

陈光华, 黄荣辉. 2009. 西北太平洋低频振荡对热带气旋生成的动力作用及其物理机制 [J]. 大气科学, 33 (2): 205–214. Chen Guanghua, Huang Ronghui. 2009. Dynamical effects of low frequency oscillation on tropical cyclogenesis over the western North Pacific and the physical mechanisms [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (2): 205–214.

西北太平洋低频振荡对热带气旋生成的 动力作用及其物理机制

陈光华 黄荣辉

中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100080

摘 要 利用全球再分析资料以及美国联合台风预报中心的热带气旋 (TC) 数据, 从动力和能量转换方面深入分析了西北太平洋上空 30~60 天大气低频振荡 (MJO) 对西北太平洋区域 TC 生成的调制作用。研究表明, 当西北太平洋西侧为 MJO 的西风位相所控制时, MJO 通过纬向风的辐合作用使得在辐合区传播的波动发生波数增加, 波长减短的结构改变, 从而触发较大尺度波动向天气尺度波动的演变; 西风位相期间纬向风的纬向辐合与经向切变可以使得低频波动动能向高频波动的转换得到加强, 从而使得在此区域 TC 生成的数量明显偏多。相反, 当西北太平洋西侧为 MJO 的东风位相时, TC 生成的数量得到抑制。此外, 随着西风位相中西风的加强 (东风位相中东风的加强), TC 的生成概率将得到增加 (减少)。但是, 在西北太平洋东侧海域, MJO 对 TC 活动的调制作用要减弱许多。对 MJO 活动年际变化的研究表明, 在西太暖池处于暖状态年时, 西北太平洋西侧的 MJO 活动频繁, 西风位相活跃, 从而有利于此区域 TC 的生成, 而冷年的情况正好相反。

关键词 西北太平洋 MJO 活动 热带气旋生成

文章编号 1006-9895 (2009) 02-0205-10

中图分类号 P444

文献标识码 A

Dynamical Effects of Low Frequency Oscillation on Tropical Cyclogenesis over the Western North Pacific and the Physical Mechanisms

CHEN Guanghua and HUANG Ronghui

Center of Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080

Abstract This paper explores the modulation of 30–60 day low frequency oscillation (MJO) on tropical cyclogenesis over the western North Pacific (WNP) in terms of dynamics and energy conversion, using the global reanalysis data and tropical cyclones (TCs) archives obtained from Joint Typhoon Warning Center, USA. During the westerly phase in the western part of the WNP, waves in the flow convergence region are characterized by the increase in wavenumber and the decrease in wavelength, which causes the evolution from large-scale waves to synoptic scale ones. The convergence and shear of zonal wind in the westerly phase would accelerate kinetic energy transfer from low frequency to high frequency, favorable for TCs formation in that region. Reversely, tropical cyclogenesis would be inhibited during the easterly phase. In addition, the TCs occurrence probability would increase (decrease) with the strength of westerly flow during the westerly phase (the strength of easterly flow during the easterly phase).

收稿日期 2007-09-25, 2007-11-28 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2009CB421505, 公益性行业 (气象) 科研专项“全球变暖背景下台风季节动力预测和变化趋势预估技术研究” (GYHY200806009), 国家重点基础研究发展计划项目 2006CB403600

作者简介 陈光华, 男, 1978 年出生, 助理研究员, 主要热带大气环流及其台风气候学研究。E-mail: cgh@mail.iap.ac.cn

However, the modulation of MJO on TCs would weaken in the eastern part of the WNP. The interannual variations of MJO activity suggest that, during the warming state years of the WNP warm pool, MJO is active and the westerly phase is prevalent, which is conducive to tropical cyclogenesis. The circumstances are reversed during the cooling state years of the warm pool.

Key words the western North Pacific, low frequency oscillation, tropical cyclogenesis

1 引言

西北太平洋是全球热带气旋(TC)活动最活跃的海区,平均每年在此区域生成 30 个左右的 TC,数量约占全球总数的 1/3。由于历史资料的限制,相对于 TC 天气学方面的研究,TC 气候学研究起步较晚。在热带西北太平洋海域,由于 TC 活动在年代际、年际、季内时间尺度和空间分布上存在明显差异,所以了解 TC 在不同气候背景影响下的活动规律,揭示 TC 生成发展的差异及其机理,是近年来 TC 气候学研究的主要内容。

以往对于西北太平洋区域 TC 活动的年代际变化,主要是考察海表温度(SST)和西北太平洋副热带高压的长期演变对它的影响(Matsuura et al., 2003; Yumoto et al., 2001; Ho et al., 2004);而对于 TC 活动的年际变化则是将 ENSO、QBO 事件与之相联系(Chan, 1985, 2000; Chia et al., 2002; Wang et al., 2002)。如今,随着大气环流系统季内预报水平的提高,TC 季内尺度的活动规律及其预报愈加受到关注。Gray (1979) 研究各个海域 TC 生成的特征后发现,在季节内尺度上,TC 具有群发的特点,其生成的活跃或中断期各自可达 2~3 周。在 TC 活跃的阶段可以在两周内连续生成 10 个左右台风,而在相同时间长度的稳定期,甚至没有一个台风生成。许多研究已经证实了 TC 活动的活跃期和平静期与 30~60 天振荡(MJO)的不同位相密切相关(Liebmann, 1990; Maloney et al., 2000; Hall et al., 2001; 张庆云等, 2003)。例如, Liebmann (1990) 在研究了 MJO 对西北太平洋热带扰动的影响后指出,当 MJO 处于对流活跃位相时,热带扰动、热带风暴以及台风数量以几乎相同的比例增加。Maloney et al. (2000) 研究 MJO 与东北太平洋飓风关系时发现,伴随着 850 hPa 赤道西风的异常,产生气旋式纬向风切变以及弱的垂直切变,这使得西风位相时生成的飓风数量是东风位相期间的 4 倍。Hall et al. (2001) 利用 20 年 OLR

资料研究了影响澳大利亚的气旋与 MJO 之间的关系,也得到了类似的结论,并发现 MJO 对 TC 的调制作用会在 El Niño 年得到加强。

由以上对各个海域的研究可知,在夏季和初秋季节,热带大气 MJO 活动对 TC 生成确实起到了重要的调制作用,但是 MJO 作为低频波动,到底通过怎样的动力和能量转换过程影响到 TC 这种天气尺度的高频波动? 此外, MJO 活动的年际变化是否与 TC 活动的年际变化存在一定的联系,以及 MJO 对西北太平洋的 TC 调制是否存在区域性差异,这些问题都需要进一步深入的研究。本文针对以上的问题,通过对 MJO 位相的划分,系统地研究 MJO 东西风位相对西北太平洋海域 TC 生成的调制过程及其影响机理,揭示 MJO 与 TC 活动年际变化的内在联系。

2 研究数据及其低频振荡位相划分

本文所考察的时段为 1980~2003 年 7~10 月,重点考察来自 NCEP/NCAR $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 850 hPa 逐日风场资料,及其 NOAA/NCEP 的逐日 OLR 场资料。本文采用的太平洋次表层海温数据来自美国 Scripps 海洋研究所联合环境数据分析中心(JE-DA)的月平均资料,这套资料分辨率为 $5^{\circ} \times 2^{\circ}$ 。TC 的统计资料来自美国联合台风中心。为了突出 MJO 对一定强度 TC 的影响,本文只考虑热带风暴(18 m/s)及其以上强度的气旋。根据研究的对象,文中主要对两个波段进行滤波分析,研究 MJO 活动时采用了 30~60 天的滤波,而用 3~6 天波段代表高频天气尺度波动。

首先需要对 MJO 的传播信号进行提取,并划分不同的位相进行考察。以往较多研究(Zhang et al., 1997; Matthews, 2000; 祝从文等, 2004)是将关于赤道对称的二维 OLR 场进行 EOF 分解,以此得到 MJO 所对应的不同位相,但这样所得到的主要模态的方差贡献相对较小。相比于 OLR 变量,纬向风与 TC 生成的关系更密切,当西北太平

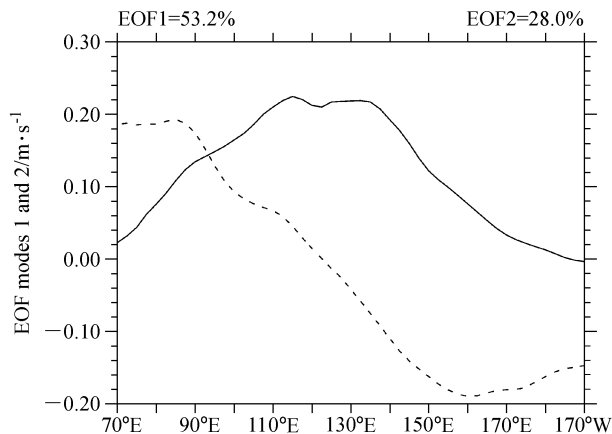


图1 1980~2003年7~10月5°N~15°N平均的纬向风 EOF 分解的前两个主模态。实、虚线表示 EOF 分解的第1、第2主分量

Fig. 1 The two leading EOF modes of zonal wind averaged over 5°N–15°N from Jul to Oct for the years of 1980–2003. The solid and dashed lines represent leading EOF modes 1 and 2, respectively

洋西风建立, 在此区域纬向风产生的辐合以及经向切变都为 TC 的生成提供了有利的环境场。此外, 由于随季节的不同, MJO 并非关于赤道完全对称, 随着太阳直射向北的推移, 夏季主要的 MJO 热源区偏向北半球, 且此时与 MJO 对流区相对应的西北太平洋热带气旋也主要形成于 10°N 以北的区域, 因此, 本文将 30~60 天滤波的 850 hPa 纬向风进行 5°N~15°N 的纬度平均, 然后在纬圈上进行 EOF 分解。从 EOF 分解的前两个模态分布特征 (图 1) 可以看出, 第一模态的方差贡献达到 53.2%, 其峰值区位于经度 110°E~140°E 的西北太平洋区域内, 而低值区处于东太平洋区域。第二模态的方差贡献为 28%, 这一模态的峰值区位于 70°E 附近的印度洋区域, 低值区则处于中太平洋海域, 其分布形态和第一模态很相近, 可是位相在经度上要滞后大约 50°。从两个模态所对应的时间序列来看, 第二模态的时间序列 (P_2) 相对于第一模态时间序列 (P_1) 落后大约 12 天, 大约为 1/4 的 MJO 活动周期, 图 2 给出了 EOF 前两个模态所对应的时间序列在 1999 年 7~10 月的分布。若对 24 年 7~10 月总共 2952 天时间样本求取滞后相关, 可以发现 P_1 超前 P_2 大约 12 天的相关系数可以达到 0.45, 超过了 99% 的信度检验。

EOF 分解的空间型和时间序列分布反映了纬

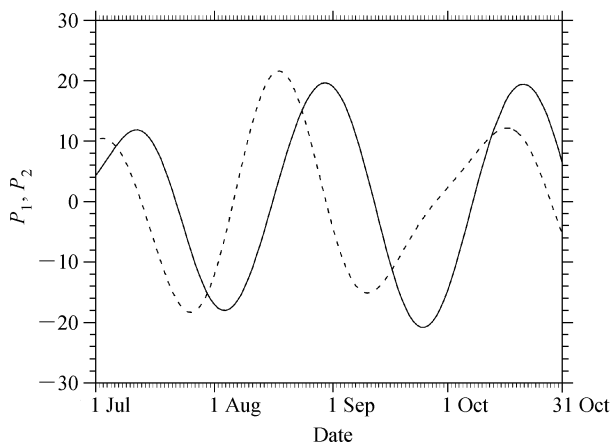


图2 EOF 分解的前两个主模态所对应的时间序列在 1999 年的分布。实、虚线表示第一、第二主模态的时间序列

Fig. 2 The time series corresponding to two leading EOF modes in 1999. The solid and dashed lines denote time series of leading EOF modes 1 and 2, respectively

向风向东传播的特征: 当 P_1 处于最大值时, P_2 处于零值附近, 此时对应的纬向风场表现为西北太平洋西侧为西风所控制, 而东太平洋被东风控制; 12 天后 (相当于经过 1/4 的 MJO 周期) P_1 回落到零值附近, 而 P_2 达到最小值, 此时纬向风场中的西风由西北太平洋东传到达中太平洋海域附近, 而印度洋海域上空盛行东风; 再过 12 天, P_1 跌落到谷点, P_2 上升到零值附近, 这表明中太平洋区域的西风东传至东太平洋, 而控制印度洋的东风传至西北太平洋区域, 这样就完成一次东西风位相的转换, 经历了 1/2 的 MJO 周期 (大约 24 天)。后面的 1/2 周期类似前面的过程, 最终完成了一个周期的循环。按照 Matthews (2000) 的方法, 将 MJO 用矢量 $\mathbf{Z}$ 表示, $\mathbf{Z}$ 的两个分量分别为 EOF 分解后的两个时间序列,

$$\mathbf{Z}(t) = [P_1(t), P_2(t)].$$

同时定义矢量 $\mathbf{Z}$ 的振幅 A 与位相角 α :

$$A(t) = [P_1^2(t) + P_2^2(t)]^{1/2},$$

$$\alpha(t) = \tan^{-1}[P_1(t)/P_2(t)].$$

A 反映了 MJO 活动的强度, α 反映 MJO 位相的传播。西北太平洋西侧处于西风位相, 东太平洋处于东风位相时, P_1 为最大值, P_2 接近零值, 所对应的 $\alpha = \pi/2$; 12 天后, 西风传到中太平洋, 此时 P_1 处于零值附近, P_2 为最小值, 因此 $\alpha = \pi$ 。以此类推, 可以得到不同 MJO 位相。

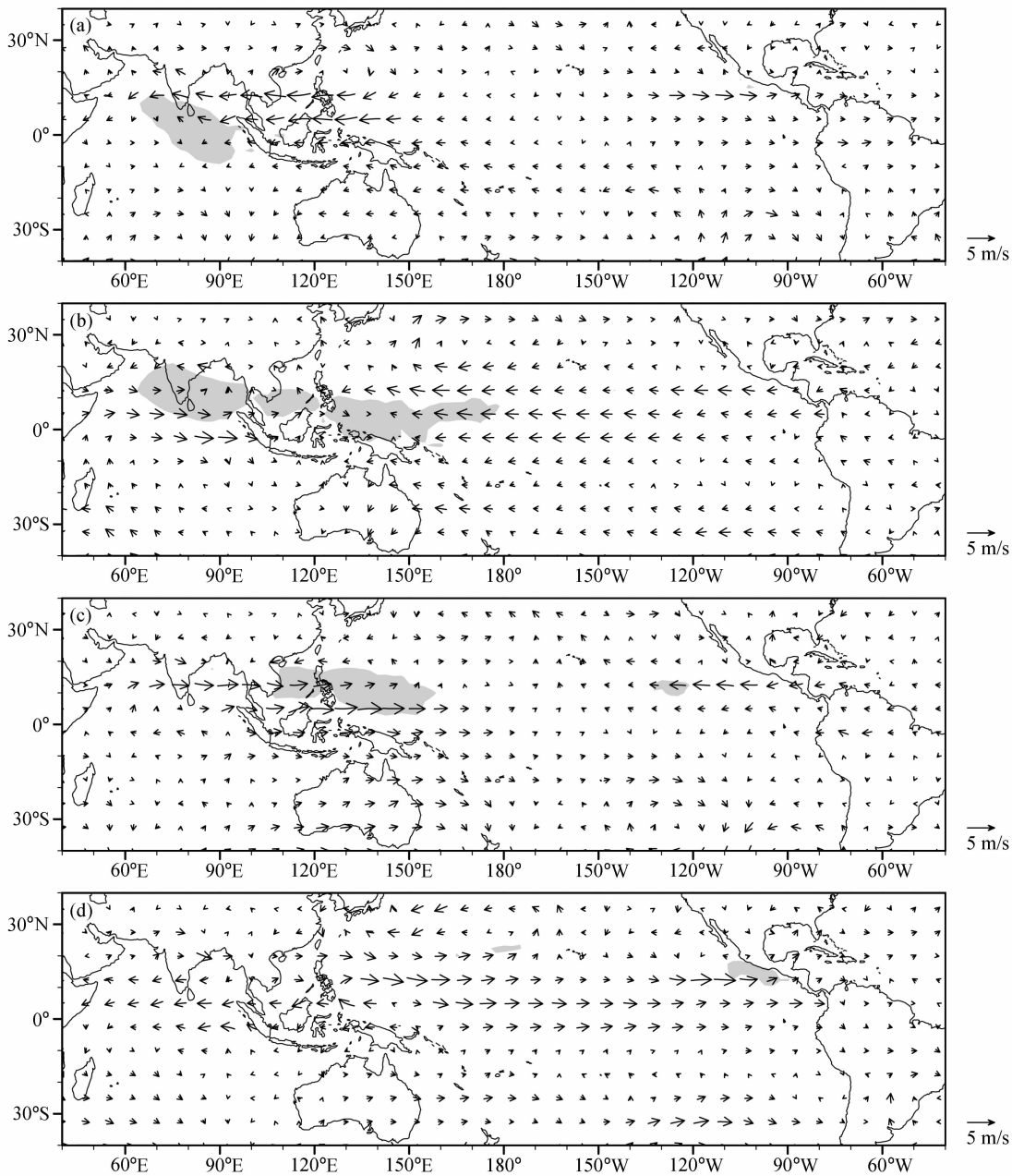


图 3 代表 MJO 全球传播的 4 个位相风场合成图: (a) 位相 1; (b) 位相 2; (c) 位相 3; (d) 位相 4。阴影: OLR 小于 210 W/m^2

Fig. 3 The composite wind fields for four MJO (30–60 day low frequency oscillation) phases: (a) Phase 1; (b) phase 2; (c) phase 3; (4) phase 4. The shaded area denotes OLR less than 210 W/m^2

为了研究方便, 将 MJO 划分为四个主要位相, 它们各自覆盖 $1/4$ 周期, 这四个位相的中心被定义在 $\alpha = -\pi/2, 0, \pi/2, \pi$, 分别对四个位相进行风场与 OLR 场合成。如图 3 所示, 当处于位相 1 ($\alpha = -\pi/2$) 时, 西北太平洋为东风所控制, 而东太平洋盛行纬向西风; 经过 $1/4$ 周期, 东风传播到中太平洋地区, 而西风逐渐在印度洋发展, 对流活动开始向西

北太平洋海域扩展。到达位相 3 ($\alpha = \pi/2$) 时, 西风已经占据了西北太平洋地区, 对流活动中心也由印度洋转移到西北太平洋, 而此时东风东传至东太平洋。位相 4 东西风继续东移, 最后完成绕热带地区一周的循环过程。从以上的位相循环可以证明, 用上述方法可以有效地划分 MJO 位相并提取传播信号。下面的分析都是基于这样的定义进行的。

3 低频振荡不同位相对热带气旋活动的调制

在定义的东风位相 ($-3\pi/4 \leq \alpha \leq -\pi/4$) 和西风位相 ($\pi/4 \leq \alpha \leq 3\pi/4$) 期间, 西北太平洋西侧海域以东风控制为主, 故以 150°E 为界, 将西北太平洋分为东、西两区。首先分析西北太平洋西侧 TC 数量在两类位相期间的差异。挑选东西风位相需要满足如下条件: 位相 α 随时间要递增, 以此代表了东传的 MJO 过程; 标准化的振幅 A 要大于某一标准, 说明 MJO 信号达到了一定的强度。挑选 0.5σ 、 σ 、 1.5σ 三个标准, 其中 σ 表示振幅的标准差。表 1 统计了当振幅 $A(t)$ 分别大于这三个标准时东西风位相的天数、发生 TC 的天数以及 TC 发生概率 (发生 TC 天数除以位相的天数), 表中所反映的主要特征为: 随着振幅标准的提高, 西风位相中 TC 的发生概率逐渐增加。当标准从 0.5σ 上升到 1.5σ 时, TC 发生概率也由 13.6% 增加到 16.6% 。相反, 随着临界标准的提高, 东风位相中 TC 的发生概率逐步降低。这些都说明 MJO 事件中东西风越强, 对 TC 形成的调制作用越显著。这就造成满足 0.5σ 标准时, 西风位相中 TC 发生概率是东风位相中的 2 倍, 而满足 1.5σ 标准时, 可以达到 4 倍多。

需要指出的是, 当位处于 $\pi/2 \leq \alpha \leq \pi$ ($-\pi/2 \leq \alpha \leq 0$) 时, 西风 (东风) 距平已经从西北太平洋西侧东传到西北太平洋东侧, 此时气旋式 (反气旋式) 环流中心也由西北太平洋西侧转移到东侧。同样利用以上的方法, 考察此时东西风位相对西北太平洋东侧 TC 形成的调制作用, 结果发现在两类位相期间, 西北太平洋东侧 TC 生成数量的差别并不显著。例如, 满足 σ 标准的東西风位相期间, TC 发生率分别为 2.7% 和 3.1% , 这也说明了西北太平洋

东侧 (150°E 以东) TC 的生成受 MJO 东西风位相的影响较小, 而主要受到其他频段波动的影响。

4 低频振荡位相对热带气旋生成调节作用的动力学分析

若要求标准化振幅 A 要大于一个标准差 σ , 对 24 年 7~10 月总共 2952 天的样本进行筛选, 可以得到满足条件的东风位相天数为 284 天, 西风位相天数为 300 天, 然后将满足标准的東西风位相进行滤波风场的合成 (图略)。当处于西风位相时, 热带地区的西风可以从中南半岛一直延伸到 160°E , 伴随异常西风存在着气旋式环流分布, 此气旋环流的经向跨度从 $110^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}$, 环流中心处于台湾以东的 130°E 上空; 当处于东风位相时, 环流的形态正好相反, 气旋环流被反气旋环流所替代。

上述 MJO 东西风位相的显著转换将直接导致西北太平洋区域季风环流的差异。对 850 hPa 原始风场的合成可以发现, 西北太平洋处于西风位相期间, 在菲律宾以东存在一个明显的季风槽, 槽线呈西北-东南走向, 槽底一直延伸到 150°E 以东, 南海和西北太平洋西侧上空盛行气旋式环流, 这样的环境场使得纬向风强辐合区位于 150°E 附近 (图 4a)。根据 Webster 等 (1988) 所推导的公式 $dk/dt = -kdu(x)/dx$, 纬向风的强辐合有利于热带西传波动在西太平洋辐合区发生波数增加, 波长减短的结构改变, 从而触发较长尺度的波动向天气尺度波动演变。黄荣辉等 (2007) 研究发现, 沿赤道西传的混合 Rossby 重力波 (MRG) 在西北太平洋通过季风槽的辐合作用, 易于转变为波数较大、波长较短的热带低压 (TD) 型扰动, 这种扰动在季风槽区通过动能的转换有利于发展成为 TC。因此, 当西北太平洋处于西风位相时, TC 活动比较活跃, 这也是西北太平洋海域 TC 生成具有群发性的主要原因。

表 1 在西北太平洋区域的東西风位相中振幅满足不同标准的总天数、发生 TC 的天数以及 TC 发生频率
Table 1 The total day numbers, the day numbers of TC occurrence and TC occurrence frequency when the amplitudes meet different criterions for the westerly and easterly phases over the western North Pacific (WNP)

	东风位相			西风位相		
	$A=0.5\sigma$	$A=1.0\sigma$	$A=1.5\sigma$	$A=0.5\sigma$	$A=1.0\sigma$	$A=1.5\sigma$
总天数/d	408	284	138	426	300	181
发生 TC 的天数/d	24	14	5	58	44	30
TC 发生频率	5.9%	5.0%	3.6%	13.6%	14.7%	16.6%

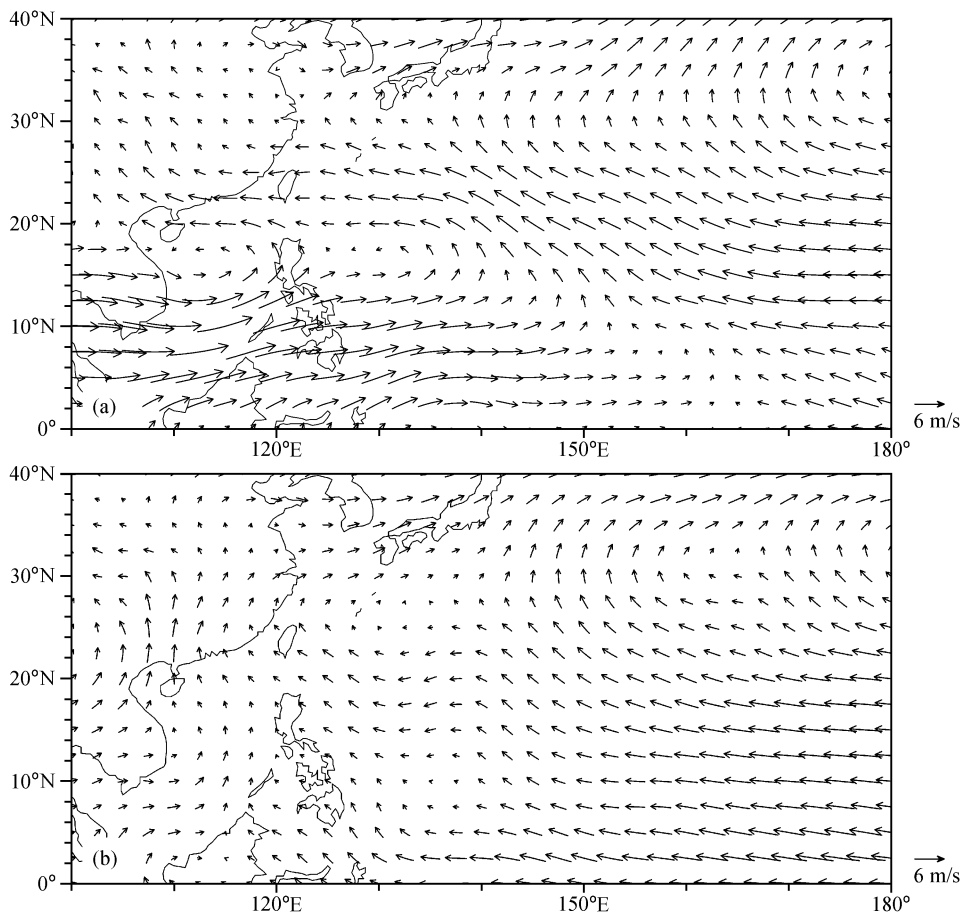


图4 振幅 A 大于一个标准差的西北太平洋 850 hPa 原始风场的合成: (a) 西风位相; (b) 东风位相

Fig. 4 The composites of unfiltered 850-hPa wind fields with the amplitudes greater than one standard deviation: (a) WNP westerly phase; (b) WNP easterly phase

相反,在西北太平洋处于 MJO 东风位相期间,纬向西风由西延伸到南海东部时就已明显减弱,菲律宾上空的西风已被弱的东风所控制,在西北太平洋西侧海域盛行东风,没有季风槽存在(图 4b)。由于西北太平洋区域纬向风辐合明显减弱,不利于在此区域高频波动的发展,抑制了 MRG 波向 TD 型波动的转变,在这样背景条件下,TC 生成数量将明显减少。

5 低频振荡与热带气旋之间高低频正压能量转化

从以上分析可以发现,当 MJO 处于西风位相阶段,西北太平洋西侧区域对流和 TC 活动比较活跃。辐合区内产生的高频天气尺度 TC 不仅可以从上述的动力作用给予解释,而且还可以通过能量转换的角度加以分析。就频率变化而言,低频 MJO

位相的演变相对于天气尺度的波动变化是比较缓慢的,而且周期变化相对比较稳定,可以认为在 MJO 西风或东风的峰值位相附近,西北太平洋风场结构没有显著的变化,而 3~6 天高频波段的扰动则频率变化较快。因此,可以将 MJO 低频风场视为基本气流,3~6 天的波动视为扰动,以此得到线性化正压动量方程组为:

$$\frac{\partial u'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial u'}{\partial x} + u' \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial u'}{\partial y} + v' \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - f v' = -\frac{\partial \phi'}{\partial x}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial v'}{\partial x} + u' \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial v'}{\partial y} + v' \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + f u' = -\frac{\partial \phi'}{\partial y}. \quad (2)$$

(1) $\times u'$ + (2) $\times v'$, 然后做时间平均 ($\bar{\quad}$), 可以得到

$$\frac{\partial K'}{\partial t} = -\bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla K' - \overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} -$$

$$\overline{v'}^2 \frac{\partial \overline{v}}{\partial y} - \overline{\mathbf{V}'} \cdot \nabla \Phi', \quad (3)$$

其中, 动能 $K' = (\overline{u'}^2 + \overline{v'}^2)/2$ 。下面, 主要讨论代表低频 MJO 的基本流扰动动能的转换作用:

$$\frac{\partial K'_{\text{baro}}}{\partial t} = -\overline{u'}^2 \frac{\partial \overline{u}}{\partial x} - \overline{u'v'} \frac{\partial \overline{u}}{\partial y} - \overline{u'v'} \frac{\partial \overline{v}}{\partial x} - \overline{v'}^2 \frac{\partial \overline{v}}{\partial y}, \quad (4)$$

上式中, MJO 能量与扰动能量之间的转换包括了右端四项, 分别代表了纬向风辐合与切变, 经向风切变和辐合的作用。下面利用资料对这四项进行诊断, 考察它们在正压能量转换过程中的贡献。

基本气流用 30~60 天滤波的风场表示, 而扰动气流用高频的 3~6 天风场替代。合成 MJO 处于东西风位相时各项的转换值, 以此表示正压动能转换的平均状况。满足振幅 $A(t)$ 大于一个标准差的西风位相天数有 300 天, 图 5a、b 显示了合成的两个主要转换项的贡献, 图中阴影区代表数值大于 $1.0 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}^3$ 的区域。图 5a 为合成的纬向风辐合项 $-\overline{u'}^2 \partial \overline{u} / \partial x$ 分布, 正值区位于 $(10^\circ\text{N} \sim 18^\circ\text{N}, 135^\circ\text{E} \sim 150^\circ\text{E})$, 最大值达 $2 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}^3$ 。这表明纬向西风在此区域通过辐合转换项将正压能量向高频波动转移。在图 5b 中, 纬向风经向切变项 $-\overline{u'v'} \partial \overline{u} / \partial y$ 的正值区域相对于辐合项而言位置略微偏西, 中心位置处于菲律宾以东 130°E 位置, 最大数值可以达到 $4 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}^3$, 是辐合项的两倍。而相对于纬向风而言, 经向风切变和辐合在能量转化过程中的贡献要小的多, 而且分布比较分散。4 个转换项的总和 (图 5c) 表现为, 主要能量转化区覆盖了从菲律宾到 $(10^\circ\text{N} \sim 20^\circ\text{N}, 150^\circ\text{E})$ 的热带地区, 并出现两个正值中心区, 此区域正是 TC 生成相对集中的海域。这些都表明了当西北太平洋处于 MJO 西风位相时, 纬向风切变和辐合在低频向高频波动的正压能量转换过程中起到了关键性作用。通过高低频能量的转换, 使得热带天气尺度的波动获得动能, 配合上其他有利环境因子, 将有利于上述区域的天气尺度波动发展成为 TC。

当西北太平洋处于东风位相的时候, 西北太平洋西侧出现能量转换的负值区, 这表明动能的转换出现相反的方向, 由高频向低频波动转移。满足振幅大于一个标准差的西北太平洋东风位相的天数共有 284 天, 将这些时刻的转换各项进行合成可以发现, 这种能量转换的大小也是以纬向风切变和辐合

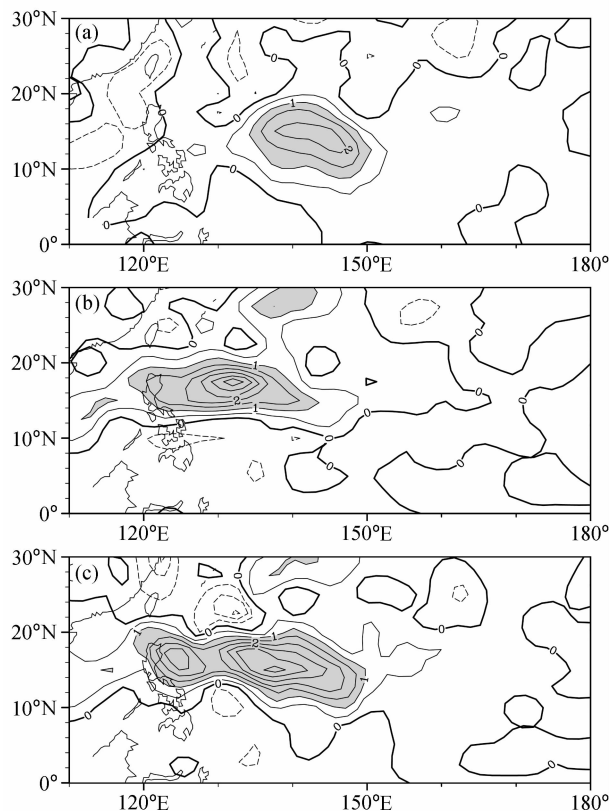


图 5 西北太平洋处于西风位相期间高低频波动之间的动能转换: (a) 纬向风辐合项; (b) 纬向风切变项; (c) 转换项总和。等值线间隔: $0.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}^3$

Fig. 5 The kinetic energy conversion between high frequency waves and low frequency waves during the westerly phase over the WNP: (a) The convergence term of zonal wind; (b) the shear term of zonal wind; (c) the sum of conversion terms. The contour interval is $0.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}^3$

项表现的最为显著, 其主要的转换区域仍然位于菲律宾以东的热带洋面 (图略), 但与西风能量转移的方向相反。因此, 在此区域的天气尺度扰动容易受到抑制并衰减, 不利的动力和能量条件可能是 TC 活动减弱的主要原因。

6 西太暖池不同热状态下低频振荡与热带气旋活动的关系

上面已从动力和能量转换角度分析了 MJO 不同位相相对西北太平洋 TC 生成的动力作用。本节主要考察 MJO 的年际变化对 TC 活动的影响。以往的研究 (Ren et al., 2003) 已经发现, 西北太平洋的 MJO 活动与西北太平洋暖池区热状态存在密切相关。当暖池处于暖 (冷) 状态时, 代表 MJO 的对流活动在西北太平洋西侧将表现为振幅的增加 (减

少)。这是否也影响到此区域 TC 活动的年际差异? 考虑到西北太平洋海表温度距平的振幅在 1°C 以下, 而暖池热状态主要信号出现在次表层, 因此, 以暖池区 ($0^{\circ}\sim 16^{\circ}\text{N}$, $125^{\circ}\text{E}\sim 165^{\circ}\text{E}$) 次表层 120 m 深度的海温作为衡量暖池热状态年际变化的标准。计算暖池区次表层海温距平值, 定义距平大于 1.0°C 的年份为暖年, 小于 -1.0°C 的年份为冷年。暖年包括 1984、1988、1998、1999、2000; 冷年包括 1982、1987、1991、1993、1997。

图 6 显示了 30~60 天滤波的 OLR 方差距平在冷暖年的合成。对西太暖池处于暖状态年里进行合成, 可以看出 OLR 方差距平的正值区主要位于西北太平洋西侧海域 (图 6a), 这表明在此区域 30~60 天对流振幅偏强, MJO 活动频繁, 而在赤道中东太平洋海域 OLR 方差距平为负值, 则反映了低频尺度的对流振幅要比正常的偏弱。当西太暖池处于冷状态时 (图 6b), 所合成的 OLR 方差距平分布

和西太暖池为暖年时基本相反, 西北太平洋西侧基本为负 OLR 方差距平所控制, 而中东太平洋表现为弱的正距平。为了进一步说明西太暖池处于不同状态与 MJO 活动年际变化之间的关系, 利用上文对位相的定义, 我们求取每年位相 3 期间的总日数 (即西北太平洋西侧为西风位相的总天数) 与暖池次表层海温距平之间的相关系数。如图 7 所示, 它们相关 (r) 达到 0.54, 超过 99% 信度检验。这说明当西太暖池处于暖状态, 在西北太平洋西侧地区 MJO 振荡比较活跃, 出现 MJO 西风位相的天数显著增加。

若逐年求取西风位相期间高低频波动正压能量转换值, 然后在西太暖池不同热状态年分别进行能量转换距平的合成 (图略), 可以发现当西太暖池处于暖状态时, 西北太平洋西侧基本表现为异常正的正压能量转换区, 中心位置位于菲律宾以东洋面上空, 这表明暖年里由低频向高频波动的能量转换

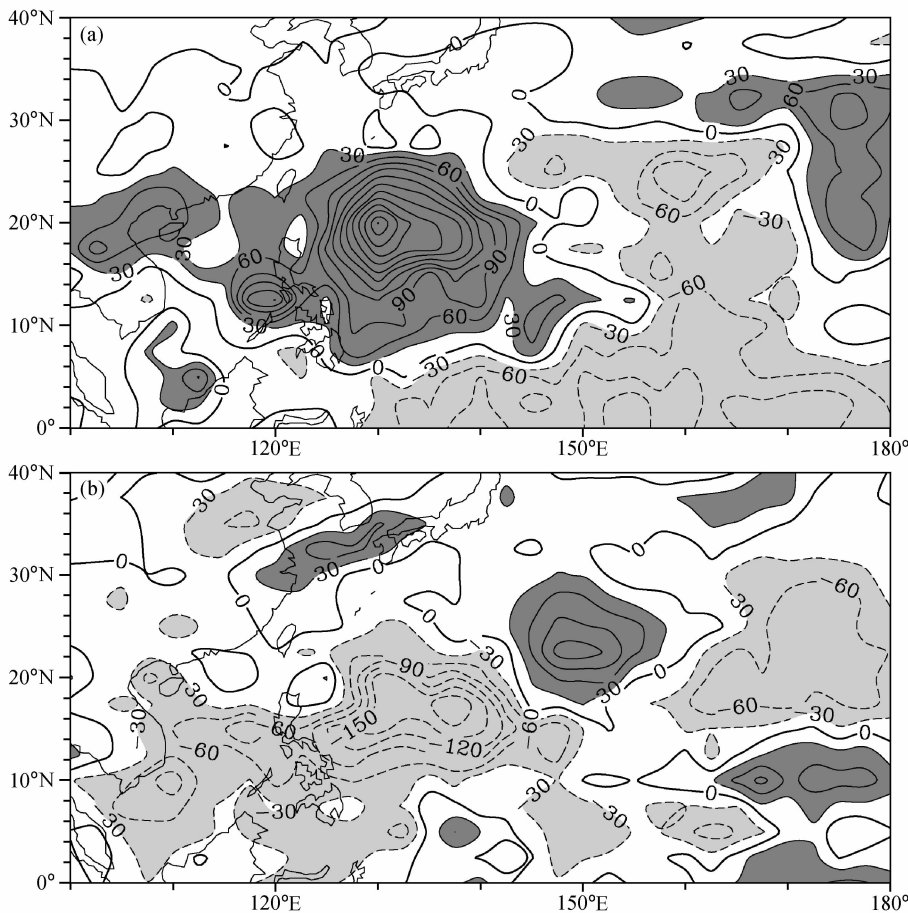


图 6 30~60 天滤波后 OLR 方差距平的合成: (a) 暖年; (b) 冷年。深阴影: $>30 \text{ W}^2/\text{m}^4$; 浅阴影: $<-30 \text{ W}^2/\text{m}^4$

Fig. 6 The composites for 30–60-day filtered OLR variance anomaly during (a) the warming years and (b) the cooling years. Dark shaded areas: $>30 \text{ W}^2/\text{m}^4$; light shaded areas: $<-30 \text{ W}^2/\text{m}^4$

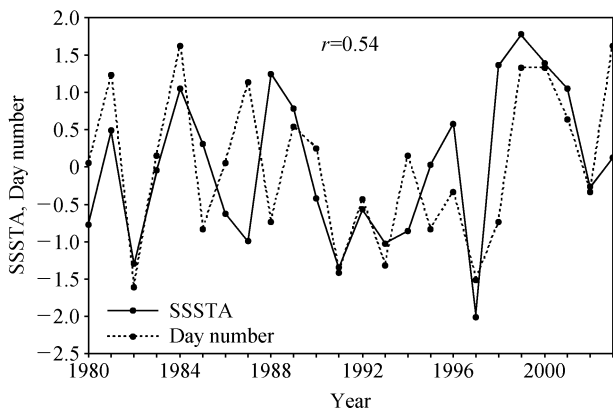


图7 标准化的西北太平洋区域西风位相总天数与暖池次表层海温距平 (SSSTA) 的年际变化

Fig. 7 The interannual variations of the standardized day number of MJO westerly phase over the WNP and the standardized subsurface sea temperature anomaly (SSSTA) over the warm pool

在此区域异常偏强。相反,当西太暖池为冷状态时,原先暖状态年中的正异常区被负异常能量转换区所替代,这表明能量由低频向高频的转换偏弱甚至出现反向,从而不利于天气尺度波动的发展。关于西太暖池热状态与西北太平洋西侧 TC 生成数量关系的研究(陈光华等,2006)指出,当暖池处于热状态时,西北太平洋西侧生成的 TC 异常偏多;当暖池处于冷状态时,生成于西北太平洋东南侧的 TC 数量异常偏多,而西北太平洋西侧的 TC 形成容易受到抑制。上面这些分析结果表明,MJO 年际变化和 TC 生成个数之间的关系主要通过西北太平洋西侧季风辐合区的动力作用以及正压能量由低频向高频波动的转换而建立的。

7 小结

本文主要考察了 30~60 天的 MJO 对西北太平洋区域 TC 生成的动力作用。利用对热带纬向风场 EOF 分解得到的主分量和时间序列,比较好地定义了 MJO 不同位相。本文的研究结果表明:当西北太平洋西侧处于西风位相的时候,生成的 TC 数量相对于东风位相要明显偏多,而且随着西风位相中西风加强或者东风位相中东风加强,所生成 TC 的个数差别更加显著。但是,对于西北太平洋东侧海域,MJO 对 TC 活动的调制作用减弱许多,这也说明在这个区域可能存在另外一种主要机制对 TC 的调制起主要作用。

本文还通过动力和正压能量转换的角度分析了 MJO 对 TC 生成的影响机制,结果表明在西北太平洋地区东、西风位相期间,可以通过低频振荡和高频天气尺度波动之间动力与能量的转换,来影响 TC 的生成。当西北太平洋处于西风位相期间,季风辐合区有利于发展高频的天气尺度波动,且正压能量可以通过低频纬向风纬向辐合与经向切变两个主要转换项,使得高频天气尺度的波动得到发展,且主要的转换中心位于西北太平洋的西侧,从而有利于这一区域 TC 的形成和发展。当西北太平洋处于东风位相期间,动力与能量转换的作用减弱甚至表现为相反,抑制了 TC 的生成和发展。

本文还分析了 MJO 的年际变化对 TC 活动的影响,表明了西北太平洋的 MJO 活动存在明显的年际变化,并且与暖池次表层海温之间具有较好的相关。当西太暖池处于暖状态时,无论是代表对流的 OLR 还是低频纬向风,都在西北太平洋西侧地区相对活跃,这就使得此区域的正压能量由低频向高频的转换异常偏大,从而为 TC 的形成提供了有利的动力环境;而当西太暖池处于冷状态时,西北太平洋西侧的 MJO 活动减弱,在这样的动力背景场条件下,也伴随着 TC 活动被抑制。

此外,从本文的分析可以发现,MJO 对西北太平洋东侧 TC 活动的调制作用并不显著。而此区域的大多数 TC 形成于偏向赤道的低纬地区,它们可能受到来自赤道波动的影响,这种发源于季风槽区外部的天气尺度系统的年际变化,及其与 TC 活动的关系,将在今后的工作中进一步探讨。

参考文献 (References)

- Chan J C. 1985. Tropical cyclone activity in the northwest Pacific in relation to the El Niño/Southern Oscillation phenomenon [J]. Mon. Wea. Rev., 113: 599–606.
- Chan J C. 2000. Tropical cyclone activity over the western North Pacific associated with El Niño and La Niña events [J]. J. Climate, 13: 2960–2972.
- Chia H H, Ropelewski C F. 2002. The interannual variability in the genesis location of tropical cyclones in the northwest Pacific [J]. J. Climate, 15: 2934–2944.
- 陈光华, 黄荣辉. 2006. 西北太平洋暖池对热带气旋活动的影响 [J]. 热带气象学报, 22: 527–532. Chen Guanghua, Huang Ronghui. 2006. The effect of warm pool thermal states on tropical cyclone in western North Pacific [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 22: 527–532.

- Gray W M. 1979. Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation [M]. Meteorology over the Tropical Oceans. Shaw D B, Ed. Royal Meteorological Society, 155 – 218.
- Hall J D, Matthews A J, Karoly D J. 2001. The modulation of tropical cyclone activity in the Australian region by the Madden-Julian oscillation [J]. Mon. Wea. Rev., 129: 2970 – 2982.
- Ho C H, Baik J J, Kim J H, et al. 2004. Interdecadal changes in summertime typhoon tracks [J]. J. Climate, 17: 1767 – 1776.
- 黄荣辉, 陈光华. 2007. 西北太平洋热带气旋移动路径的年际变化及其机理研究 [J]. 气象学报, 65: 683 – 694. Huang Ronghui, Chen Guanghua. 2007. Research on the interannual variations of moving tracks of tropical cyclones over the northwest Pacific and their physical mechanism [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 65: 683 – 694.
- Liebmann B, Hendon H H. 1990. Synoptic-scale disturbances near the equator [J]. J. Atmos. Sci., 47: 1463 – 1479.
- Maloney E D, Hartmann D L. 2000. Modulation of eastern North Pacific hurricanes by the Madden-Julian oscillation [J]. J. Climate, 13: 1451 – 1460.
- Matsuura T, Yumoto M, Iizuka S. 2003. A mechanism of interdecadal variability of tropical cyclone activity over the western North Pacific [J]. Climate Dyn., 21: 105 – 117.
- Matthews A J. 2000. Propagation mechanisms for the Madden-Julian oscillation [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 126: 2637 – 2652.
- Ren B H, Huang R H. 2003. 30 – 60-day oscillations of convection and circulation associated with the thermal state of the western Pacific warm pool during boreal summer [J]. Adv. Atmos. Sci., 20: 781 – 793.
- Wang B, Chan J C. 2002. How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific [J]. J. Climate, 15: 1643 – 1658.
- Webster P J, Chang H R. 1988. Energy accumulation and emanation region at low latitudes: Impacts of a zonally varying basic state [J]. J. Atmos. Sci., 45: 803 – 829.
- Yumoto M, Matsuura T. 2001. Interdecadal variability of tropical cyclone activity in the western North Pacific [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 79: 23 – 35.
- Zhang C, Hendon H H. 1997. On propagating and stationary components of the intraseasonal oscillation in tropical convection [J]. J. Atmos. Sci., 54: 741 – 752.
- 张庆云, 彭京备. 2003. 夏季东亚环流年际和年代际变化对登陆中国台风的影响 [J]. 大气科学, 27: 97 – 106. Zhang Qingyun, Peng Jingbei. 2003. The interannual and interdecadal variations of East Asian summer circulation and its impact on the landing typhoon frequency over China during summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27: 97 – 106.
- 祝从文, Nakazawa T, 李建平. 2004. 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 [J]. 气象学报, 62: 42 – 51. Zhu Congwen, Nakazawa T, Li Jianping. 2004. Modulation of tropical depression/cyclone over the Indian-western Pacific Oceans by Madden-Julian oscillation [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 62: 42 – 51.