冯涛,黄荣辉,杨修群,等. 2016. 2004 年与 2006 年 7~9 月西北太平洋上空大尺度环流场与天气尺度波动的差别及其对热带气旋生成的影响 [J]. 大 气科学, 40 (1): 157–175. Feng Tao, Huang Ronghui, Yang Xiuqun, et al. 2016. Differences between the large-scale circulations and synoptic-scale waves in July–September 2004 and those in 2006 and their impacts on tropical cyclogenesis over the western North Pacific [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (1): 157–175, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1505.14162.

2004年与2006年7~9月西北太平洋上空大尺度环流场与天气尺度波动的差别及其对热带气旋生成的影响

冯涛1 黄荣辉2 杨修群1 沈新勇3 胡开明2

1南京大学大气科学学院,南京210023

2 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心,北京 100190

3 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室,南京 210044

摘 要 2004 年和 2006 年是西北太平洋热带气旋(TC)活动具有明显差别的两年,2004 年 TC 的生成位置主要 位于西北太平洋的中东部上空,而 2006 年的 TC 主要生成在西北太平洋西部与中国南海。本文利用 JTWC(Joint Typhoon Warning Center)热带气旋最佳路径数据、NCEP-DOE AMIP-II 再分析资料和 NOAA 的 OLR 资料分析并 比较了 2004 年与 2006 年 7~9 月西北太平洋上空大尺度环境要素场及天气尺度波动对 TC 生成的作用。分析结果 表明: 2004 年 7~9 月与 2006 年 7~9 月西北太平洋上空季风槽的平均位置没有明显的区别,但是形态有着显著 的差异。2004 年季风槽的槽线不明显,在西北太平洋中部呈现一显著的气旋式环流;而 2006 年季风槽的槽线非 常明显,槽线南北两侧呈现平直的水平气流,具有明显的水平切变特征。2004 年和 2006 年对流层低层的相对涡 度、高层辐散和垂直风切变具有明显的纬向分布差异,这是这两年 TC 生成的位置具有明显差异的重要原因之 一。并且,本文还分析对比了 2004 年以及 2006 年 7~9 月西北太平洋上空 3~8 d 周期的天气尺度波动船活 动,其结果表明: 2004 年和 2006 年 TC 的生成大多数与天气尺度波列的活动有关。2004 年的天气尺度波列强度 比较强,其活动的位置位于西北太平洋中、东侧上空;而 2006 年西北太平洋上空的天气尺度波列相对较弱,主要 活动于中国南海和西北太平洋西部。纬向基本气流的切变与辐合所引起的瞬变扰动动能倾向的水平分布差异是天 气尺度波动活动具有以上差异的重要原因。因此,西北太平洋大尺度环境场与天气尺度波动活动的区别共同造成 了 2004 年 7~9 月的 TC 生成位置偏东、而 2006 年 7~9 月 TC 的生成位置偏西。 关键词 热带气旋 大尺度环流型 天气尺度波列 西北太平洋

文章编号1006-9895(2016)01-0157-19中图分类号P466文献标识码Adoi:10.3878/j.issn.1006-9895.1505.14162

Differences between the Large-Scale Circulations and Synoptic-Scale Waves in July–September 2004 and Those in 2006 and Their Impacts on Tropical Cyclogenesis over the Western North Pacific

FENG Tao¹, HUANG Ronghui², YANG Xiuqun¹, SHEN Xinyong³, and HU Kaiming²

1 School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210023

收稿日期 2014-04-04; 网络预出版日期 2015-06-01

作者简介 冯涛, 男, 1985年出生, 博士, 主要从事台风气候学研究。E-mail: fengtao@nju.edu.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2012CB417293, 国家自然科学基金项目 41230527、41375065、41405067, 中央高校基本科 研业务费专项资金资助项目 20620140339

Founded by National Key Basic Research and development Project of China (973 Program) (Grant 2012CB417293), National Nature Science Foundation of China (Grants 41230527, 41375065, 41405067), the Fundamental Research Funds for the Central Universities (Grant 20620140339)

2 Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190

3 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract There are significant differences in the tropical cyclone (TC) activities between the year 2004 and 2006 over the western North Pacific, in that TC formations occurred over the central and eastern part of the western North Pacific during July and September 2004, but over the South China Sea and the western part of the western North Pacific during July and September 2006. In this paper, the impacts of large-scale atmospheric factors and tropical synoptic-scale perturbation on tropical cyclogenesis over the western North Pacific during July-September 2004 and those in 2006 are analyzed and compared by using Joint Typhoon Warning Center (JTWC) best track data, National Centers for Environmental Prediction - Department of Energy (NCEP-DOE) Atmospheric Model Intercomparison Project Phase-II (AMIP-II) reanalysis data, and National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) outgoing longwave radiation (OLR) data. The results show that there is no remarkable difference between the average position of the monsoon trough in 2004 and that in 2006. However, the shapes of the monsoon trough are quite different. In 2004, the trough line is not noticeable but a cyclonic vortex is located over the central western North Pacific as the prominent feature. However, in 2006, the principle feature of the monsoon circulation is the distinct trough line, and horizontal wind shear is characterized by straight horizontal flow to the north and south of the trough line. Besides, an important reason for the distribution of TC events is the zonal differences of low-level relative vorticity, high-level divergence and vertical wind shear between 2004 and 2006. Moreover, the evolutions of synoptic-scale wave trains with a 3-8-day period over the western North Pacific during July to September in the years of 2004 and 2006 are analyzed and compared. The results show a close relationship between the tropical cyclogenesis and synoptic-scale wave trains in both 2004 and 2006. A stronger synoptic-scale wave train is located over the central and eastern part of the western North Pacific in 2004, and a weaker synoptic-scale wave train is located over the South China Sea and western part of the western North Pacific in 2006, which could be ascribed to the horizontal differences of the transient eddy kinetic energy tendency through the shear and confluence of the zonal mean flow. Therefore, the differences between the large-scale environment and synoptic-scale waves during July to September 2004 and those in 2006 led to different TC activities, in that TCs tended to form over the eastern area in 2004 and over the western area in 2006.

Keywords Tropical cyclone, Large-scale circulation pattern, Synoptic-scale wave train, Western North Pacific

1 引言

西北太平洋是全球热带气旋(TC)最主要的生 成源地之一,每年约30个TC在此海域上空生成。 由于受西太平洋副热带高压、季风槽和东风气流的 影响,在西北太平洋生成的TC大部分发展成热带 风暴或台风,并移向中国、日本、菲律宾、越南和 韩国,给这些国家沿海地区造成巨大的经济损失和 重大人员伤亡。中国是世界上遭受台风灾害最严重 国家之一,平均每年7~8个TC登陆中国,每年因 台风灾害给中国造成经济损失达250亿元以上,人 员伤亡达数百人(黄荣辉和陈光华,2007)。如2006 年有8个台风登陆中国,特别是"碧利斯"和"桑 美"超强台风给中国带来数百亿的巨大经济损失, 近1000人死亡和失踪。而在2004年,影响日本的 台风异常之多,多达10个,且强度强,给日本造 成百余人死亡和严重的经济损失。

冯涛等(2013)综述了最近关于西北太平洋上

TC 活动的时空变化特征,表明了西北太平洋上 TC 的生成位置和路径有很明显的年际和年代际变化。 2004 年和 2006 年是西北太平洋 TC 移动路径和生 成位置明显不同的两年。依据黄荣辉和陈光华 (2007)的研究, 2004年7~10月西太平洋暖池次 表层处于冷状态,导致了热带西太平洋上空低层大 气纬向风辐合的位置偏东、偏南,从而引起了西北 太平洋 TC 容易在 130°E 附近发生转向,因而台风 在日本和韩国登陆多;相反,2006年7~10月西太 平洋暖池次表层处于暖状态,导致了热带西太平洋 上空低层纬向风辐合的位置偏西、偏北,从而引起 了西北太平洋 TC 容易在中国登陆。西太平洋热力 状态所引起的热带西北太平洋季风槽位置和结构 的不同,不仅会引起 TC 移动路径的不同,而且还 严重影响着西北太平洋上 TC 生成位置及强度的差 别。黄荣辉和陈光华(2007)以及 Chen and Huang (2008)的研究表明了 2004 年与 2006 年西北太平 洋上 TC 不仅移动路径不同,生成位置也有很大的

差别。由于西太平洋暖池的热力状况不同,导致了 这两年的大尺度环流背景有明显的差别,这对西北 太平洋以及中国南海 TC 的活动有着明显的影响 (陈光华和黄荣辉,2006)。因此,对2004年和2006 年西北太平洋台风季节的 TC 生成事件进行深入研 究,有利于理解西太平洋暖池的热力状态不同对TC 活动的影响途径。

西北太平洋上空的季风槽对 TC 的生成起着至 关重要的作用。许多研究表明:西北太平洋上空 70%以上 TC 在季风槽生成 (Gray, 1968, 1975; Briegel and Frank, 1997; Ritchie and Holland, 1999; Wu et al., 2012; Feng et al., 2014)。这是因为季风 槽不仅给 TC 生成提供大气低层的气旋性相对涡 度,而且能使罗斯贝重力混合波(MRG 波)转变 成热带低压(TD)型波动,从而给TC的生成提供 初始扰动 (Chen and Huang, 2009; Wu et al., 2014)。 最近, Feng et al. (2014) 基于 Ritchie and Holland (1999)的结果,进一步分析了近20年西北太平洋 的 TC 活动并且指出: 在西北太平洋台风季节, 影 响 TC 生成的有五类低层大尺度环流型,即季风切 变型、季风辐合型、季风倒槽型、季风涡旋型和东 风型,其中 70%以上的 TC 在前三类大尺度环流型 中生成,这主要是前三类大尺度环流型能够为此区 域 TC 生成和发展提供足够大的扰动动能。但是,在 北半球的夏半年,西北太平洋的季风槽始终维持在 中国南海—菲律宾以东的海洋上空,总是能够提供 TC 生成所需的大尺度环境,但是 TC 的生成相对来 说仍然是个小概率的偶然事件。在季风槽所提供的 有利的低层涡度、垂直风切变以及对流活动情况 下,还需要怎样的条件才能够生成 TC? 这是仅仅 从大尺度环流的角度无法完全解释的问题。

近年来,随着高分辨率的再分析资料和卫星观 测资料的出现,西北太平洋的天气尺度波动引发TC 生成的研究逐渐兴起。西北太平洋上空存在明显 3~8d时间尺度的天气波动,这种天气尺度波动具 有气旋—反气旋—气旋式水平结构以及环流—对 流耦合的热力结构(Liebmann and Hendon, 1990; Lau and Lau, 1990; Takayabu and Nitta, 1993; Serra et al., 2008),振幅最大位于 400~700 hPa 之间(Lau and Lau, 1990; Takayabu and Nitta, 1993; Fu et al., 2007),这种天气尺度波动往往被称为热带低压 (TD)型波动。这种天气尺度波动具有与TC比较 接近的时间和空间尺度,可以为TC的生成提供较 强的天气尺度扰动,在合适的动力热力作用下,容易加强成为TC (Dickinson and Molinari, 2002; Li and Fu, 2006; Done et al., 2011),是西北太平洋上空TC 生成的先兆。Fu et al. (2007)和 Xu et al. (2013)的研究显示了在 2000~2001 年以及 2008~2009 年 台风季节,西北太平洋上空分别有接近 50%和 80%TC 的生成与这种东南一西北走向的天气尺度波动 有关。因此,对 2004 年和 2006 年西北太平洋的TC 活动进行进一步研究,必须深入分析讨论这两年天 气尺度波动活动的区别。

综上所述,本研究选取 2004 年和 2006 年作为 典型年份,首先综合分析 2004 年与 2006 年 7~9 月份西北太平洋上空对流层低层大尺度环流场的 差别及其所引起 TC 生成位置的不同;并且,从低 层大气相对涡度、高层大气散度、850~200 hPa 垂 直风切变和水汽等大尺度环境场的差别来论证这 两年西北太平洋上大尺度环流场的差别造成 TC 生 成不同的原因;此外,本文还利用滤波方法来过滤 2004 年和 2006 年 7~9 月西北太平洋上空 850 hPa 周期为 3~8 d 的高频天气尺度扰动,从而分析 2004 年与 2006 年 7~9 月西北太平洋上空对流层低层高 频天气尺度扰动活动的差异。最后,本文还从正压 能量转换观点来讨论在 2004 年与 2006 年 7~9 月 期间,西北太平洋上空对流层低层天气尺度扰动波 列和 TC 生成具有差别的原因。

2 资料及方法

本文所考察的时段为 2004 和 2006 年西北太平 洋 TC 活动最旺盛的 7~9 月份,使用了 NCEP-DOE AMIP-II 的逐日再分析资料(Kanamitsu et al., 2002) 中的水汽场和风场,该资料的水平分辨率为 2.5°× 2.5°。之前的研究表明,热带的对流活动对 TC 的 生成有着重要的作用(Hendricks et al., 2004; Montgomery et al., 2006; Kerns and Chen, 2013),因 此本研究还使用了美国国家海洋与大气管理局 (National Oceanic and Atmospheric Administration, 简称 NOAA)的逐日向外长波辐射(Outgoing longwave radiation,以下简称 OLR)数据,以便分 析 TC 生成期间对流活动的情况。

TC 生成的时间和位置数据来源于美国联合台风预警中心(Joint Typhoon Warning Center,简称JTWC)的TC 最佳路径数据。JTWC的资料中包括了TC 强度达到热带风暴级别(近地面1分钟平均

最大风速大于等于 35 knot,以下简称 TS)之前, 甚至部分强度未达到热带低压(近地面 1 分钟平均 最大风速大于等于 25 knot,以下简称 TD)级别的 低压扰动的时间和位置信息,为追踪和分析 TC 的 生成过程提供了必要的观测数据。本文定义当 JTWC 资料中近洋面上的 TC 最大风速首次达到 25 knot (约 13 m s⁻¹)的时刻,作为该 TC 的生成时刻, 并把该时刻 TC 所处的经纬度作为其生成位置。一 般认为,TC 的生成期平均为 72 小时左右,因此, 本文将 TC 生成时刻之前 72 小时到生成的时段作为 TC 的生成期。

为了分离西北太平洋上空对流层低层的低频 环流与天气尺度波动,本文使用了 Lanczos 时间滤 波方法。10 d 以下低通滤波的环流包含了大气季节 内振荡以及更低频的长期大气背景态,对西北太平 洋天气尺度扰动的加强以及进一步发展成为 TC 有 着重要的调制作用 (Maloney and Hartmann, 2001; 陈光华和黄荣辉, 2009; Hsu et al., 2010)。因此,本 文将这种 10 d 以下低通滤波后的环流作为 TC 生成 的大尺度环流背景。3~8 d 时间尺度的扰动是西北 太平洋上空典型的天气尺度扰动,沿赤道向西北方 向传播的 TD 型波动就属于这个尺度,这种天气尺 度波动经常被用来追踪 TC 的生成过程 (Fu et al., 2007; Kerns and Chen, 2013; Xu et al., 2013)。因此, 本文使用 3~8 d 时间滤波的风场表示高频的天气 尺度扰动。

为了更好地描述西北太平洋 TC 生成时附近的 大尺度环流形态,往往对 TC 生成之前的大尺度环 流型进行分类研究(Ritchie and Holland, 1999; Lee et al., 2006;吕心艳和端义宏, 2011; Feng et al., 2014)。由于高频扰动对于大尺度环流型的识别有 着较显著的影响,本文基于 Feng et al. (2014)的 方法,根据TC生成位置附近10d低通滤波后的850 hPa 风场的特征,通过天气分析的手段将利于 TC 生成的大尺度环流场分为切变型、辐合型、涡旋型、 倒槽型以及东风型,具体的识别方法如下:(1)切 变型: TC 生成期间, 在其生成位置的南侧为强盛 的偏西季风气流,北侧为明显的东南气流,有一条 明显的西北—东南(或者东—西)走向的切变线, 而 TC 生成在季风切变线附近,这种 TC 主要出现 在季风槽的内部;(2) 辐合型:在TC生成位置的 西侧和东侧,分别为明显的东风和西风,TC 的南 侧纬向气流不明显,主要为经向南风气流汇入扰动

区域,这种 TC 主要出现在季风槽东端的季风辐合 区中(参考 Holland, 1995 中的 Fig.15);(3) 涡旋 型: TC 生成区域附近的流线呈现接近圆形的涡旋, 该涡旋区域的直径大于 2500 km,并且该环流型在 TC 生成阶段始终存在,即闭合涡旋的生命史至少 72 h (Lander, 1994; Wu et al., 2013); (4) 倒槽型: TC 生成期间,在其生成位置南侧为强盛的西南季 风气流,北侧为明显的东北气流,有一条明显的西 南一东北走向的切变线(Lander, 1996; 高建芸等, 2010), 而 TC 生成在切变线附近; (5) 东风型: 在 生成的前 72 h 内,在 TC 生成位置周围 2000 km 的 区域内始终为偏东气流(Chen et al., 2008; Done et al., 2011; Wang et al., 2012)。这种分类方法有时需 要主观地去判断某个 TC 属于哪一种类型,存在一 定的误差,但是以往的研究表明,其分类的结果仍 然能够较客观地反应出 TC 生成附近的大尺度环流 情况 (Ritchie and Holland, 1999; Feng et al., 2014), 与其他使用更加客观手段分类的结果也十分接近 (Lee et al., 2006; Yoshida and Ishikawa, 2013).

3 2004年与2006年7~9月西北太平 洋上空对流层低层大尺度环流型 及TC生成的差别

表1和表2给出由JTWC资料集中挑出的2004 年和2006年7~9月西北太平洋TC生成的基本信息。可以看到,2004年7~9月,西北太平洋总共 生成了14个TC,其中7月生成2个、8月生成9 个、9月生成3个。在13个得到WMO命名的TC 中,有8个达到台风(TY)或者超强台风(ST) 的强度。值得注意的是,从8月3~27日的25天 里面,连续生成了9个TC,其中6个强度达到TY 或者ST级别。在2006年7~9月,西北太平洋同 样生成了14个TC,其中7月生成3个、8月生成 6个、9月生成5个。而9月份生成的5个TC集中 在了2006年9月10~25日的16天里。

西北太平洋大尺度环流对于 TC 生成有重要影响,为此,本节首先对 2004 年与 2006 年 7~9 月 西北太平洋上空对流层低层大尺度环流的差别进 行分析,并讨论对 TC 生成的可能影响。

3.1 2004 年与 2006 年 7~9 月西北太平洋上空对 流层低层大尺度平均环流及 TC 生成

图 1a 是 2004 年 7~9 月份平均的西北太平洋 上空 850 hPa 流线及 TC 生成位置。从图 1a 可以看

表1	2004	年 7~9 月西北太平洋热带气旋 (TC) 生成信息
Table	1	Information on the tropical cyclone (TC) geneses
over t	he we	stern North Pacific during July–September 2004

	TC			生成	生成	生成	最大
年份	编号	命名	生成日期	纬度	经度	类型	强度
2004	12	Kompasu	200407121800	20.6°N	131.3°E	东风型	TS
2004	13	Namtheun	200407250000	22.1°N	150.3°E	东风型	TY
2004	14	Meranti	200408030000	16.7°N	166.1°E	辐合型	TY
2004	15	Malou	200408031200	26.9°N	141.5°E	涡旋型	TS
2004	16	Rananim	200408070000	14.8°N	130.2°E	切变型	TY
2004	17	Malakas	200408101800	25.5°N	156.8°E	倒槽型	TS
2004	18	Megi	200408131800	14.5°N	144.1°E	辐合型	TY
2004	19	Chaba	200408180600	11.1°N	165.0°E	切变型	ST
2004	20	Aere	200408190000	10.9°N	138.3°E	辐合型	TY
2004	21	未命名	200408260600	13.5°N	151.9°E	辐合型	TD
2004	22	Songda	200408270000	10.4°N	168.1°E	辐合型	TY
2004	23	Sarika	200409040600	15.8°N	152.7°E	辐合型	TS
2004	24	Haima	200409110000	23.0°N	120.1°E	倒槽型	TS
2004	25	Meari	200409191800	12.9°N	145.9°E	辐合型	TY

表 2 2006 年 7~9 月西北太平洋热带气旋 (TC) 生成信息 Table 2 Information on tropical cyclone (TC) geneses over the western North Pacific during July-September 2006

				0	•		
	TC			生成	生成	生成	最大
年份	编号	命名	生成日期	纬度	经度	类型	强度
2006	05	Bilis	200607080600	11.8°N	141.1°E	切变型	TS
2006	06	Kaemi	200607171800	9.0°N	147.4°E	辐合型	ΤY
2006	07	Prapiroon	200607310000	15.5°N	123.2°E	辐合型	ΤY
2006	08	Saomai	200608041800	8.8°N	149.5°E	涡旋型	ST
2006	09	Maria	200608051200	26.3°N	145.1°E	东风型	TS
2006	10	Bopha	200608051800	21.2°N	132.0°E	涡旋型	TS
2006	11	Wukong	200608121200	22.0°N	140.6°E	切变型	TS
2006	12	Sonamu	200608131800	17.4°N	128.4°E	倒槽型	TS
2006	13	未命名	200608241800	21.5°N	112.6°E	倒槽型	TD
2006	14	Shanshan	200609100000	15.8°N	135.7°E	辐合型	TY
2006	15	未命名	200609120600	19.4°N	115.4°E	切变型	TD
2006	16	Yagi	200609161800	20.3°N	156.3°E	涡旋型	ST
2006	17	未命名	200609221800	13.6°N	113.1°E	切变型	TD
2006	18	Xangsane	200609251200	11.5°N	128.1°E	切变型	TY

到 2004 年 7~9 月份西北太平洋上空 850 hPa 平均 环流的主要特征,即季风槽自菲律宾群岛向东南方 向一直延伸到 150°E 附近,15°N 以南的西南气流较 强,而 15°N 以北的东南气流较弱,导致水平风场 的切变较弱,切变线仅仅延伸到 135°E;在切变线 的东侧,143°E 附近的环流呈现明显的气旋式涡旋 特征。从图 1a 中还可以看出,2004 年 7~9 月西北 太平洋的 OLR 沿着季风槽呈纬向拉长分布,具有 两个低值中心,分别位于菲律宾上空和(10°N, 145°E) 附近,OLR 的最低值均低于 210 W m⁻²,显 示了在这两个区域内,特别是 140°E 以东的海域上 空有较旺盛的对流活动,有利于 2004 年的 TC 在偏东的海域生成。

161

从图 1a 和表 1 均可看到, 2004 年 7~9 月有 14个TC在西北太平洋海域生成,生成的位置集中 在西北太平洋的中部和东部。其中,有10个TC生 成在 140°E 以东。如表 1 所示, 2004 年 7~9 月份 有7个TC生成在辐合型环流中,占了总数的50%, 其中, 仅 8 月份就生成了 5 个辐合型的 TC, 说明 2004年TC的生成主要与辐合型环流有关。此外, 切变型、倒槽型、东风型的 TC 分别出现了 2 次, 并且还有1个TC生成在涡旋型环流中。从表1中 还可以发现,7个辐合型的TC中,有2个生成在 145°E 以西 (Megi 和 Aere), 生成的经度分别为 144.1°E 和 138.3°E; 而另外 5 个 TC 生成位置均位 于 145°E 以东。这表明了受辐合型环流影响而生成 的 TC, 其生成位置往往偏东, 这与之前的研究结 果是一致的 (Ritchie and Holland, 1996; Feng et al., 2014)。

图 1b 是 2006 年 7~9 月份西北太平洋上空 850 hPa 平均流线及 TC 生成位置。从图 1b 可以看到, 2006 年 7~9 月份西北太平洋上 850 hPa 大尺度环 流的主要特点是:季风槽呈显著的西北—东南走 向,西南季风气流在到达热带西北太平洋中部的时 候逐渐转变成为东南风,从而在西北太平洋海域形 成明显的西南季风气流与东南气流的水平切变,季 风槽的槽线(切变线)向东南方向延伸到 150°E 附 近。而 2006 年 7~9 月 OLR 也呈现东—西走向分 布,极值中心分别位于菲律宾群岛以西的洋面以及 (10°N,135°E)附近,最低 OLR 小于 200 W m⁻², 显示了在菲律宾群岛附近及其东部的洋面上空有 着强烈的对流活动,而西北太平洋中、东部的对流 活动较弱,这可能是导致 2006 年的 TC 容易生成在 西北太平洋西部以及中国南海的原因之一。

从图 1b 可以看到, 2006 年 7~9 月西北太平洋 上有 14 个 TC 生成, 它们的位置主要位于西北太平 洋的西部和中国南海上空, 有 8 个 TC 在 140°E 以 西生成, 而在 140°E 以东区域 TC 生成相对较少。 如表 2 所示, 在 2006 年 7~9 月份有 5 个 (35.7%) TC 在切变型环流中生成, 同时还有 3 个辐合型、3 个涡旋型、2 个倒槽型以及 1 个东风型的 TC 出现。 尽管 2006 年切变型环流中生成的 TC 数量没有超过 半数, 但仍然占据主导地位。而这 5 个切变型 TC 的生成位置全部位于 145°E 以西, 这也表明了受切



图 1 (a) 2004 年和 (b) 2006 年 7~9 月平均的西北太平洋上空 850 hPa 风场 (流线)、OLR (填色,单位:Wm⁻²) 以及热带气旋 (TC) 生成位置 (台风标志)。风场资料取自 NCEP-DOE AMIP-II 再分析资料 (Kanamitsu et al., 2002), OLR 资料取自 NOAA, TC 资料取自 JTWC 资料集 Fig. 1 Horizontal wind at 850 hPa (streamline) and OLR (shaded; units: Wm⁻²) averaged for July–September in (a) 2004 and (b) 2006, and locations of tropical cyclogeneses (marked by typhoon symbols) over the western North Pacific. The wind field data are from the NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (Kanamitsu et al., 2002), the OLR data are from the NOAA, and the TC data are from the TC best-track dataset of the JTWC, USA

变型环流影响而生成的 TC,更容易出现在西北太 平洋的西侧以及中国南海上空(Ritchie and Holland, 1996; Feng et al., 2014)。

3.2 2004 年和 2006 年 7~9 月西北太平洋上空对 流层低层环流的逐日演变

图 2a 给出了 2004 年 7~9 月西北太平洋上空 10 d 低通滤波后的 850 hPa 纬向风场逐日的演变情 况,一定程度上可以反映季风槽的东进、西退活动。 从图 2a 中可以看出,从 7 月上旬开始,西北太平 洋上空的 850 hPa 纬向西风明显西退,在7月的大 部分时间里东西风的交界线位于 120°E 左右,季风 槽处于不活跃的状态,因此,整个7月只生成了 Kompasu 和 Namtheun 两个 TC。从表1 中可以看到, 这两个 TC 生成的纬度均位于 20°N 以北,并且都生 成在东风型的环流中。从7月29日左右,西风有 一个明显东进的过程,将纬向风的强烈辐合区一直 推进到 150°E~160°E 的区域。强盛的西风维持到 9 月4日才开始逐渐西退,从此时期的850 hPa天气 图上可以看到异常活跃的季风槽维持在西北太平 洋上空(图略)。在季风槽维持的这 38 d内, 西北 太平洋一共出现了 10 个 TC, 其中 8 个位于 140°E 以东。从表1中可以看出,生成在辐合型环流中的 TC有6个、切变型2个、涡旋型1个和倒槽型1 个。在此之后,季风槽逐渐地向西退去,对TC活 动的影响也逐渐减弱,因此9月5日之后西北太平 洋上空仅仅生成了2个TC。以往的研究表明,季 风槽的加强东伸有可能是受到热带大气低频振荡 (陈光华和黄荣辉,2009; Mao and Wu,2010)和 越赤道气流(刘向文等,2009; 冯涛等,2014)的影 响。而在这种异常活跃的季风槽影响下,TC可能 更容易生成在辐合型的环流中。

2006 年 7~9 月西北太平洋上空低纬地区纬向 风场的逐日变化如图 2b 所示。在整个 7 月份,西 北太平洋热带地区的 850 hPa 纬向风呈现 15 d 左右 的东西振荡特征,纬向西风分别在 7 月 7 日和 7 月 17 日东伸至 140°E 附近,引起了 Bilis 和 Kaemi 两 个 TC 分别生成在季风切变型和辐合型环流中。8 月 1 日之后,纬向西风再次加强东伸的同时,西北 太平洋东部的偏东气流也显著加强,在 145°E 附近 形成了强烈的纬向风辐合,并且维持了 25 d 左右。 在东西风同时加强并且维持的这段时间,西北太平 洋上空总共生成了 6 个 TC,其中包括了 2 个涡旋 No. 1 FENG Tao et al. Differences between the Large-Scale Circulations and Synoptic-Scale Waves in July–September ... 163



图 2 (a) 2004 年和 (b) 2006 年 7~9 月的西北太平洋上空 850 hPa 面上 10 d 低通滤波后的 5°N~20°N 平均纬向风的时间—经度剖面 (单位: m s⁻¹)。 风场取自 NCEP-DOE AMIP-II 再分析资料(Kanamitsu et al., 2002)

Fig. 2 Time–longitude sections of 10-d low-pass filtered zonal wind averaged from 5°N to 20°N at 850 hPa over the western North Pacific during July–September (a) 2004 and (b) 2006 (units: $m s^{-1}$). The wind field data are from the NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (Kanamitsu et al., 2002)

型、2个倒槽型,1个切变型和1个辐合型的TC。 除了 8 月 24 日生成在中国南海上空(21.5°N, 112.6°E)的第 13 号热带低压,其他几个 TC 的最 大强度均达到或者超过热带风暴级别。8 月 25 日之 后,西北太平洋上空的纬向西风迅速减弱西退,接 着于 8 月 30 日左右又再次东伸。这次东伸过程中, 纬向西风的强度明显弱于前一次过程,但是东西风 的交汇辐合区仍然在 140°E 以东维持了接近 30 d, 并且引起了 5 个 TC 生成。从表 1 中可以看出,除 了 9 月 16 日生成在西北太平洋东北区域的超强台 风 Yagi,其余 4 个 TC 均生成在 140°E 以西,其中 有 3 个与切变型的环流有关。

以上可以看到,2004年与2006年7~9月西北 太平洋上空对流层低层大尺度平均环流有着不同 的特征:2004年对流层低层平均环流的水平切变不 明显,在145°E附近形成了一个气旋式的涡旋,半 数的TC生成在辐合型环流中;2006年对流层低层 平均环流的水平切变较明显,在季风槽切变线的南 北侧呈现比较平直的水平气流,而 TC 主要生成在 切变型环流中。更进一步地对这两年热带西北太平 洋 850 hPa 纬向风的逐日演变进行分析,结果表明: 2004 年和 2006 年 7~9 月均出现了纬向西风迅速加 强,季风槽明显东伸的过程,而这两年 TC 的生成 大部分和纬向西风的加强东伸有关。2004 年纬向西 风加强东伸,导致 TC 容易生成在季风槽东端的季 风辐合区中,生成位置偏东;而 2006 年纬向西风 的强度相对较弱,位置也比较偏西,导致季风辐合 区中生成的 TC 较少,季风切变型的 TC 较多,生 成的位置偏西。

4 2004年与 2006年7~9月西北太平 洋上空利于TC生成的大尺度环境 场的差别

正如前一节所述,2004年和2006年7~9月西 北太平洋上空对流层低层的大尺度平均环流以及 大尺度环流的逐日演变均有着不同的特征,对 TC 的活动造成了不同的影响。本节进一步从西北太平 洋上空大气低层的相对涡度、高层散度、垂直风切 变、水汽等利于 TC 生成的环境因素来讨论 2004 年 与 2006 年 7~9 月西北太平洋上空 TC 的生成区域 具有明显差别的原因。

4.1 低层相对涡度的差别

西北太平洋上空对流层低层气旋式相对涡度 可为 TC 生成和发展提供大尺度的辐合上升运动, 对于 TC 的生成起了至关重要的作用(Gray, 1968, 1975)。图 3a 和图 3b 分别是 2004 年 7~9 月和 2006 年 7~9 月平均的 850 hPa 相对涡度的分布。从图 3a 可以看到,在 2004 年 7~9 月,正相对涡度(即 气旋式相对涡度)主要位于 10°N~20°N 之间的西 北太平洋海域,呈东—西走向分布,从中国南海上 空一直延伸到日界线附近。在西北太平洋,自菲律 宾群岛向东分布着三个基本等强的正涡度中心,最 大值可达到或超过1×10⁻⁵s⁻¹。2006年7~9月合成 的正相对涡度区域呈明显的西北一东南走向分布, 从台湾岛附近向东南方向延伸(图3b)。正涡度的 极值区域位于中国南海上空以及145°E附近,最大 相对涡度超过了1.8×10⁻⁵s⁻¹。图3c是2006年7~ 9月与2004年7~9月西北太平洋上空850hPa平 均相对涡度之差。图3c清楚表明了2004年7~9 月西北太平洋上空对流层低层的正相对涡度分 布更加偏东偏北,特别在(12°N,160°E)附近区 域,两者差值可达0.8×10⁻⁵s⁻¹,而2006年7~9 月的正相对涡度分布更偏向于中国南海以及低纬 (10°N以南)的中部太平洋海域。这是2004年7~ 9月TC容易在偏东的西北太平洋海域生成,而2006 年7~9月TC容易在偏西的海域生成的原因之一。



图3 (a) 2004年和 (b) 2006年7~9月西北太平洋上空850 hPa面上平均的相对涡度分布以及 (c) 它们之差(前者一后者)。单位: 10⁻⁵s⁻¹, 阴影 区为通过95%信度水平检验,风场取自NCEP-DOE AMIP-II再分析资料 (Kanamitsu et al., 2002)

Fig. 3 Relative vorticity at 850 hPa over the western North Pacific averaged during July–September (a) 2004 and (b) 2006 and (c) their difference (former minus latter). Units: 10^{-5} s⁻¹; areas over the 95% confidence level are shaded; the wind field data are from the NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (Kanamitsu et al., 2002)

 1 期
 冯涛等: 2004 年与 2006 年 7~9 月西北太平洋上空大尺度环流场与天气尺度波动的差别及其对热带气旋……

 No. 1
 FENG Tao et al. Differences between the Large-Scale Circulations and Synoptic-Scale Waves in July-September …
 165

4.2 高层散度的差别

西北太平洋上空的高层辐散对于 TC 生成和发展也是一个很重要的环境因子,它与低层气旋式相对涡度相配合可以加强大尺度的上升运动,从而促进对流层中层正相对涡度的发展,有利于 TC 的生成。图 4a 和图 4b 分别是 2004 年和 2006 年 7~9 月平均的 200 hPa 散度分布。从图 4a 和图 4b 中可以看到: 2004 年 7~9 月和 2006 年 7~9 月西北太平洋上空高层的辐散大值区均位于低纬的中、东部太平洋海域。图 4c 可以清楚的看出,2004 年 7~9 月高层的辐散在 165°E 附近更强,而 2006 年的高层辐散中心更偏向于西北太平洋中、西部和中国南海。把图 4c 和图 3c 相对照,可以清楚看到: 2004 年 7~9 月,强的对流层低层气旋式相对涡度和高层水平辐散均偏向于西北太平洋东部上空,这显然利于此区域上升运动和对流活动的加强,从而利于 TC 在此区域的生成和发展;而在 2006 年 7~9 月 份,强的对流层低层气旋式相对涡度和高层水平辐 散均偏向于西北太平洋中、西部以及中国南海,这 利于此区域的上升运动和对流活动的加强,从而利 于 TC 在此区域的生成和发展。

4.3 850~200 hPa 之间的垂直风切变的差别

由于过大的垂直风切变会抑制对流活动的发展,不利于 TC 的生成,因此,TC 往往在垂直风切较小的区域中生成 (Gray, 1968; Cheung, 2004)。为了研究 2004 年与 2006 年垂直风切变的差异对 TC 生成的影响,本小节首先采用下式定义大气低层与高层水平风场的垂直切变的大小:

$$U_{850-200} = \sqrt{(u_{850} - u_{200})^2 + (v_{850} - v_{200})^2} \quad (1)$$

公式(1)中 *u*₂₀₀和 *u*₈₅₀分别是 200 hPa 和 850 hPa 面上各格点的纬向风速,而 *v*₂₀₀和 *v*₈₅₀分别是 200 hPa 和 850 hPa 面上各格点的经向风速。



Fig. 4 As in Fig. 3 except for divergence at 200 hPa (units: 10^{-6} s⁻¹)

本小节首先利用再分析资料及(1)式计算了 2004年和2006年7~9月期间的逐日U₈₅₀₋₂₀₀,然 后再进行平均。图5a和图5b分别是2004年和2006年7~9月平均U₈₅₀₋₂₀₀的分布。从图5a和图5b都可以看到,2004年和2006年7~9月合成U₈₅₀₋₂₀₀的低值区均呈现西北—东南向分布。然而,详细比较图5a所示的2004年7~9月与图5b所示的2006年U₈₅₀₋₂₀₀明显小于2006年7~9月,特别在(17°N,140°~160°E)区域;而2006年U₈₅₀₋₂₀₀低值区的分布更加偏向于西北太平洋中南部(图5c)。这也导致了2004年7~9月份的TC主要在热带西北太平洋东部生成,而2006年7~9月TC的生成位置更加偏西。 4.4 水汽的差别

水汽对于 TC 生成也是一个重要的环境因子,

若某区域对流层中层的相对湿度不高,不利于凝结 潜热的释放和上升运动的加强,因此,此区域 TC 生成就少。图 6a 和图 6b 分别是 2004 年 7~9 月和 2006年7~9月700~500 hPa平均的相对湿度分布。 从图 6a 与图 6b 相比较可以看到: 2004 年和 2006 年,热带西北太平洋上空 700~500 hPa 平均的相对 湿度大值区均位于 130°E~160°E 的洋面上。从图 6c 可以看到,在西北太平洋西侧和中国南海上空有 一片负的差值区, 这表明 2006 年 7~9 月期间在菲 律宾群岛附近海域、中国南海上空对流层中层相对 湿度明显高于 2004 年, 这为 2006 年 7~9 月 TC 容 易在偏西的区域生成提供充分的水汽条件。而在 2004 年 7~9 月, 对流层中层的相对湿度明显低于 2006年,只有在(10°N, 150°E~160°E)的较小区 域附近,比 2006年的相对湿度高 5%~10%。2006 年西北太平洋上空的水汽条件明显优于 2004 年,



图 5 同图 3, 但为 850~200 hPa 之间的垂直风切变(单位: $m s^{-1}$) Fig. 5 As in Fig. 3 except for the vertical shear of horizontal wind between 850 hPa and 200 hPa (units: $m s^{-1}$)



图 6 同图 3, 但为 700~500 hPa 平均的相对湿度(单位: %) Fig. 6 As in Fig. 3 except for the relative humidity averaged from 700 hPa to 500 hPa (units: %)

这两年之间水汽分布的东—西向差异不如低层相 对涡度、高层散度以及垂直风切变等动力因子明 显,但是仍然能够对这两年的 TC 的生成起到一定 的影响作用。

上面分析结果表明了由于 2004 年与 2006 年 7~9 月期间西北太平洋上空低层气旋性相对涡度、 高层辐散、垂直风切变等大尺度动力因子的分布和 强度具有明显差别,导致了这两年 TC 生成位置明 显不同。而对流层中层水汽的分布也对 TC 的活动 分布起了一定的影响作用。

5 2004年与2006年7~9月西北太平 洋上空天气尺度波动的活动及其 差别

上一小节表明了,由于 2004 年 7~9 月与 2006

年 7~9 月西北太平洋上空对流层低层大尺度环流 的差别,从而造成了利于 TC 生成和发展的低层气 旋式相对涡度、高层辐散、垂直风切变、水汽等环 境因子的分布区域和强度不同,从而引起了这两年 TC 生成区域有所不同。许多研究还表明:西北太 平洋上大部分 TC 来源于天气尺度波动,这种波动 所形成的天气尺度扰动在季风槽的动力作用下,容 易在气旋式扰动的附近发展成 TC (Takayabu and Nitta, 1993; Dickinson and Molinari, 2002;黄荣辉和 陈光华,2007; Chen and Huang, 2009)。最近,Wu et al. (2012)的研究也表明了季风槽大尺度环流对 于西北太平洋上向西传播的天气尺度扰动有重要影 响,从而严重影响 TC 的生成位置和强度。因此,进 一步研究 2004 年和 2006 年 7~9 月西北向传播的天 气尺度波动的不同是很有必要的。因此,本节首先 对比 2004 和 2006 年 7~9 月西北太平洋上空对流 层低层天气尺度波动的活动特征,并进一步研究其 活动和水平结构的差别与 TC 活动的关系。

5.1 2004 年和 2006 年 7~9 月西北太平洋上空对 流层低层天气尺度波动的活动特征

图7是2004年和2006年3~8d时间滤波后的 西北太平洋低纬海域上空850 hPa经向风的经度— 时间剖面图。从图7a中可以看到,2004年7月24 日之前,西北太平洋上空只有零散的天气尺度扰动 存在。在24日前后,120°E附近首先出现了比较明 显的3~8d扰动,之后扰动的能量向东传播并且逐 渐加强,形成明显的天气尺度波列。8月1日前后, 这一天气尺度波列已经传播到了130°E~160°E的 区域;从8月1日至8月25日,波列始终维持在 西北太平洋的中、东部上空。此时波动的位相自东 向西传播,而群速接近于0ms⁻¹。8月25日之后, 波动的能量逐渐向东传播,波动传播至日界线附近 并逐渐耗散减弱,对西太平洋的影响逐渐减小。在 8月1日至8月31日的整整一个月时间内,这一列 天气尺度波列从维持到逐渐减弱,对西北太平洋的 TC活动起了重要的影响。除了生成纬度在25°N以 北的 Malou 以及 Malakas,8月份生成的其他7个 TC 均与这一天气尺度波列有关。比较有意思的是, 除去上面提到的生成纬度偏北的两个TC,以及生 成偏西的 Rananim,扰动经向风的位相由负变正的 每一个过程中均会激发一个新的TC生成。加上9 月4日波列东传之后激发生成的Sarika,2004年7~ 9月西北太平洋上空出现的这一列天气尺度波列连 续激发了7个TC的生成。到了9月10日之后,该 天气尺度波列已经逐渐衰亡,而140°E附近有一些 新的较弱的扰动产生,并且影响了两个TC Haima 和 Meari 的生成。

从图 7b 可以看到,2006 年 7 月在热带西北太 平洋上空 120°E~155°E 有明显的天气尺度波动活 动,并且维持了整整一个月的时间,振幅最大的位 置位于 140°E 附近。8 月 1 日之后,波列的能量逐



图 7 (a) 2004 年和 (b) 2006 年 3~8 d 时间滤波后的 5°N~20°N 平均 850 hPa 经向风的时间—经度剖面(单位: m s⁻¹, 等值线间隔为 1)。台风标 志为 TC 生成的时刻和经度

Fig. 7 Time–longitude sections of 3–8-day filtered 850 hPa meridional wind averaged from 5°N to 20°N during July–September (a) 2004 and (b) 2006 (units: $m s^{-1}$, contour interval is 1). Typhoon symbols denote the genesis time and longitude of tropical cyclones

渐向东传播,振幅逐渐减小,波动动能减弱。至 8 月 15 日左右,这一列天气尺度波列已经基本消亡。 在 7 月 1 日~8 月 15 日天气尺度波列的活动过程中, 西北太平洋总共生成了 8 个 TC,除了生成纬度比 较高的 Maria (26.3°N,145.1°E)与热带地区的波 动关系不大以外,其余 7 个 TC 的生成均与这列天 气尺度波列有着重要的联系。9 月 1 日之后,西北 太平洋上空呈现两列波动同时传播的特征,一列位 于 120°E 附近,9 月 1 日~20 日期间这一列波列的 振幅较小,传播特征并不十分明显;另外一列波列 位于 170°E 附近,有着较明显的振幅,振幅最大中 心基本维持在 165°E 附近,并于 9 月 10 日激发了 Shanshan 的生成。9 月 20 日前后随着前一列天气尺 度扰动东传到 140°E 附近,两列波的位相叠加发生 加强,引起了 TD-17 与 Xangsane 的生成。

以上的分析结果可以发现, 2004年与 2006年 7~9 月热带西北太平洋上空对流层低层的天气尺 度波动活动有着明显的区别。2004年的天气尺度波 列活动主要在8月,活动区域在西北太平洋中、东 部,振幅中心维持在155°E附近,振幅偏强,导致 TC 容易在中、东部的海域生成; 而 2006 年的天气 尺度波列的活动发生在7月和9月,活动区域主要 位于西北太平洋西部,7月的波列最大振幅位于 138°E 附近, 而 9 月份有两列天气尺度波列同时出 现在西北太平洋上空,波动强度均偏弱,综合以上 影响导致了 2006 年 TC 的生成位置偏西。以下分别 挑选 2004 年和 2006 年季风槽与天气尺度波动均比 较活跃时期的两天作为典型个例,分别是2004年8 月18日以及2006年8月1日,对比分析这两年所 发生的天气尺度波列水平结构的差别,以及对 TC 生成的可能影响。

5.2 2004 年和 2006 年 7~9 月西北太平洋上空天 气尺度波列水平结构的区别

图 8a 给出了 2004 年 8 月 18 日西北太平洋上 空 850 hPa 上 3~8 d 时间尺度的天气波动。从图 8a 中可以看出,在中国东海洋面上(28°N,127°E) 是向西北方向移动并且逐渐向东北转向的台风 Megi,在 Megi 的东南侧,存在着一列非常明显的 西北—东南向天气尺度波列。其中反气旋式扰动 A 的中心位于(20°N,133°E)附近,反气旋扰动的 内部对流活动处于抑制状态。气旋式扰动 B 跟随着 A 向西北方向传播,此时该气旋式扰动 B 的中心位 于(10°N,146°E),对流的中心与扰动风场的中心 暂时没有完全重合。气旋式扰动 B 会在 1 天之后(19 日)发展成为热带低压,并且迅速加强成为台风 Aere。在气旋式扰动 B 的东侧,是反气旋式扰动 C 和气旋式扰动 D,而此时气旋式扰动 D 的对流中心 和扰动风场的中心基本重合,在 8 月 18 日当天发 展成为第 19 号热带低压,并且于之后几天迅速加 强为超强台风 Chaba。

图 8b 给出了 2006 年 8 月 1 日西北太平洋上空 850 hPa 上 3~8 d 天气尺度扰动的情况。在中国南 海上空(17°N,120°E),存在着热带风暴 Prapiroon, 一天之后加强达到台风级别。在其东南侧,也存在 一列西北—东南向的天气尺度波列,分别是反气旋 式扰动 A (14°N,128°E),气旋式扰动 B (6°N, 139°E)和反气旋式扰动 C (6°N,153°E)。其中, 气旋式扰动 B 的对流和环流中心基本重合,是比较 典型的 TD 型波动的结构,但由于其位置过于靠近 赤道,最终未能发展成为 TC。反气旋扰动 C 的风 场显得比较零散,波动只传播到了 155°E 附近,未 能继续东传。

对比图 8a 和图 8b 可以看到, 2004 年和 2006 年 7~9 月天气尺度波动的活动具有明显的差异。 相对于 2006 年, 2004 年的这列天气尺度波列的扰 动风场更强,具有更加紧密的水平结构,不但能够 为 TC 的生成提供更强的初始扰动,并且在适当的 大尺度低频环流影响下,有利于将零散的中尺度对 流活动组织成为容易激发 TC 生成的深对流活动 (Park et al., 2015);而由于上一小节提到的大尺度 动力因子的影响,2004年的波列出现的位置相较于 2006年更加偏东偏北,这是影响到这两年 TC 生成 位置的重要原因;同时,2004年个例中 Megi 的强 度明显强于 2006 年的 Prapiroon, 而强 TC 的能量 频散对于天气尺度波动以及 TC 的活动有着重要的 作用 (Li and Fu, 2006; Li et al., 2006; Chen and Tam, 2012),这也可能是2004年波列活动更强,更容易 引发 TC 生成的原因之一。

6 2004年与2006年7~9月西北太平 洋上空对流层低层大尺度环流与 瞬变扰动之间正压能量转换的特 征及其差别

为了揭示 2004 年与 2006 年 7~9 月期间西北 太平洋上空对流层低层大尺度环流对天气尺度波 列及 TC 生成动力作用的异同,本节进一步利用正



图 8 (a) 2004 年 8 月 18 日和 (b) 2006 年 8 月 1 日西北太平洋上空 850 hPa 上周期为 3~8 d 高频扰动波列的分布 (单位: m s⁻¹, 填色为 OLR < 200 W m⁻² 的区域) 风场取自 NCEP-DOE AMIP II 再分析资料 (Kanamitsu et al., 2002), TC 生成位置取自 JTWC 的 TC 资料集 Fig. 8 Distributions of the synoptic wave trains of high-frequency disturbances with a 3–8-day period at 850 hPa over the western North Pacific on (a) 18 August 2004 and (b) 1 August 2006 (units: m s⁻¹). The areas with OLR<200 W m⁻² are shaded. The wind field data are from the NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (Kanamitsu et al., 2002), and the TC data are from the TC best-track dataset of the JTWC, USA

压能量转换来诊断大尺度环流对天气尺度瞬变扰 动和 TC 生成的动力作用,所用的正压能量转换方 程(Maloney and Hartmann, 2001; Wu et al., 2012) 如下:

$$\frac{\partial k'}{\partial t} = -\overline{u'v'}\frac{\partial}{\partial y}\overline{u} - \overline{u'v'}\frac{\partial}{\partial x}\overline{v} - \overline{u'^2}\frac{\partial}{\partial x}\overline{u} - \overline{v'^2}\frac{\partial}{\partial y}\overline{v}, \quad (2)$$

其中, u', v'分别为瞬变扰动的纬向和经向风速, <u>u</u>, v分别是时间平均的纬向和经向风速, k'是瞬 变扰动动能,这样 ∂k'/ ∂t 为瞬变扰动的动能倾向。 若 ∂k'/ ∂t 为正,这表明瞬变扰动从基本气流获得能 量;反之,若 ∂k'/ ∂t 为负,则它表明瞬变扰动给基 本气流输送能量。

本节将利用公式(2)分别对 2004 年与 2006 年7~9月期间西北太平洋上空 850 hPa 面上的基本

气流与 3~8 d 周期的瞬变扰动之间的正压能量转 换进行定量计算,得到这两年 7~9 月间平均的瞬 变扰动动能倾向,如图 9a 和图 9b 所示。从图中可 以看到,在大尺度环流的作用下,2004 年和 2006 年 7~9 月瞬变扰动动能增加的大值区均位于 (10°N~20°N,130°E~150°E)之间,呈西北一东 南向倾斜分布。这两年瞬变扰动动能增长大值区的 中心均位于(15°N,138°E)附近,强度均达到 12×10⁻⁶ m² s⁻³。2006 年在中国南海上空也有一片 瞬变扰动倾向大于 4×10⁻⁶ m² s⁻³的区域(图 9b); 而 2004 年,中国南海上空的瞬变扰动很难获得动能 (图 9a)。从图 9c 可以看出,相比于 2006 年,2004 年瞬变扰动动能增长的区域更加偏向140°E 以东,而 在 140°E 以西瞬变扰动动能增长较慢,这导致了



图 9 (a) 2004 年和 (b) 2006 年 7~9 月平均的瞬变扰动动能倾向分布以及 (c) 它们之间的差值 (前者—后者)。单位: 10⁻⁶ m² s⁻³, 阴影为大于 2 的区域

Fig. 9 Distributions of kinetic energy tendencies of transient disturbances averaged during July–September (a) 2004, (b) 2006 and (c) the difference (former minus latter). Units: 10^{-6} m⁻² s⁻³; areas greater than 2 are shaded

2004 年的 TC 生成位置更加偏东;反之 2006 年 TC 的生成位置更加偏西。

公式(2)右侧的四项分别表示纬向基本气流 的经向切变对瞬变扰动的作用、经向基本气流的纬 向切变对瞬变扰动的作用、纬向基本气流的辐合对 瞬变扰动的作用、以及经向基本气流的辐合对瞬变 扰动的作用。通过分别诊断 2004 年和 2006 年不同 的基本流对瞬变扰动的作用可以发现,纬向基本气 流的切变与辐合对瞬变扰动动能的增长起了最主 要的作用,而经向基本气流的切变和辐合在其中起的作用较小,甚至为负贡献,这与之前的研究结果是一致的(Maloney and Hartmann, 2001; Mao and Wu, 2010; Wu et al., 2012)。因此,本文只讨论纬向基本气流的切变与辐合对瞬变扰动的作用,即公式(2)中等号右侧的第一项 $-u'v'\partial u/\partial y$ 与第三项 $-u'^2\partial u/\partial x$,如图 10 所示。对比图 10a 和图 10b 可以看到,在 2004 和 2006 年不同的大尺度环流的作用下, 2004 年的 $-u'v'\partial u/\partial y$ 项正值的分布区域明显



图 10 正压能量转换导致的 850 hPa 瞬变扰动动能增长过程中各项的分布: (a) 2004 年 7~9 月平均的 $-\overline{u'v'}\partial\overline{u}/\partial y$ 项分布; (b) 2006 年 7~9 月平 均的 $-\overline{u'v'}\partial\overline{u}/\partial y$ 项分布; (c) 2004 年 7~9 月平均的 $-\overline{u'^2}\partial\overline{u}/\partial x$ 项分布; (d) 2006 年 7~9 月平均的 $-\overline{u'^2}\partial\overline{u}/\partial x$ 项分布。单位: $10^{-6}m^2 s^{-3}$; 阴影为 大于 2 的区域

Fig. 10 Change rate of eddy kinetic energy associated with each barotropic conversion term at 850 hPa: (a) $-\overline{u'v'}\partial\overline{u}/\partial y$ averaged for July–September 2004; (b) $-\overline{u'v'}\partial\overline{u}/\partial y$ averaged for July–September 2006; (c) $-\overline{u'^2}\partial\overline{u}/\partial x$ averaged for July–September 2004; (d) $-\overline{u'v'}\partial\overline{u}/\partial y$ averaged for July–September 2006. Units: $10^{-6} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-3}$; areas with values greater than 2 are shaded

偏大,并且位置略微偏东。这两年除了在台湾岛以 东洋面上均有一个类似的强瞬变扰动动能增长的 中心,在西北太平洋上空还具有另一个瞬变扰动动 能增长的中心,2004年位于(18°N,140°E)附近, 而 2006年位于(14°N,135°E)附近,可见 2004 年纬向基本气流的经向切变所导致的瞬变扰动动 能增长区域更加偏东。而对于纬向基本气流辐合的 贡献项 $-u'^2 \partial u/\partial x$,2004年该项的值的分布更加偏 东偏北,而 2006年偏西偏南,与 $-u'v' \partial u/\partial y$ 项具 有同样的差异。此外,从瞬变扰动动能增长的速率 来看,2006年 $-u'^2 \partial u/\partial x$ 项的贡献明显大于2004年。

从上述 2004 年与 2006 年 7~9 月西北太平洋 上空对流层低层大尺度环流与瞬变扰动之间正压 能量转换的分析可以看到:受这两年西北太平洋上 空对流层低层不同大尺度环流的影响,大尺度环流 与瞬变扰动之间的正压能量转换特征有明显的不 同,从而影响到西北太平洋上 TC 生成的位置。在 2004 年 7~9 月,正的瞬变扰动动能倾向偏向于西 北太平洋中、东部,从而导致了 2004 年 7~9 月在 西北太平洋中、东部生成的 TC 较多;而在 2006 年 7~9月期间,正的瞬变扰动动能倾向偏向于西北太 平洋西侧和南海,从而导致了2006年7~9月西北 太平洋西部和中国南海上空的TC生成较多,而在 西北太平洋中、东部生成的TC较少。并且,由于 2006年7~9月的对流层低层水平气流的气旋式切 变更加明显(图1b),即7~9月平均的季风槽强度 更强,因此由纬向基本气流的切变和辐合导致的瞬 变扰动动能增长明显强于2004年。

7 结论和讨论

2004年和2006年7~9月是西太平洋大尺度环流和天气尺度波动活动明显不同的两年,受其影响这两年的TC活动有着明显的差别。本文首先利用NCEP-DOEAMIP-II的再分析资料、NOAA的OLR资料以及JTWC的TC资料分析和比较了2004年和2006年7~9月西北太平洋上空大尺度环流以及包括低层大气相对涡度、高层大气散度、850~200hPa垂直风切和水汽等利于TC生成的大尺度环境场的差别,并讨论了对这两年7~9月TC生成位置的可能影响。其结果表明:2004年和2006年7~9月西

北太平洋季风槽的平均位置没有太大的差别,但是 两者形态有着比较明显的区别: 2004 年季风槽的槽 线不明显,更显著的特征是在西北太平洋中部有一 气旋式涡旋;而2006年的季风槽的槽线比较明显, 水平风场的切变一直延伸到西北太平洋中部。2004 年,从8月初至9月上旬季风槽有一次明显加强东 伸的过程, 西风一直向东伸展到西北太平洋的东 部,并且持续了超过一个月,在这期间内连续激发 生成了 10 个 TC; 而 2006 年季风槽的纬向活动呈 15~20d左右周期的振荡,西风东伸维持的时段主 要集中在 8 月, 而西风的每次东伸均会激发 TC 的 生成。比较这两年西北太平洋大尺度环境要素的分 布,低层相对涡度、高层辐散以及垂直风切变均具 有明显的东—西向分布差异,对于 2004 年,这些 有利要素的分布偏向热带西北太平洋中部和东部, 而 2006 年则偏向热带西北太平洋的西南部和中国 南海上空,这些因子分布的差异是导致 2004 年和 2006 年 7~9 月 TC 的生成位置具有东西差异的重 要原因。2006年7~9月对流层中层的水汽条件总 体上强于 2004 年, 但是也具有纬向分布的差异, 对这两年 TC 的生成具有一定的影响。

本研究还利用上述资料分析和比较了这两年 西北太平洋上空 3~8d 天气尺度波动的活动情况。 2004年8月至9月上旬和2006年7月至8月中旬 均出现持续维持在西北太平洋上空的天气尺度波 列,它们对 TC 的生成起了比较明显的影响: 2004 年的波列强度偏强,波列的水平结构比较紧密,活 动位置主要位于西北太平洋中、东部,导致波列中 生成的 TC 数量较多,并且生成的位置偏东; 2006 年的波列强度偏弱,波列的水平结构相对比较稀 疏,活动的位置位于中国南海和西北太平洋西部, 并且纬度更加偏南,这些因素导致了 2006 年波列 中生成的 TC 数量偏少,并且生成的位置偏西。因 此,虽然 2004 年 7~9 月和 2006 年 7~9 月季风槽 的平均位置没有非常大的差别,但是由于天气尺度 波动的活动具有明显的东西差异,导致这两年的TC 生成位置明显不同。通过诊断这两年的正压能量转 换的情况,结果表明 2004 年 7~9 月瞬变扰动的增 长相对于 2006 年 7~9 月更加偏东, 这是 2004 年 TC 往往生成在西北太平洋东部、而 2006 年往往生 成在西北太平洋西部以及中国南海上空的重要原 因。

但是,低频的大尺度环流与高频的天气尺度扰

动之间的相互作用仍然有一些问题需要解决。西北 太平洋的天气尺度波动是影响 TC 生成最重要的先 兆扰动,目前,对这种天气尺度波动的生成机制已 经有了不少研究(Li, 2006; Tam and Li, 2006; Chen and Tam, 2012), 而关于它的维持和消亡的研究相 对较少。从图 2a 中可以看到,从 2006 年 8 月 1 日 开始,西北太平洋上空的低纬地区西风迅速加强, 并且在西北太平洋中部一直维持到 8 月 25 日。然 而,同时期的天气尺度波列从8月5日就开始迅速 减弱并且消亡(图7b)。因此,从8月14~25日的 这段时间,虽然纬向风的辐合仍然维持强盛,但是 辐合区内始终没有生成 TC。以上可以看出,基本 气流的辐合与切变仅仅提供了热带西北太平洋天 气尺度瞬变扰动发展的有利条件(Maloney and Hartman, 2001; Wu et al., 2012), 但是如果想更加深 入地理解热带天气尺度瞬变扰动的发展和消亡,必 须考虑非绝热加热的作用(Chen and Sui, 2010; Hsu and Li, 2010)。此外,尽管 2006 年由纬向风辐合所 导致的瞬变扰动动能的增长速率明显大于2004年, 但是2006年的TC并没有更多地在辐合型环流中产 生,相反在切变型环流中生成的更多。这可能与季 风槽的形态(如第3小结所述)与天气尺度波动的 活动有一定的关系。因此,对不同环流背景下天气 尺度波动的活动进行深入的研究,揭示天气尺度波 动发生、发展、维持和消亡的关键机理,是需要进 一步开展的工作。

参考文献(References)

- Briegel L M, Frank W M. 1997. Large-scale influences on tropical cyclogenesis in the western North Pacific [J]. Mon. Wea. Rev., 125: 1397–1413.
- 陈光华, 黄荣辉. 2006. 西北太平洋暖池热状态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 west Northwest Pacific [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 22: 527-532
- 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 J. Atmos. Sci. (in Chinese), 33 (2): 205–214.
- Chen G H, Huang R H. 2008. Influence of monsoon over the warm pool on interannual variation on tropical cyclone activity over the western North Pacific [J]. Adv. Atmos. Sci., 25: 319–328.
- Chen G H, Huang R H. 2009. Interannual variations in mixed Rossby-gravity waves and their impacts on tropical cyclogenesis over the

western North Pacific [J]. J. Climate, 22: 535-549.

- Chen G H, Sui C H. 2010. Characteristics and origin of quasi-biweekly oscillation over the western North Pacific during boreal summer [J]. J. Geophys. Res., 115: D14113, doi:10.1029/2009JD013389.
- Chen G H, Tam C Y. 2012. A new perspective on the excitation of low-tropospheric mixed Rossby-gravity waves in association with energy dispersion [J]. J. Atmos. Sci., 69: 1397–1403.
- Chen T C, Wang S Y, Yen M C, et al. 2008. Are tropical cyclones less effectively formed by easterly waves in the western North Pacific than in the North Atlantic? [J]. Mon. Wea. Rev., 136: 4527–4540.
- Cheung K K W. 2004. Large-scale environmental parameters associated with tropical cyclone formations in the western North Pacific [J]. J. Climate, 17: 466–484.
- Dickinson M, Molinari J. 2002. Mixed Rossby-gravity waves and western Pacific tropical cyclogenesis. Part 1: Synoptic evolution [J]. J. Atmos. Sci., 59: 2183–2196.
- Done J, Holland G, Webster P. 2011. The role of wave energy accumulation in tropical cyclogenesis over the tropical North Atlantic [J]. Climate Dyn., 36, 753–767.
- 冯涛,黄荣辉,陈光华,等. 2013. 近年来关于西北太平洋热带气旋和台风活动的气候学研究进展 [J]. 大气科学, 37 (2): 364–382. Feng Tao, Huang Ronghui, Chen Guanghua, et al. 2013. Progress in the recent climatological research on tropical cyclone activity over the western North Pacific [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 37 (2): 364–382.
- 冯涛, 沈新勇, 黄荣辉, 等. 2014. 热带西太平洋越赤道气流的年际变化 对西北太平洋热带气旋生成的影响 [J]. 热带气象学报, 30 (1): 11–22. Feng Tao, Shen Xinyong, Huang Ronghui, et al. 2014. Influence of the interannual variation of cross-equatorial flow on tropical cyclogenesis over the western North Pacific [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 30 (1): 11–22.
- Feng T, Chen G H, Huang R H, et al. 2014. Large-scale circulation patterns favourable to tropical cyclogenesis over the western North Pacific and associated barotropic energy conversions [J]. International Journal of Climatology, 34: 216–227.
- Fu B, Li T, Peng M S, et al. 2007. Analysis of tropical cyclogenesis in the western North Pacific for 2000 and 2001 [J]. Wea. Forecasting, 22: 763–780.
- 高建芸, 吕心艳, 鲍瑞娟, 等. 2010. 南海—西北太平洋季风槽中热带气 旋群发的研究: I. 热带气旋群发的基本特征 [J]. 海洋学报 (中文版), 32 (6): 64-71. Gao Jianyun, Lü Xinyan, Bao Ruijuan, et al. 2010. Research on the cluster of tropical cyclogenesis in the South China Sea-western North Pacific monsoon trough: I. Major features about the cluster of tropical cyclogenesis [J]. Acta Oceanologica Sinica (in Chinese), 32 (6): 64-71.
- Gray W M. 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storms [J]. Mon. Wea. Rev., 96: 669–700.
- Gray W M. 1975. Tropical cyclone genesis [M]// Fort Collins, Colorado: Department of Atmospheric Science, Colorado State University, 121pp.
- Hendricks E A, Montgomery M T, Davis C A. 2004. The role of "vortical" hot towers in the formation of tropical cyclone Diana (1984) [J]. J. Atmos. Sci., 61: 1209–1232.
- Holland G J. 1995. Scale interaction in the western Pacific monsoon [J].

Meteor. Atmos. Phys., 56: 57-79.

- Hsu P C, Li T. 2010. Interactions between boreal summer intraseasonal oscillations and synoptic-scale disturbances over the western North Pacific. Part II: Apparent heat and moisture sources and eddy momentum transport [J]. J. Climate, 24: 942–961.
- Hsu P C, Li T, Tsou C H. 2010. Interactions between boreal summer intraseasonal oscillations and synoptic-scale disturbances over the western North Pacific. Part I: Energetics diagnosis [J]. J. Climate, 24: 927–941.
- 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 interannual variations of tracks of tropical cyclones over Northwest Pacific and their physical mechanism [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 65: 683–694.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2) [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83: 1631–1643.
- Kerns B W, Chen S S. 2013. Cloud clusters and tropical cyclogenesis: Developing and nondeveloping systems and their large-scale environment [J]. Mon. Wea. Rev., 141: 192–210.
- Lander M A. 1994. Description of a monsoon gyre and its effects on the tropical cyclones in the western North Pacific during August 1991 [J]. Wea. Forecasting, 9: 640–654.
- Lander M A. 1996. Specific tropical cyclone track types and unusual tropical cyclone motions associated with a reverse-oriented monsoon trough in the western North Pacific [J]. Wea. Forecasting, 11: 170–186.
- Lau K H, Lau N C. 1990. Observed structure and propagation characteristics of tropical summertime synoptic scale disturbances [J]. Mon. Wea. Rev., 118: 1888–1913.
- Lee C S, Lin Y L, Cheung K K W. 2006. Tropical cyclone formations in the South China Sea associated with the Mei-yu front [J]. Mon. Wea. Rev., 134: 2670–2687.
- Li T. 2006. Origin of the summertime synoptic-scale wave train in the western North Pacific [J]. J. Atmos. Sci., 63: 1093–1102.
- Li T, Fu B. 2006. Tropical cyclogenesis associated with Rossby wave energy dispersion of a preexisting typhoon. Part I: Satellite data analyses [J]. J. Atmos. Sci., 63: 1377–1389.
- Li T, Ge X Y, Wang B, et al. 2006. Tropical cyclogenesis associated with Rossby wave energy dispersion of a pre-existing typhoon. Part II: Numerical simulations [J]. J. Atmos. Sci., 63: 1390–1409.
- Liebmann B, Hendon H H. 1990. Synoptic-scale disturbances near the equator [J]. J. Atmos. Sci., 47: 1463–1479.
- 刘向文, 孙照渤, 倪东鸿, 等. 2009. 105°E 和 125°E 越赤道气流与南、北 半球环流变化的关系 [J]. 大气科学, 33 (3): 443–458. Liu Xiangwen, Sun Zhaobo, Ni Donghong, et al. 2009. Connection of 105°E and 125°E cross-equatorial flow with the southern and northern hemispheric circulations [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 33 (3): 443–458.
- 吕心艳,端义宏. 2011. 季风槽内热带气旋生成的基本特征分析 [J]. 气象 学报, 69 (6): 990–1000. Lü Xinyan, Duan Yihong. 2011. Characteristics of the tropical cyclogenesis in the summer monsoon trough [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 69 (6): 990–1000
- Maloney E D, Hartmann D L. 2001. The Madden-Julian oscillation, barotropic dynamics, and North Pacific tropical cyclone formation. Part I:

No. 1 FENG Tao et al. Differences between the Large-Scale Circulations and Synoptic-Scale Waves in July–September ... 175

Observations [J]. J. Atmos. Sci., 58: 2545-2558.

- Mao J Y, Wu G X. 2010. Intraseasonal modulation of tropical cyclogenesis in the western North Pacific: A case study [J]. Theor. Appl. Climatol., 100: 397–411.
- Montgomery M T, Nicholls M E, Cram T A, et al. 2006. A vortical hot tower route to tropical cyclogenesis [J]. J. Atmos. Sci., 63: 355–386.
- Park M S, Kim H S, Ho C H, et al. 2015. Tropical cyclone Mekkhala's (2008) formation over the South China Sea: Mesoscale, synoptic-scale, and large-scale contributions [J]. Mon. Wea. Rev., 143:88-110.
- Ritchie E A, Holland G J. 1999. Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western Pacific [J]. Mon. Wea. Rev., 127: 2027–2043.
- Serra Y L, Kiladis G N, Cronin M F. 2008. Horizontal and vertical structure of easterly waves in the Pacific ITCZ [J]. J. Atmos. Sci., 65: 1266–1284.
- Takayabu Y N, Nitta T. 1993. 3-5 day-period disturbances coupled with convection over the tropical Pacific Ocean [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 71: 221–245.
- Tam C Y, Li T. 2006. The origin and dispersion characteristics of the observed tropical summertime synoptic-scale waves over the western

Pacific [J]. Mon. Wea. Rev., 134: 1630-1646.

- Wang Z, Dunkerton T J, Montgomery M T. 2012. Application of the marsupial paradigm to tropical cyclone formation from northwestwardpropagating disturbances [J]. Mon. Wea. Rev., 140: 66–76.
- Wu L G, Zong H J, Liang J. 2013. Observational analysis of tropical cyclone formation associated with monsoon gyres [J]. J. Atmos. Sci., 70: 1023– 1034.
- Wu L, Wen Z P, Huang R H, et al. 2012. Possible linkage between the monsoon trough variability and the tropical cyclone activity over the western North Pacific [J]. Mon. Wea. Rev., 140: 140–150.
- Wu L, Wen Z P, Li T, et el. 2014. ENSO-phase dependent TD and MRG wave activity in the western North Pacific [J]. Climate Dyn., 42: 1217–1227
- Xu Y M, Li T, Peng M. 2013. Tropical cyclogenesis in the western North Pacific as revealed by the 2008-09 YOTC data [J]. Wea. Forecasting, 28: 1038–1056.
- Yoshida R, Ishikawa H. 2013. Environmental factors contributing to tropical cyclone genesis over the western North Pacific [J]. Mon. Wea. Rev., 141: 451–467.