

印度洋-太平洋海表温度年际变化的联合模态*

黄菲^{1,2}, 谢瑞煌¹, 黄少妮¹

(1. 中国海洋大学海洋-大气相互作用与气候实验室, 山东 青岛 266100; 2. 中国科学院大气物理研究所 LASG, 北京 100029)

摘要: 利用 1870~2004 年的 HadISST 的月平均海表面温度(SST)资料,对去除了全球增暖趋势的印度洋-太平洋海表温度异常(SSTA)作季节经验正交函数(Season-reliant Empirical Orthogonal Function, S-EOF)分解,得到了印度洋-太平洋海表温度年际变化的 2 个联合模态,并且分析了与之相对应的大气环流特征。结果表明:低频的厄尔尼诺/南方涛动(ENSO)是控制印度洋-太平洋的主导模态,能使赤道印度洋维持一异常反气旋性环流,削弱印度洋夏季风的作用并且将东印度洋暖池的暖水输送到西印度洋,印度洋 SSTA 在一年四季中都出现全海盆同号变化,因此,第一主模态是 ENSO 的低频模与印度洋海盆一致模的联合模态;第二模态表现为太平洋上准 2 a 的 ENSO 位相转换模与印度洋偶极子模的联合模态,ENSO 的位相转换发生于春季,与季风的异常转换有关,印度洋上出现异常的气旋性环流,叠加在印度洋夏季风上,增大东西印度洋的温差,在秋季出现西低东高的偶极子型海温分布,印度洋夏季风和这个模态的产生发展有很大的联系。

关键词: 海表温度; S-EOF; ENSO; 联合模态; 印度洋偶极子; 夏季风

中图分类号: P731.11

文献标志码: A

文章编号: 1672-5174(2010)01-001-09

ENSO 是热带太平洋最主要的年际异常变率的强信号,它对全球气候有重要的影响。在全球和区域的气候变化中,海洋的影响至关重要,海洋的状态变化又是由海表面温度异常(SSTA)来反映的,海温异常又通过感热和潜热变化对大气环流产生强烈的影响。

Trenberth^[1]指出 ENSO 是一种多时间尺度的事件,具有 2~8 a 的周期。Barnett^[2]讨论了 ENSO 的低频振荡(3~7 a)和准 2 a 振荡,不排除准 2 a 振荡是受季节性变化过程强迫的结果的可能。刘秦玉等^[3]通过一个概念模式提出在季风作用下赤道远西太平洋准 2 a 振荡和 ENSO 相互作用可以使 1 个 3~5 a 周期的 ENSO 振荡变为准 2 a 振荡。在研究 ENSO 现象中普遍使用的经验正交函数(Empirical Orthogonal Function, EOF)分解不能将 ENSO 的各时间尺度分量相互分离,Wang 等^[4]发展了 1 种季节经验正交函数(Season-reliant EOF, S-EOF)分解方法,在分离 ENSO 的低频振荡和准 2 a 振荡方面取得了令人满意的效果。

印度洋的海温变化和太平洋是有联系的,一方面热带太平洋可以通过印度尼西亚贯穿流向印度洋输入大量的暖水和盐,不仅对印度洋的环流、热结构有重要影响,还影响太平洋暖池的变化^[5-6],另一方面热带地区的纬向环流通过海气相互作用也可以使这 2 个海盆的海温发生变化,例如 Lau 和 Nath^[7]首先提出的“大气桥”机制,Stephen 等^[8]的“热带大气桥”理论,认为与

ENSO 有关的大气环流异常导致蒸发和云量的异常,从而影响了进入其他海盆的净热通量变化并产生了局地的海表温度异常。吴国雄等^[9]指出赤道印度洋和东太平洋海表温度年际变化之间显著正相关是由赤道印度洋上空纬向季风环流和太平洋上空 Walker 环流之间齿轮式耦合造成的。

由于印度洋和太平洋的这些联系,热带印度洋海温最为显著的年际变率信号就是和 ENSO 相应的全海盆一致的增暖;Saji 等^[10]还发现热带印度洋 SSTA 存在东西向的“偶极子”结构(Indian Ocean dipole, IOD),认为它可能是局地海气相互作用产生的。但是也有研究认为印度洋“偶极子”与 ENSO 是通过 Walker 环流相互影响的^[11-12]。谭言科等^[13]利用小波凝聚谱的方法揭示了印度洋 SSTA 从偶极到单极的变化对应着 El Niño 从发展到衰减的过程,赵姗姗等^[14]发现 1976/77 以前的秋季热带印度洋 SSTA 的年际变率的主导模态是全海盆一致的变化,而 1976/77 年以后的秋季则表现为偶极子模态,并且和 ENSO 的发生位相同步。基于这些联系,学者通常将印度洋和太平洋做为 1 个整体进行研究,琚建华等^[15]定义了太平洋-印度洋海温异常模态的指数,郑冬梅等^[16]则从海洋上层热含量的角度定义了热带印度洋-太平洋热力异常的联合模态指数,能较好地反映太平洋的 ENSO 和印度洋的偶极子事件的基本信息。武术等^[17-18]发现热带太平

* 基金项目:中国科学院知识创新工程领域前沿项目(IAP07308);国家自然科学基金项目(10735030,40830106);国家重点基础研究发展计划项目(2005CB422301);高等学校创新引智计划项目(B07036)资助

收稿日期:2008-12-09;修订日期:2009-04-02

作者简介:黄菲(1971-),女,教授,博导。E-mail:huangf@ouc.edu.cn

洋-印度洋上层热含量、海面温度、海面风的年际变化的第一模态是 ENSO 型的,第二模态则是 ENSO 过渡型,第一模态可能主要是通过海洋波动的传播过程调整到第二模态的,巢纪平等^[19]分析了热带太平洋-印度洋次表层海温距平的变化后指出:在热带印度洋和太平洋都存在海温距平的偶极子模态,即在赤道附近大洋东、西 2 个部分的海温距平在不少年份呈反符号分布,并且是 Walker 环流异常把两大洋的海温距平变化联系起来。因此,在热带太平洋-印度洋这 2 个关键海区,许多的气象要素和水文要素都在空间时间上表现出一定的一致性。

综上所述,不同的学者对太平洋-印度洋的 SSTA 的模式及 2 个海盆之间的联系做了探讨,但很少涉及 2 个海盆相互作用的季节性变化,Wang 等的 S-EOF 方法为研究太平洋的 ENSO 及其对印度洋的影响的季节演变提供了新的方法,因此本文对太平洋、印度洋的海表温度距平作为一个整体进行分析,并探讨了 2 个海盆上空大气环流异常变化和海温异常之间的联系。

1 资料与处理方法

本文采用了 Hadley Center 的海表面温度资料集 1870 年 1 月~2004 年 12 月的 135 a SST 月平均资料,空间范围为 $30.5^{\circ}\text{S}\sim 59.5^{\circ}\text{N}$, $40.5^{\circ}\text{E}\sim 79.5^{\circ}\text{W}$,空间分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 。500 hPa 的垂直运动速度、850 hPa 和 200 hPa 的风场资料来源于 NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research)再分析资料,空间范围与 SST 资料相同,水平分辨率为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$,时间跨度为 1948 年 1 月~2004 年 12 月。

按照 S-EOF 方法的思想,要先把资料按季节顺序排列,本文考虑到 ENSO 在北半球冬季有“锁相”现象,并且做了不同季节顺序的敏感性比较,发现把资料按冬/春/夏/秋的顺序排列能最清晰地揭示 ENSO 的季节性演变。本文所用的季节划分为:12(-1)/1/2(0)月为冬季,3/4/5(0)月为春季,6/7/8(0)月为夏季,9/10/11(0)月为秋季,这里的(0)表示当年,(-1)表示前一年。

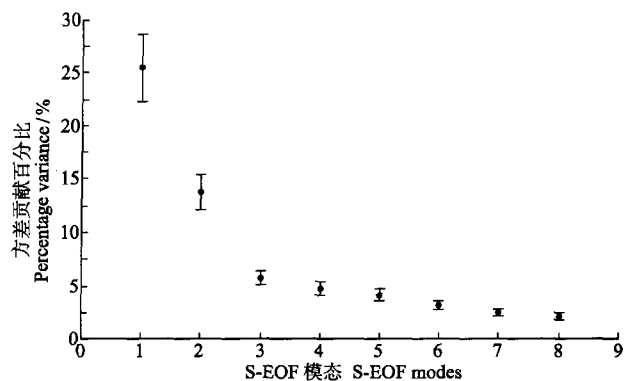
本文对去除了全球变暖的趋势的印度洋-太平洋的 SSTA 场进行 S-EOF 分解,得到了各模态的空间向量,并对相应的模态的时间序列作功率谱分析^[20]。本

文中的 Nino 3.4 指数和印度洋偶极子指数 (IOD index) 均来自于该 SSTA 场,印度洋偶极子指数的定义参照文献^[10]。由于 NCEP/NCAR 再分析资料中的 500 hPa 垂直运动速度场、850 和 200 hPa 风场资料的时间跨度和 SST 资料的不一致,本文只对 1949~2004 年的 SSTA 场、500 hPa 垂直运动速度异常场、850 和 200 hPa 风场与同期的时间系数作线性回归分析,并回归出下一个冬季的 SSTA 场、500 hPa 垂直运动速度异常场和 850,200 hPa 风场。由于各模态的时间系数已经作了标准化处理,这样回归系数就表示时间系数变化 1 个标准偏差时,印度洋-太平洋的 SST,500 hPa 垂直运动速度和 850,200 hPa 风场的相应变化。

2 印度洋-太平洋 SSTA 的主要模态

对处理好的印度洋-太平洋 SSTA 场作 S-EOF 分解,得到前 8 个模态,其特征值的方差贡献如图 1 所示。

前 8 个模态的总方差贡献为 61.7%,第一、二个模态的方差贡献分别为 25.4% 和 13.7%,按照 North 等^[21]的法则,根据误差棒长短可以判断:第一和第二模态有显著差别,第二和第三模态也可以相互区别,前 2 个模态是相互独立的;但是第三模态以上的模态都不能相互区别,因此本文重点讨论前 2 个模态。



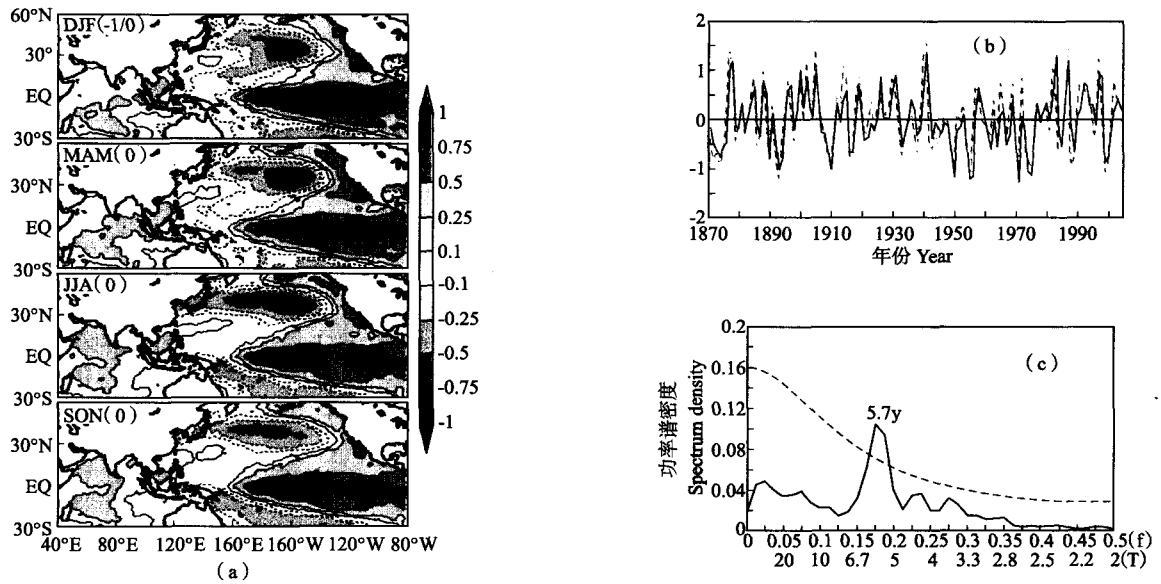
(误差棒表示抽样误差的标准差 The error bars represent one standard deviation of the sampling errors)

图 1 前 8 个 S-EOF 模态解释的方差

Fig. 1 Percentage variance (%) explained by the first eight S-EOF modes

2.1 太平洋的 ENSO 模和印度洋的海盆一致模

S-EOF 的结果表明,第一模态解释了 25.4% 的总方差,其空间分布如图 2(a)。



(a),时间系数(b,蓝实线),Nino3.4指数(b,红虚线)和该模态时间系数的周期(c),黑色虚线为红噪声谱99%置信上限 The black dashed line represents the 99% upper limit of red noise spectrum)

图2 印度洋-太平洋 SSTA 的 S-EOF 分解第一模态的空间向量

Fig. 2 The spatial distribution(a)and the time series(b, blue solid line) of the first S-EOF mode of Indian-Pacific Ocean SSTA Nino3.4 index(b, red dashed line), and its power spectrum density(c)

在太平洋海区,赤道中东太平洋4季为正异常,以赤道为轴对称地分布,季节变化很小,太平洋的这种空间分布与单独对太平洋 SSTA 做 S-EOF 分解得到的第一模态的空间分布型类似(图略)。赤道西太平洋的负异常和赤道中东太平洋的正异常随季节减弱。南北太平洋中纬度为负异常,且北太平洋有明显的负异常中心,与 An 和 Wang^[22]讨论过的北太平洋强迫模很相似,是由于热带太平洋 ENSO 通过大气遥相关使北太平洋的海温发生异常而产生的。印度洋表现出与赤道中东太平洋一致的增暖,没有显著的增暖中心,这是印度洋海盆一致模(Indian Ocean Basin Mode, IOBM)^[23],是印度洋对低频 ENSO 的响应,其机制来源于热带中东太平洋通过“大气桥”对印度洋海表热通量的影响。南海海域也有比较显著的增暖。

该模态的时间系数表示了所有的 El Niño/La Niña 事件,从中还可以看到 1942/1943 年的冷跃变和 1976/1977 年的暖跃变。对时间系数进行功率谱分析发现,其变化周期为 5~6 a,中心周期为 5.7 a(见图 3c),该时间系数与 Nino3.4 指数的相关系数达到了 0.84,远远超过 99% 置信度检验。这些特征都和单独对太平洋 SSTA 做 S-EOF 的结果一致(图略),说明印度洋-太平洋 SSTA 变化的第一模态是与 ENSO 紧密联系的,因此将这个模态定义为热带印度洋-太平洋海温异常的第一个联合模态。

2.2 太平洋 ENSO 的位相转换模与印度洋的偶极子模

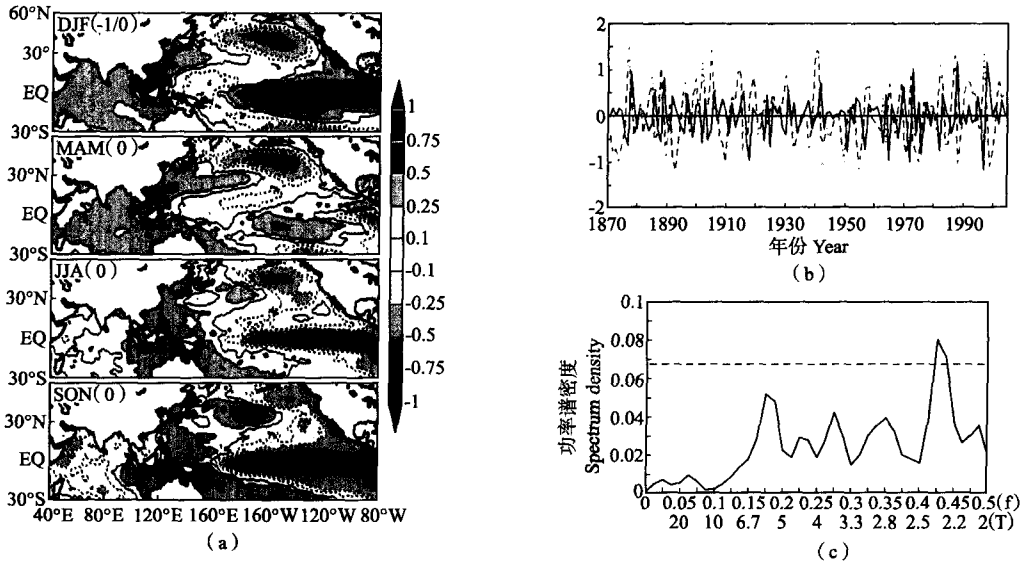
印度洋-太平洋 SSTA 的 S-EOF 第二模态解释了

13.7% 的总方差,其空间向量如图 3(a)。赤道中东太平洋冬季显著正异常,春季赤道中太平洋正异常减弱东太平洋开始出现负异常,夏季和秋季负异常区域持续扩大强度增强,呈现了 1 个 El Niño 向 La Niña 转变的过程。从冬季到秋季,黑潮延伸体区域正异常范围逐渐扩大,北太平洋中部的负异常强度减弱且向东北太平洋移动,秋季时该区域出现正异常,北美西岸转为了负异常,与赤道中东太平洋的负异常连为一体。连接赤道太平洋和印度洋的海域的 SSTA 没有明显的季节变化。而在印度洋,冬季时还是和 El Niño 相联系的全海盆正异常,春季到夏季西印度洋正异常逐渐减弱,到秋季时出现了西印度洋负异常东南印度洋正异常的“偶极子”模态(Indian Ocean Dipole Mode, IODM),这个变化过程还表明西印度洋与热带东太平洋的海温变化是正相关的。

从第二模态的时间系数可以看到明显的高频振荡趋势,特别是 1880~1940 年,1970~2000 年,而且 1970~2000 年的振荡还表现为 El Niño/La Niña 的频繁转换,这也意味着近 30 a 中 El Niño 发生的频率在增加。该时间系数滞后 1 a 与 Nino3.4 指数达到最大正相关(见图 4),这说明第二模态和 ENSO 有紧密联系;从图 4 还可以看出,PC2 滞后 1 a 与 IOD 指数也达到最大正相关,说明 ENSO 的位相转换总趋向于在印度洋发生偶极子事件后 1 a 发生。对该时间系数作功率谱分析,结果显示该模态有 2.4 a 的中心周期,其它时间尺度的变化不显著。与单独对太平洋 SSTA 作

S-EOF分析的第二模态相比(图略),太平洋上空间向量的分布是相似的,但是时间系数的功率谱显示除了2.4 a还有5.7 a的周期,这可能是印度洋季风的准2 a振荡或者印-澳季风区对流层2 a振荡与 ENSO 相耦合,使准2 a的振荡更突出。这个模态无论是空间向量

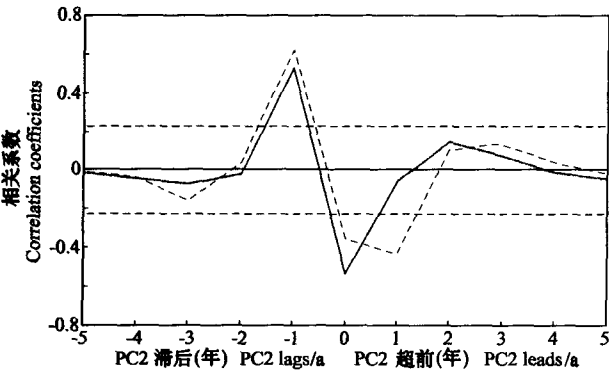
的分布还是时间系数表现出的振荡趋势都和 Barnett^[2]讨论的 ENSO 的准2 a 振荡很相似。由于赤道中东太平洋与赤道西印度洋海温异常的位相变化的一致性,将这个模态定义为热带印度洋-太平洋海温异常的第二个联合模态。



(黑色虚线为白噪声谱 99%置信上限 the black dashed line represents the 99% upper limit of white noise spectrum)

图3 印度洋-太平洋 SSTA 的 S-EOF 分解第二模态的空间向量(a),时间系数(b, 蓝实线), Nino3.4 指数(b, 红虚线)和该模态时间系数功率谱分析(c)

Fig. 3 The spatial distribution(a)and the time series(b, blue solid line) of the second S-EOF mode of Indian-Pacific Ocean SSTA and Nino3.4 index(b, red dashed line), and its power spectrum density(c)



(红色虚线为 PC2 与 Nino 3.4 指数的相关系数,蓝色实线为 PC2 与 IOD 指数的相关系数,黑色虚线是 99%置信度检验线。Red dashed line) between PC2 and Nino3.4 index, the coefficients(blue solid line) between PC2 and IOD index, and the 99% confidence upper limit of the correlation coefficients(black dashed line).)

图4 S-EOF 第二模态时间系数(PC2)与 Nino3.4 指数、IOD 指数的超前滞后相关系数

Fig. 4 Lagged and leading correlation coefficients

3 印度洋-太平洋联合模态的海气耦合特征

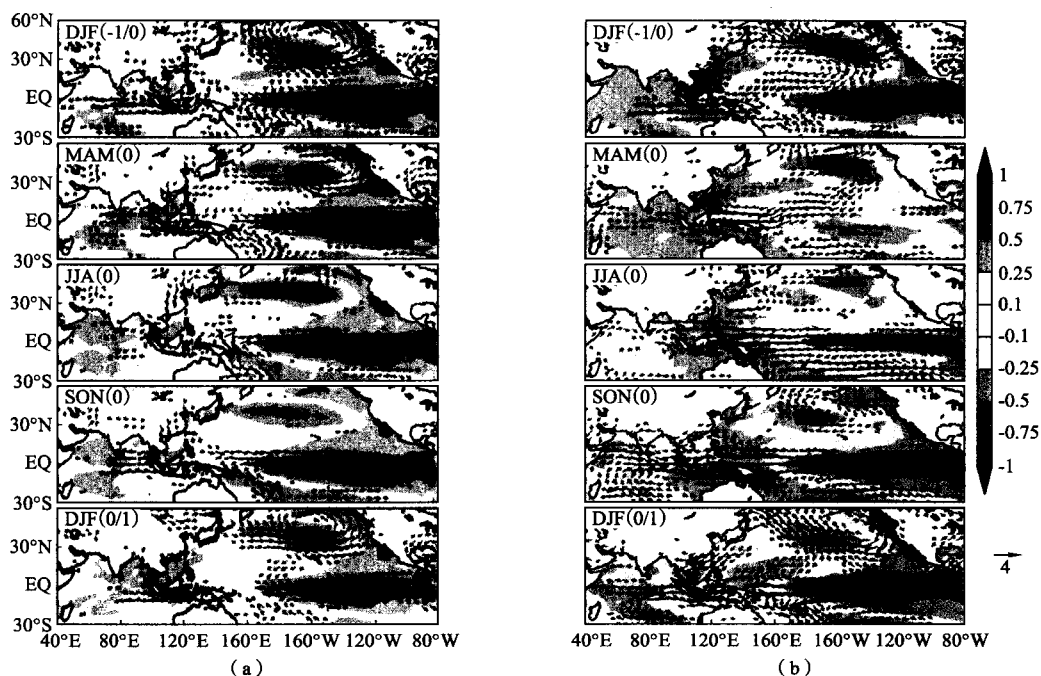
前面的讨论给出了印度洋-太平洋 SSTA 的 2 个与 ENSO 相联系的联合模态,这 2 个模态的共同特征

是热带西印度洋与热带东太平洋的海温变化是正相关的。印度洋-太平洋出现这种联系不是偶然的,2 个海盆通过水道相连接,1 个海盆的温度变化可以通过海洋过程影响另一个海盆,但是海洋过程是慢过程,表面风场变化才是联系太平洋和印度洋 SSTA 变化的桥梁^[24-25]。

将 1949 年 12 月~2004 年 11 月的印度洋-太平洋 SSTA 和 850 hPa 异常风场对前文讨论的 2 个模态的时间系数作线性回归,结果如图 5 所示。从对第一模态的时间系数的回归系数分布(图 5a)中可以看到,从冬季到夏季,赤道中东太平洋和印度洋 SSTA 都是正异常,海洋大陆、南北太平洋马蹄形伸展区和北太平洋中部 SSTA 为负异常,而且都随着季节变化强度减弱, SSTA 的分布表明这是 ENSO 达到成熟位相后的缓慢减弱过程。850 hPa 异常风场的变化和 SSTA 的变化是对应的。从冬季到夏季赤道中东太平洋上空出现与 ENSO 相联系的西风异常,并且随季节变化逐渐减弱;在 ENSO 达到成熟位相时的冬季和接下来的春季,有 1 个异常的反气旋维持在菲律宾海上空,这可以用 Wang 等^[26]的太平洋-东亚遥相关机制来解释:赤道中太平洋增暖可以在其西部激发一向赤道的东北风,使

东北信风增强,总风速的增大加强赤道西太平洋的蒸发冷却,导致对流加热被抑制,冷却效应就以罗斯贝波的形式在冷却区的西部和北部(菲律宾海)激发异常反气旋,随着中太平洋增暖的减弱,这种机制也减弱。北太平洋中部的气旋性异常环流在冬、春季节内都存在并随季节减弱,这是 ENSO 模和北太平洋模都减弱的结果^[27]。联系到 500 hPa 的垂直运动速度和 200 hPa 的异常风场(见图 6a),赤道中东太平洋上空的异常上升运动和高空的异常东风减弱,北太平洋和海洋大陆等冷却区上空的异常下沉运动均减弱,这些环流的变弱都是和 El Niño 的衰减相联系的。热带印度洋的东

风异常在 ENSO 的整个衰减期内都比较明显,并且在南印度洋上维持一异常反气旋性环流,其北部的异常东风有利于东印度洋暖池表层暖水向西输送,使热带西印度洋温度升高,暖区扩大。从图 6a 可以看出,随着 El Niño 的减弱,印度洋上空 500 hPa 的上升运动减弱。南印度洋的海温分布具有明显的纬向不均匀性,呈西高东低型,这种分布型的季节变化不大。Annamalai 等^[28]认为印度洋单极暖异常可以在东印度洋和中西太平洋上诱发东风,削弱与 El Niño 联系的西风异常,从而对 El Niño 有减弱的作用,本文的结果也符合这种关系。



(SSTA 的单位是 $^{\circ}\text{C}$, 风异常的单位是 m/s Units of SSTA and wind anomalies are $^{\circ}\text{C}$ and m/s , respectively)

图 5 印度洋-太平洋 SSTA 和 850 hPa 异常风场对 S-EOF 第一模态(a)、第二模态(b)的时间系数的线性回归系数分布

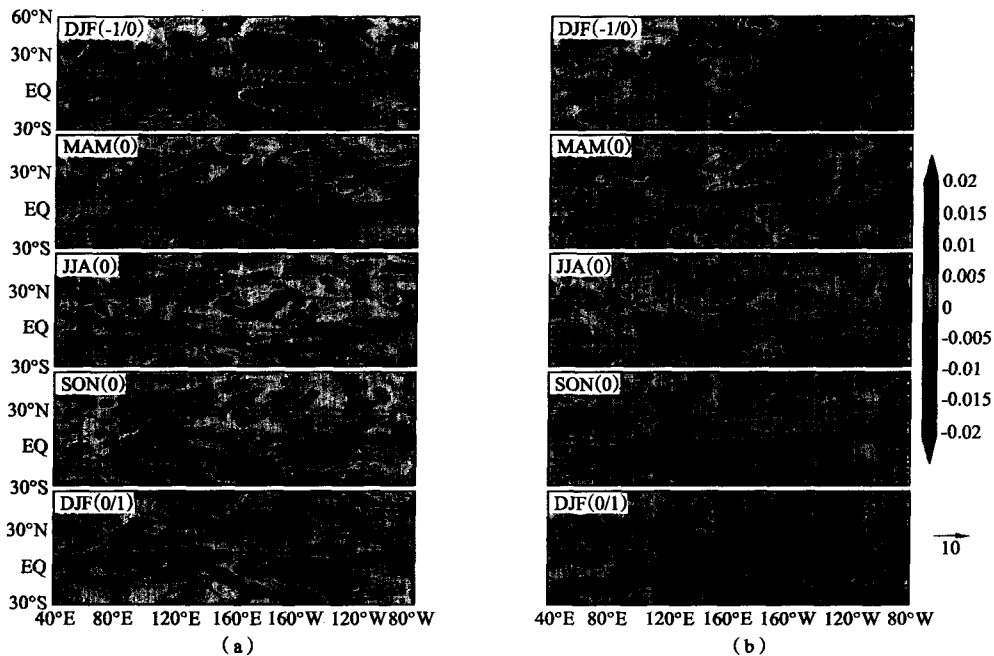
Fig. 5 Linear regression coefficients distribution of SSTA in Indo-Pacific Ocean and wind anomalies against the temporal coefficients of the first (a) and the second (b) S-EOF mode

第二个联合模态的时间系数与印度洋-太平洋 SSTA 和 850 hPa 风场异常的回归分布如图 5(b) 所示。可以看到冬季时赤道中东太平洋还是对应着 ENSO 暖位相的 SSTA 正异常,春季时东太平洋开始出现 SSTA 负异常并在接下来的 2 个季节里 SSTA 向西传播,而且强度增大,呈现了 1 个完整的 El Niño 向 La Niña 转变的过程。西北太平洋和黑潮延伸体的 SSTA 在这 4 个季节内都是正异常,范围随季节扩大。在印度洋可以清楚地看到 1 个海温单极子向偶极子转化的过程,冬季全海盆 SSTA 为一致的正异常,从春季到秋季西印度洋 SSTA 逐渐转为负异常,这和 Saji 等^[10]描述的偶极子是反位相的。从回归的 850 hPa 异常风场来看,冬季赤道中东太平洋的异常西风在春季时迅速减弱,西太平洋上的异常东风迅速建立,随着赤道中东太

平洋 SSTA 负异常强度的增强和范围的扩大,该区域的异常东风增强。菲律宾海冬季和春季的 SSTA 负异常在夏季和秋季已经转为正异常,但是在菲律宾海和黑潮延伸体的异常反气旋仍能维持,因为这个异常反气旋东部的 SSTA 负异常可以激发 1 个下沉的大气罗斯贝波,使本应向西移动并逐渐衰减的异常反气旋得到补偿,同时,异常反气旋本身也在海洋中激发东冷西暖的海温偶极子,形成 1 个正反馈^[29]。La Niña 发展年的春季 Walker 环流上升支西移至印尼群岛上空(见图 6b),赤道东印度洋上空的异常西风和赤道西太平洋上的异常东风在此辐合上升。印度洋的海温偶极子型和 850 hPa 异常风场有很好的匹配关系,春夏秋 3 个季节印度洋 850 hPa 异常风场和印度洋季风叠加,夏季风增强,季风控制的东暖西冷型海温梯度不断

增大,并且北半球夏季东印度洋暖池范围开始东缩,秋季时东西海温差异到达最大,呈现偶极子型分布。从图 5b 和图 6b 还可以看到,北半球中纬度的 850 hPa 异常风场和 500 hPa 的异常垂直运动速度都没有很大的转变,赤道上的 SSTA 也没有发生明显的冷暖位相变化,冬季赤道印度洋异常东风在接下来的春季突然变为异常西风,赤道西太平洋的异常东风也迅速增大,这可能和印度洋季风爆发有关系。相应地,冬季印尼群岛上空的异常下沉气流在春季也迅速变为异常上升气流,对应于 S-EOF 第二模态的印度洋-太平洋 SSTA

变化滞后于风场的变化,暗示着这个模态与印度洋夏季季风有很大的联系。从图 5b 可以看到南海的 SSTA 在 La Niña 发展年逐渐由正异常变为负异常,由于赤道西太平洋在之前的季节中持续增暖,基于 Gill 模型的思想^[30],加热区的西侧会出现气旋中心,因此秋季和接下来的冬季 850 hPa 上维持一异常的气旋,该异常气旋加强南海的冬季风,使澳大利亚西北部的越赤道气流增强,进而增强澳大利亚西北部的异常气旋,相应的澳大利亚夏季风也得到增强。从图 6b 也可看到秋季和冬季(南半球为夏季)澳大利亚西北的上升气流增强。



(垂直运动速度异常的单位为 hPa/s,风异常的单位是 m/s Units of vertical motion velocity anomalies and wind anomalies are hPa/s and m/s, respectively)

图 6 印度洋-太平洋 500 hPa 垂直运动速度异常和 200 hPa 异常风场对 S-EOF 第一模态(a)、第二模态(b)的时间系数的线性回归系数分布

Fig. 6 Linear regression coefficients distribution of vertical motion velocity anomalies at 500 hPa level over Indo-Pacific Ocean against the temporal coefficients of the first (a) and second (b) S-EOF mode

4 结论与讨论

通过分析 134 a 印度洋-太平洋 SSTA 前 2 个 S-EOF 模态的时空特征,得到以下的结论:

印度洋-太平洋 SSTA 的有 2 个联合模态,第一个是热带太平洋的低频 ENSO 模和印度洋的海盆一致模,其方差贡献为 25.4%,表现为 5~6 a 周期的年际变化,这个模态在印度洋-太平洋的 SST 年际变化中起主导作用;第二个联合模态是 ENSO 的转换模和印度洋的偶极子模,方差贡献为 13.7%,表现为热带太平洋 El Niño 向 La Niña 转变和印度洋 SSTA 由单极向偶极的转换,具有准 2 a 的变化特征。

大气环流对 ENSO 低频和准 2 a 振荡的响应如图

7 所示:热带中东太平洋 El Niño 缓慢衰减阶段,菲律宾海上空在冬、春两季维持 1 个反气旋,之后迅速减弱消失,印度洋维持 1 个异常反气旋,减弱印度洋上的盛行季风,有助于印度洋出现全海盆一致的增暖;热带中东太平洋快速冷却(La Niña)发生时,印尼群岛上空的异常下沉气流在春季时迅速转变为异常上升气流,连接印度洋的西风异常和太平洋的东风异常,有利于印度洋的异常气旋性环流的维持,加强夏季风,使印度洋在秋季出现西低东高的海温偶极子型分布。春季赤道印度洋上空 850 hPa 的异常西风 and 海洋大陆上空 500 hPa 的异常垂直运动由下沉到上升的突变,都对 ENSO 暖位相向冷位相的转变有预报意义。

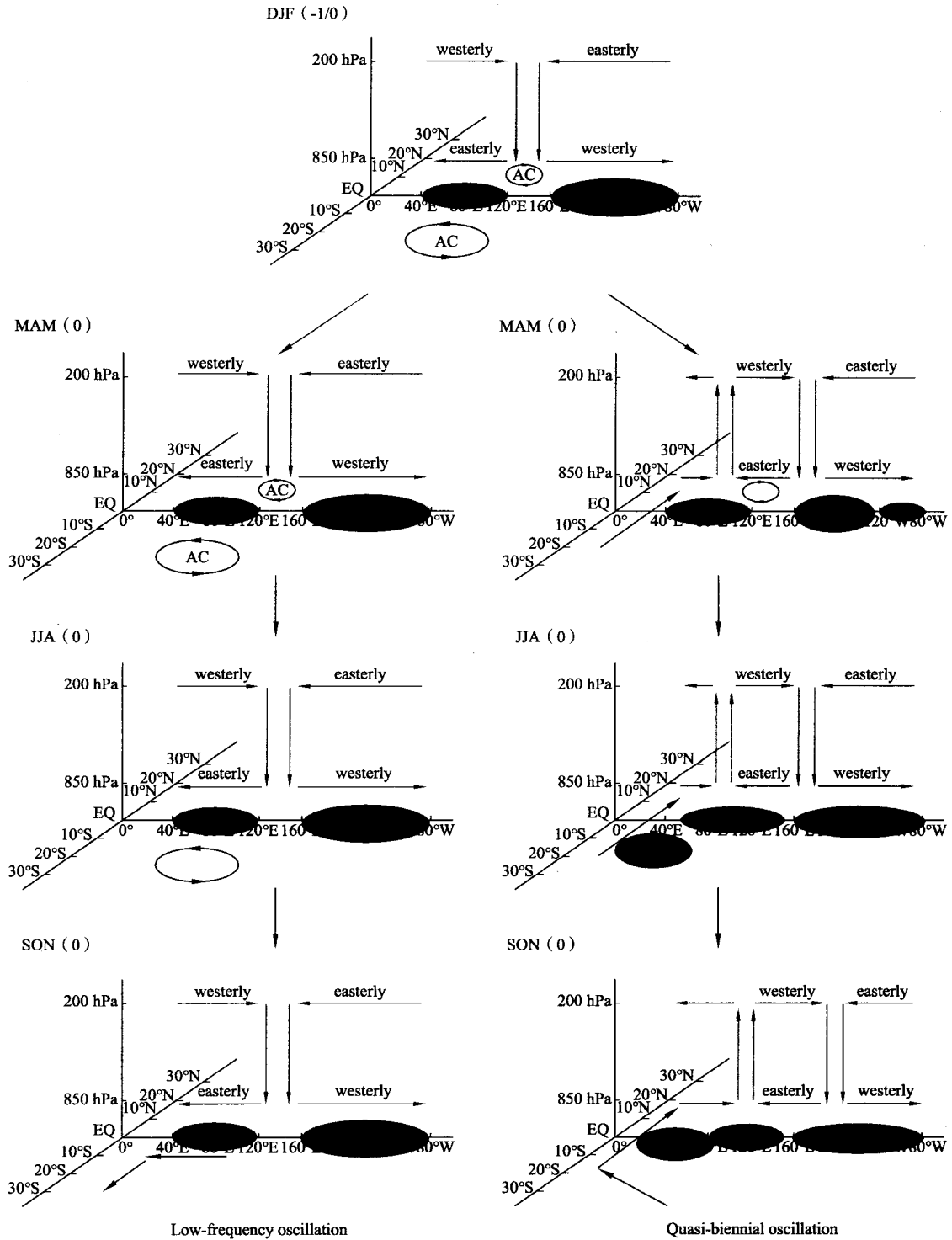


图 7 ENSO 的低频振荡(左图)和准 2 a 振荡(右图)及大气环流的响应的示意图
 Fig. 7 Schematic diagram of low-frequency oscillation(left side), quasi-biennial oscillation (right side) and the response of the atmospheric circulation

本文对印度洋-太平洋的温度变化和海气耦合特征作了些初步的探讨, 结合 850 hPa 的风场和印度洋季风分析了太平洋 SST 的变化对印度洋的影响, 但是在 ENSO 位相转换过程中赤道印度洋上空低层风和印尼群岛上空大气垂直运动的春季突变的机制还不清

楚, 这需要更深入的研究。

致谢: 本文的工作得到中国海洋大学海洋环境学院刘秦玉教授和美国夏威夷大学王斌教授的指导, 在此表示感谢。

参考文献:

- [1] Trenberth K E. Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1976, 102: 639-654.
- [2] Barnett T P. The interaction of multiple time scales in the tropical climate system [J]. *J Clim*, 1991, 4: 269-285.
- [3] 刘秦玉, LIU Zhengyu, 潘爱军. 厄尔尼诺/南方涛动与赤道远西太平洋准两年周期振荡之间相互作用的概念模式 [J]. *中国科学 D 辑地球科学*, 2006, 36(1): 90-97.
- [4] Wang B, An S I. A method for detecting season-dependent modes of climate variability: S-EOF analysis. *Geophys [J]. Res Lett*, 2005, 32: L15710.
- [5] Meyers G. Variation of Indonesian throughflow and the El Niño-Southern Oscillation [J]. *J Geophys Res*, 1996, 101(C5): 12255-12263.
- [6] Matthew H, England, Fei Huang. On the interannual variability of the Indonesian throughflow and its linkage with ENSO [J]. *J Clim*, 2005, 18: 1435-1444.
- [7] Lau N C, Nath M J. The role of the atmospheric bridge in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies [J]. *J Clim*, 1996, 9: 2036-2057.
- [8] Stephen A K, Brain J Soden, Lau N C. Remote sea surface temperature variations during ENSO: evidence for a tropical atmospheric bridge [J]. *J Clim*, 1999, 12: 917-931.
- [9] 吴国雄, 孟文. 赤道印度洋-太平洋海气系统的齿轮式耦合和 ENSO 事件 I. 资料分析 [J]. *大气科学*, 1998, 22(4): 470-480.
- [10] Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean [J]. *Nature*, 1999, 401: 360-363.
- [11] Yu L, Rienecker M M. Mechanisms for the Indian Ocean warming during the 1997~1998 El Niño [J]. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 735-738.
- [12] 李崇银, 穆明权, 潘静. 印度洋海温偶极子和太平洋海温异常 [J]. *科学通报*, 2001, 46(20): 1747-1751.
- [13] 谭言科, 张人禾, 何金海, 等. 热带印度洋海温的年际变化与 ENSO [J]. *气象学报*, 2004, 62(6): 831-840.
- [14] 赵姗姗, 周天军, 杨修群, 等. 1976/1977 年前后热带印度洋海面温度年际异常的变化 [J]. *大气科学*, 2008, 32(2): 371-379.
- [15] 据建华, 陈琳玲, 李崇银. 太平洋-印度洋海温异常模态及其指数定义的初步研究 [J]. *热带气象学报*, 2004, 20(6): 617-624.
- [16] 郑冬梅, 张启龙. 热带印度洋-太平洋热力异常联合模及其指数定义研究 [J]. *海洋科学进展*, 2008, 26(1): 8-16.
- [17] 武术, 刘秦玉, 胡瑞金. 热带太平洋-印度洋上层热含量年际变化的主模态 [J]. *中国海洋大学学报: 自然科学版*, 2007, 37(3): 365-371.
- [18] 武术, 刘秦玉, 胡瑞金. 热带太平洋-南海-印度洋海面风与海面温度年际变化整体耦合的主模态 [J]. *中国海洋大学学报: 自然科学版*, 2005, 35(4): 521-526.
- [19] 巢纪平, 袁绍宇. 热带印度洋和太平洋海气相互作用事件的协调发展 [J]. *海洋科学进展*, 2004, 22(3): 247-252.
- [20] 胡基福. 气象统计原理与方法 [M]. 青岛: 青岛海洋大学出版社, 1996: 235-245.
- [21] North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. *Mon Weather Rev*, 1982, 110: 699-706.
- [22] An S-I, Wang B. The forced and intrinsic low-frequency modes in the North Pacific [J]. *J Clim*, 2005, 18: 876-885.
- [23] Liu Q Y, Yang J, Xie S P, et al. Impact of the Indian ocean SST basin mode on the Asian Summer Monsoon [J]. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L02708.
- [24] 殷永红, 史历, 倪允琪. 近 20 年来热带印度洋与热带太平洋海气系统相互作用特征的诊断研究 [J]. *大气科学*, 2001, 25(3): 355-371.
- [25] 赵姗姗, 杨修群. 风应力桥梁作用下热带太平洋和印度洋相互作用的数值试验 [J]. *海洋学报*, 2004, 26(7): 33-48.
- [26] Wang Bin, Wu Renguang, Fu Xiaohua. Pacific-East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate? [J]. *J Clim*, 2000, 13: 1517-1536.
- [27] Zhang Y, Norris J R, Wallace J M. Seasonality of largescale atmosphere ocean interaction over the North Pacific [J]. *J Clim*, 1998, 11: 2473-2481.
- [28] Annamalai H, Xie S P, McCreary J P. Impact of Indian Ocean sea surface temperature on developing El Niño [J]. *J Clim*, 2005, 18: 302-319.
- [29] Wang Bin, Wu Renguang, Li Tim. Atmosphere Warm Ocean interaction and its impacts on Asian Australian Monsoon variation [J]. *J Clim*, 2003, 16: 1195-1211.
- [30] Adrian E Gill. *Atmosphere-Ocean Dynamics* [M]. San Diego: Academic Press, 1982: 466-472.

Joint Modes of the Pacific-Indian Ocean Sea Surface Temperature Anomaly at Interannual Timescale

HUANG Fei^{1,2}, XIE Rui-Huang¹, HUANG Shao-Ni¹

(1. Ocean-Atmosphere Interaction and Climate Laboratory(OAC), Ocean University of China, Qingdao 266100, China;
2. LASG, Institute of Atmospheric Physics, the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract: Based on the monthly mean sea surface temperature data removing linear trend from HadiSST during 1870 to 2004, two joint modes of the Pacific-Indian Ocean sea surface temperature anomaly at interannual timescale were analyzed with the application of the Season-reliant empirical orthogonal function (S-EOF) decomposition method. Results show that the low-frequency ENSO is the leading ajoint mode accompanying with the Indian Ocean basin mode. An anomalous anticyclone is hold over the equatorial Indian Ocean, which can weaken the Indian summer monsoon and transport the warm water in the eastern Indian warm pool to the west, further causes the Indian Ocean basin warming in all four seasons. The second joint mode is the transition mode of the ENSO with the India Ocean dipole mode. The phase of ENSO begins to change in boreal spring, when the monsoon is in the transition stage. Accordingly, an anomalous cyclonic cell appears over the India Ocean, which can enlarge the east-west SST difference of the equatorial Indian Ocean by enhancing the Indian summer monsoon. Based on the fact, the eastern Indian Ocean warming reaches its maximum in boreal autumn and a dipole mode appears. The India Ocean summer monsoon is closely related to the development of this mode.

Key words: sea surface temperature; S-EOF; ENSO; joint mode; Indian Ocean dipole; summer monsoon

责任编辑 庞 旻