

吴雪, 端义宏. 2013. 超强台风梅花(1109)强度异常减弱成因分析. 气象, 39(8):965-974.

超强台风梅花(1109)强度异常减弱成因分析^{*1}

吴 雪^{1,2} 端义宏^{1,2}

1 灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

2 中国气象科学研究院, 北京 100081

提 要: 文章应用中央气象台日常业务中台风强度分析和预报资料、ECMWF 再分析资料和 NOAA 海表热容量反演资料诊断分析了 2011 年第 9 号超强台风梅花的强度变化。结果表明, 虽然黑潮区域海表面温度较高, 海洋热力条件以及相应感热和潜热通量的增加确实为“梅花”增强创造了可能, 但是这些有利条件并没有使得“梅花”像预计的那样加强, 其主要原因是: “梅花”东北侧高层有强冷空气下沉贯通整层, 冷平流在低层侵入台风中心, 破坏了台风结构, 阻碍了热量向上输送; 另一方面环境风垂直切变较大, 使得热量不能集中以维持暖心结构。因为环境中冷平流和垂直风切变的变化, 不利于能量输送和集中, 是“梅花”强度减弱的主要原因。

关键词: 台风梅花, 强度变化, 诊断分析

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.08.003

Analysis on the Intensity Change in an Abnormal Weakening of Super Typhoon Muifa

WU Xue^{1,2} DUAN Yihong^{1,2}

1 National Key Laboratory of Disaster Weather, Beijing 100081

2 Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing 100081

Abstract: Super Typhoon Muifa (1109) got enhanced and weakened twice during its 12-d lifetime. The intensity was predicted stronger during 3–7 August because the high SST of Kuroshio was considered. In this paper, comprehensive and quantitative diagnostic analyses on main factors affecting typhoon intensity are performed. The results suggest that though the ocean thermal conditions are certainly favorable for the typhoon, the ambient field conditions, both the cold air advection and the ambient vertical wind shear, are unfavorable. The negative feedback which well matches the process is the main cause of the weakening.

Key words: Typhoon Muifa, intensity change, diagnostic analysis

引 言

随着现代气象综合探测体系的建设, 对热带气旋变化的物理机制的不断认识, 以及数值预报模式的不断进步和完善, 国内外关于台风路径的预报水平取得了长足的进步, 但在台风强度预报方面, 业务

预报进展缓慢(陈建萍等, 2007)。陈国民等(2012)、汤杰等(2011)分别对 2011 年和 2010 年西北太平洋热带气旋业务定位和预报精度进行评定, 结果表明: 国内业务定位、各综合预报方法、各业务数值模式的总体平均距离误差均比 2010 年有所减小, 但各模式的强度预报能力仍不如主观预报方法。

影响台风强度变化的因子主要有三个方面, 即

* 国家自然科学基金项目(40975035)资助

2012 年 11 月 7 日收稿; 2013 年 4 月 22 日收修定稿

第一作者: 吴雪, 主要从事气象学台风方向研究. Email: theocat@126.com

通信作者: 端义宏, 主要从事气象学台风方向研究. Email: duanyh@cma.gov.cn

下垫面,如:海表面温度(Shay等,2000;Chan等,2001;Duan等,2000;Emanuel,1986)、环境场,如:环境风垂直切变(白莉娜等,2010;Gray,1967;DeMaria,1996;Holland,1999;丁一汇等,1979;于玉斌,2012)和台风本身的内部结构变化,如:对流耦合的 Rossby 波(Wang,2002;May et al,1999;Bister,2001;Raymond et al,1990;Wu et al,1998;余晖等,2001)。专家学者针对许多强度发生明显变化的台风个例,采用诊断分析和数值模拟等方法讨论各个因子对台风强度变化的作用。高拴柱等(2012)总结了“莫兰蒂”在台湾海峡活动时的强度变化情况,运用天气学和动力诊断方法分析了“莫兰蒂”在台湾海峡活动时热带气旋发展的基本条件,结果发现:台湾海峡区域有较高的海表温度、丰富的中低层水汽净流入、强烈的低层辐合和高层辐散及低层涡度净流入,为“莫兰蒂”的发展提供了有利的动力和热力条件,弱的环境风垂直切变又使其强度增长没有受到大的抑制作用。李凡等(2010)的诊断分析表明台风巨爵(0915)在近海强度突然加强与南亚高压和副热带高压减弱、环境风垂直切变较大、南海北部海面温度较高、地面有弱冷空气扩散、台风中心附近正涡度增大、正涡度柱向对流层中上层伸展、台风中心附近高层辐散低层辐合的范围和强度等因子有关。张芳苒等(2011)分析发现西风槽东移、水汽和能量输送的变化、下垫面的改变以及冷空气的影响使“芭玛”(0917)的强度多次发生变化。张建海等(2011)对台风莫兰蒂(1010)的分析发现微型台风突然增强与水汽向台风环流核心区集中、台风移入垂直切变小值区和高空辐散区有关;而弱冷空气侵入台风残留低压,斜压位能释放转化为动能使低压环流又有所发展。冀春晓等(2012)对台风麦莎(0509)的数值模拟、风场反演及诊断分析表明台风麦莎的低层螺旋云带中活跃的中尺度气旋式涡旋系统,和与之相伴的较强中尺度上升区成正相关,中尺度系统所产生的正涡度源源不断地向“麦莎”输送,使其气旋性环流可以在陆地上长久维持。程锐等(2009)在分析云微物理参数化对云结构和降水特征影响的基础上,研究云微物理参数化过程对台风云娜(0414)强度的影响,发现过强的外围螺旋雨带以及环境风场垂直切变对于台风的加深、维持可能会造成“云娜”临近登陆时强度的下降。陈锋等(2012)应用 WRF 3DVAR 系统同化多普勒雷达径向风速资料,对台风麦莎(0509)进行数值模拟,发现:雷达径向风速资

料能通过调整初始风场结构,改进对台风结构的模拟,从而提高模式对台风麦莎的模拟能力;雷达资料信号在进入模式后有助于提高同化效果。覃丹宇等(2012)以 2010 年台风鲇鱼(Megi)为例,利用 2010 年 10 月 17 日 10:30—12:30 UTC 的 FY 2D/E 红外 1 通道数据,提出双星亮温归一化的解决方法,可有效利用 FY 2D 和 FY 2E 双星观测结果。分析表明归一化效果良好。在台风定强分析算法中,归一化处理可作为数据预处理的一部分内容,不影响后面的算法和流程,而便于比较国内外的台风定强分析结果和算法差异。

但这些对台风强度的个例分析多为突然增强的情况,而关于冷空气作用导致台风强度减弱的个例分析较少,且缺乏定量分析。影响热带气旋强度的各因子的物理机制还有待进一步分析和研究。另外,影响热带气旋强度变化的因子不是单一的,各因子的影响结果也不是一致的,因此在多个影响不同的因子同时存在的条件下,定量的判断各因子的相对重要性是非常重要的。

“梅花”是 2011 年 7 月在西北太平洋生成的第 9 号热带气旋,自生成到消亡期间两度增强为超强台风,对我国东部沿海地区造成重大影响,但其强度预报效果并不理想。考虑到 8 月 3 日起“梅花”经过黑潮,高海温应有利于台风强度增强,而事实上该时段“梅花”强度反而减弱了,使得该时段的强度预报明显偏强,误差较大。可见除了有利于“梅花”强度增强的海洋条件外,必然还存在其他更强的负作用机制制约台风发展。

许映龙等(2011)对中央气象台关于“梅花”路径、强度及降水的预报误差进行了全面的总结,发现“梅花”强度预报误差的主要原因是过多地考虑了海温的影响,而对于干空气卷入和环境风垂直切变对台风强度变化的影响考虑不足。但该文仅对“梅花”强度做了简单的定性分析,并没有进一步对相关物理量进行定量的诊断分析。

为了更有针对性地分析“梅花”实际强度与强度预报存在偏差的原因,同时更全面地了解影响热带气旋强度变化的各个因子及因子间的相对重要性,本文将对 8 月 3—7 日“梅花”所处的海洋热力条件、环境场以及“梅花”自身的结构变化等进行深入的诊断分析。

1 资料与方法

使用 7 月 28 日 14 时至 8 月 9 日 05 时(本文中若无特殊说明均为北京时)中央气象台每 6 h 发布的台风强度业务分析和预报资料,用于对比“梅花”强度变化和强度预报,分析预报偏差。针对预报偏差较大的 8 月 3 日 08 时至 7 日 08 时,使用欧洲中心的全球再分析数据(每 6 h 一次、水平分辨率 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ 、垂直方向包括海平面和 37 层等压面)诊断分析海表面温度、各层冷平流的空间分布变化;计算海表面平均温度、感热潜热通量、各层冷平流总量以及 200~850 hPa 环境风垂直切变,并将其时间变化序列与“梅花”强度变化进行对比;诊断各因子影响下“梅花”温度场和垂直速度场的垂直结构变化。另外使用 NOAA 每日一次的西北太平洋海表热容量反演资料,用于海洋热容量空间分布的诊断分析。具体分析方法将在下文分析过程中详细介绍。

2 “梅花”概况及强度预报偏差

2.1 “梅花”概况

2011 年第 9 号热带风暴梅花于 7 月 28 日 14 时在西北太平洋洋面上生成(图 1),尔后向偏西方向移动。7 月 30 日转而向北移动,强度增强迅速,上午由热带风暴加强为强热带风暴,当日夜间即加强为超强台风,而 31 日 20 时又减弱为强台风。8 月 2 日晚上开始转向偏西方向移动。8 月 3 日凌晨再度加强为超强台风,3 日晚上又减弱为强台风。5 日晚上进入东海以后,在我国东部近海北上,于 8 月

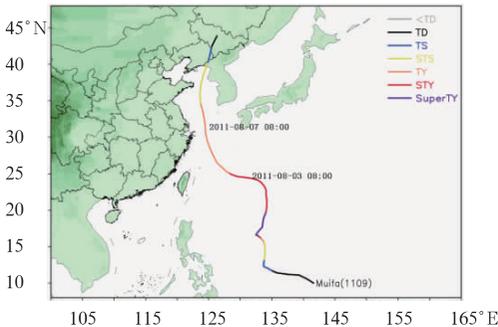


图 1 台风“梅花”路径
(图上标出为本文分析的时段)

Fig. 1 Track of Typhoon Muifa (1109)

8 日 18 时 30 分登陆朝鲜,最后进入我国东北地区后减弱为热带低压。生命史长、路径曲折、强度多变是“梅花”的显著特征。

2.2 “梅花”强度变化及预报

“梅花”自生成至消亡期间两度增强至超强台风并两度减弱(图 2),强度多变,预报困难。中央气象台对“梅花”7 月 30 日的第一次加强过程的预报明显偏弱;对 8 月 1—2 日和 8 月 3—6 日的减弱过程的强度预报皆出现较明显的偏强,尤其是第二次减弱之后的预报强度持续 4 天严重偏强;后期强度明显减弱后预报误差减小;但靠近朝鲜海岸即将登陆时强度预报再次明显偏强。“梅花”24 h 强度预报平均误差 $6.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,相对 2009 年世界各大中心 $4 \sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的平均强度预报误差(许映龙等,2010)明显偏大。

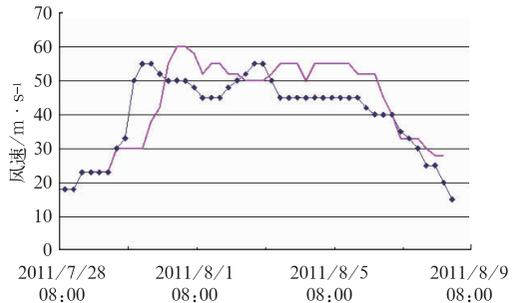


图 2 “梅花”中心附近最大风速和中央气象台 24 h 预报(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

[蓝色点线:中央气象台发布的实时业务定强,粉色实线:中央气象台 24 h 预报强度(相应时刻前 24 h 发布)]

Fig. 2 Maximum wind velocity near typhoon center and the 24-h forecast by Central Meteorological Observatory (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

(blue dotted line: observed wind speed, pink line: predicted wind speed)

特别注意到,8 月 3—7 日“梅花”西进至近海转而北上,经过黑潮。预报考虑较高的海表面温度(SST)应有利于台风加强,但“梅花”的实际强度却减弱,强度预报长时间偏强。因此下文将从海洋热状况、环境场(温度平流、垂直风切变)及“梅花”自身结构变化等方面就“梅花”在该时段强度异常减弱的原因进行诊断分析。

3 海洋热状况与“梅花”强度变化

3.1 海表面温度(SST)

台风强度对 SST 变化比较敏感,暖的下垫面是台风强度维持和增强的主要原因之一,台风只能在温度高于 26.5℃ 的洋面上生成发展(丁一汇等,

1979)。

夏季黑潮区域 SST 几乎始终保持 29℃ 以上的高温,可以为台风的发展提供大量能量。如图 3,自 8 月 2 日起“梅花”路径后方 SST 降温幅度增大、范围扩大,但是降温中心始终位于“梅花”路径后方,而台风环流主体基本处于有利于台风加强的高 SST 区域内。

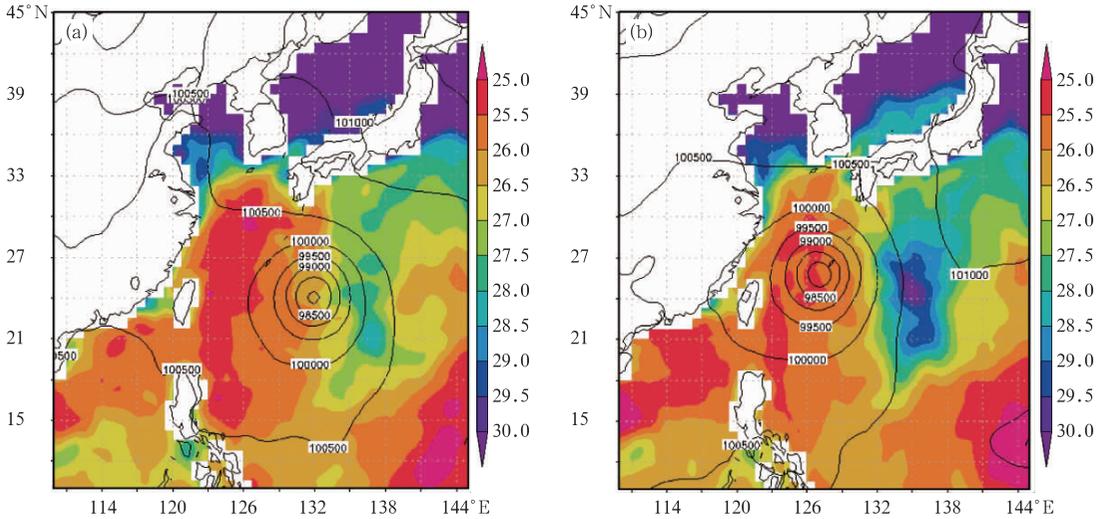


图 3 海表面温度(单位:℃)和海平面气压(单位:Pa)

(a)2011 年 8 月 3 日 14:00, (b)2011 年 8 月 5 日 14:00

Fig. 3 Sea surface temperature (unit:℃) and sea level pressure (unit:Pa)

(a)14:00 BT 3 August 2011, (b)14:00 BT 5 August 2011

为定量表示台风范围内 SST 的平均状况,对台风海平面气压闭合环流区域内 SST 求取平均值,并将其时间变化序列与“梅花”强度变化对比(如图 4)。8 月 2 日台风强度随着台风环流内平均 SST 的升高而迅速增强。但 8 月 3 日之后,虽然平均 SST 一直平稳升高,但台风强度并没有随之进一步增强,反而逐渐减弱。8 月 3—7 日平均 SST 始终保持在 27℃ 以上的高温,有利于台风强度增强,但“梅花”强度反而减弱了,不符合 SST 对台风强度影响规律。

3—7 日“梅花”经过高海温区,海表感热通量增加并维持。通过海气交换过程,底层空气可以以感热通量的形式从海洋获取大量能量,温度升高浮力增大,

3.2 感热和潜热通量

感热和潜热通量是台风从海表面获取能量的主要形式,是台风能够维持和增强的必要条件。为定量计算台风范围内海洋和大气之间的热量交换,将 ECMWF 再分析资料的感热和潜热通量数据在台风中心半径 15° 范围内积分,并将其时间变化序列与台风强度变化趋势进行对比(如图 5)。由于 8 月

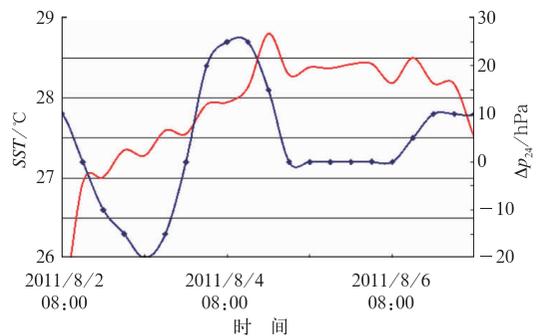


图 4 台风闭合环流内平均海表面温度和台风中心海平面最低气压 24 h 变压(左侧纵坐标:温度,红线;24 h 变压,蓝色点线)

Fig. 4 Average SST in typhoon cycle and intensity change in 24 h

(red line: SST; blue line: intensity change in 24 h)

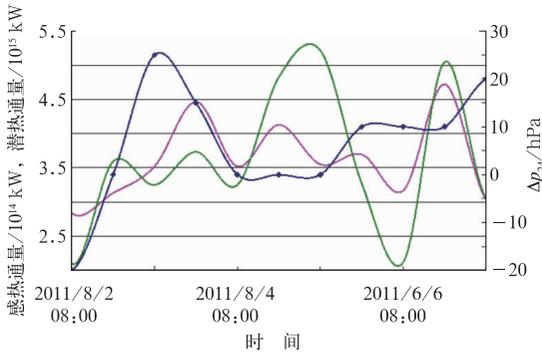


图 5 海表感热和潜热通量和台风中心海平面最低气压 24 h 变压

(热量通量, 绿线; 感热通量; 粉线, 潜热通量, 变压, 蓝色点线)

Fig. 5 Surface sensible and latent heat fluxes and intensity change in 24 h

(green line: surface sensible heat flux, unit: 10^{14} kW;
pink line: surface latent heat flux, unit: 10^{15} kW;
blue line: intensity change in 24 h, unit: hPa)

为垂直的对流运动提供可能。但对比台风强度变化曲线发现,随着海表感热通量的增加,台风强度并没有迅速增加,反而逐渐减弱,与感热通量变化趋势不一致。另一方面,随着感热通量增加,底层空气温度升高,空气块上升,8月3日起潜热通量迅速增加,8月3日20时达到极值。但这并没有促使“梅花”强度增强,相反强度逐渐减弱。8月4日起由于台风强度减弱,对流不能充分发展,潜热通量逐渐减小。

3.3 海表热容量

通过对一系列经过高海温区突然加强的台风的研究(Alishouse et al, 1990)发现:上层海洋为大气边界层提供能量使台风能够加强,海表热容量较 SST 能更全面地体现海洋上层热状况。经验表明,海表热容量大于 $50 \text{ kJ} \cdot \text{cm}^{-2}$ 时台风增强的概率大大增加。

NOAA 由卫星、浮标等多平台获得的海洋高度异常(SHA)和海表面温度(SST)等监测数据,从海表面至 26°C 等位温面垂直积分温度场,反演得到西北太平洋海表热容量场,可在一定程度上反应海洋次表层(约 50 m)的热力结构(如图 6)。海洋热容量整体上呈现随纬度分布,黑潮区域稍大,且日变化不大。8月3—6日“梅花”所处区域海表热容量大致均为 $50 \text{ kJ} \cdot \text{cm}^{-2}$ 左右,比较有利于台风增强。

综上,8月3—7日“梅花”环流内的海表面平均温度均达到 27°C 以上并稳定增温,高 SST 的海洋

通过海气相互作用以感热和潜热通量的形式增加向大气的热量传输,而且表征海洋次表层能量的海表热容量条件也比较有利,这样的海洋热力条件应该有利于“梅花”强度增强。但“梅花”的强度在该时段反而明显减弱了,说明必然存在其他更强的负作用机制制约台风发展。

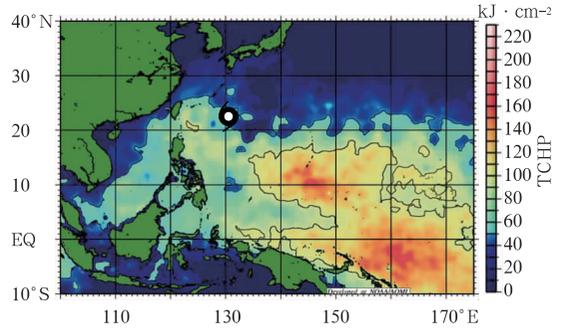


图 6 2011 年 8 月 3 日海表热容量 (单位: $\text{kJ} \cdot \text{cm}^{-2}$) (台风符号表示台风位置)

Fig. 6 Ocean heat content in 3 August 2011 (unit: $\text{kJ} \cdot \text{cm}^{-2}$)

4 大尺度环境场与“梅花”的强度变化

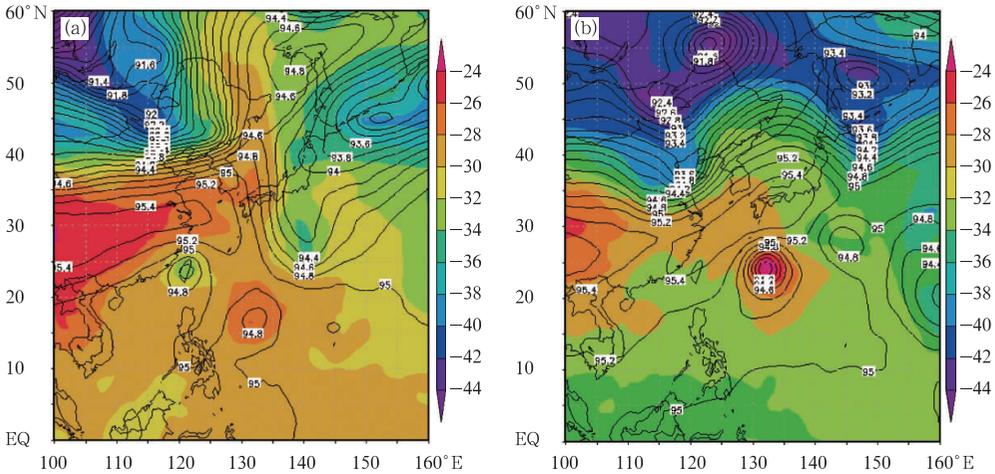
4.1 冷平流

从 300 hPa 位势高度场上可见(图 7),7月30日之后东亚大槽逐渐加深,向南延伸(图 7a)。8月2—3日,冷槽最南端延伸至台风梅花的东北方向,并逐渐分裂出闭合冷低压中心(图 7b)。槽后冷平流和其延伸出的闭合冷低压西侧气流可源源不断地将冷空气向南输送至“梅花”所在区域。强冷空气侵入能阻断对流潜热能源,抑制对流发展,使台风减弱(丁一汇等, 1979)。

本文以大气原始方程中的平流项定量表示冷暖空气的运动,即由冷暖空气运动造成的温度在单位时间内的变化量。计算公式如下:

$$\text{adv} = -\mathbf{V} \cdot \nabla T = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - \omega \frac{\partial T}{\partial p} \quad (1)$$

台风附近各层都有明显的冷平流中心(图 8)。300 hPa 上,8月2日台风西侧和东侧分别有较弱的暖平流中心和冷平流中心,而在气旋东北方向较远处有一较强的冷平流中心。8月3日东北方向的冷平流中心向“梅花”靠近,强度明显增加(图 8a),至5日冷平流中心侵入台风中心(图 8b)。随着气旋环



4 日之后暖心结构逐渐恢复。

4.2.2 垂直运动

沿气旋中心纬度取垂直速度的垂直剖面,如

图 11。8 月 2 日“梅花”中心垂直运动结构较明显,有交替的上升和下沉运动,西侧的上升运动较东侧稍强。8 月 3 日出现在台风东侧大范围的强冷空气

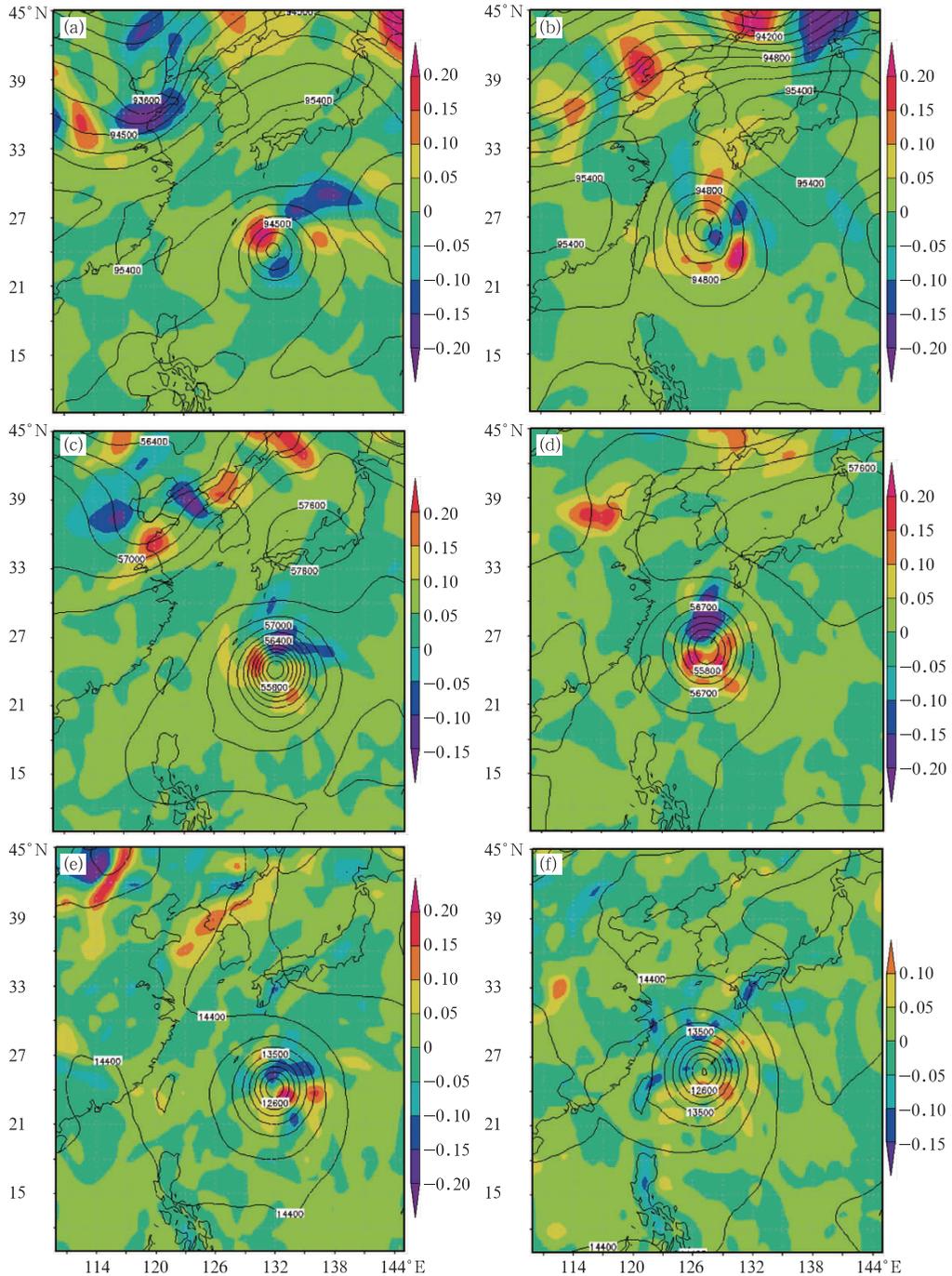


图 8 2011 年 8 月 3—5 日温度平流(单位: $10^{-3} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a) 300 hPa, 3 日 14:00, (b) 300 hPa, 5 日 14:00, (c) 500 hPa, 3 日 14:00,

(d) 500 hPa, 5 日 14:00, (e) 850 hPa, 3 日 14:00, (f) 850 hPa, 5 日 14:00

Fig. 8 Temperature advection (unit: $10^{-3} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a) 14:00 BT 3 August on 300 hPa, (b) 14:00 BT 5 August on 300 hPa, (c) 14:00 BT 3 August on 500 hPa,

(d) 14:00 BT 5 August on 500 hPa, (e) 14:00 BT 3 August on 850 hPa, (f) 14:00 BT 5 August on 850 hPa

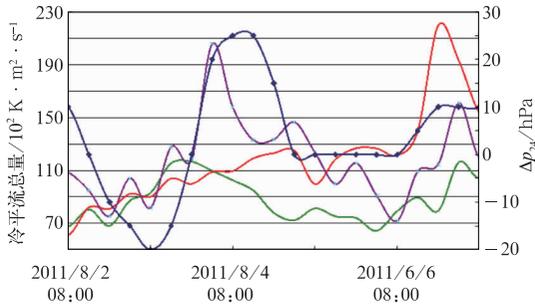


图9 各层上冷平流总量和台风中心海平面最低气压24 h 变压

(冷平流总量,紫线:300 hPa;绿线,500 hPa;红线,850 hPa;变压,蓝色点线,单位: hPa)

Fig. 9 Total cold advection and intensity change in 24 h

(purple line: 300 hPa; green line: 500 hPa; red line: 850 hPa; blue dotted line: intensity change in 24 h, unit: hPa)

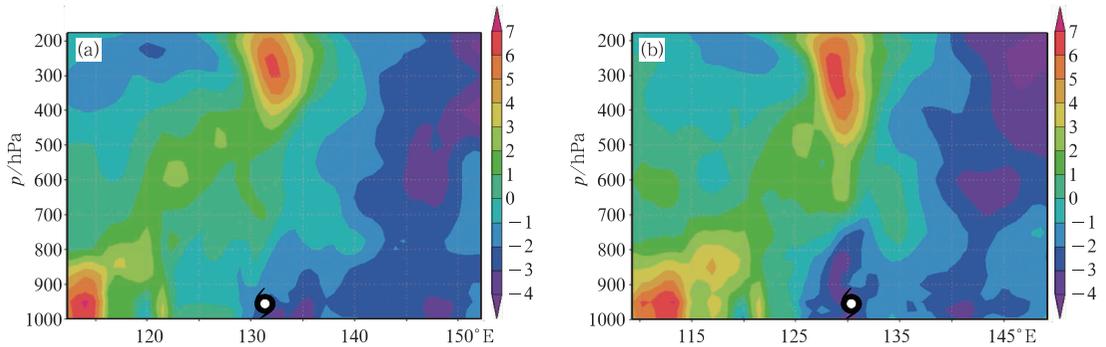


图10 经过台风中心的温度纬向距平纬向垂直剖面
(a)2011年8月3日14:00(台风中心24.5°N,132.25°E),
(b)2011年8月4日14:00(台风中心124.5°N,29.25°E)

Fig. 10 Vertical sections of temperature anomaly along the zonal direction by passing Muifa's center at (a) 14:00 BT 3 August and (b) 14:00 BT 4 August 2011 (unit: °C)

4.3 环境风垂直切变

在影响台风生成和发展的主要因子中,环境流场垂直风切变也是一个重要因子。环境风垂直切变的大小决定由积云对流产生的加热能否在中上层集中,从而形成和维持明显的暖心结构。这对判断气旋的发生发展至关重要。经验表明西北太平洋上大于 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的环境风垂直切变是不利于气旋发生发展的(丁一汇等,1979)。

采用 Zehr(2003)的方法,计算台风中心半径 15° 内 $200 \sim 850 \text{ hPa}$ 环境风垂直切变:

$$W = \sqrt{(\bar{u}_{200} - \bar{u}_{850})^2 + (\bar{v}_{200} - \bar{v}_{850})^2} \quad (2)$$

式中, W 代表环境风垂直切变, \bar{u} 和 \bar{v} 分别为平均纬

气,造成大范围强烈的下沉运动,上升运动仅在高层维持(图 11a)。4 日由于冷平流已侵入至台风中心,台风中心偏东整层为下沉运动,外围高层恢复上升运动(图 11b),至 6 日由于台风强度减弱,垂直结构被破坏。

台风垂直运动结构的变化和温度结构变化有关。低层空气块沿湿绝热线上升时一直到十几千米高度始终都要比四周空气暖才能维持暖心和垂直环流。而 8 月 3 日起冷空气向台风中心侵入,低层暖心消失出现冷中心,位势稳定性增强,这样的热力条件不利于积云对流的发展,破坏了台风的垂直环流,同时割断了暖洋面向高层暖心的热量输送,抑制了气旋发展。此变化过程和 8 月 3—7 日“梅花”强度变化非常吻合,是其强度减弱的直接原因。

向风速和经向风速,下标表示风速等压面。

将环境风垂直切变的时间变化序列与“梅花”强度变化对比,如图 12,二者相关关系较明显。8 月 3 日起环境风垂直切变开始明显增大,“梅花”强度相应迅速减弱,4 日起风切变增大并维持在 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,不利于台风强度维持,8 月 4 日强度减弱速率达到最大之后持续减弱至 5 日。

环境风垂直切变表示扰动的通风条件,8 月 3—7 日风速垂直切变持续超过 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,通风显著,这使得在对流层中由于积雨云释放的凝结潜热迅速离开扰动区上空而向四周平流出去,热量不能集中。这是上文分析中虽然潜热通量增加但“梅花”强度并没有相应增强的原因。8 月 3—7 日环境风垂直切

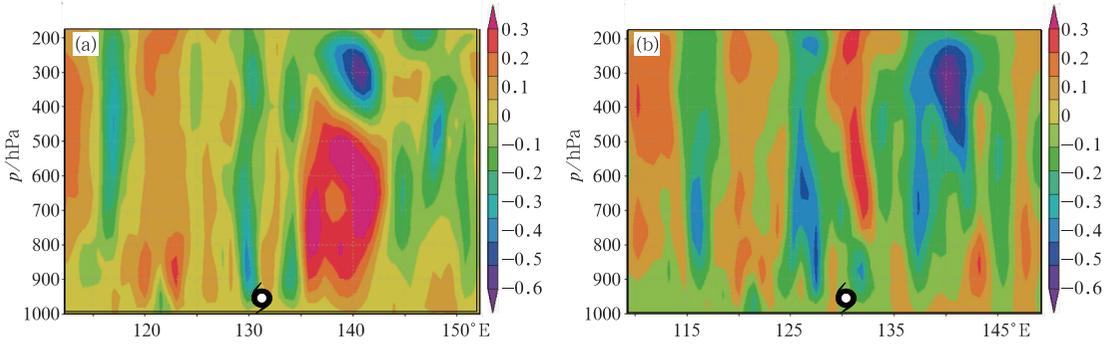


图 11 经过台风中心的垂直风速纬向垂直剖面 (单位: $\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a)2011 年 8 月 3 日 14:00(台风中心 24.5°N 、 132.25°E),

(b)2011 年 8 月 4 日 14:00(台风中心 24.5°N 、 129.25°E)

Fig. 11 Vertical sections of vertical velocity along the zonal direction by passing Muifa's center at (a) 14:00 BT 3 August and (b) 14:00 BT 4 August 2011 (unit: $\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

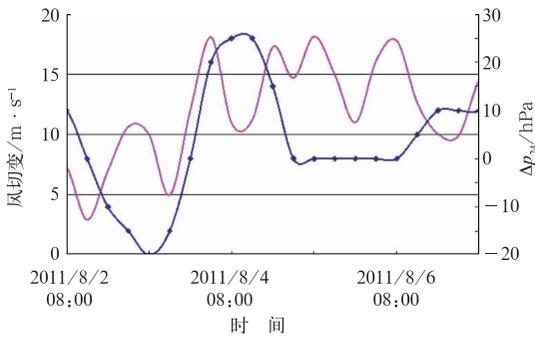


图 12 250~850 hPa 环境风垂直切变和台风中心海平面最低气压 24 h 变压 (粉线:垂直风切变;蓝色点线:24 h 变压)

Fig. 12 Ambient vertical wind shear between 250 hPa and 850 hPa and Δp_{24}

(pink line: wind shear, blue line: intensity change in 24 h)

展,阻碍对流量向上传输,破坏了台风自身结构;同时环境风垂直切变长时间维持在 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,通风效应显著,使热量不能集中以维持暖心结构。冷空气运动和环境风垂直切变的变化趋势与“梅花”强度变化趋势非常吻合,是导致“梅花”强度减弱的主要原因。

较暖的海洋热状况提供能量使台风增强成为可能,但是如果忽视了环境场条件对能量输送和维持的作用,可能会导致台风强度预报的失败。影响台风强度变化的因子多而复杂,如何对各种不同作用的因子的影响进行准确的定量分析十分困难,本文通过对基本物理量的定量分析为预报提供参考,同时更需要依靠相关理论和数值模式模拟的进一步发展和完善。

参考文献

白莉娜,何敏,王元. 2010. 西北太平洋风速垂直切变异常对热带气旋活动年际变化的影响. 气象学报, 68(6): 877-884.

陈锋,冀春晓,董美莹,等. 2012. 雷达径向风速同化对台风麦莎模拟的影响. 气象, 38(10): 1170-1181.

陈国民,汤杰,曾智华. 2012. 2011 年西北太平洋热带气旋预报精度评定. 气象, 38(10): 1238-1246.

陈建萍,周伟灿,尹洁,等. 2007. 国内外热带气旋强度变化研究现状. 气象与减灾研究, 30(3): 40-47.

程锐,宇如聪,徐幼平. 2009. 台风“云娜”在近海强度变化及结构特征的数值研究 II: 云微物理参数化对强度和路径的影响. 气象学报, 67(5): 777-786.

丁一汇,陈联寿. 1979. 西太平洋台风概论. 北京: 科学出版社, 103-109.

高拴柱,吕心艳,王海平,等. 2012. 热带气旋莫兰蒂(1010)强度的观测研究和增强条件的诊断分析. 气象, 38(7): 834-840.

变的增加与“梅花”强度变化趋势吻合,是该时段“梅花”强度减弱的另一个重要原因。

5 结论和讨论

2011 年 09 号台风梅花强度强且变化复杂,强度预报效果不佳,特别是对“梅花”在 8 月 3—7 日期间的减弱过程预报持续偏强。本文通过对 8 月 2—7 日台风梅花所处的海洋、环境场以及台风自身结构进行诊断分析发现:海表面温度高于 26.5°C ,潜热通量和感热通量增加,为台风增强提供可能;但源于高层台风东北方向的冷平流迅速增强,强冷空气下沉贯通整层,并侵入台风中心,使得低层暖中心消失转而出现冷中心,垂直稳定度增强,不利于对流发

- 冀春晓,赵放,高守亭. 2012. 登陆台风 Matsa(麦莎)中尺度扰动特征分析. *大气科学*,36(3):551-563.
- 李凡,郑艳,李勋. 2010. 0915 号台风“巨爵”近海强度突增的诊断分析. *气象水文海洋仪器*, (3):87-93.
- 覃丹宇,李博. 2012. FY-2 双星亮温归一化及其在台风个例中的应用. *气象*,38(12):1449-1455.
- 汤杰,陈国民,余晖. 2011. 2010 年西北太平洋台风预报精度评定及分析. *气象*,37(10):1320-1328.
- 许映龙,韩桂荣,麻素红. 2011. 1109 号超强台风“梅花”预报误差分析及思考. *气象*,37(10):1197-1205.
- 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):43-49.
- 余晖,吴国雄. 2001. 湿斜压性与热带气旋强度突变. *气象学报*,59(04):440-449.
- 于玉斌. 2012. 冷空气影响热带气旋发生发展的研究进展. *海洋学报(中文版)*,34(3):173-178.
- 张芳苒,赵建宇,姜洪峰. 2011. 超强台风“芭玛”移动路径及强度异常分析. *海洋预报*,28(1):53-59.
- 张建海,庞盛荣. 2011. “莫兰蒂”台风(1010)暴雨成因分析. *暴雨灾害*,30(4):305-312.
- Alishouse J, Snyder S, Voongsathorn J. 1990. Determination of oceanic total precipitable water from the SSM/I IEEE Trans. Geosci Rmote Sens,28:811-816.
- Bister M. 2001. Effect of peripheral convection on tropical cyclone formation. *J Atmos Sci*,58(22):3463-3476.
- Chan J C L, Duan Y, Shay L K. 2001. Tropical cyclone intensity change from a simple ocean atmosphere coupled model. *J Atmos Sci*,58(2):154-172.
- DeMaria M. 1996. The effect of vertical shear on tropical cyclone intensity change. *J Atmos Sci*,53(14):2076-2088.
- Duan, et al. 2004. The role of β -effect and a uniform current on tropical cyclone intensity. *Adv Atmos Sci*,21(1):75-86.
- Duan Yihong, Qin Zenghao, Gu Jianfeng. 2000. Numerical study on the effects of sea surface temperature on tropical cyclone intensity. Part II: Coupling model and experiment. *Acta Meteor Sin*,14(2):193-199.
- Emanuel K A. 1986. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J Atmos Sci*,43(6):585-605.
- Gray W M. 1967. Global view of the origin of tropical disturbance and storms. *Mon Wea Rev*,96(10):669-700.
- Holland G. 1999. What limits tropical cyclone intensity. 23rd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology,953-958.
- May P T, Holland G J. 1999. The role of potential vorticity generation in tropical cyclone rainbands. *J Atmos Sci*,56(9):1224-1228.
- Raymond D J, Jiang H. 1990. A theory for long-lived mesoscale convective systems. *J Atmos Sci*,47(24):3067-3077.
- Shay L K, Goni G J, Black P G. 2000. Effects of a warm oceanic feature on hurricane Opal. *Mon Wea Rev*,128(5):1366-1383.
- Wang Y. 2002. An explicit simulation of tropical cyclones with a triply nested movable mesh primitive equation model; TCM3. Part II: Model refinements and sensitivity to cloud microphysics parameterization. *Mon Wea Rev*,130(12):3022-3036.
- Wu G X, Liu Z. 1998. Vertical vorticity development owing to downsliding at slantwise isentropic surface. *Dyn Atmos Oceans*,27:715-743.
- Zehr R M. 2003. Environmental vertical wind shear with hurricane Bertha (1996). *Wea Forecasting*,18:345-356.