刘舸，孙淑清，张庆云，等. 2009. 热带辐合带的季节内振荡及其与热带气旋发生阶段性的关系 [J]. 大气科学，33 (4)：879－889. Liu Ge, Sun Shuqing, Zhang Qingyun, et al. 2009. Characteristics of the intraseasonal oscillation of intertropical convergence zone and its influence on the periodical tropical cyclogenesis [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (4): 879－889.

热带辐合带的季节内振荡及其与热带气旋发生阶段性的关系

刘舸[1, 2] 孙淑清[1] 张庆云[1] 应明[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 中国科学院研究生院，北京 100049
3 中国气象局上海台风研究所，上海 200030

摘 要 利用中国气象局提供的热带气旋资料和 NCEP/NCAR 再分析等资料，研究了热带辐合带（Intertropical Convergence Zone，简称 ITCZ）上对流强度的季节内振荡特征及其与热带气旋生成频数阶段性变化的关系，并进一步研究了它与越赤道气流、赤道西风和 ITCZ 北侧偏东风季节内振荡的关系。研究发现：(1) ITCZ 对流强度的变化有明显的 30～60 d 振荡，西太平洋（5°N～20°N，120°E～150°E）范围内的热带气旋约有 2/3 发生在 30～60 d 振荡的活跃位相。(2) ITCZ 季节内振荡在热带地区表现为向东传播的特征，而在副热带地区（25°N～35°N）表现出清晰的西传特征。在 ITCZ 季节内振荡较强年，振荡在由赤道传播至 15°N 左右时，与北面向南传播的振荡在该纬度附近汇合，对流强度增强，使热带气旋在此期间频繁发生。而在弱年，振荡由赤道一直向北传播至 30°N 附近，15°N 附近的 ITCZ 对流较弱，热带气旋生成偏少。(3) 赤道西风、105°E～110°E 越赤道气流和 ITCZ 北侧的偏东风气流本身也存在 30～60 d 振荡。这三支气流的 30～60 d 振荡与 ITCZ 的季节内强弱变化密切相关。然而，相比之下偏东风气流的 30～60 d 振荡和 ITCZ 对流强弱的 30～60 d 振荡对应关系略差。

关键词 热带气旋 热带辐合带 越赤道气流 季节内振荡
文章编号 1006－9895 (2009) 04－0879－11 **中图分类号** P444 **文献标识码** A

Characteristics of the Intraseasonal Oscillation of Intertropical Convergence Zone and Its Influence on the Periodical Tropical Cyclogenesis

LIU Ge[1, 2], SUN Shuqing[1], ZHANG Qingyun[1], and YING Ming[3]

1 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029
2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049
3 *Shanghai Typhoon Institute of China Meteorological Administration, Shanghai* 200030

Abstract Based on the tropical cyclone data from the China Meteorological Administration and the NCEP/NCAR reanalysis data, the characteristics of the Intraseasonal Oscillation (ISO) of the intensity of convection over Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and its influence on the periodical tropical cyclogenesis over the western North Pacific are studied. In addition, the relationships between the ISO of ITCZ and equatorial westerly, cross-equatorial flow averaged from 105°E to 110°E, and the easterly to the north of ITCZ are investigated. The results show that:

收稿日期 2008－03－04，2008－05－29 收修定稿
资助项目 上海台风研究基金 2006STB01，国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418303，国家自然科学基金资助项目 40523001
作者简介 刘舸，男，1976 年出生，博士研究生，主要从事天气、气候诊断和统计研究。E-mail：liuge@cams.cma.gov.cn

(1) The significant signal of 30－60-d oscillation exists in the intensity of convection over ITCZ. The active and inactive convections over ITCZ occur in turn at the period of 30－60 d. About two-thirds of tropical cyclones over the western North Pacific (5°N－20°N, 120 °E－150°E) occur in the active phase of ISO. (2) It is quite clear that the 30－60-d oscillation of ITCZ propagates eastwards slowly in the equatorial region, but westwards in the subtropical regions over 25°N－35°N. And it is also noticed that there are obvious differences of ISO between the strong ISO years and the weak ISO years. In the strong ISO years, the oscillation spreads from the equator to 15°N, and merges here with the oscillation from north to enhance the convection over ITCZ. Therefore more tropical cyclones originate during this period. On the contrary, in the weak ISO years, the oscillation directly propagates northwards to the vicinity of 30°N, results in the inactive convection over ITCZ near 15°N. At the same time, the frequency of tropical cyclogenesis decreases. (3) There are also remarkable 30－60-d oscillation features for the equatorial westerly, the equatorial flow averaged from 105°E to 110°E, and the easterly to the north of ITCZ. Generally, the 30－60-d oscillations of the three flows are consistent with the ISO of ITCZ. However, the relationship between the easterly wind and the ISO of ITCZ is slightly weaker than the other two flows.

Key words tropical cyclone, intertropical convergence zone, cross-equatorial flow, intraseasonal oscillation

1 引言

热带气旋是发生在热带洋面上的一种强气旋性涡旋，它经常带来大风、暴雨及风暴潮等严重灾害，是一种破坏性极大的灾害性系统。夏季西太平洋热带气旋的发生和发展与热带辐合带（Intertropical Convergence Zone，简称 ITCZ）之间有密切的关系。丁一汇等（1983）指出，ITCZ 的位置和强度对西太平洋热带气旋的频率和形成地区有明显的影响。多台风季 ITCZ 位于 20°N 附近，而少台风季位于 10°N 附近。蒋乐贻等（2002）认为热带气旋偏多年，热带辐合带北抬至 10°N～15°N，有利于热带气旋生成；而热带气旋偏少年的热带辐合带偏南，10°N～25°N 间的西太平洋上为明显的对流弱区，不利于热带气旋生成。于玉斌等（2005）研究发现，在 2003 年夏季 60°E～150°E 范围内，ITCZ 主要分布在赤道以北的阿拉伯海、孟加拉湾到南海地区，其中孟加拉湾、阿拉伯海地区的对流较常年偏强，而南海地区的对流较常年的偏弱，菲律宾以东洋面的向外长波辐射（Outgoing Longwave Radiation，简称 OLR）数值异常偏高，对流活动异常不活跃，因而台风异常偏少。我们的研究显示，菲律宾以东 ITCZ (5°N～15°N, 125°E～150°E) 上的对流活动较强时，相应区域上的热带气旋生成也较多。因此，在研究热带气旋活动时，需要与 ITCZ 的变化联系在一起（孙淑清等，2007）。

自从季节内振荡（Intra-seasonal Oscillation，简称 ISO，也称 Madden Julian Oscillation，简称 MJO）现象被发现以来，它对东亚、南亚地区的天气气候的影响一直备受关注（Madden et al.，1971）。近年来，很多人也注意到 MJO 与热带气旋活动的密切关系。Bessafi et al.（2006）研究发现，南印度洋上的热带气旋在 MJO 不同位相的生成频数有明显差异，在最有利的位相生成的热带气旋频数是最不利位相的 2.6 倍。王慧等（2006）指出，气候季节内振荡对西北太平洋台风有显著的影响，且以 30～60 d 振荡为主。在 MJO 对流活动的湿位相时期，台风生成个数明显多，在对流活动的干位相时期台风生成少。祝从文等（2004）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 MJO 活动之间的关系发现，生成在西北太平洋的热带低压/气旋受向东和向西传播 MJO 的影响，而其他区域的热带低压/气旋主要发生在向东移动的 MJO 湿位相中。Nakazawa（1988）指出，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 对流系统中，它表现为超级对流体形成的波包。西太平洋多数热带气旋发生在这样的对流系统中，可见 MJO 对台风的生成具有明显的调制作用。

早在 1977 年，丁一汇等（1977）即指出，西北太平洋台风的形成在时空上是不均匀分布的，这表现在某些时候、某些地区多台风同时发生或相继发生，而在另一些时段，台风很少发生。我们的研究也发现，夏季西太平洋热带气旋活动具有明显的阶段性，这种阶段性与某一特定区域（5°N～15°N,

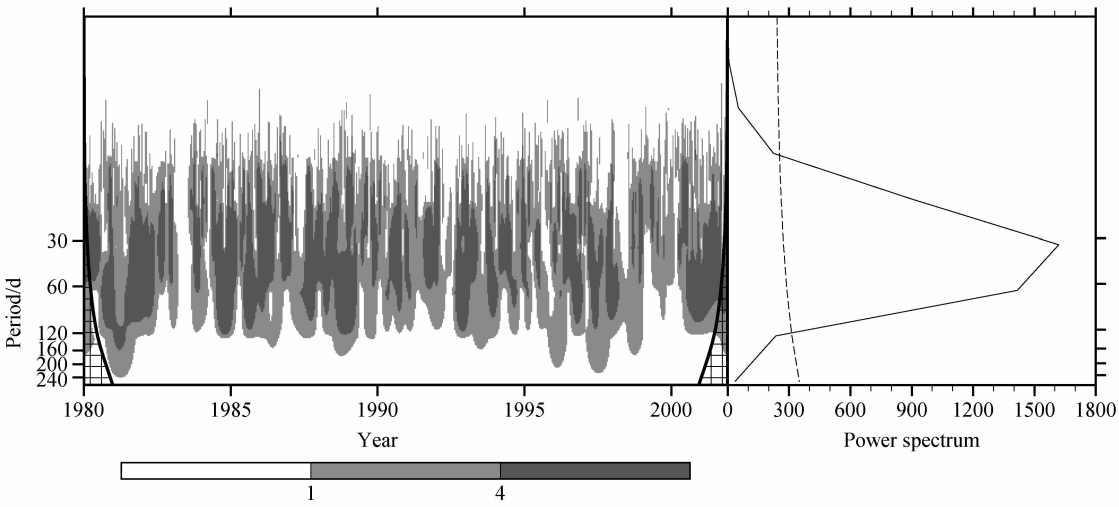

图 1　1979～2003 年逐日 ITCZ 强度指数的小波分析（左侧）和小波功率谱（右侧）。方格区表示边界效应；阴影为通过红噪声 5%水平的显著性检验（小波显著值大于 1）；虚线为通过 5%显著水平的红噪声标准谱

Fig. 1　The wavelet analysis (left) and wavelet power spectrum (right) of the intensity index of ITCZ during 1979－2003. The grid regions show the "cone of influence"; the shaded regions indicate the significance level over 0.05; the smooth dashed line is the red noise standard spectrum with 0.05 significance level

120°E～150°E）的 ITCZ 对流活动强弱的阶段性变化有着密切联系（刘舸等，2007a，2007b）。那么，这一区域 ITCZ 的季节内振荡现象又与热带气旋发生的阶段性有何关系？ITCZ 季节内振荡的异常对热带气旋生成频数的多寡又有何影响？我们的工作就是在研究 ITCZ 季节内振荡及其特征的基础上，探讨其与热带气旋生成阶段性的关系，而且还研究它与越赤道气流、赤道西风和 ITCZ 北侧偏东风的关系。

2　资料和方法

本文所用的资料有：（1）中国气象局提供的 1979～2003 年热带气旋资料；（2）NCEP/NCAR 再分析大气环流资料，包括 1979～2003 年风场和位势高度场的逐日平均资料，水平分辨率为 2.5°×2.5°；（3）美国 NOAA 提供的 1979～2003 年逐日向外长波辐射资料。

为了讨论各物理量的季节内振荡特征，我们用 Lanczos 高通滤波去除了季节以及更长时间尺度的周期变化（180 d 以上）（Duchon，1979）。如未作特殊说明，文中各种物理变量皆为经高通滤波后的数据。本文所用周期分析方法为 Morlet 小波分析（Torrence et al.，1998）。

3　热带辐合带强度的季节内振荡及与热带气旋生成的阶段性

参照孙淑清等（2007）的工作，夏季西太平洋（不包括南海）热带气旋多发生在（5°N～20°N，120°E～150°E）区域内，对我国有影响的热带气旋也主要在这一区域生成。因此，我们将（5°N～20°N，120°E～150°E）定为研究区域。1979～2003 年夏季该地区热带气旋生成频数的多寡与同期 ITCZ 对流活动强度十分一致，即两者的年际变化有密切联系。就季节内时间尺度而言，热带气旋的生成有明显的阶段性，经常是热带气旋频繁发生的活跃阶段和中断阶段交替出现。一般来说，夏季会出现一、二次频发期，其他时间热带气旋生成很少。那么，是否在季节内变化的尺度上 ITCZ 对流活动强度和热带气旋生成阶段性仍具有显著关系？

ITCZ 对流活动强弱可用（5°N～20°N，120°E～150°E）区域中格点上的 OLR 平均值来表征，可将其定义为 ITCZ 强度指数。对 1979～2003 年逐日 ITCZ 强度指数序列（滤除了季节及以上时间尺度的变化）进行小波分析。可以清晰地看到，最为显著的周期集中在 30～60 d，小波功率谱能量的峰值周期也是 30～60 d，且明显通过 5%水平的显著性

检验（图 1）。这说明 ITCZ 对流活动强度存在明显的 30～60 d 振荡。另外，我们将 1979～2003 年逐日 ITCZ 强度指数进行了 30～60 d 带通滤波，并比较滤波后的时间序列中各年夏季 ITCZ 的振荡强度（振幅）（图略），从中选出典型振荡强年（1985、1990 和 2001 年）和振荡弱年（1983、1995 和 1998 年）。

为了进一步验证上述选取的季节内振荡强、弱年的合理性，我们给出了季节内振荡强、弱年夏季 ITCZ 指数的小波分析和小波功率谱（图 2）。由图 2 可见，无论是季节内振荡的强年还是弱年，显著周期都集中在 30～60 d。不同的是强年小波功率谱能量偏强，3 个典型强年的平均谱能量峰值高达 3600 $(W/m^2)^2$，而弱年小波功率谱能量偏弱，3 个弱年的平均谱能量峰值仅为 1500 $(W/m^2)^2$。季节

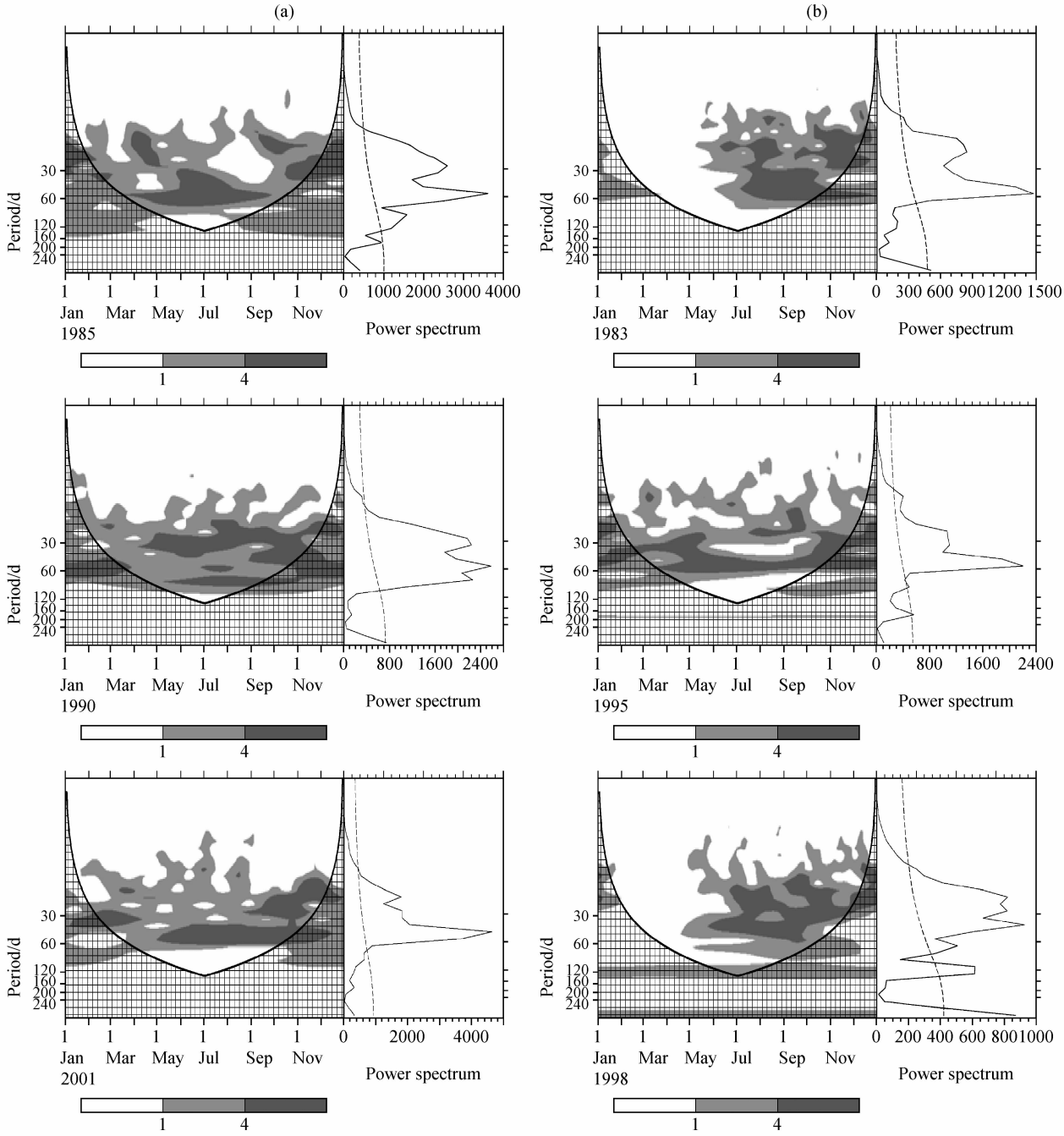

图 2 同图 1，但为季节内振荡（a）强年（1985、1990 和 2001 年）和（b）弱年（1983、1995 和 1998 年）

Fig. 2 Same as Fig. 1, but for (a) the strong ISO years and (b) the weak ISO years

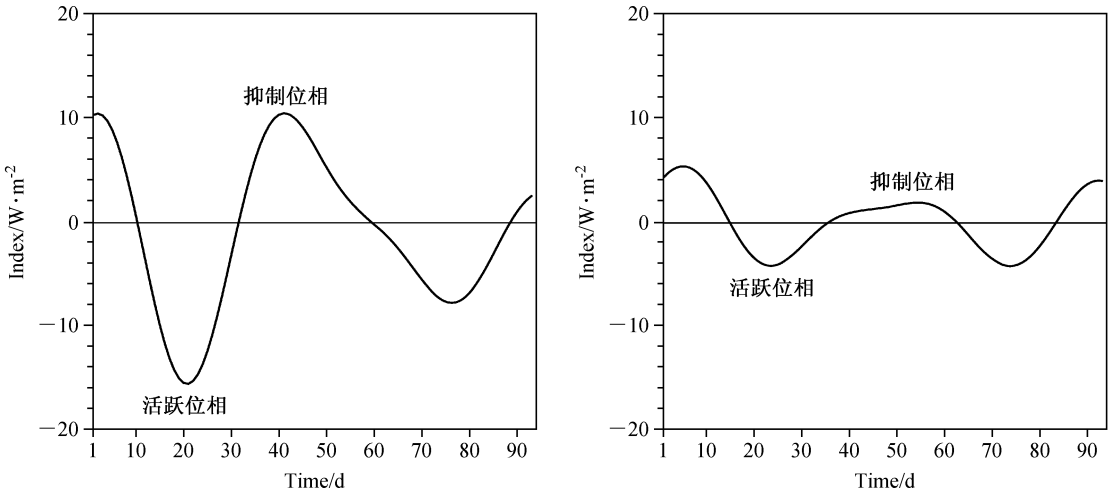

图 3　季节内振荡（a）强、（b）弱年（各 3 年合成）30～60 d 滤波后的 ITCZ 指数序列

Fig. 3　The composites of 30－60-d filtered ITCZ indexes during the years with (a) strong ISO and (b) weak ISO

内振荡强年夏季平均 ITCZ 对流活动也偏强，研究区域内夏季热带气旋生成频数偏多，3 个强年总计为 39 个。而振荡弱年夏季平均 ITCZ 对流也偏弱，热带气旋生成频数偏少，3 个弱年共 18 个。也就是说，各年 ITCZ 对流活动都有活跃、抑制阶段以 30～60 d 振荡的周期交替出现，整个夏季平均 ITCZ 对流更为活跃的年份 30～60 d 振荡幅度也大，使之在对流活跃阶段更有利于热带气旋的生成。

为了进一步讨论季节内振荡强、弱年 ITCZ 对流活动特征及其与热带气旋生成的阶段性的关系，我们对强、弱年进行合成分析。值得注意的是，由于各年 30～60 d 振荡的位相并不完全一致，所以我们对其进行了必要的调整。具体来说，就是将季节内振荡强、弱年的 OLR 作 30～60 d 带通滤波，然后把强年 1985 年 6 月 1 日～9 月 1 日、1990 年 5 月 30 日～8 月 30 日和 2001 年 6 月 5 日～9 月 5 日滤波后的 OLR 距平值作逐日合成，同样，也对弱年 1983 年 6 月 1 日～9 月 1 日、1995 年 6 月 14 日～9 月 14 日和 1998 年 6 月 6 日～9 月 6 日滤波后的 OLR 距平值作逐日合成，最终得到季节内振荡强、弱年 30～60 d 滤波后的 ITCZ 指数序列合成（图 3）。从该图也可清晰地看到，季节内振荡强年的 ITCZ 指数的振幅为 10 W/m^2 左右（图 3a），而弱年只达到 5 W/m^2(图 3b)。图 3 中 ITCZ 指数值大于 0，表示对流不活跃，为抑制位相，小于 0 表示对流活跃，可定义为活跃位相。我们分别做了季节内振荡强、弱年两种位相 OLR 的空间分布（图略）。可以清晰地看到，在强或弱年的抑制位相，南海和菲律宾以东地区的 OLR 均为正距平，ITCZ 呈弱对流状态，热带气旋生成偏少。相反，无论是强或弱年的活跃位相，ITCZ 均呈强对流状态，热带气旋生成偏多。在弱年，研究区域内夏季热带气旋平均生成频数为 6 个，其中生成于 30～60 d 振荡中活跃位相的占 4 个，约占 67%；而在强年，夏季热带气旋生成频数平均为 13 个，在活跃位相的为 9 个，约占 69%。

综上所述，ITCZ 的强弱变化有明显的 30～60 d 振荡，不论是 ITCZ 对流强年或弱年都是清楚的。在其对流强年，热带气旋生成个数也偏多，而弱年生成偏少。热带气旋约有 2/3 发生在 30～60 d 振荡的活跃位相，在强、弱年都是如此。这个结果为我们对热带气旋的生成阶段性的理解和预测提供了一个较好的依据。

4　热带辐合带季节内振荡的传播特征

很多研究指出，季节内振荡具有传播特征。Krishnamurti (1982) 发现南亚季风槽脊的活动存在 30～50 d 振荡，这种振荡有缓慢北传的特征。Lorenc (1984) 通过分析 200 hPa 辐散流场发现，纬向波数为 1、周期为 30～50 d 的辐散波是向东传播的。Murakami (1984) 的研究也证实了季节内扰动风场及位势场的东传和北传特征。李崇银 (1993) 指出，热带大气 30～60 d 振荡，特别是在赤道附近地区，以缓慢东移为主要特征，但也有西移的情况。对于季节内振荡的经向传播，Li et al. (1990) 进一步分析了沿 130°E 的 500 hPa 纬向风

情况，指出在夏季 30～60 d 振荡在 15°N 以南向北传播，在 15°N 以北明显向南传播。那么 ITCZ 季节内振荡强、弱年的传播特征有何差异，这种传播特征差异又会对研究区域（5°N～20°N，120°E～150°E）的对流活动乃至热带气旋生成产生怎样的影响？为此，我们分别考察了 ITCZ 季节内振荡强、弱年 30～60 d 振荡的纬向、经向传播特征。

很多研究指出，纬向风分量、流函数、OLR 和速度势都能很好地描写热带大气 30～60 d 振荡及其活动。我们这里利用 u、v 风场计算了 200 hPa 速度势，并将其进行 30～60 d 带通滤波，然后利用滤波后的值分别作出 ITCZ 季节内振荡强、弱年 20°S～20°N 纬带平均 200 hPa 速度势的时间-经度剖面（图 4）。可以看出，在强、弱年热带地区都存在很清晰的向东传播的特征，热带西太平洋上空的季节内振荡一直可追溯到西印度洋。

图 5 是 ITCZ 季节内振荡强、弱年 25°N～35°N 纬带平均 200 hPa 速度势的时间-经度剖面。与热带地区不同，在中纬度地区（25°N～35°N），强、弱年的季节内振荡表现出清晰的西传特征。在 6～8 月，200 hPa 辐散存在 3 次西传过程。而热带地区高层辐散只表现出 2 次东传。可见，热带地区和中纬度地区的季节内振荡周期也有明显的差异。李崇银（1993）对 30～60 d 带通滤波的位势高度场一系

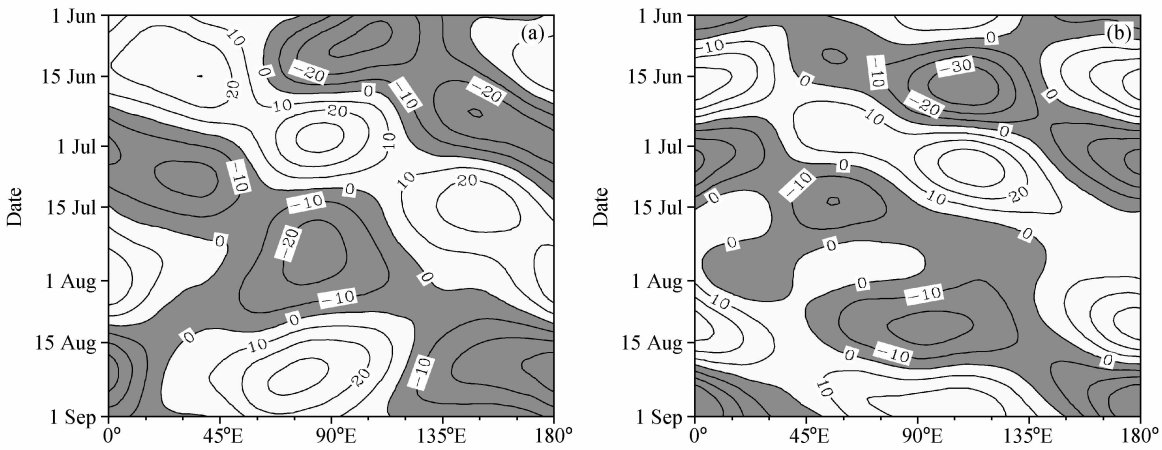

图 4 季节内振荡强、弱年（20°S～20°N）纬带平均 30～60 d 滤波后 200 hPa 速度势的时间-经度剖面（单位：10^5 m^2/s）：(a) 强年；(b) 弱年。阴影为小于 0 的值（表示辐散）

Fig. 4 The time-longitude cross sections of 30-60-d filtered velocity potential averaged over 20°S-20°N at 200 hPa during (a) the strong ISO years and (b) the weak ISO years (units: 10^5m^2/s). The shaded region indicates the velocity potential below 0, and represents divergence

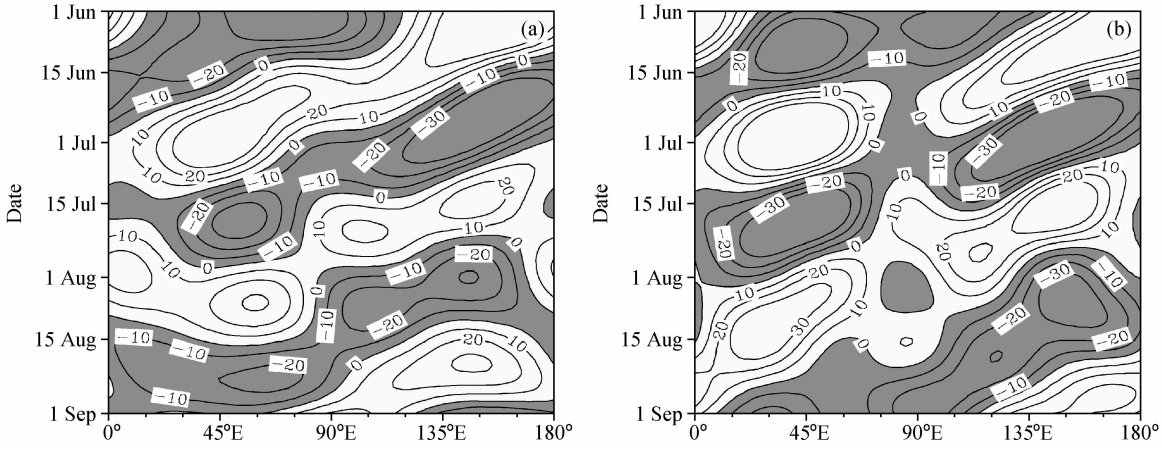

图 5 同图 4，但为（25°N～35°N）纬带平均

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for 25°N-35°N average

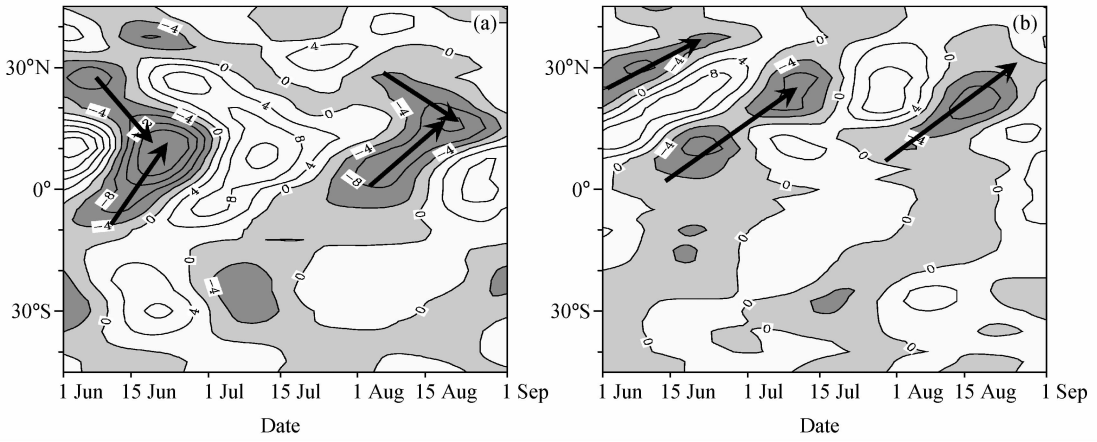

图 6　季节内振荡强、弱年（120°～150°E）平均 30～60 d 滤波后 OLR 的时间-纬度剖面（单位：W/m²）：(a) 强年；(b) 弱年。阴影区为小于 0 的值

Fig. 6　The time-latitude cross sections of 30－60-d filtered OLR averaged over 120°E－150°E during (a) the strong ISO years and (b) the weak ISO years (units: W/m²). The shaded region indicates the OLR below 0

列演变进行分析，也发现在中纬度地区，位势高度 30～60 d 振荡是缓慢向西传播的。

下面，我们再来看看季节内振荡在南北方向上的传播。图 6 为 ITCZ 季节内振荡强、弱年 30～60 d 带通滤波后的 OLR 沿 120°E～150°E 平均的纬度时间剖面。由图 6 可见，无论是强年或是弱年，在北半球，季节内振荡由赤道向北传播的特征都是显著的。但是它们之间也有一定的差别。对于强年（图 6a），振荡在传播至 15°N 左右时，强度增强，而且可以看到由北面有一支向南传播的振荡，在该纬度附近与之汇合，使对流在该处有几次明显增强过程。这也是 ITCZ 季节内振荡较强的一个表现，并使热带气旋在此期间频繁发生。这种南北向的传播特征和 Li et al.（1990）的研究结果比较一致。而在弱年（图 6b），情况则有很大的不同，振荡的北传并没有遇到北来系统的汇合，而是一直向北传播至 30°N 附近，对流最强的纬度并不是出现在 15°N 附近。因此 ITCZ 较弱，热带气旋生成偏少。从图 6b 中也可以看到，对流最强纬度大致在 25°～30°N，这正是长江流域降水偏多的标志。也就是说，ITCZ 对流偏弱，副热带辐合带对流反而偏强。这与张庆云等（1998）关于 ITCZ 与副热带梅雨锋的强度变化呈相反趋势的结论是一致的。

5　热带环流的季节内振荡与热带辐合带强弱的关系

研究发现，ITCZ 的强弱与构成它的热带气流有密切关系，特别是与越赤道气流、ITCZ 以西上游的赤道西风和 ITCZ 北侧的偏东风气流。图 7 为 1979～2003 年夏季 ITCZ 强度指数与同期 850 hPa 上的 v 风场和 u 风场的相关分布。图 7a 显示，在赤道上 90°E 附近存在较大范围的显著负相关，105°E～110°E 附近也有显著负相关现象，但范围较小。当这两支越赤道气流强（弱）时，对应（5°N～20°N，120°E～150°E）范围内的 OLR 值偏低（高），也即 ITCZ 对流偏强（弱）。图 7b 显示，ITCZ 北侧 25°N～35°N 存在一显著正相关区。在气候平均状况下，这一区域为偏东风所控制。所以正相关表明夏季该地区的偏东风气流偏强（弱）时，OLR 值偏低（高），相应地，ITCZ 的对流偏强（弱）。另外，由图 7b 还可看出，ITCZ 附近及其西侧的 5°N～15°N 纬度范围为显著负相关。这一区域为气候平均的赤道西风区。该区域 u 风场上的负相关代表，当夏季 ITCZ 上游的赤道西风偏强（弱）时，OLR 值偏低（高），ITCZ 对流偏强（弱）。

ITCZ 的对流强弱与构成它的越赤道气流、偏东风和赤道西风这几支气流在年际尺度上有显著的相关关系。那么，它们在季节内的尺度上又是如何？这几支气流本身是否也存在季节内振荡现象，它们与 ITCZ 的季节内振荡是否一致？为此，我们分别对它们进行考察。

5.1　越赤道气流的季节内振荡

首先，来看越赤道气流的季节内振荡与 ITCZ

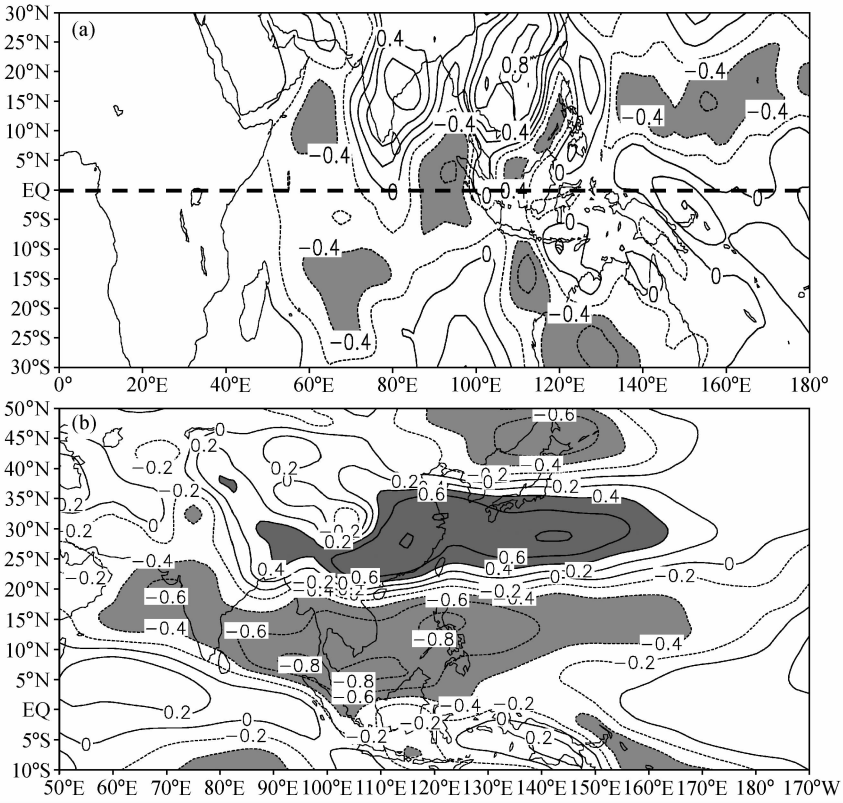

图 7 1979～2003 年夏季 ITCZ 指数与 850 hPa 风场的相关：(a) v 风场；(b) u 风场。阴影为通过 5%水平显著性检验的区域

Fig. 7 The correlation coefficients between ITCZ index and (a) v wind, (b) u wind at 850 hPa in summer during 1979－2003. The shaded region is over the significant level of 0.05

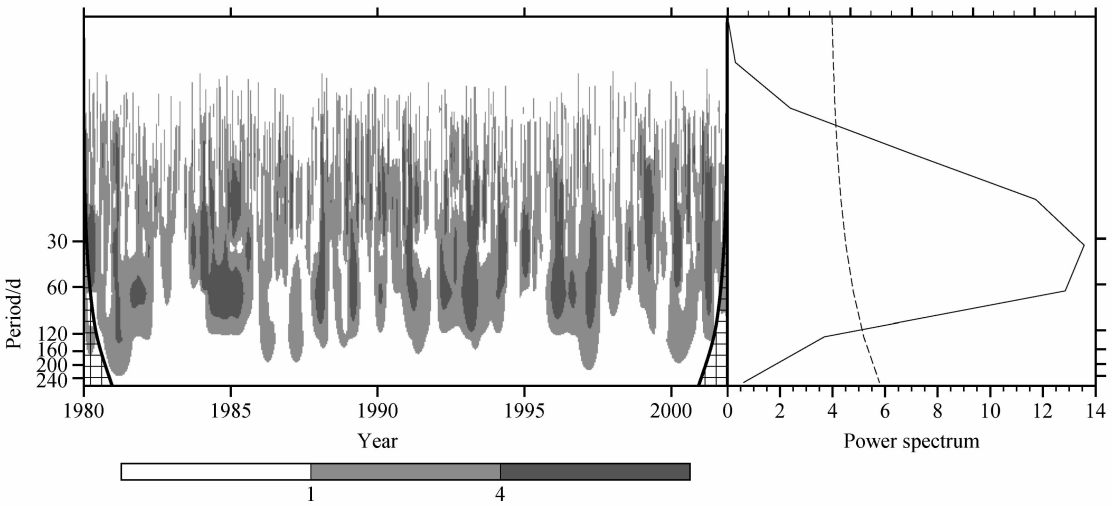

图 8 同图 1，但为 105°E～110°E 越赤道气流

Fig. 8 Same as Fig. 1, but for the cross-equatorial flow over 105°E－110°E

的关系。我们作了 1979～2003 年 850 hPa 沿赤道 105°E～110°E 平均的逐日 v 风场（即越赤道气流）的小波分析和小波功率谱（图 8），可以看出，最为显著的周期集中在 30～60 d，小波功率谱能量的峰值周期也是 30～60 d，且明显通过 5%水平的显著性检验，也即 105°E～110°E 越赤道气流本身存在明显 30～60 d 振荡。那么，它的振荡是否与 ITCZ 的强弱一致？

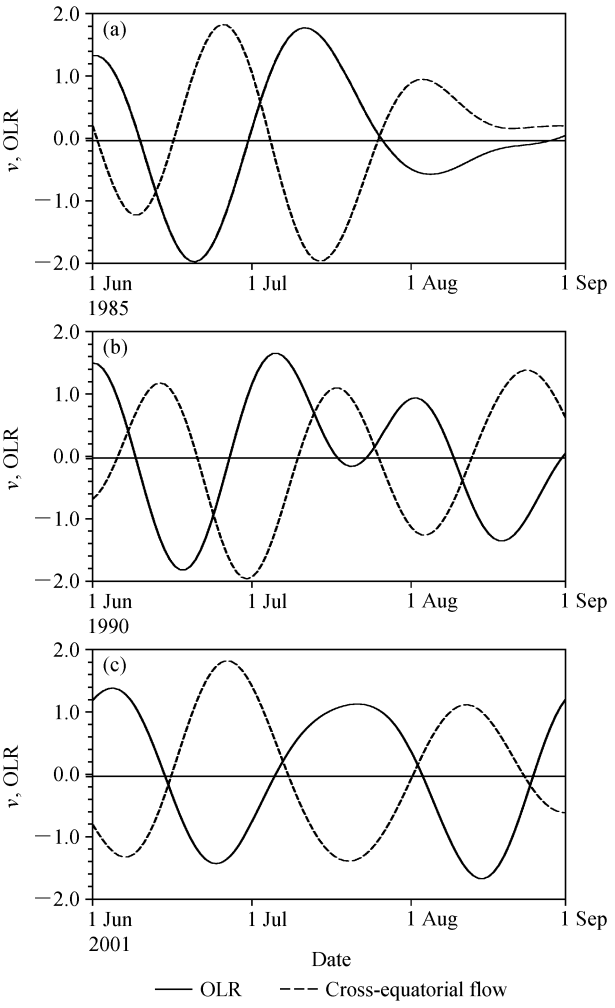

图 9　30～60 d 带通滤波后标准化 105°E～110°E 越赤道气流与 (5°N～20°N, 120°E～150°E) 范围内标准化 OLR 的时间序列：(a) 1985 年；(b) 1990 年；(c) 2001 年

Fig. 9　The time series of the 30－60-d filtered standard cross-equatorial flow over 105°E－110°E and standard OLR averaged over (5°N－20°N, 120°E－150°E): (a) 1985; (b) 1990; (c) 2001

由于合成图上容易产生位相差别，引起相互抵消，我们以 ITCZ 振荡强年为例进行了逐年分析。图 9 为 30～60 d 带通滤波后的标准化越赤道气流与 (5°N～20°N, 120°E～150°E) 范围内标准化的 OLR 时间序列，可以看出，OLR 值和越赤道气流都存在明显的 2、3 次振荡，而且两者之间正好呈反位相关系，也即 105°E～110°E 越赤道气流强时，OLR 值则降低，表示 ITCZ 对流活动加强。三年的情况皆是如此。这表明该支越赤道气流的 30～60 d 振荡和 ITCZ 30～60 d 强弱变化是一致的。同样，我们分析了 90°E～95°E 越赤道气流的季节内振荡与 ITCZ 的关系，发现两者关系较差 (图略)。也就是说，引起 ITCZ 季节内振荡的越赤道气流主要是 105°E～110°E 这一支。

5.2　赤道西风的季节内振荡

赤道西风是 ITCZ 的重要组成部分，来自西部的赤道西风的强弱对西太平洋 ITCZ 的强度有十分重要的影响。那么从季节内振荡这个角度出发，它们的关系又如何呢？我们以 (5°N～15°N, 80°E～120°E) 范围内 850 hPa 平均 u 风场代表赤道西风。同样，我们作了 1979～2003 年逐日赤道西风的小波分析和小波功率谱 (图略)，发现赤道西风本身也存在 30～60 d 振荡。赤道西风的 30～60 d 振荡和 ITCZ 的强弱变化密切相关。当赤道西风位于强位相时，对应 OLR 低值，也即 ITCZ 的对流活跃位相。反之，当赤道西风处于弱位相时，对应 OLR 为高值，也就是 ITCZ 的对流活动偏弱，处于抑制位相 (图 10)。

5.3　偏东风的季节内振荡

下面，我们再来看一下偏东风气流的季节内振荡与 ITCZ 对流季节内强弱变化的关系。从 1979～2003 年逐日 (25°N～35°N, 120°E～150°E) 范围内的 850 hPa 偏东风气流的小波分析和小波功率谱上看 (图略)，发现偏东风气流本身也存在 30～60 d 振荡。然而，从 30～60 d 带通滤波后 (25°N～35°N, 120°E～150°E) 范围内的 850 hPa 偏东风气流与 (5°N～20°N, 120°E～150°E) 范围内 OLR 时间序列 (图 11) 来看，两者的关系有些复杂。从 1985、1990 年 (图 11a、b) 看，一般情况下，东风强时 (虚线为负值)，OLR 值也偏小 (实线负值)，即 ITCZ 对流偏强。它们之间的位相虽然不完全重合，但大体上是同位相的。这与相关分析 (图 7b) 的结果是一致的。但是 2001 年的情况稍显复杂，在夏季 8 月之前，两者是反位相，即并不是东风强时 ITCZ 对流也强，而是相反，只有在 8 月以后，两者才出现很好的同位相。这说明副热带纬向风场尽管也存在季节内振荡，而且它大体上也与 ITCZ 的季节内振荡同步，但有时会与热带地区环流系统的季节内振荡周期并不完全相符。而同属于热带系统的赤道西风和 105°E～110°E 越赤道气流的 30～60 d 振荡与 ITCZ 对流 30～60 d 的强弱变化则是十分协调的。

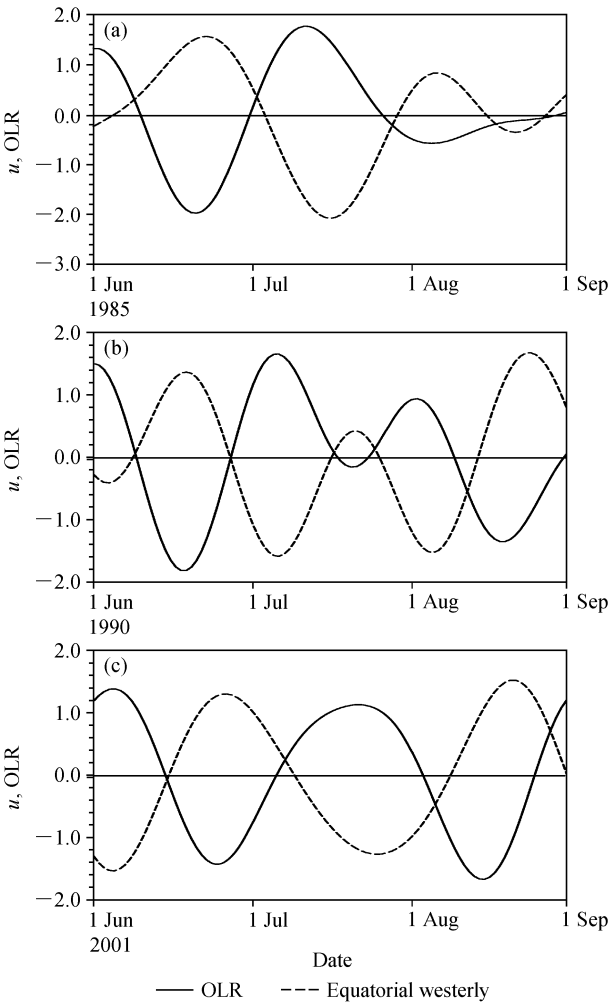

图 10 同图 9，但为热带地区（5°N～15°N，80°E～120°E）850 hPa 平均 u 风场与 OLR

Fig. 10 Same as Fig. 9, but for 850-hPa u averaged over (5°N－15°N, 80°E－120°E) and OLR

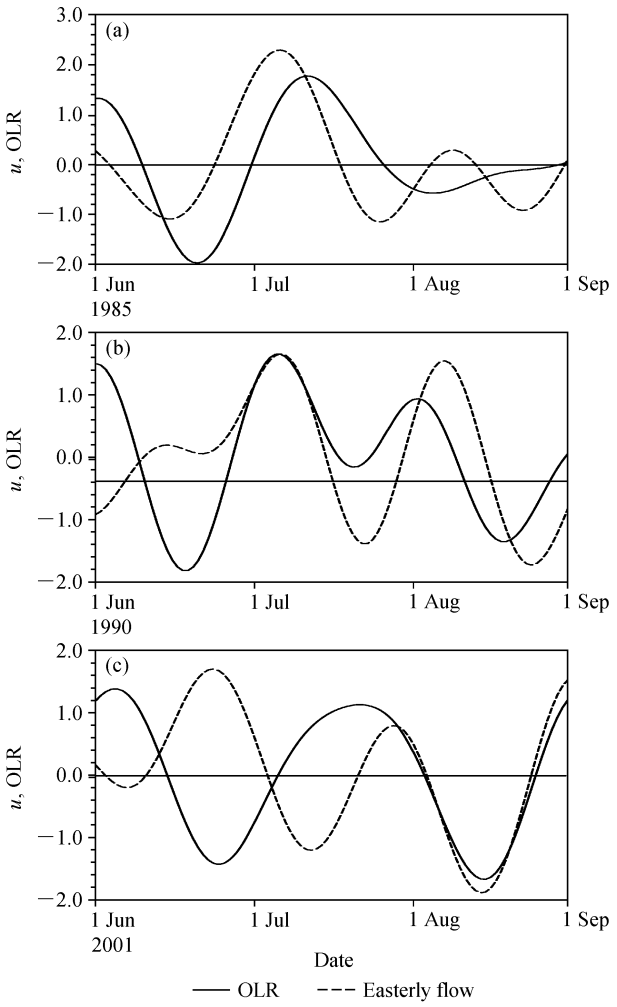

图 11 同图 9，但为 ITCZ 北侧地区（25°N～35°N，120°E～150°E）850 hPa 平均 u 风场与 OLR

Fig. 11 Same as Fig. 9, but for 850-hPa u averaged over (25°N－35°N, 120°E－150°E) and OLR

6 总结与讨论

本文研究了 ITCZ 季节内振荡特征，探讨了其与热带气旋生成阶段性的关系，并分别考察了构成 ITCZ 的三支重要气流（越赤道气流、赤道西风和 ITCZ 北侧偏东风）的季节内振荡特征与 ITCZ 对流的季节内强度变化的关系。研究发现：

（1）ITCZ 的强弱变化有明显的 30～60 d 振荡，不论是 ITCZ 对流强年或弱年都是清楚的。在季节内振荡强年，夏季平均 ITCZ 对流活动也偏强，研究区域内夏季热带气旋生成频数偏多。而在振荡弱年，夏季平均的 ITCZ 对流则偏弱，热带气旋生成频数偏少。热带气旋约有 2/3 发生在 30～60 d 振荡的活跃位相，在强弱年都是如此。

（2）在 ITCZ 季节内振荡的强、弱年，热带地区都存在着很清晰的向东传播的特征，而在副热带地区（25°N～35°N），强、弱年的季节内振荡表现出清晰的西传特征。热带地区和中纬度地区的季节内振荡周期也有明显的差异。对于强年，振荡从赤道地区向北传播至 15°N 左右时，强度增强，北面有一支向南传播的振荡，在该纬度附近与之汇合，使对流在该处有几次明显增强过程。使热带气旋在此期间频繁发生。而在弱年，振荡的北传并没有遇到北来系统的汇合，而是一直向北传播至 30°N 附近，15°N 附近的 ITCZ 较弱，热带气旋生成偏少。

（3）105°E～110°E 越赤道气流、赤道西风和 ITCZ 北侧的偏东风气流本身也存在 30～60 d 振

荡。105°E～110°E 越赤道气流、赤道西风和 ITCZ 北侧偏东风的 30～60 d 振荡和 ITCZ 的强弱变化密切相关。一般来说，当三支气流处于强位相时，ITCZ 处于对流活跃位相。反之，当三支气流处于弱位相时，ITCZ 的对流活动偏弱，处于抑制位相。相比之下副热带地区偏东风气流的 30～60 d 振荡和 ITCZ 对流强弱的 30～60 d 振荡的关系稍显复杂。这可能由于 ITCZ 北侧的偏东风气流位于副热带地区，该地区的季节内振荡的位相和传播特征与热带地区相比都存在一定差异。因此，偏东风气流的 30～60 d 振荡和 ITCZ 对流强弱的 30～60 d 振荡对应关系略差。副热带地区和热带地区的季节内振荡如何相互作用，并如何影响 ITCZ 对流强度的季节内变化，仍需进一步研究。

参考文献（References）

Bessafi M, Wheeler M C. 2006. Modulation of south Indian Ocean tropical cyclones by the Madden-Julian oscillation and convectively coupled equatorial waves [J]. Mon. Wea. Rev., 134: 638－655.

丁一汇，范惠君，薛秋芳，等. 1977. 热带辐合区中多台风同时发展的初步研究 [J]. 大气科学，1 (2)：89－98. Ding Yihui, Fan Huijun, Xue Qiufang, et al. 1977. A preliminary study on the simultaneous developments of the multiple typhoons in the intertropical convergence zone [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 1 (2): 89－98.

丁一汇，莱特 E R. 1983. 影响西太平洋台风形成的大尺度环流条件 [J]. 海洋学报，5 (5)：561－574. Ding Yihui, Reiter E R. 1984. Large-scale circulation conditions affecting the typhoon formation over the West Pacific [J]. Acta Oceanologica Sinica (in Chinese), 3 (3): 327－338.

Duchon C E. 1979. Lanczos filtering in one and two dimensions [J]. J. Appl. Meteor., 18: 1016－1022.

蒋乐贻，应明. 2002. 华东地区热带气旋年频数异常的分析 [J]. 应用气象学，13 (1)：88－95. Jiang Leyi, Ying Ming. 2002. Analysis of anomalous frequency of tropical cyclone in East China [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 13 (1): 88－95.

Krishnamurti T N, Subrahmanyam D. 1982. The 30－50 day mode at 850 mb during MONEX [J]. J. Atmos. Sci., 39: 2088－2095.

Li Chongyin, Wu Peili. 1990. An observational study of the 30－50 day atmospheric oscillation. Part I: Structure and propagation [J]. Adv. Atmos. Sci., 7: 294－304.

李崇银. 1993. 大气低频振荡 [M]. 北京：气象出版社，37－38，59－60. Li Chongyin. 1993. Low-Frequency Oscillation in the Atmosphere (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 37－38, 59－60.

刘舸，张庆云，孙淑清. 2007a. 2005 年夏季中国登陆台风的环流特征 [J]. 大气科学，31 (5)：909－918. Liu Ge, Zhang Qingyun, Sun Shuqing. 2007a. The circulation characteristics of frequent activities of typhoon over Eastern China during the summer of 2005 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (5): 909－918.

刘舸，张庆云，孙淑清. 2007b. 2006 年西太平洋热带气旋活动的初步研究 [J]. 气候与环境研究，12 (6)：738－750. Liu Ge, Zhang Qingyun, Sun Shuqing. 2007b. A preliminary study on activities of tropical cyclones over the western North Pacific during the summer in 2006 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 12 (6): 738－750.

Lorenc A C. 1984. The evolution of planetary scale 200 mb divergent flow during the FGGE year [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 110: 427－441.

Madden RA, Julian P J. 1971. Detection of a 40－50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific [J]. J. Atmos. Sci., 28 (5): 702－708.

Murakami T. 1984. On the 40－50 day oscillations during the 1979 Northern Hemisphere summer. Part I: Phase propagation [J]. J. Meteor. Soc. Japan. 62: 440－468.

Nakazawa T. 1988. Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 66: 823－839.

孙淑清，刘舸，张庆云. 2007. 南半球环流异常对夏季西太平洋热带气旋生成的影响及其机理 [J]. 大气科学，31 (6)：1189－1200. Sun Shuqing, Liu Ge, Zhang Qingyun. 2007. The influence of the circulation anomalies in the Southern Hemisphere on the tropical cyclone frequency in summer over the western Pacific and its mechanism [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (6): 1189－1200.

Torrence C, Compo G P. 1998. A practical guide to wavelet analysis [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 79: 61－78.

王慧，丁一汇，何金海. 2006. 西北太平洋夏季风的变化对台风生成的影响 [J]. 气象学报，64 (3)：345－356. Wang Hui, Ding Yihui, He Jinhai. Influence of western North Pacific summer monsoon changes on typhoon genesis [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 64 (3): 345－356.

于玉斌，姚秀萍. 2005. 2003 年夏季 OLR 特征及与中国异常天气的关系 [J]. 气象，31 (7)：10－15. Yu Yubin, Yao Xiuping. OLR characteristics and relationship with abnormal weather processes in China in summer 2003 [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 31 (7): 10－15.

张庆云，陶诗言. 1998. 夏季东亚热带和副热带季风与中国东部汛期降水 [J]. 应用气象学报，9 (增刊)：17－23. Zhang Qingyun, Tao Shiyan. 1998. Tropical and subtropical monsoon over East Asia and its influence on the rainfall over eastern China in summer [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 9 (Suppl.): 17－23.

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 (1)：42－50. Zhu Congwen, Nakazawa T, Li Jianping. 2004 Modulation of tropical depression/cyclone over the Indian－western Pacific oceans by Madden-Julian oscillation [J]. Acta Meteorolgica Sinica (in Chinese), 62 (1): 42－50.