Masumoto Y. 1996. Seasonal variations in the equatorial Indian Ocean and their impact on the Lombok throughflow. *J Geophys Res*, 101: 12465–12473
- Yuan D L. 2009. Long wave dynamics of sea level variations during the Indian Ocean Dipole events. *J Phys Oceanogr*, doi: 10.1175/2008JPO3900.1
- Zhuang W, Feng M, Du Y. 2013. Low-frequency sea level variability in the southern Indian Ocean and its impacts on the oceanic meridional transports. *J Geophys Res-Oceans*, 118: 1302–1315