

MJO与热带风场、海温日变化的关系

徐淑雯¹, 夏旻慧², 王晓春³, 朱天懋¹

(1. 国家海洋局 南通海洋环境监测中心站, 江苏 南通 226002; 2. 南京信息工程大学大气科学学院, 江苏 南京 210044;
3. 南京信息工程大学海洋科学学院, 江苏 南京 210044)

摘 要: 利用CCMP的风场、NOAA地表日均太阳辐射通量等资料,研究了MJO与风场和海表温度日变化的关系。结果表明:MJO不同位相时,风场及海表温度日变化有明显不同。当夏季MJO处于发展位相(位相1—4)时,赤道印度洋经向风场的日变化偏弱;而西太平洋经向风场的日变化偏强;当MJO处于成熟位相(位相5—8)时,赤道印度洋和西太平洋的经向风场日变化与发展位相时相反。MJO对于海表温度场日变化的调制,冬季比夏季表现得更加明显。同时使用Dynamo的实测资料证明了在经验公式中赤道地区驱动海温日增暖的主要因子是风场的变化,辐射场对其影响远不如风场的变化。

关键词: 热带大气季节内振荡;位相;经向风场日变化;海温日增暖;太阳辐射场

中图分类号: P732 **文献标识码:** A **文章编号:** 1003-0239(2018)01-0080-15

1 引言

热带大气季节内振荡(Madden-Julian Oscillation, MJO)的信号最先由Madden和Julian于20世纪70年代初发现的,即热带大气的风场和气压场存在30~50 d周期性大尺度振荡的现象^[1],它是热带大气季节内最强的振荡信号。MJO是热带大气重要的环流系统之一,它会影响太平洋岛屿、亚洲和澳大利亚季风区、以及南北美西海岸和非洲地区的降水,同时也会调制太平洋和加勒比海热带气旋的生成,它的活动和异常变化对全球中期以及更长时间尺度的预报都会有影响。因此自其被发现以来,便激发了全世界许多大气科学家和海洋科学家对其进行研究探索的兴趣,国内外对MJO的结构特征和活动规律开展了一系列研究^[2-5]。MJO是热带海洋上的大气扰动,与海表西风爆发、深对流以及强降水密切相关。典型的MJO对流起源于印度洋,以30~60 d的周期用5 m/s的速度沿赤道东传直至中太平洋地区然后加速移动绕行地球。MJO是许多事件的起因,它影响我国南海冬季风异常,也能调

制热带太平洋和加勒比海区域热带气旋的产生,并且影响大西洋区域赤道海表风场的变化^[1-2]。

热带云团和降水的日变化已经被研究了几十年,先前的研究主要基于海表观测资料,随后的研究更多的运用了各种云团降水的卫星和雷达资料,大部分研究认为对流或降水的最大值在开阔海域更可能出现在清早,在陆地出现在傍晚时分^[3-4]。由于海表温度也会对不同时间尺度的大气过程产生反馈作用,热带地区SST的日变化也被格外关注并被加以了研究,SST的日变化对西太平洋暖池区的海表潜热感热通量有着重要的影响^[5],对海边温度的季节内变化也会产生影响^[6-7]。

先前的研究指出MJO与日变化间存在有趣的尺度作用,许多研究显示热带海表温度和深对流的日变化受MJO活动的调制作用。Weller等^[8]指出热带海洋全球大气(Tropical Ocean-Global Atmosphere, TOGA)海洋大气耦合响应实验(Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment, COARE)期间,赤道西太平洋的海温日变化在较弱风速时比在MJO西风带位相时更大。Chen等^[3]认为热带深

收稿日期: 2017-04-27; 修回日期: 2017-09-05。

基金项目: 南京信息工程大学启动基金(S8113046001)。

作者简介: 徐淑雯(1991-),女,助理工程师,硕士,主要从事海洋环境预报工作。E-mail:believe2destiny@163.com

对流云系统的日变化在MJO对流活跃位相期间更大,并在清早达到最大;然而在MJO对流抑制位相期间深对流云系统的日变化更小,在下午有最小极值出现。Sui等^[49]发现MJO对流活跃和抑制位相期间地表降水的日变化存在显著差别,但在MJO这两种位相中的降水日变化没有明显的差别;在MJO位相不活跃期间海岸性大陆的日变化是最强的,在MJO活跃位相时变弱,可能是由于MJO的大尺度环流切断了当地海风环流;开阔的海域上,深对流信号在夜间达到峰值在MJO处于活跃位相期间且生命周期长、有组织的中尺度系统盛行。Tian等^[10]研究了MJO对热带地区深对流云量日变化的影响,指出在MJO对流活跃位相期间热带深对流云量的日变化在陆地和海洋都增强,在MJO对流抑制位相期间减弱;同时也指出MJO对日振幅的调制作用在东印度洋强于西太平洋和海岸性大陆地区。Oh等^[11]研究了南半球夏季MJO对海岸性大陆降水日变化的影响,发现当MJO对流活跃位相靠近海岸性大陆时,每小时最大降水将会增加,相反当MJO对流抑制位相到达时,每小时最大降水将会减少。

也有研究显示日变化同样也能影响MJO的活动,Slingo等^[12]研究表明MJO抑制位相期间海表温度的日变化可能利于激发浓积云,利于增加对流层湿度且让大气预先为向下一个MJO活跃位相转变;同时也指出海岸性大陆上海风环流的日变化可能是该地区MJO活动减弱的原因。Woolnough等^[6]指出海表温度的日变化能够调制海表温度的季节内变化且转而影响一维海洋混合模型中的MJO。

先前的许多研究集中于MJO与日变化的尺度相互作用^[9-10],MJO强烈的影响着赤道印度洋和西太平洋的上层热通量,通常以海表温度的季节性变化表现出来。暖的海表温度异常约滞后减弱的对流异常1/4个周期,且有MJO异常对流的东传现象,然而其又会反馈至大气从而影响MJO的发展和传播^[13]。杨洋等^[14]指出热带印度洋的SST日变化幅度受到MJO的调制,在大气季节内振荡对流最强位相时,SST日变化达到极小值,且SST日变化的差异主要是由短波辐射的季节内变化所导致,其次是风应力和潜热通量的影响。然而目前MJO的预测仍不理想,大部分原因是由于模式中缺乏多尺度过程的再现,由于缺乏基本了解和足够的观测资料使得这些

物理过程很难被参数化,海气反馈作用在MJO的产生和发展中的作用仍不得而知。但是研究MJO与热带风场、海温场日变化的关系,可以加深我们对这一问题的基本认识,了解其基本过程,进而推断可能机制和原因,这将会有利于模式模拟MJO活动的研究和进步。

2 MJO与风场日变化的关系

对2000—2011年共12 a一天4次的多平台交叉较准(Cross-Calibrated Multi-Platform, CCMP)的风场资料进行处理:以夏季为例,首先选取研究季节夏季即6—8月对应风速(冬季12—2月);接着将夏季一日4次的风速 u 、 v 归类到那一日所对应的MJO的1—8位相(即将12 a夏季共1 104 d,一天4个时次的风速 u 、 v 分归到自己所在那一天时所对应的MJO位相,MJO仍为Wheeler和Hendon定义的逐日MJO指数);然后,将位相1 v 风场的4个时次分别做合成,对 u 风场和位相2—8也做同样处理;最后对位相1—8的 u 、 v 风场分别做调和分析,来研究MJO与风场日变化的关系。

冬季分位相后 u 风场的变化程度从其分位相后经调和分析得到的振幅二维分布(见图1)可以看出:赤道印度洋地区($60^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$, $8^{\circ}\text{S}\sim 8^{\circ}\text{N}$)冬季位相1—8的 u 风场日变化都不大,基本均未过95%信度的 F 检验。而在赤道西太平洋地区($150^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$, $8^{\circ}\text{S}\sim 8^{\circ}\text{N}$)出现与印度洋不一样的现象,MJO处于1—3位相时, u 风场在赤道西太平洋地区的日变化很大,此时MJO的对流活跃位相位于赤道印度洋地区;当MJO处于5—7位相,即MJO活跃对流已东传至西太平洋地区时,赤道西太平洋 u 风场日变化范围和强度都显著减小;到MJO第8位相时, u 风场日变化在该地区又开始变大,可能跟此时印度洋MJO对流再次发展、中西太平洋MJO对流减弱有关。冬季 v 风场在赤道印度洋的变化要明显强于 u 风场的日变化(见图2),位相1时在赤道印度洋的 v 风场日变化比较大;但在2、3位相时,其变化程度明显减小;从第4位相开始又增大,到7、8位相后,该地区的 v 风场变化再次开始减弱。 v 风场在赤道西太平洋的变化与风场 u 的日变化程度类似,当MJO处于1—4位相时, v 风场日变化较大;MJO处于5—8位

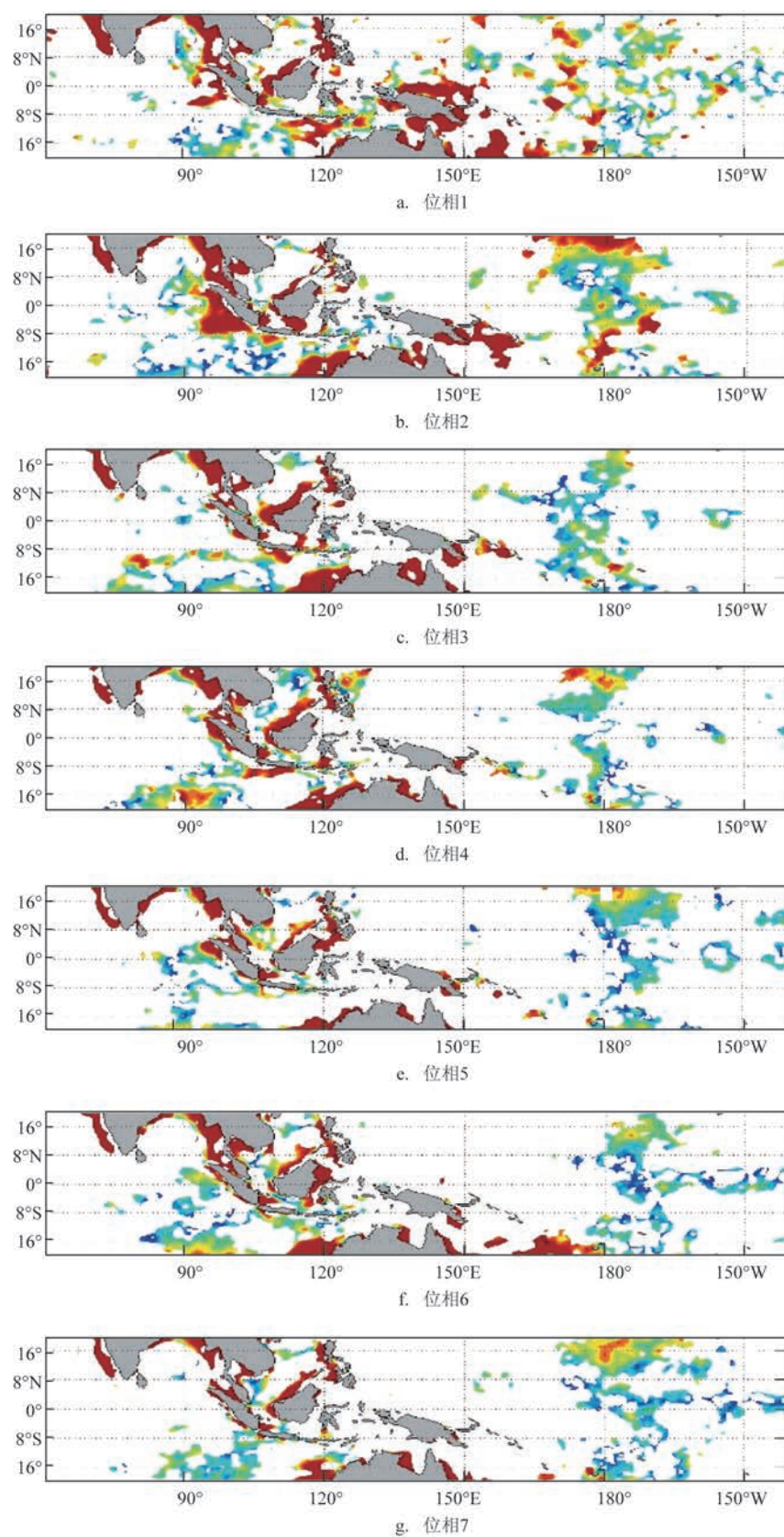


图1 冬季 u 风场分位相调和分析振幅二维分布(过95%的信度检验区域)

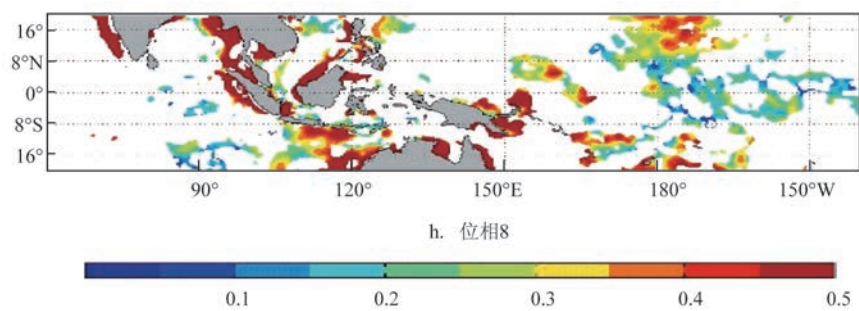
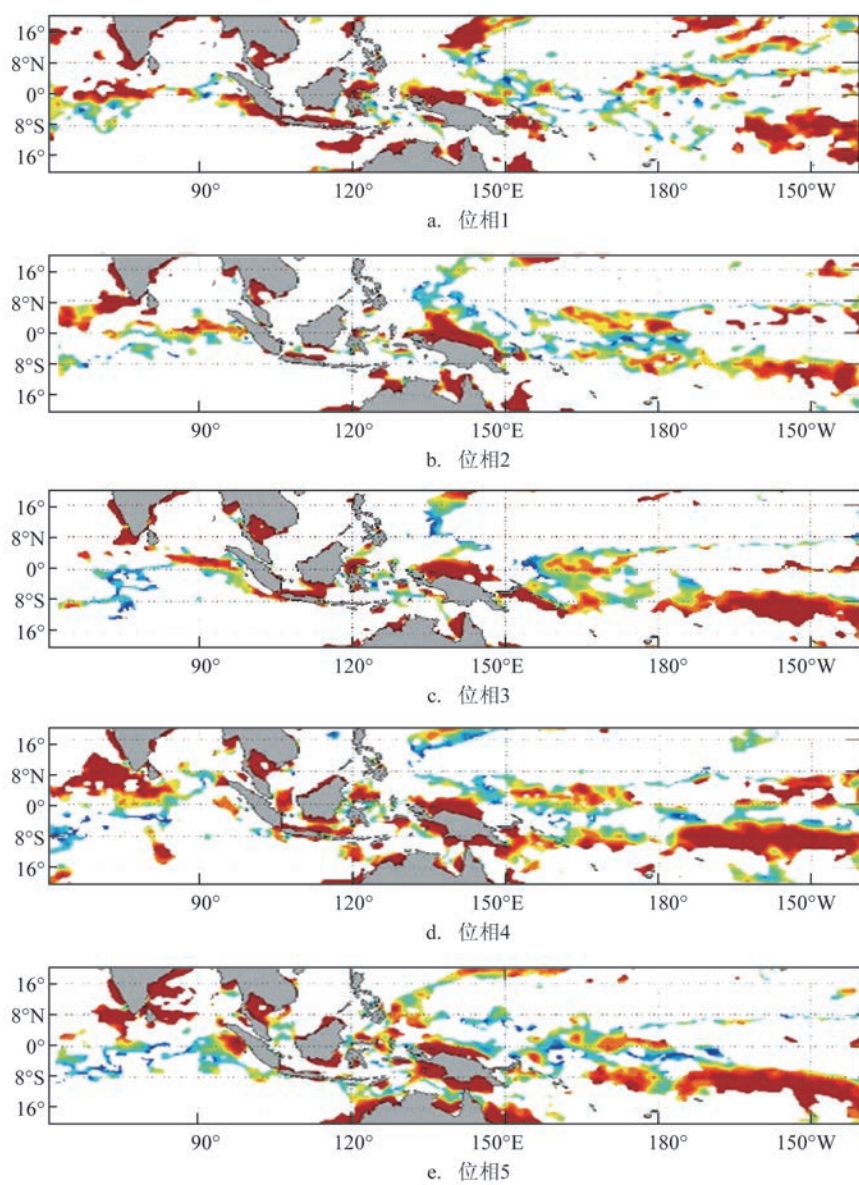


图 1(续)

图 2 冬季 v 风场分位相调和分析振幅二维分布(过95%的信度检验区域)

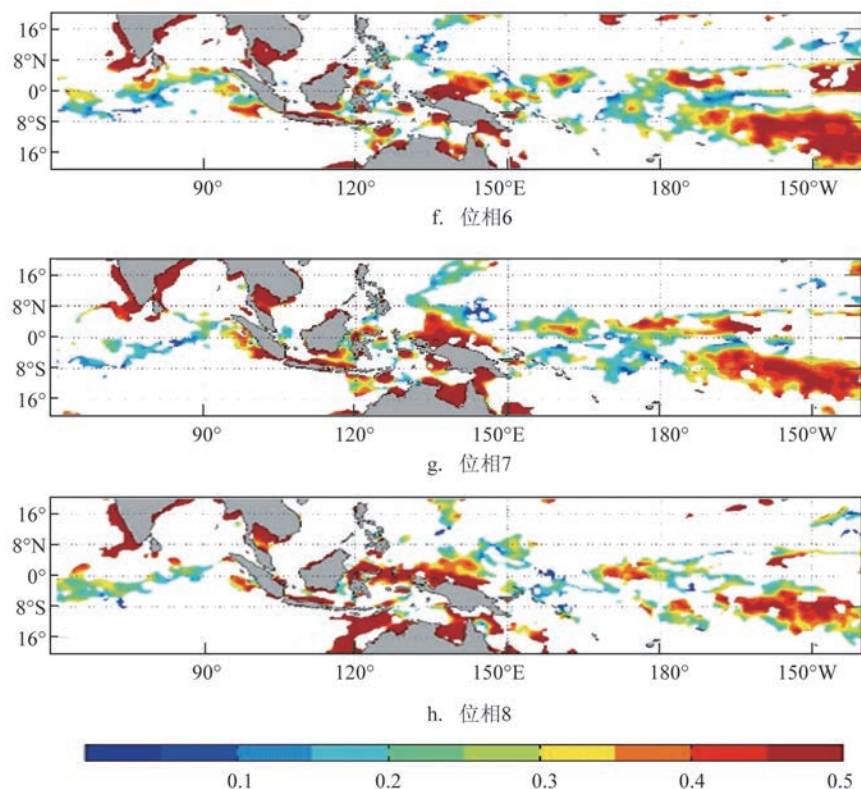


图2 (续)

相时,该地区 v 风场的日变化强度逐渐减小,但不明显。

夏季分位相后 u 风场的变化程度从其分位相后经调和分析得到的振幅二维分布(见图3)可以看出:赤道印度洋地区($60^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$, $8^{\circ}\text{S}\sim 8^{\circ}\text{N}$)夏季位相1—8的 u 风场日变化显著区域不大,1、2位相时,在赤道印度洋基本看不到 u 风场的日变化;从位相3开始,在该地区逐渐有较小的范围的 u 风场日变化出现。而在赤道西太平洋地区当MJO处于1—4位相时, u 风场在赤道西太平洋地区有强日变化,此时MJO的对流活跃位相位于赤道印度洋地区;当MJO处于5—8位相,即MJO活跃对流已东传至西太平洋地区时,在赤道西太平洋基本看不到 u 风场的日变化。夏季 v 风场在赤道地区的日变化强度和范围(见图4)都强于 u 风场的日变化,也明显强于冬季 v 风场的日变化,位相1—3时在赤道印度洋的 v 风场日变化比较小,除了在位相2时突然有一个强度的明显增加,这也可能是统计方法上的误差导致的;从第4位相开始逐渐增大,MJO活跃对流已东传至西太平洋地区;到7、8位相后,该地区的 v 风场变化

再次开始减弱,这可能与该地区新一轮的MJO对流的发生有关。 v 风场在赤道西太平洋的变化与风场 u 的日变化程度类似,当MJO处于1—4位相时, v 风场日变化较大;MJO处于5—8位相时,该地区 v 风场的日变化强度逐渐减小;夏季赤道地区 v 风场的日变化与MJO活跃对流的区域变化相一致,因此下文主要挑选夏季赤道地区的日变化来研究。

从振幅场的二维分布可以发现 v 风场日变化强度在夏季强于 u 风场的日变化,为了更清楚的表示 v 风场日变化在赤道印度洋和西太平洋地区随MJO位相是如何变化的。于是定量的分析夏季赤道地区 v 风场的日变化,从 v 风场日变化振幅在赤道印度洋和西太平洋过检验区域的百分比图(见图5)发现:位相1、3时, v 风场在赤道印度洋日变化较小;从位相4开始,赤道印度洋的 v 日变化强。而位相1—4时, v 风场在赤道西太平洋的日变化较强;从位相5开始,赤道西太平洋的 v 日变化减弱;位相8时, v 日变化的再次增强可能与此时该地区MJO对流的减弱,MJO新一轮强对流在印度洋地区再次发展起来有关。整体上来分析,可以发现除了位相2,

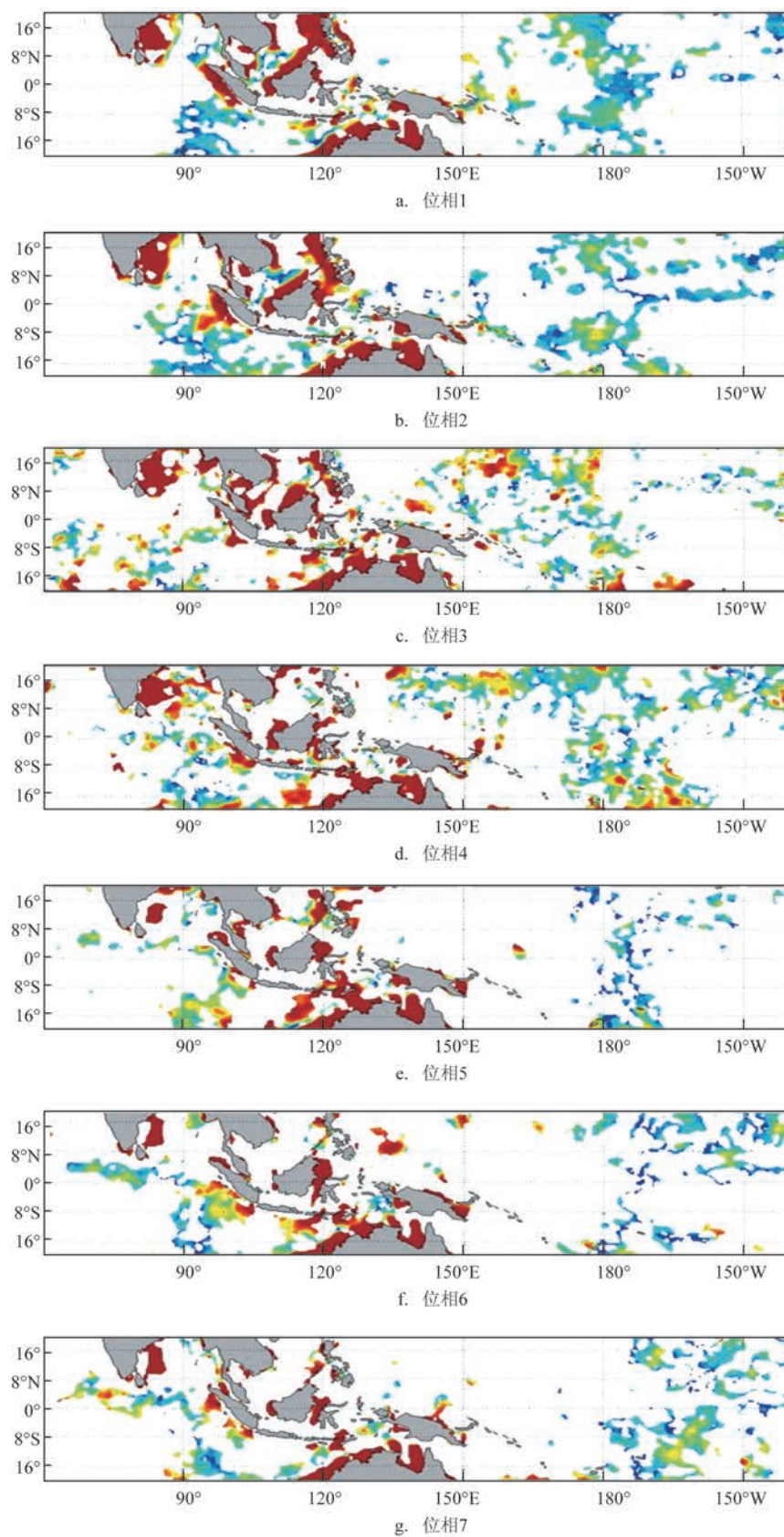


图3 夏季 u 风场分位相调和分析振幅二维分布(过95%的信度检验区域)

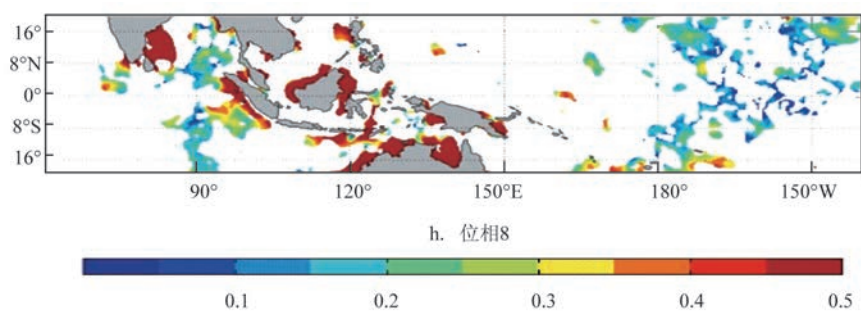
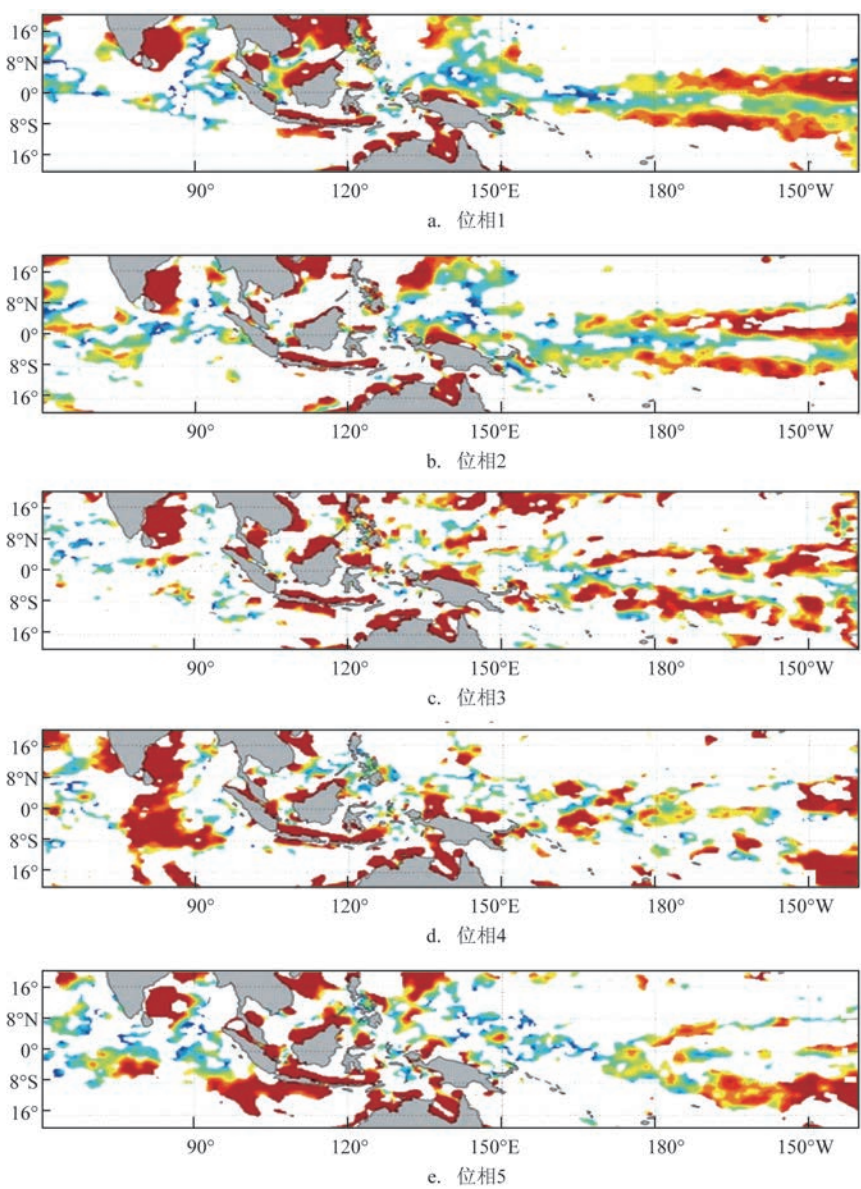


图 3 (续)

图 4 夏季 ν 风场分位相调和分析振幅二维分布 (过 95% 的信度检验区域)

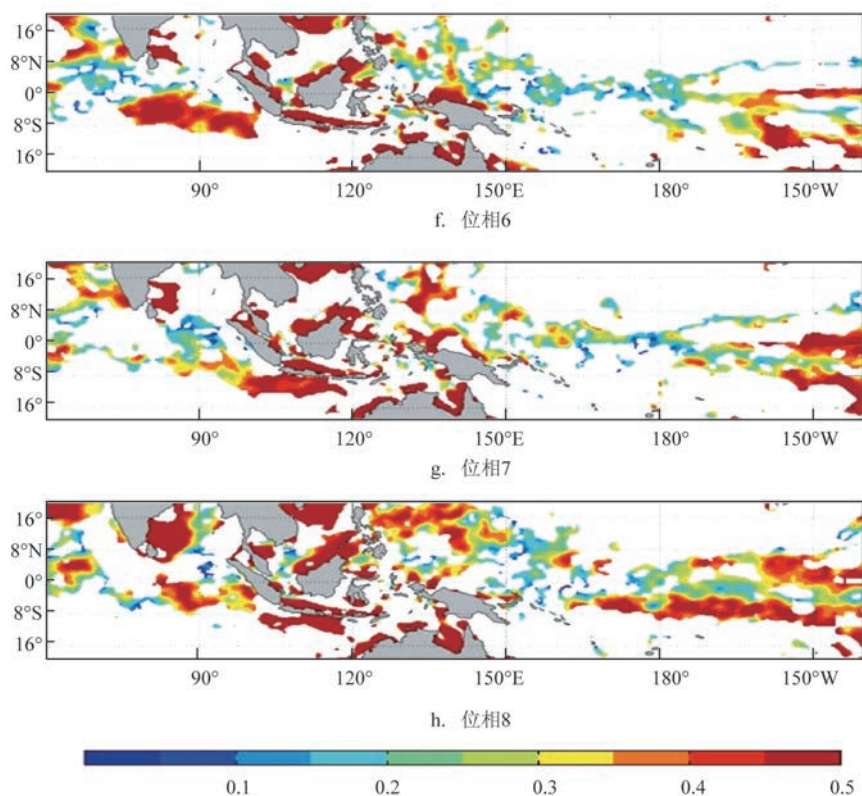
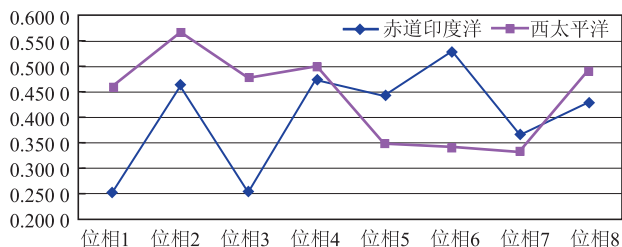


图4 (续)

图5 夏季风场 v 日变化振幅在赤道印度洋和西太平洋过检验区域的比率

v 风场日变化振幅在赤道印度洋和西太平洋呈反位相形式变化,也说明了MJO活动对 v 风场的日变化有较强的调制作用。

3 MJO与海温日增暖的关系

对2000—2011年共12 a一天4次的CCMP的风场资料进行处理:首先,求出一天4个时次的风速值;接着对这一天4次的风速求平均,得到每天的风

速;然后分季节选取对应风速(冬季:12—2月;夏季:6—8月);最后将研究季节对应的风速归类到那一日所对应的MJO的1—8位相(即将12 a夏季共1 104 d的风速分归到自己所在那一天时所对应的MJO位相,MJO位相为Wheeler和Hendon定义的逐日MJO指数)。随后对2000—2011年美国国家海洋和大气管理局(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)的地表日均太阳辐射通量进行处理:将 192×94 的格点辐射资料插值成与风场一样的 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的网格上;然后将辐射场归类到那一日所对应MJO的1—8位相中。

将处理后的 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 日平均风场和日平均海表太阳短波辐射通量带入Gentemann等^[15]经验公式计算得到海温的日增暖,再分别对MJO 1—8位相的海温日增暖做合成,得到2000—2011年夏季海温日增暖的二维分布(见图6)。Gentemann等人提出的海温日增暖经验公式如下:

$$\Delta SST(t, Q, u) = 0.344f(t) \cdot [(Q - Q_0^p) - 1.444 \times 10^{-3} \cdot (Q - Q_0^p)^2] \cdot e^{-0.29u}; \text{ 当 } Q \leq Q_0^p \quad (1)$$

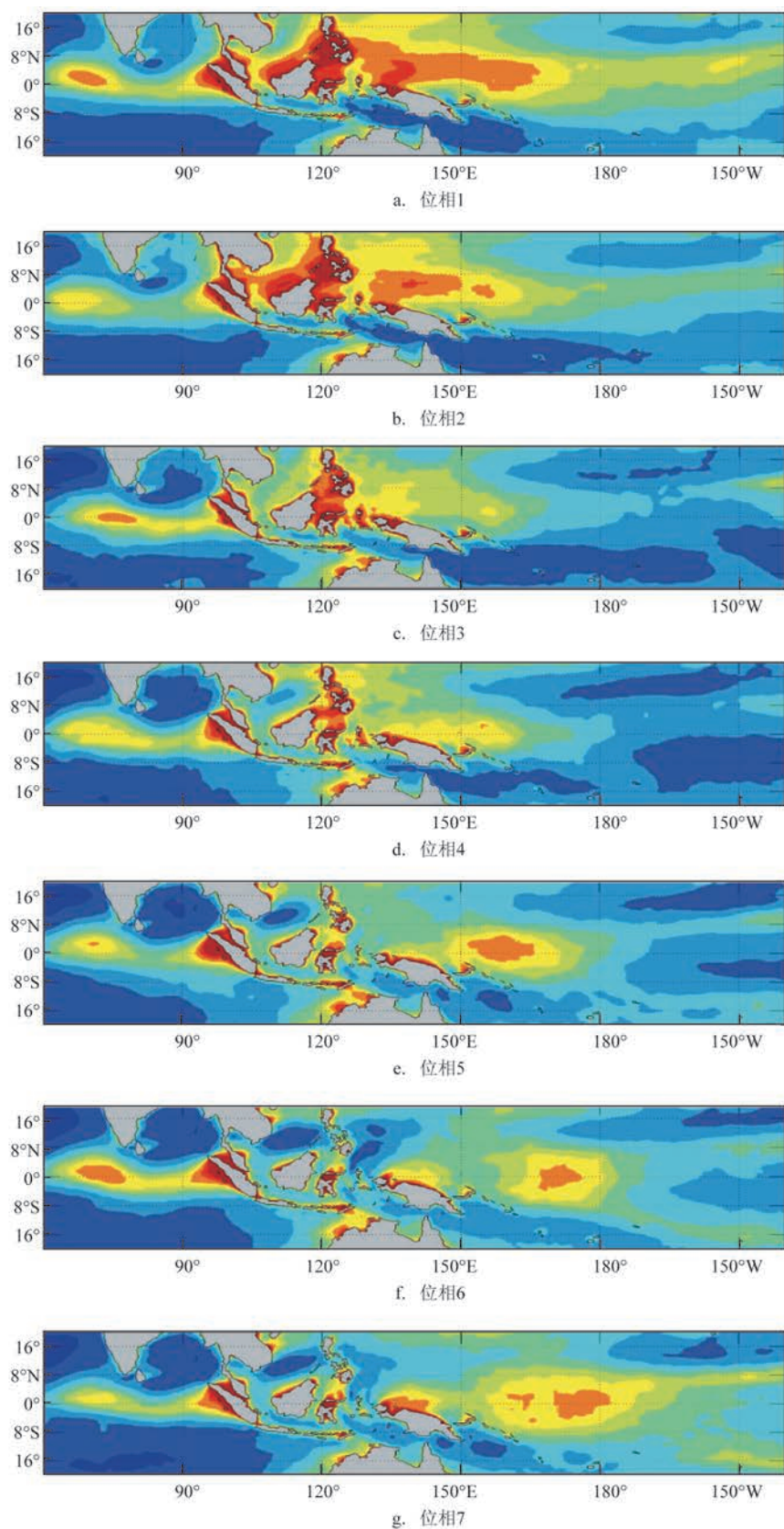


图6 2000—2011年夏季海温日增暖(单位:°C)随MJO位相变化的二维分布

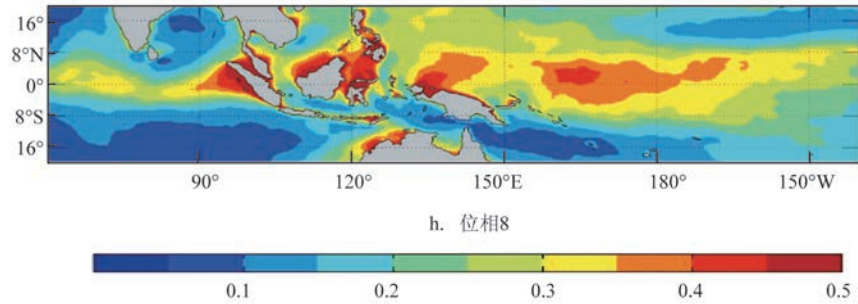


图6 (续)

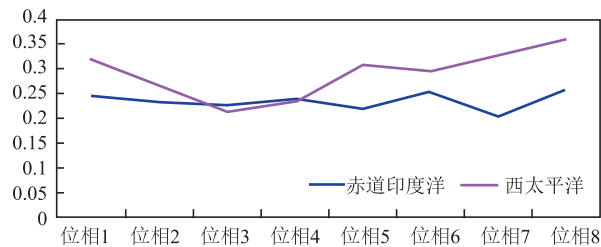


图7 夏季海温日增暖在赤道印度洋和西太平洋区域的平均(单位:°C)

$$f(t) = [6.814 - 6.837 \cos(\omega t) - 8.427(\omega t) + 1.447 \cos(2\omega t) + 4.274 \sin(2\omega t) - 0.407 \cos(3\omega t) - 0.851 \sin(3\omega t) + 0.457 \cos(4\omega t) - 0.555 \sin(4\omega t) - 0.101 \cos(5\omega t) + 0.375 \sin(5\omega t)] \times 0.001 \quad (2)$$

$$\omega = 0.266 \text{ 8/hr}; Q_0^p = 24 \text{ W/m}^2 \quad (3)$$

从图6赤道地区海温日增暖随MJO位相变化的分布发现:在赤道印度洋地区,海温日增暖随MJO位相的转移其变化不明显;而在赤道120°~150°E的西太平洋地区,MJO处于1—3位相时的海温日增暖强度明显较大,此时MJO活跃对流位于赤道印度洋区域;当MJO对流东传至该西太平洋该区域即第4位相时,此处的海温日增暖显著减小,直至MJO第8位相时,MJO活跃对流已东传至150°~180°E的西太平洋后,该地区(120°~150°E)海温日增暖又开始增加;说明在赤道120°~150°E的西太平洋区域,海温日增暖与MJO活跃对流的东传活动相一致,此处海温日增暖明显受MJO活动的调制作用。比较夏季海温日增暖在赤道印度洋和西太平洋区域的平均(见图7),赤道印度洋地区的海温日增暖随MJO位相的变化不显著;除了位相1,赤道西太平洋海温日增暖在MJO前4个位相相对比较

小,而在后4个位相即位相5—8时,海温日增暖显著增加。与图5赤道地区 v 风场振幅变化相比,发现赤道地区海温日增暖并不与该地区 v 风场的日变化相一致;赤道印度洋区域 v 风场的变化可能与该地区海温日增暖梯度(计算的是海温日增暖垂直 y 方向的梯度)有关(见图8),位相1—3时,赤道印度洋有较明显的海温日增暖梯度,但位相4—7的海温日增暖梯度明显大于此时,由此可以推断该地区海温日增暖梯度增大可能是 v 风场日变化增强的推动因子,但还需进一步研究确认。

从图9冬季赤道地区海温日增暖随MJO位相变化的分布发现:在赤道印度洋地区,在位相1—3时,海温日增暖较小;但从位相4开始到位相8,该地区海温日增暖逐渐变大,显著大于前3个位相。在赤道西太平洋地区,位相1—3时,海温日增暖较大,此时MJO活跃对流位于印度洋地区;位相4—8对应的海温日增暖均减小,MJO对流已东传至西太平洋地区。说明冬季MJO活跃对流对赤道地区的海温日增暖具有很好的调制作用。为了更清楚的显示这两个地区的海温日变化和MJO位相的关系,求出赤道印度洋和西太平洋的海温日增暖平均(见图10),发现赤道印度洋和赤道西太平洋的海温日增暖呈明显的反位相变化形式,其变化与MJO活跃对流的移动相一致。

从Gentemann等^[15]提出计算海温日增暖的经验公式计算得到的夏季海温日增暖随MJO位相变化的分布,我们可以发现:在此公式中,赤道地区驱动海温日增暖的主要因子是风场的变化,辐射场对其影响远不如风场的变化。用2011年关于季节内变化的印度洋合作实验-MJO的动态变化(Cooper-

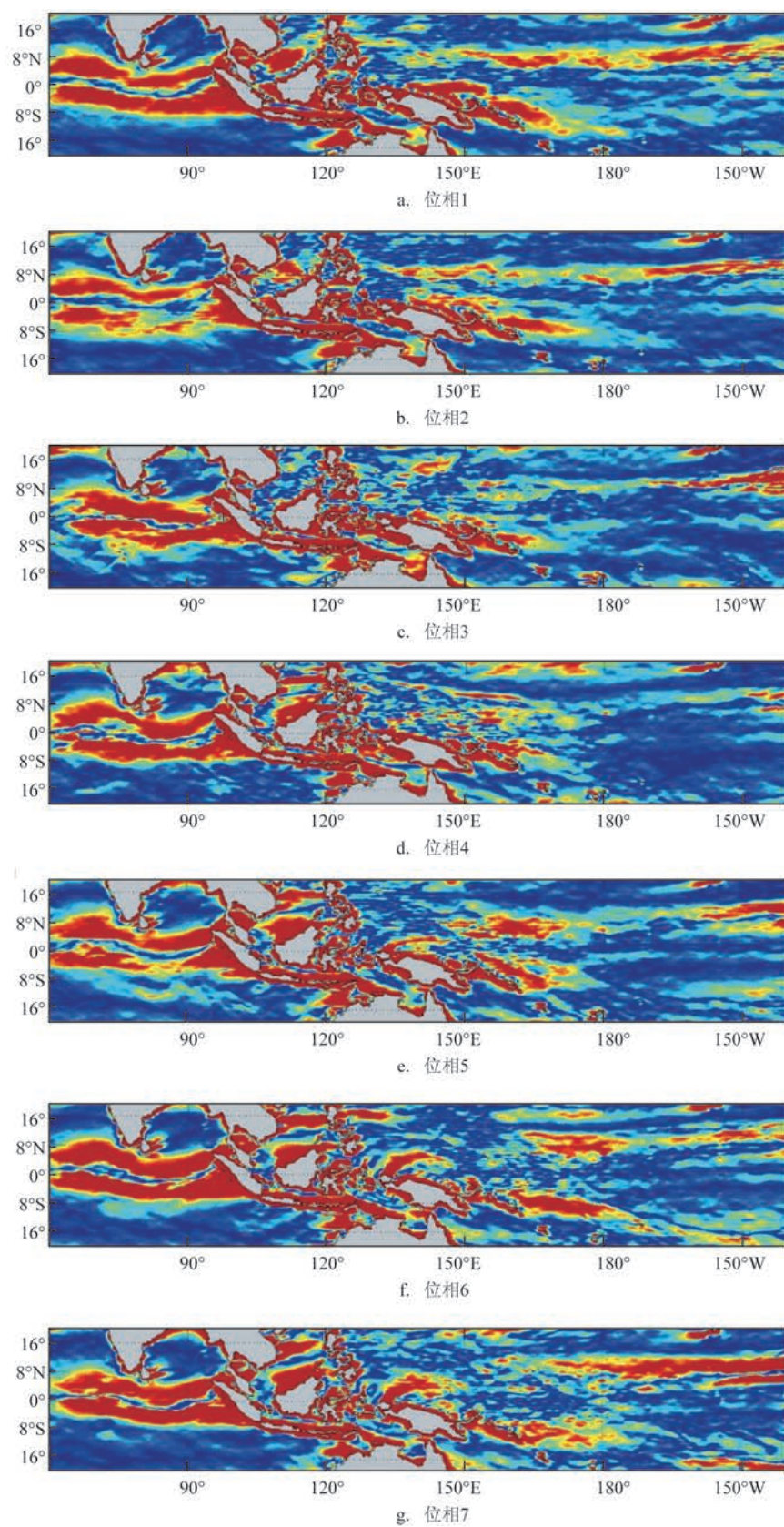


图8 2000—2011年夏季海温日增暖梯度(单位: $3.6 \times 10^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C/km}$)随MJO位相变化的二维分布

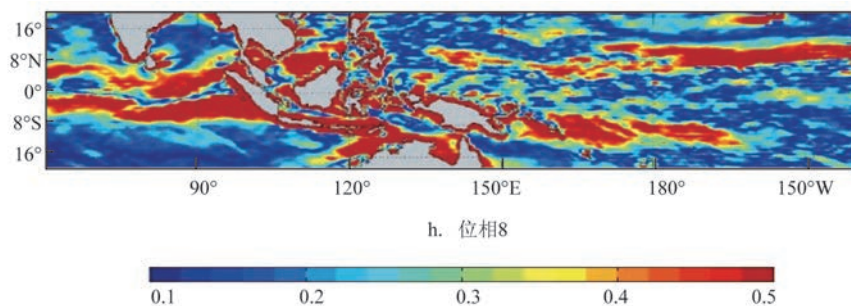


图 8 (续)

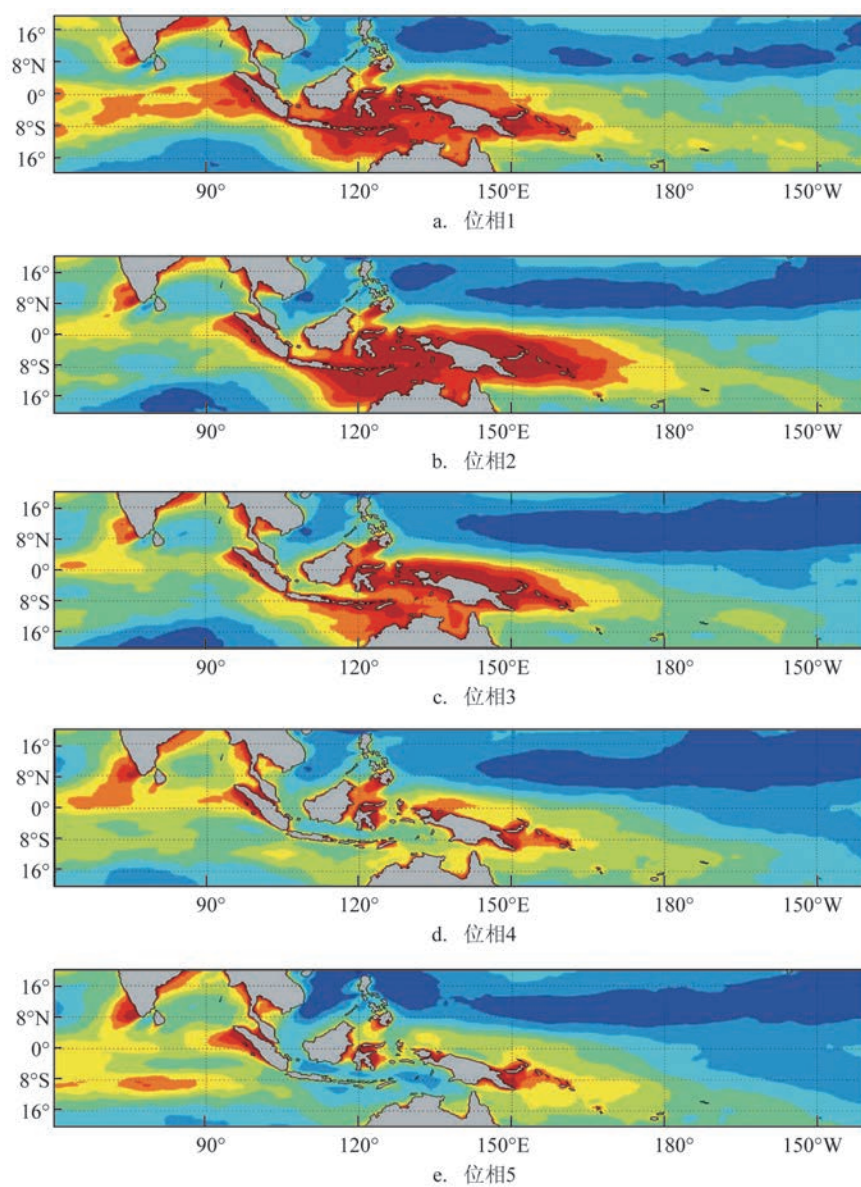


图 9 2000—2011 年冬季海温日增暖(单位: °C)随 MJO 位相变化的二维分布

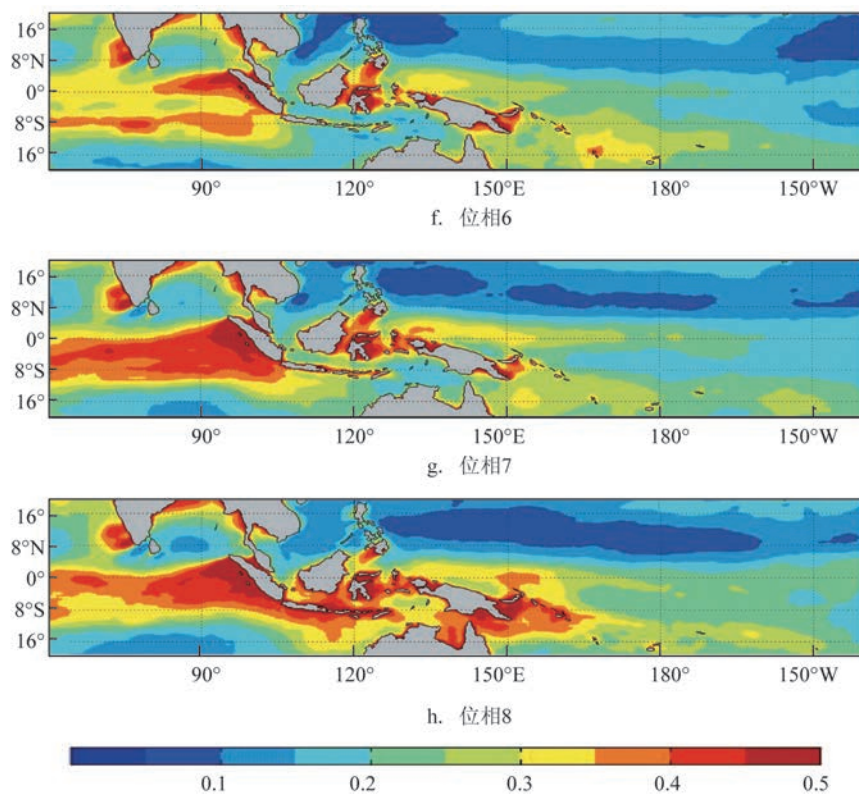


图9 (续)

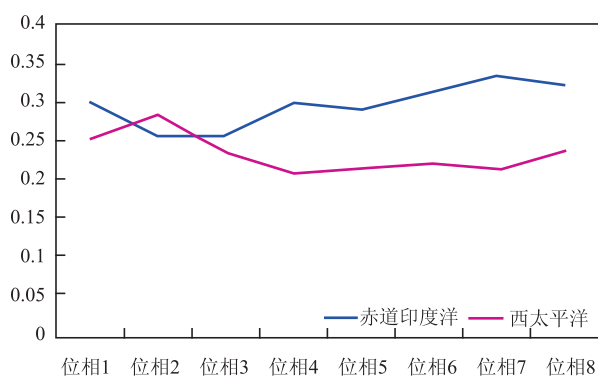


图10 冬季海温日增暖在赤道印度洋和西太平洋区域的平均(单位:°C)

ative Indian Ocean Experiment on Intraseasonal Variability in the Year 2011/Dynamics of the MJO, DYNAMO)的实际观测资料(见图11),我们再次验证得到赤道地区风场是海温日增暖的主要影响因素。图11a和11b中计算得到的海温日增暖的相关系数是0.897 1,由此说明了本文所使用的计算海温日增暖的经验公式是可行的;图11b和11c同样是经验公式计算点(80.5°E,0°N)的海温日增暖值,两者

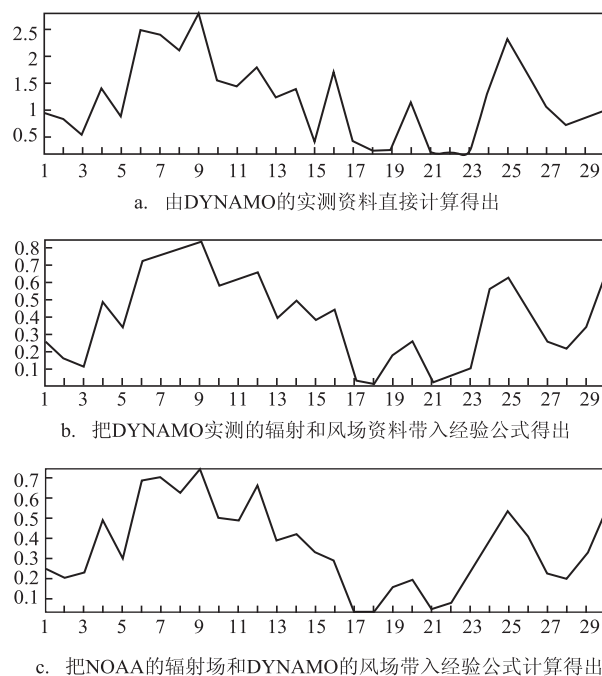


图11 2011年11月8日—12月7日,点(80.5°E,0°N)海温日增暖变化

(1表示2011年11月8日,2表示2011年11月9日,3表示2011年11月10日,以此类推,直至30表示2011年12月7日)

所用的风场资料均选用实测值,而辐射资料的选取却不同,前者选取的是DYNAMO的实测值,后者选取的是NOAA再分析辐射值,经比较两者差异很大(图略);但图11b和11c的海温日增暖相关系数高达0.902 2,由此证明在计算海温日增暖的经验公式中,辐射场对其影响较小。

4 结论

本文主要使用CCMP的风场、NOAA的辐射场以及DYNAMO的实际观测资料,分析了MJO不同位相活动期间赤道地区风场和海表温度日变化特征及其关系,得到以下主要结论:

(1)冬季赤道印度洋地区($60^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$, $8^{\circ}\text{S}\sim 8^{\circ}\text{N}$)位相1—8的 u 风场日变化都不大;而在赤道西太平洋地区($150^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$, $8^{\circ}\text{S}\sim 8^{\circ}\text{N}$),MJO处于1、2、3位相时, u 风场日变化很大,此时MJO的对流活跃位相位于赤道印度洋地区;当MJO处于5—7位相, u 风场日变化范围和强度都显著减小,此时即MJO活跃对流已东传至该地区;到MJO第8位相时, u 风场日变化又开始变大,可能跟此时印度洋MJO对流再次发展、中西太平洋MJO对流减弱有关。冬季 v 风场在赤道印度洋的变化要明显强于 u 风场的日变化,在赤道印度洋MJO位于1—3位相时,其变化程度明显偏小;从第4位相开始增大,到7、8位相后,该地区的 v 风场变化再次开始减弱。 v 风场在赤道西太平洋的变化与风场 u 的日变化程度类似,当MJO处于1—4位相时, v 风场日变化较大;MJO处于5—8位相时,该地区 v 风场的日变化强度逐渐减小,但不是很明显;

(2)夏季赤道印度洋地区($60^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$, $8^{\circ}\text{S}\sim 8^{\circ}\text{N}$)位相1—8的 u 风场日变化显著区域不大,1、2位相时,在赤道印度洋基本看不到 u 风场的日变化;从位相3开始,在该地区逐渐有较小的范围的 u 风场日变化出现。赤道西太平洋地区($150^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$, $8^{\circ}\text{S}\sim 8^{\circ}\text{N}$)当MJO处于1—4位相时, u 风场在赤道西太平洋地区有强日变化,此时MJO的对流活跃位相位于赤道印度洋地区;当MJO处于5—8位相,即MJO活跃对流已东传至西太平洋地区时,在赤道西太平洋基本看不到 u 风场的日变化。夏季 v 风场在赤道地区的日变化强度和范围都强于 u 风场的日变

化,也明显强于冬季 v 风场的日变化。赤道印度洋在位相1—3时, v 风场日变化比较小;从第4位相开始逐渐增大,MJO活跃对流已东传至西太平洋地区;到7、8位相后,该地区的 v 风场变化再次开始减弱,这可能与该地区新一轮的MJO对流的发生有关。 v 风场在赤道西太平洋的变化与风场 u 的日变化相似,当MJO处于1—4位相时, v 风场日变化较大;MJO处于5—8位相时,该地区 v 风场的日变化强度逐渐减小;夏季赤道地区 u 、 v 风场的日变化与MJO活跃对流的区域变化相一致;

(3)夏季在赤道印度洋地区,海温日增暖随MJO位相的转移其变化不明显。而在赤道 $120^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 的西太平洋地区,MJO处于1—3位相时的海温日增暖强度明显较大;第4位相时,此处的海温日增暖显著减小,直至MJO第8位相时,MJO活跃对流继续东传后,该地区海温日增暖又开始增加;说明在赤道 $120^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 的西太平洋区域,海温日增暖与MJO活跃对流的东传活动相一致,此处海温日增暖明显受MJO活动的调制作用。

冬季在赤道印度洋地区,位相1—3时,海温日增暖较小;但从位相4开始,海温日增暖逐渐变大,显著大于前3个位相。在赤道西太平洋地区,位相1—3时,海温日增暖较大,此时MJO活跃对流位于印度洋地区;位相4—8对应的海温日增暖均减小,MJO对流已东传至西太平洋地区。赤道印度洋和赤道西太平洋的海温日增暖呈明显的反位相变化形式,其变化与MJO活跃对流的移动相一致,说明冬季MJO活跃对流对赤道地区的海温日增暖具有很好的调制作用;

(4)在由Gentemann等提出计算海温日增暖的经验公式中,赤道地区驱动海温日增暖的主要因子是风场的变化,辐射场对其影响远不如风场的变化。用DYNAMO的实际观测资料,我们也证明在计算海温日增暖的经验公式中,辐射场对其影响较小。

参考文献:

- [1] Zhang C. Madden-Julian Oscillation[J]. *Reviews of Geophysics*, 2005, 43(2): RG2003.
- [2] 周群, 黄焕卿. MJO对我国南海冬季风异常的影响[J]. *海洋预报*, 2016, 33(3): 9-17.
- [3] Chen S S, Houze R A. Diurnal Variation and Life-cycle of Deep Convective Systems Over the Tropical Pacific Warm Pool[J].

- Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1997, 123 (538): 357-388.
- [4] Sui C H, Lau K M, Takayabu Y N, et al. Diurnal Variations in Tropical Oceanic Cumulus Convection during TOGA COARE[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1997, 54(5): 639-655.
- [5] Webster P J, Clayson C A, Curry J A. Clouds, Radiation, and the Diurnal Cycle of Sea Surface Temperature in the Tropical Western Pacific[J]. Journal of Climate, 1996, 9(8): 1712-1730.
- [6] Woolnough S J, Vitart F, Balmaseda M A. The Role of the Ocean in the Madden-Julian Oscillation: Implications for MJO Prediction[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2007, 133 (622): 117-128.
- [7] 彭婕, 凌铁军, 王斌. 基于一个海洋混合层模式对中国近海浮标 SST 日变化的模拟[J]. 海洋预报, 2014, 31(3): 1-9.
- [8] Weller R A, Anderson S P. Surface Meteorology and Air-Sea Fluxes in the Western Equatorial Pacific Warm Pool during the TOGA Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment[J]. Journal of Climate, 1996, 9(8): 1959-1990.
- [9] Sui C H, Lau K M. Multiscale Phenomena in the Tropical Atmosphere over the Western Pacific[J]. Monthly Weather Review, 1992, 120(3): 407-430.
- [10] Tian B, Waliser D E, Fetzner E J. Modulation of the Diurnal Cycle of Tropical Deep Convective Clouds by the MJO[J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33(20): L20704.
- [11] Oh J H, Kim K Y, Lim G H. Impact of MJO on the Diurnal Cycle of Rainfall over the Western Maritime Continent in the Austral Summer[J]. Climate Dynamics, 2012, 38(5-6): 1167-1180.
- [12] Slingo J, Inness P, Neale R, et al. Scale interactions on diurnal to seasonal timescales and their relevance to model systematic errors[J]. Annals of Geophysics, 2003, 46(1): 139-155.
- [13] 李奎平, 于卫东, 李俐俐. 冬季热带印度洋季节内振荡的物理结构[J]. 海洋科学进展, 2009, 27(2): 133-139.
- [14] 杨洋, Li T, 李奎平, 等. 季节内振荡对热带印度洋 SST 日变化的调制——一维混合层模式的诊断结果[J]. 海洋学报, 2015, 37 (5): 34-43.
- [15] Gentemann C L, Donlon C J, Stuart-Menteth A, et al. Diurnal Signals in Satellite Sea Surface Temperature Measurements[J]. Geophysical Research Letters, 2003, 30(3): 1140.

Relationship between MJO and tropical wind diurnal cycle with SST diurnal warming

XU Shu-wen¹, XIA Min-hui², WANG Xiao-chun³, ZHU Tian-mao¹

(1. Nantong Marine Environmental Monitoring Center, S.O.A, Nantong 226000 China; 2. School of Atmospheric Science, NUIST, Nanjing 210044 China; 3. School of Marine Science, NUIST, Nanjing 210044 China)

Abstract: The relationship between MJO and wind diurnal cycle and sea surface temperature (SST) diurnal warming are analyzed by using CCMP wind field and NOAA surface solar flux. The results are as follows: Wind diurnal cycle and SST diurnal warming are significantly different when MJO in different phases. In summer, when MJO is in phases 1 to 4, the equatorial Indian ocean has strong precipitation and weak solar radiation, meridional wind (v) diurnal cycle becomes weak. V diurnal cycle in the Indian ocean becomes strong when MJO in phases 5-8. The meridional diurnal cycle in the western Pacific has an opposite performance with that in the Indian ocean. The effect of MJO on SST diurnal warming is stronger in winter than that in summer. The Dynamo observation data proves that the main factor causing sst diurnal warming in an empirical formula in the equatorial region is the changes of wind. The effect of radiation is far less than that of wind.

Key words: Madden-Julian Oscillation; phase; meridional wind diurnal cycle; SST diurnal warming; solar radiation