

# 赤道太平洋纬向风和流异常 与西太平洋暖池纬向运移\*

齐庆华<sup>1, 2, 4</sup> 侯一筠<sup>1</sup> 张启龙<sup>1, 3</sup>

(1. 中国科学院海洋研究所 青岛 266071; 2. 中国科学院研究生院 北京 100049; 3. 卫星海洋环境动力学  
国家重点实验室 杭州 310012; 4. 国家海洋局海洋-大气化学与全球变化重点实验室 厦门 361005)

**提要** 基于 SODA 再分析资料和 TAO 资料, 利用 EOF 和统计分析等方法, 分别研究了赤道太平洋海面纬向风应力异常和赤道太平洋上层纬向流异常的时空特征及其对西太平洋暖池纬向运移的影响。结果显示, 赤道太平洋海面纬向风应力距平场第一模态具有 2—5 年的年际变化特征, 其时空分布呈东、西向的反位相变化; 而赤道太平洋上层纬向流距平场的第一模态则为 1—2 年的年和年际变化, 且整个研究区域位相统一。纬向风应力和纬向流异常变化最显著的区域都在赤道中太平洋。相关分析显示, 赤道中太平洋海面纬向风应力异常和赤道西太平洋上层纬向流异常分别对西太平洋暖池纬向运移有约 2 个月和 4—6 个月的超前影响, 是暖池纬向运移的两个重要动力因素。回归分析表明, 赤道中太平洋海面纬向风应力异常和赤道西太平洋上层纬向流异常对西太平洋暖池纬向运移有很好的预报意义。

**关键词** 西太平洋暖池, 纬向运移, 纬向风应力, 纬向流

**中图分类号** P731.21

西太平洋暖池(温度  $\geq 28^{\circ}\text{C}$ )展布于热带太平洋中、西部广大海域, 是全球大气运动最主要的热源地, 它的维持和变化对全球天气和气候的变化起着关键性的作用。已有研究表明, 西太平洋暖池具有显著的纬向运移特征, 体现为暖池东界位置在东、西方向上的迁移变动 (Ho *et al.*, 1995; 王宏娜等, 2009; 陈锦年等, 2009)。暖池的纬向运移不仅可引起大气对流区和降水区的纬向变动, 导致热带大气环流的变化, 从而对东亚乃至全球的气候产生重要影响, 而且还对 ENSO 事件的形成有直接的作用。由此可见, 深入开展西太平洋暖池纬向运移规律及其动力机制研究, 对进一步了解暖池在气候变化中的作用是非常重要的。

自 20 世纪 80 年代中期以来, 国内外学者在研究 ENSO 事件发生机理过程中曾对西太平洋暖池的纬向运移特征及其动力因素进行了较多研究, 并取得了一些研究成果。Fu 等(1986)、Lukas 等(1992)和 Ho

等(1995)都认为, 在赤道海域, 暖池的纬向运移主要体现在其东界位置的纬向变动上, 且其运移特征具有 ENSO 时间尺度。Picaut 等(1995)的研究表明, 在 1950—1994 年期间, 暖池东界的纬向运移与南方涛动指数(SOI)的变化趋势非常相似。后来, 张启龙等(2004)较为系统地研究了暖池表层暖水的纬向运移特征, 发现其年际和年代际变化特征都很显著, 并指出暖池的纬向运移对 ENSO 的形成和发展具有直接作用。最近, 齐庆华等(2008)利用 SODA 资料, 分析了暖池整层暖水的纬向运移特征及其对 ENSO 的影响, 认为暖池不仅具有明显的年际和年代际纬向变异, 而且暖池内部的纬向运移还存在着明显的差异, 即暖池上半部分的纬向变异幅度非常大, 而其下半部分的纬向变异幅度则相对较小, 同时还指出, 暖池的东扩、西缩对 ENSO 暖(El Niño)、冷(La Niña)事件的形成和发展具有直接的作用。

\* 国家科技部国际合作重点项目, 2002CB714001 号; 国家海洋局海洋动力过程与卫星海洋学重点实验室开放研究基金项目, LOPSO 200401 号; 国家重点基金项目, 90411013 号。齐庆华, 博士, E-mail: qiqinghua@ms.qdio.ac.cn

收稿日期: 2009-03-10, 收修改稿日期: 2009-12-18

有关暖池纬向运移的动力机制问题迄今尚未达成共识,仍有几种不同观点。Wyrki(1975)指出,暖池的暖水在 El Niño 期间以赤道内 Kelvin 波的形式向东扩展。而一些观测和模式分析结果则认为,暖池的东伸至少与局部信风减弱有关(Picaut *et al.*, 1995; Cane *et al.*, 1985; Delcroix *et al.*, 1998)。McPhaden 等(1990)根据 1986—1987 年上层海洋实测海流资料得出,此间的暖池运移与由信风松弛而造成南赤道流长时间的反向有关,并提出风强迫的纬向平流对年际尺度的西太平洋暖池热动力变化有重要作用。Picaut 等(1995)认为,表层纬向平流在暖池纬向运移中起主导作用。

但应指出的是,以往的研究大都集中于某些 El Niño 事件期间暖池表层暖水的纬向运移方面(Delcroix *et al.*, 1998; McPhaden *et al.*, 1990),而利用长达 40 多年的资料系统分析暖池整层暖水纬向运移及其动力机制的工作却尚未见报道。为此,本文作者根据 1958—2001 年间的 SODA 再分析资料和部分 TAO 资料,分析了赤道太平洋海面纬向风应力距平场和赤道太平洋上层纬向流距平场的时空特征,并基于齐庆华等(2008)的研究结果,探讨了纬向风应力和纬向流异常与暖池整层暖水纬向运移的关系,以期为深入开展西太平洋暖池动力学研究提供科学依据。

## 1 资料与分析方法

本文中所用的海面纬向风应力和纬向流资料均取自于美国马里兰大学 James Carton 等完成的上层海洋同化资料——SODA 再分析资料集。主要选用了 1958 年 1 月—2001 年 12 月间赤道太平洋海域( $5^{\circ}\text{N}$ — $5^{\circ}\text{S}$ )11 层(5、15、25、35、46、57、70、82、96、112、129m)月平均纬向流数据和赤道太平洋( $5^{\circ}\text{N}$ — $5^{\circ}\text{S}$ )海面风应力数据。另外还选用了 1988—1996 年间的 TAO 资料。

根据太平洋赤道区( $5^{\circ}\text{N}$ — $5^{\circ}\text{S}$ )内各经线上的平均温度,确定了 1958 年 1 月—2001 年 12 月间各月暖池东界的位置(28 等温线所在的经度),从而建立了西太平洋暖池整层暖水东界的时间序列(齐庆华等, 2008)。

采用 EOF 分解法分析赤道太平洋海面纬向风应力距平场和赤道太平洋上层纬向流距平场的时空特征。首先求取赤道太平洋海面纬向风应力和赤道太平洋上层纬向流的逐年月平均场,然后将原始场扣除其多年月平均场,分别得到赤道太平洋海面纬向风应力距平场和赤道太平洋上层纬向流距平场。值得一

提的是,风应力距平场的研究海域为  $5^{\circ}\text{N}$ — $5^{\circ}\text{S}$ ,  $150^{\circ}\text{E}$ — $80^{\circ}\text{W}$ , 而纬向流距平场的研究海域则为  $150^{\circ}\text{E}$ — $80^{\circ}\text{W}$ , 5—130m。先将赤道区( $5^{\circ}\text{N}$ — $5^{\circ}\text{S}$ )各格点的纬向流进行等权平均,然后再求取研究海域的纬向流逐年月平均场。

此外,还利用功率谱分析法估计海面风应力、纬向流和暖池东界等时间序列的变化周期,并利用多元回归分析法和相关分析法探讨海面风应力和纬向流对暖池纬向运移的影响。

## 2 赤道太平洋纬向风应力距平场的时空特征

对赤道太平洋海面纬向风应力距平场进行 EOF 分解得出,前三个特征向量场的方差贡献依次为 37.3%, 22.8% 和 9.3%。可见,前两个特征向量已涵盖了原始场 60.1% 的信息,它们是赤道太平洋纬向风应力场的两个主要模态。下面着重讨论这两个特征向量场的时空特征。

### 2.1 第一特征向量场(EOF<sub>1</sub> 型)的时空特征

EOF<sub>1</sub> 型的空间特征(图 1)主要是,赤道太平洋全域以位于  $120^{\circ}\text{W}$  附近的零等值线为界分为东、西两部分。其中,西、中部为正值变异区,而东部则为负值变异区。正值变异区范围大,纬向跨度约为 90 个经度,高值区内等值线呈封闭状分布,且在赤道中太平洋( $175^{\circ}\text{E}$ — $160^{\circ}\text{W}$ )形成一高值变异中心( $>0.06$ )。这表明该处是纬向风应力变化最为显著的区域。赤道东太平洋负值变异区的范围相对较小,仅 40 个经度。负值变异区的等值线较稀疏,且变异值偏小,说明该处是纬向风应力变化相对较弱的区域,但该处风应力的变化位相与西部正值区反相。可见,赤道太平洋海面纬向风应力场存在着一种明显的反位相变化,即当赤道西、中太平洋出现强西(东)风异常时,赤道东太平洋则为弱东(西)风异常。这一现象也见于赤道以南的秘鲁外海(Wyrki, 1975)。此外,从图 1 还可看出,该型时间系数出现大的峰值年和谷值年分别与 El Niño 年(1963、1965、1969、1972、1976、1982、1987、1991、1994 和 1997 年)和 La Niña 年(1964、1967、1971、1974、1975、1985、1988、1996 和 1999 年)基本对应(李晓燕等, 2000)。结合 EOF<sub>1</sub> 型空间特征可知,在 El Niño 期间,赤道西、中太平洋为强西风异常所控制,而赤道东太平洋则以弱东风异常为主;反之,在 La Niña 期间,赤道西、中太平洋呈现为强东风异常,而赤道东太平洋则为弱西风异常。该型时间系数的功率谱分析结果(图略)表明,其显著周期分别

为 3.7a, 准两年和 5.0a(超过 0.05 检验水平), 与 ENSO 主周期相近。由于第一特征向量场的方差贡献最大, 与其它向量相比起决定性作用, 表明赤道太平洋海面纬向风应力异常场以 2—5a 的年际变化占主导地位。

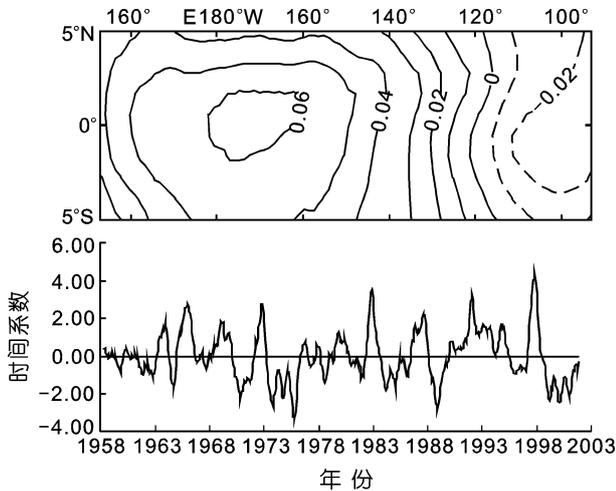


图 1 赤道太平洋纬向风应力距平 EOF<sub>1</sub> 型(等值线间隔: 0.01)及其时间系数(经 5 个月滑动平均)

Fig.1 The first EOF mode (interval: 0.01) and its time coefficient (by 5-month running mean) of equatorial zonal wind stress anomaly

## 2.2 第二特征向量场(EOF<sub>2</sub> 型)的时空特征

EOF<sub>2</sub> 型的空间特征(图 2)与 EOF<sub>1</sub> 型(图 1)基本相似, 但符号相反。全区大致以位于 170°W 附近的零等值线为界分为东、西两部分, 其中西部为负值变异区, 而东部则为正值变异区。正值变异区占据于赤道中、东太平洋, 等值线呈封闭状分布, 在 110°—130°W 的赤道附近形成一高值变异中心(>0.07), 表明该处是风应力变化最显著的区域。在赤道西太平洋的负值变异区, 等值线较稀疏, 且变异值较小, 说明该处是纬向风应力变化相对较弱的区域, 但该处风应力的变化与东部正值区相反。也就是说, 赤道太平洋纬向风应力距平场还存在着另一种反位相的变化, 而这种变化的最强信号出现在赤道中、东太平洋。该型时间系数的变化较为复杂(图 1), 既有年变化信号, 也有年际变化信号。功率谱分析结果(图略)显示, 该型时间系数存在着 1a 和 5a 的周期变化(超过 0.05 检验水平), 其中尤以年变化周期最为显著。

综合分析第一特征向量场的时空特征不难看出, 赤道太平洋海面纬向风应力距平场在大尺度海气系统异常变化中居于重要地位。在 El Niño 期间, 赤道西、中太平洋盛行强西风异常, 而在赤道东太平洋则

为弱东风异常; 反之在 La Niña 期间, 赤道西、中太平洋盛行强东风异常, 而在赤道东太平洋则为弱西风异常。就研究区域而言, 纬向风应力异常变化最显著的区域位于赤道中太平洋, 所以该区是研究大尺度海气系统异常的敏感区。在此特别值得指出的是, 第一特征向量场时间系数 2—5a 变化周期的揭示是很有意义的, 因为这与西太平洋暖池的纬向运移周期相近(齐庆华等, 2008)。这为本文后半部分探讨纬向风应力异常变化对暖池纬向运移的影响提供了依据。

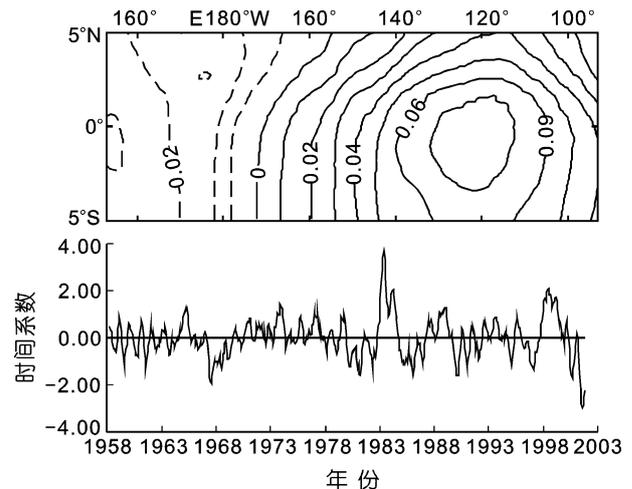


图 2 赤道太平洋纬向风应力距平 EOF<sub>2</sub> 型(等值线间隔: 0.01)及其时间系数(经 5 个月滑动平均)

Fig.2 The second EOF mode (interval: 0.01) and its time coefficient (by 5-month running mean) of equatorial zonal wind stress anomaly

## 3 赤道太平洋上层纬向流距平场的时空变化

赤道太平洋上层纬向流距平场的 EOF 分解结果表明, 前三个特征向量场的方差贡献依次为 57.0%, 13.6% 和 7.8%。显然, 前两个特征向量场已概括了原始场 70.6% 的信息, 是赤道太平洋上层纬向流距平场的两个主要模态, 特别是第一个特征向量场的方差贡献最大, 是最重要的一个模态。下面主要讨论这两个特征向量场的时空特征。

### 3.1 第一特征向量场(EOF<sub>1</sub> 型)的时空特征

图 3 为纬向流距平场的空间分布和时间系数。从图 3 可以看出, EOF<sub>1</sub> 型的空间分布比较简单, 整个区域几乎全部为正值变异区所占据, 最大正值变异中心(>0.046)位于赤道中太平洋(140°—160°W)的上层(70 m 以浅)。这表明该处是纬向流变化最为显著的区域。从图 3 还可看出, EOF<sub>1</sub> 型时间系数的变化比较复杂, 除有很强的年变化信号外, 还存在着与 ENSO

相联系的年际变化。其中，在 El Niño 期间，时间系数为较大的正值，而在 La Niña 期间则为较大的负值。结合 EOF<sub>1</sub> 型空间特征可知，在 El Niño 期间，整个赤道太平洋的上层基本为东向流异常所控制，而在 La Niña 期间则基本为西向流异常所占据。该型时间系数的功率谱分析结果(图略)表明，其显著周期分别为年和准两年变化(超过 0.05 检验水平)。

### 3.2 第二特征向量场(EOF<sub>2</sub>型)的时空特征

EOF<sub>2</sub> 型的空间特征(图 4)与 EOF<sub>1</sub> 型(图 3)明显不同，全域大致以位于 155°W 附近的零等值线为界分为东、西两部分，其中西部为正值变异区，而东部则为负值变异区。最大正值变异中心(>0.07)和最大负值变异中心(<-0.04)分别位于赤道西太平洋(150°—175°E)和东太平洋(100°—120°W)的 70 m 以深处。这表明在赤道西太平洋和东太平洋的 70 m 以深处是纬向流变化最显著的区域。由此可见，赤道太平洋上层纬向流距平场还存在着一种明显的反位相变化，即当赤道西太平洋盛行东向流异常时，赤道东太平洋则为西向流异常；反之亦然。该型时间系数的变化也较复杂，功率谱分析结果(图略)显示，其显著性周期主要为年变化。

由上述分析可知，赤道太平洋上层纬向流距平场基本随大尺度海气系统异常而变化。在 El Niño 期间，赤道太平洋上层基本呈现为东向流异常，而在 La Niña 期间则基本为西向流异常。其中纬向流变化最显著的区域也位于赤道太平洋中部，但较纬向风

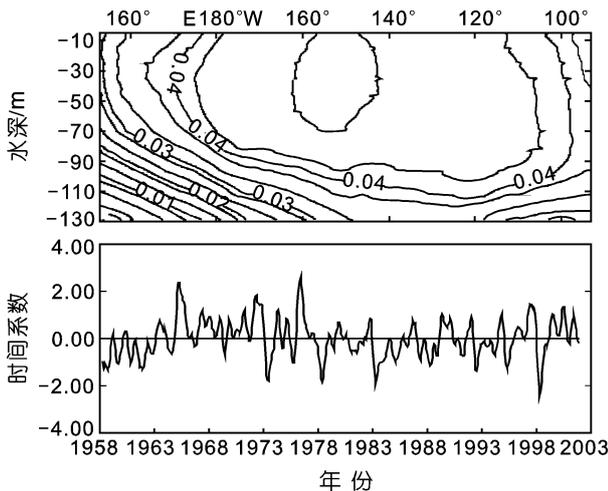


图 3 赤道太平洋纬向流距平 EOF<sub>1</sub> 型(等值线间隔; 0.003)及其时间系数(经 5 个月滑动平均)

Fig.3 The first EOF mode (interval: 0.003) and its time coefficient (by 5-month running mean) of equatorial Pacific zonal current anomaly

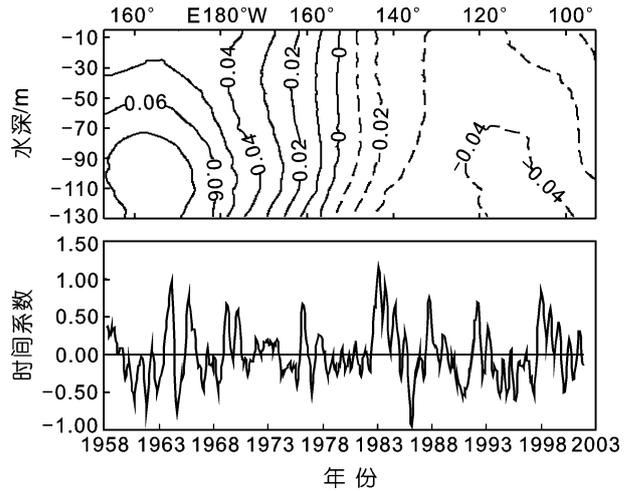


图 4 赤道太平洋纬向流距平 EOF<sub>2</sub> 型(等值线间隔; 0.01)及其时间系数(经 5 个月滑动平均)

Fig.4 The second EOF mode (interval: 0.01) and its time coefficient (by 5-month running mean) of equatorial Pacific zonal current anomaly

应力变化显著区略偏东。纬向流距平场的第一模态存在着年和准两年的变化周期，也为本文后半部分探讨纬向流变化对暖池纬向运移的影响提供了依据。

## 4 纬向风和流异常对暖池纬向运移的影响

已有研究表明，赤道太平洋 850 hPa 纬向风对西太平洋暖池表层暖水的纬向运移有很大影响(Zhang *et al.*, 2007)。那么，赤道太平洋海面纬向风应力异常和赤道太平洋上层纬向流异常对西太平洋暖池整层暖水纬向运移是否也有影响呢？为此，本文作者利用暖池整层暖水(以下简称暖池)东界序列和上述分析结果来探讨这一问题。

### 4.1 西太平洋暖池的纬向运移特征

西太平洋暖池东界的年际变化如图 5 所示。从图 5 中可以看出，暖池的纬向运移幅度非常大，最东可达 101°W 附近(1983 年 5 月)，而最西可及 160°E 附近(1975 年 10 月)，其最大幅度可达 99 个经度。从图 5 还可看到，暖池的纬向运移与 ENSO 循环有着非常好的对应关系，其中在 El Niño 期间，暖池东界均有较大的峰值，说明暖池东扩显著，特别在强 El Niño(如 1982 年和 1997 年)期间，暖池东扩最远，其东界已东移至 101°W 附近；而在 La Niña 期间，暖池东界都出现较大的谷值，表明暖池西缩显著，尤其在强 La Niña(如 1975 年)期间，暖池西缩最甚，其东界已西移至 160°E 附近。功率谱分析结果(图略)表明，暖池的纬向运移具有显著的 2—5a 的变化周期，与 ENSO 的主周期相近。

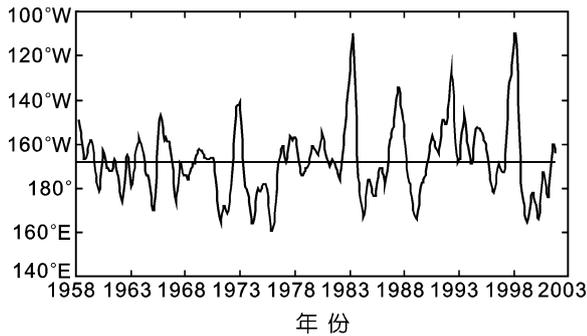


图5 西太平洋暖池东界年际变化(经5个月滑动平均)  
Fig.5 Interannual variation of eastern edge of the western Pacific warm pool (by 5-month running mean)

#### 4.2 纬向风应力异常与暖池纬向运移的关系

对比图1和图5可以看出,赤道太平洋纬向风应力距平场第一模态( $EOF_1$ 型)时间系数与暖池东界年际变化间存在着非常好的对应关系,而且都与ENSO循环相联系。其中,在El Niño期间,时间系数和暖池东界都为较大的峰值,而在La Niña期间则都为较大的谷值。这表明,在El Niño期间,赤道西、中太平洋海面风应力呈现为强西风异常,而赤道东太平洋为弱东风异常,暖池东界则东移明显;反之,在La Niña期间,赤道西、中太平洋海面风应力变为强东风异常,而赤道东太平洋为弱西风异常,暖池东界则西撤显著。从前面的分析还可知道, $EOF_1$ 型时间系数与暖池东界都有显著的2—5a的年际变化。显然,两者的对应关系是可信的。从图1和图5中还可看到,赤道太平洋纬向风应力距平场第一模态时间系数与暖池纬向运移间存在着明显的时滞现象。利用528个月的资料对其进行时滞相关分析得出,时间系数在提前暖池东界2个月时两者的关系最密切,其时的相关系数为0.77(信度超过0.001)。由此可见,赤道太平洋海面纬向风应力异常的变化对暖池纬向运移存在着约2个月的超前影响。也就是说,当赤道太平洋海面风应力异常变化2个月后,西太平洋暖池东界方开始作纬向运移。

前已述及,赤道中太平洋( $5^{\circ}N-5^{\circ}S, 175^{\circ}E-160^{\circ}W$ )是海面纬向风应力异常变化最为显著的区域,也是暖池东界常年所在的海域。那么,该区的纬向风应力异常与暖池东界的关系如何?因此,作者统计计算了赤道中太平洋( $5^{\circ}N-5^{\circ}S, 170^{\circ}E-160^{\circ}W$ )的平均海面纬向风应力距平时间序列,结果如图6所示。为了便于对比分析,图6中还列示了暖池东界距平( $\times 10^{-2}$ )年际变化。可以看到,赤道中太平洋纬向风应

力异常具有显著的年际变化,而且也与ENSO循环相联系。其中,在El Niño期间,赤道中太平洋呈现为强西风异常,最大值为 $0.41 \times 10^{-1} N/m^2$ ,出现在1997年,而在La Niña期间则为强东风异常,最大值为 $-0.37 \times 10^{-1} N/m^2$ ,见于1975年。对比图6中两条曲线可以看到,赤道中太平洋风应力异常与暖池东界距平之间存在着非常密切的对应关系,即在赤道中太平洋盛行强西风异常期间,暖池东界为较大的正距平,表明暖池向东扩伸显著,而在赤道中太平洋盛行强东风异常期间,暖池东界则为较大的负距平,说明暖池向西收缩明显。但从图6中还可看出,赤道中太平洋纬向风应力异常与暖池东界距平也存在着明显的时滞现象。利用528个月的资料对其进行时滞相关分析得出,纬向风应力异常提前暖池东界距平2个月时两者间的关系最佳,其时的相关系数为0.77(信度超过0.001)。可见,赤道中太平洋海面风应力异常对暖池的纬向运移有约2个月的超前影响。这与Zhang等(2007)研究暖池表层暖水与赤道太平洋纬向风所得的研究结果比较一致。

综上所述,赤道中太平洋( $5^{\circ}N-5^{\circ}S, 170^{\circ}E-160^{\circ}W$ )海面纬向风应力异常对西太平洋暖池纬向运移有约2个月的超前影响,即当赤道中太平洋盛行强西风异常2个月,暖池开始向东扩伸;反之,当赤道中太平洋为强东风异常2个月,暖池开始向西收缩。由此可见,赤道中太平洋海面纬向风应力异常是西太平洋暖池纬向运移的一个非常重要的动力因素。

#### 4.3 纬向流异常与暖池纬向运移的关系

同样,从图3和图5可以看到,赤道太平洋上层

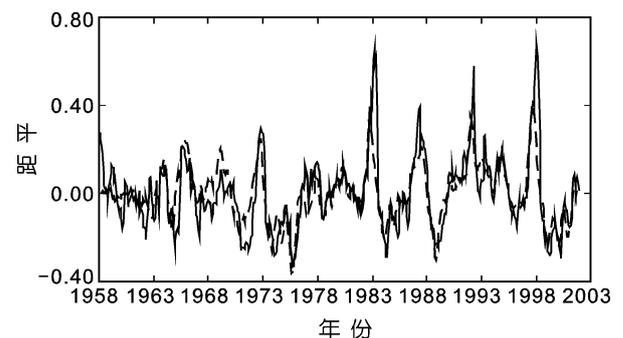


图6 赤道中太平洋纬向风应力异常(虚线, $\times 10^{-1}$ ,单位: $N/m^2$ )和暖池东界距平(实线, $\times 10^{-2}$ ,单位: $^{\circ}$ )年际变化(经5个月滑动平均)

Fig.6 Interannual variation of equatorial central Pacific zonal wind stress anomaly (dashed line,  $\times 10^{-1}$ , unit:  $N/m^2$ ) and eastern edge anomaly of the western Pacific warm pool (solid line,  $\times 10^{-2}$ , unit:  $^{\circ}$ ) (by 5-month running mean)

纬向流距平场第一模态(EOF<sub>1</sub>型)时间系数与暖池东界年际变化间存在着较好的对应关系。在时间系数为较大的正值期间,暖池东界为较大的峰值,而在时间系数为较大的负值期间,暖池东界则基本为较大的谷值。也就是说,在赤道太平洋上层为东向流异常时,暖池向东扩伸,反之当赤道太平洋上层为西向流异常时,暖池则向西收缩。但从图3和图5还可看出,暖池东界的年际变化明显落后于时间系数。利用528个月的资料对其进行时滞相关分析得出,时间系数在超前暖池东界6个月时两者间的关系最密切,其时的相关系数为0.31(信度超过0.001)。由此可见,赤道太平洋上层纬向流异常与暖池纬向运移的关系较为密切。也就是说,赤道太平洋上层纬向流异常对暖池纬向运移有约6个月的超前影响。

此外,从赤道太平洋上层纬向流距平场的 EOF 分析得知,赤道中太平洋(140°—160°W)的上层(70 m 以浅)是纬向流异常变化最显著的区域。那么,该区域纬向流异常与暖池纬向运移的关系如何?为此,作者统计计算了赤道中太平洋(5°N—5°S, 140°—160°W) 5—70 m 平均纬向流距平时间序列,结果如图7所示。为便于对比分析,图7中还列示了暖池东界距平年际变化。可以看到,赤道中太平洋纬向流异常除有较强的年变化信号外,还存在着明显的年际变化。而这种年际变化基本与 ENSO 循环相联系,其中在 El Niño 期间,纬向流呈现为较大的正距平,最大值为  $34.65 \times 10^{-2} \text{ m/s}$ , 出现在 1965 年;而在 La Niña 期间则多为较大的负距平,最大值为  $-34.91 \times 10^{-2} \text{ m/s}$ , 见于 1973 年(1974 的 La Niña 事件发生于 1973 年 4 月)。这说明,在 El Niño 期间,赤道中太平洋上层基本上呈现为东向流异常,而在 La Niña 期间则基本上为西向流异常。对比图7中两条曲线可知,赤道中太平洋上层纬向流异常与暖池东界距平间存在着较好的对应关系。在纬向流为较大的正异常时,暖池东界基本为较大的正距平,而在纬向流为较大的负异常时,暖池东界则基本为较大的负距平。也就是说,在赤道中太平洋上层为东向流异常时,暖池基本上向东扩伸,反之当赤道太平洋上层为西向流异常时,暖池则基本上向西收缩。但从图7中还可看出,暖池东界距平变化明显落后于纬向流异常变化。时滞相关分析结果表明,纬向流异常在超前暖池东界距平6个月时两者间的关系最密切,其时的相关系数为0.31(信度超过0.001)。

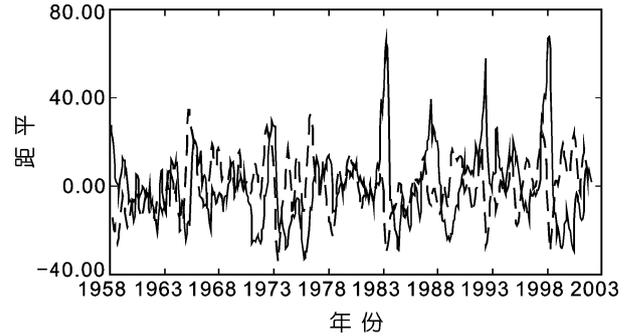


图7 赤道中太平洋纬向流异常(虚线,  $\times 10^{-2}$ , 单位: m/s)和暖池东界距平(实线, 单位:  $^{\circ}$ )年际变化(经5个月滑动平均)  
Fig.7 Interannual variation of equatorial central Pacific zonal current anomaly (dashed line,  $\times 10^{-2}$ , unit: m/s) and eastern edge anomaly of the western Pacific warm pool (solid line, unit:  $^{\circ}$ ) (by 5-month running mean)

众所周知,西太平洋暖池的主体常年位于西太平洋。那么,赤道西太平洋上层纬向流异常对暖池的纬向运移是否也有影响呢?为此,作者还统计计算了赤道西太平洋(5°N—5°S, 150°E—180°W) 5—70 m 平均纬向流距平(图略)。分析表明,该区域纬向流异常的变化较复杂,不仅具有显著的年变化信号,而且还存在着较明显的年际变化信号,其年际变化也与 ENSO 循环相联系。在 El Niño 期间,纬向流呈现为较大的正距平,最大值为  $33.66 \times 10^{-2} \text{ m/s}$ , 见于 1976 年;而在 La Niña 期间纬向流则多为较大的负距平,最大值为  $-23.30 \times 10^{-2} \text{ m/s}$ , 出现在 1998 年。由此可见,在 El Niño 期间,赤道西太平洋上层纬向流以东向流异常居多;在 La Niña 期间,赤道西太平洋基本为西向流异常所控制。对比分析可知,赤道西太平洋上层纬向流异常与暖池东界距平间也存在着较好的对应关系,即在东向流异常盛行期间,暖池东界为较大的正距平,说明暖池向东扩伸,而在西向流异常强盛期间,暖池东界则为较大的负距平,表明暖池向西收缩。同时,该区域纬向流异常与暖池东界距平间也存在着较明显的时滞现象。528 个月资料的时滞相关分析结果表明,赤道西太平洋上层纬向流异常在超前暖池东界距平4个月时两者间的关系最密切,其相关系数为0.45(信度超过0.001)。显然,赤道西太平洋上层纬向流异常对暖池纬向运移具有约4个月的超前影响,且其影响程度要大于赤道中太平洋。这表明,赤道西太平洋上层纬向流异常也是暖池纬向运移的一个重要动力因素。也就是说,当赤道西太平洋上层为较强的东向流异常约4个月后,暖池开始向东扩伸;

反之, 当赤道西太平洋上层为较强的西向流异常约 4 个月后, 暖池则开始向西收缩。

为了验证上述研究结论的可信性, 选用 TAO 阵列中的实测流资料, 分析了赤道区上层纬向流异常与暖池东界间的关系。分析表明, 赤道西太平洋(0°, 165°E)1988 年 11 月—1993 年 12 月和赤道中太平洋(0°, 140°W)1993 年 4 月—1995 年 12 月 10 m 层月平均纬向流异常和暖池东界距平间都有很好的对应关系(图略)。其中, 在赤道中、西太平洋出现东向流异常时, 暖池东界都为正距平, 即暖池向东扩伸; 反之, 在出现西向流异常时, 暖池东界则都为负距平, 即暖池向西收缩。另外, 两区的纬向流异常与暖池东界距平间也存在着明显的时滞现象。由时滞相关分析结果得知, 当赤道西太平洋纬向流异常超前暖池东界 5 个月时两者的关系最密切, 其时的相关系数为 0.58(信度超过 0.001), 而当赤道中太平洋(0°, 140°W)纬向流异常超前暖池东界 4 个月时两者间的相关系数最大, 为 0.68(信度超过 0.001)。可见, 赤道中、西太平洋纬向流异常对暖池纬向运移存在着约 4—5 个月的超前影响, 这与用 SODA 资料得出结果略有不同。究其原因, 这可能与 SODA 资料的计算误差或所用两种资料的时限长短不一有关。

为了进一步研究赤道中太平洋海面风应力异常和赤道西太平洋上层纬向流异常对西太平洋暖池纬向运移的影响, 假定赤道中太平洋(5°N—5°S, 170°E—160°W)平均海面纬向风应力距平和赤道西太平洋(5°N—5°S, 150°E—180°W)5—70 m 平均纬向流距平为独立变量, 而西太平洋暖池东界距平则为因变量, 其线性关系可表示为;

$$Y=b_0+b_1X_1+b_2X_2+\varepsilon \quad (1)$$

利用多元回归分析方法(施能, 2002)极易求出式(1)中的系数。在  $F=5.0$  情况下, 得到的最佳回归方程为

$$Y=-0.2469055+79.61105X_1+0.213747X_2 \quad (2)$$

其中,  $Y$  为暖池东界距平,  $X_1$  为赤道中太平洋(5°N—5°S, 170°E—160°W)的平均海面纬向风应力距平,  $X_2$  为赤道西太平洋(5°N—5°S, 150°E—180°)5—70 m 平均纬向流距平。 $X_1$  和  $X_2$  序列的起始点分别为 1958 年 11 月和 9 月, 分别超前暖池东界距平 2 个月和 4 个月。

相关分析表明, 根据式(2)得到的 1959—2001 年间暖池东界距平序列(图略)与原序列间的同期相关系数为 0.78(信度远超过 0.001), 这表明, 式(2)能够很好地拟合出西太平洋暖池东界距平的年际变化。由于回

归方程中回归系数的大小基本反映了变量对因变量的贡献, 因此从式(2)中可以明显地看到, 赤道中太平洋海面纬向风应力异常对西太平洋暖池纬向运移的贡献远大于赤道西太平洋上层平均纬向流异常。

## 5 结论与讨论

分别对赤道太平洋海面纬向风应力距平场和赤道太平洋上层纬向流距平场进行了 EOF 分解, 并探讨了赤道太平洋海面纬向风应力异常和赤道太平洋上层纬向流异常与西太平洋暖池东界间的关系, 得到的结论主要如下:

(1) 赤道太平洋海面纬向风应力距平场的主要模态(EOF<sub>1</sub> 型)具有明显的反位相的年际变化, 即当赤道中、西太平洋盛行强西风异常时, 赤道东太平洋则为弱东风异常, 反之亦然。赤道太平洋纬向风应力距平场在大尺度海气系统异常变化中居于重要地位。在 El Niño(La Niña)期间, 赤道西、中太平洋盛行强西(东)风异常, 而赤道东太平洋则为弱东(西)风异常。进一步分析还发现, 赤道太平洋海面纬向风应力异常变化最显著的区域位于赤道中太平洋, 该区是研究大尺度海气系统异常的敏感区。

(2) 赤道太平洋上层纬向流距平场第一模态(EOF<sub>1</sub> 型)的主要特征是全域纬向流的变化几乎是一致的, 而且基本随大尺度海气系统异常而变化。在 El Niño 期间, 赤道太平洋上层主要为东向流异常, 而在 La Niña 期间则基本为西向流异常。纬向流变化最显著的区域位于赤道太平洋中部, 但较纬向风应力变化显著区略偏东。

(3) 赤道中太平洋海面纬向风应力异常是西太平洋暖池纬向运移的一个非常重要的动力因素。该区纬向风应力异常对暖池纬向运移有约 2 个月的超前影响, 即当赤道中太平洋海面盛行强西风异常约 2 个月后, 暖池开始向东扩伸; 当赤道中太平洋海面盛行强东风异常约 2 个月后, 暖池则开始向西收缩。

(4) 赤道西、中太平洋上层纬向流异常也是暖池纬向运移的一个重要的动力因素。它们对暖池纬向运移存在着约 4—6 个月的超前影响。当赤道西、中太平洋上层以东向流异常为主约 4—6 个月后, 西太平洋暖池开始向东扩展, 而当赤道西、中太平洋上层盛行西向流异常约 4—6 个月后, 暖池则开始向西收缩。

(5) 多元线性回归分析表明, 赤道中太平洋平均海面纬向风应力异常和赤道西太平洋上层纬向流异常对西太平洋暖池纬向运移的年际变化具有非常好

的预报意义。

值得指出的是,赤道中太平洋平均海面纬向风应力异常和赤道西太平洋上层平均纬向流异常是西太平洋暖池纬向运移的主要动力因素,而且对暖池的纬向运移具有非常好的预报意义。这项结果无论从理论上还是从实践上来说均具有一定意义。首先,这一结果对阐明西太平洋暖池纬向变异的动力机制提供了一项合理依据。其次,上述关系也为今后研究暖池纬向运移的预报方法提供了一些线索,亦可根据赤道中太平洋海面纬向风应力和赤道西太平洋上层纬向流的变化趋势来预报西太平洋暖池纬向运移的变化趋势。而这种趋势预报,对于 ENSO 的预测研究显然有实践意义。

### 参 考 文 献

- 王宏娜,陈锦年,吕心艳,2009. 西太平洋暖池海温的时空变化及其在 ENSO 循环中的作用. *海洋与湖沼*, 40(1): 1—7
- 齐庆华,张启龙,侯一筠,2008. 西太平洋暖池纬向变异及其对 ENSO 的影响. *海洋与湖沼*, 39(1): 65—73
- 张启龙,翁学传,侯一筠等,2004. 西太平洋暖池表层暖水的纬向运移. *海洋学报*, 26(1): 33—39
- 李晓燕,翟盘茂,2000. ENSO 事件指数与指标研究. *气象学报*, 58(1): 102—109
- 陈锦年,王宏娜,2009. 西太平洋暖池热状况变化特征及其东传过程. *海洋与湖沼*, 40(6): 669—673
- 施能,2002. 气象科研与预报中的多元分析方法. 气象出版社,北京: 34—70
- Cane M A, Zebiak S E, 1985. A theory of El Niño and the Southern Oscillation. *Science*, 228:1085—1087
- Delcroix T, Picaut J, 1998. Zonal displacement of the western equatorial Pacific warm pool. *Journal of Geophysical Research*, 103:1087—1098
- Fu C, Diaz H, Fletcher J, 1986. Characteristics of the response of sea-surface temperature in the central Pacific associated with warm episodes of the southern oscillation. *Mon Weather Rev*, 114: 1716—1738
- Ho C-R, Yan X-H, Zheng Q, 1995. Satellite observations of upper-layer variabilities in the western Pacific warm pool. *Bull Am Meteorol Soc*, 76: 669—679
- Lukas R, Webster P, 1992. TOGA-COARE, Tropical Ocean Global Atmosphere program and Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment. *Oceanus*, 35:62—65
- McPhaden M J, Picaut J, 1990. El Niño-southern oscillation, displacement of the western equatorial Pacific warm pool. *Science*, 250:1385—1388
- Picaut F, Delcroix T, 1995. Equatorial wave sequence associated with the warm pool displacement during the 1986—1989 El Niño and La Niña. *J Geophys Res*, 96: 18398—18408
- Wyrtki K, 1975. El Niño-the dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing. *J Phys Oceanogr*, 5:572—584
- Zhang Qilong, Hou Yijun, Cheng Minghua, 2007. Zonal displacement of the western Pacific warm pool and zonal wind anomaly over the Pacific Ocean. *Chinese J Oceanol Limno*, 25(3):277—285

## ZONAL WIND STRESS AND CURRENT ANOMALIES IN EQUATORIAL PACIFIC OCEAN AND THE ZONAL DISPLACEMENT OF WESTERN PACIFIC WARM POOL

QI Qing-Hua<sup>1,2,4</sup>, HOU Yi-Jun<sup>1</sup>, ZHANG Qi-Long<sup>1,3</sup>

(1. *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071*; 2. *The Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100049*; 3. *The State Key Laboratory of Satellite Marine Environmental Dynamics, Hangzhou, 310012*; 4. *Key Laboratory of Global Change and Marine-Atmospheric Chemistry, State Oceanic Administration, Xiamen, 361005*)

**Abstract** With SODA reanalysis data from 1958 to 2001 using empirical orthogonal function (EOF) and statistical analysis methods, spatial and temporal variations of zonal wind stress anomalies over Equatorial Pacific and zonal current anomalies in upper ocean and their effects on the zonal displacement of Western Pacific Warm Pool (WPWP) were studied. The results show that the first mode of zonal wind stress anomalies have interannual variation of mainly 2—5 years, and the research region can be divided into the west and the east parts at 120°W line. The first mode of the current anomaly presents annual and interannual variation in simultaneity in the whole region with main periods of 1—2 years. The central equatorial Pacific is the area of the most frequent change in both zonal wind stress and current anomaly. In addition, as major dynamic forces, anomalies in zonal wind stress over central equatorial Pacific and zonal upper-ocean current in western equatorial Pacific are responsible for causing 2 and 4—6 months leading of zonal displacement of the WPWP, respectively. Therefore, the anomalies can be used to predict the WPWP zonal displacement.

**Key words** Western Pacific Warm Pool, Zonal displacement, Zonal wind stress, Zonal current