

孟加拉湾西南季风与南海热带季风季节内振荡特征的比较^{*1}

李汀¹ 琚建华²LI Ting¹ JU Jianhua²

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. 云南省气象局, 昆明, 650034

1. *State Key Laboratory of Numerical modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*2. *Yunnan Meteorological Service, Kunming 650034, China*

2011-10-09 收稿, 2013-01-24 改回.

李汀, 琚建华. 2013. 孟加拉湾西南季风与南海热带季风季节内振荡特征的比较. 气象学报, 71(3): 492-504

Li Ting, Ju Jianhua. 2013. A comparison of intra-seasonal oscillation characteristics between the southwest monsoon of the Bay of Bengal and the South China Sea summer monsoon. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(3): 492-504

Abstract Adopting the outgoing longwave radiation (OLR) and wind data of NCEP and the precipitation data of Japan, and using the filtering summer monsoon index (I_m) in 30–60 d averaged over the area of the Bay of Bengal (BOB) and the area of the South China Sea (SCS) respectively to present the Intra-Seasonal Oscillation (ISO) of the Southwest Monsoon (SM) of BOB and the South China Sea Summer Monsoon (SCSSM), the ISO features of the two monsoons are compared. The ISOs of SM of BOB and of SCSSM have 3 and half times of ISO waves during the summer monsoon period (May–October). Along the zone of the Arabian Sea–West Pacific, there are 4 times of summer monsoon ISO eastward propagation from Arabian Sea and 3 times of westward propagation from the western Pacific. After July, the westward propagation of ISO is inhabited and the eastward propagation can arrive to the western Pacific. There are 4 times of meridional propagation of monsoon ISO in both the areas of BOB and of SCS during the monsoon period. In the area of BOB, it is northward propagation from the tropic eastern Indian Ocean south of around 15°N, and is southward propagation of sub-tropical monsoon ISO north of around 15°N. However, in SCS, it is 4 times of northward propagation of the monsoon ISO from the Tropic. Both in the respective 6 phases of ISO of SM of BOB and of ISO of SCSSM, there is opposite-phase feature of the LF convection and circulation in the phase 1–3 to that in phase 4–6, which is caused by eastward and northward movement of ISO in the tropic eastern Indian Ocean. The LF convection propagates along the southwest-northeast direction from the tropic eastern Indian Ocean to BOB (needing about 14 d), exciting the ISO of SM of BOB, and then propagates eastward to SCS (needing about 6 d) to excite the ISO of SCSSM. It takes about 25 d for the ISO of SCSSM to propagate to South China with the result that the meridional and zonal relay propagation of ISO from the tropic Indian Ocean to South China experiences about 45 d. The precipitation belt impacted by SM of BOB moves eastward with the LF convection south of 20°N, but the precipitation belt impacted by SCSSM, in addition to the above, also moves northward with the LF convection of SCS north of 20°N.

Key words Intra-Seasonal Oscillation (ISO), Southwest Monsoon (SM) of the Bay of Bengal (BOB), the South China Sea Summer Monsoon (SCSSM), Meridional and zonal relay propagation of ISO

* 资助课题: 国家公益性行业(气象)专项(GYHY201306022)、中国科学院南海海洋研究所热带海洋环境国家重点实验室开放课题(LTO1203)和灾害天气国家重点实验室开放课题(2012LASW-A02)。

作者简介: 李汀, 主要从事季节内振荡、季风和海气相互作用方面的研究。E-mail: iamtingtingting@126.com

摘要 采用美国国家环境预报中心的向外长波辐射和风场资料及日本气象厅的降水资料,用 30—60 d 滤波后的夏季风指数在孟加拉湾和南海的区域平均值分别代表孟加拉湾西南季风和南海热带季风季节内振荡,对两支季风的季节内振荡特征进行比较分析,发现孟加拉湾西南季风的季节内振荡和南海热带季风的季节内振荡在夏季风期间(5—10 月)都有约 3 次半的波动。夏季风期间,在阿拉伯海—西太平洋纬带上,夏季风的季节内振荡有 4 次从阿拉伯海的东传和 3 次从西太平洋的西传,其中 7 月后东传可直达西太平洋。孟加拉湾和南海在夏季风期间都有 4 次季节内振荡的经向传播,但孟加拉湾在约 15°N 以南为季节内振荡从热带东印度洋的北传,在约 15°N 以北则为副热带季风季节内振荡的南传;而在南海则是 4 次季节内振荡从热带的北传。在以孟加拉湾西南季风季节内振荡和南海热带季风季节内振荡分别划分的 6 个位相中,都存在 1—3 位相和 4—6 位相中低频对流、环流形势相反的特征,这是由热带东印度洋季节内振荡的东传和北传所致。热带印度洋季节内振荡沿西南—东北向经过约 14 d 传到孟加拉湾,激发了孟加拉湾西南季风季节内振荡的东传,经过约 6 d 到达南海,激发了南海热带季风季节内振荡的北传,经过约 25 d 到达华南,形成热带印度洋季节内振荡向华南的经纬向接力传播(45 d)。孟加拉湾西南季风季节内振荡所影响的降水主要是在 20°N 以南的热带雨带随低频对流的东移而东移;而南海热带季风季节内振荡所影响的降水除了这种热带雨带随低频对流的东移外,还有在 20°N 以北的东亚副热带地区存在雨带随南海低频对流的北移而北移。

关键词 季节内振荡, 孟加拉湾西南季风, 南海热带季风, 季节内振荡的经纬向接力传播

中图法分类号 P461

1 引言

20 世纪 70 年代初, Madden 等(1971, 1972)最先发现了热带大气的风场和气压场变化存在 30—60 d 的周期性大尺度振荡现象,称为马登-朱利安振荡(MJO)。李崇银等(2003)的研究表明,这种振荡不仅存在于热带地区,更是一种广泛的全球现象,一般称为大气季节内振荡(ISO)。韩荣青等(2010)通过较长的时间序列对北半球大气季节内振荡的时空特征做出了诊断研究,指出季节内振荡的经向传播存在地域性和季节性差异。王晓聪等(2009)也对北半球季节内振荡的经向分布异常及其与 ENSO 事件的关系做了分析。季节内振荡也是亚洲夏季风最重要的特征之一,亚洲夏季风的活跃、推进或中断与撤退都与之有密切联系,东亚和南亚两大季风区季节内振荡的传播特征和垂直结构等均存在不同(阙志萍等, 2011)。

近年来的研究(吕俊梅等, 2006; 李汀, 2013a)结果表明,亚洲季风是由 3 个相互联系的阶段组成,通常在 5 月初孟加拉湾西南季风首先爆发,其后南海季风于 5 月下旬爆发,而印度季风则在 6 月上旬爆发。孟加拉湾西南季风可视为南亚季风系统的一部分(南亚夏季风也常称为西南季风),并具有典型的季节内振荡特征。Yasunari(1980)发现印度季风区的云量具有 30—40 d 的周期变化,首次将季节内振荡同南亚夏季风活动联系起来。Wu 等(1999)指出,南亚季风的爆发、活跃和中断与大气季节内振荡活动有关。Wang 等(1990, 1994)指出,南亚季风的季节内振荡在结构上与赤道附近的 MJO 一致,气

压场和风场都具有对流层上层和下层趋于反相的斜压特征。李汀等(2013b)分析了孟加拉湾西南季风季节内振荡的气候特征及其对热带印度洋 MJO 活动的响应。

作为东亚夏季风的重要组成部分,南海夏季风的季节内振荡近年来也受到了广泛关注。据建华等(2005a, 2005b, 2007, 2008, 2010)对南海夏季风季节内振荡的一系列研究表明,气候平均状态下南海的季节内振荡在季风期有 3 次明显的活跃过程,其强度和传播受到沃克环流和西太平洋副热带高压(副高)低层东风遇赤道西风阻挡等因素影响;在东亚季风较强时,南海季节内振荡形成随时间北移的“夏季风涌”,造成夏季东亚雨带北移,使长江中下游多雨;而当东亚夏季风较弱时,南海季节内振荡减弱,准双周振荡加强,易造成长江中下游干旱(陶诗言等, 2007)。另外,陈尚峰等(2011)分析了南海地区季节内振荡的特征及其对南海夏季风的影响。蒋镇等(2010)则对东亚夏季风强弱年时季节内振荡的传播特征进行了对比分析。Li 等(2012)则进一步分析了南海夏季风季节内振荡特征的年际差异及其对热带印度洋 MJO 活动异常的响应。

需要指出的是,以往对于南亚夏季风季节内振荡的研究,大多限于夏季(6—8 月)印度季风爆发后的时段,而对初夏(5 月)爆发的孟加拉湾西南季风及其季节内振荡活动的研究有限,并且对与之密切相关的热带印度洋季节内振荡的经向传播也研究较少。而在南海夏季风季节内振荡的大量研究中,则多侧重于南海以南的热带洋面上季节内振荡的北传,对这一经向传播的来源尚未作深入讨论。本文在上述研究基础上,对孟加拉湾西南季风和南海热

带季风季节内振荡的特征和相应的低频对流、环流形势以及所影响的降水分布做出分析对比,并针对季节内振荡的经纬向传播分析了热带印度洋 MJO 对两支季风季节内振荡的激发作用。

2 资料和方法

2.1 资料

(1)美国国家环境预报中心(NCEP/NCAR)提供的1979年1月1日—2008年12月31日向外长波辐射(OLR)和17层风场(u, v)等逐日再分析资料(Liebmann, et al, 1996),水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。

(2)日本气象厅人类自然与大气科学研究所提供的1979年1月1日—2007年12月31日高分辨率亚洲降水及水资源评价资料(APHRODITE)中亚洲季风区域的逐日降水数据 APHRO_MA_V1003R1(Yatagai, et al, 2009),分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 。

2.2 方法

为提取资料中大气季节内振荡的特征,本文运用 Butterworth 函数滤波器对向外长波辐射和风场的逐日资料进行30—60 d的带通滤波处理;同时还运用合成分析、相关分析及信度检验等统计学方法对亚洲夏季风季节内振荡活动和传播进行理论研究。

3 夏季风的季节内振荡特征

Krishnamurti 等(1976)指出:亚洲季风区具有显著的季节内振荡特征,并且,总是相对稳定地出现在每年的某个时段,这种季节内振荡对年循环的锁相称为气候季节内振荡(CISO)。孟加拉湾西南季风作为南亚夏季风的重要组成部分、南海热带季风作为东亚夏季风的重要组成部分,都具有这一显著特征。为了研究上述两种夏季风季节内振荡的活

动,首先确定衡量它们的方式。据建华等(2005a)曾提出一个夏季风指数定义:季风区内每个格点上的季风指数(I_m)为该格点上标准化后的西南风(v_{sw})与标准化后的向外长波辐射(R)之差

$$I_m = \frac{v_{sw} - \bar{v}_{sw}}{\sigma_v} - \frac{R - \bar{R}}{\sigma_R}$$

其中, $v_{sw} = \frac{u+v}{\sqrt{2}}$ 为全风速在西南方向上的投影, R

为向外长波辐射, $\bar{v}_{sw}$ 和 $\bar{R}$ 分别是多年平均值, σ_v 和 σ_R 分别为 v_{sw} 和 R 的标准差。该指数综合考虑了动力学量和热力学量,能共同反映夏季风的动力学和热力学特征,更好地体现夏季风的物理本质。在此将 I_m 在孟加拉湾(10° — 20° N, 85° — 95° E)和南海(10° — 20° N, 110° — 120° E)的区域平均值分别作为孟加拉湾西南季风和南海热带季风的逐日指数,给出其在1979—2008年合成的逐日变化(图1),孟加拉湾西南季风(记为BOB)从4月第5候开始逐步增强,而南海热带季风(记为SCS)则是从5月第2候开始突然加强,这说明孟加拉湾西南季风的爆发比南海热带季风的爆发要早,并且,孟加拉湾西南季风主要受索马里越赤道西南气流逐步加强的影响存在一个缓慢发展的过程,而南海热带季风则主要受到东亚中高纬度一次大的东亚大槽的替换过程和西太平洋副高突然东撤或北跳的影响而迅速爆发(据建华等,1986,1987),对流层低层盛行风从偏东风向西南风的突然转折是南海热带季风爆发的一个重要特征。另外,从图1中可以看出,孟加拉湾西南季风比南海热带季风更强。这些特征差异与吕俊梅等(2006)的分析结果相符,在此不再累述。依据图1中所表现出的夏季风变化,对夏季风的阶段做出如下划分:5—10月为季风期,其中,5月为季风发展期,6—8月为季风强盛期,9—10月为季风减退期。

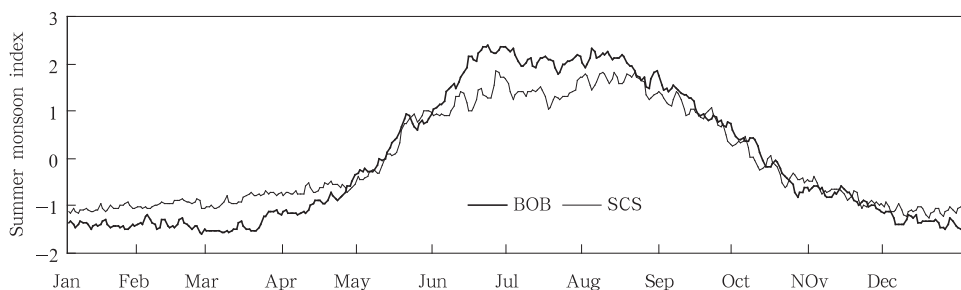


图1 1979—2008年合成的孟加拉湾西南季风(粗实线)和南海热带季风(细实线)指数的逐日变化

Fig. 1 Changes in the daily indexes of SM of BOB (thick line) and SCSSM (thin line) synthesized for 1979—2008

本文将 I_m 用于对上述两种季风季节内振荡的特征分析,将 I_m 进行 30—60 d 带通滤波后的值作为夏季风季节内振荡指数,其在孟加拉湾和南海的区域平均值分别作为孟加拉湾西南季风季节内振荡逐日指数和南海热带季风季节内振荡逐日指数,给出它们在 1979—2008 年合成的逐日变化(图 2)。在季风爆发前的春季(3 月 15 日后),两支季风的季节内振荡都有一个强度较弱的酝酿过程,所不同的是孟加拉湾西南季风季节内振荡(实线)的强度较强但持续时间较短;而南海热带季风季节内振荡(虚线)的强度较弱但持续时间较长。这实际上是热带赤道辐合带(ITCZ)开始由冬半年进入夏半年的活动过程。两支季风在季风期内都有约 3 次半的季节

内振荡波动,孟加拉湾西南季风的季节内振荡在 4 月底到 5 月初就开始了季风期内的第 1 次显著振荡,而南海热带季风的季节内振荡则在 5 月中旬左右才开始第 1 次显著振荡;孟加拉湾西南季风的季节内振荡在 6 月后的波动(季风期内第 2 次振荡)的振幅为全年最强,后逐渐减弱,而南海热带季风的季节内振荡在季风期内的第 1 波动的振幅就为全年最强,后逐渐减弱。7 月后,两种季风的季节内振荡波动位相趋于一致,而 9 月后南海夏季风季节内振荡比孟加拉湾西南季风季节内振荡的位相提前约 1/4 个周期。在季风期结束后,孟加拉湾西南季风季节内振荡仍有一次较为明显的波动,而南海热带季风季节内振荡的波动则很弱。

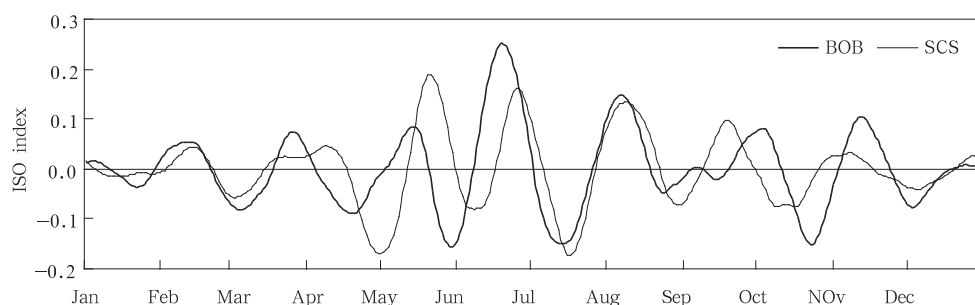


图 2 1979—2008 年合成的孟加拉湾西南季风(粗实线)和南海热带季风(细实线)季节内振荡指数的逐日变化

Fig. 2 Changes in the daily ISO indexes of SM of BOB (thick line) and SCSSM (thin line) synthesized for 1979—2008

4 夏季风季节内振荡的传播特征

从 1979—2008 年合成的平均夏季风季节内振荡在 10° — 20° N 区域的时间-经度演变(图 3a)上可以看出,在该纬带上,4—6 月 120° E 以东夏季风季节内振荡从阿拉伯海向南海有 2 次东传过程,在 120° E 以西夏季风季节内振荡从西太平洋向南海有两次西传过程。季节内振荡两次东传经过孟加拉湾时激发了孟加拉湾西南季风季节内振荡在季风期内的第 1、2 次波动(其中第 2 次振幅为全年最强),而当两次东传和西传在南海交汇时则激发了南海热带季风季节内振荡在季风期内的第 1、2 次波动(其中第 1 次振幅为全年最强)。7 月后,由于强大的印度季风中西南季风气流控制到整个南海区域,这一纬带上的季节内振荡西传减弱消失,7—8 月季节内振荡的东传过程可从阿拉伯海直达西太平洋,并在经

过孟加拉湾和南海时分别激发了孟加拉湾西南季风的季节内振荡和南海热带季风的季节内振荡在季风期内的第 3 次波动。9—10 月时,随着印度季风的减弱,季风中的季节内振荡也相应减弱。9 月上旬来自阿拉伯海的季节内振荡仅能东传到中南半岛,在经过孟加拉湾时激发了孟加拉湾西南季风的季节内振荡在季风期内的第 4 次弱的波动;而 8 月下旬来自中南半岛的季节内振荡仅能传到南海,激发了南海热带季风的季节内振荡在季风期内的第 4 次弱的波动。10 月中旬西太平洋又出现季节内振荡向南海的弱的西传。可见,就阿拉伯海—西太平洋的纬向传播而言,季风期内夏季风季节内振荡有 4 次从阿拉伯海的东传和 3 次从西太平洋的西传,其中 7 月后由于西南季风进入鼎盛阶段,整个西南气流一直扩展到孟加拉湾和南海地区,实际上是强大的印度季风控制了南海地区,因此,大气季节内振荡的

西传被抑制,东传可达到西太平洋一带,直到10月后才再度出现弱的季节内振荡西传。另外,由于阿拉伯海的季节内振荡在季风期内的第2次东传最强,因此,其所激发的孟加拉湾西南季风季节内振荡也在季风期内的第2次波动的振幅为全年最强;

而西太平洋季节内振荡在季风期内的第1次西传振幅最强,并与第1次从阿拉伯海东传来的季节内振荡在南海相遇,因此,它们所共同激发的南海热带季风的季节内振荡也在季风期内的第1次波动振幅为全年最强。

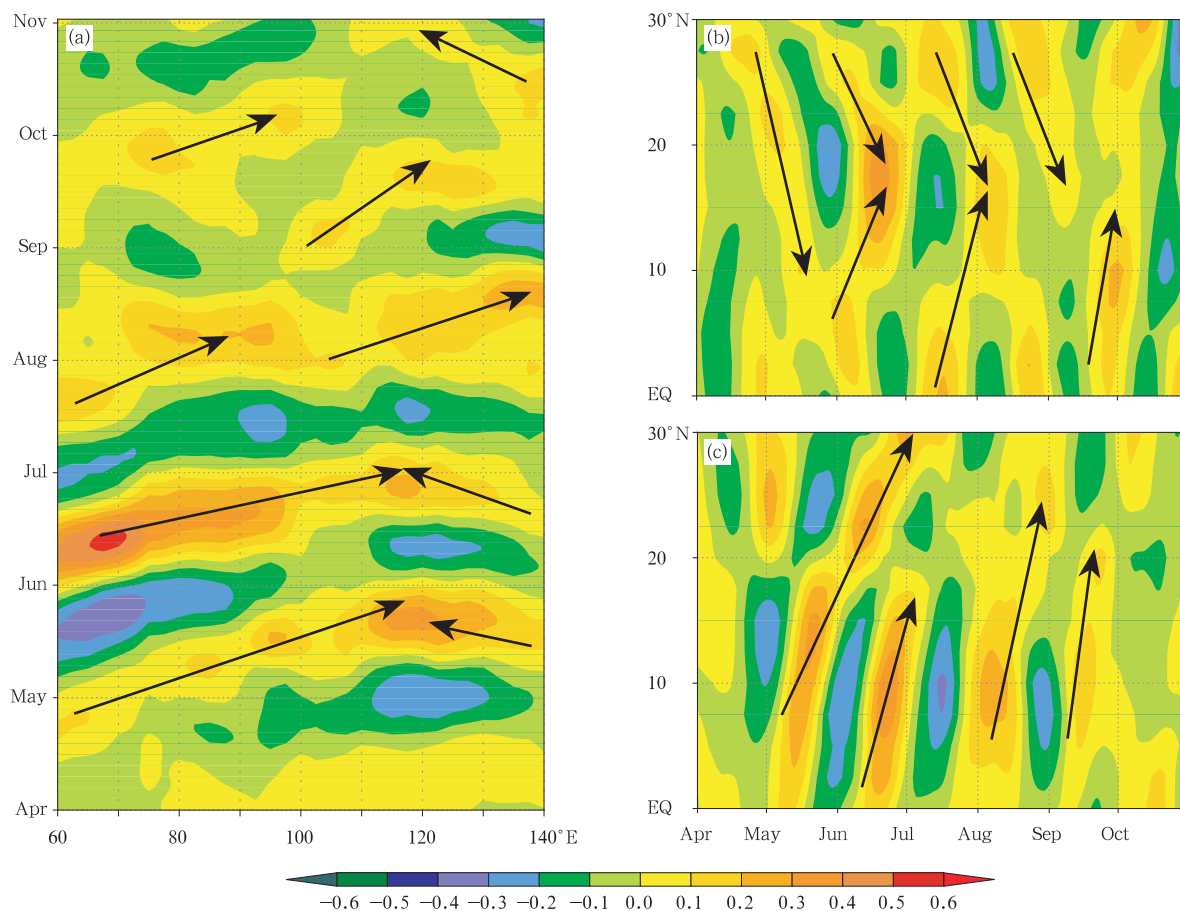


图3 1979—2008年合成的平均夏季风季节内振荡在10—20°N的时间-经度(a)、85—95°E(b)和110—120°E(c)区间的时间-纬度剖面

Fig. 3 Time-longitudinal or time-latitude sections of the mean summer monsoon ISO respectively averaged over the zones of 10—20°N (a), 85—95°E (b) and 110—120°E (c) synthesized for 1979—2008

从孟加拉湾和南海的夏季风季节内振荡分别在85°—95°E(图3b)和110°—120°E(图3c)区域的时间-纬度演变过程中可以看到大气季节内振荡的经向传播情况。由图3b、c可知,孟加拉湾和南海在季风期内都有4次季节内振荡的经向传播,所不同的是,孟加拉湾的季节内振荡在约15°N以南为从热带东印度洋的3次北传,在约15°N以北则为西南季风槽北侧东风回流造成的副热带季风季节内振荡的南传(其中,5月初的第1次南传可达孟加拉湾中部

海域)。而在南海的季节内振荡则是4次都从热带向北传播,其中5月初的第1次北传最强,北上可达副热带江淮流域以北。

5 两支夏季风季节内振荡在不同位相上的低频环流、对流形势及降水分布

以上给出了对两支季风季节内振荡在气候平均状态下的特征分析,但事实上,它们的年际差异很大(图略),如果要了解它们各自所对应的低频环流和

对流等特征,单纯用时间平均的简单方式很可能造成不同位相上较大正负值的抵消,难以反映出显著特征的差异,因此,本文采用在每一个季风期内季节内振荡波动的不同位相上合成气象要素的方式来提取出两支季风季节内振荡对应的低频大气演变特征。具体方式是:以孟加拉湾西南季风为例,将1979—2008年平均合成的孟加拉湾西南季风季节内振荡的绝对值(即孟加拉湾西南季风季节内振荡强度)在季风期内的平均值记为 ave1,将孟加拉湾西南季风季节内振荡强度在季风期内的平均值再在1979—2008年的平均值记为 ave2,将季风期内孟加拉湾西南季风季节内振荡强度 $<ave1$ 的天数定义为弱位相,将其余天数以 $\pm ave2$ 为临界标准划分出6个位相(图4),1—6位相分别对应孟加拉湾西南季风季节内振荡的不同活动阶段:第1位相为季节内振荡发展位相、第2位相为季节内振荡峰值位相、第3位相为季节内振荡减弱位相、第4位相为季节内振荡开始抑制位相、第5位相为季节内振荡谷值位相、第6位相为季节内振荡恢复位相。南海热带季风季节内振荡的位相划分也采用此方式。表1给出1979—2008年两种季风分别在1—6位相和弱位相中所占天数和对应的 ave1 和 ave2 值,从表1中也可以看出,就季风季节内振荡的强度而言,两种季风的差距很小。

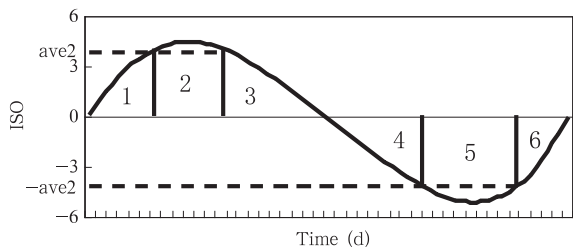


图4 季风季节内振荡位相的划分
(图中数字代表位相)

Fig. 4 Diagram for the division of monsoon ISO phases

从1979—2008年低频向外长波辐射和850 hPa低频矢量风以及日均降水量分别在孟加拉湾西南季风季节内振荡1—6位相上的距平合成(图5)可以看到,在第1位相(季节内振荡发展位相,图5a₁、b₁)时,低频对流区主要位于印度次大陆及其两侧的阿拉伯海东南部和孟加拉湾西南部,热带东印度洋上形成了低频偏西风,并沿低频对流外沿在孟加拉湾东部形成偏南风,向印度次大陆和中南半岛

表1 1979—2008年孟加拉湾西南季风和南海热带季风分别在其季节内振荡的1—6位相和弱位相中所占天数和对应的平均值(ave1和ave2)

Table 1 The corresponding days to the phases 1–6 and the weak phase of ISO respectively, as well as their means, ave1 and ave2, for SM of BOB and SCSSM during 1979–2008 (see the text for further details)

	孟加拉湾季风	南海季风
位相 1(d)	493	565
位相 2(d)	1264	1206
位相 3(d)	562	584
位相 4(d)	532	511
位相 5(d)	1195	1188
位相 6(d)	578	603
弱位相(d)	896	863
ave1	0.08	0.08
ave2	0.32	0.33

西南岸输送来自热带印度洋的暖湿水汽,使上述地区出现降水正距平;西太平洋地区为低频反气旋环流,副高南侧的东南低频气流向华南地区和长江中下游地区输送来自热带太平洋的暖湿气流,使得这些地区也出现降水正距平。在第2位相(季节内振荡峰值位相,图5a₂、b₂)时,由于低频对流的发展加强和向北、向东的移动,低频对流中心位于孟加拉湾,在阿拉伯海东北和南海南部也出现了相对弱一点的扩展低频对流区,阿拉伯海东北—孟加拉湾西北出现对应的低频气旋性环流,加上热带印度洋强大的越赤道气流开始向印度次大陆和中南半岛的水汽输送,使印度次大陆和中南半岛大部分地区的降水显著增加;同时在南海也开始形成了对应的低频气旋性环流,其南侧的低频偏西风对偏越赤道气流的水汽输送有加强作用,使其沿岸的中南半岛东部、华南和菲律宾群岛降水也出现了正距平。第3位相(季节内振荡减弱位相,图5a₃、b₃)时,低频对流中心继续东移和北移,低频对流主体移到了孟加拉湾北部并且有所减弱,在南海和菲律宾群岛以东的热带西太平洋也还有弱的低频对流,对应地在孟加拉湾北部和南海北部的低频气旋性环流开始减弱,越赤道气流也有所减弱,但仍然向印度次大陆西岸、孟加拉湾东岸、中南半岛东部输送水汽,上述地区和受南海—热带西太平洋低频对流影响的菲律宾群岛降水为正距平;同时在热带东印度洋出现了正在发展的低频对流抑制区,并开始向北扩展到了阿拉伯海东部。第4位相(季节内振荡开始抑制位相,图5a₄、b₄)时,低频对流区在南亚和东南亚地区已经消失,

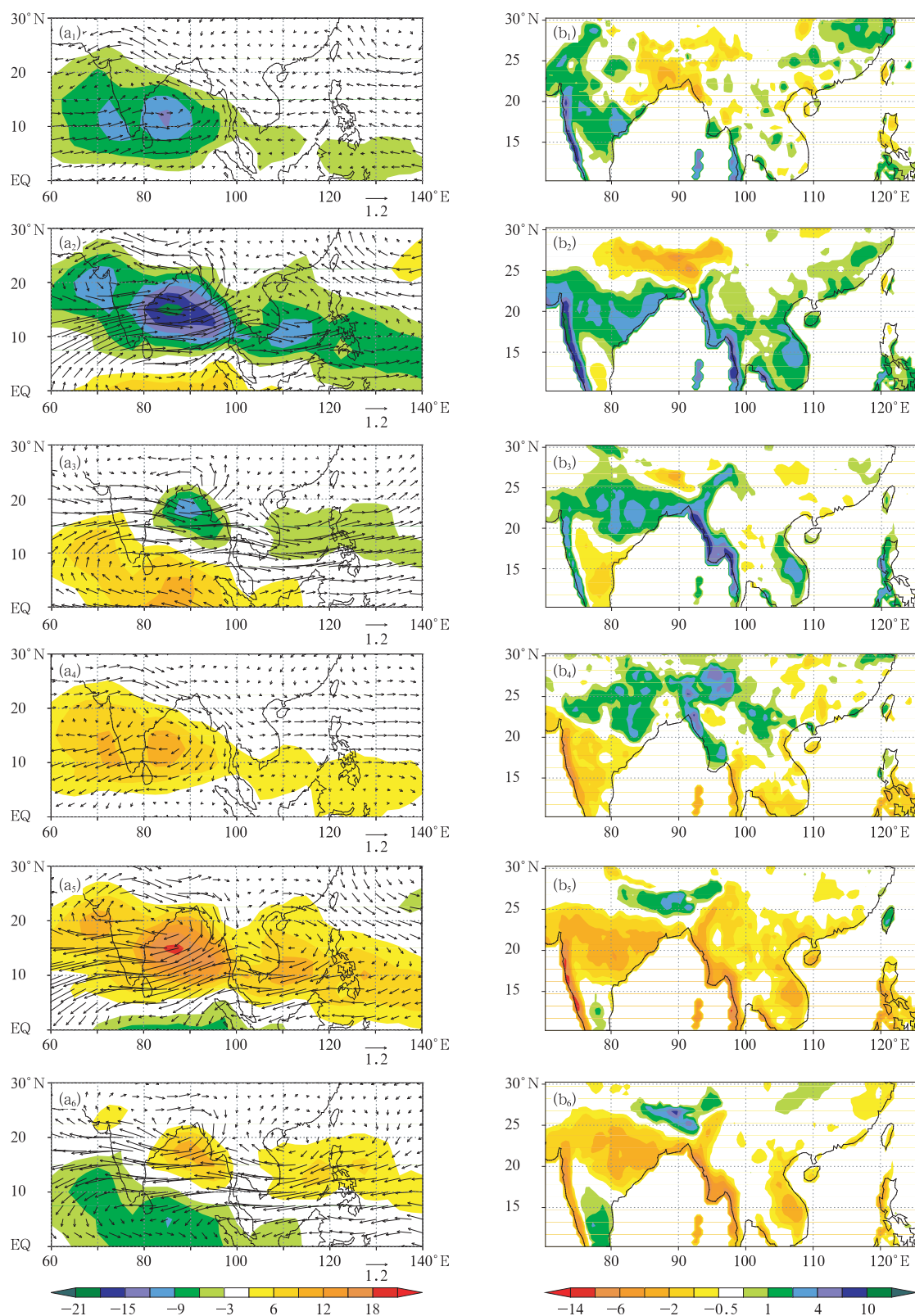


图5 1979—2008 年低频向外长波辐射(单位: W/m^2)和 850 hPa 低频矢量风(单位: m/s)(a_1 — a_6)以及
日平均降水量(b_1 — b_6 ; 单位: mm)分别在孟加拉湾西南季风季节内振荡 1—6 位相上的距平合成
Fig. 5 Corresponding anomalies of LF OLR (unit: W/m^2) and 850 hPa wind (unit: m/s) (a_1 — a_6) and daily mean
precipitation (unit: mm) (b_1 — b_6) respectively to the phases 1–6 of SM ISO of BOB synthesized for 1979–2008

低频对流抑制区从热带印度洋发展并向东和向北移动,其主体位于阿拉伯海东部—孟加拉湾西部,在相应的地区出现了低频反气旋环流,热带东印度洋为低频偏东风,这对印度洋越赤道气流有所抑制,使水汽输送减弱,印度半岛和中南半岛都变成了降水负距平区;南海南部—热带西太平洋也为弱的低频对流扩展抑制区,菲律宾群岛南部降水相应减少。第5位相(季节内振荡谷值位相,图5a₅、b₅)时,低频对流抑制区发展加强并继续向东和向北移动,其中心位于孟加拉湾,在阿拉伯海东北和南海也出现对流扩展抑制区,使阿拉伯海东北—孟加拉湾西北和南海分别形成两个低频反气旋环流,其南侧的低频东北风极大地削弱了越赤道气流的水汽输送,对应地,印度半岛西岸、中北部、中南半岛和菲律宾群岛的降水都显著减少。第6位相(季节内振荡恢复位相,图5a₆、b₆)时,低频对流抑制区有所减弱,向北和向东移动到了孟加拉湾北部和南海东部—菲律宾以东的热带西太平洋上,孟加拉湾北部为对应的低频反气旋环流,降水异常与第5位相较为相似,但降水负距平的程度有所减弱;同时,在热带西印度洋上出现了正在发展的低频对流区,其向北已经到达阿拉伯海东南部,并将继续向东和向北移动,在下一周期的第1位相中到达阿拉伯海和孟加拉湾。

在1979—2008年低频向外长波辐射和850 hPa低频矢量风以及日均降水量分别在南海热带季风季节内振荡1—6位相上的距平合成图(图6)上同样可以看出,在第1位相时(图6a₁、b₁),低频对流主体位于孟加拉湾西部、南海南部—菲律宾群岛以东的热带西太平洋,印度次大陆北部和南海为对应的低频气旋性环流,其北测的低频偏西风对热带印度洋越赤道气流有所加强,向印度半岛中北部、孟加拉湾西岸的水汽输送较多,这些地区和受南海南部—热带西太平洋低频对流控制的菲律宾群岛出现了降水的正距平。第2位相时(图6a₂、b₂),低频对流向东和向北移动,10°—20°N的南海—西太平洋地区为低频强对流区,并在南海北部形成强烈的低频气旋性环流,印尼群岛以西的热带越赤道气流受到该低频气旋性环流南侧低频偏南风的加强作用,向南海沿岸的水汽输送充足,使中南半岛东部、华南南部和菲律宾群岛的降水显著增加;另外在孟加拉湾东部

也存在低频对流的扩展区,其北部有一弱的低频气旋性环流,因此,孟加拉湾北部和东部沿岸也为降水正距平区;此外,热带东印度洋上出现了正在发展的低频对流抑制区,其北部主体已经到达阿拉伯海东南部。第3位相时(图6a₃、b₃),低频对流减弱并北移到南海北部,对应的低频气旋性环流北移到南海北部—华南南部,华南、中南半岛东部和菲律宾群岛北部受其影响降水为正距平;同时,低频对流抑制区继续向北和向东发展,主体从热带东印度洋分裂出来位于阿拉伯海东部,印度次大陆降水减少。第4位相时(图6a₄、b₄),低频对流抑制区主体向东和向北移动到了孟加拉湾和南海—热带西太平洋,并且,对应产生了两个低频反气旋环流,其南侧的低频东北风抑制了热带越赤道西南气流,向印度次大陆、中南半岛的水汽输送减少,这些地区和受南海—热带西太平洋低频对流抑制区控制的菲律宾群岛大部分变成了降水负距平区。第5位相时(图6a₅、b₅),低频对流抑制区在南海加强并向北扩张,南海—热带西太平洋上为强的低频反气旋环流,孟加拉湾的低频对流抑制区也有所东移,孟加拉湾北部为弱的低频反气旋环流;20°N以南从阿拉伯海—西太平洋都为强烈的低频偏东风,极大地减弱了热带越赤道西南气流在南海地区的水汽输送,这些地区的降水处于负距平区;同时热带东印度洋上开始生成一个正在发展加强并向东和向北移动的低频对流区。第6位相时(图6a₆、b₆),低频对流抑制区减弱并继续东移,仅位于南海—西太平洋地区,南海北部—华南南部为弱的低频反气旋环流,中南半岛、华南和菲律宾群岛的降水减少;同时,热带东印度洋上的低频对流区已经加强北移到阿拉伯海东部—孟加拉湾西部,并向东延伸到菲律宾群岛以南的热带西太平洋上,印度半岛南部生成了弱的低频气旋性环流,降水开始增多,这一低频对流区将继续发展并向东和向北移动(即与下一周期中的第1位相连接)。

从上述分析可知,在以孟加拉湾西南季风季节内振荡和南海热带季风季节内振荡分别划分的6个位相中,都存在着1—3位相和4—6位相中低频对流、环流形势相反的特征,这归根结底是由热带东印度洋季节内振荡的东移和北移导致的。热带印度洋低频对流向东北向传到孟加拉湾,激发了孟加拉湾

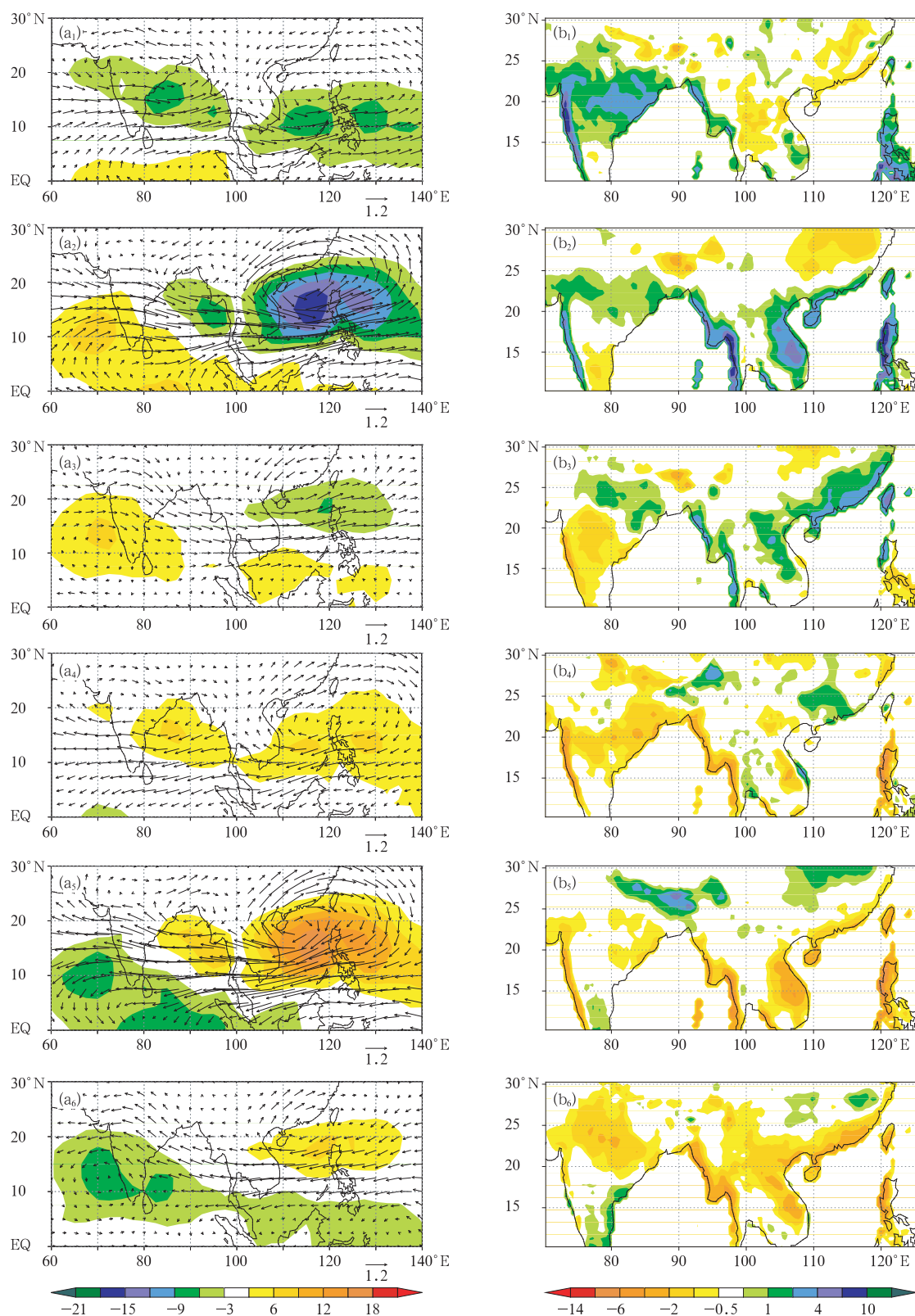


图6 1979—2008 年低频向外长波辐射(单位: W/m^2)和 850 hPa 低频矢量风(单位: m/s)(a_1 — a_6)以及日平均降水量(b_1 — b_6 ;单位: mm)分别在南海热带季风季节内振荡 1—6 位相上的距平合成

Fig. 6 As in Fig. 5 but for SCSSM ISO

西南季风季节内振荡,然后继续向东移动到南海,激发了南海热带季风季节内振荡的向北传播。据建华等在研究东亚副热带季节内振荡的传播时提到,印度季风区的季节内振荡东传至南海后继续加强北传,从而影响中国长江中下游地区的大尺度降水过程,并把这种现象称为“季节内振荡的经纬向接力传播”。本文的上述结论是对这种经纬向接力传播路径的向前延伸补充。根据上面的分析,这种“接力”事实上是从热带印度洋就开始的,经过两次经纬向接力传播后到达南海以北的副热带中国东部地区。此外,就孟加拉湾西南季风季节内振荡所影响的降水而言,主要是 20°N 以南的热带地区雨带随着低频对流区的东移而东移(图 5b₆ 和 b₁—b₃);但就南海热带季风季节内振荡所影响的降水而言,除了这种热带地区雨带随低频对流区的东移(图 6b₅—b₆ 和 b₁—b₃)外,还有向 20°N 以北的东亚副热带地区传播,雨带随着南海低频对流区的北移而北移(图 6b₁—b₄)。这与据建华等(2007)和陶诗言等(2007)曾提出的“夏季风涌”北传的概念完全一致,即东亚夏季风季节内振荡在东亚地区主要表现为随时间一次次的向北传播,并由此造成了东亚雨带在北移过程中的一次次大范围降水过程。总的来说,随着两支季风季节内振荡的经纬向接力传播,受其影响的大范围雨带也存在着类似的经纬向接力传播:在热带从印度次大陆经孟加拉湾和中南半岛而向南海东传,到达南海后则经华南向副热带中国江淮流域北传。

6 夏季风季节内振荡的传播路径

在第 5 节中已经通过夏季风季节内振荡波动位相的变化,对每个波动周期中低频对流的传播路径有了大致了解,这实际上也反映出夏季风季节内振荡的周期性传播特征,本节中就将就此进行深入分析。

图 7a 是 1979—2008 年合成的平均夏季风季节内振荡分别沿 110° — 120°E 、 10° — 20°N 和沿图 7b 中蓝线所示剖面的时间-经度、时间-纬度或时间-剖面演变,图 7b 是本文所设计的从热带印度洋经孟加拉湾西岸至副热带西太平洋的一个西南—东北向剖面(通过普查 30 年平均夏季风季节内振荡在各候中的变化发现夏季风季节内振荡在孟加拉湾西岸具有

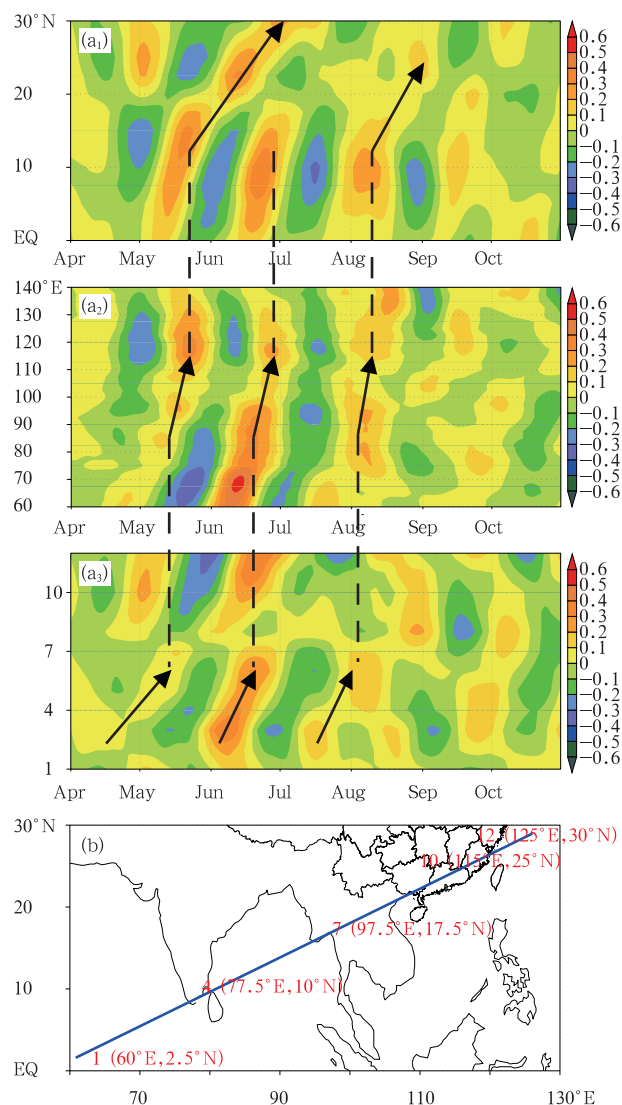


图 7 1979—2008 年合成夏季风季节内振荡分别沿 (a₁) 110° — 120°E 、(a₂) 10° — 20°N 和 (a₃) 沿图 7b 蓝线所示剖面的时间-经度、时间-纬度或时间-剖面演变(其中图 7a₃ 的纵坐标为图 7b 中的格点编号)以及 (b) 西南—东北向剖面示意

(图中红色数字为所选格点编号及所对应的经纬度)

Fig. 7 Time-latitude, time-longitudinal or time-"section" evolution graphs of the synthesized summer monsoon ISO respectively over (a₁) 110° — 120°E , (a₂) 10° — 20°N and (a₃) the section marked as blue line in Fig. 7b over 1979—2008 (a₃. the corresponding the vertical ordinate is to the number for the points in Fig. 7b in which red numbers are associated with the content in parenthesis in terms of longitudes and latitudes), and (b) diagram for the sections of the SW—NE

在西南—东北向上的传播,限于篇幅,在此设计出这条剖面来更形象地表达),并按照从西南向东北的顺序选择了1—12格点(除了恰好位于该剖面上的格点,其他格点取自于离该剖面最近的格点)。如图7所示,4—7月,季节内振荡共有3次从热带印度洋(图中格点2—3)至孟加拉湾(图中格点5—6)的西南—东北向传播,在到达孟加拉湾后激发了孟加拉湾西南季风季节内振荡在5—8月沿 10° — 20° N纬带向南海的3次东传,在到达南海后激发了南海热带季风季节内振荡在5—8月向中国华南的3次北传。其中,在第1次传播中,热带印度洋—孟加拉湾—南海的传播阶段是较弱的,但在到达南海后季风季节内振荡得到显著加强,其所激发的南海热带季风季节内振荡为全年最强,并且,在到达华南之后还继续北传,可达到东亚副热带的江淮流域;第2次传播中,热带印度洋—孟加拉湾的传播阶段为全年最强,在到达孟加拉湾后激发出的孟加拉湾西南夏季季风季节内振荡也为全年最强,但在其继续向南海东传的过程中有所减弱,在到达南海后对于南海热带季风季节内振荡的激发有限,北传也仅到达华南南部地区。尽管存在着上述这些差异,但这3次夏季季风季节内振荡从热带印度洋向华南的传播路径在大体上是一致的(图8),再次验证了在上节中所提出的夏季季风季节内振荡具有经纬向接力传播特征。

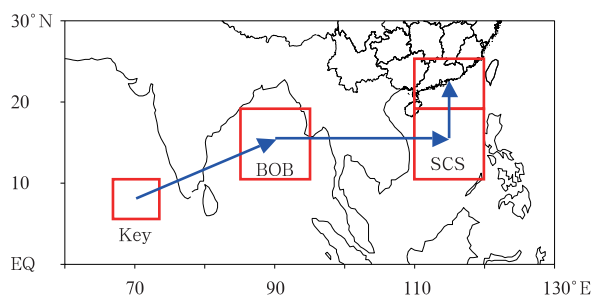


图8 夏季季风季节内振荡经纬向的接力传播

Fig. 8 Diagram for the meridional and zonal relay propagation of the summer monsoon ISO

根据图7a中显示的热带印度洋夏季季风季节内振荡出现的显著异常区,将(5° — 10° N, 67.5° — 72.5° E)定义为夏季季风季节内振荡经纬向接力传播的热带印度洋关键源区(简称为热带印度洋关键区),将 I_m 在这一区域内的平均值作为热带印度洋

关键区的逐日季节内振荡;并将 I_m 在(20° — 25° N, 110° — 120° E)的区域平均值作为华南的逐日季节内振荡。将其在1979—2008年做逐日合成,与孟加拉湾西南季风季节内振荡和南海热带季风季节内振荡的逐日变化进行比较(图9)可见,图9与图7a所反映出的上述地区季风季节内振荡的活动特征相吻合,在此不再赘述。

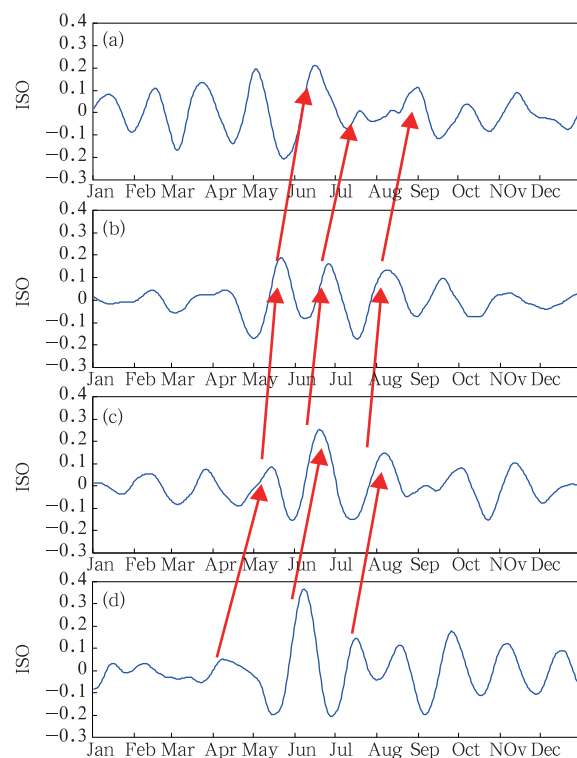


图9 1979—2008年合成的华南(a)、南海热带季风(b)、孟加拉湾西南季风(c)和热带印度洋关键区(d)季节内振荡的逐日变化

Fig. 9 Daily changes in ISOs in South China (a), of SCSSM (b), of SM of BOB (c), and of the tropic Indian key area (d) synthesized for 1979–2008

分析1979—2008年合成的热带印度洋关键区季节内振荡(图中记为Key)与孟加拉湾西南季风季节内振荡、孟加拉湾西南季风季节内振荡与南海热带季风季节内振荡、南海热带季风季节内振荡与华南季节内振荡(图中记为SC)的滞后相关系数(图10)可知,热带印度洋关键区季节内振荡与孟加拉湾西南季风季节内振荡的最大正相关出现在 -14 d,对应相关系数为0.86;孟加拉湾西南季风季节内振荡与南海热带季风季节内振荡的最大正相关出现在 -6 d,对应相关系数为0.79;南海热带季风季节内

振荡与华南季节内振荡的最大正相关出现在 -25 d, 对应相关系数为 0.67 , 上述 3 组相关系数均超过了 99% 的信度检验。也就是说, 热带印度洋季节内振荡经过约 14 d 的时间传到孟加拉湾, 其所激发的孟加拉湾西南季风季节内振荡经过约 6 d 的时间传到南海, 在此所激发的南海热带季风季节内振荡经过约 25 d 的时间传到华南, 这与图 8 中 4 个区域的季节内振荡之间位相差距所反映出的时间间隔也是一致的。总体而言, 热带印度洋季节内振荡向华南的经纬向接力传播周期约为 45 d, 这也恰好与通常所说的季节内振荡周期(30—60 d)接近。另外, 图 10 中还表现出了其他一些最大正/负相关系数, 例如热

带印度洋关键区季节内振荡与孟加拉湾西南季风季节内振荡还在 -37 d 处存在最大负相关系数 (-0.93), 这是因为热带印度洋关键区季节内振荡本身存在约 45 d 的振荡周期(图 8), 当它经过约 14 d 的时间完成一次向孟加拉湾的传播后, 再经过约 22.5 d 的时间进入自身振荡的反位相, 此时与孟加拉湾西南季风季节内振荡构成最大负相关, 也就是说热带印度洋季节内振荡波峰(或波谷)与孟加拉湾西南季风季节内振荡之间间隔 $14 + 22.5 = 36.5$ d 的时间, 这正好与两者最大负相关系数所对应的 -37 d 的结果一致。图 10 中其他的滞后相关系数的周期性规律也是出于类似原因, 在此不再一一分析。

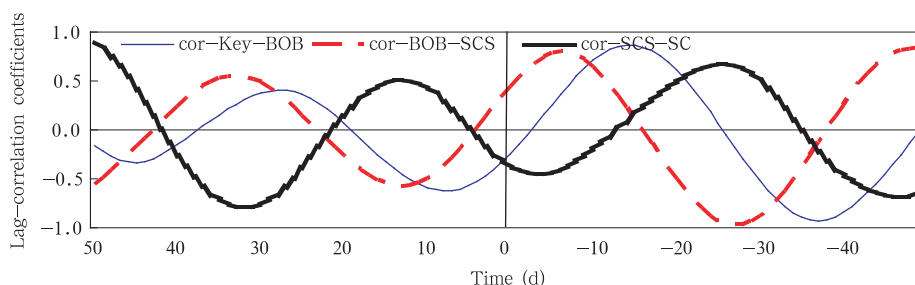


图 10 1979—2008 年合成热带印度洋关键区与孟加拉湾西南季风、孟加拉湾西南季风与南海热带季风、南海热带季风与华南其季节内振荡的滞后相关系数

Fig. 10 Lag-correlation coefficients respectively between ISO of the tropic Indian key area and ISO of SM of BOB, between ISO of SM of BOB and ISO of SCSSM, and between ISO of SCSSM and ISO in South China synthesized for 1979—2008

7 结论和讨论

本文采用美国国家环境预报中心的向外长波辐射和风场资料及日本气象厅的降水资料, 用 30—60 d 滤波后的夏季风指数 I_m 在孟加拉湾和南海地区的区域平均值分别代表孟加拉湾西南季风季节内振荡和南海热带季风季节内振荡, 对两支季风季节内振荡特征进行了比较分析。

孟加拉湾西南季风季节内振荡和南海热带季风季节内振荡在季风爆发前的春季都有一个强度较弱的酝酿过程, 在季风期(5—10 月)内都有约 3 次半的季节内振荡波动, 但孟加拉湾西南季风季节内振荡比南海热带季风季节内振荡提前开始。在阿拉伯海—西太平洋纬带上, 夏季风期间内季节内振荡有 4 次从阿拉伯海的东传和 3 次从西太平洋的西传, 其中, 7 月后的东传可直达西太平洋, 直到 10 月后才再度出现弱的西传。孟加拉湾西南季风季节内振荡在夏季风期内的第 2 次波动为全年最强, 而南海

热带季风季节内振荡则是第 1 次波动为全年最强。孟加拉湾和南海在夏季风期内都有 4 次季节内振荡的经向传播, 但孟加拉湾在约 15°N 以南为季节内振荡从热带东印度洋的北传, 在约 15°N 以北则为南传; 而在南海则是 4 次季节内振荡从热带的北传。

在以孟加拉湾西南季风季节内振荡和南海热带季风季节内振荡分别划分的 6 个位相中, 都存在着 1—3 位相和 4—6 位相中低频对流、环流形势相反的特征, 这是由热带东印度洋季节内振荡的东传和北传导致的。热带印度洋季节内振荡沿西南—东北向经过约 14 d 传到孟加拉湾, 激发了孟加拉湾西南季风季节内振荡, 经过约 6 d 继续东传到南海, 激发了南海热带季风季节内振荡向华南的北传, 再经过约 25 d 传到华南, 形成季节内振荡的经纬向接力传播。总体而言, 热带印度洋季节内振荡向华南的经纬向接力传播周期约为 45 d。孟加拉湾西南季风季节内振荡所影响的降水主要是在 20°N 以南的热带地区的雨带随着低频对流区的东移而东移; 而南海

热带季风季节内振荡所影响的降水除了这种热带地区雨带随低频对流区的东移外,还有在 20°N 以北的东亚副热带地区雨带随着南海低频对流区的北移而北移。

需要指出的是,本文对两支季风季节内振荡分别作了位相划分,可以清楚地看到低频对流和环流的周期性传播以及相应的降水分布变化,但是,本文这种划分方式只是根据季风季节内振荡逐日指数所做的大概判断,期待今后工作中能找到一种更加规范化的方式来对季风季节内振荡进行位相划分。此外,从图 9 可以看到,在季风期开始后的第 1 次接力传播中,夏季风季节内振荡在热带印度洋时还较弱,到孟加拉湾再到南海的过程中逐渐加强,到达华南后强度明显加大;而在第 2 次接力传播中,季节内振荡在热带印度洋时较强,但在接力传播过程中却逐渐减小,到达华南后强度很弱。这说明夏季风季节内振荡在传播过程中还具有强度变化,并且在各个季节还存在明显差异。限于篇幅,本文没有讨论产生这种强度变化的原因。同时,本文在第 6 节中,分析了夏季风季节内振荡在 4—8 月从热带印度洋到华南的 3 次经纬向接力传播,但在 9—10 月的季风季节内振荡的传播路径还不清楚,上述问题有待在今后的工作中继续研究。

致谢: 本文所使用的向外长波辐射、矢量风和降水数据分别来自美国国家环境预报中心和日本气象厅的无偿提供,特此表示感谢!

参考文献

- 陈尚锋, 温之平, 陈文. 2011. 南海地区大气 30—60 天低频振荡及其对南海夏季风的可能影响. 大气科学, 35(5): 982-992
- 韩荣青, 李维京, 董敏. 2010. 副热带北太平洋大气季节内振荡时空特征的诊断研究. 气象学报, 68(4): 520-528
- 蒋镇, 朱伟军. 2010. 东亚夏季风强弱年季节内振荡的传播特征. 气象科学, 30(4): 460-467
- 据建华, 罗会邦. 1986. 一九八一年初夏东南亚地区大气热源结构及其对经向环流的影响. 热带气象学报, (2): 99-108
- 据建华, 罗会邦. 1987. 东亚夏季风建立过程中大气热源结构及其与热带环流的关系 // 气象科学技术集刊 (10). 北京: 气象出版社: 103-114
- 据建华, 钱诚, 曹杰. 2005a. 东亚夏季风的季节内振荡研究. 大气科学, 29(2): 187-194
- 据建华, 赵而旭. 2005b. 东亚夏季风区的低频振荡对长江中下游旱涝的影响. 热带气象学报, 21(2): 163-171
- 据建华, 孙丹, 吕俊梅. 2007. 东亚季风涌对我国东部大尺度降水过程的影响分析. 大气科学, 31(6): 1029-1039
- 据建华, 孙丹, 吕俊梅. 2008. 东亚季风区大气季节内振荡经向与纬向传播特征分析. 大气科学, 32(3): 523-529
- 据建华, 刘一伶, 李汀等. 2010. 南海夏季风季节内振荡的年际变化研究. 大气科学, 34(2): 253-261
- 李崇银, 龙振夏, 穆明权. 2003. 大气季节内振荡及其重要作用. 大气科学, 27(4): 519-535
- 吕俊梅, 张庆云, 陶诗言等. 2006. 亚洲夏季风的爆发及推进特征. 科学通报, 51(3): 332-338
- 李汀, 据建华. 2013a. 孟加拉湾西南季风与南海热带季风的气候特征比较. 地球物理学报, doi:10.6038/cjg20130101
- 李汀, 据建华. 2013b. 热带印度洋 MJO 活动对孟加拉湾西南季风季节内振荡的影响. 气象学报, 71(1): 38-49
- 阙志萍, 李崇银. 2011. 亚洲两个季风区大气季节内振荡的比较分析. 大气科学, 35(5): 791-800
- 陶诗言, 卫捷. 2007. 夏季中国南方流域性致洪暴雨与季风涌的关系. 气象, 33(3): 10-18
- 王晓聪, 陆维松, 陶丽. 2009. 北半球季节内振荡经向分布及异常的分析. 大气科学学报, 32(4): 582-589
- Krishnamurti T N, Bhalme H. 1976. Oscillation of a monsoon system. Part I: Observational aspects. J Atmos Sci, 33(10): 1927-1953
- Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (Interpolated) outgoing longwave radiation dataset. Bull Amer Meteor Soc, 77: 1275-1277
- Li T, Yang X Q, Ju J H. 2012. Intraseasonal oscillation features of the South China Sea summer monsoon and its response to abnormal Madden and Julian Oscillation in the tropical Indian Ocean. Sci China Earth Sci, doi:10.1007/s11430-012-4521-1
- Madden R A, Julian P R. 1971. Detection of a 40 - 50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. J Atmos Sci, 28(5): 702-708
- Madden R A, Julian P R. 1972. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40 - 50 day period. J Atmos Sci, 29(6): 1109-1123
- Wang B, Rui H. 1990. Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies: 1975 - 1985. Meteor Atmos Phys, 44(1-4): 43-61
- Wang B, Li T M. 1994. Convective interaction with boundary layer dynamics in the development of a tropical intraseasonal system. J Atmos Sci, 51(11): 1386-1400
- Wu M L C, Schubert S, Huang N E. 1999. The development of the South Asian Summer Monsoon and the intraseasonal oscillation. J Climate, 12(7): 2054-2075
- Yasunari T. 1980. A quasi-stationary appearance of 30 - 40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India. J Meteor Soc Japan, 58: 225-238
- Yatagai A, Arakawa O, Kamiguchi K, et al. 2009. A 44-year daily grided precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges. SOLA, 5: 137-140