

热带西太平洋海域上层海洋热含量的 CSEOF 分析*

吴晓芬^{1,2}, 许建平^{1,2}, 张启龙³, 刘增宏^{1,2}

1. 国家海洋局第二海洋研究所, 浙江 杭州 310012; 2. 卫星海洋环境动力学国家重点实验室, 浙江 杭州 310012;
3. 中国科学院海洋研究所, 中国科学院海洋环流与波动重点实验室, 山东 青岛 266071

摘要: 基于月平均 Argo 温、盐度剖面、纬向风和 Niño3.4 指数等资料, 利用循环平稳经验正交函数(CSEOF)分解法、最大熵谱分析和相关分析等方法, 研究了热带西太平洋海域上层(0—700m)海洋热含量的时空变化特征, 并探讨了其年际变化的可能原因。结果表明, 热带西太平洋海域上层海洋热含量距平场具有显著的东-西向反位相振荡, 且这种振荡除了具有较明显的季节变化外, 还存在着较强的准 2a 振荡。此外, 热含量距平场还存在着“负-正-负”的三极式经向模态, 该模态除了具有明显的季节变化外, 还存在着显著的准 4a 振荡。进一步分析表明, 热含量的准 2a 振荡与 ENSO 事件的发生有着非常密切的联系, 并对赤道西太平洋纬向风异常有 1—2 月的滞后响应。

关键词: 热含量; 时空变化; 循环平稳经验正交函数(CSEOF)分析; ENSO 事件; Argo 剖面资料; 热带西太平洋

中图分类号: P731 ; P733.4⁺1 文献标识码: A 文章编号: 1009-5470(2011)06-0037-10

CSEOF analysis of the upper ocean heat content over tropical western Pacific

WU Xiao-fen^{1,2}, XU Jian-ping^{1,2}, ZHANG Qi-long³, LIU Zeng-hong^{1,2}

1. *Second Institute of Oceanography, SOA, Hangzhou 310012, China*; 2. *State Key Lab of Satellite Ocean Environment Dynamics, SOA, Hangzhou 310012, China*; 3. *Key Laboratory of Ocean Circulation and Wave, CAS, Qingdao 266071, China*

Abstract: The spatial and temporal distribution of the upper (0–700 m) ocean heat content (UOHC) over the tropical western Pacific and the probable causes for the variation are studied, using gridded monthly mean Argo profiling dataset from the JMESTC (Japan Marine-Earth Science and Technology Center), zonal wind data, SST data and SSH (Sea Surface Height) data. The research tools include cyclostationary empirical orthogonal function (CSEOF) analysis, Maximum Entropy Method (MEM) and correlation analysis. The main results indicate that the UOHC anomaly of the tropical western Pacific has an east-west anti-phase oscillation and remarkable seasonal and bi-annual variation. Moreover, the UOHC anomaly displayed a sharper “negative-positive-negative” undulation, which had obvious seasonal and inter-annual (~4a) changes. With further analysis, we find that the bi-annual oscillation was highly related to the ENSO (El Nino-Southern Oscillation) events and displayed a lagged response of about 1–2 months to the local zonal wind anomaly.

Key words: heat content; spatial and temporal distribution; cyclostationary empirical orthogonal function (CSEOF); ENSO event; Argo profiling data; tropical western Pacific

热带西太平洋因拥有具高温特征的“暖池”^[1-2]而成为全球海温最高的海域。该海域既是全球热带对流最强、水汽含量最多、海气相互作用最为强烈

的区域, 也是影响我国气候异常变化的关键海区, 而且还是季风和厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)相互作用的关键区和台风源地。众所周知, 海洋对大气和

收稿日期: 2010-03-11; 修订日期: 2011-03-21。孙淑杰编辑

基金项目: 国家重点基础研究发展计划项目(2007CB816000); 国家海洋局第二海洋研究所基本科研业务费专项资金项目(JT0804)

作者简介: 吴晓芬(1983—), 女, 实习研究员, 安徽省安庆市人, 主要从事物理海洋学调查研究。E-mail: hzxiaofen@sio.org.cn

* 感谢审稿专家提出的宝贵意见, 同时感谢国家海洋局第二海洋所卫星海洋环境动力学国家重点实验室数值计算中心(SOED HPCC)的支持和帮助!

气候的影响主要是通过海洋热状态的改变来实现的,而海表温度(SST)和热含量是表征海洋热状态的2个重要参量。研究表明,热带西太平洋热含量的异常变化对台风^[3]、西太平洋副热带高压^[4]和南海季风^[5]等都有重要影响,从而引起我国东部夏季降水的异常变化^[6]。因此,开展热带西太平洋热含量时空变化研究,具有重要的科学和现实意义。

自20世纪80年代以来,人们已对西太平洋暖池热含量^[7]、西太平洋热含量^[8-12]以及太平洋热含量^[13-14]甚至盐含量^[15-16]的变化特征及其与ENSO的联系进行了较多研究,得到了一些有意义的结果。但应指出的是,在以往的研究中,人们所用的资料大都是XBT(Expendable Bathy Thermograph)或船舶报资料。这些资料不仅水平分辨率低、观测深度浅(不超过400m),而且还缺乏盐度观测。由于热含量是温度、盐度和深度的函数,所以利用XBT资料得到的热含量无疑会带来一定的误差。最近,吴晓芬等^[17]利用Argo温、盐度剖面资料对热带西太平洋海水热含量进行了分析,发现深度和盐度对热含量都有较大影响,特别是深度的影响更大些。为此他们指出,在计算上层海洋热含量时,最好利用温跃层下界为起算深度,如果为方便起见的话,其积分深度也应取700m为宜,且应尽可能使用盐度资料。

与气象要素一样,热含量属于具有循环平稳特征的变量,其空间结构也存在着某种时间尺度的变化。但是,以往研究热含量场的时空特征时大都利用传统的自然正交函数分解(empirical orthogonal function, EOF)技术,而该方法仅能给出几个固定不变的主要空间模态和时间系数,所以热含量场空间模态的演化过程迄今尚不清楚。所幸的是, Kim等^[18-20]提出的循环平稳经验正交分解法(cyclostationary EOF, CSEOF)具有揭示变量场空间结构变化特征的功能。因此,本文拟基于高分辨率的Argo温、盐度剖面资料^[21],利用CSEOF方法来分析热带西太平洋热含量场的时空变化,并探讨其变化的原因,从而为进一步认识发生在热带西太平洋的海气相互作用过程及其在全球气候变化中的作用提供科学依据。

1 资料与分析方法

1.1 资料及其来源

本文分析所用的资料主要如下。

1)温、盐度剖面资料来自日本海洋科学与技术中心(Japan Marine-Earth Science and Technology

Center, JMESTC)提供的2001年1月—2009年12月(共108个月)间的全球网格化月平均温、盐度和压力数据集。该数据集是结合全球海洋上的Argo剖面浮标、锚定浮标(triangle trans-ocean buoy network, TRITON)以及CTD(conductivity-temperature-depth)观测资料,采用最优插值方法获得的,其水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 经纬度,垂直分辨率为25层,表层位于海面以下10dbar处,底层则位于2000dbar深度上;且垂向间隔随深度增加而增大,其中10—30dbar以浅水层间隔10dbar,在50—150dbar水层内为25dbar,200—300dbar水层内为50dbar,而在300—2000dbar水层内则为100dbar。

由温度和盐度误差(与WOA01——World Ocean Atlas 01资料比较)分布(图1)^[22]可以看到,10dbar水层上,较大的温度和盐度误差仅出现在澳大利亚以东的近岸海域($T > 0.5$, $S > 0.15\text{‰}$),而其他广大海域的误差均较小;在700dbar水层,全域的温、盐度误差均较小($T < 0.5$, $S < 0.03\text{‰}$)。由此可见,资料的质量是可靠的,特别是中层的资料尤为如此。本文选用热带西太平洋($20^\circ\text{S}—20^\circ\text{N}$, $120^\circ\text{E}—170^\circ\text{W}$)0—700dbar水层内的温、盐度资料计算了上层海洋热含量。

2)2001—2009年间离海面40m高度上的月平均纬向风资料是由美国环境预报中心(National Center for Environmental Prediction, NCEP)和大气研究中心(NCAR)提供的,其水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 经纬度^[23]。

3)2001—2009年期间的逐月Niño3.4指数($5^\circ\text{N}—5^\circ\text{S}$, $120^\circ—170^\circ\text{W}$)由美国国家海洋大气局(NOAA)气候预报中心(Climatology Prediction Center)提供(http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)。

1.2 分析方法

(1) 海洋热含量的计算方法

目前海洋热含量(单位为 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$)的计算是从某一相对深度(Z)的水体温、盐度和压力到海面的积分来表示的,其计算公式为:

$$Q = \int_z^0 C_p \rho T dz \quad (1)$$

其中, C_p 为海水定压比热,随海水温度和盐度的变化而变化; T 为水温; ρ 为海水密度,由(2)式给出^[24]:

$$\rho(S, T, p) = \frac{\rho(S, T, 0)}{1 - 10p/K(S, T, p)} \quad (2)$$

其中 $K(S, T, p)$ 为实用盐度为 S 、温度为 T 、海水压强为 p 时的海水正割体积弹性模量。此外, 根据吴晓

芬等^[17]早期的研究结果, 式(1)中的积分深度 Z 取为 700dbar。

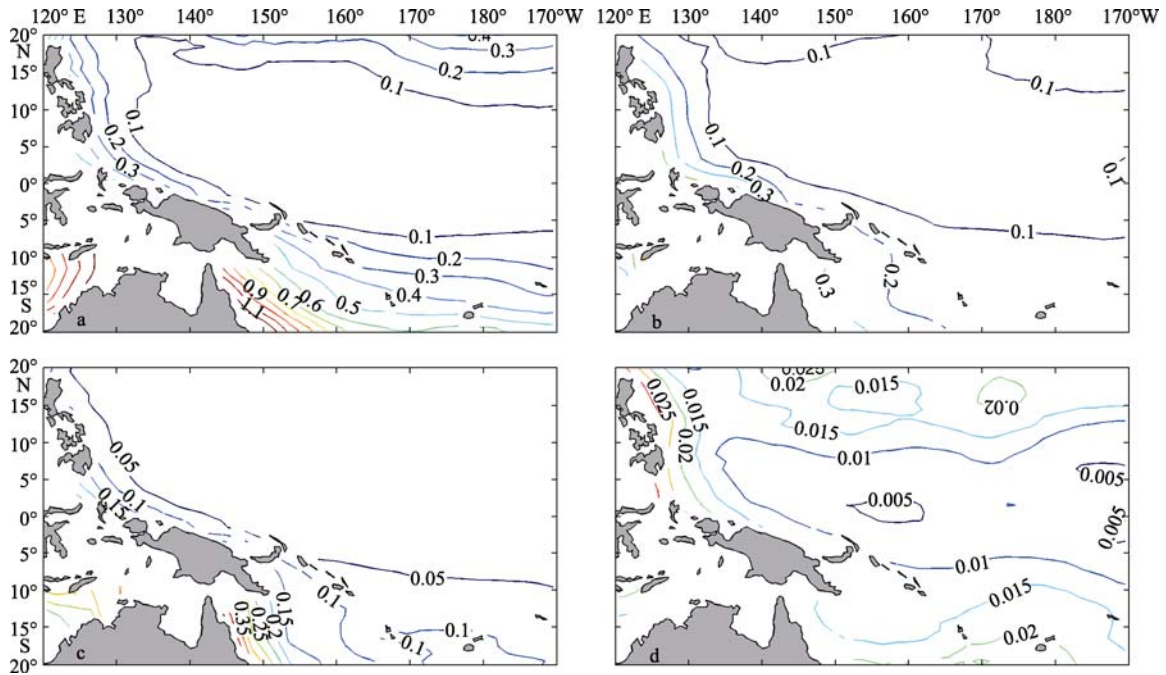


图 1 研究海域温、盐度再分析资料的最优插值误差分布

a. 10dbar 层上的温度误差; b. 700dbar 层上的温度误差; c. 10dbar 层上的盐度误差; d. 700dbar 层上的盐度误差

Fig. 1 Error distribution of temperature and salinity in the study area. (a) Temperature on 10 dbar; (b) temperature on 700 dbar; (c) salinity on 10 dbar; (d) salinity on 700 dbar

2) 循环平稳经验正交函数(CSEOF)分解法

对于一变量场 $T(\vec{r}, t)$ (\vec{r} 表示空间场, t 表示时间场), 利用传统的 EOF 方法进行分解, 可以得到空间模态(LV)和时间系数(PC)的组合(其中 i 代表空间模态的数目):

$$T(\vec{r}, t) = \sum_i PC_i(t) LV_i(\vec{r}) \quad (3)$$

但在 CSEOF 分析中, 该变量场将被分解为与 EOF 方法相似的形式, 即:

$$T(\vec{r}, t) = \sum_i PC_i(t) LV_i(\vec{r}, t) \quad (4)$$

然而, 它与传统的 EOF 分解法得到的结果有所不同。其最主要的区别在于 LV_i 是不独立于时间变量的, 也就是说, 变量场的空间模态是随时间变化的, 且这种时间变化限制在一个嵌套周期内(nested period), 即

$$LV_i(t) = LV_i(t+d) \quad (5)$$

其中 d 为嵌套周期。基于 EOF 分解的第一模态具有比较明显的 1 年周期信号, 本文的 d 取为 12 个月。

CSEOF 分解法最大的优点是可以体现一个变

量场叠加在长周期变化背景下的短周期变化, 这是传统的 EOF 分解法所无法实现的。介绍见参考文献 [18]—[20]。

对研究海域各网格点的热含量数据扣除其多年月平均值后, 便得到相应的热含量距平场, 然后再对其进行 CSEOF 分解。为了便于比较, 本文还使用了传统的 EOF 分解法。

2 上层海洋热含量的气候态分布特征

图 2 给出的是 2001—2009 年间热带西太平洋上层海洋热含量的多年平均分布(即气候态)。由图可见, 该海域上层海洋热含量等值线基本呈纬向分布, 且呈两高一低的分布态势。从 10°N 向北和 2°N 向南热含量值($3.6 \times 10^{10} \text{J}\cdot\text{m}^{-2}$)不断增加, 到 16°N 以北和 13°S 以南分别达到最大值($> 4.1 \times 10^{10} \text{J}\cdot\text{m}^{-2}$), 其间(2°N — 10°N)则被一块低热含量($< 3.6 \times 10^{10} \text{J}\cdot\text{m}^{-2}$)的水体占据, 最低热含量($< 3.3 \times 10^{10} \text{J}\cdot\text{m}^{-2}$)出现在棉兰老岛附近海域, 从热含量等值线的空间分布来看, 往北等值线相对密集些, 并由西向东略有偏北; 往南等值线相对稀疏, 且由西向东略有偏南。显然, 研究区域等值线梯度北部强于南部。

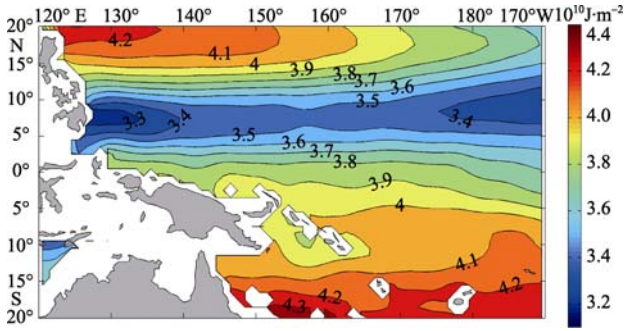


图 2 热带西太平洋上层海洋热含量的气候态分布
 Fig. 2 Climatic distribution of the upper-ocean heat content in the tropical western Pacific

北半球热含量分布比较清晰, 高值区 ($> 4.0 \times 10^{10} \text{J}\cdot\text{m}^{-2}$) 位于 15°N 以北, 其主轴走势基本呈纬向舌状分布, 高值中心 ($> 4.2 \times 10^{10} \text{J}\cdot\text{m}^{-2}$) 出现在吕宋岛东北海域。而南半球上层海洋热含量的分布则要相对复杂些, 高值区 ($> 4.0 \times 10^{10} \text{J}\cdot\text{m}^{-2}$) 位于 5°S 以南, 其主轴呈西南-东北走向, 高值中心 ($> 4.3 \times 10^{10} \text{J}\cdot\text{m}^{-2}$) 出现在澳大利亚东北海域。显然, 南部高值中心的热含量值要高于北部海域。低热含量带处于南、北两个高热含量区的中间, 同样呈纬向分布, 但主轴位于北半球 8°N 附近, 且低热含量带呈现出东、西两个极值中心, 西部的极值中心位于 7°N 、 130°E 区域附近, 其值低至 $3.3 \times 10^{10} \text{J}\cdot\text{m}^{-2}$, 而东部

的极值中心位于 180°E 以东, 其值为 $3.4 \times 10^{10} \text{J}\cdot\text{m}^{-2}$ 。显而易见, 上述两个高热含量区相对于低热含量带虽呈对称分布, 但由于低热含量带明显偏北, 所以, 并非与赤道对称。

热带西太平洋上层海洋热含量气候态的这种分布结构与于卫东等^[11]提出的“马鞍形”分布比较一致, 但后者热含量的计算只是温度的垂向积分, 未考虑盐度变化对热含量的影响, 因而在热含量的细节分布上, 如低热含量带上东、西两个低值中心的分布, 以及南北半球高热含量的强弱对比等方面未有很好的体现。

3 上层热含量的时空特征

对 2001—2009 年间热带西太平洋月平均热含量距平场进行 CSEOF 分解得出, 前 3 个特征向量场的方差贡献依次为 51.73%、14.75% 和 9.06%。可见, 前 2 个特征向量场已包含了热含量距平场 66.5% 的信息, 它们是热带西太平洋热含量距平场的主要模式。

图 3 对热带西太平洋上层热含量距平场的 CSEOF 分解和传统 EOF 分解进行了比较, 其中 a、b 分别为采用传统的 EOF 分析得到的第 1 模态的空间场和原始的时间序列, c 为采用 CSEOF 分析得到的第 1 模态 1 月的空间场, d 中蓝色曲线为平滑后的

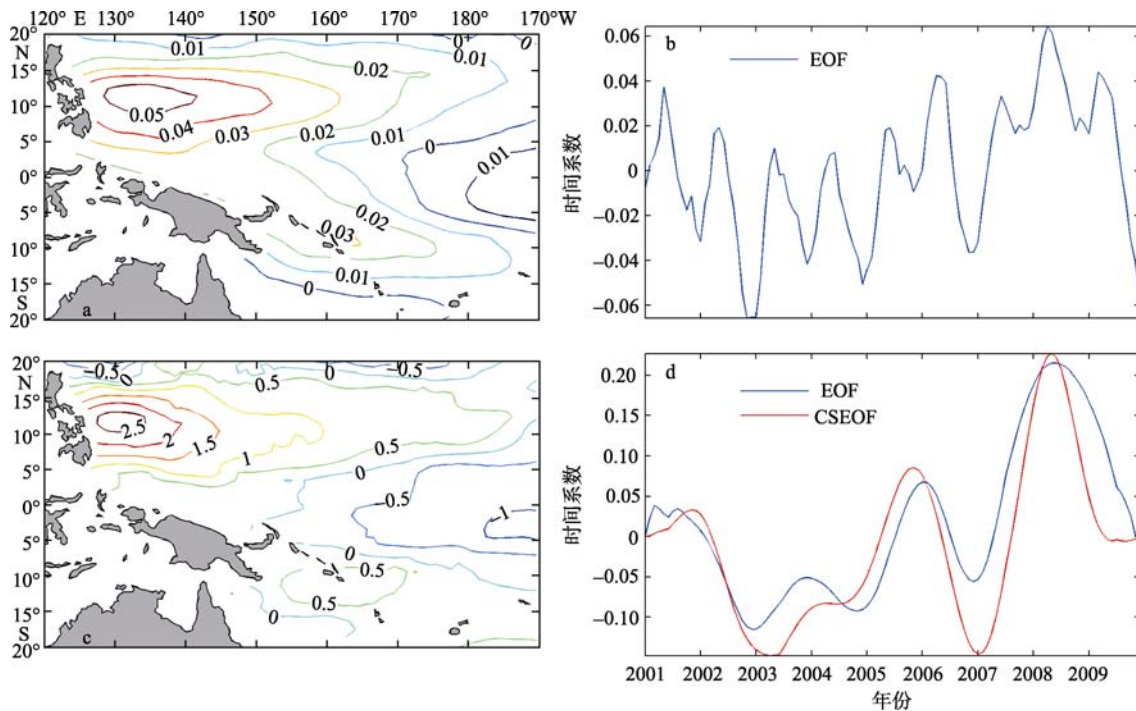


图 3 热带西太平洋上层海洋热含量变化
 a. EOF 第 1 模态; b. EOF1 第 1 模态时间序列; c. CSEOF 第 1 模态 1 月空间场; d. CSEOF 空间场投影到传统 EOF 空间场得到的时间序列与 EOF 时间序列的比较
 Fig. 3 Variation of the upper ocean heat content in tropical western Pacific. (a) The first EOF mode; (b) the time series of EOF1; (c) the first CSEOF mode; (d) time series variation of projection of CSEOF1 onto EOF1

EOF 分解得到的时间序列, 而红色曲线是将空间场(图 3c)投影到传统 EOF 第 1 模态空间场上得到的时间序列(均经过归一化处理)。由图 3a 和 c 可知, 2 种分解方法得到的第 1 模态的空间结构基本相同, 即空间结构大致呈东-西向的反位相振荡。在热带西太平洋东部(10°S—10°N, 165°E—170°W)和 15°S 以南海域为负值变异区, 除此之外的全部海域基本为正值变异区, 最大变异中心位于 8°—12°N、132°—150°E 附近, 这表明该区为热带西太平洋热含量变化最为显著的区域。也就是说, 热带西太平洋上层海洋热含量异常场具有明显的东-西向反位相振荡, 即当西部的热含量增多时, 而东部的热含量将减少; 反之亦然。

张启龙等^[7]根据 0—100m 层的 XBT 资料, 通过分析西太平洋暖池热含量场的时空特征, 发现暖池海域西部热含量的最大变异中心位于 2°—6°N、150°—160°E; 而 Hasegawa 等^[14]利用 0—300m 层的 XBT 资料分析得到的最大变异中心在 10°S—15°N、130°—160°E 附近。不难看出, 本文的研究结果与之大致相同, 但其最大变异中心更集中在北赤道流分叉点及棉兰老

涡附近。对于以往研究所发现的位于研究海域东部的最大负值变异中心的位置, 从等值线的分布趋势可以看出, 该最大负值变异中心大致位于赤道东太平洋。因已超出本文的研究范围, 在此不再赘述。

此外, 两者的时间系数也比较一致, 其同期相关系数为 0.71。由此可见, 就平均场而言, CSEOF 和 EOF 的分解技术具有相同的效果, 但对于月平均来说, 前者要优于后者, 因为前者可以揭示出空间结构的时间变化, 而后者却无法实现。因此下面重点讨论 CSEOF 前 2 个空间模态逐月的变化特征。

3.1 第 1 模态(CSEOF1 型)的时空特征

图 4 和图 5 给出了 CSEOF1 型空间模态的逐月变化。可以看到, 热带西太平洋热含量距平场的空间结构存在着显著的季节变化。其中, 热带西太平洋西部海域正值变异区的强度和范围均呈现为秋、冬季(9—11 月以及 12 月—次年 2 月, 下同)强于春、夏季(3—5 月及 6—8 月, 下同)的季节变化, 如 10、11、12 月该海域热含量高值变异区的东边界(1.0 等值线)可以扩展到日界线(180°)附近, 而 3—8 月高值

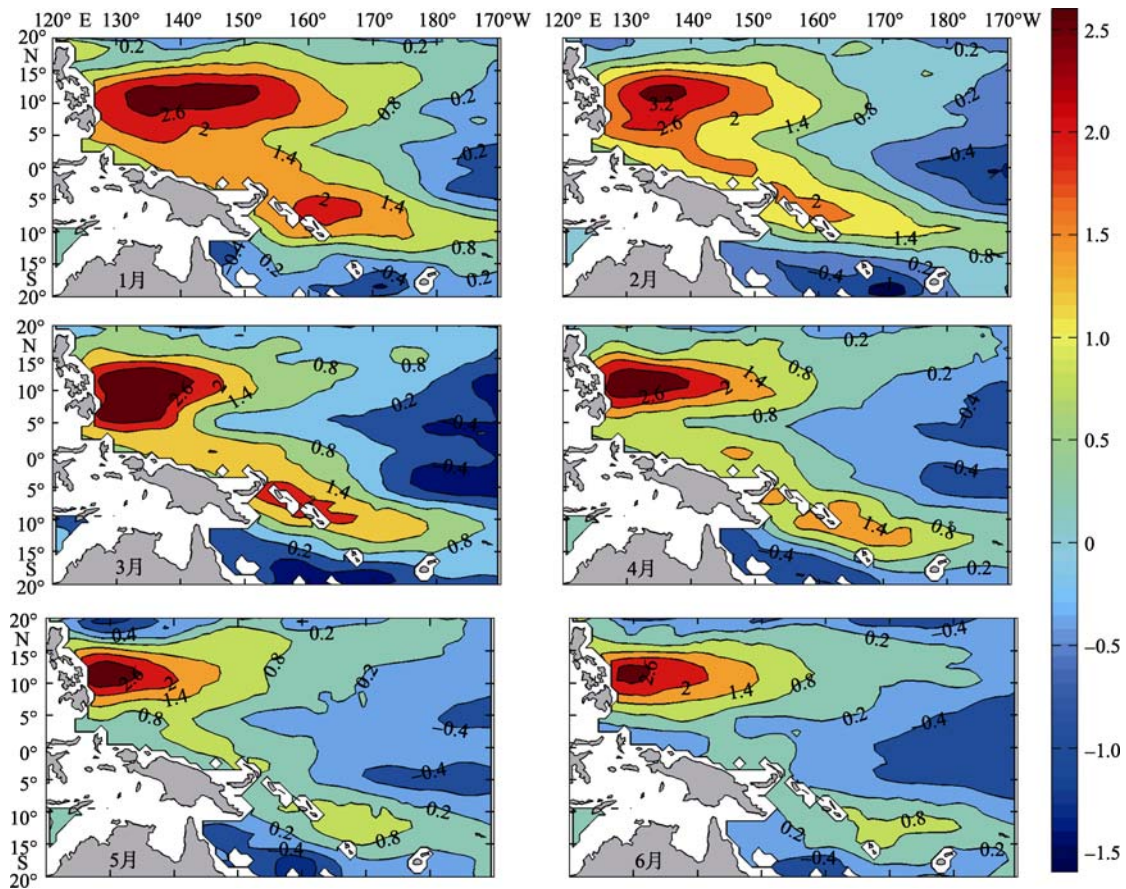


图 4 由 CSEOF 分析得到的第 1 模态空间分布(1—6 月)(等值线间隔为 0.4)

Fig. 4 January to June variation of CSEOF1 mode. The contour interval is 0.4

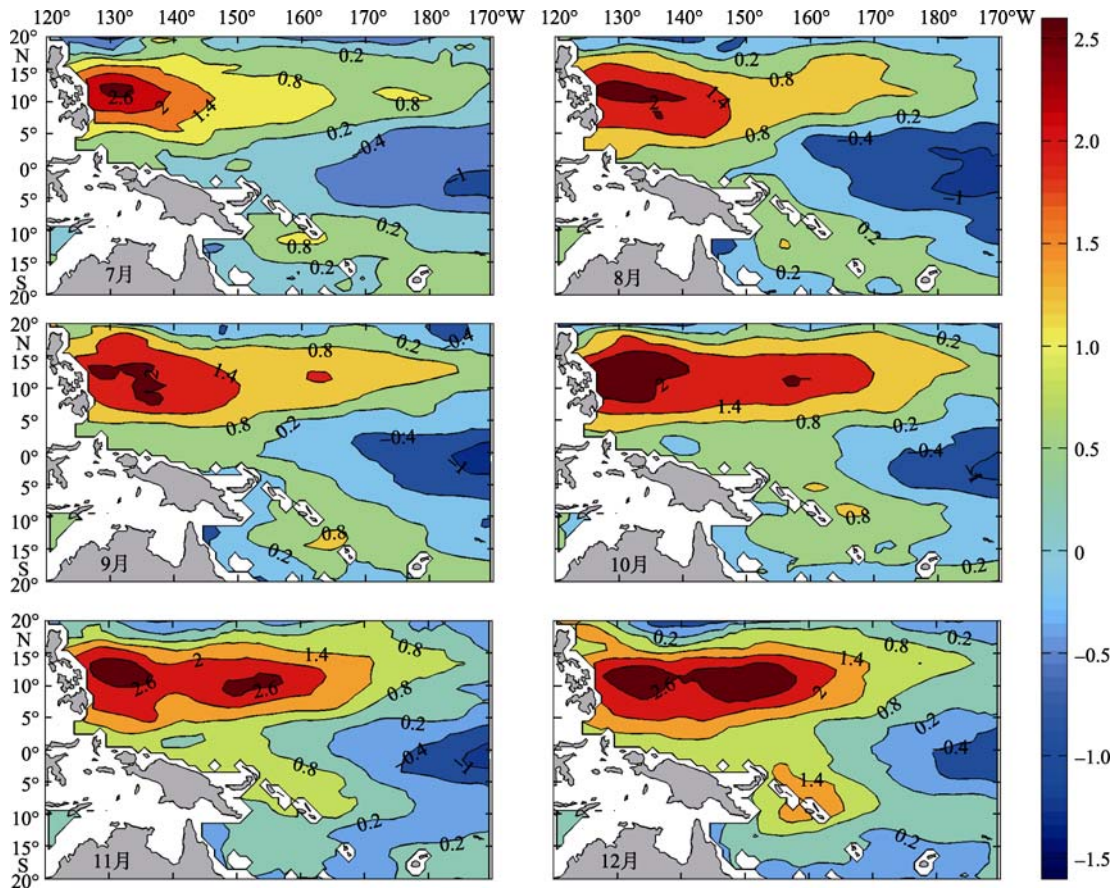


图 5 由 CSEOF 分析得到的第 1 模态空间分布(7—12 月)(等值线间隔为 0.4)

Fig. 5 Same as Fig. 4, except for July to December

变异区基本稳定于 150°E 以西海域; 而东部海域负值变异区的强度和范围则与之不同, 具有春、夏季强于秋、冬季的特点。这表明, 热带西太平洋东、西部海域热含量的季节变化并不一致。

CSEOF1 型时间系数如图 6a 所示。可以清楚地看到, 时间系数在 2001 年初、2004 年初、2006 年

末和 2007 年初则都为谷值。最大熵谱分析结果(图 7)表明, 该型时间系数具有显著的准 2a 振荡(QBO)。对比 CSEOF_1 型空间结构可知, 热带西太平洋热含量场具有东、西向的准 2a 振荡特征。当时间系数处于峰值时, 热含量呈现为西高、东低的分布形式, 而当时间系数转为谷值时,热含量则呈现为东高、西低

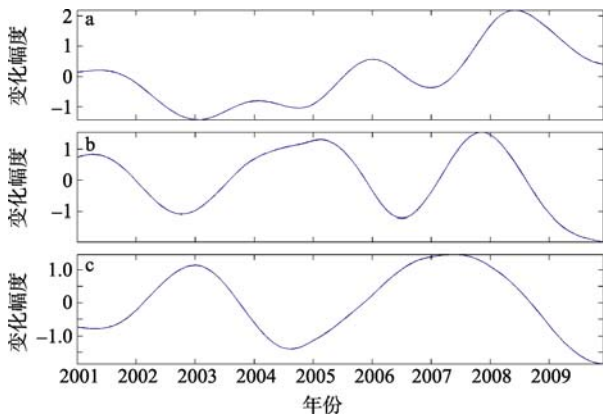


图 6 研究海域热含量场 CSEOF 分解前 3 个模态的时间序列

a. 第 1 模态, 占 51.73%; b. 第 2 模态, 占 14.75%; c. 第 3 模态, 占 9.06%

Fig. 6 Time series of the first three CSEOF modes

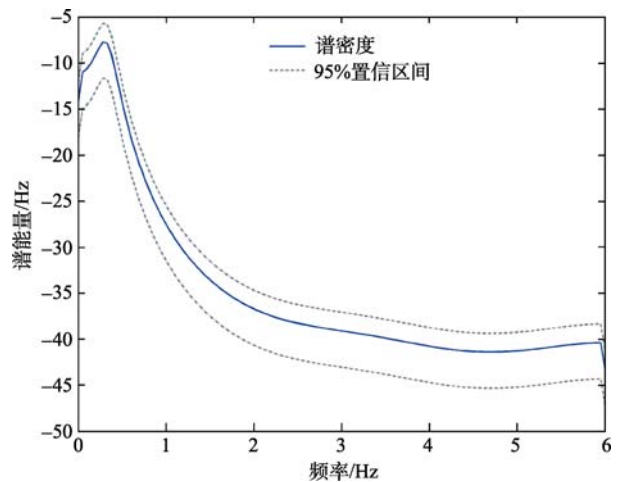


图 7 CSEOF1 时间系数的最大熵谱估计

Fig. 7 Maximum entropy spectral analysis of CSEOF1 time series

的特征。

3.2 第 2 模态(CSEOF2)的时空特征

CSEOF2 型空间分布的季节变化如图 8 所示。可以看到, 第 2 模态的空间结构与第一模态(图 4、5)明显不同, 大致呈现为负-正-负的三极式模态。其中, 在

8°N—10°S 范围内为海洋热含量正值变异区, 而在其南、北两侧则为负值变异区。但总的来说, 这些变异区的范围和强度都存在着明显的季节变化。正值变异区为秋强、春弱, 而负值变异区则为夏强、冬弱。由此可见, 正、负变异区热含量的季节变化有所不同。

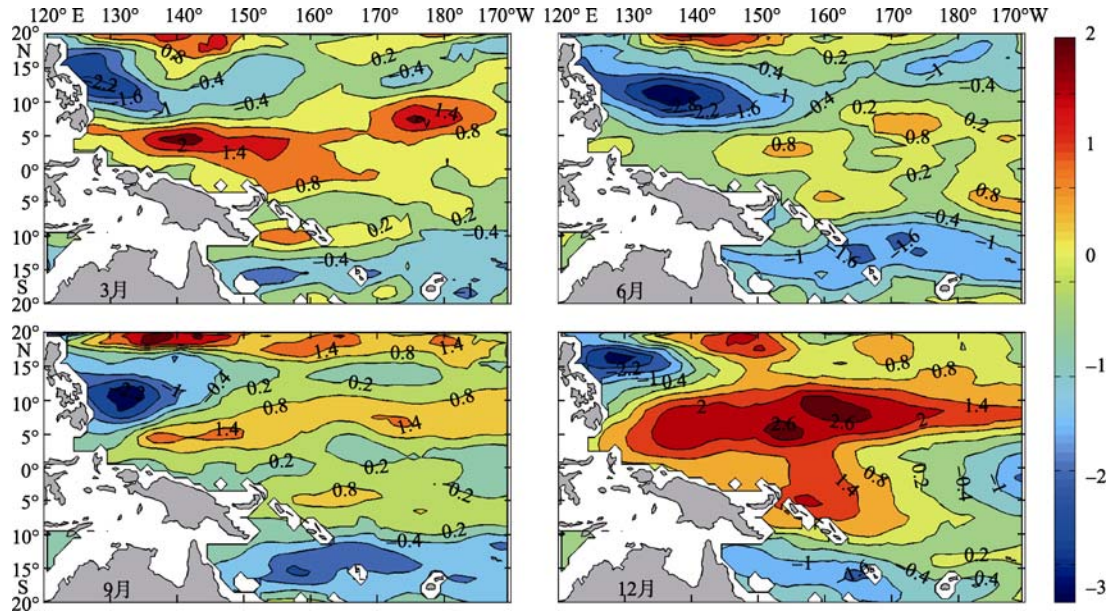


图 8 由 CSEOF 分析得到的第 2 模态空间分布等值线间隔为 0.6, 仅以 3、6、9、12 月为代表

Fig. 8 Variation of CSEOF2 mode, with the contour interval of 0.6, only for March, June, September, December as examples

由图 6b 可知, 热带西太平洋上层热含量距平场第 2 模态的时间系数具有明显的年际振荡, 但其振荡周期与第 1 模态时间系数有所不同。最大熵谱分析结果(图略)表明, 第 2 模态时间系数的主要振荡周期为准 4a。这说明, 热带西太平洋上层热含量距平场还存在着准 4a 的年际振荡, 而这种振荡的空间结构为三极式模态。

热带西太平洋上层海洋热含量异常的三极式模态及其振荡周期与 Jin^[25-26]及 Sun^[27]提出的描述与 ENSO 相关的赤道太平洋暖水(热量)变化的回复振荡(recharge oscillation)模型及热泵(heat pumping)理论较为一致, 即 El Niño 爆发前暖水在赤道太平洋区域堆积, 并在 El Niño 期间向高纬区域输送, 且热量在向高纬输送的过程中耗损, 从而形成关于赤道对称的南、北两条热含量异常信号的闭合传播路径, 该闭合传播路径分别由赤道和南、北纬 10°左右及相应的经线组成。

4 热含量变化的可能原因分析

从上面的分析中可以看到, 热带西太平洋上层海洋热含量存在着显著的准 2a 的东-西向反位相振

荡特征。那么, 这种准 2a 振荡是由什么引起的? 已有研究表明, 引起海洋上层热含量变化的原因有很多, 其中海面热通量、水平平流、垂直对流等都是其主要影响因素。但因篇幅限制, 下面主要分析 ENSO 循环和纬向风异常与热带西太平洋热含量距平场 CSEOF1 型时间系数之间的关系, 从而探讨热含量年际振荡的可能原因。

4.1 ENSO 循环对热含量年际变化的影响

众所周知, ENSO 是热带太平洋海气相互作用异常的产物, 其强周期为 3—5a, 而弱周期约为 2a^[28-32]。它的发生往往会引起热带太平洋热状态和大气环流的异常变化。为此, 我们将根据 CSEOF1 时间系数和同期 Niño3.4 指数间的关系来探讨 ENSO 循环对热带西太平洋上层海洋热含量的影响问题。

根据 ENSO 的定义, 在 2001—2009 年间共发生了 3 次 El Niño 事件(2002、2004、2006)和 1 次 La Niña 事件(2007)。其中, 2002 年 El Niño 为一次强暖事件, 该事件于 2002 年 5 月开始, 2003 年 3 月结束; 2004 和 2006 年的 2 次 El Niño 事件均较弱, 分别发生在 2004 年 6 月和 2006 年 8 月, 并分别于 2005 年 2 月

和 2007 年 1 月结束; 2007 年的 La Niña 事件于 2007 年 9 月发生, 而在 2008 年 5 月结束。

图 9 给出了 CSEOF1 时间系数和 Niño3.4 指数 ($5^{\circ}\text{S}—5^{\circ}\text{N}$, $170^{\circ}—120^{\circ}\text{W}$) 的 年 际 变 化 (经 过 了 12 个 月 的 滑 动 平 均 处 理)。为了便于对比, 已对两时间序列作了归一化处理。由图 9 可以看到, CSEOF1 时间系数与 Niño3.4 指数的变化趋势非常一致, 特别在 3 次 El Niño 事件的盛期, 时间系数都达至峰值, 而在 La Niña 事件期间, 时间系数则为最低值。相关分析结果也表明, 时间系数与 Niño3.4 指数的关系非常密切, 其同期相关系数高达 0.87 (通过了置信度为 0.01 的统计检验)。这意味着, 在 El Niño 事件期间, 热带西太平洋西部的热含量将减少, 而东部的热含量则增多; 在 La Niña 事件期间, 热含量的变化与之相反, 即西部的热含量增多, 而东部的热含量则减少, 与张启龙等^[7]的结果基本一致。这说明, 热带西太平洋上层海洋热含量的年际变化对 ENSO 循环有很好的响应。当赤道中东太平洋增(降)温时, 热带西太平洋西部的热含量减少(增多), 而东部的热含量则增多(减少)。热含量的这种年际振荡与热带太平洋主要纬向流系的年际变化有关。已有研究表明, 在 El Niño 事件期间, 北赤道流和北赤道逆流都增强^[33], 而南赤道流则减弱^[34]。北赤道逆流的增强和南赤道流的减弱有助于热带西太平洋的暖水减少, 而北赤道流的加强则使得西太平洋冷水增多, 这有利于热带西太平洋西部的热含量减少, 东部的热含量增多; 反之亦然。

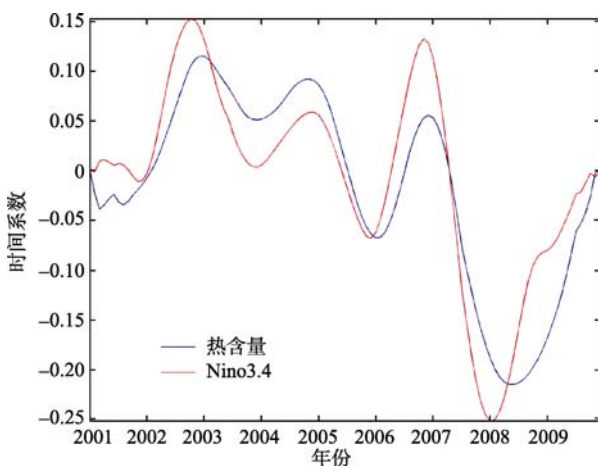


图 9 热含量 CSEOF1 型时间系数与 Niño3.4 指数的年际变化

Fig. 9 Interannual variation of CSEOF1 and Niño3.4 index

4.2 热含量年际变化对纬向风异常的响应

众所周知, 风是上层大洋运动的主要驱动力,

也是上层海洋热含量再分配的主要动力因素。为了探讨热带西太平洋上层海洋热含量年际变化对太平洋纬向风异常的响应, 我们对太平洋 ($50^{\circ}\text{S}—50^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E}—120^{\circ}\text{W}$) 纬向风异常场与热带西太平洋热含量距平场 CSEOF1 型时间系数进行了时间滞后相关分析。结果表明, 当纬向风异常超前时间系数 1 个月时, 二者的关系最密切 (图 10)。其中, 最大正相关区 ($R > 0.7$) 位于赤道西太平洋海域 ($5^{\circ}\text{S}—5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}—170^{\circ}\text{E}$), 而在其南 ($10^{\circ}—20^{\circ}\text{S}$, $155^{\circ}—175^{\circ}\text{E}$)、北 ($15^{\circ}—28^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}—170^{\circ}\text{E}$) 两侧均为弱负相关区 ($R < -0.3$)。显然, 热带西太平洋上层海洋热含量对赤道西太平洋纬向风异常约有 1 个月的滞后响应。

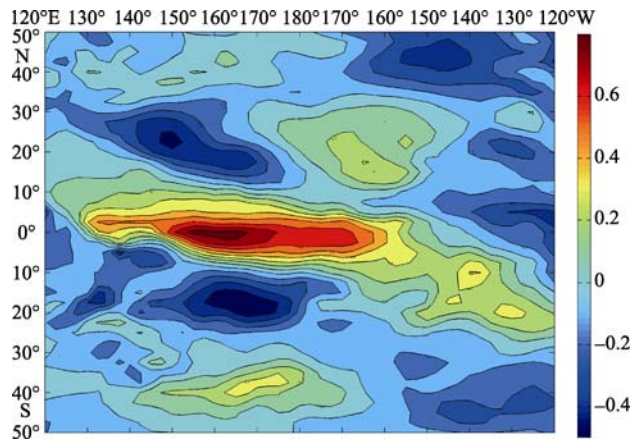


图 10 纬向风异常与热含量 CSEOF1 时间系数的相关场
Fig. 10 Correlation of time series between CSEOF1 and zonal wind

为了进一步了解热含量变化对纬向风异常响应, 我们统计了赤道西太平洋 ($5^{\circ}\text{S}—5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}—170^{\circ}\text{E}$) 区域平均纬向风异常时间序列, 并对其进行最大熵谱分析。结果表明, 纬向风异常具有准 2a 的振荡周期, 与热带西太平洋上层海洋热含量距平场 CSEOF1 型时间系数的主周期相同, 说明二者之间存在着较密切的相关关系。

纬向风异常和 CSEOF1 型时间系数的时间滞后相关分析结果如表 1 所示。由表 1 可见, 赤道西太平洋 ($5^{\circ}\text{S}—5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\text{E}—170^{\circ}\text{E}$) 区域纬向风异常超前热含量 CSEOF1 型时间系数 1—4 个月时, 两者的关系较密切, 其时的相关系数都超过了 0.6; 但在纬向风异常超前热含量时间系数 1—2 个月时, 其时的相关系数最大, 为 0.74—0.82, 都超过了 95% 的显著性检验。由此可知, 热带西太平洋热含量的年际变化对赤道西太平洋纬向风异常有约 1—2 个月的滞后响应。当赤道西太平洋盛行西(东)风异常 1—2 个月, 热带西太平洋西部的热含量将减少(增加),

而东部的热含量将增加(减少), 这与张启龙等^[12]给出的结论相近。

表 1 赤道西太平洋纬向风异常与 CSEOF1 型时间系数的滞后相关

Tab. 1 Delayed correlation of time series between CSEOF1 and zonal wind

滞后时间 /月	相关系数	滞后时间 /月	相关系数	滞后时间 /月	相关系数	滞后时间 /月	相关系数	滞后时间 /月	相关系数	滞后时间 /月	相关系数	滞后时间 /月	相关系数
1	0.8203	8	0.2608	15	-0.4964	22	-0.3988	-4	0.3652	-11	-0.2027	-18	-0.2367
2	0.7409	9	0.1517	16	-0.5442	23	-0.3629	-5	0.3019	-12	-0.2600	-19	-0.2221
3	0.6982	10	0.0220	17	-0.5373	24	-0.3277	-6	0.1662	-13	-0.2877	-20	-0.1876
4	0.6533	11	-0.1143	18	-0.5240	0	0.8047	-7	0.1024	-14	-0.3360	-21	-0.1573
5	0.5406	12	-0.2023	19	-0.5217	-1	0.7344	-8	0.0406	-15	-0.3395	-22	-0.1024
6	0.4308	13	-0.3348	20	-0.4776	-2	0.6193	-9	-0.0237	-16	-0.3173	-23	-0.0632
7	0.3313	14	-0.4011	21	-0.4381	-3	0.4926	-10	-0.1117	-17	-0.3180	-24	-0.0147

注: 表中加粗数字表示二者的相关系数较高。

如果我们把上层海洋热含量比作一个弹簧振子, 那么热含量的季节变化就如同弹簧的弹性系数, 而弹簧振子的振动周期是由其弹性系数决定的, 这也就是我们前面提到的上层海洋热含量 CSEOF 分析的嵌套时间(12 个月); 但是如果对上层海洋热含量施加外力作用, 如风场, 那么其振动模式将会受到影响而发生变化, 这可能就是热带西太平洋上层海洋热含量对于风场的响应机制。

5 结论

本文利用 CSEOF 分解法分析了热带西太平洋上层海洋热含量距平场的时空变化特征, 并探讨了 ENSO 循环与纬向风异常对热含量年际变化的影响。得到的研究结果主要如下。

1) 热带西太平洋上层海洋热含量距平场具有显著的东-西向反位相振荡特征, 而这种振荡除了有明显的季节变化外, 还存在着较强的准 2a 年际振荡。

当西部的热含量增多时, 东部的热含量将减少; 反之亦然。此外, 热含量距平场还存在着“负-正-负”三极式经向模态, 该模态除了有明显的季节变化外, 还存在着显著的准 4a 振荡。

2) 热带西太平洋上层海洋热含量距平场的准 2a 振荡与 ENSO 循环有着非常密切的联系。在 El Niño 事件期间, 热带西太平洋西部的热含量减少, 而东部的热含量增多; 在 La Niña 事件期间, 热含量的变化与之相反, 即西部的热含量减少, 而东部的热含量则增多。这与热带太平洋北赤道逆流、北赤道流和南赤道流的强弱变化有关。

3) 热带西太平洋上层海洋热含量距平场的年际变化对赤道西太平洋纬向风异常有 1—2 个月的滞后响应。这说明, 热含量的纬向振荡主要是由赤道西太平洋纬向风异常引起的。当赤道西太平洋盛行西(东)风异常 1—2 个月后, 热带西太平洋西部的热含量将减少(增多), 而东部的热含量将增多(减少)。

参考文献

[1] WYRTKI K. Some thoughts about the west Pacific warm pool[G]// 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, 1989: 99-109.

[2] 张启龙, 翁学传. 热带西太平洋暖池的某些海洋学特征[J]. 海洋科学集刊, 1997, 38: 31-38.

[3] 王宗山, 马成璞, 邹娥梅. 西太平洋水团特征的年际变化及其与某些气候因子的关系[J]. 黄渤海海洋, 1983, 1(1): 33—38.

[4] 蒲书箴, 于惠苓. 热带西太平洋上层热结构和海流异常及其对副高的影响[J]. 海洋学报, 1993, 15(1): 31-44.

[5] 陈永利, 胡敦欣. 南海夏季风爆发与西太平洋暖池区热含量及对流异常[J]. 海洋学报, 2003, 25(3): 20-31.

[6] 黄荣辉, 周连童. 我国重大气候灾害特征、形成机理和预测研究[J]. 自然灾害学报, 2002, 11(1): 1-9.

[7] 张启龙, 翁学传, 颜廷壮. 西太平洋暖池海域热含量场的变异及其影响[J]. 海洋与湖沼, 2003, 34(4): 389-396

[8] MCPHADEN M J, HAYES S P. On the variability of winds, sea surface temperature and surface layer heat content in the western equatorial Pacific[J]. J Geophys Res, 1991, 96(supplement): 3331-3342.

[9] 邹娥梅, 王宗山, TOOLE J M, 等. 赤道西太平洋的热盐含量[M]//中国海洋文集(4). 北京: 海洋出版社, 1993:

- 76-83.
- [10] 刘贇, 王东晓, 齐义泉, 等. 热带西太平洋上层热含量年际变化的区域性特征[J]. 海洋与湖沼, 2003, 34(5): 461-473.
- [11] 于卫东, 乔方利. ENSO 事件中热带太平洋上层海洋热含量变化分析[J]. 海洋科学进展, 2003, 21: 446-453.
- [12] 张启龙, 蔡榕硕, 齐庆华, 等. 西北太平洋上层热含量的时空变化[J]. 海洋科学进展, 2009, 27(2): 120-131.
- [13] SPRINGER S R, MCPHADEN M J, BUSALACHI A J. Oceanic heat content variability in the tropical Pacific during the 1982-1983 El Niño[J]. J Geophys Res, 1990, 95: 22089-22101.
- [14] HASEGAWA T, HANAWA K. Heat content variability related to ENSO events in the Pacific[J]. J Phys Oceanogr, 2003, 33: 407-421.
- [15] 李海洋, 谢强, 王东晓. 1980—1999 年热带太平洋次表层盐度年际变化同化数据分析[J]. 海洋学报, 2006, 28(6): 5-11.
- [16] 谢强, 李海洋, 王东晓. 热带太平洋盐含量的年际变化[J]. 海洋科学进展, 2009, 27(2): 155-167.
- [17] 吴晓芬, 许建平, 张启龙, 等. 基于 Argo 资料的热带西太平洋上层热含量初步研究[J]. 海洋预报, 2011, 28(4): 76-85.
- [18] KWANG Y K, GERALD R N. EOFs of Harmonizable Cyclostationary Process[J]. J Atmos Sci, 1997, 54: 2416-2427.
- [19] KWANG Y K, WU QIGANG. A comparison study of eof techniques: Analysis of nonstationary data with periodic statistics[J]. J Atmos Sci, 1999, 12: 185-199.
- [20] KWANG Y K, CHENG CHUL. Notes and correspondence on the evolution of the annual cycle in the tropical Pacific[J]. J Atmos Sci, 2001, 14: 991-994.
- [21] 许建平, 刘增宏. 中国 Argo 大洋观测网试验[M]. 北京: 气象出版社, 2007: 5-100.
- [22] HOSODA S, OHIRA T, NAKAMURA T A. Monthly mean dataset of global oceanic temperature and salinity derived from Argo float observations[J]. JAMSTEC Rep Res Dev, 2008, 8: 47-59.
- [23] KALNAY E, KANAMITSU M, KISTLER R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project[J]. Bull Amer Meteor Soc, 1996, 77: 437-470.
- [24] 国家技术监督局. GB12763 海洋调查规范——海洋调查资料处理[S]. 北京: 中国标准出版社, 1992.
- [25] JIN F. An equatorial ocean paradigm for ENSO part 1: Conceptual model[J]. J Atmos Sci, 1997, 54: 811-829.
- [26] JIN F. An equatorial ocean paradigm for ENSO part 2: A stripped-down couple model[J]. J Atmos Sci, 1997, 54: 830-847.
- [27] SUN D. The heat sources and sinks of the 1986-1987 El Niño[J]. J Climate, 1988, 13:3533-3550.
- [28] RASMUSSEN E M, CARPENTER T H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño[J]. Mon Weather Rev, 1982, 110: 354-384.
- [29] RASMUSSEN E M, WANG X, ROPELEWSKI C F. The biennial component of ENSO variability[J]. J Mar Syst, 1990, 1: 71-96.
- [30] JIANG N, NEELIN J D, GHIL M. Quasi-quadrennial and quasi-biennial variability in COADS equatorial Pacific sea surface temperature and winds[J]. Clim Dyn, 1995, 12: 101-112.
- [31] GU D, PHILANDER S G H. Secular changes of annual and inter-annual variability in the tropics during the past century[J]. J Clim, 1995, 8: 864-876.
- [32] WANG B, WANG Y. Temporal structure of the Southern Oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis [J]. J Clim, 1996, 9: 1586-1598.
- [33] 于非, 蒲书箴, 赵新, 等. 热带西太平洋主要流系的季节变化和年际变化[J]. 热带海洋, 2000, 19(1): 30-37.
- [34] JOHNSTON T M S, MERRFIELD M A. Interannual geostrophic current anomalies in the near-equatorial western Pacific[J]. J Phy Oceanogr, 2000, 30: 3-14.