

大气季节内振荡对印度洋—西太平洋地区 热带低压/气旋生成的影响*

祝从文

(中国气象科学研究院,北京 100081;中国科学院大气物理研究所, LASG,北京, 100029)

Tetsuo Nakazawa

(日本气象研究所, Tsukuba 305 - 0051)

李建平

(中国科学院大气物理研究所 LASG,北京, 100029)

摘 要

文中利用 EOF 分析大气季节内振荡(MJO)的时空变化的方法,研究了 1996 年 9 月~1997 年 6 月间的 MJO 活动对生成在印度洋—西太平洋海域的热带低压/气旋的影响。结果发现,除西北太平洋之外,发生在其他区域的热带低压/气旋有半数以上生成在向东移动的 MJO 的湿位相中。伴随 MJO 的向东传播,热带低压/气旋平均生成位置也随之向东移动,而生成在西北太平洋的热带低压/气旋分别受到向东和向西传播的 MJO 影响。

关键词:大气季节内振荡(MJO), EOF, 热带低压/气旋生成。

1 引 言

大气季节内振荡(Madden-Julian Oscillation,简称 MJO)通常是指近赤道地区向东传播,纬向为一个波数,热带风场表现出斜压结构的大气 30~60 d 周期振荡现象^[1~3]。研究表明,MJO 对流和大尺度环流之间的相互作用在东半球表现最为强烈,在印度洋—西太平洋地区 MJO 变率最大并且达到其最大振幅。它与大尺度环流的上述相互作用不仅强烈地影响亚-澳夏季风的爆发^[4~6],而且还可以影响赤道外大气环流的变化^[7~9]。除此之外,它还对东亚夏季风活动和降水异常产生影响^[10~12]。

除上述发现以外,MJO 与热带气旋(TC)的生成还存在密切关系。Nakazawa^[13]早期研究指出,西太平洋多数的 TC 容易发生在 MJO 的湿位相中,MJO 对流系统表现出一种复合结构,中尺度强对流活动往往形成在向东传播的 MJO 对流系统尺度大约为 3000 km 的超级对流体形成的“波包”中。由于多数 TC 最初发生在这样的对流系统中,因此

MJO 对 TC 的生成具有影响作用^[14]。然而,Liebmann 等^[15]对东半球热带气旋生成的统计认为,虽然发生在 MJO 对流的湿位相的 TC 多于干位相,但是发生在这两个位相中的 TC 与热带低压(TD)比率基本相当,因此 MJO 虽然对 TC 生成具有影响作用,但不是关键因子。最近,Hall 等^[16]通过对南半球近 20 a 的 TC 与 MJO 关系的研究发现,生成在澳大利亚西北区域的 TC 与 MJO 对流的湿位相具有显著正相关关系。MJO 除了对东半球 TC 生成影响之外,它对西半球 TC 同样存在显著影响。例如,在东太平洋 MJO 的西(东)风位相,墨西哥湾和加勒比海西部区域的热带气旋数目有明显增加(减少)趋势。墨西哥湾地区在 MJO 西风位相发生的热带气旋数目是东风位相的 4 倍^[17]。

在以往的研究中,多数学者通过简单的 30~60 d 或 30~90 d 滤波方法提取 MJO 时间低频信号,很少对 MJO 空间基本模态进行讨论。此外,MJO 是发生在近赤道上空附近的一种大气波动,它应该对赤道及其两侧的大气环流均存在直接影响。但是,

* 初稿时间:2003 年 3 月 3 日;修改稿时间:2003 年 7 月 31 日。

资助课题:国家自然科学基金(40375014)、国家教委海外归国留学人员启动基金和中国科学院大气物理研究所 LASG 开放课题。

以往研究仅限于 MJO 对半球或某一特定区域环流的影响,无法使我们理解 MJO 与发生在近赤道热带低压/气旋之间的整体关系。为此,本文的目的是将试图介绍一种揭示 MJO 时空变化新方法,研究 MJO 在沿赤道向东传播过程中对生成在印度洋—西太平洋近赤道两侧 TD/TC 的影响。

2 资料

研究中所用的 TD/TC 位置取自美国联合台风预警中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC),该资料包括间隔 6 h 的 TC 中心位置和最大风速。根据 Zehr 的定义^[18],将 JTWC 发布的第 1 时刻的

热带气旋和最大风速大于或等于 17 m/s 的时间和位置分别定义为热带低压(TD)和热带气旋(TC)生成的时间和位置。

按照传统的划分方法,将 100 和 135 °E 分别视为北印度洋和西北太平洋以及南印度洋和西南太平洋分界线,以赤道为南北分界线分成 4 个区域。1996 年 9 月~1997 年 6 月间,生成在印度洋—西太平洋区域的 TD 和 TC 总数分别为 71 和 66 个,主要生成在 25 °S~25 °N 带状区域中(见图 1)。其中,TD 和 TC 生成在北印度洋均为 5 个,南印度洋为 18 个。西北太平洋 TD 为 30 个,TC 为 25 个;而生成在西南太平洋的 TD 和 TC 均为 18 个。

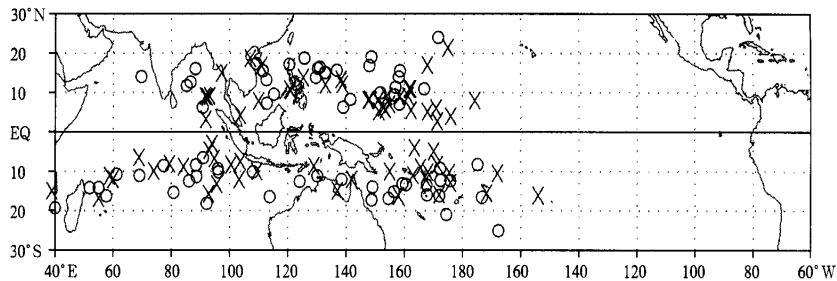


图 1 1996 年 9 月~1997 年 6 月间生成在印度洋—西太平洋地区的热带低压/气旋地理位置分布
(其中空心圆和叉符号分别表示 TD 和 TC)

Fig. 1 Map of TD/TC positions from 1 September 1996 to 30 June 1997 in the Indian Western Pacific Oceans (The cross mark denotes TD, and the TC is marked by open circle)

除上述资料,文中还用到美国 NOAA 的逐日向长波辐射(OLR)和 NCEP/NCAR 再分析资料,上述两种资料空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。为了避免边界资料对带通滤波结果的影响,我们将上述资料时间拓展到 1996 年 8 月~1997 年 6 月。其中,季节变化趋势取自 1990~2000 年逐日平均。需要指出的是:1997~1998 年的 ENSO 事件开始于 1997 年 4 月,大概在 12 月达到盛期,尽管许多研究指出 ENSO 对热带气旋生成存在影响,但是 1997~1998 年 ENSO 事件通常被认为是 MJO 触发的结果^[19]。由于 1997 年 4~6 月期间处于 ENSO 的发展期。因此,有关 ENSO 对热带气旋的影响不作讨论。

3 MJO 时空变化和位相划分方法

在以往的研究中,广泛地利用 OLR 来描述热带大气的对流活动。通常采用 30~60 d 或 30~90 d 带通滤波方法来揭示 MJO 的时空变化特征。正如引言中所指出,该方法不能对 MJO 的空间模态和传

播方向给出准确的描述。此外,简单的带通滤波还可以导致 MJO 的位相移动和振幅的改变。为避免上述问题,最近 Matthews 等^[20]对热带 25 °S~25 °N 的 OLR 场首先除掉季节变化,之后对经过 20~200 d 滤波处理后的 OLR 进行 EOF 分析,将前两个具有 30~60 d 振荡周期的 EOF 模视为 MJO 的主要模态,根据 EOF 特征场在空间上彼此正交性质从而成功地揭示出 MJO 的空间模态和随时间变化(例如,对流的向东或向西传播)。

文中借鉴上述方法来讨论 MJO 对 TD/TC 生成的影响,所不同的是对 OLR 场的选择限制在 30 °S~30 °N 和 40 °E~60 °W 区域,并采用 20~120 d 带通滤波之后的 OLR 距平场进行 EOF 分析,其目的是突出 MJO 在印度洋—西太平洋区域信号强度。

根据 Matthews 等^[22]的做法,对经过 20~120 d 带通滤波之后的 OLR 距平场 EOF 分析提取 MJO 的时空变化信息。MJO 在某一时刻 t 可以被表示成二维相空间矢量 Z 。

$$Z(t) = [P_{C_1}(t), P_{C_2}(t)] \quad (1)$$

$$\phi(t) = \tan^{-1}[P_{C_2}(t)/P_{C_1}(t)] \quad (3)$$

其中, P_{C_1} 和 P_{C_2} 分别为 EOF1 和 EOF2 对应的时间系数。MJO 振幅 $A(t)$ 被定义为:

$$A(t) = [P_{C_1}^2(t) + P_{C_2}^2(t)]^{1/2} \quad (2)$$

而 P_{C_1} 和 P_{C_2} 之间的位相角 $\phi(t)$ 则可以表示为:

图 2 表示的是去掉季节变化,对经过 20~120 d 滤波后 OLR 方差进行 EOF 分析结果。由图可以看出,如果将 EOF 场的正负距平分别看作是热带对流的减弱和增强,则 EOF1 表现出沿 120°E 对称近似

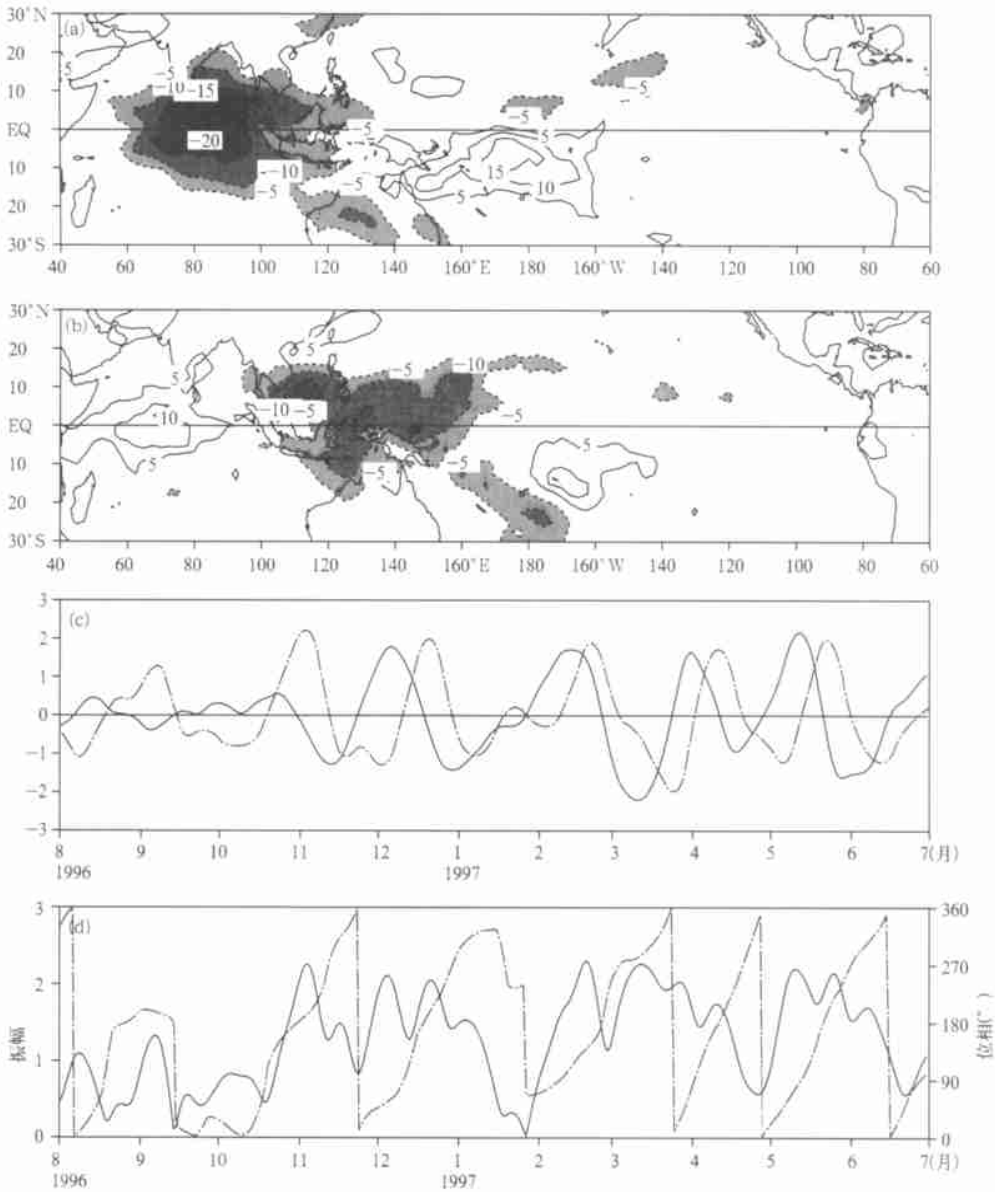


图 2 1996 年 8 月至 1997 年 6 月期间经过 20~120 天带通滤波之后的 OLR 场 EOF 分析结果 (a. EOF1, b. EOF2, 等值线间隔 5 W/m^2 , 阴影区表示负值区, c. EOF1 和 EOF2 对应的时间系数 P_{C_1} (实线) 和 P_{C_2} (虚线) 变化, d. 位相角 (虚线, 右侧坐标轴) 和振幅 A (实线, 左侧坐标轴) 时间变化)

Fig. 2 Empirical orthogonal function analysis of 20~120 days filtered OLR

(a. EOF1, b. EOF2, contour interval is 5 W/m^2 ; the zero contour is omitted; shading is shown by the legend, c. P_{C_1} (solid line) and P_{C_2} (dashed line) for the period of August 1996 to June 1997, d. Phase (dashed; scale on the right-hand axis) and daily amplitude A (solid line; scale on the left-hand axis) of Z from 1 August 1996 to 30 June 1997)

东西向的对流振荡分布,最大变化中心分别位于赤道印度洋和西太平洋日界线南半球辐合带区域。EOF1 的上述分布意味着当印度洋对流加强时,西太平洋区域的对流将被抑制。EOF2 反映的对流增强区域主要位于印度尼西亚和南太平洋辐合区域,伴随上述区域的对流加强,位于非洲和中太平洋的对流活动将被抑制。上述 EOF 模态与文献[20]的分析结果基本一致,所不同的是 EOF1 和 EOF2 占原始方差比重较大,分别为 15.59% 和 11.31%,而 EOF3 仅占总方差的 6.83%,说明前两个 EOF 模态是主要模态。EOF1 主分量时间系数 P_{C_1} 领先 EOF2 主分量时间系数 P_{C_2} 变化大约 1/4 周期,两个时间系数均表现出 30~60 d 周期振荡特征。结合 EOF1 和 EOF2 空间分布可以看出,EOF 的前两个模态反

映的是 MJO 对流分布的向东传播。在 1996 年 8 月至 1997 年 6 月期间总共发生 6 次 MJO 向东传播过程,但是,在 1996 年 9~10 月初和 1997 年 1 月初直到 2 月上述两个时间段,发现两次振幅相对较小和明显向西传播的 MJO 对流活动,与传统的 MJO 存在较大差异。为了与典型向东传播的 MJO 相区别,本文中我们称之为向西传播的 MJO。

为进一步检验通过 EOF 分析所得到的对流场时间低频变化特征,我们对 P_{C_1} 和 P_{C_2} 进行了 Morelet 小波分析(图 3)。由图 3 可以发现, P_{C_1} 和 P_{C_2} 时间变化存在 30~60 d 周期振荡,其中 30~60 d 周期在 P_{C_2} 的整个时间域变化中通过显著性检验,而 P_{C_1} 在 1996 年 11 月~1997 年 6 月存在显著的 30

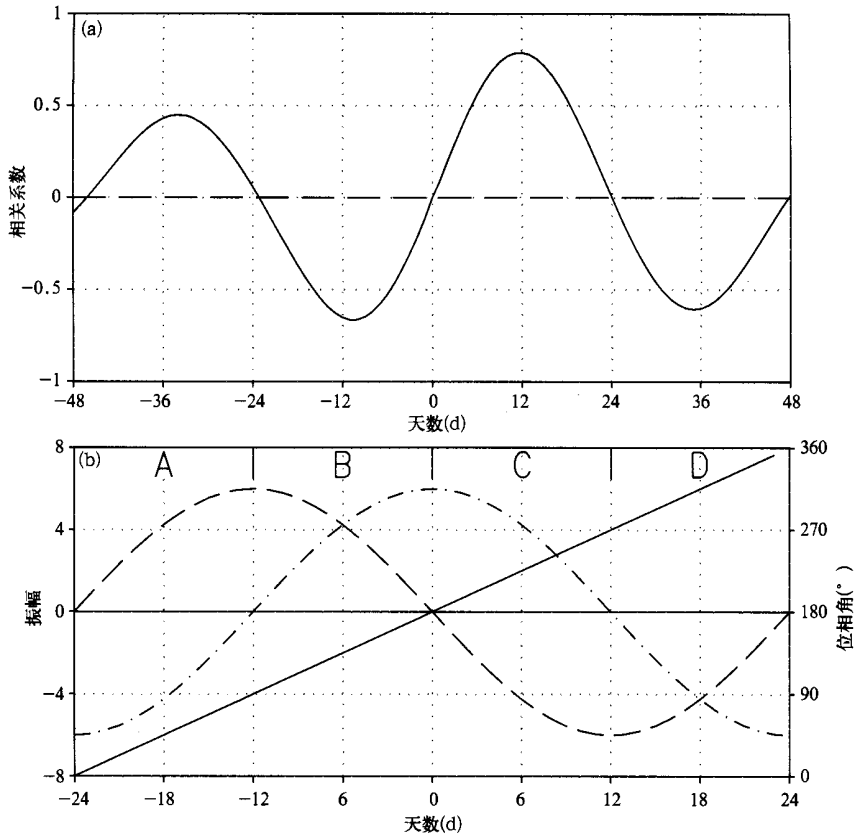


图 5 P_{C_1} 和 P_{C_2} 之间超前和滞后相关系数变化和基于 48 d 振荡周期 MJO 的位相分类示意图
(a. P_{C_1} 与 P_{C_2} 超前和滞后相关系数时间变化, b. MJO 的 A, B, C 和 D 位相对应的 P_{C_1} (虚线)、 P_{C_2} (点虚线) 和位相角 (实线) 时间变化。左侧坐标轴表示 P_{C_1} 和 P_{C_2} 振幅,右侧坐标表示位相角度(单位:度)

Fig. 5 Sample of running correlation between P_{C_1} and P_{C_2} and the MJO categories

classification based on a 48 days cycle of MJO

(a. Running correlation between P_{C_1} and P_{C_2} , b. MJO category A, B, C, and D corresponding to the phase of (thick solid line; scale on right-hand axis) of Z with the phase of P_{C_1} (dashed line) and P_{C_2} (dot-dashed line); scale on the left-hand axis)

~60 d 振荡周期,但是在其他时间段变化并不十分显著。图 4 表示的是对 EOF1 和 EOF2 重建之后得到的 OLR 距平场和原始 OLR 距平场沿 5°S~5°N 纬向平均的时间-经度变化,由图可以看出,原始 OLR 距平场反映的 MJO 对流沿赤道区域的向东传播可以清楚地经过 EOF 分析重建之后的 OLR 场得到体现,说明采用 EOF 方法不仅可以保留原始 MJO 的基本结构,更重要的是通过上述分析可以清楚地揭示它的空间分布和随时间传播特征。

通过上述分析可以看出,MJO 在时间-空间上表现出循环变化特征。在 MJO 对流由印度洋向西太平洋东传播过程中,伴随其西侧的对流减弱和消亡,其东侧不断有新生的对流出现,并且一直传播到西太平洋日界线以东南半球辐合带地区之后才消亡。大概经过 30~60 d 以后,又一次 MJO 对流活动在热带印度洋生成并再一次向东移动。对 P_{C_1} 和 P_{C_2} 进行超前和滞后相关分析可以发现(图 5a),当 P_{C_1} 超前和滞后 P_{C_2} 大约 12 d 时候,两者相关系数分别达到最小和最大,表明 1/4 的 MJO 位相大约为 12 d。其中, P_{C_1} 与 P_{C_2} 间的相角为 90°。因而 MJO 完成整个循环平均需要 48 d, P_{C_1} 与 P_{C_2} 之间的相角由 0 变化到 360°。

以 48 d 为振荡周期的 MJO 为例,本文对 MJO 循环分别划分为 4 个不同位相,依次命名为 A、B、C 和 D。其中,每个位相时间长度为 12 d, P_{C_1} 与 P_{C_2} 之间的相角变化 90°(见图 5b)。位相 A 初始时间对应 $\phi = 0^\circ$, P_{C_1} 振幅为 0,而 P_{C_2} 振幅最小那一时刻,而位相 B 初始时间对应 $\phi = 90^\circ$, P_{C_1} 振幅达到最大,而 P_{C_2} 振幅为 0 那一时刻,C 和 D 依此类推。由于热带气旋平均生命期为 5~7 d,采用上述划分可以使得 MJO 的每一位相时间段基本覆盖了热带气旋的整个生命周期,因而我们可以分析 MJO 对流活动对 TD/TC 生成的影响并保证统计结果的可靠性。需要指出的是在具体分类中,针对每一次 MJO 不同循环周期各位相的时间长度不一样,平均在 7~15 d 时间范围内变化。

4 MJO 对 TD/TC 生成的影响

对 1996 年 9 月~1997 年 6 月期间前两个具有 30~60 d 周期的 EOF 模态进行重建,根据上述定义的 MJO 分类方法分别可以得到 A、B、C、D 位相合成

的 OLR 距平场(图 6)。由图可以看出,合成的 OLR 距平场由 A 到 D 变化反映了一次完整的 MJO 循环过程。对应位相 A,印度洋上空表现出较强的对流活动,而印度尼西亚—澳大利亚区域的对流被抑制,OLR 距平的这种分布对应 MJO 对流发展和传播的初期空间分布;位相 B,位于孟加拉湾—西太平洋热带对流开始发展,而南太平洋辐合带(SPCZ)的对流则被抑制,MJO 的对流主体由印度洋向东传播到孟加拉湾—西太平洋地区;位相 C,MJO 对流继续向东移动从而导致西太平洋暖池—澳大利亚地区的对流开始加强,而印度洋上空的对流活动则被抑制。位相 D,除南半球辐合带区域的对流加强之外,其他区域的对流则被抑制。因此,由 A 到 D 合成之后的 OLR 距平场可以反映出 MJO 对流从印度洋向西太平洋传播过程和不同的发展阶段。假设 TD/TC 易生成在 MJO 的湿位相中,那么在印度洋,生成在 MJO 的 A 和 B 位相的 TD/TC 数目相对较多。依此类推,在西北太平洋发生在 B 和 C 位相的 TD/TC 数目应相对较多,而在西南太平洋发生在 C 和 D 位相的 TD/TC 数目占多数。

图 7 给出的是 1996 年 9 月至 1997 年 6 月期间生成在 MJO 的 A、B、C 和 D 各个位相的 TD/TC 位置。由图可以发现,A 位相中,相对较多的 TD/TC 生成在印度洋区域,但在西太平洋同样可以发现相对数目较少的 TD/TC。B 位相中,多数的 TD/TC 生成位置移动到印度洋移动至印度尼西亚—西太平洋区域。从 C 位相合成的 TD/TC 位置发现,除南印度洋发现一个 TD/TC 之外,多数的 TD/TC 生成在热带西太平洋直到澳大利亚东北部海域。在 D 位相合成图中可以看出,虽然在南半球日界线附近有较多的 TD/TC 生成,但是在西北太平洋和东南印度洋海域依然可以发现一些 TD/TC。由位相 A 到 D,TD/TC 生成平均位置表现出向东移动特征。与 MJO 的主要对流活动相对应(见图 6),伴随 MJO 对流的向东移动,多数的 TD/TC 生成在 MJO 的对流活动的加强空间和时间域中并总体上表现出随时间向东移动特征。

表 1 给出的是发生在 MJO 的 A、B、C 和 D 各位相不同海域 TD/TC 生成的数目占总数的百分比。由表可以看出,生成在北印度洋的 5 个 TD/TC 中,大约 80%(20%)的 TD/TC 生成在 MJO 的湿(干)位相中,在向西传播的 MJO 中未发现有 TD/TC 生

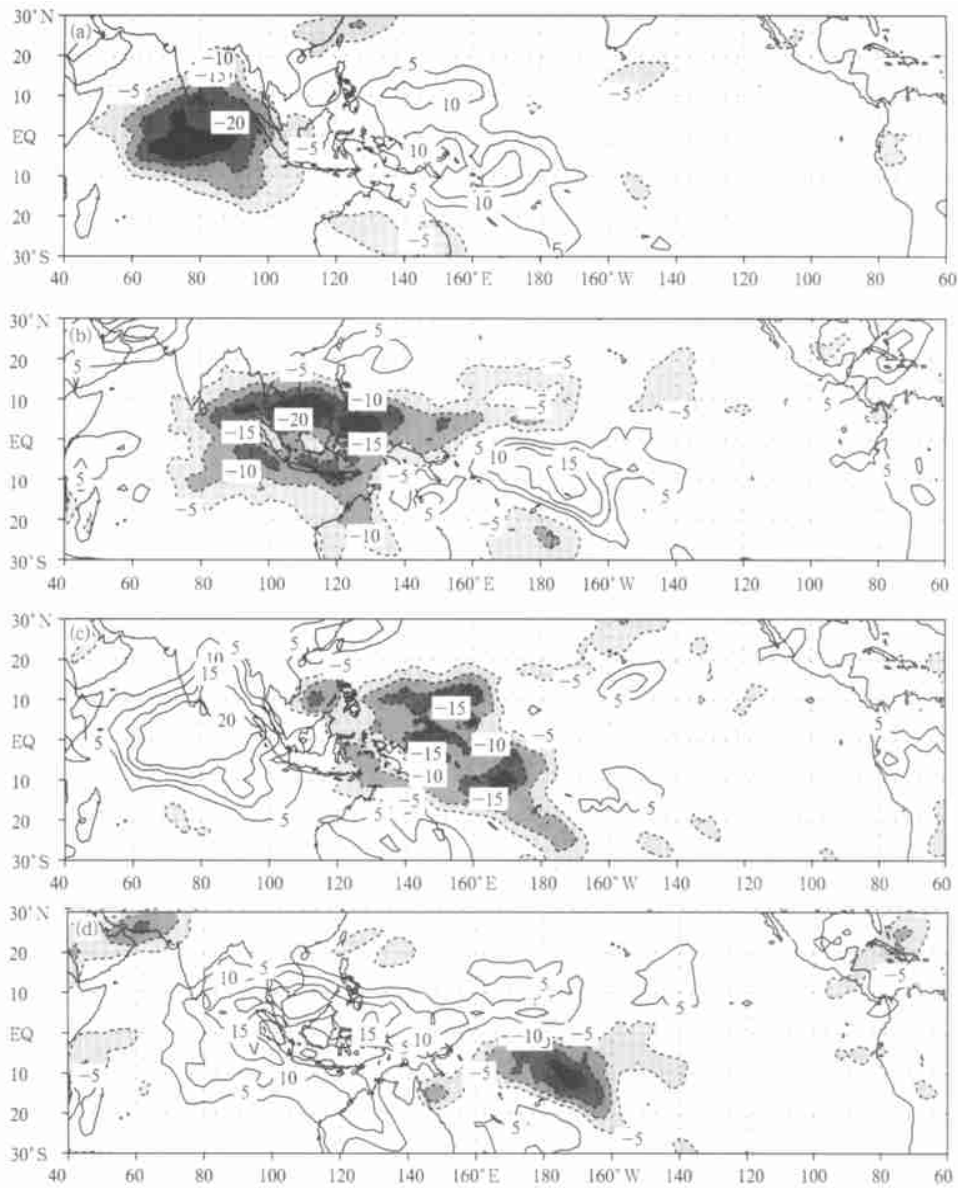


图 6 1996 年 9 月至 1997 年 6 月期间对发生所有的 MJO 过程进行 A, B, C 和 D 位相分别合成之后的 OLR 场分布 (等值线间隔为 5 W/m^2 , 本图省略了零等值线)

Fig. 6 OLR anomalies, regressed by first two leading EOF modes in every MJO category of (a) A, (b) B, (c) C, and (d) D.

(The contour interval is 5 W/m^2 ; the zero contours are omitted, and the negative contours are shaded)

成。而生成在南印度洋的 18 个 TD/TC 中大约有 61% (22%) 发生在 MJO 的湿(干)位相, 余下的 TD/TC 生成在向西传播 MJO 位相中, 占 17% 的比例。因此, 生成在 MJO 湿位相的印度洋 TD/TC 占总数 60% 以上。而发生在西北太平洋的 30 个 TD 和 25 个 TC 中, 其中只有 47% (40%) 的 TD (TC) 生成在 MJO 的湿位相中, 23% (28%) 的 TD (TC) 生成在 MJO 的干位相中, 剩余的 30% (32%) TD (TC) 生成

向西传播的 MJO 中。发生在西南太平洋的 18 个 TD/TC 中, 总共有 67% (27%) 的 TD/TC 生成在 MJO 的湿(干)位相中, 而生成在向西传播的 MJO 的 TD/TC 仅占总数的 6%。因此, 除西北太平洋之外, 印度洋—西太平洋区域的 TD/TC 生成易发生在 MJO 的湿位相中, 发生的比例占总数一半以上, 表明 MJO 对流活动对上述区域的 TD/TC 生成具有显著影响。而生成在西北太平洋海域的 TD/TC

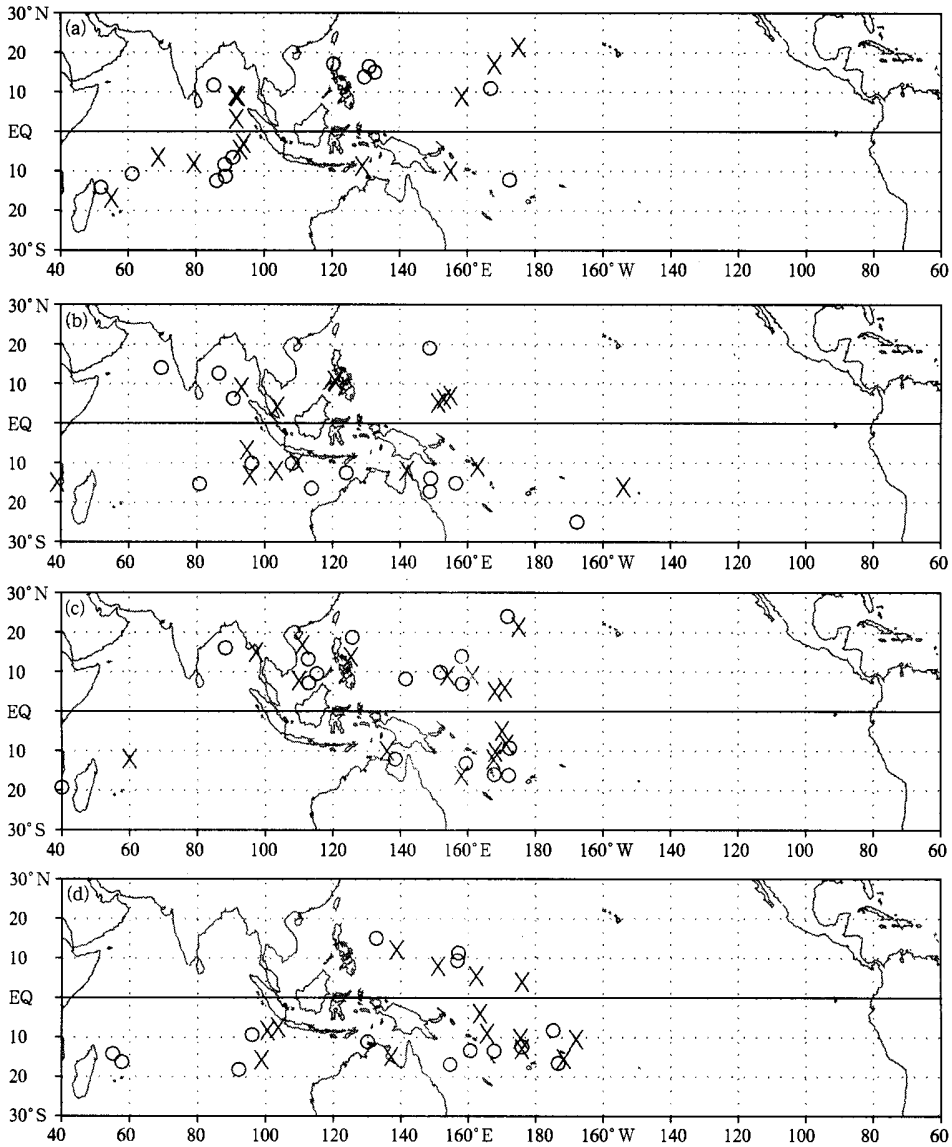


图7 1996年9月~1997年6月生成在印度洋—西太平洋区域的TD(空心圆)和TC(叉号)在MJO的A,B,C和D位相合成图

Fig. 7 Position of TD (open circle) and TC (cross) in each MJO category of (a) A, (b) B, (c) C, and (d) D, during the period of September 1996 to June 1997

表1 1996年9月~1997年6月间生成在不同区域的TD/TC占MJO的A,B,C和D位相数目百分比统计(其中括号中的百分数表示TC数目所占总数的百分比。TD/TC的生成的最初位置和时间取自美国台风联合预警中心(JTWC))

Table 1 Percentage of tropical depression (TD) and cyclone (TC) occurred in the Indian to western Pacific Oceans during the period of September 1996 to June 1997, corresponding to the category of MJO A, B, C, D, and westward propagating phase. Data set is from the Joint Typhoon Warning Center (JTWC)

MJO 位相	北印度洋 (%)	南印度洋 (%)	西北太平洋 (%)	西南太平洋 (%)
A	60(20)	33(33)	10(20)	6(6)
B	20(60)	28(28)	20(4)	16(22)
C	20(20)	5(5)	27(36)	33(28)
D	0(0)	17(17)	13(8)	39(38)
向西传播 MJO	0(0)	17(17)	30(32)	6(6)

不仅受到向东传播的 MJO 影响,同时还受到向西传播 MJO 对流活动的影响。

5 结论和讨论

本文采用 EOF 来研究大气季节内振荡的时空变化,利用该方法我们可以清楚地揭示出 MJO 的时空变化和纬向传播方向。通过研究 1996 年 9 月至 1997 年 6 月期间生成在印度洋—西太平洋海域的热带低压/气旋与大气季节内振荡 MJO 活动之间的关系发现,除北半球的西太平洋以外,发生在其他区域的热带低压/气旋中其中有半数以上发生在向东移动的 MJO 湿位相中。伴随 MJO 的向东传播,热

带低压/气旋平均生成位置也随之向东移动,而生成在西北太平洋的热带低压/气旋分别受到向东和向西传播 MJO 的影响。

虽然 MJO 活动对热带低压/气旋的生成具有影响,但是通过分析我们发现并不是所有热带低压/气旋都生成在 MJO 的湿位相中。因此,MJO 仅仅提供了有利于热带低压/气旋生成的大尺度环流背景,而热带低压/气旋的产生还受到其他条件,例如较高的海表温度和垂直纬向风切变等诸多条件约束。

致谢:日本气象厅气象研究所的 Yuhji Kuroda 博士提供了本文中 EOF 计算程序,Morelet 小波分析程序取自 <http://paos.colorado.edu/research/wavelets/>。

参考文献

- 1 Madden R A, Julian P R. Detection of a 40—50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J Atmos Sci*, 1971, 28: 702 ~ 708
- 2 Madden R A, Julian P R. Observations of the 40—50 day tropical oscillation: A review. *Mon Wea Rev*, 1994, 122: 814 ~ 837
- 3 李崇银. 大气中的季节内振荡. *大气科学*, 1990, 14(1): 32 ~ 45
- 4 Yasunari T. Cloudiness fluctuations associated with the Northern Hemisphere monsoon. *J Meteor Soc Japan*, 1979, 58: 225 ~ 229
- 5 Hendon H H, Liebmann B. A composite study of onset of the Australian summer monsoon. *J Atmos Sci*, 1990, 47: 2227 ~ 2240
- 6 Hendon H H, Liebmann B. The intraseasonal (30—50 day) oscillation of the Australian summer monsoon. *J Atmos Sci*, 1990, 47: 2909 ~ 2923
- 7 Weickmann K M. Intraseasonal circulation and outgoing longwave radiation modes during Northern Hemisphere winter. *Mon Wea Rev*, 1983, 111: 1838 ~ 1858
- 8 Lau K M, Phillips T J. Coherent fluctuations of extratropical geopotential height and tropical convection in intraseasonal time scales. *J Atmos Sci*, 1986, 43: 1164 ~ 1181
- 9 Ferranti L, Palmer T N, Molteni F, et al. Tropical-extropical interaction associated with the 30—60 day oscillation and its impact on medium and extended range prediction. *J Atmos Sci*, 1990, 47: 2177 ~ 2199
- 10 缪锦海,刘家铭. 东亚夏季风降水 30 ~ 60 天低频振荡. *大气科学*, 1991, 15(5): 65 ~ 71
- 11 胡坚,陈雪峰,胡元龙. 大气季节内振荡与华北暴雨过程. *气象学报*, 1995, 53(增刊): 622 ~ 630
- 12 余斌,黄荣辉. 热带对流活动对热带外地区环流季内遥相关变化的作用. *气象学报*, 1996, 54(3): 272 ~ 281
- 13 Nakazawa T. Intraseasonal variation of OLR in the tropics during the FGGE year. *J Meteor Soc Japan*, 1986, 64: 17 ~ 34
- 14 Nakazawa T. Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *J Meteor Soc Japan*, 1988, 66: 823 ~ 839
- 15 Liebmann B H, Hendon H, Glick J D. The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian Oscillation. *J Meteor Soc Japan*, 1994, 72: 401 ~ 411
- 16 Hall J A, Matthews J, Karoly D J. The modulation of tropical cyclone activity in the Australian region by the Madden-Julian Oscillation. *Mon Wea Rev*, 2001, 129: 2970 ~ 2982
- 17 Maloney E D, Hartmann D L. Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation. *Science*, 2000, 287: 2002 ~ 2004
- 18 Zehr R M. Tropical cyclogenesis in the western North Pacific. NOAA Tech Rep, NESDIS, 1992, 61: 2 ~ 3
- 19 McPhaden M J. Climate oscillations: Genesis and evolution of the 1997 ~ 1998 El Niño. *Science*, 1999, 283: 950 ~ 954
- 20 Matthews A J. Propagation mechanisms for the Madden-Julian Oscillation. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2000, 126: 2637 ~ 2652

MODULATION OF TROPICAL DEPRESSION/ CYCLONE OVER THE INDIAN WESTERN PACIFIC OCEANS BY MADDEN-JULIAN OSCILLATION

Zhu Congwen

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081;*
LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Tetsuo Nakazawa

(*Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan 305 - 0051*)

Li Jianping

(*LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract

The Madden - Julian Oscillation (MJO) is a dominant mode of intraseasonal variability in the tropical atmosphere; it is characterized by an eastward propagating tropical convective anomalies and associated with circulation anomalies with a time period between 30 to 60 days. Since Madden and Julian firstly observed the MJO (Madden and Julian, 1971), it has been extensively studied in the past decades. Studies suggested that the MJO has a baroclinic mixed Kelvin and Rossby wave structure in the Indian and the western Pacific Oceans, where the equatorial wave is strongly coupled to convection with eastward propagation in convection at roughly 5 m/s. Kelvin waves propagate eastward out of the convective regions is at phase speeds of 10 ~ 12 m/s (Hendon and Salby, 1994), and is generally manifested as an eastward propagating, equatorially - trapped, wave number one, baroclinic oscillation in the tropical wind field (Madden and Julian, 1994).

A number of observational and modeling studies have suggested that, the MJO strongly affects on the tropical cyclogenesis. But fewer works have been found on the discussion of tropical depression (TD) and tropical cyclone (TC) activities in both equatorial tropical regions, where the tropical cyclogenesis are probably modulated by MJO. In present study, a method used to explore the Madden - Julian oscillation (MJO) by using Empirical Orthogonal Function (EOF) was introduced, and the modulation of tropical depression/ cyclone (TD/ TC) over the Indian - western Pacific Oceans by MJO has been addressed for the period of September 1996 to June 1997 on the basis of daily NCAR/ NCEP reanalyzed wind vector and Outgoing Longwave Radiation (OLR) data sets, etc. Analysis has suggested that there are more (less) TD/ TCs, which formed in the wet (dry) phase of MJO convection, except those in the western North Pacific sectors, where the TD/ TC can be alternatively affected by the eastward or westward propagating MJO. Along with the eastward propagation of MJO convection, the region - averaged position of TD/ TC occurrence also appears an eastward shift in spatial.

Key Words : Madden-Julian Oscillation (MJO), Tropical depression/ cyclone formation.

祝从文等：大气季节内振荡对印度洋—西太平洋地区 热带低压/气旋生成的影响

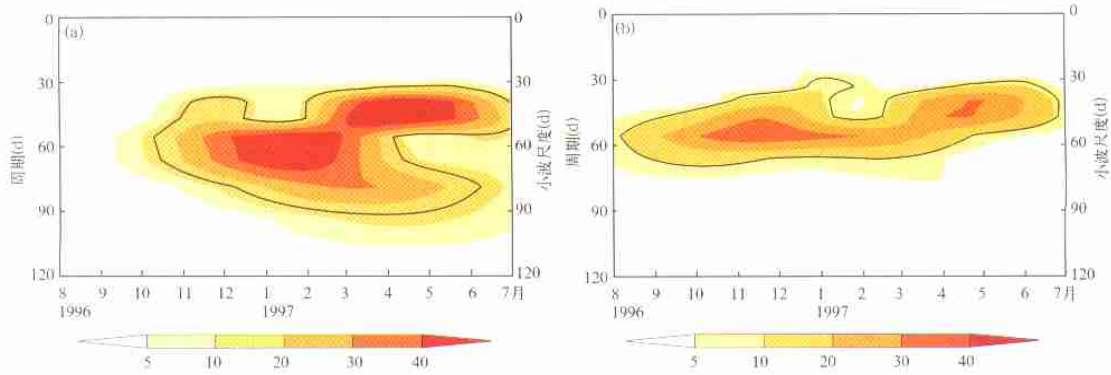


图3 EOF1和EOF2对应的时间系数 P_1 和 P_2 时间系数Morelet小波功率谱分析
(a. P_1 小波分析功率谱, b. P_2 小波分析功率谱; 粗实线包括区域表示通过时间滞后1, 相关系数为0.98的红噪音95%信度检验的区域)
Fig.3 Local Morelet-wavelet power spectrum of (a) P_1 and (b) P_2 corresponding to the mode of EOF 1 and EOF2,
(The left axis is the Fourier period (day) corresponding to the wavelet scale on the right axis.
The solid line encloses regions of greater than 95% confidence level for a red-noise process with a lag=1 coefficient of 0.98)

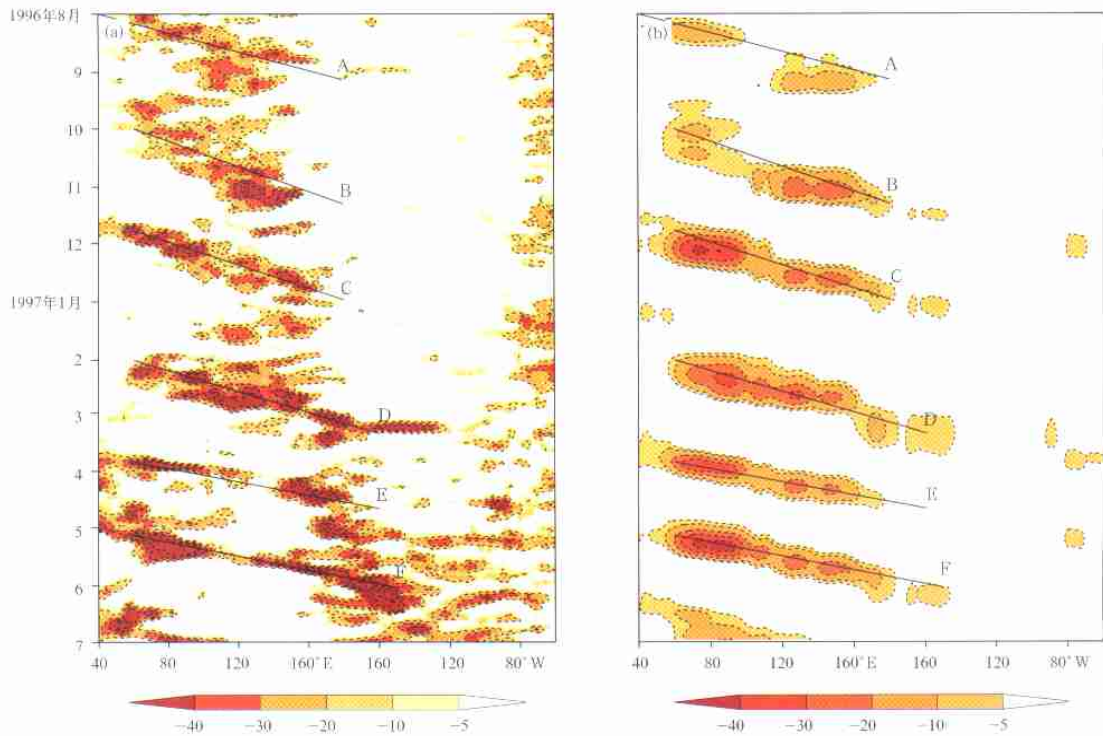


图4 1996年8月至1997年7月期间原始OLR距平场(a)经过EOF分析之后取前两个EOF模重建之后MJO的OLR距平场(b)沿 $5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$ 平均时间-经度剖面图比较
(等值线间隔分别为-5, -10, -20, -30和-40 W/m^2 ; 本图未给出OLR正距平, 符号A, B, C, D, E和F分别表示每一次向东传播的MJO)
Fig.4 Time-longitude cross-section of daily OLR anomalies and the MJO related OLR convection based on the reconstruction of two leading EOFs averaged for $5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$
(a. Daily OLR, b. MJO related OLR; The contour line is -5, -10, -20, -30, and -40 W/m^2 , the positive contours of OLR anomalies are omitted; Where, A, B, C, D, E, and F denotes each MJO event and eastward propagation)