

# 西太平洋暖池纬向变异及其对 ENSO 的影响\*

齐庆华<sup>1,3</sup> 张启龙<sup>1,2①</sup> 侯一筠<sup>1</sup>

(1. 中国科学院海洋研究所 青岛 266071; 2. 卫星海洋环境动力学国家重点实验室 杭州 310012;  
3. 中国科学院研究生院 北京 100049)

**提要** 基于 SODA 再分析资料以及 SST、JEDAC 和 TAO 观测资料,利用加权平均法建立了具有良好代表性的暖池整体暖水的纬向运移指标序列,并利用 Morlet 小波变换等分析方法,研究了暖池的纬向变异特征及其对 ENSO 的影响。结果表明,暖池具有明显的年际(2—7年)和年代际(10—16年)纬向变异,并在 1976 年前后经历了一次由弱到强的气候跃变。暖池内部的暖水大致可以 50m 为界分为上、下两部分,其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。但两者具有很一致的年际、年代际变化趋势。暖池的年代际纬向变异对赤道中太平洋纬向风应力和纬向流有较好的响应,而且对赤道西太平洋上层热含量变化有较大影响。相关和合成分析表明,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影响,而且暖池的异常东扩对 El Niño 有增强作用。

**关键词** 西太平洋,暖池,纬向变异,ENSO

**中图分类号** P731.1

ENSO 是热带太平洋海气相互作用的重要现象,并已被认为是年际气候变化的最强信号。它的发生往往会在全球引起严重的气候异常,从而在世界许多地区造成严重的旱涝灾害,使许多国家的工农业生产遭受巨大损失。ENSO 的发生对我国的气候异常也有十分重要的影响,它不仅会给我国华北广大地区带来干旱,而且还会给江淮流域带来洪涝(黄荣辉等,1996)。因此,彻底弄清 ENSO 的发生机制,从而准确预测 ENSO 及其相关的气候异常已成为一个迫切需要解决的重要科学问题。已有研究表明,ENSO 的形成与西太平洋暖池热状态异常,特别是与暖池暖水东扩有密切的关系(McPhaden *et al.*, 1990; Picaut *et al.* 1995),暖池的表层暖水东界在 El Niño 期间东移明显,而在 La Niña 期间则西撤显著(Picaut *et al.*, 1995; Picaut *et al.*, 2001; Delcroix *et al.*, 2000; Matsuura *et al.*, 2000)。最近,张启龙等(2004)利用 1950—2000

年间的 SST 资料,较全面地研究了西太平洋暖池表层暖水的纬向运移及其与 ENSO 的关系,指出暖池表层暖水纬向运移的年际变化十分突出,且与 ENSO 有很好的关系。但应指出的是,由于受资料限制,现有的研究大都局限于表层,而有关西太平洋暖池整体(从表层至暖池底部)暖水的纬向变异研究迄今尚未见报道。显然,有关暖池整体暖水的纬向变异特征及其对 ENSO 的影响等问题迄今并不十分清楚。因此,从海洋学的观点出发,开展西太平洋暖池整体暖水的纬向变异研究具有重要的理论意义和实践意义。

本文中作者拟根据西太平洋暖池的定义(Wyrtki, 1989; 张启龙等, 1997),利用 1958—2001 年月平均水温资料,研究西太平洋暖池整体( $T \geq 28^\circ\text{C}$  的暖水体)暖水的纬向变异特征,并探讨其对 ENSO 的影响,以期为进一步了解西太平洋暖池的变异机制及其在 ENSO 形成过程中的作用提供理论依据。

\* 国家自然科学基金重点项目, 90411013 号和卫星海洋环境动力学国家重点实验室(国家海洋局第二海洋研究所)开放研究基金项目, 200601 号。齐庆华, 博士生, E-mail: qiqinghua@ms.qdio.ac.cn

① 通讯作者: 张启龙, 研究员, E-mail: qlzhang@ms.qdio.ac.cn

收稿日期: 2006-01-24, 收修改稿日期: 2007-08-06

## 1 资料与方法

### 1.1 资料

本文中所用的资料主要有:

(1) 由美国马里兰大学 James Carton 等完成的用于气候研究的上层海洋同化资料-SODA(Simple Ocean Data Assimilation)再分析资料。SODA 采用一个一般的基于并行海洋数值编程的海洋环流模式和完备的观测资料用于资料同化,模式及同化过程的具体描述可参见 SODA 资料描述文本(<http://www.atmos.umd.edu/~carton/pdfs/carton&giese05.pdf>)。该资料主要包括 40 层  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  经纬度格点的月平均海温、海流、纬向风应力等资料。本文中作者选用 1958 年 1 月—2001 年 12 月间赤道太平洋海域 10 层(5、15、25、35、46、57、70、82、96、112m)月平均海温、海流数据和海表纬向风应力数据。

(2) 美国斯克里普斯海洋研究所全球环境资料分析中心(JEDAC)提供的全球月平均海温和上层(0/400m)热含量资料。该资料包括 1955 年 1 月—2004 年 12 月间的太平洋海域  $5^\circ \times 2^\circ$  经纬度格点 11 层(0、20、40、60、80、120、160、200、240、300 和 400m)的月平均海温和该期间的上层热含量资料。本文中仅选用了 1958 年 1 月—2001 年 12 月时间段的赤道太平洋海域 7 层(0、20、40、60、80、120、160m)月平均海温和该期间热含量资料。

(3) 美国气候资料中心(NCDC)提供的 1958 年 1 月—2001 年 12 月间  $2^\circ \times 2^\circ$  经纬度格点月平均 SST 资料。

(4) 美国国家海洋环境预报中心(NCEP)提供的 Niño 3 区 1958 年 1 月—2003 年 12 月间  $2^\circ \times 2^\circ$  经纬度格点月平均海表温度距平(SSTA)资料。

(5) 美国 NOAA 提供的 TAO 观测资料中的 1991 年 3 月—2001 年 2 月间 0—500m 各层月平均海温资料。

### 1.2 分析方法

本文中采用 Morlet 小波变换法分析暖池东界序列的时频特征。

小波分析是一种新兴的时频分析方法,不同于 Fourier 分析基础上的功率谱,它以种子波变换的方式产生一系列“瞬时”波谱信号估计,详细而准确地揭示出时间序列中瞬时频率结构随时间的变化。正因为它有这种特殊功能,现成为研究气象等要素长期变化的十分重要的工具。鉴于该方法已有详细介绍(胡增臻等, 1997),因此文中仅给出其中的主要计算公式。时间函数的小波变化为:

$$w(a,b) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)\psi^*(a,b)dt = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t)f(t)\psi^*\left(\frac{t-b}{a}\right)dt \quad (1)$$

其中,  $a(a>0)$  是尺度参数,  $b$  是平移参数,  $\psi_{ab}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}}\left(\frac{t-b}{a}\right)$  称作小波,“\*”表示共轭运算。

小波函数  $\psi_{ab}(t)$  可以取不同形式。作者运用 Morlet 小波进行变换,取 Morlet 小波为母小波,即:

$$\psi(t) = e^{i2\pi t} e^{-\frac{t^2}{2}} \quad (2)$$

其子小波为:

$$\psi_{ab}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}}\psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (3)$$

在实际计算中,由于资料  $f(t)$  长度的有限性,尺度参数  $a$  最小为 2 个月,最大取为 20 年。平移参数  $b$  也不能取至资料的两端,特别在  $a$  较大时。为了减少两端的影响,作者对资料进行了外延处理。

设原资料序列为:  $f(1), f(2), \dots, f(n)$

向前延伸  $n$  点  $f(-i)=f(i+1), i=0,1,\dots, n-1$ 。

向后延伸  $n$  点  $f(i+n)=f(n+1-i), i=1,2,\dots, n$ 。

小波系数模的大小表示特征时间尺度信号的强弱,而小波系数的实部可以表示不同特征时间尺度信号在不同时间的强弱和位相两个方面的信息。

### 1.3 暖池纬向变异指标序列的确定

众所周知,西太平洋暖池是一个不很规则的暖水体,特别当其向东扩展时暖池东边缘的垂向分布是比较复杂的。因此要研究暖池的纬向变异,提出一个能够很好表征暖池整体东界的指标是十分必要的。

已有研究表明,暖池的平均厚度为 100m 左右(Wyrtki, 1989),而其最大厚度(瞬时观测值)可达 130m(张启龙等, 1997)。因此,作者选用太平洋赤道区 ( $5^\circ\text{N}—5^\circ\text{S}$ )0—130m 作为本文的研究海域,并参考张启龙等(2004)的做法,计算出 1958—2001 年间各月暖池各层的东界位置( $28^\circ\text{C}$ 等温线所在的经度),然后再利用加权平均法确定出表征暖池整体纬向变异的指标序列。

首先,利用研究海域各层平均水温,建立了 11 个水层(0、5、15、25、35、46、57、70、82、96 和 112m)暖池纬向变异指标的时间序列。但应指出的是,由于暖池厚度存有较大的年际变化,因此在所建立的 11 层暖池纬向变异指标序列中,0、5、15、25、35、46 和 57m 层的时间序列都比较完整,共 528 个月,而

其他水层(如 70、82、96 和 112 m)的指标序列因在某些年份出现中断现象而不完整。这主要是由于在这些年间暖池厚度变薄、出现无暖池东界造成的。暖池 70m 层东界的年际变化(图 1)就很清楚地说明了这一点。图 1 显示, 在 70m 层暖池无东界现象均出现在两个强 El Niño 期间(如 1982 和 1997 年)。这主要与暖池在这两个强 El Niño 期间东扩显著、厚度变薄(暖池最大厚度均小于 65m)有关。此外, 分析 JEDAC 月平均海温资料可知, 在赤道太平洋海域, 暖池的最大厚度可达 128m, 平均厚度约为 99m。可见选用以上 11 个水层来研究暖池整体的纬向变异是可行的。

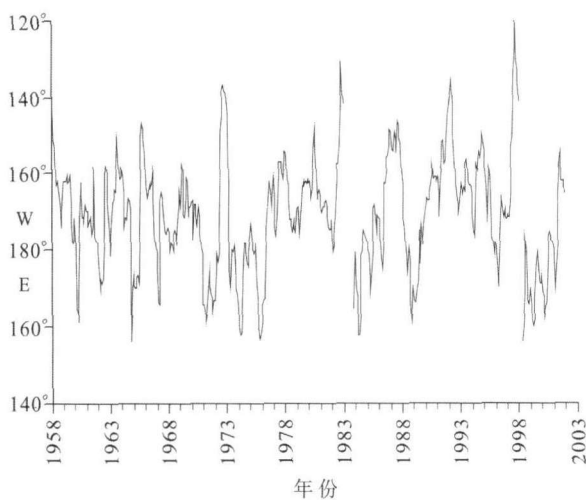


图1 暖池70m层东界年际变化

Fig. 1 Interannual variation of warm pool eastern edge in 70m-layer

为了便于计算, 将暖池无东界的情况一律用 0 来表示, 这样就建立了完整的 11 层(0、5、15、25、35、46、57、70、82、96 和 112m)暖池暖水纬向变异的指标序列, 为建立暖池整体暖水的纬向变异指标序列奠定了基础。

根据以上 11 层暖池暖水纬向变异指标序列, 利用加权平均法确定出表征暖池整体暖水纬向变异的指标序列。具体计算步骤如下。

设各月暖池各层的东界位置为  $X_j(i)$ , 则暖池整体暖水的东界位置  $\bar{X}(i)$  可表示为:

$$\bar{X}(i) = \sum_{j=1}^{11} X_j(i) \times P_j(i),$$

式中  $i$  表示月份, 取为  $i=1, 2, \dots, 528$ ;  $j$  表示水层, 取为  $j=1, 2, \dots, 11$ 。第  $j$  层各月权值为

$$P_j(i) = \frac{X_j(i)}{\sum_{l=1}^{11} X_l(i)},$$

其中,  $l$  与  $j$  同。

于是, 运用上述方法很容易算得暖池整体暖水纬向变异的指标序列。为了验证这一指标序列的代表性和可靠性, 本文中作者将暖池整体和各层暖水东界的时间序列进行了对比分析。结果表明, 暖池整体与各层暖水东界的变化趋势非常一致, 特别在西缩过程中各序列的东界位置都比较接近。但在东扩方面却存在着明显差异, 其中与 57m 层以下各层的差异尤甚。表 1 仅列出暖池整体和 0—57m 间的各层暖池东界的特征指标。由表 1 可以看出, 暖池整体东界的东移距离小于 0—46m 层的各层, 而大于 57m 层, 例如在 1997 年, 暖池整体东扩的距离比上层(46m 以浅)至少近 20 个经度, 而比 57m 层则远 25 个经度。相关分析表明, 暖池整体与 46m 层以浅各层和 57m 层东界的同期相关系数分别为 0.95 以上和 0.89(信度均远超过了 0.001)。由此可见, 暖池整体暖水纬向变异的指标序列基本上反映了暖池主体(即中上层)暖水的平均运动状况。显然, 使用加权平均方法来建立暖池整体的纬向变异指标是合适的, 也是比较科学的。

此外, 本文中作者还利用 1991 年 3 月—2001 年 12 月 TAO 观测资料中的月平均水温资料得出的暖池整体暖水东界(图略)与本文相应时段的暖池暖水纬向变异指标序列进行了对比分析。结果显示, 两时间序列的变化趋势非常一致, 且其同期相关系数高达 0.94。因此可以认为, 本文中作者所建立的暖池纬向变异指标具有良好的代表性和可靠性。

## 2 暖池纬向变异特征

由表 1 可以看出, 暖池整体暖水(以下简称为暖池)东界的多年平均位置为  $168^\circ\text{W}$ , 而最东可达  $101^\circ\text{W}$  (1983 年 5 月), 最西可及  $158^\circ\text{E}$  (1975 年 10 月), 暖池纬向变异的最大幅度为 101 个经度。下面着重分析暖池年际和年代际纬向变异特征。

### 2.1 年际变化

图 2 列示了经 5 个月滑动平均滤波后的暖池东界的年际变化。从图 2 中可以看出, 暖池年际尺度的纬向变异十分明显, 其中在 1958, 1963, 1965, 1969, 1972, 1976, 1982, 1987, 1991, 1993, 1994 和 1997 年暖池均有较大的东扩, 特别在 1982 和 1997 年暖池东扩最远, 其东界已东移至  $100^\circ\text{W}$  附近; 而在 1964, 1967, 1971, 1974, 1975, 1984, 1988, 1995 和 1999 年暖池都出现明显的西缩, 尤其在 1975 年暖池西缩最甚, 其东界已西移至  $160^\circ\text{E}$  附近。

表1 暖池各层和整体暖水东界的特征指标统计

Tab. 1 The statistics of the characteristic indexes of warm pool eastern edge in each layer and the total layers

| 符号        | 深度(m) | 多年平均位置 | 最东位置  | 最西位置  | 纬向运移最大幅度(经度数) |
|-----------|-------|--------|-------|-------|---------------|
| $X_1$     | 0     | 158°W  | 80°W  | 163°E | 117           |
| $X_2$     | 5     | 160°W  | 80°W  | 161°E | 119           |
| $X_3$     | 15    | 161°W  | 80°W  | 161°E | 119           |
| $X_4$     | 25    | 161°W  | 80°W  | 160°E | 120           |
| $X_5$     | 35    | 163°W  | 80°W  | 160°E | 120           |
| $X_6$     | 46    | 166°W  | 80°W  | 160°E | 120           |
| $X_7$     | 57    | 169°W  | 125°W | 158°E | 77            |
| $\bar{X}$ | 整体    | 168°W  | 101°W | 160°E | 99            |

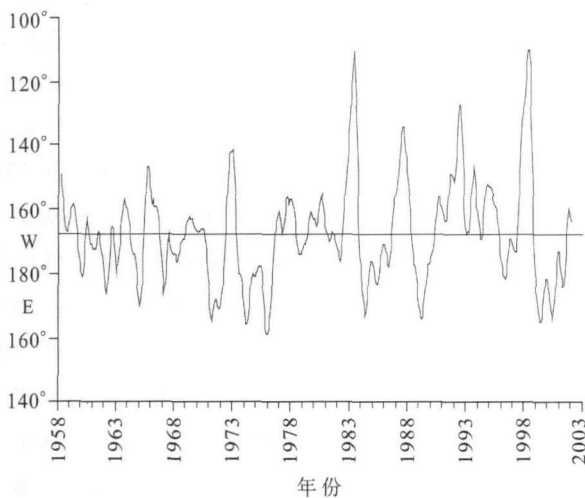


图2 暖池整体东界年际变化

Fig. 2 Interannual variation of eastern edge of the entire warm pool

暖池东界距平序列的 Morlet 小波变换系数的模平方和实部的时频分布如图 3 所示。可以看出, 暖池东界具有明显的年际变化, 主要周期为 2—7 年, 其强信号出现在 20 世纪 60 年代初期至 21 世纪初期, 周期随时间而变, 在 60 年代中后期至 70 年代中期, 周期中心为 3.7 年, 70 年代中期至 80 年代末, 周期中心缓增至 4.1 年, 而在 90 年代初期至后期, 周期中心减至 3.9 年, 90 年代后期以后为 3.8 年。此外, 从小波系数的实部分布(图 3b)还可看到, 暖池东界年际变化的位相与 ENSO 循环有较密切的联系, 即实部正、负值的出现时间分别与 ENSO 的暖(EI Ni ño)和冷(La Ni ña)事件的出现时间有较好的对应。这表明暖池在 EI Ni ño 期间向东扩展, 而在 La Ni ña 期间则向西退缩。

## 2.2 年代际变化

从图 3 可以看出, 暖池东界同样存在着明显的年代际变化, 主周期为 10—16 年, 其强信号主要出现在 60 年代初到本世纪初, 周期中心为 13 年。从暖池东界距平小波系数实部的时频分布(图 3b)还可看出, 暖池东界 13 年左右的年代际变化十分明显, 其相应的位相则有 12 年左右的时间振荡, 也即在 1958—

2001 年间的 44 年中, 1958—1961 年、1965—1972 年、1978—1984 年和 1991—1998 年的各时段实部都为正, 表明暖池东界位置在这些时段是偏东的; 而在 1961—1965 年、1972—1978 年和 1984—1991 年及 1998 年以后的各时段实部都为负, 暖池东界位置在这些时段是偏西的。

从 20 世纪 80 年代开始, 人们逐渐清楚地认识到 ENSO 在 1976/1977 年出现了突变, 进而指出 ENSO 循环存在着年代际特征(Nitta *et al.*, 1989; Wang *et al.*, 2001)。那么暖池东界是否也有气候跃变? 为此, 本文中作者运用滑动的  $t$  检验法(丁裕国等, 1998)对暖池整体东界进行了显著性检验, 结果如图 4 所示。可以看到, 1976 年的  $t$  统计值远远超过了 0.001 的信度 (3.922) 检验。这表明, 暖池的纬向运移在 1976 年前后经历了一次气候跃变。这与暖池表层暖水的情况有所不同(张启龙等, 2004)。统计结果表明, 跃变后暖池东界的平均位置比跃变前东移了约 7 个经度, 而且暖池的平均东扩幅度增加了 7 个经度, 但暖池的平均西缩幅度却几乎不变。由此可知, 暖池的纬向运移的确在 1976 年前后经历了一次由弱到强的气候跃变, 而且主要表现在暖池的东扩上。这与跃变前 La Ni ña 次数多于 EI Ni ño 而跃变后 EI Ni ño 次数则多于 La Ni ña 相一致(吕俊梅等, 2005)。显然, 在年代际尺度上暖池的纬向变异与 ENSO 的发生有很好的对应关系, 而且由小波分析可知, 暖池在跃变前后的纬向变异周期和幅度都呈增大趋势(An *et al.*, 2000; Wang *et al.*, 2001)。由此可见, 暖池纬向变异的年际信息可能受到了年代际信息的调制, 而且暖池的异常东扩对 EI Ni ño 有增强作用。

众所周知, 西太平洋暖池在复杂的热带海气系统中占有非常重要的地位, 但它也受到诸如风和海流等动力因素的影响。那么, 赤道太平洋风应力和海流对暖池纬向变异的年代际变化有何影响? 暖池的

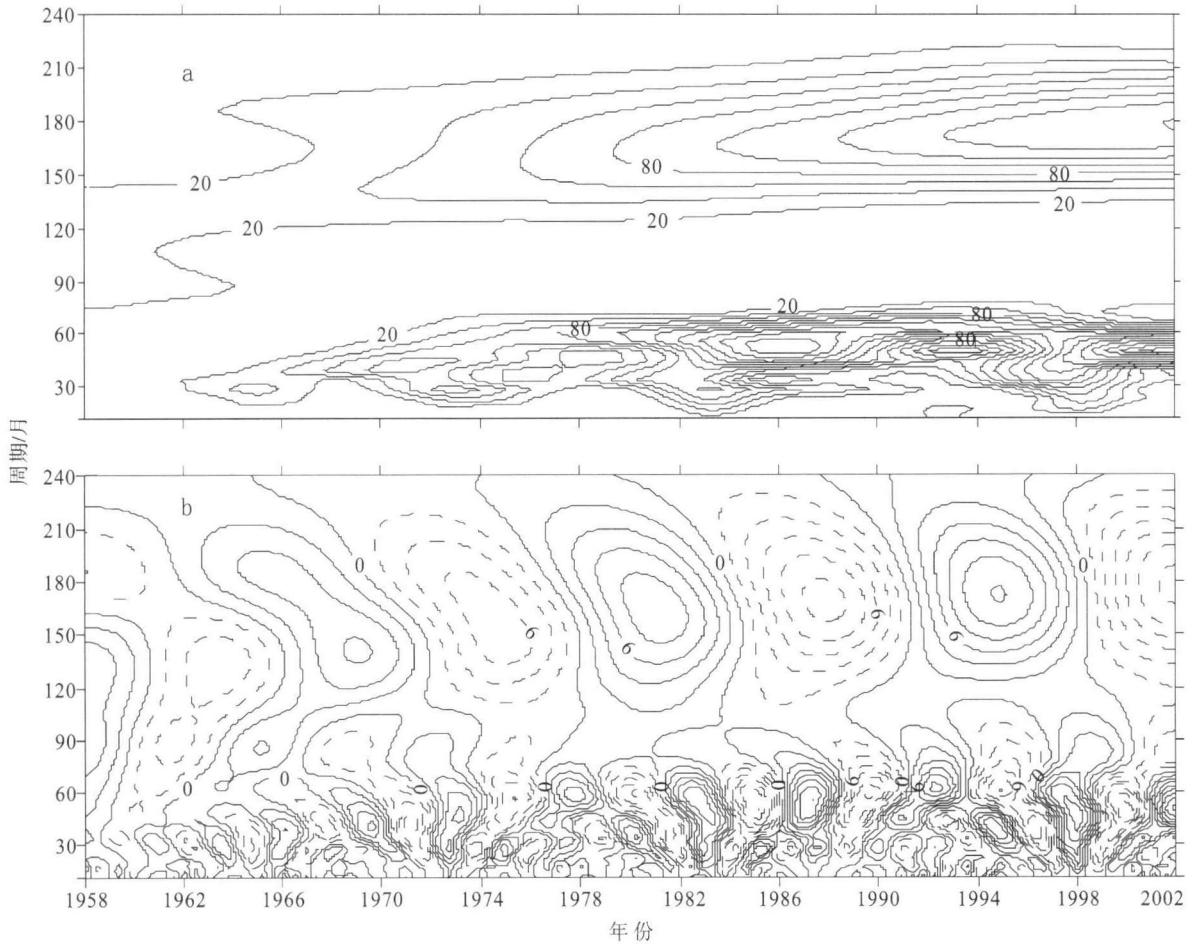


图3 暖池东界距平的Morlet小波变换系数的模平方(a)和实部(b)的时频分布

Fig. 3 Time-frequency diagrams for the square of modules (a) and the real part (b) of the Morlet wavelet transform coefficients of warm pool eastern edge anomaly (solid line is for positive value, and dashed line negative value)

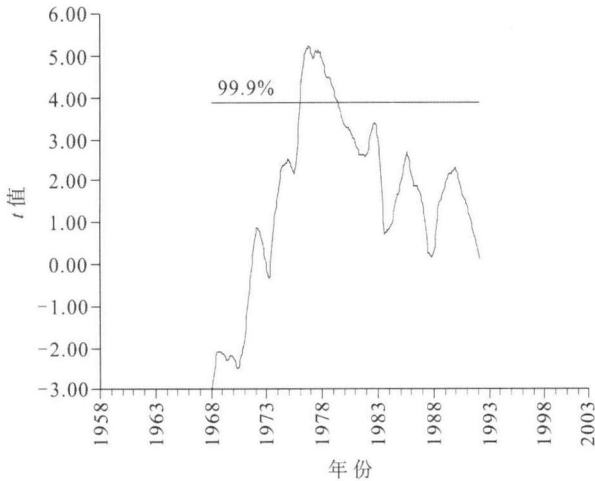


图4 暖池东界滑动t检验的t值分布

Fig. 4 The t-value distribution of the running t-test on warm pool eastern edge

年代际纬向变异是否对赤道太平洋上层热含量有影响? 为此, 本文中分析了暖池东界在跃变前后所对应的风应力和海流以及热含量的变化情况。图 5 列示了在暖池纬向变异跃变前后 5°S—5°N 平均的赤道太平洋(150°E—80°W)海表面纬向风应力异常、上层

(130m 以浅)纬向流异常和上层(400m 以浅)热含量异常的差异。可以看到, 在跃变前, 赤道太平洋广大海域的海面风应力主要为东风异常, 最大值为  $-0.9 \times 10^{-2} \text{N/m}^2$ , 出现在赤道中太平洋, 而在跃变后, 风应力的分布状况与之相反, 即以西风异常为主, 最大值为  $0.5 \times 10^{-2} \text{N/m}^2$ , 也见于赤道中太平洋。赤道太平洋上层纬向流的分布状况比较复杂(图 5c、d), 除在赤道西太平洋和赤道中太平洋分别出现较强和较弱的东向流外, 在其他广大海域均出现较强的西向流, 最大值为  $3.5 \text{cm/s}$ , 见于赤道东太平洋的上表层, 而在跃变后, 纬向流的分布状况则与之相反, 即除在赤道西太平洋和中太平洋出现西向流异常外, 均为东向流异常, 特别在赤道东太平洋流速最大, 为  $-2.5 \text{cm/s}$ 。显然, 赤道太平洋的纬向风和纬向流异常都与暖池纬向变异在跃变前后的变化有较好的对应。这与近期有关热带太平洋年代际变异方面的研究结果相一致 (Wang *et al.*, 2003; Gu *et al.*, 2004)。

暖池的纬向变异也导致了太平洋上层热含量的变化(图 5e、f), 在跃变前, 赤道西太平洋的上层热含

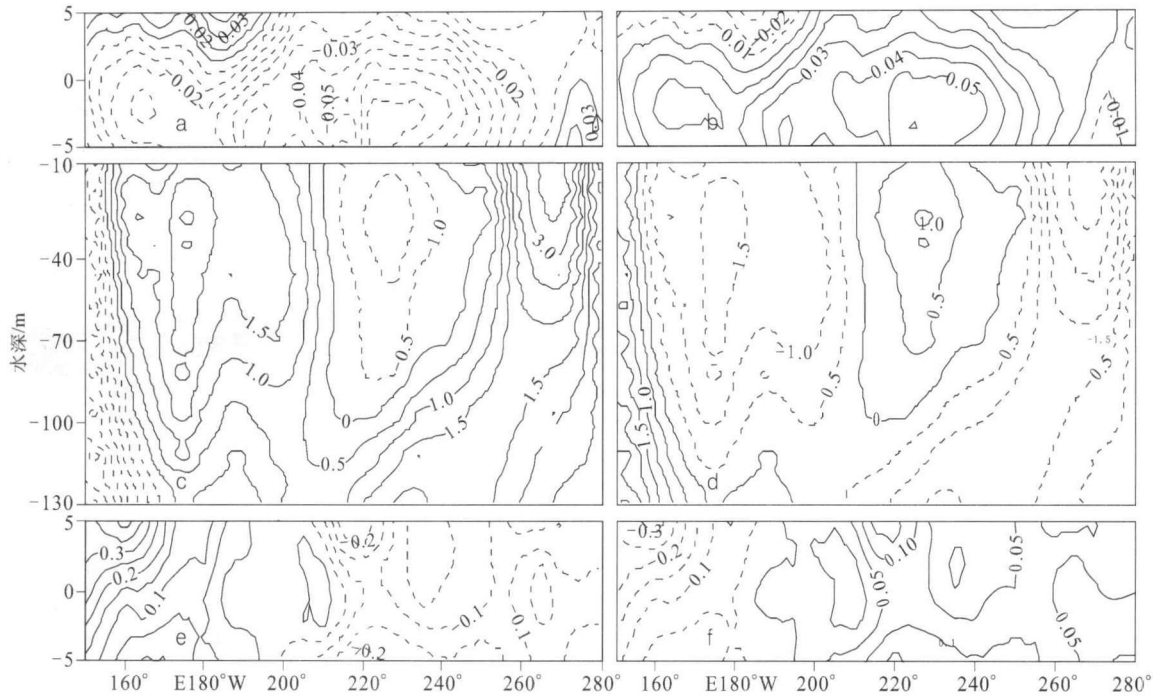


图5 暖池纬向变异跃变前后赤道太平洋纬向风应力异常(单位:  $10^{-1} \text{N/m}^2$ , 间隔: 0.01)(a、b)、纬向流异常(单位:  $10^{-2} \text{m/s}$ , 间隔: 0.5)(c、d)、热含量异常(单位:  $10^9 \text{W}\cdot\text{s/m}^2$ , 间隔: 0.05)(e、f)的变化差异

Fig. 5 The discrepancy of the Equatorial Pacific zonal wind anomaly (unit:  $10^{-1} \text{N/m}^2$ , interval: 0.01)(a, b), zonal current anomaly (unit:  $10^{-2} \text{m/s}$ , interval: 0.5)(c, d), and heat content anomaly (unit:  $10^9 \text{W}\cdot\text{s/m}^2$ , interval: 0.05)(e, f) before and after the climate jump of the warm pool zonal anomaly

量为正距平,即热含量增多,而赤道中东太平洋的热含量则为负距平,热含量减少;在跃变后,赤道西太平洋热含量为负距平,热含量减少,而在赤道中东太平洋则为正距平,热含量增多。可见,暖池在跃变前后的异常变动对赤道太平洋上层热含量的影响是非常明显的。

### 3 暖池内部纬向变异的异同性

由前面的分析可知,暖池的平均厚度为 99m,而最大厚度可达 128m。如此巨大的一个暖水体,当其发生纬向变异时,暖池内部的暖水究竟是如何运动的,也就是说,暖池内部的暖水在纬向运动过程中是否存在异同性?本文中作者拟用所建立的暖池各层东界指标序列来讨论这个问题。

由前面的分析可知,在 46m 以浅的各层(表层、5、15、25、35 和 46m)暖池的纬向变异幅度较为相近,且其变化趋势也比较一致,而在 57m 以下的各层(57、70、82、96 和 112m)暖池的纬向变异幅度明显减小。这表明暖池的整体暖水大致可以 50m 为界分为上、下两部分。暖池上半部分的暖水有着较大幅度的纬向运动,其中尤以 25m 层最为突出,而下半部分暖水的纬向运动幅度较其上半部分要小得多。因此,本文中作者拟利用暖池 25m 层和 57m 层暖水东界的年际变

化来具体讨论暖池内部暖水纬向运动的异同性问题。

统计结果(表 1)显示,暖池 25m 层东界的多年平均值为  $161^\circ\text{W}$ ,其最东位置可达  $80^\circ\text{W}$  附近,最西可及  $160^\circ\text{E}$ ,而暖池 57m 层东界的多年平均、最东和最西位置分别为  $169^\circ\text{W}$ 、 $125^\circ\text{W}$  和  $158^\circ\text{E}$ 。显然,两者的差异主要表现在暖水东界的东扩幅度方面,其最大差值高达 45 个经度。

图 6 给出了暖池 25m 层和 57m 层暖水东界的年

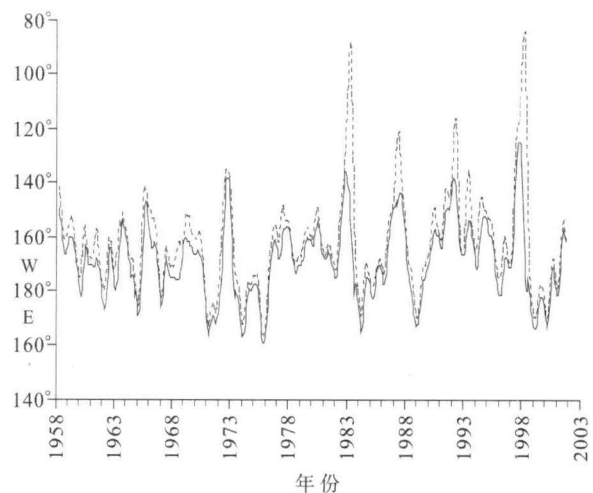


图6 暖池25m层(虚线)和57m层(实线)暖水东界的年际变化(5个月滑动平均)

Fig. 6 Interannual variation of warm pool eastern edge in 25m-layer(dashed line)and 57m-layer(solid line)(5-month running mean)

际变化。由该图可见, 两者的变化趋势基本一致, 在 1958、1963、1965、1969、1972、1977、1982、1987、1991、1993、1994 和 1997 年两者都有较大的东扩, 而在 1964、1967、1971、1974、1975、1984、1988、1995 和 1999 年两者都出现明显的西缩。相关分析表明, 两者的同期相关系数为 0.79(信度远超过 0.001)。对比两条曲线还可发现, 25m 层暖池东界的东扩幅度普遍比 57m 层大, 特别在 1982、1986、1991、1993 和 1997 年, 其差值更大。这表明, 在 20 世纪 80 年代以后发生的 5 次 El Niño 事件(1982、1987、1991、1993、1997 年)期间, 暖池上半部分的东扩势力比其下半部分要大得多。

由于暖池最大厚度位置的变动基本上反映了暖池下半部分暖水的纬向运动状况, 因此, 本文中作者统计计算了 1958—2001 年间各月暖池最大厚度的位置。暖池的最大厚度位置也存在着较明显的年际变化(图略), 其变化趋势基本与 57m 层暖池东界相一致, 两者的同期相关系数高达 0.71(信度超过 0.001)。但其东扩的幅度较 57m 层暖池要小得多, 其最东的位置仅及 150°W 附近(1997 年)。总之, 暖池的最大厚度主要在 150°E—150°W 间作纬向运动, 而且其纬向运动与 ENSO 密切相关, 在 El Niño 期间, 暖池的最大厚度位置偏东, 而在 La Niña 期间则偏西。

需要指出的是, 对暖池跃变前后暖池上半部分和下半部分纬向变异统计分析表明, 暖池上半部于跃变前后的变化差异与整体暖池基本一致, 而暖池下半部分的变异幅度远比上半部分小得多。

#### 4 暖池纬向变异对 ENSO 的影响

已有研究表明, 西太平洋暖水的东流将引起赤道太平洋海面高度和温跃层深度的变化, 从而导致 El Niño 事件的发生(Wyrski, 1975), 而暖池表层暖水的纬向运移与 ENSO 循环有着较为密切的关系(张启龙等, 2004)。那么, 暖池的纬向变异对 ENSO 的影响如何? 本文中作者拟用相关分析和合成分析法来讨论这个问题。

已有研究表明, 在 1958—2001 年间共发生了 12 次 El Niño 事件(1963、1965、1969、1972、1976、1980、1982、1986、1991、1993、1994、1997 年)和 9 次 La Niña 事件(1964、1967、1971、1973、1975、1985、1988、1995、1999 年)(李晓燕等, 2000, 2001)。但应指出的是, 发生在 1980 年间的那次 El Niño 事件, 因其强度极弱, 人们大都将其视为一个非 El

Niño 事件(ENSO 检测小组, 1989)。这样在 1958—2001 年间共发生了 11 次 El Niño 事件。

为便于讨论, 图 7 给出了 1958—2001 年间 Niño 3 区 SSTA(国际上公认的 ENSO 指标)的年际变化。由图 7 可见, 在 El Niño 事件期间, Niño 3 区的 SSTA 均出现较大的正值, 特别在强 El Niño (1972、1982、1997 年)期间, SSTA 可达 2°C 或以上, 而在 La Niña 事件期间, SSTA 均为较大的负值, 特别在强 La Niña (1975、1988、1999 年)期间, SSTA 均小于 -1.5°C。

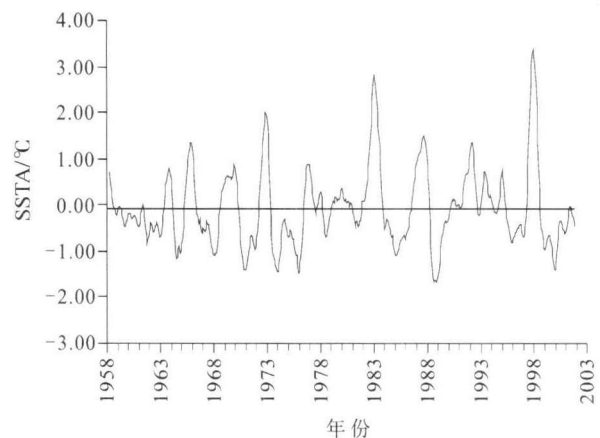


图7 Niño 3区SSTA年际变化(经5个月滑动平均)  
Fig. 7 The interannual variation of SSTA in Niño 3 region (5-month-running mean)

对比图 2 和图 7 可以看出, 暖池东界位置年际变化峰(东移)、谷(西撤)的出现时间分别与 ENSO 暖(El Niño)、冷(La Niña)事件有很好的对应。在 1958—2001 年间的 11 次 El Niño 事件期间, 暖池东界均有较大的东移, 特别在强 El Niño 事件(1982、1997 年)期间, 暖池向东扩展最远, 可及 80°W 附近; 而在 9 次 La Niña 事件期间, 暖池东界都向西收缩, 特别在强 La Niña 期间(1975、1999 年), 暖池西撤尤甚, 可退缩至 160°E 附近。用 1958—2001 年间 528 个月的资料进行相关分析得出, 暖池东界与 Niño 3 区 SSTA 的同期相关系数高达 0.82(信度远超过 0.001)。可见, 暖池纬向运移与 ENSO 存在着非常密切的关系。

为了进一步揭示暖池在 ENSO 期间纬向变异的具体过程及其所起的作用, 本文作者对 1958—2001 年间的 11 次 El Niño 事件和 9 次 La Niña 事件分别进行了合成。在合成分析时, 为了消除短周期(季节以内)变化的影响, 对暖池东界距平时间序列进行了 5 个月滑动平均。由 Niño 3 区 SSTA(图 8a)随时间的演变可以看出, El Niño 和 La Niña 事件均在年初发生, 年末达至最强。因此图 8 中所指的“当年”即为事件的发生年, 也是爆发年, 并由此确定了其前一年和后一



年。合成结果如图 8b 所示, 图中实线为 11 次 El Niño 事件的合成。在 El Niño 发生前的一年多时间里, 暖池东界位置一直为负距平, 说明暖池处于偏西位置, 而事件爆发后, 暖池东界位置变为正距平, 最大值可达 20 个经度。这表明暖池已显著地东伸。图 8b 中的虚线为 9 次 La Niña 事件的合成, 其变化趋势基本与 El Niño 事件的情况相反。也就是说, 在 La Niña 事件发生之前, 暖池东界位置为持续的正距平, 而当事件爆发后, 变为负距平。这表明, 暖池在 La Niña 事件发生之前位于偏东位置, 而在事件发生后则已明显西缩。

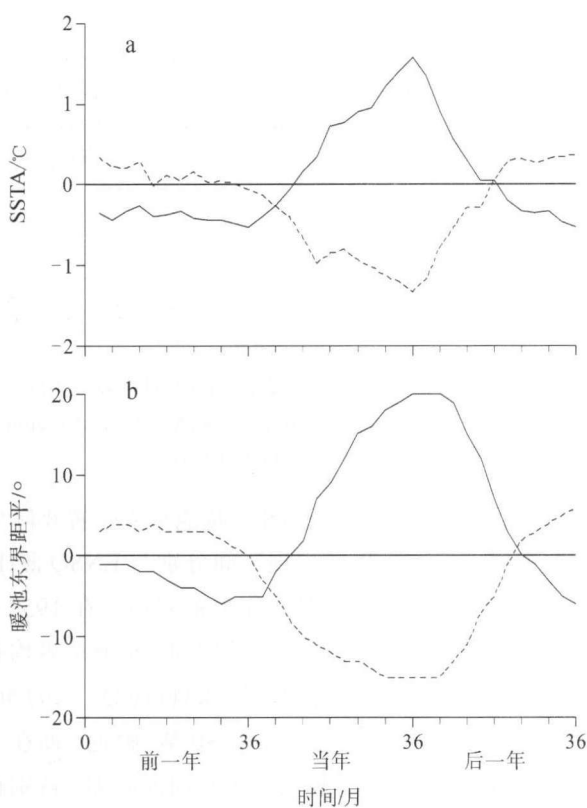


图8 Niño 3区SSTA(a)和暖池东界距平(b)变化曲线  
实线: 11次El Niño事件合成; 虚线: 9次La Niña事件合成  
Fig. 8 Changes in SSTA in Niño 3 region (a) and the warm pool eastern edge anomaly (b). Solid line is for the composite result of eleven El Niño events, and dashed line the nine La Niña events

由上述分析和张启龙等(2004)的结果可知, 暖池的东扩、西撤对 ENSO 暖(El Niño)、冷(La Niña)事件的形成和发展具有直接的作用。具体讲, 当暖池东扩时, 赤道中、东太平洋海面异常增温, Niño 3 区 SSTA 为较大的正值, 从而形成 El Niño 事件, 特别当暖池东伸异常显著时, 大量的高温水涌向赤道东太平洋, 使得那里的海温急剧上升, Niño 3 区 SSTA 呈现为很大的正值( $SSTA > 2.0^{\circ}\text{C}$ ), 从而形成强 El

Niño 事件(如 1982 和 1997 年)。反之, 当暖池西缩时, 赤道中、东太平洋出现冷水涌升现象, 致使海面异常降温, Niño 3 区 SSTA 为较大的负值, 形成 La Niña 事件, 特别当暖池西撤最甚时, 大量的低温水占据于赤道中、东太平洋, 使得那里的海温急剧下降, Niño 3 区 SSTA 呈现为很大的负值( $SSTA < -1.5^{\circ}\text{C}$ ), 因而出现强 La Niña 事件(如 1975 和 1999 年)。

## 5 结论

(1) 利用加权平均法建立了能很好表征暖池整体纬向变异的指标序列。西太平洋暖池通常展布于  $168^{\circ}\text{W}$  以西海域, 但其纬向变异的幅度有很大的年际差异, 其最东可达  $101^{\circ}\text{W}$ , 而最西可及  $158^{\circ}\text{E}$ , 最大变幅达 101 个经度。

(2) 暖池具有明显的年际尺度的纬向变异特征, 其主周期为 2—7 年, 强信号出现在 20 世纪 60 年代初期至 21 世纪初期, 但周期中心随时间而变, 即由 60 年代中后期至 70 年代中期的 3.7 年, 到 70 年代中期至 80 年代末增至 4.1 年, 而在 90 年代后期以后又减至 3.8 年。

(3) 暖池的年代际纬向变异也很明显, 主周期为 10—16 年左右, 强信号出现在 60 年代初到本世纪初, 周期中心为 13 年。暖池的年代际纬向变异对赤道太平洋纬向风应力和上层纬向流异常都有较好的响应, 同时暖池的纬向变异也造成了赤道太平洋上层热含量的异常变化。

(4) 就暖池的纬向变异而言, 暖池内部大致可以 50m 为界分为上、下两部分。暖池的上半部分纬向变异幅度大, 而下半部分则纬向变异幅度小, 两者的最大变幅相差达 45 个经度。但两者的年际和年代际尺度的纬向变异趋势比较一致, 即暖池内部的纬向变异是同向的。

(5) 暖池的纬向变异对 ENSO 暖(El Niño)、冷(La Niña)事件的形成和发展具有直接的影响, 而暖池的异常东扩对 El Niño 有增强作用。

## 参 考 文 献

- 丁裕国, 江志红, 1998. 气象数据时间序列信号处理. 北京: 气象出版社, 40—45  
吕俊梅, 琚建华, 张庆云等, 2005. 太平洋年代际振荡冷、暖背景下 ENSO 循环的特征. 气候与环境研究, 10(2): 328—349  
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  
李晓燕, 2001. 1998/2000 年 ENSO 冷事件过程诊断. 热带气象



- 学报, 17(1): 90—96
- 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
- 张启龙, 翁学传, 1997. 热带西太平洋暖池的某些海洋学特征. 海洋科学集刊(38), 31—38
- 胡增臻, 石伟, 1997. 小波变换在大气科学中的应用研究. 大气科学, 21(1): 58—72
- 黄荣辉, 付云飞, 藏晓云, 1996. 亚洲季风与 ENSO 循环相互作用. 气候与环境研究, 1: 38—54
- An S-I, Wang B, 2000. Interdecadal change of the structure of ENSO mode and its impact on the ENSO frequency. *J Climate*, 13: 2044—2055
- Delcroix T, Dewitte B, DuPenhoat Y *et al*, 2000. Equatorial waves and warm pool displacements during the 1992—1998 El Niño Southern Oscillation events: observation and modeling. *J Geophys Res*, 105: 26045—26062
- Gu Dejun, Wang Dongxiao, Li Chunhui *et al*, 2004. Analysis of interdecadal variation of tropical Pacific thermocline based on assimilated data. *Acta Oceanologica Sinica*, 23(1): 61—67
- Wang Dongxiao, Wang Jia, Wu Lixin *et al*, 2003. Relative importance of wind and buoyancy forcing for interdecadal regime shifts in the Pacific Ocean. *Science in China (Series D)*, 46(5): 417—427
- McPhaden M J, Picaut J, 1990. El Niño-southern oscillation, displacement of the western equatorial Pacific warm pool. *Science*, 250: 1385—1388
- Matsuura T, Iizuka S, 2000. Zonal migration of the Pacific warm-pool tongue during El Niño Events. *J Phys Oceanogr*, 30:1582—1600
- Nitta T Yamada S, 1989. Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to Northern Hemisphere circulation. *J Meteorol Soc Japan*, 67: 375—383
- Picaut J, Delcroix T, Ioualalen M *et al*, 1995. Diagnostic of the zonal displacement of the warm pool during El Niño and La Niña, Proceedings of the International Scientific Conference on the Tropical Ocean Global Atmosphere Programme. April, Melbourne Australia: 384—387
- Picaut J, Ioualalen M, Delcroix T *et al*, 2001. The oceanic zone for convergence on the eastern edge of the Pacific warm pool: A synthesis of results and implication for El Niño-Southern Oscillation and biogeochemical phenomena. *J Geophys Res*, 106: 2363—2386
- Wyrtki K, 1989. Some thoughts about the west Pacific warm pool. Proceedings of the Western Pacific International Meeting and Workshop on TOGA-COARE. New Caledonia: France Institute of the Scientific Research for the Development on the Cooperation, 99—109
- Wyrtki K, 1975. El Niño-The Dynamic Response of the Equatorial Pacific Ocean to Atmosphere Forcing. *J Phys Oceanogr*, 5: 572—583
- Wang B, S I An, 2001. Why the properties of El Niño change in the late 1970s? *GRL*, 28: 3709—3712

## ZONAL DISPLACEMENT OF THE WESTERN PACIFIC WARM POOL AND ITS EFFECTS ON ENSO

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

(1. Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071; 2. Key Lab of Ocean Dynamic Processes and Satellite Oceanography, State Ocean Administration, Hangzhou 310012; 3. The Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049)

**Abstract** Based on the SODA data, SST data, JEDAC data, and TAO data, an index for zonal displacement of the Western Pacific warm pool (WPWP) is introduced using weighted-mean method in this study. The variability of WPWP zonal displacement is analyzed using the Morlet wavelet transformation method, and the effect of WPWP zonal migration on ENSO is discussed using composite and correlation analyses. The results show that the eastern edge of the warm pool is of most striking interannual (2—7a) and interdecadal (10—16a) changes, and experienced a weak/strong regime shift pre and after-1976. As for WPWP zonal displacement, the whole warm pool can be divided spatially into two parts, i.e., upper and lower parts demarcated near 50m-depth. The extent of zonal displacement in upper warm pool is much more distinct than that in lower part, but the trends of interannual and interdecadal changes in them are largely identical. In interdecadal variation, WPWP zonal displacement responses well to the zonal current, and especially zonal wind stress, in the equatorial central Pacific, it has remarkable impact on the western equatorial Pacific heat content variation. The results of composite and correlation analyses reveal that WPWP zonal migration plays a direct role in the formation and development of ENSO. Furthermore, the eastward expansion of WPWP has the impact that enlarges the El Niño events.

**Key words** Western Pacific Ocean, Warm pool, Zonal displacement, ENSO