

黄勇,黄刚,王业桂,等. 中低纬海气相互作用的耦合模态变化研究[J]. 热带气象学报, 2017, 33(6): 861-873.

文章编号: 1004-4965(2017)06-0861-13

中低纬海气相互作用的耦合模态变化研究

黄勇¹, 黄刚^{1,2}, 王业桂³, 王颖³

(1. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029;

2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 中国人民解放军 61741 部队, 北京 100094)

摘 要: 利用 1948—2003 年的 NCEP 再分析资料和英国气象局 Hadley 气候预测和研究中心的海表面温度资料,从整体分析地球中低纬三大洋海气耦合系统的角度出发,使用 SVD 方法研究中低纬海气相互作用的耦合变化。结果表明,中低纬海气相互作用是一个有机的耦合整体,其变化不管从年际还是年代际上都存在耦合相关性,这一点给我们提出了一个新的研究全球范围海气耦合变化的思路。提取的海气耦合基本模态的正、负异常年份的海温和风场异常合成分析结果显示,当赤道东太平洋的海水偏暖时,热带印度洋和热带大西洋的海水也偏暖,热带西太平洋直至中纬度太平洋的海温总体偏冷。就印度洋而言非洲大陆以南 30°~50°S 的大片海区存在明显的海温负异常。北美洲大陆的东岸 30°N 以北和南美洲大陆的东岸 30°S 以南的海区都为明显的海温负异常。当赤道东太平洋的海水偏冷时各大海区的海温分布情况反之。

关 键 词: 气候学; 耦合模态; 奇异值分解; 海气相互作用

中图分类号: P461

文献标识码: A

Doi: 10.16032/j.issn.1004-4965.2017.06.007

1 引 言

海洋和大气都是旋转着的地球流体,它们在地球表面受到重力场、科氏力场和太阳辐射加热等的共同作用,运动规律有着相当类似之处。这使得海洋和大气的变化往往是联系在一起的。这种联系会引起海气的相互作用即海洋与大气之间热量、动量及物质的交换,这种交换会对大气、海洋的各种物理特征产生影响和改变。海洋与大气之间的相互影响、相互作用过程极其复杂,涉及许多物理过程的共同作用。因此,过去几十年的海洋大气耦合系统在地球气候系统中占有非常重要的地位,海气相互作用也是气象学界比较关注的问题之一。

热带太平洋海气耦合系统的变化主要模态是

厄尔尼诺/南方涛动(ENSO)模态和太平洋经向模态^[1]。1960 年代 Bjerknes^[2-3]首次提出厄尔尼诺和南方涛动是热带太平洋大尺度海气相互作用的一个现象的两个方面。此后,国内外学者对 ENSO 模态的形成机制进行了广泛研究,并就其产生的物理原因提出多种理论解释,如:延迟振子理论^[4]、充电振子理论^[5]、西太平洋振子理论^[6]、平流反射振子理论^[7]等等。我国学者在这方面也做了一系列研究工作^[8-10]。张人禾等^[11]发现观测的大洋中西部纬向风应力异常出现在热带中东太平洋海温变化之前,强调了首先出现在热带西太平洋的纬向异常风应力及其东传在维持 ENSO 循环中的重要性。Chiang 等^[1]指出太平洋除了受到 ENSO 模态的支配影响外,还存在独立于 ENSO 模态的太平洋经向模态。这个模态是由北部副热带海区的信风变化强迫的。任雪娟等^[12]认为中纬度北太平洋地区

收稿日期: 2016-09-09; 修回日期: 2017-07-18

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目 2012CB955604; 国家自然科学基金(41375105、41425019、41661144016); 中国博士后科学基金(2015M571093)共同资助

通讯作者: 黄勇,男,江苏省人,工程师,博士,主要从事热带气旋、海气相互作用等研究。E-mail: huangyong@lasg.iap.ac.cn

冬季存在两种主要的海-气耦合型,第一种耦合型反映了与 ENSO 紧密相关的中纬度北太平洋冬季海温异常分布型以及大气的 PNA 型,第二种耦合型海温异常集中在东亚沿海以及中纬度北太平洋海流区,相应的大气场则为暖(冷)海温异常上空东西向带状区域内位势高度偏高(低),明显独立于 ENSO 型。

印度洋基本模态研究中 Saji 等^[13]首次提出了热带印度洋偶极子模态的概念。谭言科等^[14]研究了印度洋海温的变化特征,并将印度洋偶极子的形成分为两种类型,第一种表现为西印度洋海温距平由负转变为正后逐渐向东发展,东印度洋的负距平范围逐步缩小;第二种是东南印度洋海温负距平不断加强并略向西发展,而西部保持正距平。实际上热带海洋温度的变化并不是一个孤立的现象,印度洋偶极子与太平洋 ENSO 有着密切的联系,并且不少人已将赤道西太平洋与赤道东印度洋合在一起称之为“大暖池”^[15]。热带印度洋海表温度异常也存在着类似太平洋厄尔尼诺的现象^[16],两大洋在 3~7 年的时间尺度上存在联系。绝大部分赤道印度洋偶极子与太平洋 ENSO 关系密切^[17],沿赤道的环流异常是它们内在联系的纽带。据建华等^[18]发现在印度洋中西部、赤道中东太平洋地区的海面温度与西太平洋地区相反,并且这一海温场空间分布结构稳定,称之为太平洋-印度洋海温异常模态。杨辉等^[19]提出太平洋-印度洋海温异常综合模的概念,并进一步比较了各个异常模态的不同特征。可见近些年的观测和分析表明,赤道西太平洋和东印度洋的状况,特别是其海温及异常变化有十分类似的特征。

对于大西洋而言,先前的研究认为热带大西洋主要存在两种海气耦合模态,即周期为 4 a 的赤道纬向模态^[20]和年际年代际海气变化的经向模态^[21-22],关于热带大西洋经向模态形成机制的两种解释中 Nobre 等^[21]认为这种模态是外强迫形成的,两个外强迫源是 ENSO 和北大西洋涛动(NAO)。Chang 等^[22]认为经向模形成的物理机制是一种正反馈(即风-蒸发-海温)机制。虽然在现实的耦合模式中这种模态是不可自我维持的,需要外部强迫来维持这种变化,但理想模式的研究^[22-23]能够显示这种反馈可以定性地产生产观测到的现象,而且太平洋也存在类似的经向模^[1]。NAO 是大西

洋中高纬大气环流中很重要的年际变率模态,它是沃克在 1920 年代首先提出的。近代的研究不仅进一步证实了它的存在,而且揭示了 NAO 对大西洋沿岸地区的天气气候产生的显著影响,NAO 可将信号传播到半球尺度,从而影响欧亚大陆,乃至整个北半球的气温、降水和生态系统。

综上回顾国内外关于太平洋、印度洋和大西洋基本模态的研究可见,各大洋的模态之间都存在的相关和相类似的联系,全球中低纬海洋大气的变化并不是一个孤立的变化过程,太平洋、印度洋和大西洋是一个有机的整体,它们的变异存在着内在的相互联系,三大洋之间有通道将两者相连,大气又是大洋之间作用的桥梁^[24-26]。因此,在研究太平洋、印度洋和大西洋海温异常对天气气候的影响时,应将三大洋基本模态作为一个统一的整体来考虑。只有对它们进行综合的研究才能真正认清机理,从而进行更加准确的预测。本文将通过对全球中低纬三大洋海气相互作用的耦合变化进行资料分析,以期对这个问题有一个较清楚的认识。

2 资料和方法

本文研究所用的 1 000 hPa 大气风场资料为美国气象环境预报中心(NCEP)和美国国家大气研究中心(NCAR)联合制作的 NCEP/NCAR 月平均再分析资料,该资料的经纬网格为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$,时间长度为 1948 年 1 月—2007 年 2 月。海表面温度资料为英国气象局 Hadley 气候预测和研究中心编辑的 1870 年 1 月—2003 年 12 月全球海冰和海表温度资料(GISST2.2),经纬网格距为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 。文中的研究时段为 1948 年 1 月—2003 年 12 月。

SVD 方法是提取两个气象要素场耦合型态的一种有效工具,由它可得到两个气象要素场在时间和空间上的相互关系。因此,文中使用 SVD 方法揭示全球中低纬地区海温异常和 1 000 hPa 风场异常两者间的空间耦合型和时间演变规律,由此探讨全球中低纬海气相互作用的耦合变化。

本文在研究海气耦合模态及其变化时分别引入“全球模”和“局地模”的概念,其计算方法就是对“全球”和“局地”范围的海温和风场分别进行 SVD 分解,得出其在“全球”和“局地”区域的耦合

模态分布和时间变化。这种方法可通过数学的手段比较全球和局地的风场和海温的协同变化差异性,揭示其中存在的共同点和规律。

3 全球中低纬海气耦合模态分析

为了分析全球中低纬度各大海区的海气耦合状态,探讨它们之间存在的联系,分别对全球和三大洋区域(图 1)进行研究,具体区域范围划分为全球中低纬(0~360°,60°S~60°N)、印度洋(30~120°E,30°S~30°N)、太平洋(120°E~90°W,60°S~

60°N)和大西洋(75°W~15°E,20°S~30°N)。

表 1 是海温异常和 1 000 hPa 风场异常 SVD 分解前 10 个模态奇异向量的方差贡献,海温异常和 1 000 hPa 风场异常所取研究范围一致(均如图 1),由表 1 可见在图 1 所列出的 4 个研究区域前 10 个模态奇异值分解的结果中,每种分解计算的前两对空间分布型所能表示的协方差均占总协方差 的 70%以上,这表明仅考虑前两个奇异值及前两个特征向量已足够反映两场的主要相关信息,所以在以下分析中仅讨论每种分解计算的前两个特征向量的结果。

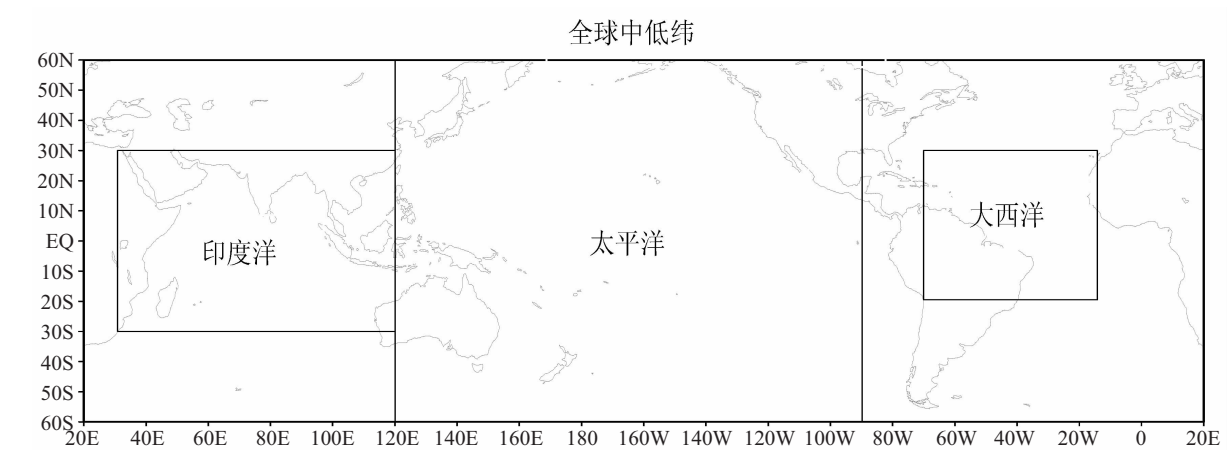


图 1 各研究区域的定义范围

表 1 SVD 分解前十个模态奇异向量的方差贡献

模态	全球中低纬	印度洋	太平洋	大西洋
第一	52.39	67.66	64.13	47.19
第二	25.58	11.91	19.95	23.17
第三	3.70	7.99	4.42	10.66
第四	3.09	3.67	3.01	5.88
第五	2.05	2.67	1.47	5.01
第六	1.97	1.99	1.24	2.05
第七	1.38	0.94	0.87	1.55
第八	1.11	0.67	0.80	1.01
第九	0.95	0.54	0.57	0.75
第十	0.88	0.39	0.51	0.58

表 2 是 4 个研究区域前两个模态奇异向量时间系数的相关系数,这个系数是用来表示 SVD 分解后每对奇异向量左右场时间序列间的相关系数,表中所有的相关系数均通过 $\alpha=0.001$ 的显著性检验,可见分解后的风场异常和海温场异常具有良好的耦合关系,这种良好的耦合关系的存在使得风场异常和海温场异常场中都相互包含另一

个场的有效信息,所以在以下分析中为了简化和突出重点,仅针对海温场异常时间系数的演变结果进行。

表 2 奇异向量时间系数的相关系数

模态	全球中低纬	印度洋	太平洋	大西洋
第一	0.85	0.77	0.85	0.72
第二	0.77	0.72	0.73	0.57

表 3 是 4 个研究区域海温第一模态时间系数的相关系数,这个系数是用来表示 SVD 分解后不同区域第一模态随时间变化相关关系的密切程度,表中所有的相关系数均通过 $\alpha=0.001$ 的显著性检验,但从相关关系的密切程度来说,全球中低纬、印度洋、太平洋等区域之间海温第一模态时间系数具有非常好的相关关系,有些区域之间的相关关系甚至可达到 0.9 以上,可见这些区域的海气耦合模态的演变存在很好的内在联系,全球的海

气耦合系统之间是个有机联系的整体。但在表3中大西洋区域的海温第一模态时间系数与其他3个区域的海温第一模态时间系数的相关系数明显偏低,显示出大西洋区域SVD分解第一模态的演变与其他区域联系不明显。

表3 各区域海温第一模态时间系数的相关系数

区域	全球中低纬	印度洋	太平洋	大西洋
全球中低纬	1	0.84	0.90	0.35
印度洋	0.84	1	0.56	0.45
太平洋	0.90	0.56	1	0.13
大西洋	0.35	0.45	0.13	1

表4是同表3的6个研究区域海温第二模态时间系数的相关系数(表中斜体的相关系数未通过 $\alpha=0.001$ 的显著性检验,其余均通过显著性检验),可见同样存在如同表3的状况,除大西洋区域以外的3个区域海温第二模态的演变具有很好的相关关系,而大西洋区域与其他区域之间的相关关系未通过 $\alpha=0.001$ 的显著性检验,相关关系不明显。这给我们提出了一个疑问,先前的研究^[9]提出太平洋-印度洋海温异常综合模的概念,也就是考虑过太平洋和印度洋之间的联合变化,但却没有把大西洋联系到一起,是否也是由于他们之间这种的相关联系本身就不好所致。

表4 各区域海温第二模态时间系数的相关系数

区域	全球中低纬	印度洋	太平洋	大西洋
全球中低纬	1	0.68	0.71	-0.02
印度洋	0.68	1	0.58	0.08
太平洋	0.71	0.58	1	0.44
大西洋	-0.02	0.08	0.44	1

为了讨论大西洋的海气耦合变化与其他研究区域到底存不存在较好的内在相关联系,我们分析前两个模态的经向和纬向运动状况,对SVD分解后的两个模态风场的纬向风异常分量 u 和经向风异常分量 v 分别取绝对值求和再进行比较,当 $\sum|u|/\sum|v|$ 大于1的模态认为以纬向运动为主,而 $\sum|u|/\sum|v|$ 小于1的模态认为以经向运动为主。表5就是给出的 $\sum|u|/\sum|v|$ 在前两个模态的数值,可见除了大西洋以外其他研究区域的风场第一模态均为纬向模,大西洋的风场第一模态为经向模。风场第二模态中除了印度洋为经向模外,其余3个区域

均为纬向模。可见全球中低纬地区的海气耦合变化主要还是以纬向异常变化为主,当然这主要是由于全球中低纬地区的基本场变化是以纬向变化为主的缘故。因此考虑到大西洋海气耦合的第二模态是纬向运动,而且海温奇异向量的方差贡献也达到23.17%(第一模态是47.19%)。我们考虑大西洋第二耦合模态才反映基本场变化背景下大西洋的本质变化。因此,计算全球中低纬、印度洋和太平洋海温第一模态时间系数与大西洋海温第二模态时间系数的相关系数,分别为0.66、0.67、0.52均通过 $\alpha=0.001$ 的显著性检验,可见大西洋第二耦合模态与全球耦合变化的第一模态的匹配较好。因此在以下研究中我们把大西洋的第一和第二模态进行对调,这样在保证全球海气耦合第一模态都为纬向模的前提下,又能把大西洋的海气耦合变化和其他大洋联系起来。这一点也是先前许多研究只能考虑到印太模,而与大西洋联系不起来的主要原因,关键是经向和纬向运动不一致,因此就不可能联系成统一的模态。计算全球中低纬、印度洋和太平洋3个区域海温第二模态时间系数与大西洋海温第一模态时间系数的相关系数,分别为0.33、0.21、0.42,可见也是有利于研究各区域第二模态的耦合变化。与全球耦合变化第一模态相联系的是大西洋耦合变化第二模态,而与全球耦合变化第二模态相联系的是大西洋耦合变化第一模态。之所以存在这样的模态顺序变化主要是由于大西洋独特的洋盆特点决定的。大西洋狭窄而倾斜的洋盆结构使得以纬向运动为主的全球中低纬地区不管是在海温异常还是风场异常上经向异常的量值大于纬向异常,这样就使得不管是用EOF方法提取海温异常的主要模态还是用SVD分解的方法提取海气耦合的主要模态从量值上经向模相对于纬向模要大,从而经向模就成为了第一模态,纬向模成为第二模态。但放在全球耦合变化的大背景下,伴随着全球纬向第一模变化的应该大西洋第二模态,也就是大西洋纬向模。

表5 各区域SVD分解纬向和经向风速比($\sum|u|/\sum|v|$)

模态	全球中低纬	印度洋	太平洋	大西洋
第一	1.50	1.24	1.73	0.92
第二	1.40	0.96	1.58	1.43

下面给出在全球中低纬范围内划分出的三大洋(印度洋、太平洋、大西洋)SVD分解前两个模态的风场异常和海温场异常的空间分布与全球中低纬范围整体的海气耦合变化SVD分解前两个模态的风场异常和海温场异常的空间分布的比较。为了便于对比,在给出全球中低纬的SVD分解前两个模态的风场异常和海温场异常的空间分布时只给出相应与其比较区域的分布状况;为了便于区别,称这种由全球中低纬的风场异常和海温场异常计算得到的模态为全球模,而称由三大洋局地风场异常和海温场异常计算得到的模态为局地模。

为了揭示全球耦合模的印度洋部分的时空变化特征,并比较它与印度洋自身独立海气耦合变化的时空变化特征异同,对全球中低纬地区($0^{\circ}\sim 360^{\circ}$, $60^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$)和印度洋地区($30^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$, $30^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$)的海温异常和1000 hPa的风场异常分别进行SVD分解。第一模态和第二模态的空间分布如图2,由图2a可发现,第一模态的空间分布并不均匀,大值区主要集中在 75°E 附近的赤道印度洋中部,沿东西向有明显的温度异常梯度,这种梯度在 85°E 以东的赤道印度洋地区方向指向西,而在 60°E 以西的赤道印度洋地区方向指

向东,这一点与风场有很好的匹配。总的来说第一模态的温度异常和风场异常呈现一种辐合风异常对应正温度异常和辐散风异常对应负温度异常的循环过程,这一点与ENSO循环的信风张弛理论是一致的,当存在辐散风异常时会造成下层的冷水上翻,所以辐散风异常对应负温度异常。而存在辐合风异常时表层暖水会汇聚所以出现正温度异常。图2d和图2e在印度洋中西部存在海温异常的反号分布,主要反映了印度洋本身的東西向偶极子分布以及在全球模中赤道西印度洋和赤道东太平洋的同号变化特征。从图2c的两种模态的时间演变可看出这是一种反映了与ENSO紧密相关的中低纬海温异常和大气异常分布型。第二模态的海温异常的空间分布为东西反向的偶极海温分布,风场上配合以明显的由中纬度向热带,由西向东的输送过程。从图2f的时间演变看是一种具有明显年际变化的偶极模态。此外,从图2c和图2f的时间演变看局地模和全球模具有较好的时间演变的一致性,这也就说明印度洋局地变化的基本模态是全球基本变化模态的一部分。它可独立反映全球模在印度洋海域变化的局地特征,也说明全球模本身就可表示出印度洋海域的独立变化。

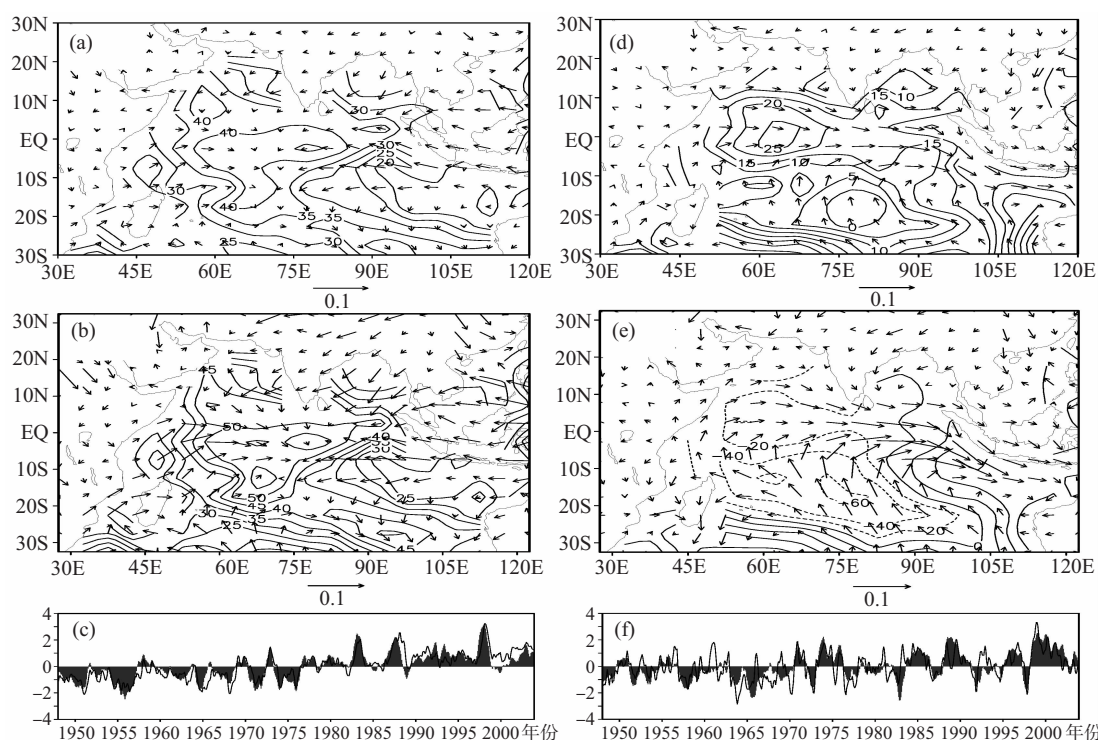


图2 印度洋海温异常和1000 hPa风场异常SVD分解第一、第二模态的空间分布和与之对应的海温异常的时间系数序列 a和d分别是全球模的海温和风场异常分布,b和e分别是局地模的海温异常和风场异常分布,c和f分别是经标准化处理后的全球模(阴影)和局地模(黑实线)海温异常的第一(c)和第二(f)模态时间系数序列,空间分布的等值线均扩大1000倍。

图3是如图2的太平洋海域的第一和第二模态的空间分布以及海温异常的时间系数演变,第一模态基本海温异常呈现由南半球到赤道再到北半球的负正负的海温异常分布。热带赤道地区主要是正的海温异常,并且伴随有明显的西风异常,这反映的是 ENSO 循环的基本变化。副热带地区海域有相对热带反向异常的海温出现,在风场上匹配有明显的气旋式异常,体现一种类 PDO 型海气耦合变化。从全球模(图 3a)和局地模(图 3b)的比较看,全球模基本可较好反映出太平洋地区海气耦合的局地变化,从长期的时间演变(图 3c)看,全球模态基本可较好地刻画模态的长期变化特征。第二模态反映了赤道地区辐散风和负温度异常分布特征,这一点在局地模中也有非常相似的分

布。时间演变上(图 3f)也反映了较一致的变化。说明太平洋局地变化的基本模态可看作全球基本变化模态的一部分。它可基本反映全球模在太平洋海域变化的局地特征,也说明全球模本身就可较好地表示出太平洋海域的独立变化。然而就绝对数值而言,图 3a、图 3b 以及图 3d、图 3e 之间异常的大小存在差异,局地模空间分布型数值通常是要略大于全球模的数值,主要是由于一些在局地较大的异常变化放在全球大的异常变化背景下,其变化量值的重要性会有所降低,当投影系数时间序列间的协方差达到最大时其对应的空间型的数值也会略小于局地模。这也就直接造成了在图 3a 中赤道中东太平洋海温异常空间分布型数值小于图 3b 等现象。

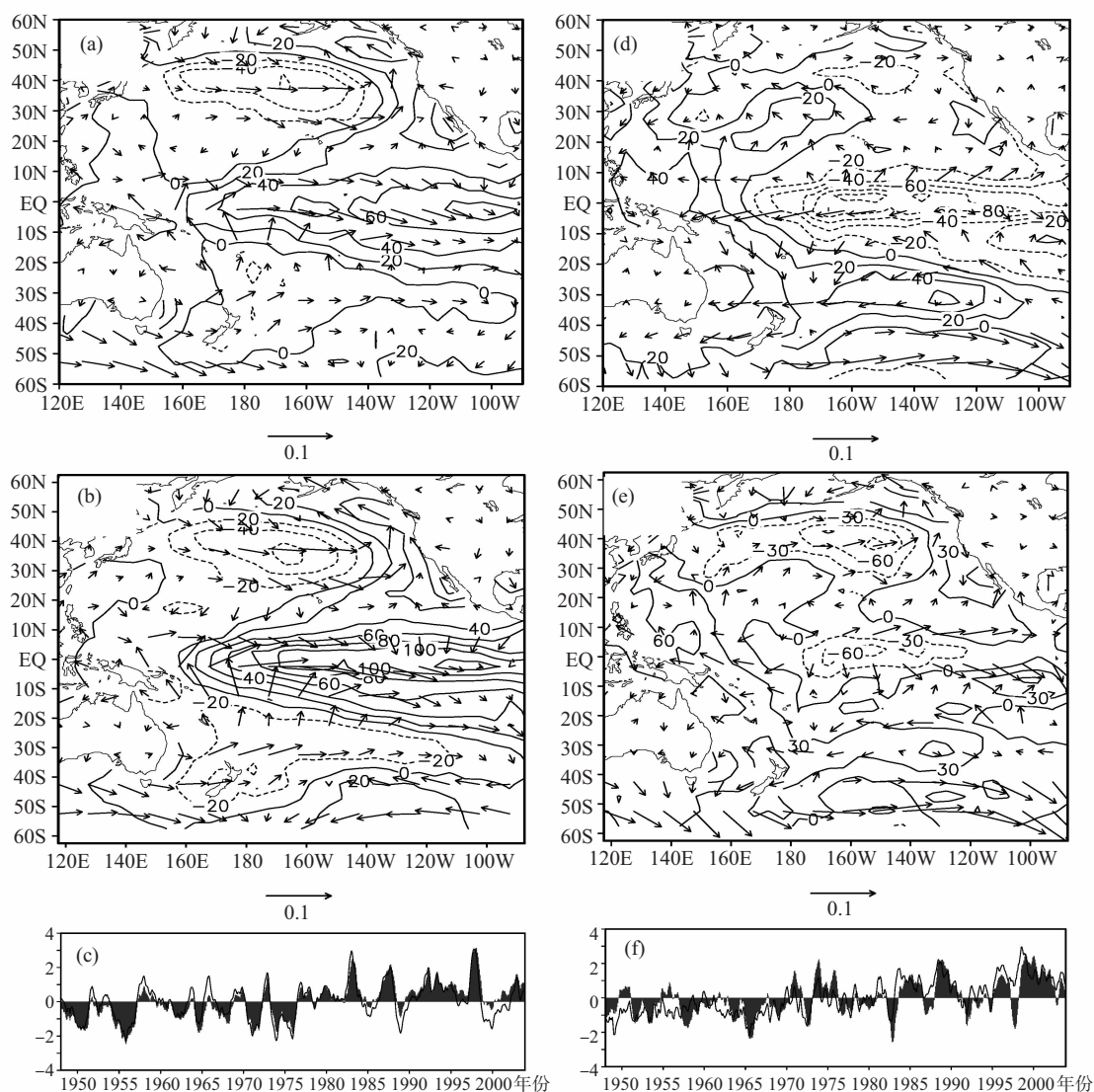


图3 同图2,但为太平洋的分析结果

图4给出的是大西洋地区第一模态和第二模态的全球模和局地模的空间分布和时间演变。如前文交代,考虑到SVD分解在进行局地模的提取过程中,第一模态优先提取了方差较大的经向模,而把纬向模放到第二模态,这里为了与全球模的基本经向和纬向运动一致,我们把局地模的第一和第二模态在比较时进行对调,所以图4b是局地模的第二模态,图4e是局地模的第一模态。图4c中的曲线是第二模态的海温异常的时间系数序列,图4f中的曲线是第一模态的海温异常的时间系数序列。由图可见,第一模态反映的海温异常的

分布主要是南冷北暖的特征,赤道以北的温度普遍高于赤道以南,海洋上以西南风异常为主。赤道以北的气旋式风场切变较明显。这些特征在局地模和全球模中反映得都较一致。从时间系数的演变看,第一模态主要反映年代际的增暖趋势和年际的变化。第二模态海温异常的分布主要是南暖北冷的特征,并伴随着海洋上明显的东北风异常。温度异常和风场异常在局地模和全球模的匹配也较一致。这些都说明全球模可较好反映大西洋海气耦合的局地变化。

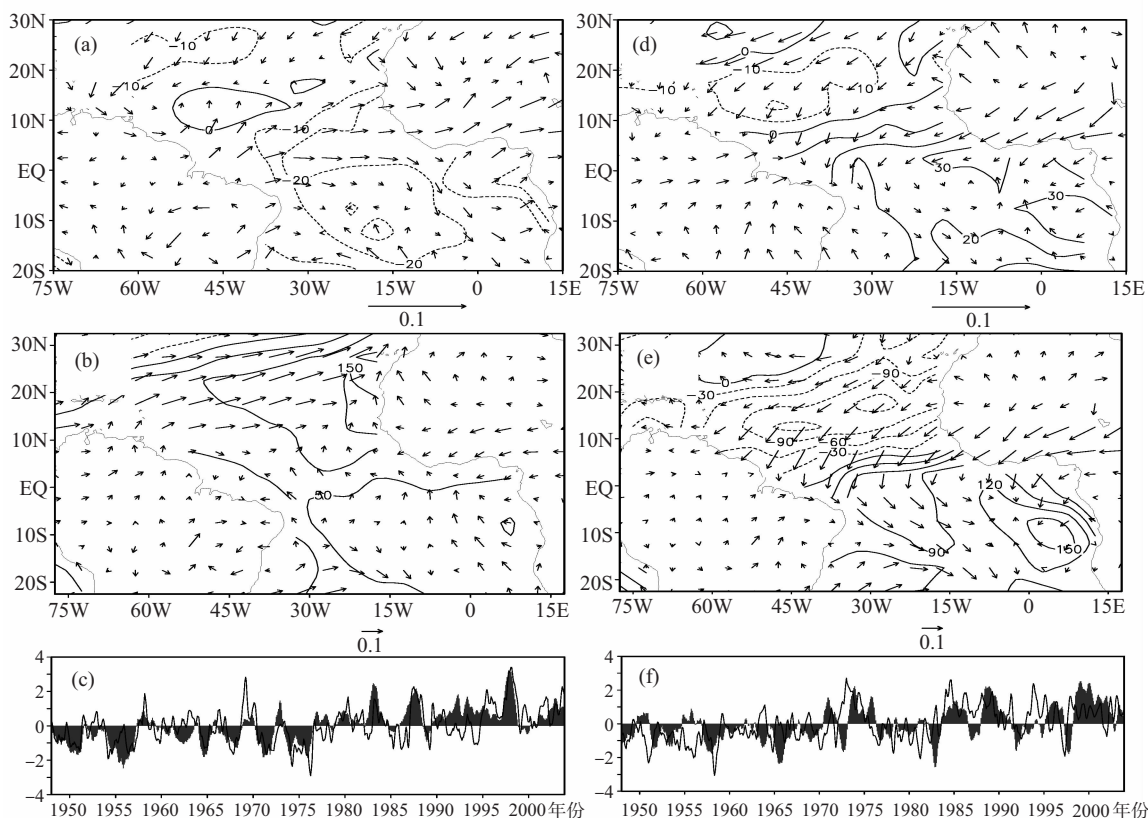


图4 同图2,但为大西洋的分析结果

4 三大洋热带副热带海温异常的统一变化分析

考虑到印度洋、太平洋和大西洋的本质变化里如果存在统一的变化模态,就可从海温异常场中提取到长期统一变化的证据,以此来证明这种各大洋不同纬度长期一致变化的存在。因此从观测数据的分析着手,分别在印度洋、太平洋和大西洋的低纬和中纬度地区各取了一个区域共6个

区域进行比较(具体为低纬度印度洋($50^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$, $15^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{N}$)、中纬度印度洋($80^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$, $50^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{S}$)、低纬度太平洋($180^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$, $0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{S}$)、中纬度太平洋($180^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{W}$, $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$)、低纬度大西洋($70^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{W}$, $15^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$)和中纬度大西洋($45^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{W}$, $55^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{S}$),六个区域的划分如图5),通过分析这六个区域平均的海温异常的长期变化可看出分布于全球不同经度和纬度的全球三大洋的海温异常变化存在明显的内在联系。

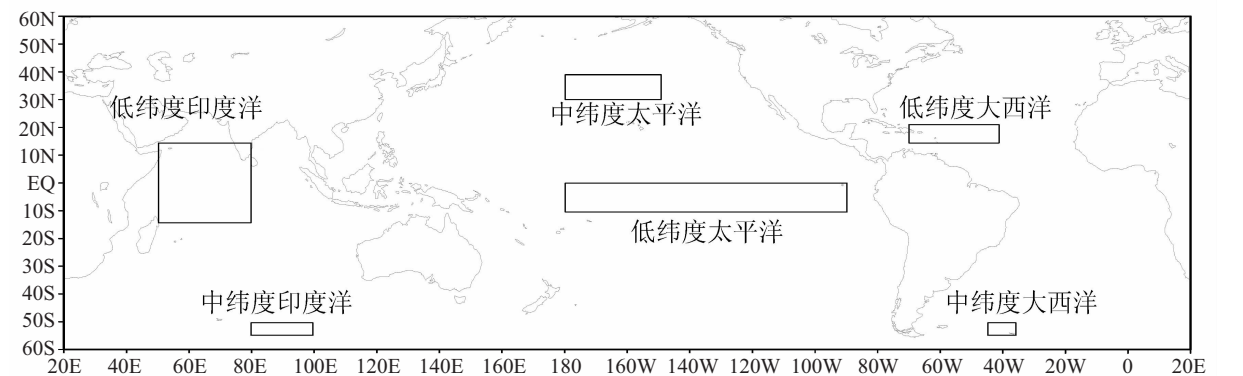


图 5 三大洋比较区域的范围定义

图 6(见下页)给出的是 1948—2003 年印度洋(图 6a)、太平洋(图 6b)和大西洋(图 6c)的海温异常的演变,阴影代表低纬度地区,曲线代表中纬度地区。由图 6 可见,就低纬度地区而言三大洋相比之下,印度洋存在明显的年代际变化,在 1970 年代前期,海温变化以负距平为主,在 1970 年代后期,海温变化以正距平为主。在年代际变化的大背景之下年际的振荡较明显。就每次振荡的波峰和波谷与太平洋和大西洋进行比较,发现在 1951、1953、1957、1963、1965、1968、1969、1972、1976、1982、1983、1986、1987、1991、1995、1997 等年份存在的波峰和 1950、1954、1955、1970、1973、1984、1998 等年份存在的波谷在三大洋都有较一致的对应关系,这些年份也刚好对应着 ENSO 循环的年份。由此可见,三大洋的低纬

度地区存在较好同步振荡关系,这种同步振荡的存在说明通常认为的热带东太平洋海水冷暖异常的振荡变化不是热带太平洋独有的一种变化,而是在三大洋都同时存在的,是一种全球的海洋振荡变化。就中纬度地区而言,我们在印度洋选取了一块与低纬度变化正相关的区域,而在太平洋和大西洋选取了负相关的区域,目的就是为了证明这种类 ENSO 的长期变化不仅在低纬度地区存在,在中纬度地区也同时存在。由图 6 的三条曲线可见,这种与低纬度地区同步(图 6a)和反向(图 6b、图 6c)的变化也非常明显。为了定量说明这种相关关系,给出了不同区域海温异常的相关系数,从表 6 给出的相关系数可看到,不同海区不同纬度的海温异常均存在较好的相关关系,而且所有的相关系数均可通过 $\alpha=0.001$ 的显著性检验。

表 6 三大洋比较区域平均海温异常序列的相关系数

相关系数	低纬度印度洋	中纬度印度洋	低纬度太平洋	中纬度太平洋	低纬度大西洋	中纬度大西洋
低纬度印度洋	1	0.71	0.68	-0.44	0.35	-0.46
中纬度印度洋	0.71	1	0.53	-0.46	0.36	-0.41
低纬度太平洋	0.68	0.53	1	-0.57	0.39	-0.44
中纬度太平洋	-0.44	-0.46	-0.57	1	-0.31	0.33
低纬度大西洋	0.35	0.36	0.39	-0.31	1	-0.33
中纬度大西洋	-0.46	-0.41	-0.44	0.33	-0.33	1

5 全球统一模态的演变特征分析

由对全球模 SVD 分解第一模态的海温异常时间系数(图 2c)的分析可见,海温的分布呈现明显的不规则年际振荡,在 1970 年代后期以前,大部分时间里为负,在 1970 年代后期以后,大部分时间里为正,从 7 年滑动平均的分析可见,其中存在明显的年代际增暖趋势。为了具体分析产生这种年际振荡的特点和机制,我们从海温异常的时

间系数中剔除年代际变化的趋势,并选取大于一个标准差,持续时间在 3 个月以上的异常时间作为研究个例。这样正的事件有 7 个,分别为 1951、1958、1969、1972、1983、1987、1998。负的事件有 9 个,分别为 1950、1955、1964、1971、1974、1975、1985、1988、1999。研究中以海温异常最大值时为 0 月,并分别向前向后取 12 个月,这样选取每次事件都有连续的 25 个月。分别对正负事件进行合成研究正负事件形成的机制。

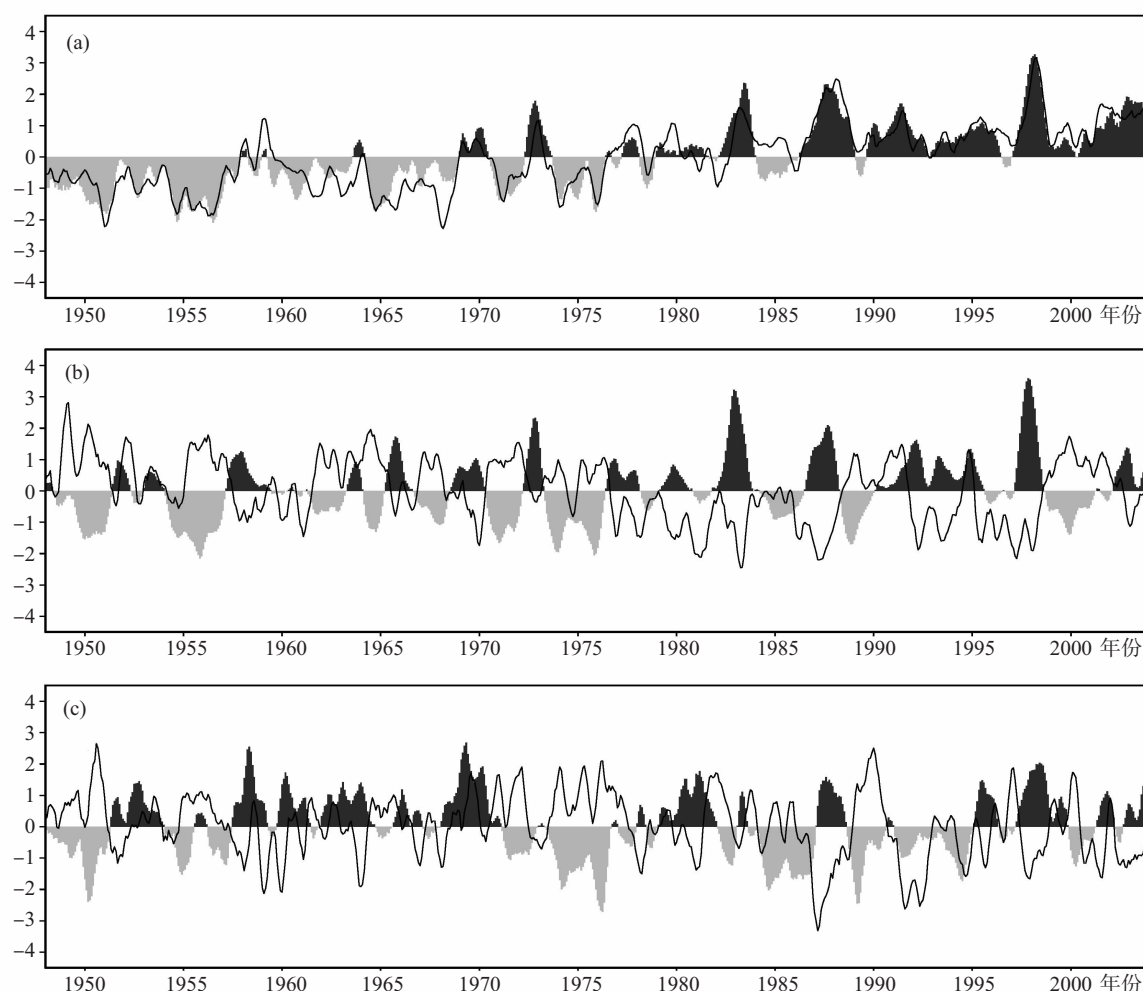


图 6 1948—2003 年印度洋(a)、太平洋(b)和大西洋(c)的低纬(阴影)和中纬度地区(曲线)的六个区域平均的海温异常序列

图 7 给出 7 次正异常事件合成的超前滞后 12 个月的海温和风场异常演变(每间隔 4 个月给出一幅图,图题的数字表示超前滞后的月份),正异常事件发生前 12 个月,热带印度洋、热带大西洋和热带东太平洋受到负的海温距平控制,印度洋中高纬地区、热带西太平洋以及向中高纬延伸的部分区域受到正的海温距平控制。风场上热带 180° 以西地区主要盛行西风, 180° 以东地区主要盛行东风,北太平洋海域存在明显的气旋式环流异常。随着时间的推移印度洋和太平洋的海温正距平存在明显的东移现象,到正异常事件发生前 8 个月,热带东太平洋几乎都以被东移的海温正距平控制。印度洋中高纬地区的海温正距平也已传播到热带西印度洋地区。北大西洋中纬地区的海温异常存在明显的西传和向赤道传播的特征。热

带地区的风场异常也发生明显的反向变化,热带太平洋地区主要盛行风向由东风转为西风,热带印度洋地区也转为东风异常。随着时间演变到正异常事件发生前 4 个月,热带太平洋的正海温距平继续有东传运动,这种东传一方面加强了热带东太平洋区域的海温距平强度,使得局部地区海温距平达到 2°C 以上;另一方面使得西太平洋暖池区的负海温距平得以发展,负的海温距平拓展到 160°E 以西的大片区域。同时,印度洋的海温正距平也得以发展,到正异常事件发生前 4 个月正海温距平拓展到 100°E 以西的广阔海域。大西洋的正海温距平也得以发展。到正异常事件发生同期,除了西太平洋暖池区的部分海域外,全球热带地区基本处于正海温距平的控制下,南北纬 $30^{\circ}\sim 50^{\circ}$ 之间的区域主要受到负海温距平的控

制。热带地区风场的盛行风向没有本质变化。正异常事件发生后 4 个月热带太平洋地区的正海温距平明显减弱, 并且伴随有中纬度地区的负海温距平的东传, 在正异常事件发生后 8 个月这种负海温距平的东传减弱取而代之的北太平洋地区的海温负距平向赤道地区的传播, 并且在热带东太平洋地区有明显的负海温距平存在。热带地区的风

场异常也由西风异常转变为东风异常, 印度洋地区的风场也发生明显的反向变化。发展到正异常事件发生后 12 个月热带东太平洋地区负海温距平加强, 印度洋副热带地区的负海温距平明显北传至热带地区。全球海气耦合变化分布发展到一种类似负异常事件的分布。

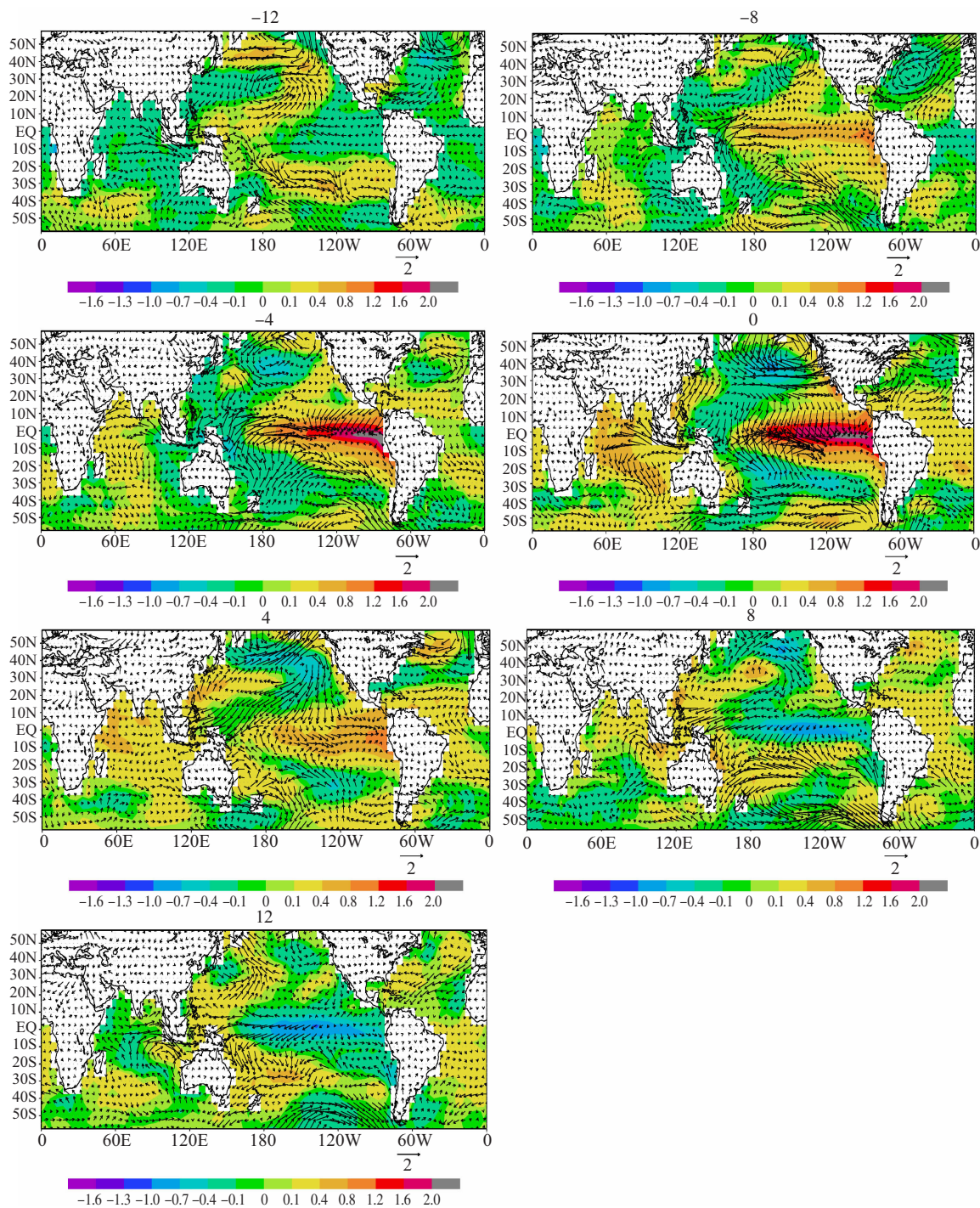


图7 7次正异常事件合成的超前滞后12个月的海温和风场异常演变
-12—12表示从盛期前12个月到盛期后12个月,时间间隔为4个月。

图8给出了9次负异常事件合成的超前滞后12个月的海温和风场异常演变,太平洋地区热带的负海温距平在这25个月中呈现一种由西向东不断发展加强,发展到负异常事件发生当月最强然后再不断衰减最后逐渐被正距平所代替的过程。太平洋中纬度地区的正海温距平随着这个发展阶段不断向东传。印度洋地区的海温负距平经历了明显的先东传和北传过程,在负异常事件发

生当月负距平范围拓展到30°S以北的大片海域。而且海温异常的传播均匹配有良好的风场异常变化。利用1948年1月—2003年12月逐月的海温异常和风场异常做的比较结果显示不同超前或滞后时间异常特征的产生有明显的“传播”特征。由此可见,全球海气耦合模态就是这样通过正负异常事件的交替发生最终实现这种海气耦合振荡变化的。

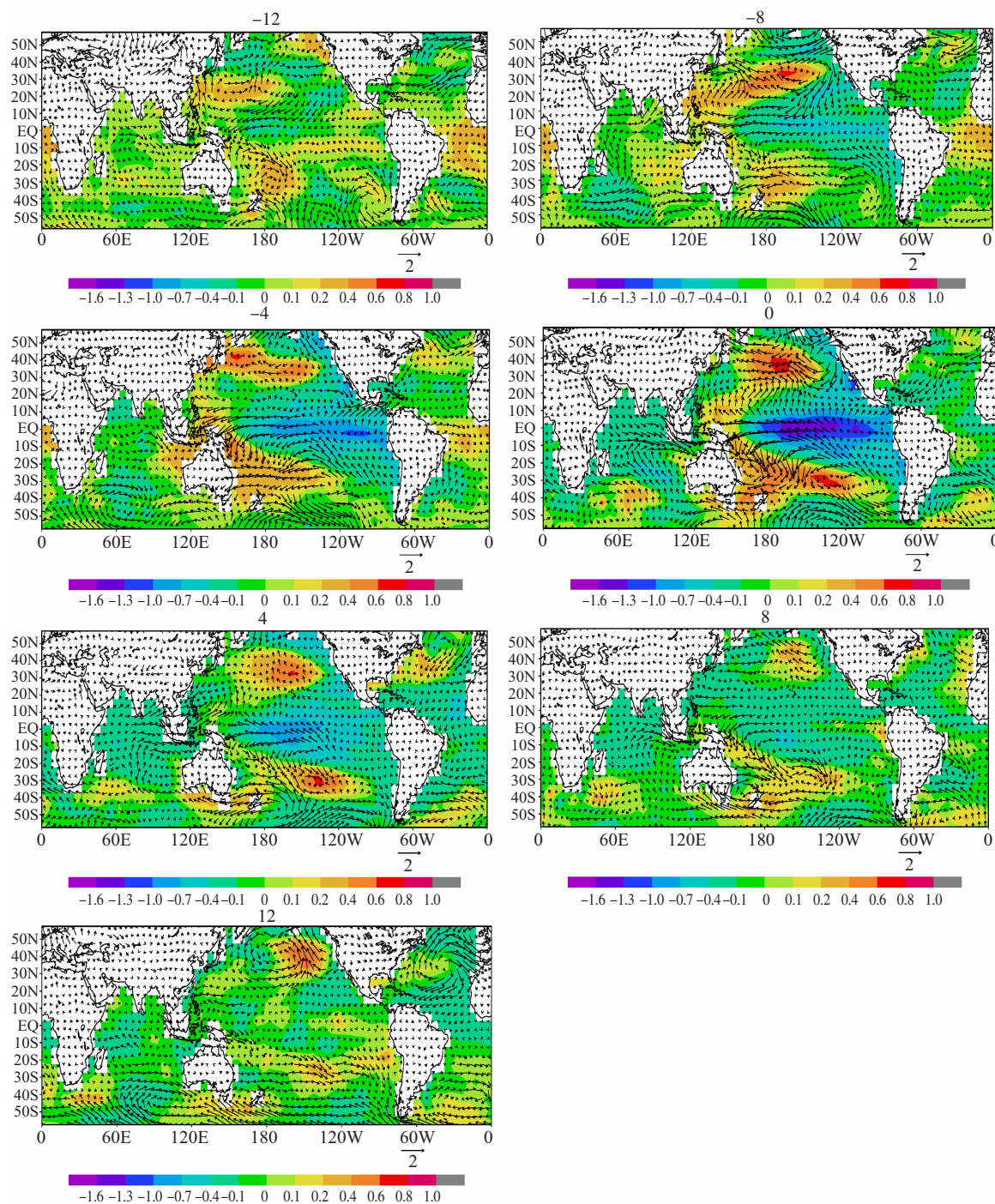


图8 同图7,但为9次负异常事件的合成

6 结 语

本文从统一综合考虑印度洋、太平洋和大西洋海温异常和风场异常耦合变化的形势及特征出发,提出了全球中低纬海气耦合模概念,进而比较了全球模和局地模的空间分布和时间演变特征,以及分析三大洋不同经纬度海区的海温异常变化序列。

(1) 利用 SVD 分解方法提取的海气耦合变化的全球模态和三大洋局地海气耦合变化模态的分析显示全球模态能较好体现海气耦合变化的局部空间分布信息和时间演变信息。

(2) 不同经纬度区域三大洋的海温异常序列分析结果表明全球中低纬度地区的海洋存在明显的同步异常变化特征,反映在海温异常上是同步的变暖和变冷过程,反映在风场异常上是与海温异常匹配的东西风异常变化过程。

(3) 对提取的海气耦合基本模态的正负年份合成分析结果显示,当赤道东太平洋的海水偏暖时,热带印度洋和热带大西洋的海水也偏暖,热带

西太平洋直至中纬度太平洋大片海区海温是总体偏冷,太平洋大陆的沿岸不管是东岸还是西岸海水总体偏暖。就印度洋而言非洲大陆以南的大片海区 $30\sim 50^{\circ}\text{S}$ 的海区存在明显海温负异常。北美洲大陆东岸 30°N 以北和南美洲大陆的东岸 30°S 以南的海区为明显的海温负异常。当赤道东太平洋的海水偏冷时各大海区的海温分布情况反之。

(4) 全球中低纬度海气耦合的基本模态具有一致的变化特征,热带地区的海温呈现一种明显的全球性振荡过程,这种振荡包含 ENSO 循环过程,也包含在印度洋和大西洋同步的海温振荡过程。

以全球化的观点来审视海洋和大气的同步变化让我们充分认识到地球内部海洋大气运动的复杂和其间存在的基本联系。地球海气系统是受到内因和外因交互耦合作用及共振作用等多方面影响的系统。通过对以上观测的分析可见全球中低纬海气耦合变化是一个有机的整体。那这种耦合变化的基本机制和成因是什么?这一点还有待进一步的研究。

参 考 文 献:

- [1] CHIANG J C H, VIMONT D J. Analogous Pacific and Atlantic Meridional Modes of tropical atmosphere-ocean variability[J]. J Clim, 2004, 17(21): 4 143-4 158.
- [2] BJERKNES J. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature[J]. Tellus, 1966, 18(4): 820-829.
- [3] BJERKNES J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific[J]. Mon Wea Rev, 1969, 97(3): 163-172.
- [4] SCHOPF P S, SUAREZ M J. Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model[J]. J Atmos Sci, 1988, 45(3): 549-568.
- [5] JIN F F. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO, Part I: Conceptual model[J]. J Atmos Sci, 2000, 54(7): 811-829.
- [6] WEISBERG R H, WANG C Z. A western pacific oscillator paradigm for the El Niño-Southern Oscillation[J]. Geophys Res Lett, 2013, 24(7): 779-782.
- [7] WANG C. A unified oscillator model for the El Niño-Southern Oscillation[J]. J Clim, 2001, 14(1): 98-115.
- [8] 李崇银. 频繁强东亚大槽活动与 El Niño 的发生[J]. 中国科学(B 辑), 1988, 31(6): 667-674.
- [9] 李崇银, 周亚萍. 热带大气季节内振荡与 ENSO 的相互关系[J]. 地球物理学报, 1994, 37(1): 17-26.
- [10] 李崇银, 穆明权. 异常东亚冬季风激发 ENSO 的数值模拟研究[J]. 大气科学, 1998, 22(4): 481-490.
- [11] 张人禾, 黄荣辉. El Niño 事件发生和消亡中热带太平洋纬向风应力的动力作用 I: 资料诊断和理论分析[J]. 大气科学, 1998, 22(4): 587-599.
- [12] 任雪娟, 杨修群, 韩博. 北太平洋冬季海-气耦合的主模态及其与瞬变扰动异常的联系[J]. 气象学报, 2007, 65(1): 52-62.
- [13] SAJI N H, GOSWAMI B N, YAMAGATA T, et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean[J]. Nature, 1999, 401(6 751): 360-363.
- [14] 谭言科, 张人禾, 何金海. 热带印度洋海温的年际异常及其海气耦合特征[J]. 大气科学, 2003, 27(1): 53-56.
- [15] NIILER P, STEVENSON J. The heat budget of tropical ocean warm-water pools[J]. J Mar Res, 1982, 40(Suppl): 465-480.

- [16] TOURRE Y M, WHITE W B. ENSO signals in global upper-ocean temperature[J]. *J Phys Oceanogr*, 1995, 25(6): 1 317-1 332.
- [17] 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): 1 747-1 751.
- [18] 琚建华, 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.
- [19] 杨辉, 贾小龙, 李崇银. 热带太平洋-印度洋海温异常综合模及其影响[J]. *科学通报*, 2006, 51(17): 2 085-2 090.
- [20] 刘秦玉, 武术, 杨建玲. 热带三大洋海气耦合模态及其相互作用的研究进展[J]. *海洋学报*, 2007, 29(1): 1-6.
- [21] NOBRE P, SRUKLA J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America[J]. *J Clim*, 1996, 9(10): 2 464-2 479.
- [22] CHANG P, JI L, LI H. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions[J]. *Nature*, 1997, 386 (6 616): 516-518.
- [23] XIE S P. A dynamic ocean-atmosphere model of the tropical Atlantic decadal variability[J]. *J Clim*, 1999, 12(12): 64-70.
- [24] 贾小龙, 陈丽娟, LUO J J. 利用海气耦合模式预测的大尺度环流进行热带气旋年频数的预测试验[J]. *热带气象学报*, 2013, 29(1): 37-46.
- [25] 郝赛, 毛江玉, 吴国雄. 南海海气相互作用对热带气旋生成的影响——一个例诊断[J]. *热带气象学报*, 2013, 29(5): 759-768.
- [26] 刘秦玉, 范磊. 热带海洋-大气耦合的主模态[J]. *中国海洋大学学报(自然科学版)*, 2009, 39(5): 815-821.

MID-LOW LATITUDE AIR-SEA INTERACTION IN THE COUPLING CHANGES

HUANG Yong¹, HUANG Gang^{1,2}, WANG Ye-gui³, WANG Ying³

(1. LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

3. 61741 Troops of PLA, Beijing 100094, China)

Abstract: Using the NCEP/NCAR reanalysis data, the sea surface temperature (SST) data of Hadley Center /the United Kingdom Meteorological Office during 1948 to 2003 and singular value decomposition (SVD) method, we investigate the leading coupled modes between the SST anomalies and the atmospheric circulation anomalies in the East Asia-subtropical North Pacific region. The results show that the global mid-low latitude air-sea interaction is the coupling of an organic whole, regardless of its annual or decadal change there is synchronized coupling. This also gives us a new idea of global changes in air-sea coupling. The results of extracted composite analysis of SST anomaly and wind anomaly of the basic air-sea coupled mode in positive and negative anomalous years show that when the sea water of the equatorial eastern Pacific is warm, the tropical Indian Ocean and tropical Atlantic sea water is simultaneously warm, while at the same time the SST of the area from the tropical western Pacific to mid-latitude Pacific is generally cool. The sea water in both of the east and west of the Pacific coast is generally warm. In terms of the Indian Ocean, the large sea area of 30~50 °S of the southern Africa has obvious negative SST anomalies. There are obvious negative SST anomalies in the sea areas north of 30 °N on the east coast of the North America and south of 30 °S on the east coast of the South America. When the SST of the eastern equatorial Pacific is cool, the reverse is true for the SST distribution of each of the oceans.

Key words: climatology; coupling mode; singular value decomposition; air-sea interaction