

张玲,许映龙,黄奕武. 2014. 1330 号台风海燕强烈发展和快速移动原因分析. 气象, 40(12):1464-1480.

# 1330 号台风海燕强烈发展和快速移动原因分析<sup>\*</sup>

张 玲 许映龙 黄奕武

国家气象中心, 北京 100081

**提 要:** 本文运用 NCEP 再分析资料(水平分辨率  $1^\circ \times 1^\circ$ , 垂直层次 26 层)和各种常规观测资料以及中央气象台台风实时定位定强数据对 2013 年全球最强台风海燕的特点和极端性展开分析,并运用天气学分析和动力学诊断的方法探讨“海燕”强度发展的动力机制和快速移动的原因,同时发掘预报着眼点,以提高中央气象台对类似台风的综合预报能力。本文主要研究结论为:(1)“海燕”在登陆菲律宾之前的持续加强和高强度维持发生在副热带西风急流加强南压和副热带高压南侧对流层各层低纬东风同时加强的条件下。(2)副热带西风急流加强南压是导致西太平洋副热带高压加强和副热带高压南侧对流层各层低纬东风加强及“海燕”高速靠近并登陆菲律宾的重要原因。(3)“海燕”的水平风速分布存在明显不对称,呈现台风北侧东风大于南侧西风、台风东侧南风大于西侧北风的特点,其中纬向风的不对称更显著。而由台风海燕东西两侧经向风和南北两侧纬向风的不对称分布导致的切变正涡度的增加可能是台风强度持续增强的重要原因之一。(4)对流层低层水平辐合的显著加强和台风海燕南北两侧经向垂直环流圈的加强和建立也是“海燕”强度持续加强的重要原因之一。(5)台风海燕持续加强和高强度维持的主要动力机制为内核区对流层低层水平辐合和对流层中低层涡度的持续增长以及台风所处环境的高层辐散的明显增加和高低层垂直切变的减小。(6)预报启示为:对于秋冬季台风而言,除了西太平洋副热带高压、西风槽、对流层低层偏东风、越赤道气流外,还需关注对流层上层副热带西风急流的变化,特别是对于偏西行台风而言,副热带西风急流的加强南压可能会导致台风移速的加快和强度的明显加强。另外对流层上层不光是台风的出流层,能影响台风高层出流的变化,对流层上层的环流还可能对台风移动造成一定影响。

**关键词:** 超强台风海燕, 强度强, 移速快, 天气分析, 动力学诊断分析

**中图分类号:** P458

**文献标志码:** A

**doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.12.005

## Analysis of the Intense Development and Fast-Moving of No. 1330 Typhoon Haiyan

ZHANG Ling XU Yinglong HUANG Yiwu

National Meteorological Centre, Beijing 100081

**Abstract:** NCEP reanalysis data (horizontal resolution of  $1^\circ \times 1^\circ$ , vertical level 26 layers) and a variety of conventional observation data and real-time typhoon positioning data from Central Meteorological Observatory are used to analyze the features of No. 1330 typhoon Haiyan. The weather analysis and dynamic diagnostic methods are used to explore “Haiyan” dynamic mechanism of strengthening development and fast-moving, and to excavate forecast key points to raise the capability of Central Meteorological Observatory in forecasting similar typhoons in the future. The main conclusions of this paper are: (1) “Haiyan” continues to strengthen and keeps strength before landing Philippines in the simultaneously strengthening of the subtropical westerly jet in the course southward and the easterly wind located in the south side of subtropical high. (2) The strengthening of subtropical westerly jet in the course southward is an important cause for the strengthening of the subtropical high and the easterly wind in the south side of the subtropical high in

\* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406014)资助

2014 年 1 月 10 日收稿; 2014 年 9 月 25 日收修定稿

第一作者: 张玲, 主要从事台风预报业务和科研总结工作. Email: zhangling@cma.gov.cn

all tropospheric layers. (3) The distribution of “Haiyan” horizontal wind speed is obviously asymmetric, showing the easterly is greater than the westerly, the southerly is greater than the northerly, and the characteristics of the zonal wind asymmetry is more pronounced. The enhancement of shear positive vorticity caused by the asymmetry of the zonal wind and meridional wind may be the important cause for the intense development of “Haiyan” before its landing Phillipine. (4) The enhancement of horizontal convergence in the lower troposphere and the existence of vertical meridional circulation may be another important cause. (5) The main dynamic mechanism of the continuously strengthening of Typhoon Haiyan is horizontal convergence in lower troposphere and tropospheric vorticity increase significantly in inner core and the enhancement of divergence in upper troposphere and the decrease of wind shear in its environmental area. (6) For typhoon in autumn and winter, in addition to the western Pacific subtropical high, westerly trough, the lower troposphere easterly winds, cross-equatorial flow, it is important to pay attention to the changes in the upper troposphere subtropical westerly jet stream, especially to the westward typhoon. The strengthening of the subtropical westerly jet may cause typhoon movement to accelerate significantly and intensify. Furthermore upper troposphere not only impacts the change of high-level outflow of typhoon, but also plays some guiding roles in typhoon movement as well as the upper circulations.

**Key words:** super Typhoon Haiyan, high intensity, fast-moving, synoptic analysis, dynamics diagnostic analysis

## 引 言

我国是西北太平洋沿岸地区受台风影响最严重的国家,平均每年有 7~8 个台风在我国沿海登陆,给我国造成较大损失(许映龙等,2010)。据民政部核灾数据显示,2006—2012 年年平均因台风造成的直接经济损失达 432.4 亿元。2013 年因台风造成的直接经济损失占全部自然灾害损失的 21.7%。近年来随着数值预报技术的不断发展,我国台风路径预报水平取得明显进展(许映龙等,2010),2012 年台风 24 h 平均路径预报误差首次低于 100 km,2013 年进一步减小到 82 km,但对于一些快速移动和路径突变的台风,路径预报误差仍然较大;同时对于一些快速加强或快速减弱的台风的预报能力也较薄弱(陈国民等,2013;2014)。在快速移动的同时、强度快速加强(尤其是在近海时)的台风通常会给途经海域和陆地造成较大的灾害损失,如 9615 号强台风 Sally 进入南海后就出现了快速增强、移速显著加快的现象,两广因灾死亡人数为 284 人,经济损失达 218.63 亿元(陈联寿等,2012)。2013 年 1330 号超强台风海燕在菲律宾东部快速增强、快速移动,登陆菲律宾时强度极强,达 17 级以上( $75 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),移速高达  $40 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ ,菲律宾因灾死亡 6268 人,失踪 1061 人,除此以外,“海燕”在进入南海后还对我

国海南南部造成了较严重的风雨影响(赖芬芬等,2014;刘一,2014)。尽管中央气象台对“海燕”路径和强度变化趋势均做出了较好的预报,但业务预报中仍存在不足,主要体现为最大强度低估和移速预报偏慢。由于“海燕”强度和灾害的极端性,对其移速偏快及强度变化原因开展分析总结研究显得十分必要。在过去的研究中,一般认为台风的强度变化主要取决于环境气流、台风结构和海洋状况等三方面因素(端义宏等,2005;伍荣生,2007),而其中台风高层外流与对流层环境气流的相互作用是最受关注的一个因素,它可直接影响台风强度的变化(Holland et al,1984),这种影响一般与西风急流增强引起的高空辐散和质量输送相联系。台风高层外流与对流层环境气流的这种相互作用往往与对流层上部高空槽脊的强度和位置相联系,但高空槽如何影响和在何种程度上影响台风强度变化的机制仍然不明(Ritchie,2002),尚有待进一步研究。在我国台风业务预报实践中对由于台风高层外流(特别是向北的外流)增加导致台风强度增强越来越关注,已有了多次成功的预报实践,为此近 3 年来中央气象台的业务台风强度预报准确率已有较明显提高(图略)。但针对像“海燕”这样在较低纬度西行过程中强度快速加强原因的分析研究工作还较少。对于台风的快速移动,前人的研究认为这与西北太平洋副热带高压南侧东风气流的加强有关,黄忠等(2004)、陈见等

(2002;2010)对快速西行进入南海的台风和影响广西的快速台风进行统计特征分析的结果也证实了这一观点,但分析东风气流加强的原因的文献并不多见。而针对在台风快速移动中强度显著增强原因的分析研究工作则更少,而“海燕”就是这样一个典型的例子。

本文运用 NCEP 再分析资料(水平分辨率  $1^\circ \times 1^\circ$ ,垂直层次 26 层)和各种常规观测资料以及中央气象台台风实时定位定强数据,对 1330 号台风海燕的强度发展机制和快速移动的原因进行天气学和动力学诊断及研究,并注意发掘预报着眼点,以提高对类似台风的强度预报能力。

## 1 “海燕”概况

### 1.1 “海燕”特点

1330 号台风海燕于 2013 年 11 月 4 日 08 时在西北太平洋上生成,以  $25 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$  左右的速度向西

偏北方向移动,强度逐渐加强,5 日 14 时加强为台风,移速逐渐加快至  $30 \sim 35 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ ,6 日 08 时发展成超强台风级,强度继续加强,7 日 17 时强度增至极大值,中心附近最大风力达 17 级以上( $75 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),中心最低气压达 890 hPa,然后“海燕”保持此强度向菲律宾中部沿海靠近,且移速加快为  $40 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$  左右,并于 8 日 07 时在菲律宾中部莱特岛北部沿海登陆,登陆时中心附近最大风力仍保持 17 级以上( $75 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )。随后“海燕”横穿菲律宾中部地区,强度明显减弱,8 日 14 时减弱为强台风级,8 日夜间移入南海东南部海域。9 日上午开始“海燕”以  $35 \sim 40 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$  转向快速西北行,向我国海南岛以南海域靠近,9 日 16 时前后掠过海南岛西南部近海后,移入北部湾南部海面,当天 21 时在北部湾南部减弱为台风级强度,11 日 05 时“海燕”在越南北部广宁省沿海再次登陆,登陆时中心附近最大风力为 13 级( $38 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),以后于当天 09 时移入我国广西境内,20 时在南宁市减弱为热带低压,23 时中央气象台对其停止编号。

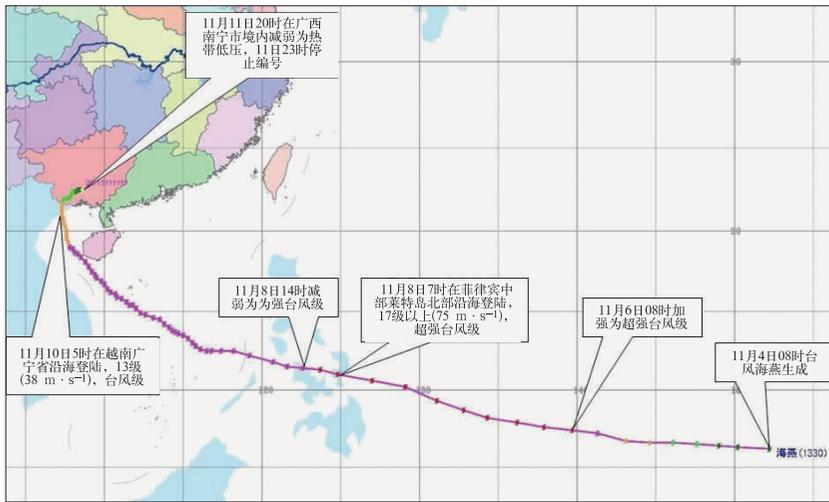


图 1 1330 号台风海燕实况路径图

Fig. 1 The real-time track of 1330 Typhoon Haiyan

“海燕”有三个非常突出的特点:一是强度特别强,登陆时中心附近最大风力为  $75 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,中心最低气压达 890 hPa,它是 1981 年以来全球范围最强的台风之一,它与 1983 年第 10 号台风 Forrest 和 1990 年第 25 号台风 Mike 并列第一,它还是有气象记录以来登陆强度最强的台风;二是移速快,通常自东向西行进的台风移动速度一般是  $20 \sim 25 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ ,而“海燕”登陆和穿过菲律宾时的移速高达  $40$

$\text{km} \cdot \text{h}^{-1}$  左右,极为少见;三是破坏力强,灾害损失严重,由于“海燕”强度极强、移速飞快,其携带狂风暴雨和风暴潮袭击了菲律宾,酿成巨灾。据菲律宾国家减灾委 2014 年 3 月 14 日发布的最新遇难人数为 6268 人,1061 人失踪,28689 人受伤,菲律宾 44 个省份累计 1600 多万人受灾,114 多万栋房屋受损,其中超过 55 万栋房屋完全被毁,399 多万人无家可归;估计“海燕”造成的财产损失已达 399 多亿

比索(约合 9 亿美元),其中,基础设施损失 196 亿比索,农业损失 203 亿比索。另外尽管“海燕”没有在我国登陆,但是由于其从海南岛南侧掠过和进入北部湾趋向越南沿海的过程中仍然具有较高的强度,加之移速飞快,我国华南部分海域和地区还是遭受较严重的风雨影响,2013 年 11 月 10 日 08 时至 12 日 08 时,广西南部 and 海南东南部的部分地区累计降雨达 300~470 mm,海南保亭局地 545 mm、琼中 473 mm、广西博白局地 515 mm;期间,广西沿海、广东沿海、海南岛及周边海域出现 7~9 级大风,局地阵风达 11~13 级。受“海燕”影响,海南、广西等地部分市县停电,多条高速公路和省道中断,部分海运或空运航班取消或停航;海南东方市还出现严重的城市内涝。

## 1.2 “海燕”强度演变和最强时段台风云图特征

图 2 给出了“海燕”生命史内强度发展演变的过程,其中强度增长出现在从生成到在菲律宾中部沿海登陆期间(11 月 5 日 14 时至 7 日 17 时),根据强度发展特点又可将该阶段细分为两段:快速加强阶段(11 月 5 日 14 时至 6 日 08 时,强度从  $33 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  增加为  $55 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ );持续加强阶段(11 月 6 日 08 时至 7 日 17 时,强度从  $55 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  增加为  $75 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )。11 月 7 日 17 时至 8 日 05 时“海燕”位于菲律宾近海到登陆前,是高强度维持阶段,强度保持在  $75 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

从“海燕”强度发展过程中其云型结构的演变来看(图略),中心密闭云区由不对称分布逐渐趋于对称分布,密闭云区直径由 350 km 逐渐扩大到 500~600 km,台风眼区逐渐清晰,眼区边界形状从不规

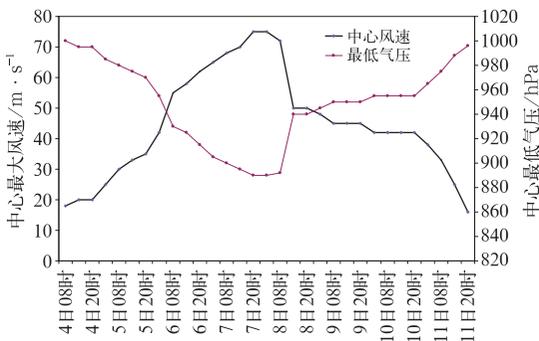


图 2 1330 号台风海燕中心最大风速和中心最低气压时间演变

Fig. 2 Time series of the maximum wind speed and low pressure of Typhoon Haiyan (1330)

则眼到小而圆眼,均符合超强台风发展的一般云型演变规律,但是在其发展最强阶段(7 日夜间到 8 日凌晨)的红外 BD 增强卫星图像的细致结构还是与一般的超强台风有明显不同,下面将给出详细分析。

现在国际上对于远海台风的定强普遍把 Dvorak 台风定强技术得到的 CI 强度指数(Dvorak, 1984; Andrew et al, 2011)作为主要技术参考,指数越高代表强度越强,CI 强度指数的理论最大值为 8.5。在 Dvorak 台风定强技术中对眼型台风主要考虑三大因素:环绕眼区的冷云环的亮温和宽度(反映对流伸展的高度)、眼内亮温的大小及是否具有云带特征(banding feature),理论上环绕台风中心的冷云环带亮温越低、台风眼区亮温越高、且具有云带特征的台风强度越强。

1987 年以前美国海军对西北太平洋台风开展业务飞机观测(钱传海等, 2012),但 1987 年以后因故停止了。1013 号台风鲑鱼(超强台风级)期间适逢 THORPX 计划下代号为 ITOP2010 的台风飞机观测试验,由飞机观测到最大风速达 165 kts(相当于  $85 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),但考虑到中美风速平均时间上的差异(中国是 2 分钟平均,而美国为 1 分钟平均,理论上 1 分钟平均风速应该大于 2 分钟平均风速),中央气象台对“鲑鱼”的最大强度确定为  $72 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (17 级以上),台风鲑鱼成为 1987 年美国海军停止对西北太平洋台风开展业务飞机观测以来在西北太平洋海域由飞机观测到的强度最强的台风。但是即便如此,台风鲑鱼的强度仍然不及 1330 号台风海燕,下面将进行详细的对比分析。我们将 1330 号台风海燕最强时刻(2013 年 11 月 8 日 02 时)的红外 BD 增强图像(图 3b)与 1013 号台风鲑鱼最强时段(2010 年 10 月 17 日 20 时)的红外 BD 增强图像(图 3a)作对比。图中为  $2^\circ \times 2^\circ$  的经纬度网格,很显然,“海燕”的中心密闭云区范围比“鲑鱼”的大得多,且环绕“海燕”中心有最小宽度达 140 km 的冷黑灰色调(亮温低于  $-81^\circ\text{C}$ )的冷云环带,环绕台风中心出现这么大范围且亮温这么低的冷云是很罕见的,而相比之下“鲑鱼”中心密闭云区中也有冷黑灰色调的冷云(曹晓岗等, 2012),但未环成环,环绕“鲑鱼”中心的冷云环带是冷中灰色调(亮温在  $-80 \sim -76^\circ\text{C}$  之间),亮温明显比“海燕”高,说明“鲑鱼”的对流发展不如“海燕”强,另外“鲑鱼”的眼区温度为  $14.7^\circ\text{C}$ ,而“海燕”的眼区温度高达  $20.02^\circ\text{C}$ ,再者“海燕”北部具有明显的云带特征,而“鲑鱼”则没有,由此可见,以上三

个方面“海燕”都比“鲑鱼”强,可见“海燕”的强度的确比“鲑鱼”强。“海燕”期间 Dvorak 定强技术的 CI 强度指数在 7 日 20 时和 8 日 02 时达到最大,高达 8.0,中央气象台的定强也是在上述两个时次达到最强,均为  $75 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,美国的定强在上述两个时次分

别为 165 knot(相当于  $84.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )和 170 knot(相当于  $87.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),中美定强尽管在绝对数值上尚存一定差异,但两个官方定强和 Dvorak 定强结果在“海燕”最强阶段的趋势一致性较好。

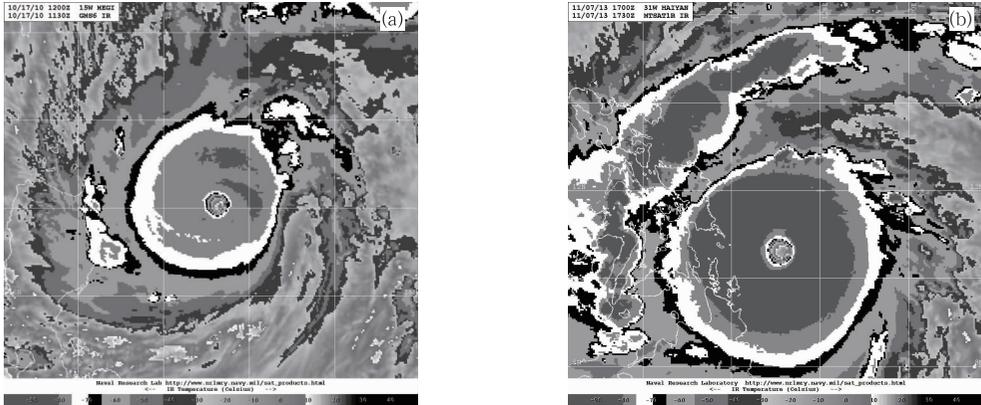


图3 “鲑鱼”和“海燕”BD 图像对比

(a)2010 年 10 月 17 日 19:30“鲑鱼”BD 图像, (b)2013 年 11 月 8 日 01:30“海燕”BD 图像

Fig. 3 The comparison of MTSAT BD enhanced infrared cloud images between Typhoon Megi and Typhoon Haiyan

(a) 19:30 BT 17 October 2010 (Megi), (b) 01:30 BT 8 November 2013 (Haiyan)

基于 Dvorak 定强技术分析,及与历史台风的对比和与其他台风业务中心定强结果的对比分析,表明中央气象台对台风“海燕”的强度确定是合理的,“海燕”强度的极端性不容置疑。

由中央气象台针对台风海燕的强度预报检验(图略)可见,中央气象台对其强度预报的偏差主要有两方面,一是对快速增强阶段的强度低估,二是对持续增强阶段和高强度维持阶段的强度低估,这两个阶段均是“海燕”的强度预报难点所在。特别是持续增强阶段和高强度维持阶段(11月6日08时至8日05时),“海燕”在已达到超强台风的情况下持续增强达到极端强的强度,并且“海燕”高达  $40 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$  的移速也出现在持续增强阶段的后期和高强度维持阶段,当时中央气象台对“海燕”该阶段的移速预报也明显偏慢。因此本文将“海燕”强度持续增强和高强度维持及快速移动的原因进行分析研究。

## 2 “海燕”强度持续增强和快速移动的大尺度环流背景

尽管过去的研究表明,影响台风强度变化的三

个主要因素(大尺度环流、台风内部结构和下垫面与台风环流的相互作用)的相对重要性在不同台风上表现不同(端义宏等,2005),但是对于生命史较长、强度较强的台风而言,大尺度环流背景对其强度发展演变所起的作用是至关重要的。下面我们试图从大尺度天气分析的角度分析“海燕”强度持续增强和高强度维持以及快速移动阶段的大尺度环流背景。

预报员对于秋天西太平洋台风的一般经验为:由于秋天冷空气的逐渐活跃,西太平洋副热带高压(以下简称副高)南退到海上,西太平洋副高是秋台风移动的主要引导系统,偏西移动为主,而中纬度西风槽的活动通常会引起西太平洋副高的强度变化和位置摆动;而在南海季风结束后,对流层低层高压南侧的偏东风往往是台风低层辐合增强的主要承担者;而越赤道气流,一方面有增强低层辐合的作用,另一方面如果越赤道气流和赤道高压结合并北抬,有可能使台风路径发生变化,通常会导致台风移动的偏北分量明显增加。

为此下面我们将先从以下三方面分析其强度持续增强和快速移动的大尺度环流背景:一是西太平洋副高和西风槽的变化,二是对流层低层偏东风的

变化,三是越赤道气流的变化。

## 2.1 西太平洋副高和西风槽的变化

如图 4a 所示,6 日 08 时对流层中层 500 hPa 亚欧中高纬以纬向环流为主,环流平直,我国东部地区为长波槽区,另外在贝加尔湖以东的中高纬度有从极涡分裂的高空短波槽快速东移,日本以东洋面为弱的高压脊区。低纬地区西太平洋副高呈东西带状,东西跨度很大,达上万千米,脊线位于  $20^{\circ}\text{N}$  附近,副高中心位于台湾以东洋面上,台风海燕位于副高中心的南侧,向偏西方向移动。上述两支西风槽东移过程中,北支槽移动快,南支槽移动慢,且北支槽南北经向度逐渐加大,强度逐渐加深(图略),表明不断有冷空气向槽中补充,7 日 02 时北支槽赶上南支槽合并后(图略)继续东移。7 日 20 时中高纬环流形势与 6 日 08 时的几乎反向,我国东部地区转受

弱高压脊控制(图略),合并槽移至日本以东洋面一带,且  $130^{\circ}\text{E}$  附近的 588 dagpm 北界较 6 日 08 时有所南压至  $25^{\circ}\text{N}$  附近,表明受中纬冷空气扩散东南移的影响锋区加强并随之南压。8 日 08 时(图 4b)中纬度西风槽移至日本以东洋面,槽底附近等高线密度很大,西太平洋副高仍呈带状分布,脊线位置稳定在  $20^{\circ}\text{N}$  附近,副高的 592 dagpm 以上中心区域位于“海燕”的东北方,并且 592 dagpm 等值线的范围比 6 日 08 时明显扩大,“海燕”登陆菲律宾中部前后(8 日凌晨到上午)590 和 592 dagpm 等值线的西脊点还较 7 日 20 时明显西伸(图略),这表明西太平洋副高强度不仅没减小,反而增强了。

综上所述,“海燕”在持续加强和高强度维持阶段中纬度有西风槽东移加强,西太平洋副高保持东西带状分布,副高中心区由原先位于台风北侧转变为台风东北侧,且副高中心强度增强。

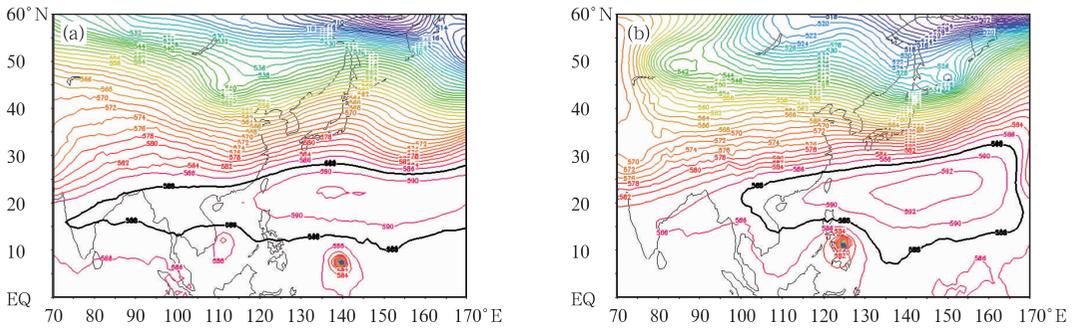


图 4 2013 年 11 月 6 日 08 时(a)和 8 日 08 时(b)500 hPa 高度场分析图

Fig. 4 500 hPa height analysis at 08:00 BT 6 (a) and 08:00 BT 8 (b) November 2013

## 2.2 对流层低层偏东风

由于秋季冷空气活动越来越频繁,西太平洋海域对流层低层(850 hPa 及以下)经常被高压区控制,菲律宾以东洋面正处于高压的底部,盛行回流的东偏北风,如图 5a 和 5b 所示,与 2.1 节中中纬度东移西风槽携带冷空气南下相对应,台风海燕持续加强阶段在对流层低层出现一次地面高压加强东移过程,6 日 08 时高压中心位于日本以东洋面,强度在 1025 hPa,位于高压底部的台风北侧有大片的  $8\sim 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的东偏北风,7 日 20 时高压中心东移至日期变更线附近,中心强度增加至 1035 hPa,高压底部的东偏北风加强,出现大片  $12\sim 16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的东偏北风,台风以东出现宽达 10 个纬距、长达 4000 km 左右的偏东风带,台风北侧和东侧的偏东风明

显加强。

这说明在“海燕”持续加强期间,受对流层低层高压底部东偏北风加强的影响,“海燕”北侧和东侧的偏东风也明显增强。

## 2.3 越赤道气流的变化

由于“海燕”在菲律宾以东洋面时所处纬度较低,在其生成和强度发展过程中,中心以南的赤道附近的各层越赤道经向风(包括南风 and 北风)活动一直很活跃(图 6a),其中 300 hPa 及以下的越赤道南风是“海燕”中心东侧偏南风的主要组成部分,而 250 hPa 以上的越赤道北风的变化则反映了“海燕”高层向南出流的变化。对流层低层 600~900 hPa 和对流层中高层 300~400 hPa 附近的越赤道南风较强,达  $8\sim 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,越赤道南风是“海燕”中心东侧经

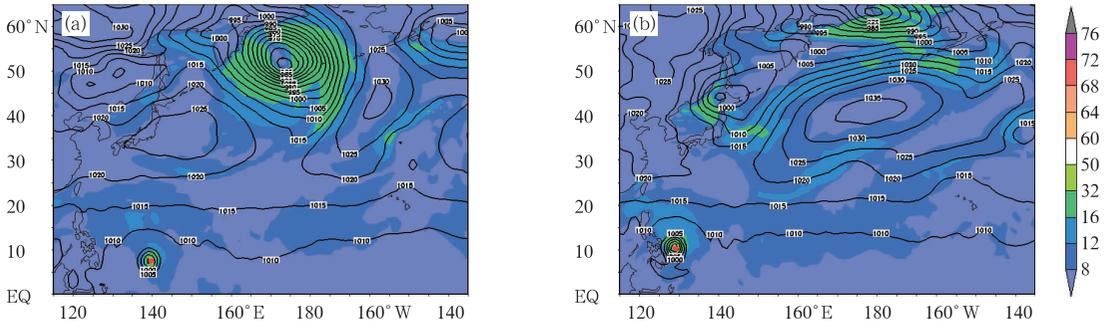


图5 2013年11月6日08时(a)和7日20时(b)海平面气压分析图  
(黑色等值线为等压线, 填色为等风速区)

Fig. 5 Sea surface pressure analysis at 08:00 BT 6 (a) and at 20:00 BT 7 (b) November 2013  
(Black isolines are isobars; fillings are isotach zone)

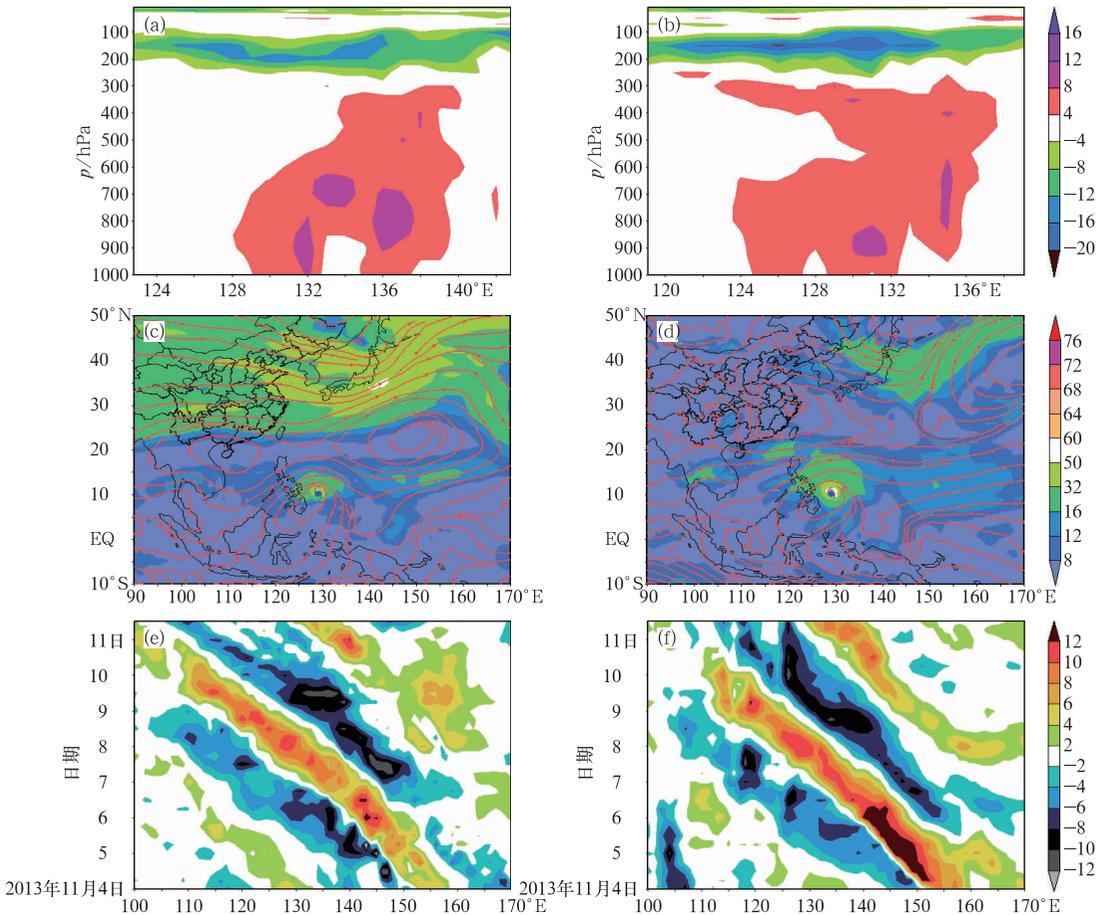


图6 2013年11月7日08时(a)和20时(b)经向风沿赤道的纬向垂直剖面;2013年11月7日20时400 hPa(c)、850 hPa(d)流线分析;穿过5°N的400 hPa(e)、850 hPa(f)经向风的经度-时间序列图

Fig. 6 Longitude-height section of  $V$  across equator at 08:00 BT (a) and 20:00 BT (b) 7 November 2013; 400 hPa (c), 850 hPa (d) streamline at 20:00 BT 7 November 2013; the time-longitude series of 400 hPa (e), and 850 hPa (f)  $V$  across 5°N

向风的主要来源。另外从高层越赤道北风的变化来看(图6a和6b),7日20时台风达到最大强度时大于  $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的北风的范围和强度明显比7日08

时强,表明在持续加强阶段“海燕”向南的高层出流是增加的。除此以外,7日2时北支槽与南支槽合并后,随着西风槽的继续东南移,副高中心区向偏东

方向移动,副高的南边界也逐步南落,7日20时对流层中层400 hPa在“海燕”东侧可见近南北向的高压脊(图6c),该脊西侧的东南气流是“海燕”东侧经向风的另一来源,与此同时对流层低层850 hPa(图6d)上在“海燕”东侧有明显的赤道高压存在,赤道高压脊西侧的东南气流也是“海燕”中心东侧经向风的来源之一。

另外从穿过台风南侧 $5^{\circ}\text{N}$ 的纬线分别作400和850 hPa经向风的时间演变来看(图6e和6f),400 hPa上台风东侧偏南风极大值大于 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,且强度呈现波动性质,850 hPa上台风东侧偏南风在6日08时以前很强,基本稳定在 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,08时以后偏南风明显减弱。图6e和6f中蓝黑色的区域代表台风东侧南北轴向西太平洋高压脊和赤道高压脊东侧偏北风的大小,可以间接反映南北轴向西太平洋高压脊和赤道高压脊的强度变化。从图6e可见,400 hPa上偏北风从6日08时开始明显加强,8日08时前左右达到极大值,而850 hPa偏北风明显增大的时间比400 hPa提前一些,伴随“海燕”整个持续加强阶段,8日08时以后达到极大值,这说明“海燕”登陆菲律宾之前的强度持续增强与台风东侧西太平洋高压脊和赤道高压的出现有关。

由此可见“海燕”登陆菲律宾之前的强度持续增强与越赤道气流的的活动以及台风东侧西太平洋高压脊和赤道高压的出现也有关系。

## 2.4 副热带西风急流和低纬东风的变化

通过以上2.1—2.3节的分析,我们发现上述三方面与一般的西太平洋秋台风基本类似,不足以解释台风海燕在达到超强台风强度以后的持续加强和快速移动成因。如图7a和7b所示,6日01:30水汽图像上有水汽暗区从华北东部东移南压,暗区边缘光滑,暗区东侧即为副热带西风急流,7日19:30水汽暗区南压至 $30^{\circ}\text{N}$ 附近,且色调变深,范围扩大,这表明副热带西风急流明显加强,7日17时“海燕”达到强度极值,这两者的加强几乎同步,这不禁让我们联想副热带西风急流的变化可能与台风海燕强度发展存在某种关联。

众所周知副热带西风急流(朱乾根等,2007)是对流层上部出现的最强环球西风带。副热带西风急流高度在200 hPa附近,其稳定维持与哈得来环流密切相关。冬季较强,急流中心最大风速可达 $100\sim 150\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,位置偏向赤道,夏季较弱,最大风速

$60\sim 80\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,位置偏向极地。整个急流呈3波特征,在亚洲、北美两地的东海岸及中东地区上空各有一个脊,并对应最大风速中心。其平均纬度为 $27.5^{\circ}\text{N}$ ,变化在 $25^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 之间。副热带西风急流的风速垂直切变在对流层的上部最大,在500 hPa等压面上副热带西风急流的强度就大大减弱了,而在对流层中下部几乎看不出来。

以前有关副热带西风急流的研究多集中在其对气候方面的影响方面,如叶笃正等(1958)的研究发现:东亚大气环流的季节转化有明显的突变,而突变的主要特征之一就是东亚副热带西风急流的北跳和南移过程。陶诗言等(1958)指出,东亚梅雨的开始和结束与亚洲上空西风急流的二次北跳过程密切相关,董敏等(1987)研究了北半球500 hPa纬向西风的年际变化,指出东亚地区夏季西风指数与我国初夏梅雨的年际变化有密切关系,张耀存等(2008)研究表明,亚洲夏季风爆发伴随着东亚副热带西风急流轴线的北跳和急流中心的西移,急流轴北跳至 $35^{\circ}\text{N}$ 以北的青藏高原上空,南支西风急流消失,亚洲季风环流形势建立,金荣花(2012)分析了梅雨季节东亚副热带西风急流逐日演变特征与长江中下游异常丰梅和空梅的关系,研究了东亚副热带西风急流活动影响梅雨异常的机理,讨论了监测和分析东亚副热带西风急流对梅雨中期预报的意义。

而副热带西风急流的变化对台风活动的影响问题尚没有引起大家的足够重视,赖芬芬等(2012)对TC活动强、弱年的大气环流背景场做了合成分析,并对各年TC强度与对应的西北太平洋副高、东亚副热带西风急流、热带东风急流、季风槽各特征指数做了相关分析,揭示了西北太平洋TC强度年际变化的机理,其中已经开始关注到了副热带西风急流对台风强度年际变化特征的可能影响,但是副热带西风急流的变化对台风强度在短期时效内的影响研究还没有见到过。而通过分析在1330号台风海燕持续加强和高强度维持阶段对流层上层副热带西风急流位置和强度的一系列变化,使我们开始关注这个问题。

6日08时对流层上层200 hPa副高南北两侧分别以较强的东风气流和强劲的副热带西风急流为主要特征,即6日08时对流层上层200 hPa(图7c),副高位于南海到菲律宾以东洋面上,在内蒙古东部到河套一带为西风槽区,槽前 $35^{\circ}\text{N}$ 附近有大于 $50\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的东东北—西西南走向的副热带西风

急流,急流核位于朝鲜半岛南部到日本一带,急流核强度为  $60\sim 64\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,在低纬  $10^{\circ}\text{N}$  以南地区“海燕”处于副高南侧宽广的东风气流中,台风北侧外围的偏东风风速达  $8\sim 16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。随着  $200\text{ hPa}$  西风槽的东移,槽前的副热带西风急流也随之东移并逐渐加强,7日14时急流强度达到最大,急流核达  $72\sim 76\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图略),急流核以该强度一直维持到7日20时,20时急流核位于日本以东洋面(图7d),并且  $130^{\circ}\text{E}$  附近副热带西风急流轴的轴向由东北—西西南调整为准东西向,并南压至  $30^{\circ}\text{N}$  附近。7日20时低纬的东风带也明显加强,  $14^{\circ}\text{N}$  以南台风外围的偏东风风速增大到  $16\sim 32\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,台风中心附近的东风增大到  $32\sim 50\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,表明台风强度也同时增强。7日20时  $200\text{ hPa}$  是以对流层上层副热带西风急流和低纬东风及台风海燕强度的同时加强为主要特征。

由于副热带西风急流是一个三维强气流带,在对流层上层最强,且风速垂直切变达  $5\sim 10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ ,随着高度降低急流强度越来越弱的,我们沿台风中心做纬向风的经向垂直剖面(图7e和7f),来看看在台风强度持续加强阶段与台风中心同经度的副热带西风急流和西太平洋副高的变化。如图7c所示,6日08时台风中心位于  $7.4^{\circ}\text{N}$ ,紧邻台风中心的冷色区为其北侧的东风,台风外围的东风范围很宽,最宽达18个纬距,大于  $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的东风位于  $400\text{ hPa}$  及以下层次,最大东风达  $50\sim 60\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,台风北侧  $38^{\circ}\text{N}$  附近  $200\text{ hPa}$  附近的暖色区为副热带西风急流,急流核强度为  $60\sim 70\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,急流核与台风中心的水平距离在30个纬距左右,该急流强度随高度降低逐渐减小,  $400\text{ hPa}$  以下西风小于急流强度( $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ );7日20时台风中心北抬至  $10.2^{\circ}\text{N}$  以北,副热带西风急流核强度仍为  $60\sim 70\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,但明显南压至距台风中心以北水平距离20个纬距处(图7f),急流区不仅向南推进了10个纬度,还有向下扩展的趋势,  $700\text{ hPa}$  及以下的西风风速均明显加大,风速达到急流强度的层次向下伸展为  $500\text{ hPa}$  以上,这时台风北侧外围的东风范围明显缩小,最宽达14个纬距,与此同时大于  $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的东风向上扩展至  $200\text{ hPa}$  及以下层次,台风中心北侧最大东风达  $70\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  以上,表明台风强度明显加强,7日20时“海燕”强度达到极大值。总之,在“海燕”持续加强过程中,伴随着西太平洋副高北部的副热带西风急流的南压加强,位于副高南侧

各层的东风都出现风速加大、范围收缩的情况,台风强度也随之加强。

那么为什么会出现副高北侧的副热带西风急流与副高南侧东风同时加强的现象呢?如图7e和7f所示,台风中心北侧东风和副热带西风急流之间的白色区域为风速不大于  $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的东风或西风区,这是西太平洋副高的脊线或中心区域,相对于6日08时,7日20时白色区域明显变窄,表明在台风海燕强度持续加强阶段,太平洋副高在垂直方向各层次上均受到台风海燕向北的和副热带西风急流向南的明显挤压而变窄,这将导致各层副高南北两侧的气压梯度力加大,从而各层副高南北两侧的水平风速将加大,于是就出现副高北侧副热带西风急流与副高南侧东风急流同时加强的现象。

同时对流层上层副热带西风急流的加强南压也能够解释2.1节中在“海燕”持续加强和高强度维持阶段  $500\text{ hPa}$  西太平洋副高强度加强的原因。由于对流层上层副热带西风急流不光存在较大的风速垂直切变,急流轴两侧还存在很大的风速水平切变,其中急流轴右侧水平风速分布具有反气旋性切变,相对涡度为负。副热带西风急流的增强将使位于其右侧的副高区内相对负涡度增加,从而导致副高强度的增强。如图7e和7f所示,7日20时与6日08时相比,副热带西风急流不仅向南推进了10个纬度,还有向下扩展的趋势,风速达到急流强度的层次从  $400\text{ hPa}$  及以上向下扩充至  $500\text{ hPa}$  及以上,  $500\text{ hPa}$  的西风强度较6日08时也明显增加,达到急流强度,也会导致急流轴右侧出现相对负涡度增加,从而导致  $500\text{ hPa}$  副高强度的增强。

另外从图7c和7d的对比还可发现,6日08时台风海燕的高层出流主要为向偏西方向的流出,高层辐散条件不是很好(图略),而7日20时“海燕”向南北两侧的高层流出增加,向偏南方向的流出达  $16\sim 32\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,经吕宋岛和南海东部向偏北方向的流出也增加至  $8\sim 16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,表明在其靠近菲律宾中部并登陆的过程中其高层辐散条件较6日08时有所改善的(图略),高层辐散条件的增强可能是其强度持续增强的动力因子之一。

综上所述,“海燕”在菲律宾登陆前的持续加强阶段对流层上层副热带西风急流加强南压,副高南侧对流层各层低纬东风也同时加强,并且对流层上层副热带西风急流加强南压也是导致西太平洋副高加强和副高南侧对流层各层低纬东风也同时加强的

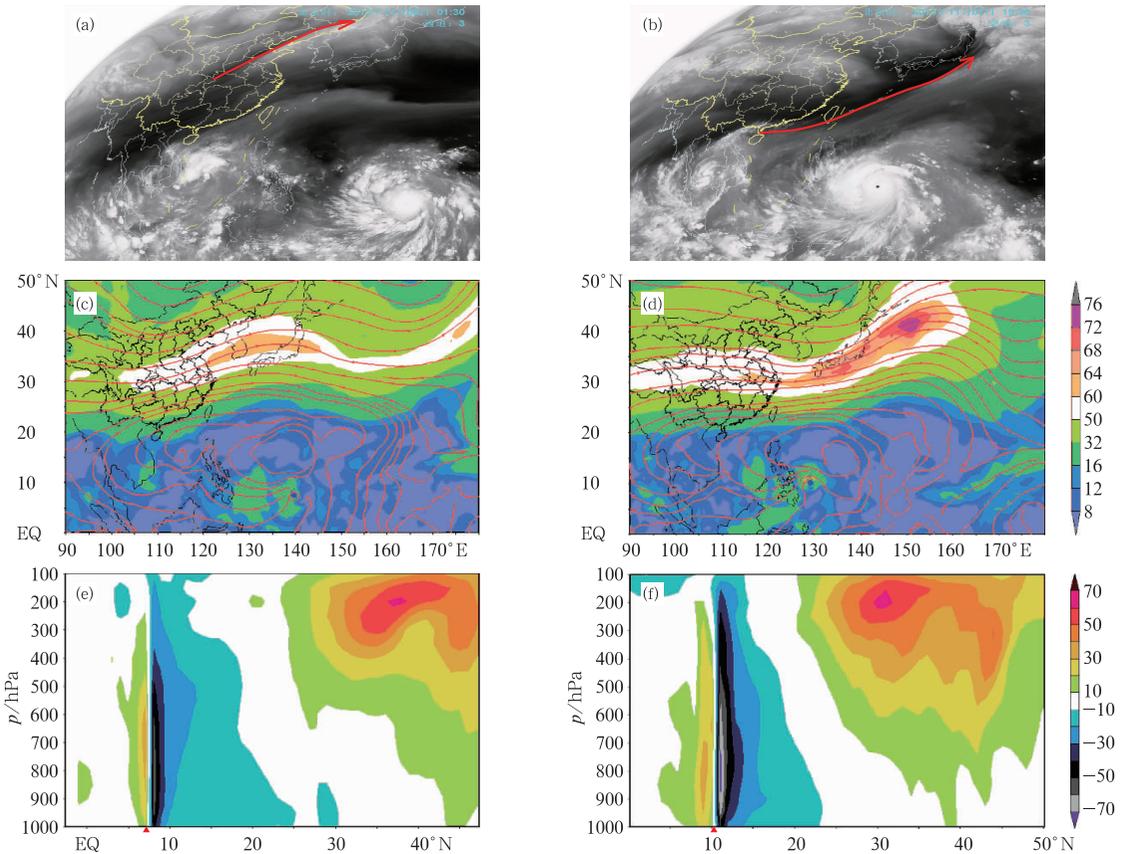


图 7 2013 年 7 月 6 日 01:30(a)和 7 日 19:30(b)MTSAT 卫星水汽图像,6 日 08 时(c)和 7 日 20 时(d)200 hPa 流场分析图,6 日 08 时(e)和 7 日 20 时(f)沿台风中心做的纬向风的经向垂直剖面(填色为等风速区,红三角指示台风中心所在处)

Fig. 7 MTSAT water vapour images at 01:30 BT 6 (a) and 19:30 BT 7 (b) November; 200 hPa streamline chart at 08:00 BT 6 (c) and 20:00 BT 7 (d) November; latitude-height section of  $U$  across “Haiyan” center at 08:00 BT 6 (e) and 20:00 BT 7 (f) November 2013 (Red triangular is typhoon location and fillings are isotach zone)

重要原因,另外高空出流条件的改善可能也是“海燕”强度持续增强的动力因子之一。

总之,大尺度天气分析的结果显示,“海燕”在登陆菲律宾之前,持续加强和高强度维持发生在副热带西风急流加强南压和副高南侧对流层各层低纬东风同时加强的条件下;副热带西风急流加强南压也是导致西太平洋副高加强和副高南侧对流层各层低纬东风同时加强的主要原因;另外高空出流条件的改善也可能是“海燕”强度持续增强的动力因子之一;在“海燕”持续加强期间,其北侧和东侧的对流层低层偏东风增强明显;另外“海燕”在登陆菲律宾之前的持续加强和高强度维持还与越赤道气流的活跃以及台风东侧西太平洋高压脊和赤道高压的出现有关。

### 3 台风结构和强度发展原因的诊断分析

#### 3.1 “海燕”水平风速的不对称结构

以前关于台风不对称结构对台风路径影响的研究工作较多(魏应植等,2007;袁金南等,1997;河惠卿等,2008),但是在台风不对称结构与台风强度变化关系的研究并不多,在这方面主要存在两种观点(端义宏等,2005),一是姚祖庆等(1996)认为 9417 号台风 Fred 的对称结构有利于强度的维持,9414 号台风 Doug 的外围和内环云系结构由对称型向非对称型转变,使其强度迅速减弱;二是几乎每个台风

的结构都存在非对称结构,陈联寿等(1997)认为弱冷空气入侵、台风内部中小尺度强对流运动的发展、地形作用等均有可能导致台风的增强,这些因素造成强对流发展一般都是不对称的。徐亚梅等(2005)研究表明非对称流与对称流对台风发生发展的影响不仅依赖于非对称流的强弱,还取决于非对称流型:当非对称流型为气旋式流入或反气旋式流出时,非对称流对轴对称涡旋有加强作用;当非对称流型为气旋式流出或反气旋式流入时,非对称流导致轴对称涡旋的减弱。

本节将分析台风海燕的结构及水平风速分布特点,3.2节将探讨其不对称结构影响其强度发展的可能机制。

首先需了解台风海燕中心附近强风的水平分布特点和风速的垂直分布情况,沿台风中心分别做经

向和纬向垂直剖面,了解台风中心南北两侧纬向风和东西两侧经向风的分布情况。

如图8a和8b所示,台风中心南北两侧的纬向风分布存在明显的不对称,北侧的东风不管从范围还是强度都比南侧的西风大很多,且纬向风等风速线的南北宽度随高度增高是逐渐减小的,另外东西风的最大值都出现在对流层低层950~600 hPa。7日02时“海燕”中心南北两侧东西风最大值的速度差为 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,7日20时东西风最大值的速度差增至最大,达 $40\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右,由于NCEP再分析资料的时间分辨率较粗,为6h,可以认为这个时间与“海燕”强度达到极大值的时间(7日17时)是基本吻合的。同时还注意到,尽管台风南北两侧大于 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的纬向风的南北宽度很大,但是中心附近强风区(大于 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ )的半径很小,小于3个纬距,

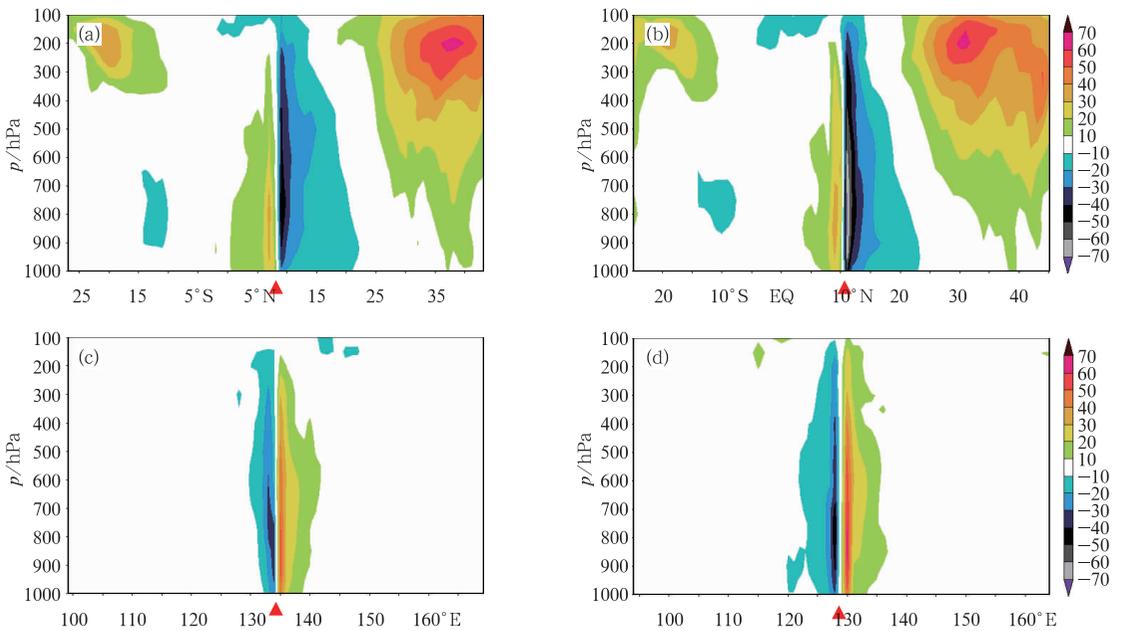


图8 2013年11月7日02时(a, c)和20时(b, d)纬向风(a, b)和经向风(c, d)沿台风中心的经向和纬向垂直剖面

Fig. 8 Latitude-height section of  $U$  (a, b) and longitude-height section of  $V$  across “Haiyan” center at 02:00 BT (a, c) and 20:00 BT (b, d) 7 November 2013

(Red triangular is typhoon location; unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )

这与“海燕”中心深对流云区的半径大小基本一致。

如图8c和8d所示,台风中心东西两侧的经向风的東西宽度较纬向风的南北宽度明显偏小,台风东侧南风的范围和强度比西侧的北风略大,台风中心东西两侧的经向风分布仍存在一定的不对称性,但是没有纬向风的不对称性显著。另外南北风的最

大值也都出现在对流层中低层950~500 hPa。7日14时“海燕”中心东西两侧南北风最大值的速度差达到最大,达 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右,3个小时后“海燕”强度就达到最大值。

由此可见,“海燕”持续加强阶段其中心附近的经向风和纬向风存在明显的水平不对称分布特点,

其中纬向风的不对称更显著。

### 3.2 涡度垂直结构及演变

图 9a 和 9b 分别给出了 7 日 20 时沿台风中心所做的涡度经向剖面图和纬向风的叠合图以及涡度纬向剖面和经向风的叠合图。“海燕”中心附近的正涡度区从海面一直伸展到对流层高层 100 hPa 附近, 涡度最大值出现在 7 日 20 时和 8 日 02 时(图略)的 850~800 hPa 之间, 达  $(100 \sim 110) \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。涡度最大值出现的时间与 3.1 节中“海燕”中心南北两侧东西风和东西两侧南北风最大值之差最大的出现时间吻合, 同时也与“海燕”强度最大值出现的时间 7 日 20 时比较一致。从 3.1 节经向风和纬向风的水平分布看出, 台风中心附近的强风存在明显的不对称分布特征。

根据涡度的定义(朱乾根等, 2007), 涡度分为曲率涡度和切变涡度。将“海燕”的涡度近似看成经向风和纬向风造成的涡度的和, 由于经向风和纬向风的曲率很小, 曲率涡度可忽略, 在此主要考虑切变涡度的影响, 而上述东风强于西风、南风强于北风的水平风不对称分布恰恰都符合典型的气旋性切变, 会产生正相对涡度的增加, 而正相对涡度的增加是台风强度增强的动力机制之一。7 日白天开始“海燕”中心南北两侧东西风和东西两侧的南北风的差值很大, 由此导致的切变正相对涡度的增加可能是“海燕”强度持续增强的重要原因。

可见, 由“海燕”两侧经向风和纬向风的不对称分布导致的切变正涡度的增加可能是台风强度持续增强的重要原因之一。

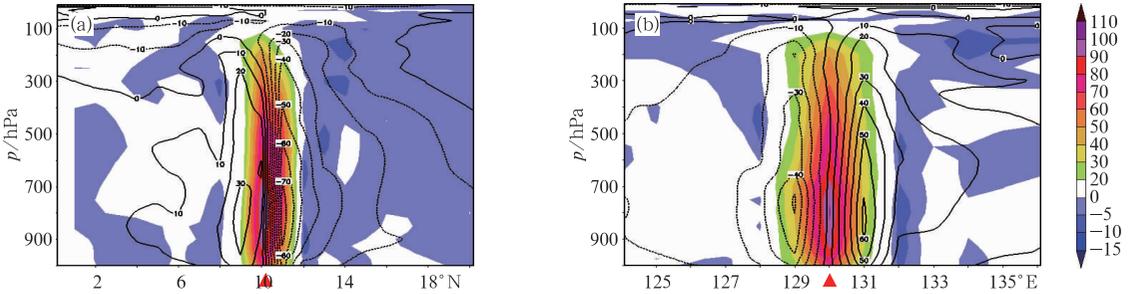


图 9 2013 年 11 月 7 日 20 时纬向风和涡度沿台风中心的经向垂直剖面(a)

经向风和涡度沿台风中心的纬向垂直剖面(b)

(填充区为涡度, 单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ; 黑色等值线为等纬向风速线)

Fig. 9 Latitude-height section of vorticity across “Haiyan” center (a) and longitude-height section of vorticity across “Haiyan” center (b) at 20:00 BT 7 November 2013

(black line is U and V contour, the filled area is vorticity, unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , red triangular is typhoon location)

### 3.3 散度垂直结构及其演变

图 10a 和 10b 分别给出了 7 日 02 时和 8 日 02 时沿台风中心所做的水平散度经向垂直剖面和剖面上的经向风和  $\omega$  的流场。由图 10a 可见, 7 日 02 时由于台风中心南侧 300 hPa 以下都有较强的南风气流, 台风中心北侧对流层低层存在一致的偏北风, 在台风中心附近存在明显的风向和风速辐合, 在台风中心附近存在垂直水平辐合柱, 该柱的最大值位于对流层低层。同时在台风中心南侧的对流层高层有向南的流出, 300 hPa 以下又有较强的偏南风, 于是在台风南侧存在一个逆时针的经向垂直环流圈。由图 10a 和 10b 的对比可见, 8 日 02 时台风南侧 300 hPa 以下的南风明显加强, 对流层低层水平辐合加大, 另外 300 hPa 以上台风中心南侧向南的流出有

所增加, 导致台风南侧垂直环流加强, 同时在台风北侧由于对流层上层向北的出流增加, 在台风北侧也形成一个顺时针垂直环流圈, 由于台风南北两侧垂直环流圈的加强和出现, 台风中心附近 700 hPa 以上的上升运动和对流层上层水平辐散的增强将导致对流层低层减压, 对流层低层台风中心附近水平辐合加强, 从而台风强度加强。

图 10c 和 10d 则分别给出了 7 日 02 时和 8 日 02 时沿台风中心所做的水平散度纬向垂直剖面和剖面上的纬向风和  $\omega$  的流场。7 日 02 时纬向剖面上各层大都为东风气流控制, 但台风东侧的东风比西侧的东风强, 水平辐合最大出现在台风中心附近对流层低层 800 hPa 以下。8 日 02 时, 纬向剖面上整层东风风速普遍增强, 台风东侧的东风仍然明显比西侧的东风强, 因此在风速辐合的作用下, 台风中

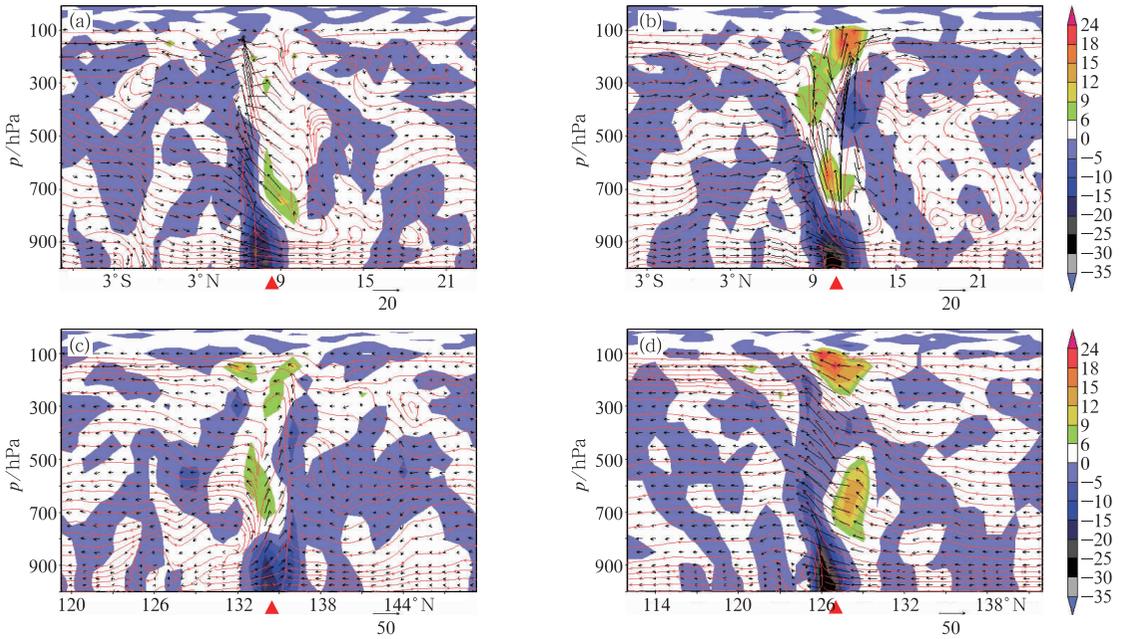


图 10 2013 年 11 月 7 日 02 时(a, c)和 8 日 02 时(b, d)沿台风中心散度的经向(a, b)和纬向(c, d)垂直剖面 and 经向(纬向)风及  $\omega$  的流场  
(填色区为散度, 单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )

Fig. 10 Latitude-height section (a, b) and longitude-height section (c, d) of divergence across “Haiyan” center at 02:00 BT (a, c) and 02:00 BT (b, d) 7 November 2013  
(Black arrow is the vector in the section, red line is the streamline in the section, the filled area is divergence, unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , red triangular is typhoon location, unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )

心附近水平辐合也明显增强。

以上分析说明,台风海燕强度持续增强阶段对流层低层水平辐合的显著加强和台风南北两侧经向垂直环流圈的加强和建立也是“海燕”强度持续加强的重要原因之一。

#### 4 “海燕”强度持续加强的动力机制

为了研究台风强度发展的动力机制,我们计算了几个物理诊断量随时间的演变。

由图 8a~8d 可见“海燕”中心附近强风区范围很小,据菲律宾媒体报道,“海燕”登陆菲律宾前半小时左右才见到风速急剧加大的现象,另根据美国科罗拉多大气科学联合研究所(CIRA)对台风“海燕”海面风场的反演结果(图略)显示,12 级以上大风(风速大于  $32.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )的半径也很小,在 100 km 以内。综合以上资料并结合考虑 NCEP 再分析资料的水平分辨率,因此把“海燕”内核区定义为:以台风中心为中心,边长为 300 km 的正方形区域。

如图 11a 所示,内核区内的 850 hPa 涡度在台

风海燕持续加强和高强度维持阶段一直保持明显增长的趋势,500 hPa 涡度(图 11b)具有与 850 hPa 涡度类似的增长趋势,只是增长幅度比前者小,对流层低层 850 hPa 的水平辐合(图 11c)尽管在数值上出现了几次起伏,但是在持续加强和高强度维持阶段其总体趋势也是加强的,并且以上这三者都在“海燕”登陆菲律宾前增大到最大值,与“海燕”强度达到最大值的时间基本吻合。而内核区高层 200 hPa 散度的变化趋势(图 11d)与“海燕”强度变化未见明显相关。

除了内核区的物理诊断量外,我们还计算了台风海燕所处环境(以台风中心为中心,边长为 1200 km 的正方形区域内)平均的高层辐散和高低层垂直切变的变化情况,如图 11e 所示,与图 11d 明显不同的是在持续加强阶段台风海燕环境的高层辐散可见明显的增长趋势,这与 2.4 节天气分析中发现的在持续加强阶段“海燕”的高空出流条件明显改善的结果一致;另外从图 11f 可见,持续加强阶段台风海燕所处环境的高低层垂直切变呈现明显减小的趋势。以上两个因子的变化与台风海燕持续加强存在

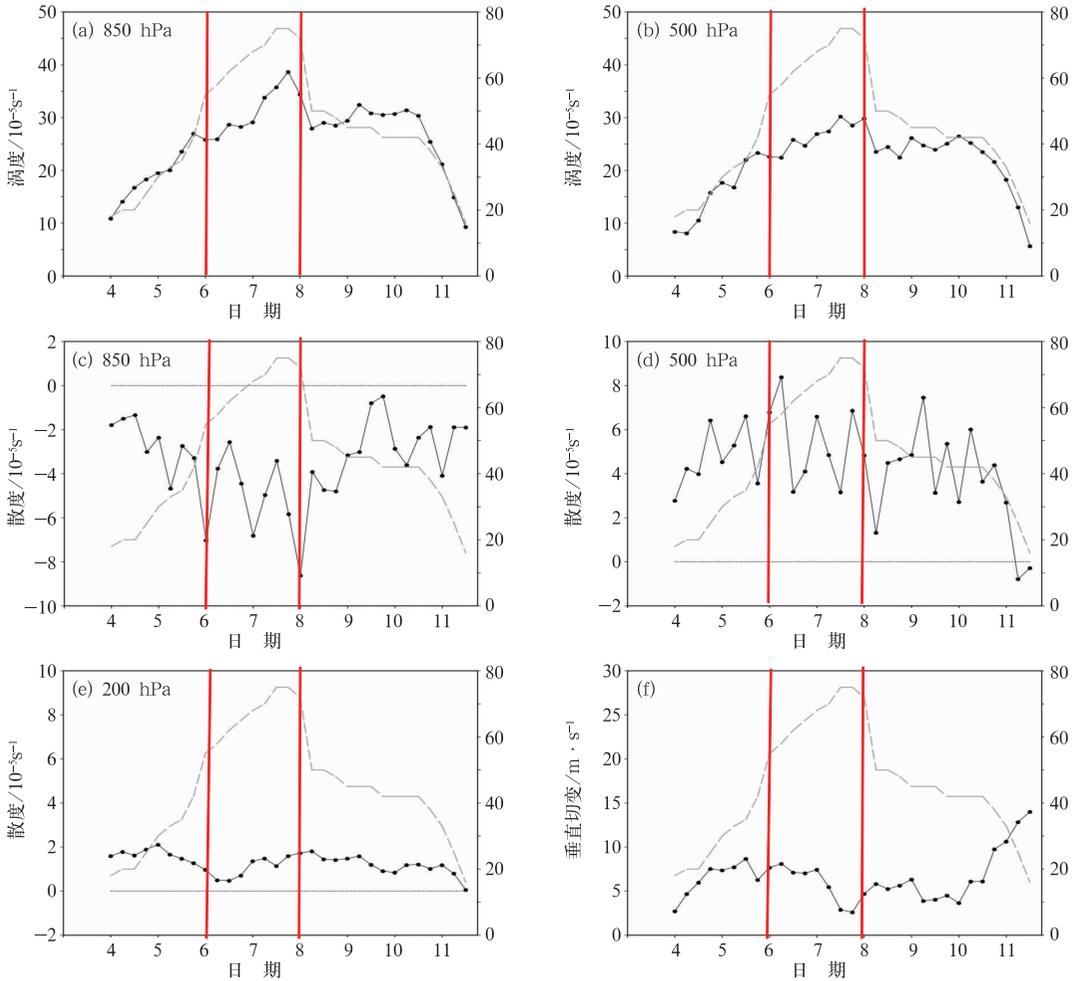


图 11 2013 年 11 月 3—11 日台风“海燕”物理诊断量的时间演变

(a, b)内核区 850 和 500 hPa 涡度, (c, d)内核区 850 和 500 hPa 散度, (e)200 hPa 散度, (f)垂直切变  
(图中长虚线为台风海燕的强度演变曲线,各图右侧纵坐标为“海燕”强度,单位:  $m \cdot s^{-1}$ )

Fig. 11 Time evolution of physical diagnosis of “Haiyan” in 3—11 November 2013

(a) inner area 850 hPa VOR, (b) inner area 500 hPa VOR, (c) inner area 850 hPa DIV, (d) inner area 200 hPa DIV,  
(e) environmental 200 hPa DIV, (f) environmental wind shear

(The long dashed line is the time seives of intensity of Typhoon Haiyan, the right axis corresponds to Haiyan intensity, unit:  $m \cdot s^{-1}$ )

很好的对应关系。

综合分析说明,台风海燕持续加强和高强度维持的主要动力机制为内核区对流层低层水平辐合和对流层中低层涡度的持续增长以及台风所处环境的高层辐散的明显增加和高低层垂直切变的减小。

### 5 “海燕”快速移动的原因分析

#### 5.1 “海燕”快速移动的原因分析

台风海燕是个快速移动台风,在其生成初期移速在  $25 km \cdot h^{-1}$  左右,5 日 14 时加强为台风后移

速逐渐加快至  $30 \sim 35 km \cdot h^{-1}$ 。特别是从 11 月 7 日下午开始,在靠近和登陆菲律宾中部的阶段时速高达  $40 km \cdot h^{-1}$  左右,移速之快,在西行台风中是很罕见的,下面主要讨论这一阶段快速移动的原因。

如图 4a 和 4b 所示,台风海燕始终位于西太平洋副高的南侧,副高南侧的东风气流是“海燕”移动的主要影响系统,“海燕”北侧东风气流的变化是导致“海燕”的移速发生变化的主要因素。2.4 节中我们已经得出副热带西风急流加强南压是导致西太平洋副高加强和副高南侧对流层各层低纬东风同时加强的重要原因,但是副热带西风急流加强南压的机制尚不清楚。

由于台风海燕趋向菲律宾中部并登陆过程中其北侧  $120^{\circ}\sim 135^{\circ}\text{E}$  副热带西风急流的强度和急流轴的位置变化很显著,为此通过分析  $120^{\circ}\sim 135^{\circ}\text{E}$  平

均的 200 hPa 温度的时间演变(图 12a)、 $120^{\circ}\sim 135^{\circ}\text{E}$  平均的 200 hPa 纬向风的时间演变(图 12b)来探讨副热带西风急流加强南亚的原因。

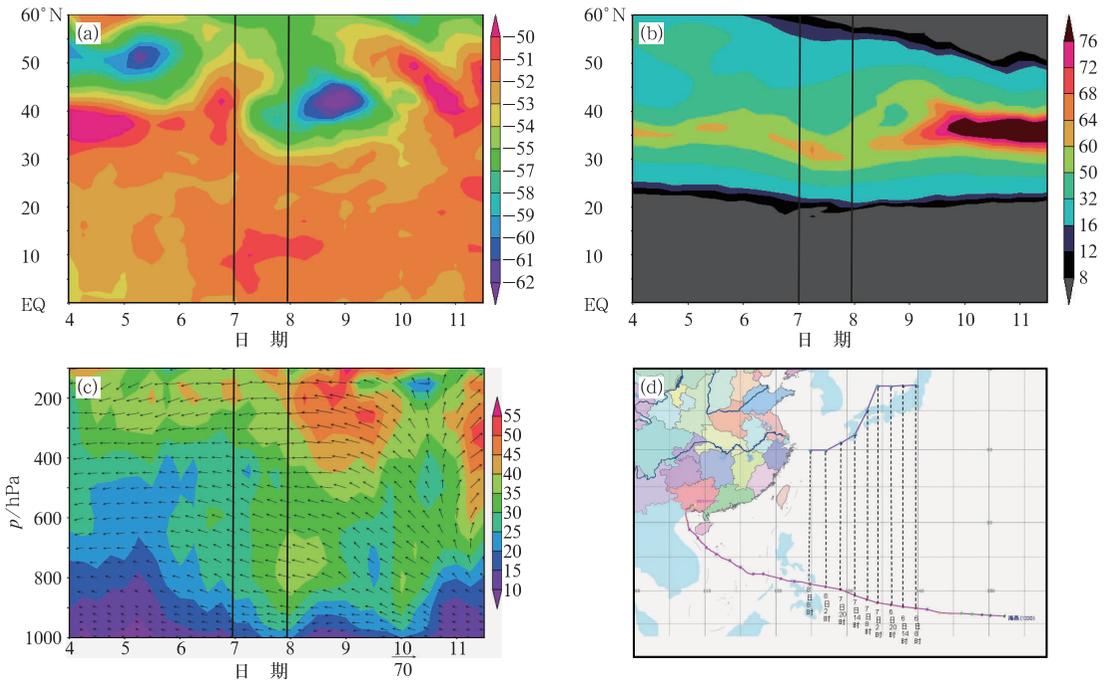


图 12 2013 年 11 月 4—11 日  $120^{\circ}\sim 135^{\circ}\text{E}$  平均的(a)200 hPa 温度和(b)纬向风的时间演变, (c)台风环境引导气流的时间-高度演变(单位:  $\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ ), (d)6—8 日台风实况位置和台风中心同经度的副热带西风急流轴所在纬度的变化

Fig. 12 Time evolution of  $120^{\circ}\sim 135^{\circ}\text{E}$  averaged (a) temperature (unit:  $^{\circ}\text{C}$ ) and (b)  $U$  (unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) with latitude, (c) evolution of environmental steering flow (unit:  $\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ ) in different levels in 4—11 November 2013, (d) variation of “Haiyan” location and the latitude of the westerly jet axis with same longitude as “Haiyan” in 6—8 November 2013

如图 12a 所示,4—5 日温度锋区位于  $42^{\circ}\text{N}$  附近,6 日后受高空槽前暖脊的影响,温度锋区北抬减弱,7 日开始受西风槽槽后冷空气东移南下影响,温度锋区也随之南压,7 日 20 时至 8 日 02 时南压达到最南位置,即  $30^{\circ}\text{N}$  附近,导致副高北部边缘的水平经向温度梯度增大。我们知道经向水平温度梯度的大小是影响急流强度的重要因素之一,因此副热带西风急流的位置和强度也需发生相应调整。如图 12b 所示,4—5 日  $35^{\circ}\text{N}$  附近为  $50\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的副热带西风急流,7 日以后(图 12a)温度锋区南压的影响,副热带西风急流轴也开始南压,并于 7 日 20 时至 8 日 05 时南压到达最南位置,又由于副高北部边缘经向水平温度梯度的加大,副热带西风急流的强度也有所加大,急流核强度增至  $60\sim 68\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

图 12d 给出了台风实况位置和 6—8 日台风中

心同经度的副热带西风急流轴所在纬度的演变,6 日台风向西偏北方向移动,副热带西风急流稳定在  $38^{\circ}\text{N}$  处,7 日开始台风移动的偏北分量有所加大,同时副热带西风急流轴明显南压,8 日早晨南压至  $30^{\circ}\text{N}$  处,24 h 左右两者的水平纬向距离从 30 纬距快速缩短到 20 纬距,如 2.2 节分析,由于两者的挤压作用导致副高南北两侧的气压梯度力加大,副高南北两侧的水平风速将加大,另外由于副热带西风急流的加强会导致西太平洋副高的加强,而副高的加强一方面会使其外围的风速加大,另一方面副高的加强还会导致副高与台风之间的气压梯度加大,以上两种效应叠加影响,会导致台风北侧整层的东风加强,台风海燕的环境引导气流也会随之加强。

综合分析表明,受对流层上层西风槽后携带的冷空气东移南压的影响,副高北部边缘水平经向温

度梯度增大,导致副热带西风急流轴南压、强度加强,副热带西风急流的加强南压又将导致西太平洋副高加强和副高南侧对流层各层低纬东风同时加强,台风海燕整层的引导气流都明显增加,这是“海燕”靠近和登陆菲律宾中部阶段时速高达  $40 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$  的重要原因。

## 5.2 “海燕”各层引导气流的变化

由于“海燕”从生成到在菲律宾中部登陆其水平尺度变化不太大,中心密闭云区半径在  $250 \sim 300 \text{ km}$  之间,所以在此以台风所在位置为圆心,以半径3个经度和6个经度的两个同心圆之间的圆环内风速的平均值作为该时刻该层次台风海燕的引导气流。从图12c不难看出,4—6日“海燕”各层引导气流的方向基本一致,都为偏东风,但大小有些差异,高层的引导气流比底层的大。6日夜間以后引导气流的偏北分量有所增加,7日14时开始的引导气流都出现明显加大,特别是8日02—20时之间分别在  $900 \sim 700 \text{ hPa}$  和  $500 \text{ hPa}$  以上有两个大值中心,  $900 \sim 700 \text{ hPa}$  的引导气流为  $35 \sim 40 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ ,方向为东偏南,  $400 \text{ hPa}$  以上层的引导气流为  $35 \sim 50 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ ,方向为偏东,台风的实际移向移速是对流层各层引导气流共同作用的结果,不单纯是某一层或某几层的作用,特别是对流层上层是台风海燕移动偏西分量的主要提供者,这说明对流层上层不光是台风的出流层,它对台风的路径也会产生一定影响,预报员以前对此认识不够。

由此看出,台风引导气流的层次并不是固定的,不同台风的引导气流层次可能不同,在台风的不同阶段引导气流的层次也可能不一样,对不能单纯地将  $500 \text{ hPa}$  作为台风的引导气流所在层,特别应关注对流层上层环流对台风移动的影响。

## 6 结论和预报启示

(1) “海燕”在登陆菲律宾之前的持续加强和高强度维持发生在副热带西风急流加强南压和副高南侧对流层各层低纬东风同时加强的条件下。

(2) 副热带西风急流加强南压是导致西太平洋副高加强和副高南侧对流层各层低纬东风加强及“海燕”高速靠近并登陆菲律宾的重要原因。

(3) “海燕”的水平风速分布存在明显不对称,呈现台风北侧东风大于南侧西风、台风东侧南风大

于西侧北风的特点,其中纬向风的不对称更显著。而由台风海燕两侧经向风和纬向风的不对称分布导致的切变正涡度的增加可能是台风强度持续增强的重要原因之一。

(4) 对流层低层水平辐合的显著加强和台风海燕南北两侧经向垂直环流圈的加强和建立也是“海燕”强度持续加强的重要原因之一。

(5) 台风海燕持续加强和高强度维持的主要动力机制为内核区对流层低层水平辐合和对流层中低层涡度的持续增长以及台风所处环境的高层辐散的明显增加和高低层垂直切变的减小。

(6) 预报的启示:对于秋冬季的风暴而言,除了西太平洋副高、西风槽、对流层低层偏东风、越赤道气流外,还需关注对流层上层副热带西风急流的变化,特别是对于偏西行台风而言,副热带西风急流的加强南压可能会导致台风移速的加快和强度的明显加强。另外对流层上层不光是台风的出流层,能影响台风高层出流的变化,对流层上层的环流还可能对台风移动造成一定影响。

## 参考文献

- 曹晓岗,王慧,漆梁波.2012.台风珍珠和鲑鱼北折路径对比分析.气象,38(7):841-847.
- 陈国民,余晖,曹庆.2013.2012年西北太平洋热带气旋预报精度评定.气象,39(10):1350-1358.
- 陈国民,余晖,曹庆.2014.2013年西北太平洋热带气旋预报精度评定.气象,40(12):-.
- 陈联寿,端义宏,宋丽莉,等.2012.台风预报及其灾害,北京:气象出版社,288-289.
- 陈联寿,徐祥德,解以扬,等.1997.台风异常运动及其外区热力不稳定非对称结构的影响效应.大气科学,21(1):83-90.
- 陈见,高安宁,罗建英,等.2010.0814号台风“黑格比”快速移动及造成广西持续大范围暴雨成因分析.海洋预报,27(1):1-7.
- 陈见,杨宇红,黄明策.2002.影响广西的快速台风.广西气象,23(4):7-8,58.
- 端义宏,余晖,伍荣生.2005.热带气旋强度变化研究进展.气象学报,63(5):636-645.
- 董敏,朱文妹,魏风英,等.1987.欧亚地区  $500 \text{ hPa}$  上纬向风特征及其与中国天气的关系.气象科学研究院院刊,2(2):166-173.
- 河惠卿,王振会,金正润.2008.不对称环流对台风强度变化的影响.热带气象学报,24(3):249-253.
- 黄忠,林良勋.2004.快速西行进入南海台风的统计特征.气象,30(9):14-18.
- 金荣花.2012.东亚副热带西风急流活动与长江中下游梅雨异常关系的研究.大气科学,36(4):722-732.
- 刘一.2014.2013年9—11月 T639、ECMWF 及日本模式中期预报性能检验.气象,40(2):247-252.

- 赖芬芬,何立富. 2014. 2013 年 11 月大气环流和天气分析. 气象, 40(2):253-260.
- 赖芬芬,江静. 2012. 东亚副热带西风急流活动与长江中下游梅雨异常关系的研究. 热带气象学报, 28(5):609-620.
- 钱传海,李泽椿,张福青,等. 2012. 国际热带气旋飞机观测综述. 气象科技进展, 2(6):6-16.
- 陶诗言,赵煜佳,陈晓敏,等. 1958. 东亚的梅雨与亚洲上空大气环流季节变化的关系. 气象学报, 29(2):119-134.
- 魏应植,汤达章,许健民,等. 2007. 多普勒雷达探测“艾利”台风风场不对称结构. 应用气象学报, 18(3):285-294.
- 伍荣生. 2007. 台风研究中的一些科学问题. 南京大学学报(自然科学), 43(6):567-571.
- 许映龙,张玲,高拴柱. 2010. 我国台风预报业务的现状及思考. 气象, 36(7):43-46.
- 徐亚梅,伍荣生. 2005. 热带气旋碧利斯(2000)发生的数值模拟:非对称流的发展及转换. 29(1):79-90.
- 姚祖庆,丁金才,唐新章,等. 1996. 9414 号和 9417 号热带气旋强度突变和维持的研究, 国家科技攻关 85-906 项目. 台风、暴雨灾害性天气监测、预报技术研究, 台风科学、业务试验和天气动力学理论的研究, 71-75.
- 叶笃正,陶诗言,李麦村,等. 1958. 在六月和十月大气环流的突变现象. 气象学报, 29(4):249-263.
- 袁金南,王国民. 1997. 关于台风非对称结构与台风路径的数值研究. 热带气象学报, 13(3):208-216.
- 张耀存,况雪源. 2008. 东亚副热带西风急流位置变化与亚洲夏季风爆发的关系. 暴雨灾害, 27(2):97-103.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文. 2007. 天气学原理和方法(第四版). 北京:气象出版社, 108-116, 194-198.
- Andrew B. Christopher V. 2011. World Meteorological Organization. The Final Report of International Workshop on Satellite Analysis of Tropical Cyclones.
- Dvorak V F. 1984. Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. Noaa Tech. Report NESDIS 11, 1984.
- Holland G J, Merrill R T. 1984. On the dynamics of tropical cyclone structural change. Quart J Roy Meteor Soc, 110:723-745.
- Ritchie E A. 2002. Environmental effects. Topic Chairman and Rapporteur Reports of the Fifth WMO International Workshop on Tropical Cyclone (IWTC-V). Tropical Meteorology Research Programme Report Series. Report No. 67, Cairns, Australia, 3-12 Dec. 2002.