李崇银,潘静,田华,等. 西北太平洋台风活动与大气季节内振荡[J]. 气象,2012,38(1):1-16.

西北太平洋台风活动与大气季节内振荡*

李崇银[1,2] 潘 静[1] 田 华[1] 杨 辉[1]

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学国家重点实验室,北京 100029

2 解放军理工大学气象学院,南京 211101

提 要: 本文综合介绍了大气季节内振荡与西北太平洋台风活动关系的最新研究结果。主要内容是:大气 MJO 的活动对西北太平洋台风的生成有比较明显的调制作用,在 MJO 的活跃期与非活跃期西北太平洋生成台风数的比例为 2∶1;而在 MJO 活跃期,对流中心位于赤道东印度洋(即 MJO 第 2~3 位相)与对流中心在西太平洋地区(即 MJO 第 5~6 位相)时的比例也为 2∶1。在 MJO 的不同位相,西太平洋地区的动力因子和热源分布形势有很明显不同。在第 2~3 位相,各种因子均呈现出抑制西太平洋地区对流及台风发展的态势;而在第 5~6 位相则明显促进对流的发生发展。这说明 MJO 在不断东移的过程中,将影响和改变大气环流形势,最终影响台风的生成。对多台风年与少台风年 850 hPa 的 30~60 d 低频动能距平合成分析表明,在多台风年有两个低频动能的大值区,其中最显著的是低频动能正异常位于菲律宾以东 15°N 以南的西北太平洋地区,此区域正好为季风槽所在的位置。而少台风年的情况与多台风年相反,从阿拉伯海东部经印度半岛、孟加拉湾一直到我国南海地区,都是低频动能的大值区,最大的低频动能中心位于印度半岛和我国南海南部;而菲律宾以东的西北太平洋是低频动能的负距平区,季风槽偏弱,对台风生成发展不利。200 hPa 速度势场清楚表明,多台风年(少台风年)在菲律宾以东的西北太平洋上表现为高层辐散(辐合),增强(减弱)该地区的上升气流,有利于(不利于)台风的生成。大气季节内振荡(ISO)对西北太平洋台风路径影响的研究表明,大气 ISO 流场对台风路径预报有重要参考意义。其结果表明,台风生成时 850 hPa 低频气旋(LFC)的正涡度带(特别是最大正涡度线)走向往往预示着台风的未来走向;200 hPa 的低频环流形势对台风的路径也有一定的指示作用,与 200 hPa 低频反气旋(LFAC)相联系的 200 hPa 强低频气流对台风起着引导气流的作用。

关键词: 大气季节内振荡(ISO), MJO, 西北太平洋台风生成, 台风路径, 低频流场, 低频气旋

Typhoon Activities over the Western North Pacific and Atmospheric Intraseasonal Oscillation

LI Chongyin[1,2] PAN Jing[1] TIAN Hua[1] YANG Hui[1]

1 LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Meteorological College, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

Abstract: In this paper, the modulation of atmospheric MJO on typhoon generation over the northwestern Pacific and its mechanism are first studied by using the MJO index. The results show that the MJO plays an important modulation role in typhoon generation over the northwestern Pacific: The proportion of typhoon number is 2∶1 between active period and inactive period; During the MJO active period, the proportion of typhoon number is also 2∶1 between phases 5−6 and phases 2−3 of MJO. The composite analyses of atmospheric circulation show that there are different circulation patterns over the northwestern Pacific in different phases of the MJO, which will affect the typhoon generation. In phases 5−6 (2−3), the dynamic factor and convective heating patterns over western Pacific are favorable (unfavorable) for typhoon generation. Then, the comparing analyses of the 30−60 day low-frequency kinetic energy in lower and higher levels of the troposphere show that the atmospheric intraseasonal oscillation over the north-

* 国家"973"项目(2007CB411805 和 2010CB950401)资助

2011 年 9 月 26 日收稿; 2011 年 11 月 4 日收修定稿

第一作者:李崇银,主要从事天气气候变化及其动力学研究. Email:lcy@lasg.lap.ac.cn

western Pacific has a clear impact on the typhoon generation. There is an evident positive (negative) anomaly area of 30—60 day low-frequency kinetic energy in the more (less) typhoon years over the northwestern Pacific east of the Philippines, which means that strong (weak) atmospheric intraseasonal oscillation (ISO) over the northwestern Pacific is favorable (unfavorable) for typhoon generation. The analyses of 200 hPa velocity potential show that there is a clear divergence (convergence) pattern over the northwestern Pacific in the more (less) typhoon years, which is favorable (unfavorable) for typhoon generation. The modulation of the intraseasonal oscillation on the typhoon tracks over the northwestern Pacific is studied by observational data analyses. We classified the main classes of typhoon tracks into 5 types as straight west-moving typhoons (I), northwest-moving typhoons (II), recurving to Korea/west of Japan typhoons (III), landing on Japan typhoons (IV) and recurving to the east of Japan typhoons (V). Then the composite analyses of atmospheric low-frequency wind fields at 850, 500 and 200 hPa, corresponding to the typhoon forming date, for every typhoon track are completed. The analysis results of relationships between the low-frequency (ISO) wind fields and typhoon tracks have indicated that the typhoon tracks will be affected by wind pattern of the ISO. The low frequency positive vorticity belt (the maximum value line of cyclonic vorticity) associated with low-frequency cyclone (LFC) at 850 hPa is so closely related to the typhoon track, that the maximum value line (belt) of low frequency cyclonic vorticity can be an important factor to predicate the typhoon tracks over the northwestern Pacific. And the typhoon tracks will be also affected by the ISO circulation pattern at 200 hPa, particularly the strong low frequency wind associated with low frequency anticyclone (LFAC).

Key words: atmospheric intraseasonal oscillation (ISO), MJO (Madden-Julian Oscillation), typhoon generation over the northwestern Pacific, typhoon track, low-frequency wind field, low-frequency cyclone (LFC)

引 言

西北太平洋台风的活动、变化及其影响是国内气象工作者十分关注的问题，多年来从不同的角度对其进行了研究。在 2005 年美国受到大西洋强飓风的严重影响后，美国科学家 Emanuel[1] 和 Webster[2] 的工作在国际上推进了对热带风暴和台风研究的新高潮，他们用近 30 年的资料研究认为，随着海表温度的增加，在北太平洋、印度洋和西南太平洋伴随着总气旋数目和发展期的减少，达到 4～5 级强度的强台风不管是在数量还是比例上都大大增加。当然，也有科学家的研究认为，全球变暖对热带气旋的影响没有那么明显，尤其是在西北太平洋，台风数和强台风数都没有随全球增暖而有明显增多的趋势[3-5]，海温变化对西北太平洋台风生成的影响与大气动力学条件相比并非主要因素，而年代际变化是西太平洋台风活动的主要特征[6]。关于西北太平洋热带气旋及台风的发生和发展，国内许多学者都已有不少研究[7-10]，指出影响西太平洋台风的频率和形成地区有很多因子，例如热带辐合带(ITCZ)的位置和强度，西太平洋副热带高压的强度和位置等，海温只是一个因素。

除台风的发生频数外，关于热带气旋(TC)和台风路径的问题，也是大家十分关注的研究工作。Harr 等[11] 的分析表明台风生成的位置能够预测台风的路径，台风生成时的 700 hPa 环流也能够决定大多数台风的路径。Carr 等[12] 根据天气类型和季风槽变化的地域划分了不同的 TC 路径类型，认为形成引导气流的天气类型的变化将可导致 TC 路径类型的变化。陈联寿[13] 的研究指出，在影响台风运动的各种复杂因素中，牵引运动是台风最基本和最重要的运动。其后的研究也表明，西太平洋副高的形态和位置的异常对热带气旋的路径、强度变化也有着十分重要的调制作用[14]。

大气季节内振荡(Intraseasonal Oscillation，ISO)，已被视为重要的大气环流系统之一，它的活动和异常对不少地区的天气气候都有重大的影响。热带大气 ISO 最先由 Madden 等[15] 在赤道附近大气的风场和气压场中发现，故通常也将赤道地区的大气季节内振荡称之为 Madden-Julian Oscillation (MJO)。研究表明 ISO 对亚-澳季风的爆发[16-18]，

东亚夏季风活动及降水异常均有重要影响[19-20],而且对 ENSO 的发生也有重要作用[21-23]。

Gray[24]的研究曾指出,热带气旋(TC)的生成具有一定周期的频发性,活跃期一般为 1～2 周,两段活跃期之间大约为 2～3 周的非活跃期。热带气旋的这种变化特征也就引起了气象学家对大气 ISO 与热带 TC 关系的广泛注意,有人就研究指出西太平洋多数热带气旋容易发生在 MJO 湿位相中[25];还有人指出 MJO 对热带气旋的生成具有一定的影响作用,但不是关键因子[26];但也有分析指出北太平洋东部生成的飓风其数量和强度都受到 MJO 的影响[27-28]。目前有关 MJO 对 TC 生成的调节作用,针对不同地区的 TC 都有一些研究,所得到的结论较为一致,都认为 TC 易于生成在 MJO 的湿(活跃)位相中,比如在西北太平洋、印度洋和澳大利亚附近等地区[29-31];也有研究认为当 MJO 处于活跃状态时,台风出现频率增加。但是,具体到 MJO 如何调制西北太平洋的台风发生,目前还不是搞得很清楚。

我国是受西北太平洋台风经过和登陆影响最严重的国家,探讨大气 ISO 及 MJO 对西北太平洋台风的调制问题,对认识影响我国台风的发生发展乃至进行季节内尺度预报很有意义和价值。近几年,我们对 MJO 不同位相与西北太平洋台风产生频率之间的关系进行了探讨,并揭示了可能的影响机制[32];还研究和揭示了大气 ISO 活动对西太平洋台风生成以及 ISO 流场对台风移动路径的作用和影响[33-34]。应编辑部之邀,本文特就西北太平洋台风活动与大气季节内振荡的关系作一个综合介绍,为了便于大家更好了解,本文采用了学术论文与综述文章相结合写法。需要指出,文中的一些研究结果要在业务预报上实际应用还应做进一步的具体分析。

1　研究中所用资料

本文用澳大利亚气象局 MJO 指数来描述 MJO 的变化特征,该指数是一个实时多变量指数,主要应用 Wheeler 等[35]的方法,将热带地区(15°S～15°N)的 OLR(射出长波辐射),850 和200 hPa纬向风三个要素作为变量,进行联合 EOF 分析,得到前两个主成分分量;然后将逐日数据映射到主成分 EOF1 和 EOF2 上得到映射系数(RMM1 和 RMM2)。该 MJO 指数由 RMM1 和 RMM2 组成,它不仅可以体现 MJO 的振幅(强度)还可以揭示 MJO 的传播过程(对流位置),在业务上已经得到了广泛的应用,也取得了良好的效果[36]。

本文所用台风资料包括中国气象局上海台风所的台风资料,美国联合台风警报中心(Navy Joint Typhoon Warning Center, JTWC)台风资料,以及日本气象厅(Japanese Meteorological Agency, JMA)台风资料。考虑到研究的统一性,台风资料的时间长度均选取 1979—2004 年(JMA 前期无资料)。将第一时刻最大风速达到台风级别(中心持续风力达到 35 $m \cdot s^{-1}$)的时刻和位置定义为台风生成的时间和位置。

大气环流及 ISO 分析所用的逐日气象数据源于美国 NCAR/NCEP 再分析资料,分辨率为 2.5°×2.5°,垂直范围为 1000～10 hPa 共 17 层;OLR 数据来自美国 NOAA。

2　MJO 不同位相时西北太平洋台风生成频数分析

根据 RMM 指数所描写的 MJO 的活动,一般可将其定义为 8 个不同位相,它们所对应的对流活动中心各有不同位置,大致依次从赤道印度洋中部到赤道中东太平洋。表 1 给出的是依据三种台风资料(1979—2004 年)统计得到的在台风季(6—10 月)对应 MJO 不同位相时所生成的西太平洋台风数。

对比三种台风资料的统计结果可以发现,就 6—10 月台风季的台风生成总数而言三种资料的统计结果比较一致,均揭示了发生在较强 MJO 位相中的台风数和发生在较弱/非MJO位相的台风数

表 1　各种台风资料的统计结果

Table 1　Statistical data of typhoon generation at different phases (1979－2004) based on three data sources

台风资料	MJO 活跃位相								较强 MJO 对比较弱 MJO
	第 1 位相	第 2 位相	第 3 位相	第 4 位相	第 5 位相	第 6 位相	第 7 位相	第 8 位相	
JTWC	26	21	13	22	31	41	27	22	202∶107
上海台风所	28	20	13	24	31	44	24	26	209∶85
日本气象厅	25	20	13	25	30	42	24	24	202∶86

的比例约为 2∶1。这说明台风多发生在较强 MJO 事件过程中。而在 MJO 的较活跃期，发生在 MJO 第 2 和 3 位相（MJO 对流中心在赤道东印度洋）的台风数偏少，发生在第 5 和 6 位相（MJO 对流中心在赤道西太平洋）的台风数偏多。表 1 的统计资料可以明显看出 MJO 对西太平洋达到台风级别的热带风暴有很明显的调制作用，西太平洋台风的出现频数随着 MJO 的强对流中心移动而变。那么出现这种调制作用的原因何在呢？下面我们拟从台风生成的大尺度条件出发来探讨该问题。

很早以前 Gray[37] 就提出了热带气旋产生的 6 个必要条件，其中包括足够高的海水温度，大气对流不稳定，中低对流层湿度足够高，气旋产生区域较弱的垂直风切变，科氏参数不能太小，低层较大的相对涡度。其中，海温、对流、湿度为热力条件，随季节变化；垂直风切、科氏力、涡度为动力条件。这里我们主要从动力因子出发，对第 2～3 和第 5～6 位相的环流等气象要素进行合成分析，探讨在 MJO 第 2 和 3 位相与第 5 和 6 位相时的区别，并寻找调制的可能机制。

台风多发生在季风槽中，西太平洋季风槽（ITCZ）的变化对台风生成有很大的影响，季风槽两侧的气流增强有利于台风形成和加强[38-39]。图 1 为对应 MJO 第 2～3 位相和第 5～6 位相时的海平面气压距平合成图及台风生成地点分布图（三种资料的统计结果类似，以下文中应用的台风资料均选择中国气象局上海台风所的资料），它表明当 MJO 处于第 2～3 位相时，西北太平洋地区的海平面气压异常偏高，不利于台风生成和发展，所生成台风的地点也基本位于反气旋异常环流区的外围。而在第 5～6 位相时的情况就很不一样，海平面气压负异常中心位于菲律宾群岛以东地区；西太平洋地区海平面气压偏低，季风槽加强，有利于热带气旋在此诞生和加强成台风，生成台风的位置多分布于气旋型环流异常的中心区。

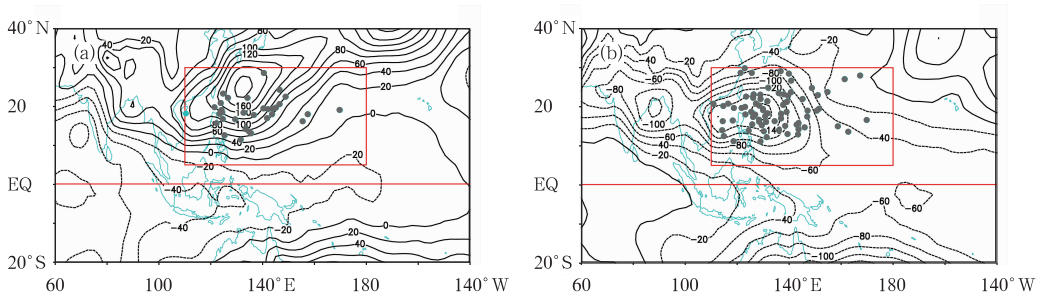


图 1 对应 MJO 第 2～3 位相(a)和第 5～6 位相(b)的海平面气压距平场合成图(单位：hPa)和台风生成地点分布图

Fig. 1 Composite SLP anomalies (unit: hPa) and forming locations of typhoon for MJO phases 2－3 (a) and MJO phases 5－6 (b), respectively

西太平洋的赤道辐合带为台风的产生和发展提供了有利的低层辐合环境，以及有利的对流加热能量源。从 850 hPa 的风场和相对涡度场的异常合成场（图 2）可以看出，当 MJO 中心位于赤道东印度洋时，反气旋环流占据了西太平洋的主要区域，沿赤道地区主要为异常的东风气流。对应 MJO 位相情况，西太平洋地区辐合减弱、辐散增强，在相对涡度场上表现为负的相对涡度异常（图 2a）。而对应 MJO 的第 5～6 位相情况（图 2b），西北太平洋均呈现为气旋性环流异常流场，低层辐合明显加强，利于热带辐合带上的台风发生和加强。中层 500 hPa（图 2c 和 2d）的情况对比也揭示了在第 2～3 位相时西太平洋地区的西部主要是高度的正异常区，东部为负异常区，说明了副高西边界有明显西伸和南扩，这种大气环流场的配置不利于西太平洋地区低层辐合加强和气旋维持。但在第 5～6 位相，从印度洋到西太平洋都是很明显的负异常场，与风场有很好的配置，这说明在西太平洋从低层到中层都有很强的辐合区，这种低层辐合的配置很有利于气旋生成后的维持和发展。高层的情况对比（图 2e 和 2f）可以看出，MJO 处于第 2～3 位相时，高空主要以异常西风为主，呈气旋型辐合环流形势，也不利于台风的发展和维持。而第 5～6 位相时，西太平洋高空以偏东风和辐散环流为主，促使对流和台风发生发展。因此从高、中、低空的环流配置可以明显看出，第 2～3 位相与第 5～6 位相所对应的环流异常场有很大区别。第 5～6 位相对应着低层气旋型异常，高空辐散反气旋型异常，这很有利于对流的发生发展和

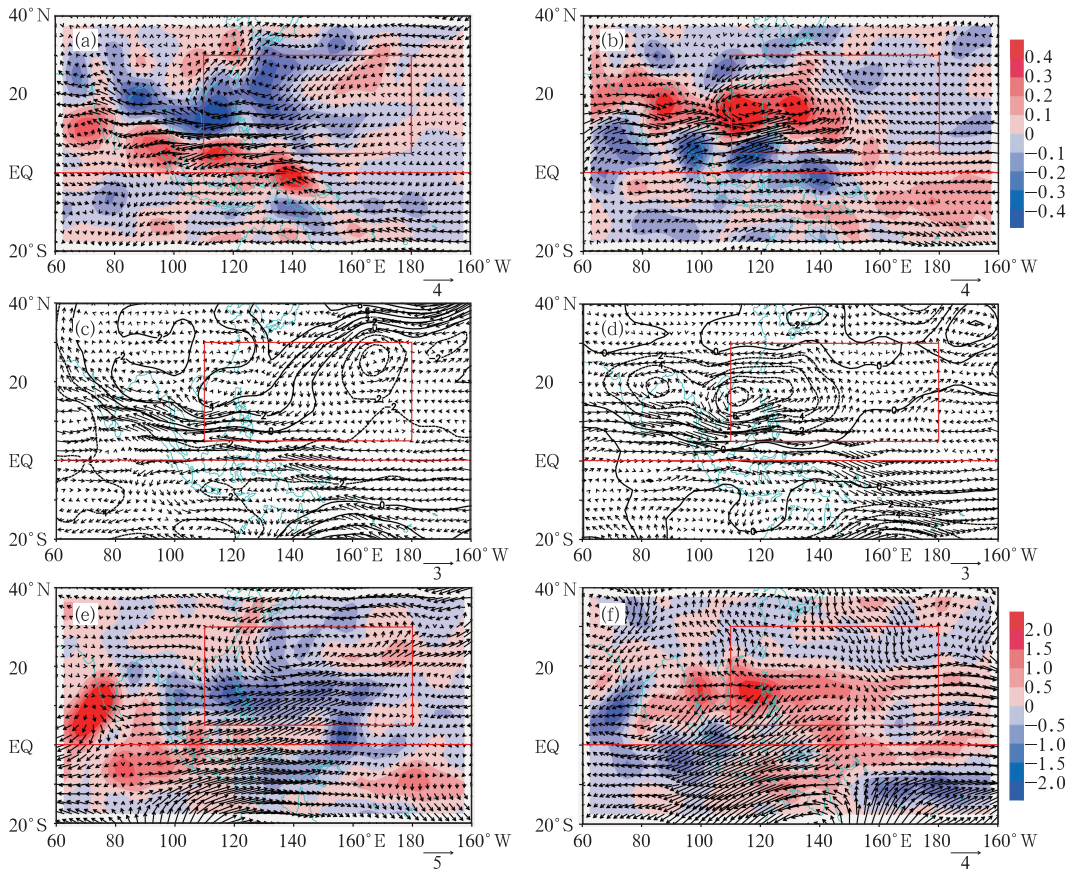


图 2　高中低层大气环流形势异常合成图

(a)和(b)为 850 hPa 风场(单位:m·s^{-1})和相对涡度(阴影区表示相对涡度,单位:10^{5} s^{-1}),(c)和(d)为 500 hPa 风场和位势高度场(等值线单位:dagpm),(e)和(f)为 200 hPa 风场和散度(阴影区表示散度,单位:10^{6} s^{-1});(a),(c),(e)为第 2～3 位相,(b),(d),(f)为第 5～6 位相

Fig. 2　Composite atmospheric circulation anomaly patterns for MJO phases 2−3 (a, c, e) and MJO phases 5−6 (b, d, f), respectively; here (a) and (b) are wind (unit: m·s^{-1}) and relative vorticity (shaded area, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 850 hPa, (c) and (d) are wind and geopotential height (unit: dagpm) at 500 hPa, (e) and (f) are wind and divergence (shaded area, unit: 10^{-6} s^{-1}) at 200 hPa

维持,为台风的发生和发展提供了很有利的环流配置。

对流层垂直风切变的大小,决定热带扰动系统中所释放的凝结潜热能否集中加热气柱,形成暖中心的结构,进而发展成热带风暴及台风。台风多发生在垂直切变较小的环境中,我们用 200 与850 hPa 纬向风之差代表风速的垂直切变(图略)。其结果表明,在 MJO 的第 2～3(5～6)位相,在台风经常生成的西太平洋区域,对流层垂直切变的数值较大(小),也不利于(利于)台风的生成和发展。

上述大气环流形势对比分析表明,对应 MJO 的不同位相大尺度大气环境场有很明显的不同,第 5～6 位相从动力上会促使台风生成和发展,而第 2～3 位相则将抑制台风生成发展。考虑到 MJO 的本质是积云对流的东传,与台风能量来源有密切关系,下面我们就从对流及能量角度来进一步对比研究不同位相时的不同分布情况。

图 3 是合成的 OLR 异常形势,可以看出在 MJO 的第 2～3 位相时西太平洋地区为 OLR 正异常区,对流受到抑制,强度减弱。而当 MJO 演变至第 5～6 位相时,OLR 负异常中心分别位于南海和菲律宾以东地区;西太平洋地区深对流加强,创造了适合台风生成或者热带风暴加强的对流环境。对比图 1b中第 5～6 位相台风的生成位置可以发现,台风多生成于 MJO 异常对流区(OLR 负异常区)的北侧。

台风发展与积云对流加热密切相关,图 4 是整层热源 Q1 异常的垂直积分在 MJO 不同位相时的分布(根据 Yanai 等[40] 提出的方法计算视热源

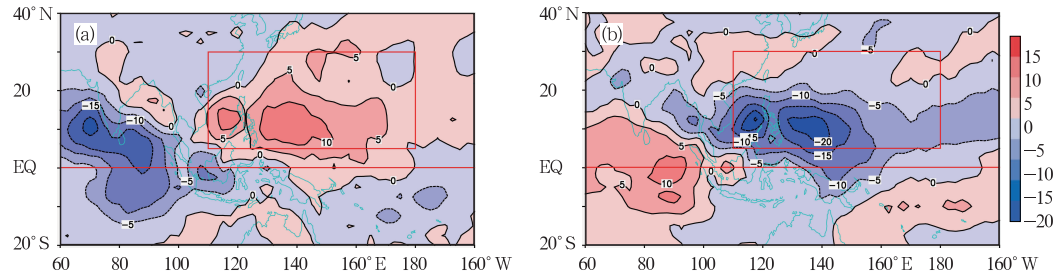


图 3 OLR 异常合成图（等值线单位：W・m^{-2}）
（a）第 2～3 位相，（b）第 5～6 位相

Fig. 3 Composite OLR anomalies (unit: W・m^{-2}) for MJO phases 2−3 (a) and MJO phases 5−6 (b), respectively

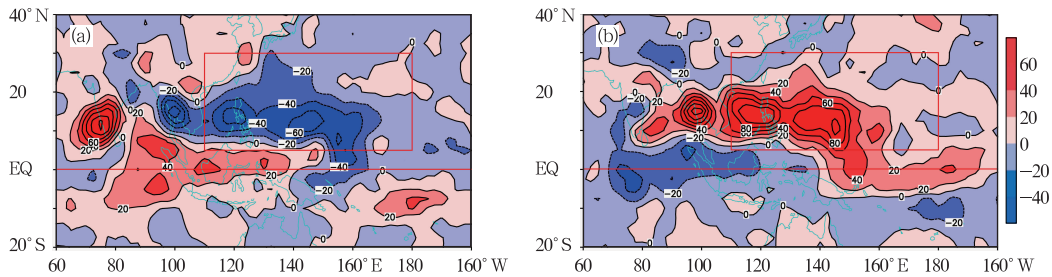


图 4 热源 Q1 异常值在 1000～200 hPa 的垂直积分合成图（等值线，单位：K・d^{-1}）
（a）第 2～3 位相，（b）第 5～6 位相

Fig. 4 Composite distributions of anomalous heating Q1 (contours in K・d^{-1}) integrated in 1000−200 hPa, respectively for MJO phases 2−3 (a) and MJO phases 5−6 (b)

Q1）。很显然，在第 2～3 位相时异常热源主要位于印度半岛南部，以及海洋性大陆一线；西太平洋地区整层大气凝结潜热释放较少，那里整层大气温度是降低的。MJO 第 5～6 位相与 2～3 位相相比有明显不同，大气加热中心东传北跳至西太平洋地区，潜热中心大值区呈略微西北—东南倾向分布于西太平洋大部分地区，它有两个中心分别位于南海及菲律宾以东地区，并与对流中心配合一致。对比图 4a 和 4b，可以发现在 MJO 向东传播的两个时期，热力状况变化剧烈；当 MJO 东传至西太平洋地区时，整层大气的凝结潜热释放相当强劲，能够释放出大量的能量，加热大尺度环境空气，降低地面气压，有利于热带扰动的加强及台风生成。

图 5 给出了热源与环流的配置情况。可以看出，在 MJO 的第 2～3 位相，异常正热源中心位于 75°E附近，负中心位于西太平洋地区；与之对应在赤道东印度洋有上升，在暖池以东有下沉的垂直环流相配合。潜热加热和冷却与上升和下沉垂直运动配合较好，说明了该上升和下沉运动均为对流性质的上升下沉运动。上述这种分布形势，不利于西太平洋地区气旋的发生和加强发展。反之在第 5～6 位相，西太平洋赤道以北地区，也就是台风的易发区，有强烈的上升运动，与之配合在中层有强烈的加热，表征潜热释放强劲，为台风的发生和加强提供了良好的环境背景。从纬向平均的垂直速度和加热分布看（图 5c 和 5d），MJO 的第 2～3 位相对应加强的 Hadley 环流，而第 5～6 位相则呈反 Hadley 环流的形势，这同样说明两种情况对台风发生发展的影响大不相同。

水汽上升凝结释放潜热是台风能量的重要来源，有无很好的水汽配合是台风发生发展的重要条件之一。从计算得到的 MJO 不同位相时 850 hPa 水汽的通量和散度图（图略）可以看到，在第 2 和 3 位相，西太平洋地区没有明显的水汽辐合，而呈现的是异常水汽辐散区。在第 5 和 6 位相时，西太平洋有明显的水汽辐合中心，来自印度洋东部的潮湿水汽和西太平洋广阔洋面的水汽在此地辐合，很有利于台风的形成和发展。

3 热带大气 ISO 活动对台风生成数的影响

为了分析大气 ISO 对台风生成的影响，首先我们对多台风年与少台风年850 hPa的30～60 d低

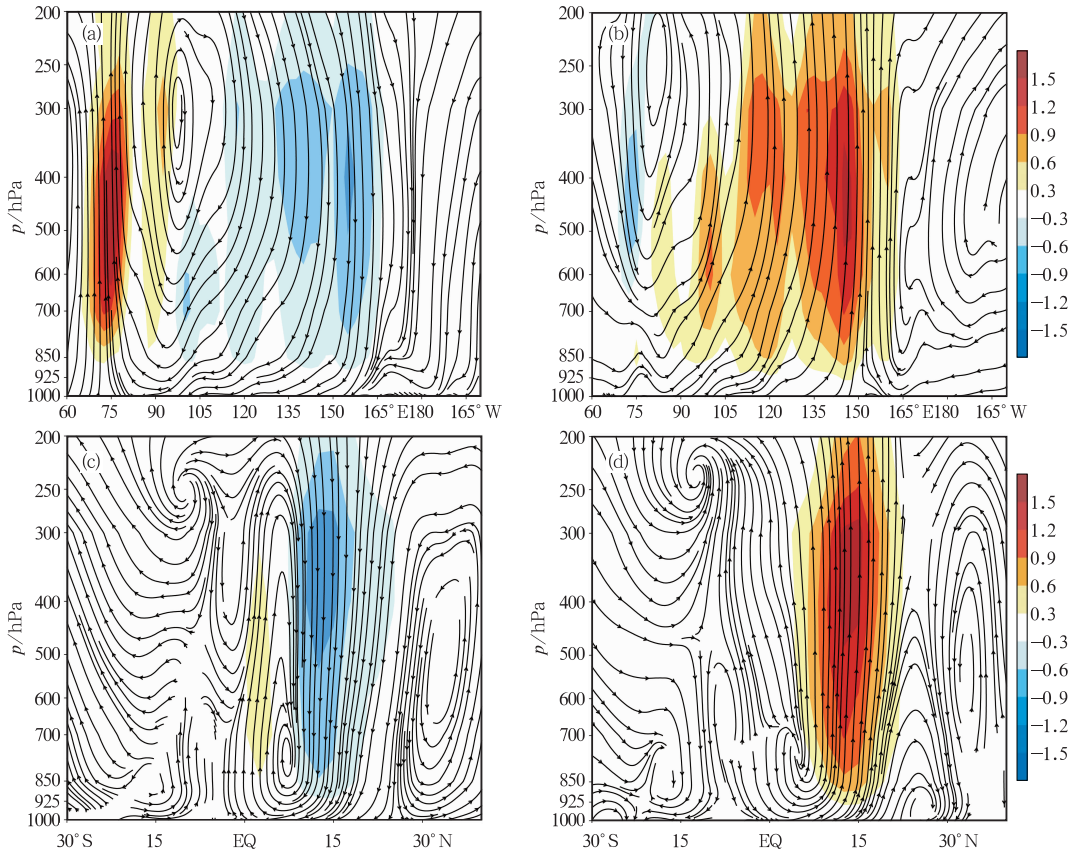


图 5　西太平洋地区沿纬圈(5°～15°N)和经圈(120°～160°E)平均的异常加热场和垂直环流场合成图
(a,c)表示第 2～3 位相,(b,d)表示第 5～6 位相
(阴影部分为热源 Q1,单位:K·d^{-1})

Fig. 5　Composite altitude-longitude (a, b, along 5°－15°N) and altitude-latitude (c, d, along 120°－160°E) sections of anomalous heat and vertical circulation for MJO phases 2－3 (a, c) and MJO phases 5－6 (b, d)
(shaded area is heat source Q1, unit: K·d^{-1})

频动能距平进行合成分析。在台风生成多年里(图 6a)有两个低频动能的大值区。其中最显著的是低频动能正异常位于菲律宾以东 15°N 以南的西北太平洋地区,此区域正好为季风槽所在的位置,说明在台风多年里该区域强的低频活动使得季风槽得到加强,从而有利于台风的生成。而少台风年的情况与多台风年相反(图 6b),从阿拉伯海东部经印度半岛、孟加拉湾一直到我国南海地区,都是低频动能的大值区,最大的低频动能中心位于印度半岛和我国南海南部,表明这些地区低频振荡异常活跃,而菲律宾以东的西北太平洋上与季风槽所在位置对应的区域为低频动能的负距平区。在多台风年与少台风年低频动能的差值图上(图略),低频动能分布的差异被进一步突出出来,在北半球热带地区低频动能表现为负正的偶极形式,其中从印度半岛东到我国南海的低频动能负值区最为显著,表明在这些地区多台风年的低频活动明显弱于少台风年;而位于西

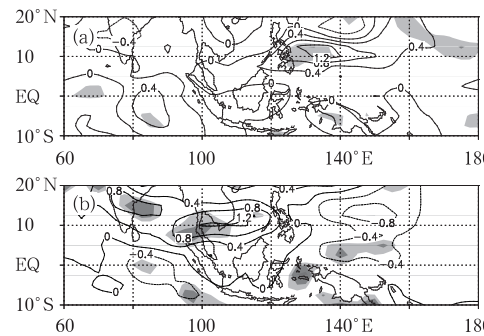


图 6　多台风年(a)与少台风年(b)合成的 850 hPa 低频动能异常图
(深、浅色阴影区分别表示通过 0.05 和 0.1 显著性水平的区域)

Fig. 6　Composite low-frequency kinetic energy anomalies at 850 hPa during June－October for more typhoon years (a) and less typhoon years (b)
(0.05 significant level is dark shaded while 0.1 singnificant level is light shaded)

北太平洋 130°～170°E 的正差值中心也非常显著，表明季风槽的低频变化对西北太平洋台风的生成有重要作用。

从 5°～15°N 纬度带平均的低频动能的时间-经度剖面图(图略)可以看到，在多(少)台风年的台风季节西太平洋大气低频动能较强(弱)，表明 ISO 的活动对台风生成有影响。为了进一步证实多台风年和少台风年大气 ISO 强度分布的差异，我们还选取了 30～60 d 滤波后的 850 hPa 低频纬向风作为描述 ISO 强度的指数，来进行分析。图 7a 和 7b 分别为多台风和少台风年低频纬向风 6—10 月的方差贡献距平分布图。从图中我们可以看出在多台风年(图 7a)，菲律宾以东的西北太平洋地区为低频风场方差贡献的正异常区，最大正异常中心位于 10°N 附近 120°～140°E 之间，表明在西北太平洋上风场的低频分量的强度相对于一般年份要强。而在少台风年(图 7b)120°E 以东的西北太平洋上基本为低频风场方差贡献的负异常区，其中最显著的区域为 135°～160°E 赤道北部地区。OLR 的方差贡献距平的分布情况与低频风场的方差贡献以及低频动能点分布相近(图略)。

因此，从低频动能、纬向风场以及 OLR 方差贡献的距平都可以看出，多台风年和少台风年热带大气 ISO 活动具有不同的形势。在多台风年里，西北太平洋对应于季风槽位置的较强 30～60 d 低频活动有利于台风的生成；而在少台风年，菲律宾以东地区低频活动较弱，这种低频分布形势不利于台风的生成。

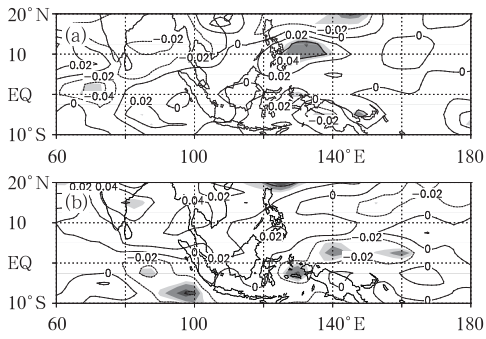


图 7 多台风年(a)和少台风年(b)30～60 d 滤波的 850 hPa 纬向风场在 6—10 月方差贡献距平的空间分布
(深、浅色阴影区分别表示通过 0.05 和 0.1 显著性水平的区域)

Fig. 7 Distributions of variance contribution anomalies of 30－60 day filtered zonal wind at 850 hPa during June－October for more typhoon years (a) and less typhoon years (b)
(0.05 significant level is dark shaded while 0.1 significant level is light shaded)

进一步的分析还发现，西太平洋地区大气季节内振荡的传播也和台风生成有一定的关系。分别将多台风年里生成的台风和少台风年里生成的台风的生成日期作为 0 天进行 850 hPa 纬向风场超前滞后合成(其中去除了活动范围在 160°E 以东以及活动范围限制在南海地区的台风)，从图(略)可以看到无论是多台风年还是少台风年，合成的台风生成时(0 天)都处在大气 ISO 的西风位相中，这与已有研究所得的结论一致。而在多台风年里，大气 ISO 的纬向传播表征为较系统的西传，在超前 10 天的时候低频纬向西风首先在 140°E 附近生成，之后逐渐加强并向西传播，在 0 天左右纬向西风异常在 120°～130°E 附近达到最大，之后在西传过程中逐渐减弱，大气 ISO 的西传可以达到 80°E 以西的地区。而在少台风年里，季节内振荡的传播特征主要为东传为主，在 0 天位于 100°～120°E 附近低频西风异常达到最大，之后逐渐减弱东移。北半球夏季大气 ISO 还存在着经向传播的特征，因此分析台风生成日期超前滞后合成的 850 hPa 沿 120°E 的时间-纬度剖面图可以看到(图 8)，在多台风年里，大气 ISO 的经向传播为一致的北传；超前 5 天时低频纬向西风在 5°N 附近得到加强开始向北传播，传播过程中不断加强，在滞后 5 天左右于 12°N 附近达到最强之后继续向北传播，最北可以到达 20°N 以北的地区，向北传播的速度大概为 1 纬度/天。而在少台风年里，与台风生成相联系的大气ISO的传播特征不明显，主

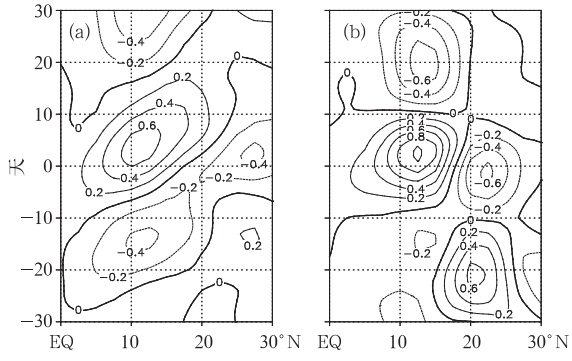


图 8 在多台风年(a)和少台风年(b)对应台风生成日期的超前滞后合成 850 hPa 纬向风场沿 120°E 的时间-纬度剖面图

Fig. 8 Time-latitude sections of composite 850 hPa zonal wind along 120°E corresponding to the forming date of typhoon, for more typhoon years (a) and less typhoon years (b), respectively

要表现为驻波型振荡。东传为主,大气 ISO 在 60°～80°E 赤道印度洋附近生成之后逐渐加强向东在 120°E 以西地区达到最强,之后逐渐减弱,相对大气 ISO 的西传非常弱并且没有伴随经向北传。因此在少台风年里低频活动表现为菲律宾以西地区为异常的活跃区,而菲律宾以东尤其是 140°～160°E 赤道以北地区低频活动较弱。

为了进一步研究大气 ISO 活动与台风生成的关系,我们做了多台风年与少台风年 6—10 月平均的 850 hPa 低频流场的合成图(图略)。从多台风年的合成图上可以清楚地看到,在热带西太度洋有一个较强的低频气旋性环流一直延伸到 160°E 附近,刚好与多台风年里季风槽的范围相一致,因此在多台风年菲律宾以东的西北太平洋上,对流层低层的大气低频气旋性环流加强了该地区的气旋性涡度,是造成季风槽加强并向东延伸的重要原因,从而有利于台风的生成。但在少台风年低频气旋性环流区主要在西太平洋 130°E 以东,在赤道及以北地区的 120°～130°E 附近表现为低频辐散,在 120°～145°E 台风多发的地区并不利于台风的生成。30～60 d 滤波的 200 hPa 速度势距平在多台风年和少台风年的合成表明(图略),在 200 hPa 环流低频分量上的差异也十分明显。在多台风年,200 hPa 的低频速度势在菲律宾以东的西北太平洋上都表现为辐散,有利于台风的生成。而在少台风年里,200 hPa 的 30～60 d 滤波速度势,从印度洋到中太平洋都基本上为正异常,低频辐合显著,不利于台风的生成。

4　大气季节内振荡对西北太平洋台风路径的影响

这一节主要揭示大气 ISO 对西太平洋台风移动路径的作用和影响,主要分析 850 和 200 hPa 大气 ISO 低频流场及其演变特征与西北太平洋台风路径的关系和影响。

4.1　台风路径与大气低频环流形势

为了研究大气季节内振荡对西北太平洋台风路径的影响,首先将台风路径进行划分,传统的方法是将台风路径分为三种:西移路径、西北移路径和转向路径。

西移路径(图 9a):台风从菲律宾以东一直向偏西方向移动,经南海在华南沿海、海南岛或越南一带登陆。沿这条路径移动的台风,对我国华南沿海地区影响最大。

西北移路径(图 9b):台风从菲律宾以东向西北偏西方向移动,在我国台湾、福建一带登陆;或从菲律宾以东向西北方向移动,穿过琉球群岛,在浙江一带登陆,然后消失。沿这条路径移动的台风对我国华东地区影响最大。

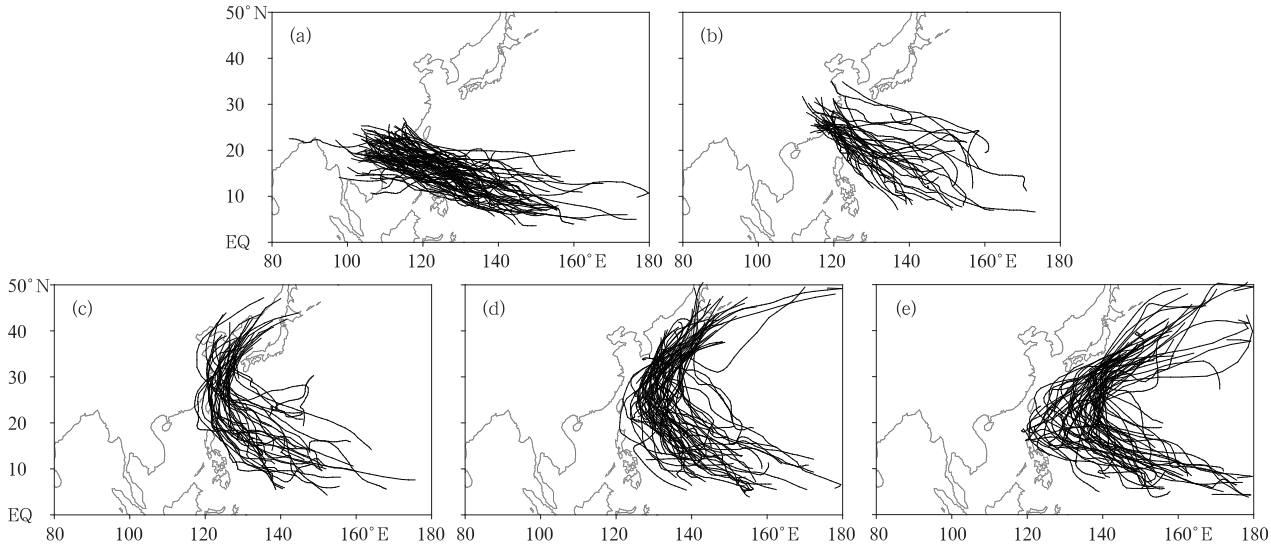


图 9　各类型的台风路径

(a)西移路径,(b)西北移路径,(c)日本以西型,(d)日本登陆型,(e)日本以东型

Fig. 9　Typhoon tracks of five types

(a) straight west-moving typhoons, (b) northwest-moving typhoons, (c) recurving to the west of Japan typhoons, (d) landing on Japan typhoons, and (e) recurving to the east of Japan typhoons

转向路径：台风从菲律宾以东向西北方向移动，到达我国东部海面或在我国沿海地区登陆，然后转向东北方向移动，路径呈抛物线状。我们参考传统的划分方法，将其中的转向路径按照其转向后的移动方向进行进一步划分为：日本以西型（转向后向朝鲜半岛移动，图 9c）、日本登陆型（图 9d）、日本以东型（转向后向日本以东的太平洋移动，图 9e）。

表 2 是对各类台风路径的统计结果。从表 2 可以看出 8 月台风生成数最多，6 月最少。而整个台风季西移型路径的台风最多，其次为日本登陆型和日本以东型。另外，台风移动路径随月份有所不同，西移路径在 7 月最多；西北移型、日本以西型和日本登陆型的台风都多发生在 8 月，其中西北移动型的台风有半数以上生成在 8 月，并且 6 和 10 月都没有此类型路径的台风；日本以东型的台风则主要多生成在10月，占本类型总台风数的47.4%。下面将表中所列的不同路径台风分别进行合成分析，以揭示其对应的低频环流的普遍特征；合成时将台风生成的时间记为 0 d，之前的时间定为负，之后的时间定为正。

表 2 6—10 月（台风季）各类型路径台风的个数统计（1979—2006 年）

Table 2 Statistics for each type of typhoon tracks from June to October (1979－2006)

	西移型	西北移型	日本以西	日本登陆	日本以东	Sum
6 月	6	0	6	6	4	22
7 月	21	9	9	10	5	54
8 月	14	21	15	18	5	73
9 月	15	7	5	16	16	59
10 月	18	0	3	7	27	55
合计	74	37	38	57	57	263

将不同路径的台风按其生成日期进行大气环流的合成分析，用来研究不同台风路径所对应的低频环流形势。在合成图上，与西移型台风对应的 850 hPa低频环流形势（图 10a）主要表现为，在南海及菲律宾海上空为一个异常的低频气旋性环流（LFC），而其北侧为一个异常的低频反气旋（LFAC）。在 10°N 附近从 80°E 向东到 155°E 都为异常的低频纬向西风，而在 20°～25°N 附近都为纬向的低频东风异常，这两个大的风速带形成大范围的气旋性切变，这种环流形势对季风槽有加强的作用从而有利于台风的生成。显然大气 ISO 对西北太平洋台风活动存在调节作用，这种低频环流形势不仅有利于台风生成，并且由于我国南海上空的 LFC 向东和向西分别延伸到菲律宾海和孟加拉湾，台风生成后易于沿着这条正涡度带向西移动，穿过南海在我国华南、海南或者越南一带登陆。

在西北移路径台风合成的低频流场上（图 10b），在台湾岛及东海附近为一个 LFC，低频气旋性涡度向东一直延伸到 160°E 附近，季风槽受这种低频环流形势的影响加强西伸，而 LFC 的东北侧为一个异常的 LFAC。与在西行路径中南海到菲律宾海的LFC呈东—西走向不同，西北移型路径中LFC

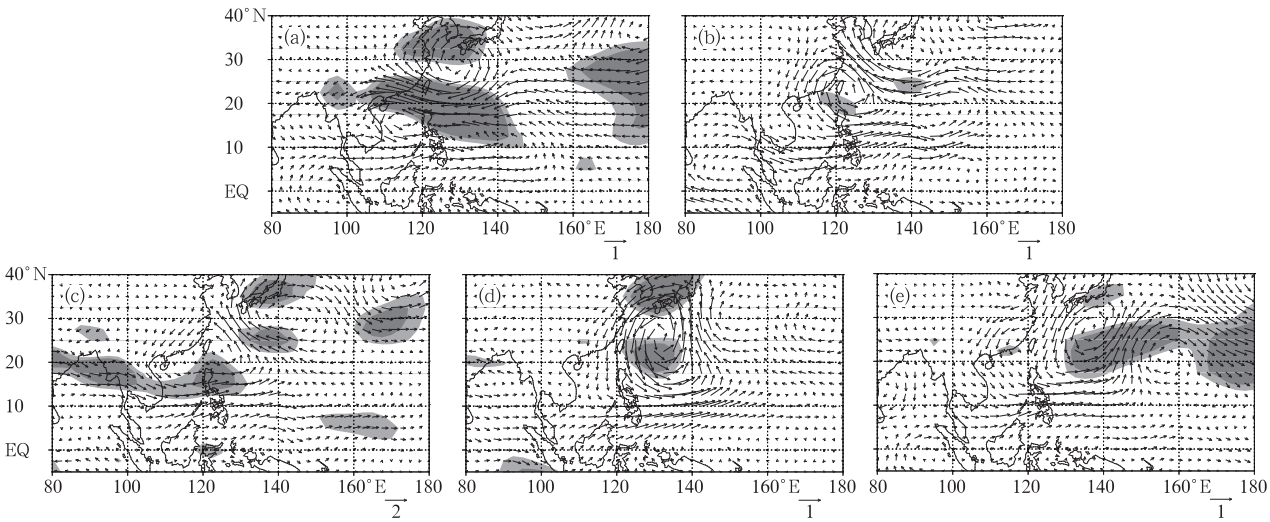


图 10 各路径台风生成时 850 hPa 低频流场合成图

(a)西移路径，(b)西北移路径，(c)日本以西型，(d)日本登陆型，(e)日本以东型

（浅、深阴影区分别代表通过 0.05 和 0.01 显著性水平检验的区域）

Fig. 10 The composites of 30－60 day band pass filtered wind vector at 850 hPa for each type of typhoon tracks, (a) straight west-moving typhoons, (b) northwest-moving typhoons, (c) recurving to the west of Japan typhoons, (d) landing on Japan typhoons, and (e) recurving to the east of Japan typhoons

(0.05 confidence degree is light shaded while 0.01 significant level is dark shaded)

则成西北—东南走向,台风在加强的季风槽中生成后容易沿着这条西北—东南向的低频正涡度带移动,在我国台湾及东部沿海登陆。

日本以西型台风生成时(图 10c),我国东海地区是一个 LFC,同时在黄海上空也存在一个较弱的 LFC 环流,另外在 30°N 附近从 130°～160°E 为一个较大范围的 LFAC。东海北部及黄海上空的 LFC 环流使副热带高压在 120°～130°E 附近减弱,副高西脊主要影响到 130°E 附近,在这种低频环流形势下台风转向后向北沿着 130°E 以西的正的涡度区移动,其活动范围在日本以西地区,多在朝鲜半岛登陆。

对应日本登陆型台风生成时的 850 hPa 低频流场(图 10d),在日本及其南侧 120°～145°E,10°～35°N 范围内为一个大范围南北走向的 LFC,它控制了从菲律宾海向北一直到日本的广大地区。大范围的 LFC 在菲律宾海地区的作用是使季风槽加强,另外在副热带 145°E 以西地区的副高被明显减弱。因此台风生成后向北沿着正的低频涡度区移动,最终在日本登陆。

日本以东型台风生成时(图 10e)日本东南侧的海上为 LFC,并且呈东北—西南走向,其东侧沿 20°N 从 150°E～165°E 为一个 LFAC。台风生成转向后易于沿西北太平洋上这个东北—西南走向的低频正涡度区移动,形成日本以东移动型的台风路径。

总之,不管对于哪类路径的台风,其生成时热带从印度洋到 150°E 附近都为低频的西风异常,因此热带大气 ISO 的西风位相有利于台风的生成,这与已有的结论一致。同时,大气 ISO 将以 LFC(LFAC)的形势影响台风的路径,尤其 LFC 的正涡度是影响台风活动的重要因素,台风生成后会沿着低频正涡度区移动,其涡度极值线对台风路径有极好的指示意义。

通过对 200 hPa 低频流场的分析,我们发现 200 hPa 的低频环流形势对台风路径也有很好的指示作用。图 11 分别为各类路径台风在生成时的 200 hPa 低频风场合成图,其低频反气旋南或西侧的强气流对台风路径有相当好的引导作用。

对于西移路径的台风生成时(图 11a),在东亚大陆及其东侧沿海 200 hPa 为一个大范围的 LFAC,这个 LFAC 的南侧(20°N 附近)为低频东风异常,从 130°E 向西一直延伸到 90°E 附近,因此台风生成后会受到这个低频偏东气流的引导一直向西移动,形成西移台风路径。

西北移路径的台风生成时(图 11b),200 hPa低频风场是在我国的东海—黄海上空为一个南北走向较狭长的 LFAC,其西南侧在我国台湾、福建一带都为低频东南风控制,因此台风生成后会在东南气流的引导下向西北方向移动,在我国台湾、福建沿海一带登陆。

转向后向日本以西移动的台风(图 11c),生成时在西北太平洋上同样存在一个 LFAC,只是位置更加偏东,其中心位置位于 35°N、135°E 附近,中国大陆上空是一个较大的 LFC。在 LFAC 和 LFC 之间(120°～130°E)为较强的偏南气流。因此台风受这个偏南气流引导,形成日本以西移动型台风路径。

日本登陆型台风生成时(图 11d),在副热带地区从东亚大陆到西北太平洋上空为LFAC-LFC-

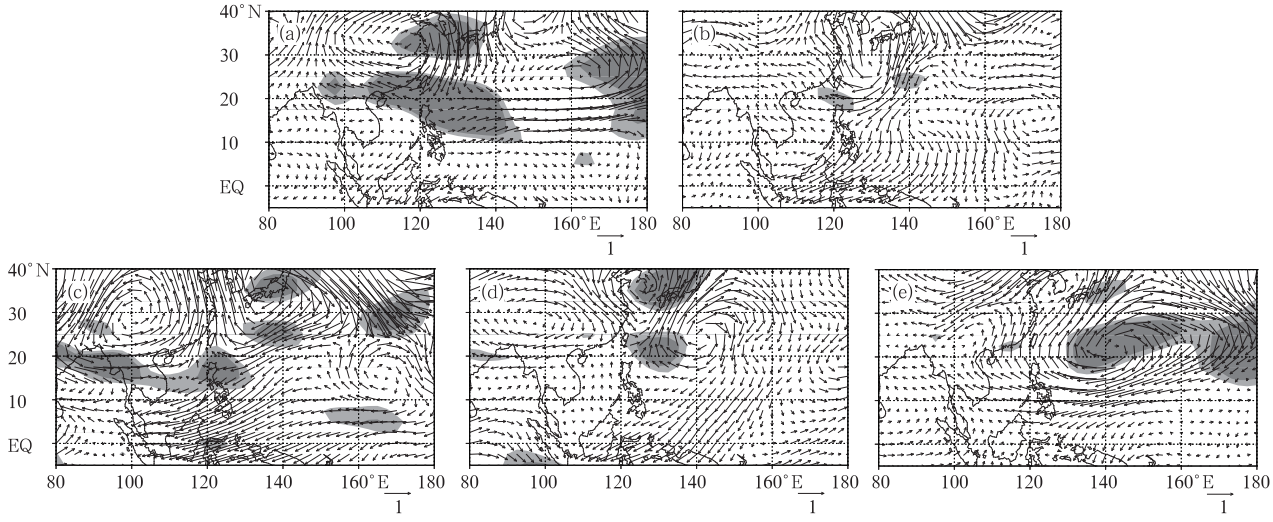


图 11　同图 10 但为各路径台风生成时 200 hPa 低频流场合成图

Fig. 11　As in Fig. 10, except for composites of 30－60 day band pass filtered wind vector at 200 hPa

LFAC 的低频波列式流场形势。其中西北太平洋上的 LFAC 位于日本西南侧，呈西北—东南走向。因此台风受这个 LFAC 西侧偏南气流的引导，向偏北方向移动并在日本登陆。

而日本以东型台风生成时(图 11e)最显著的低频形势是西北太平洋上空为大范围的 LFAC，其影响范围包含了从 110°E～180°的经度范围，主要呈西西南—东东北走向，其西侧是西南风异常并且主要位于日本以东地区。因此台风生成后不仅受到西北太平洋上 LFAC 南侧偏东气流的影响，还会受到日本南侧低频西南气流的影响，从而台风会在上述低频气流的引导下朝日本以东的太平洋移动。

因此，对于不同路径的台风，200 hPa 上都能看到一个显著的 LFAC，LFAC 南侧和西侧的气流对台风的路径有一定的引导作用。而 LFAC 的位置，形态的差别会使得它南侧和西侧气流的方向以及影响范围有所不同，从而对台风生成后的移动路径有不同的引导作用。

4.2 低频风场的演变过程分析

上面讨论了对不同类型的台风路径所做的合成分析结果，为进一步更清晰地揭示台风路径与大气低频环流型的关系，我们还对各个台风路径所对应的低频流场进行了演变特征的分析。因为篇幅的关系，这里我们仅分别给出 2 类台风路径的 850 hPa 低频环流形势的演变过程和 2 类台风路径的 200 hPa 低频环流形势的演变过程分析，它们都是按其生成日期进行超前滞后回归所得到的形势。

对于西北移路径的台风(图 12)，其 850 hPa 的低频流场在超前 15 天时在我国东海有一个 LFC；同时，低频西风异常在(5°N、140°～160°E)附近生成，逐渐加强向西北方向传播。在 0 天时低频西风异常和其北侧 LFC 均达到最强，该 LFC 与从东海南扩的 LFC 相打通，形成一个西北—东南走向的大范围 LFC 带，控制我国福建、台湾及西太平洋地区。滞后 5 天的低频环流与 0 天时大体一致。因此台风

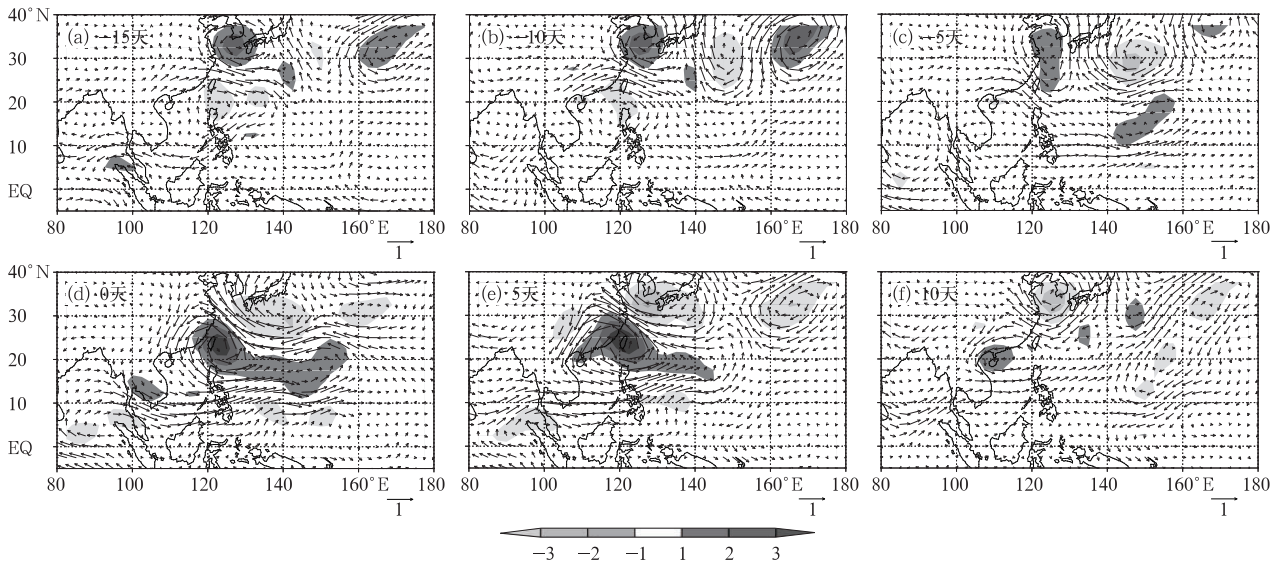


图 12 对应西北移路径台风的 850 hPa 低频风场超前滞后合成图

Fig. 12 The composite low frequency 850 hPa wind fields corresponding to the northwest-moving typhoons

生成后将沿这个西北—东南走向的正涡度带朝西北方向移动，多在台湾福建一带登陆我国。

对于日本登陆型台风所对应的 850 hPa 低频流场(图 13)，超前 15 天在日本以南的西太平洋为 LFAC 控制；低频西风异常首先在菲律宾以东的赤道附近生成，之后它和北面的 LFC 一道逐渐向西向北传播，在超前 5 天时菲律宾东南方的 LFC 已成为西太平洋的最强系统。随着日本以南气旋性切变涡度的加强，0 天时热带向北的 LFC 和副热带的 LFC 合并为一个强度强、影响范围大的 LFC，控制着日本以南的大范围海区；滞后 5 天的低频流场与 0 天时大体类似。这样，台风生成后将沿着这个大的正涡度异常区向北移动，并登陆日本。

对应西移路径台风的 200 hPa 的低频流场(图 14)，东亚地区上空的 LFAC 南侧的气流有重要影响。可以发现此 LFAC 首先出现在超前 15 天的 80°E 附近的中纬度，随着时间变化它不断向东移动并加强；0天时中心位置已东移动到(110°～120°E、

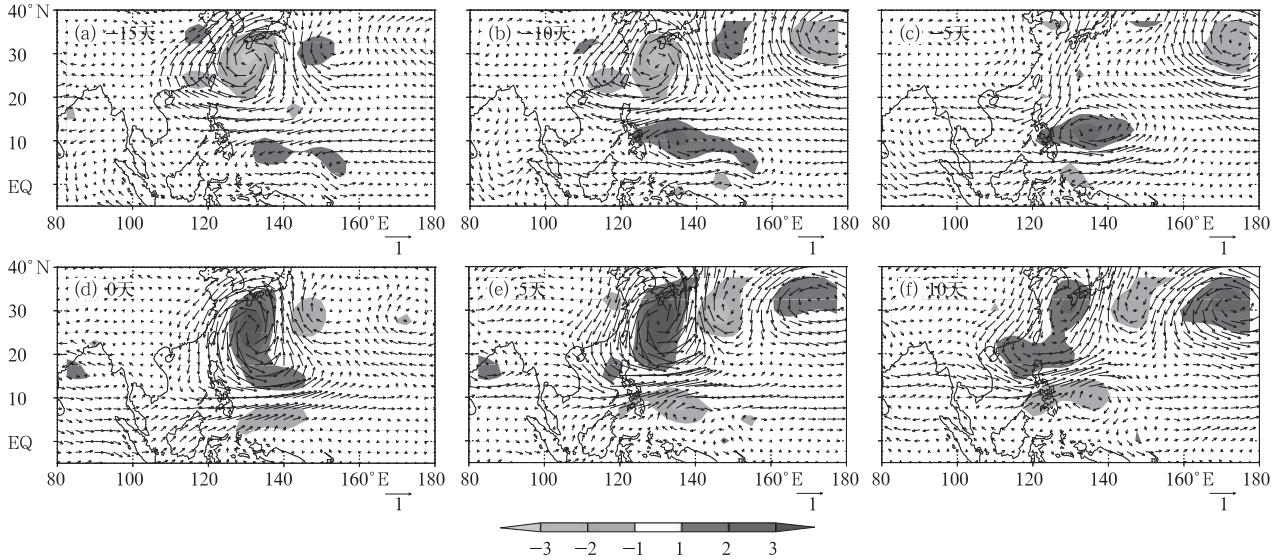


图 13　同图 12 但为日本登陆型台风的情况

Fig. 13　As in Fig. 12, except for composites of typhoons landing on Japan

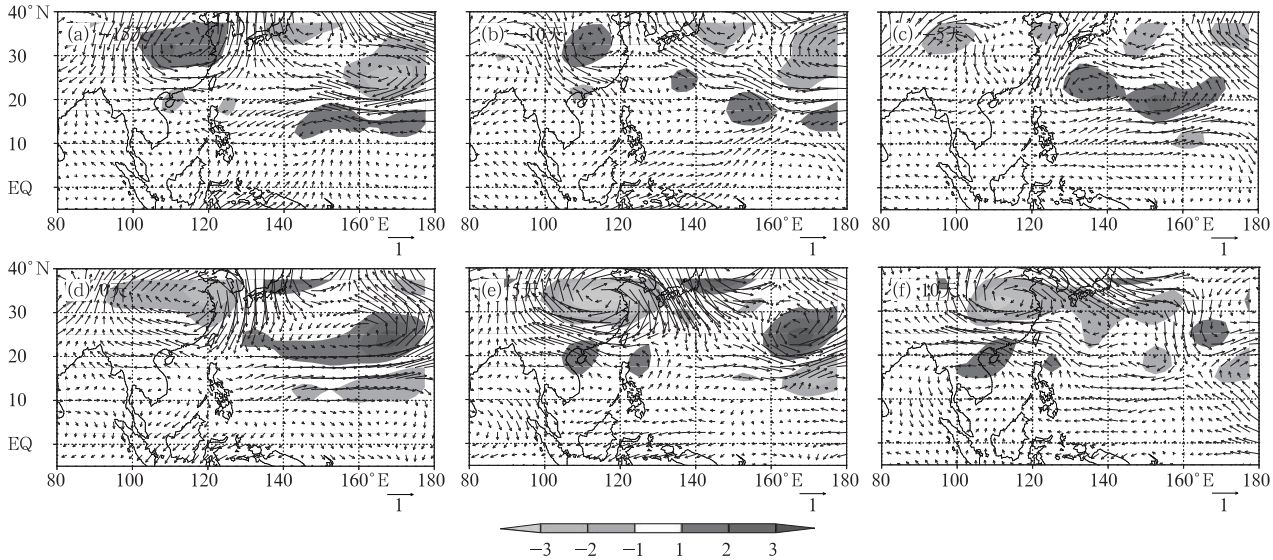


图 14　西移型路径 200 hPa 低频风场超前滞后合成

(阴影区代表涡度大于 1×10^{-6} s^{-1}或小于-1×10^{-6} s^{-1})

Fig. 14　Composites of the evolution process of band passed 200 hPa wind anomalies and low frequency vorticity for straight west-moving typhoons from lead 15 day to lag 10 day with 5 day intervals, the regions with the values of low frequency vorticity equal to or greater (less) than 1×10^{-6} s^{-1} (-1×10^{-6} s^{-1}) are shaded

35°N)附近,华南及南海北部有明显低频东风,之后 LFAC 的位置较为稳定但强度逐渐加强,其南侧的东风也加强,到滞后 5 天时强度达到最大。无疑,这个 LFAC 及其南侧的东风对台风路径有重要影响。

对应日本以东型台风(图 15),同样受到 200 hPa 低频风场一个 LFAC 的影响。在台风生成前 15 天时,LFAC 首先在赤道以北的赤道印度洋附近生成,逐渐向东移动,在超前 5 天时与中纬度南扩的反气旋涡度结合,在南海北部到西太平洋一带形成大范围的 LFAC;在 0 天时 LFAC 达到最强,并且位置偏南向偏东方向移动,导致在日本东南部海区有较强的西南气流,滞后 5 天时 LFAC 及其相伴的西南气流与 0 天时大体一致。因此,台风生成后受这个 LFAC 和西南气流的影响,转向后向日本东侧的太平洋移去。

很显然,大气ISO活动对台风的路径有重要的

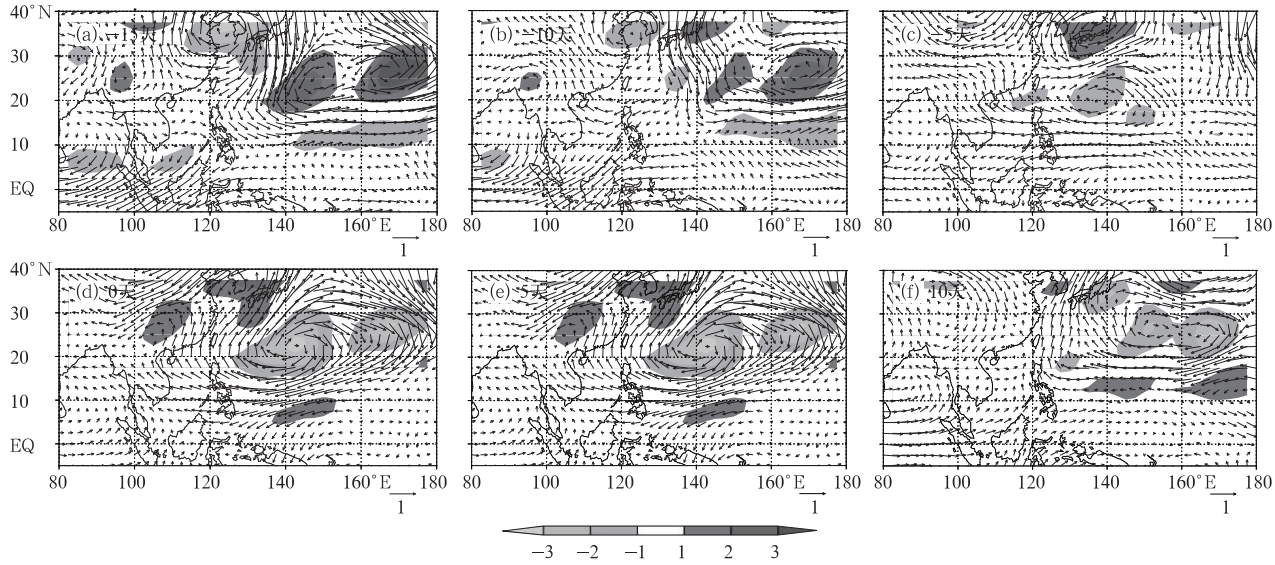


图 15 同图 14,但为日本以东移动型台风的合成

Fig. 15 As in Fig. 14, except for composites of typhoons recurving to the east of Japan

影响作用,在 850 hPa,起主要作用的是低频气旋(LFC),尤其是最大气旋性涡度带;在 200 hPa,起主要作用的是低频反气旋(LFAC)及其相伴的低频气流。无论是在 850 hPa 还是在 200 hPa 上,对于不同的台风路径类型,其低频流场的演变也十分不一样;但它们总是在台风生成的前后形成相应的低频流场形势,从而在其影响下导致上述几种典型的台风路径。

4.3 个例分析

上面的合成分析清楚表明大气低频(30～60 天)流场与西太平洋台风移动路径有密切关系,为验证这些结果,我们任意选用 2006 年的两个台风进行个例分析。2006 年 4 号台风(7 月 3 日生成于西太平洋)是北偏西行在韩国登陆的台风,2006 年 22 号台风(10 月 28 日生成于西太平洋)是西行在越南登陆的台风;两个台风的移动路径如图 16a 所示。

对应两个台风生成日期的 850 hPa 低频流场形势和涡度分布如图 16b 和 16c 所示。由图可以清楚看到,在 7 月 3 日(台风 04/2006 生成),菲律宾以东的西太平洋有低频气旋性环流和正涡度中心,中国大陆有低频反气旋性环流和负涡度中心;在朝鲜半岛南部和黄海也有正涡度中心。这样,从 10°N、135°E 到朝鲜半岛区域形成一个最大低频气旋性涡度带,它与台风 04/2006 的路径十分一致;或者说,850 hPa 低频流型和最大气旋性涡度带对该台风的路径有明显指示意义。

对于台风22/2006,在10月28日的图上有两

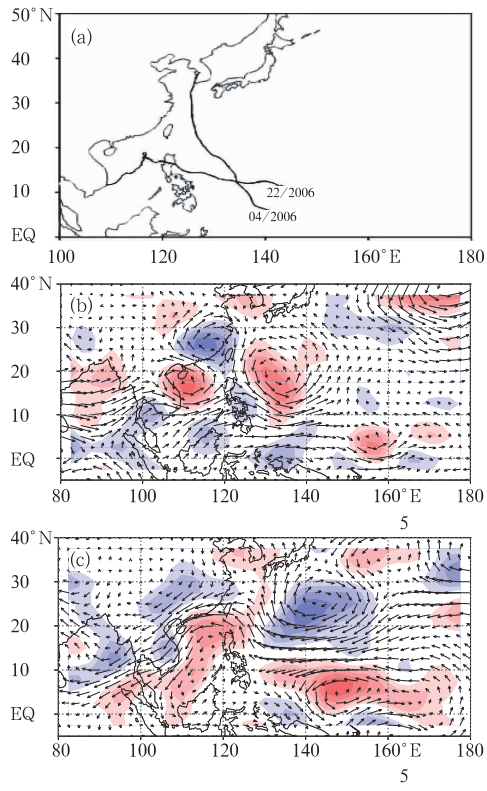


图 16 2006 年第 4 号和 22 号台风的路径(a),以及 7 月 3 日(b)和 10 月 28 日(c)的 850 hPa 低频流场形势和涡度分布
(红和蓝色分别表示正、负涡度)

Fig. 16 The tracks of typhoon 04/2006 and 22/2006 (a), the patterns of low-frequency wind and vorticity on 3 July (b) and 28 October (c) in 2006
(Red and blue represent positive and negative vorticities, respectively)

个低频气旋性环流和正涡度中心,一个在5°N、150°E附近区域,另一个在南中国海中部;而在台湾以东的西太平洋存在一个低频反气旋性环流。一个最大低频气旋性涡度带从 5°N、150°～160°E 附近到菲律宾和南海北部、再转向南海南部。显然,低频流型特别是最大低频气旋性涡度带对台风 22/2006 的路径有重要影响,也可以说台风生成日的850 hPa低频流型,特别是最大气旋性涡度带对该台风的路径有明显指示意义。

5　结　语

台风和热带大气低频(30～60 天)振荡是热带大气中的两个重要系统,它们都同热带对流有密切关系。我们的研究表明,这两个系统也存在着密切的关系,热带大气低频振荡及其流场形势对西太平洋台风的活动有重要的影响。

(1) 在 MJO 活动活跃期与非活跃期西北太平洋生成台风数的比例为 2∶1;而在 MJO 活跃期,对流中心位于赤道东印度洋(即 MJO 第 2～3 位相)与对流中心在西太平洋地区(即 MJO 第 5～6 位相)时生成台风数的比例也为 2∶1。说明大气 MJO 的活动对西北太平洋台风的生成有比较明显调制作用。而且西北太平洋台风的生成地也与大气 MJO 的活动有一定关系。在 2～3 位相时,台风基本上生成在西太平洋 20°N 以南地区,而在 5～6 位相时,在西太平洋 30°N 以南地区都可以有台风生成。

(2) 从台风生成的动力角度看,在 MJO 的不同位相,西太平洋地区大气动力因子的分布形势有很明显不同。在第 2～3 位相,各种因子均呈现出抑制西太平洋地区对流及台风发展的态势;而在第 5～6 位相则明显有促进对流发生发展,并为台风生成和发展创造了有利的大尺度环流动力场。在 MJO 不同位相,热源分布也明显不同,而这种在水平和垂直方向的不同分布特征必然反映潜热释放和有效位能向有效动能转换的差异;再与水汽的辐合辐散相配合,就从台风获得的能量角度揭示了大气 MJO 调节台风生成和发展的作用,也是造成不同位相时台风生成有根本差别的原因。在 MJO 东传过程中,积云对流不断发展传播,很大程度上影响西太平洋地区加热配置,从源头上调制了台风的生成和发展。

(3) 120°E 以东有较强的大气 ISO 低频动能会使得该地区积云对流加强,有利于台风的生成。而在少台风年则相反,120°E 以东地区低频活动较弱,不利于台风的生成。200 hPa 速度势场清楚表明,多台风年(少台风年)在菲律宾以东的西北太平洋上表现为高层辐散(辐合)特征,增强(减弱)该地区的上升气流,有利于(不利于)台风的生成。

(4) 大气 ISO 的传播特征也对西太平洋台风生成有一定影响,大气 ISO 在西北太平洋的系统性向西和向北传播有利于台风的生成;而少台风年,西北太平洋的大气低频(30～60 天)振荡表现为持续的东传,并且没有北传特征。

(5) 大气 ISO 在对流层低层以低频气旋(LFC)或低频反气旋(LFAC)的形式影响台风活动,西太平洋台风的五种典型路径都分别与台风生成时的 850 hPa 低频流型存在密切关系,特别是气旋性涡度的极值线对台风路径有很好的指示意义。对流层上部的 200 hPa 有低频反气旋(LFAC)存在,LFAC 的位置及形态的差别会使它南侧和西侧气流的方向和影响范围不同,从而对台风生成后的移动路径有不同的引导作用。例如,200 hPa 上 LFAC 的位置偏西位于我国大陆上空,台风则一直沿其南侧的偏东气流向西移动成为西移路径台风;如果 LFAC 的中心位置在日本岛上空,日本以西地区为较平直的偏南气流,则利于台风转向后朝日本以西的朝鲜半岛移动和登陆。

参考文献

[1] Emanuel K A. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years[J]. Nature,2005,436: 686-688.

[2] Webster P J, Holland G J, Curry J A, et al. Changes in tropical cyclone number,duration,and intensity in a warming environment[J]. Science,2005,309: 1844-1846.

[3] Wu M C, Yeng K H, Chang W L. Trends in western North Pacific tropical cyclone intensity[J]. EOS Trans Am Geophys Union,2006,87: 537-538.

[4] Oouchi K, Yoshumara J, Yoshimara H, et al. Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses[J]. J Meteorol Soc Japan,2006,84: 259-276.

[5] 黄勇,李崇银,王颖. 西北太平洋热带气旋生成频数和源地异常的成因分析[J]. 热带气象学报,2008,24(6): 590-598.

[6] Chan J C L. Interannual and interdecadal variations of tropical cyclone activity over the western North Pacific[J]. Meteorol Atmos Phys,2005,89: 143-152.

[7] 丁一汇,莱特 E R. 影响西太平洋台风生成的大尺度环流条件[J]. 海洋学报,1983,5(5): 561-574.

[8] 李崇银. 环境流场对台风发生发展影响的研究[J]. 气象学报,1983,41(3): 275-283.

[9] 蒋乐贻,应明. 华东地区热带气旋年频数异常的分析[J]. 应

用气象学报,2002,13(1):88-95.
[10] 张庆云,彭京备. 夏季东亚环流年际和年代际变化对登录中国台风的影响[J]. 大气科学,2003,27(1):97-106.
[11] Harr P A, Elsberry R L. Tropical cyclone track characteristics as a function of large-scale circulation anomalies[J]. Mon Wea Rev,1991,119:1448-1468.
[12] Carr L E, Elsberry R L. Monsoonal interactions leading to sudden tropical cyclone track changes[J]. Mon Wea Rev, 1995,123(2):265-290.
[13] 陈联寿. 台风研究和预报问题的评述[J]. 大气科学,1977,1(2):138-148.
[14] 胡春梅,端义宏,余晖,等. 华南地区热带气旋登陆前强度突变的大尺度环境诊断分析[J]. 热带气象学报,2005,21(4):377-382.
[15] Madden R A, Julian P R. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40—50 day period[J]. J Atmos Sci,1972,29:1109-1123.
[16] Yasunari T. Cloudiness fluctuations associated with the Northern Hemisphere monsoon[J]. J Meteor Soc Japan,1979,58:225-229.
[17] Hendon H H, Liebmann B. A composite study of onset of the Australian summer monsoon[J]. J Atoms Sci,1990,47:2227-2240.
[18] 穆明权,李崇银. 1998年南海夏季风的爆发与大气季节内振荡的活动[J]. 气候与环境研究,2000,5(4):375-387.
[19] Weickmann K M. Intraseasonal circulation and out going longwave radiation modes during Northern Hemisphere winter[J]. Mon Wea Rev,1983,111:1838-1858.
[20] Yang Hui, Li Chongyin. The Relation between atmospheric intraseasonal oscillation and summer severe flood and drought in the Jianghuai River Basin[J]. Adv Atoms Sci,2003,20(4):540-553.
[21] 李桂龙,李崇银. 大气季节内振荡的活动与El Nino[J]. 热带气象学报,1998,14(1):54-62.
[22] 李崇银,廖清海. 热带大气季节内振荡激发El Nino的机制[J]. 热带气象学报,1998,14(2):97-105.
[23] 李崇银,龙振夏. 热带大气季节内振荡的异常与1997年El Nino事件的发生[J]. 大气科学,2001,25(5):589-595.
[24] Gray W M. Hurricanes: Their formation, structure, and likely role in the tropical circulation[J]. Metorology over the Tropical Oceans,1979:155-218.
[25] Nakazawa T. Intraseasonal variations of OLR in the tropics during the FGGE year[J]. J Meteor Soc Japan,1986,64(1):17-34.
[26] Liebmann B, Hendon H H, Glick J D. The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian Oscillation[J]. J Meteor Soc Japan,1994,72(3):401-412.
[27] Maloney E D, Hartmann D L. Modulation of eastern North Pacific hurricanes by the Madden-Julian Oscillation[J]. J Climate,2000,13(9):1451-1465.
[28] Maloney E D, Hartmann D L. Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation [J]. Science,2000,287:2002-2004.
[29] Sobel A H, Maloney E D. Effect of ENSO and the MJO on Western North Pacific tropical cyclones[J]. Geophysical Research Letters,2000,27(12):1739-1742.
[30] Liebmann B, Hendon H H, Glick J D. The relationship between the tropical cylones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian oscillation[J]. J Meteor Soc Japan,1994,72:4012-411.
[31] Hall J D, Matthews A J, Karoly D J. The modulation of tropical cyclone activity in Australian region by the Madden-Julian Oscillation[J]. Mon Wea Rev,2001,129(12):2970-2982.
[32] 潘静,李崇银,宋洁. 热带大气季节内振荡对西北太平洋台风的调制作用[J]. 大气科学,2010,34(6):1059-1070.
[33] 田华,李崇银,杨辉. 大气季节内振荡对西北太平洋台风路径的影响研究[J]. 大气科学,2010,34(3):559-580.
[34] 田华,李崇银,杨辉. 热带大气季节内振荡对西北太平洋台风生成数的影响研究[J]. 热带气象学报,2010,26(3):283-292.
[35] Wheeler M, Hendon H H. An all-season real-time multivariate MJO index: Development of the index of monitoring and prediction in Australia[J]. Mon Wea Rev,2004,132:1917-1932.
[36] Donald A, Meinke H, Power B, et al. Near-global impact of the Madden-Julian Oscillation on rainfall[J]. Geophys Res Lett,2006,33,L09704.
[37] Gray W M. Global view of the origin of tropical disturbances and storms[J]. Mon Wea Rev,1968,96:669-700.
[38] 丁一汇,范惠君,薛秋芳,等. 热带辐合区多台风同时发展的初步研究[J]. 大气科学,1977,2(1):89-98.
[39] Frank W M. Tropical cyclone formation[M]//Elsberry R L, Ed. A Global View of Tropical Cyclones. Office of Naval Research,1987,96:53-90.
[40] Yanai M, Esbensen S, Chu J H. Determination of bulk properties of tropical clusters from large-scale heat and source budgets[J]. J Atoms Sci,1973,30(4):611-627.