文章编号: 1004-4965(2010)02-0129-09

环境场对近海热带气旋突然增强与 突然减弱影响的对比分析

黄荣成^{1,2}, 雷小途²

(1. 中国气象科学研究院,北京 100081; 2. 中国气象局上海台风研究所,上海 200030)

摘 要:采用动态合成分析法对近海突然加强(RITC)和突然减弱(RWTC)两类热带气旋(TC)的环 境场进行对比分析。研究表明:(1)两类 TC 形势场差异较明显,且影响 RITC 的南亚高压比影响 RWTC 的南亚高压强。(2)突变前后 RITC 有充足水汽供应配合较强辐合及上升运动,TC 不断获得水汽凝结释放 的潜热,使得损耗的能量得到补充和加强,高层辐散突变后减弱,使得 TC 能量得以保存和聚集,暖心结构被 不断增加的潜热能所加强,有利于 TC 强度的爆发。(3) RWTC 突变前后中低层上升运动减弱,中低层辐 合变化不大,且由于水汽供应不足,TC 获得的凝结潜热不足以补充 TC 自身的能量损耗,并且高层的上升运 动及辐散突变后均加强,这些均有利于 TC 中心高层暖心热量不断减少,从而促使 TC 强度快速减弱。

关 键 词: 天气学; 热带气旋; 动态合成法; 强度; 突然增强; 突然减弱 中图分类号: P444 **文献标识码:** A **Doi:** 10.3969/j.issn.1004-4965.2010.02.002

1 引 言

过去几十年,热带气旋(简称TC,下同)的移 动机理及预报技术等研究取得了许多重要进展,TC 的路径预报水平也因此有明显提高[1-2]。相比而言, TC强度及其变化的机理研究和预报精度的提高进 展缓慢,成为当前国际台风界的研究前沿和实际业 务预报难点之一^[3]。目前数值模式对TC的强度及其 变化仍然几乎没有业务预报能力,特别是近海TC强 度的突然增强往往造成措手不及而酿成大灾,如 8807号台风Bill在登陆浙江前的15小时内由热带低 压突然增强为台风,给杭州西湖造成严重影响。另 一方面,近海TC强度的突然减弱又常因防御过渡造 成不必要的浪费。强度的突变是造成TC强度预报误 差大的重要方面之一, Mundell^[4]发现TC强度突变频 数多的年份的TC强度预报的平均误差较大;美国国 家飓风中心24小时强度预报误差大于40 kts的飓风 中绝大多数是由TC的强度发生突然变化所致^[5]。

对TC强度突变的机理缺乏足够的认识则是造成预报误差偏大的关键,近年来已有不少关于TC强

度的研究,并取得可喜成果。如阎俊岳^[6]统计发现 有约16%的近海TC会发生迅速加强。热带气旋的平 均强度在中、低纬系统的分界线附近最大^[7]。李江 南等^[8]得出台风大风出现在台风靠近大陆时的前 沿,登陆后将迅速减弱。梁建茵等^[9]认为登陆前TC 发展与北方小股干冷气流从中层进入有关。雷小途 [10]通过对初始对称结构的热带气旋作了一系列数 值试验,验证了非绝热加热是热带气旋非对称结构 形成的一种可能机制的结论。寿绍文等[11]研究认 为,TC爆发性的发展是大尺度环流和积云对流相互 作用的结果。夏友龙等^[12]认为TC内核的突变不仅要 有非线性动力过程,还要有非线性加热过程,而TC 外围突变时加热过程是定常的。郑祖光等[13]则指 出,静力稳定度和非绝热加热是影响TC强度突变的 重要因子。余晖等^[14]认为当湿斜压性增强诱发倾斜 涡度发展,导致TC中心附近大部分区域垂直涡度显 著增长时,TC就会在整体上体现为爆发性或迅速发 展。TC系统扰动异变现象,不仅与对流加热、耗散 因子相关,而且还与系统外界热量、动量的非线性 平流,下垫面的潜热、感热输送结构相关^[15]。雷小

收稿日期: 2008-08-29; 修订日期: 2009-02-27

基金项目:国家自然科学基金重点项目"登陆台风强度变化机理研究"(40730948)资助

通讯作者:黄荣成,男,广西区人,在读硕士研究生,研究方向:热带气旋。E-mail: huangrc@typhoon.gov.cn

途等^[16]通过建立有无大尺度环境场作用的TC强度 变化的方程式,定性分析了大尺度环境场的影响。 胡春梅等^[17]研究了华南地区TC登陆前24小时强度 突变的大尺度环境场,发现突然增强TC的低空有明 显的西南气流卷入,低空辐合、高空辐散均较强且 水汽输送充足;而突然减弱TC的西南气流很弱,低 层辐合较弱,高层辐散不明显。于润玲等^[18]的研究 表明:迅速增强TC存在强的水汽输送及强的流入, 高层外流辐散强;而迅速减弱的TC存在弱的水汽输 送及弱的流入,高层外流辐散弱。然而,不同的TC 在登陆前24小时内的位置相差较大,即有的TC在强 度发生突变时距海岸很近、有的则距海岸较远,前 者显然会受到地形的显著影响。

为了减少地形、海域等不同所引起的强度变化 差异,更好地突出环境场的作用,本文针对我国近 海TC强度突然增强和突然减弱均较为集中且距离 我国大陆海岸线相对较近(300~400 km以内)的 海域,采用动态合成法^[19]对比分析TC突然加强前、 后6小时和突然减弱前、后6小时的环境场特征,旨 在寻找近海台风突然增强与突然减弱前后的环境场 特征及其差异,为提高对TC强度突变的机理认识和 预报能力提供有益的参考依据。

2 资料、方法和选例

本文采用中国气象局上海台风研究所整编的西 北太平洋《台风年鉴资料》(1949—1987年)和《热 带气旋年鉴资料》(1988—2006年),每日4次(北 京时间02、08、14、20时)。使用欧洲中期天气预 报中心(ECMWF)一日4次,水平方向格点2.5 °× 2.5°,垂直方向23层的全球格点再分析资料,利用 跟随TC中心坐标的动态合成法^[19]分别合成两类TC 强度突变前、后6小时的大尺度环境背景。

利用西北太平洋地区1949—2006年的台风年鉴

资料(包括热带低压、热带风暴、台风等)定义6 小时变压差小于0 hPa的样本为气压表示的增强样 本,反之为减弱样本,分别计算这两类样本的变压 平均值和均方差。定义6小时最大风速差大于0 m/s 的样本为最大风速表示的增强样本,反之为减弱样 本,同样分别计算两类样本的最大风速差的平均值 和均方差。用 $\Delta V_{y_{+}}$ 和 $\Delta V_{y_{-}}$ 分别表示增强和减弱样本 6小时TC最大风速平均差; $S_{y_{-}}$ 和 $S_{y_{+}}$ 分别表示减弱、 增强样本的最大风速均方差。用 $\Delta \overline{P}_{p_{-}}$ 和 $\Delta \overline{P}_{p_{+}}$ 分别 表示增强和减弱样本6小时TC中心气压平均差; $S_{p_{+}}$ 和 $S_{p_{-}}$ 分别表示减弱、增强样本中心气压均方差。

突然加强类样本定义标准: $\Delta P_p \leq \Delta \overline{P}_{p-} - S_{p-}$ 并且 $\Delta V_v \geq \Delta \overline{V}_{v+} + S_{v+}$; 有些样本6小时变压特别明显, 但 中心附近最大风速差变化没达到 $\Delta V_v \geq \Delta \overline{V}_{v+} + S_{v+}$ 标 准, 或者是有些样本中心附近最大风速差特别大, 但样本的中心气压变化没达到 $\Delta P_p \leq \Delta \overline{P}_{p-} - S_{p-}$ 标准; 为扩大样本量,本文将6小时变压 ΔP_p 小于 $\Delta \overline{P}_{p-} - S_{p-}$ 的1.5倍的样本(即 $\Delta P_p \leq (\Delta \overline{P}_{p-} - S_{p-}) \times 1.5$),或者是 6小时 TC 中心附近最大风速差大于 $\Delta \overline{V}_{v+} + S_{v+}$ 的1.5 倍的样本(即 $\Delta V_v \geq (\Delta \overline{V}_{v+} + S_{v+}) \times 1.5$),都归为突然 加强类样本。同样,突然减弱类样本的定义标准为: $\Delta P_p \geq (\Delta \overline{P}_{p+} + S_{p+}) \times 1.5$,或 $\Delta \overline{V}_v \leq (\Delta \overline{V}_v - S_{v-}) \times 1.5$ 。

按照上述标准进行统计得出表1,可见1949—2006年期间整个西北太平洋地区突然加强的样本数为783个,占总样本1.39%;总共400个TC(包括热带低压、热带风暴、台风)发生突然加强占TC总数的19.77%。突然减弱样本为845个,占样本总数1.49%;共495个TC发生突然减弱,占TC总数24.47%。所以对此类台风进行研究有重要意义,尤其是在近海发生强度突变的台风。

表1	1949—2006至	F西北太平洋T(C突然增强和	突然减弱的	〕频数特征
----	------------	----------	--------	-------	-------

类别	突变样本数/个	占总时次的百分比/%	TC 数/个	占总 TC 数的百分比/%
突然加强类	783	1.39	400	19.77
突然减弱类	845	1.50	495	24.47
总样本数	56 510		2 023	

本文中的近海指距离我国大陆海岸线300~400 km范围内的海域。统计表明,我国近海TC强度突 变(特别是突然增强)主要发生在海南至台湾之间 的南海海域^[20]。为了减少地形、海域等不同所引 起的强度变化差异,更好地突出环境场的影响,本 文在相同的海域(即南海东北部,以下简称"研究 海域")选取发生突然增强和突然减弱较为明显的 TC各6个样本。图1为所选6个突然增强(上图)和 6个突然减弱(下图)TC的路径,图中的大台风符 号表示突变发生的地理位置。



图1 突然增强(上)和突然减弱(下)的6个样本TC发生 突变前后24小时的路径及突变位置(大台风符号)

3 TC 强度突变的环境场对比分析

3.1 位势高度场

大尺度环流形势的调整及其与TC本体环流的 相互作用是导致TC强度变化的重要原因之一,近海 TC突然增强和突然减弱前的大尺度环境场的分布 及其调整方式也可能有显著差别。图2为合成的两类 TC强度发生突变前的大尺度环境场,可见,近海突 然增强TC(RITC)突变前6小时合成的高度场从 200~850 hPa(图2A~2D)上,中高纬地区均为一 个大的高压脊,低纬地区200 hPa上的南亚高压较 强,最大值达到1 252位势什米,RITC靠近1 248位 势什米线位于南亚高压脊线东南方;500 hPa及以下 层在RITC东侧均为副热带高压。而近海突然减弱TC (RWTC)合成的高度场在突变前自上而下(图2E~ 2H)位于中高纬地区则是一个很宽广的大槽,槽在 低层较高层偏东,这与RITC样本合成高度场在中高 纬地区的环流形势完全相反。从图3来看,两类TC 高纬度地区东北象限的形势场差异显著,该处形势 场差值通过了95%的信度检验。

虽然两类TC合成场低纬地区都处于南亚高压 控制下、500 hPa以下的TC东侧均为西太平洋副热带 高压,但200 hPa上的RWTC中心位于南亚高压中心 正下方,且南亚高压较弱,中心值为1 244位势什米。 从图3D看,200 hPa上RITC与RWTC位于南亚高压 所处位置的高度场差值为正,且通过95%的信度检 验,说明影响RITC的南亚高压比影响RWTC的强。



图2 合成的近海突然加强TC(左图)突变前的200、500、700、850 hPa(A、B、C、D)高度场及近海突然减弱 TC(右图)突变前的200、500、700、850 hPa(E、F、G、H)高度场 单位:位势什米。坐标原点为TC中心, 即TC标志处。向北、向东为正,向西、向南为负。横坐标一个单位即2.5个经度,纵坐标一个单位为2.5个纬度。下同。

3.2 水汽输送

TC作为热机,其主要的能源来自水汽凝结释放的潜热,因此低层的水汽输送与TC的强度变化关系 密切。图4为RITC和RWTC突变前后700 hPa以下低 层整层流场和叠加的低层水汽水平通量合成。可见 RITC强度突变前后(图4A、4C)700 hPa以下各层 均有风速 > 6 m/s的西南风急流向TC输送暖湿气流,

图中水汽水平通量≥2 000 g/(kg·m·s⁻¹))的等值线叠 加在西南风急流带上,并与TC相连接。而RWTC则 没有一支风速>6 m/s的西南风急流带向TC输送水 汽(图4B、4D),仅在其东侧有一支东风急流带靠 近,但不与TC连接相连,叠加在流场上的700 hPa 以下低层整层水汽水平通量≥2 000 g/(kg·m·s⁻¹)的 等值线也不与RWTC连通。



图 4 RITC(左图)和 RWTC(右图)突变前(A、B)和突变后(C、D)合成 1 000~700 hPa 整层平均流场 阴影区表示风速大于 6 m/s 的区域。标数字的白色等值线为 700 hPa 以下≥2 000 g/(kg·m·s⁻¹)的整层大气水汽水平通量。

从图5看, RITC周围被低层水汽水平通量的大 值所包围,≥10 g/(kg·m·s⁻¹)的阴影区范围较大; TC 东西两边均分布有水汽水平通量的大值区; 低层偏 南风较强,不断运送暖湿气流到TC环流中,且水汽 水平通量大值区(阴影部分)向上延伸到较高高度, 可达700 hPa。而且TC低层存在东南风与西南风在 TC中心附近辐合。而RWTC低层只在775 hPa以下靠 近TC中心区域的附近存在水汽水平通量大值区,且 西南风、东南风较弱,因此向RWTC输送水汽比 RITC小得多。

通过对比分析发现, RITC周围存在水汽水平通

量的高值区,并通过偏南风急流带不断获得水汽供应,从而源源不断增加潜热能,为TC的突然增强提供了能量。而RWTC的环境场向TC环流输送的水汽较少,能量补充不足,TC将不断损耗自身能量,从而有利于TC的减弱甚至突然减弱或消亡。



图 5 RITC(左图)和 RWTC(右图)突变前(A、B)和突变后(C、D)合成的整层纬向剖面 图中矢量为风矢量。阴影区表示水汽水平通量大于10 g/(kg·m·s⁻¹)的区域。标数字的等值线为水汽水平通量值。

3.3 高空流场

TC是一类较深厚的天气尺度的低压系统,低层 气流总体呈现出气旋性的流入特征、高层则为反气 旋性的流出。陈联寿等^[25]研究指出,当TC趋近于高 空急流时,有利于TC高空气流的流出,并通过抽吸 作用促使TC低层的流入和辐合,从而使TC增强甚至 迅猛发展。图6为两类TC强度发生突变前的250~ 100 hPa的合成纬向风场,可见RWTC处于东西风交 界处的零风速线附近(图6E~6H),而RITC则处 于东风控制范围内(图6A~6D)。RWTC的北侧高 层存在强西风急流,在250~150 hPa上急流中心最 大风速>40 m/s,且明显存在风速>35 m/s的东西向 带状急流轴,急流轴距离TC约15个纬度,100 hPa 上西风急流较下层弱,急流带风速<30 m/s;而 RWTC南侧的东风急流较弱,在250~100 hPa上的 东风急流带风速 < 30 m/s。RITC北侧的西风急流则 相对较弱,只在200和250 hPa上存在不连续的东西 向急流轴,但是此类TC西南侧的东风急流较强,在 150和100 hPa上东风急流中心风速 > 30 m/s,且这两 层的TC中心均位于东风急流入口区的右侧,在100 hPa上TC距离急流风速20 m/s以上的区域很近(约2 个纬度)。

根据Uccellini等^[26]的理论:高空急流入口区左 侧辐合、右侧辐散,形成一个垂直次级环流,左侧 下沉、右侧上升,RITC正好位于东风急流的上升区 域,有利于TC突然加强。可见,两类TC对应的纬向 风场特征有较为明显的差异,RITC对应较弱的西风 急流和较强的东风急流,且TC中心位于东风急流入 口区右侧的上升区;RWTC对应很强的西风急流和 较弱的东风急流。



图 6 RITC(左图)突变前 100、150、200、250 hPa(A、B、C、D)和 RWTC(右图)突变前 100、150、200、250 hPa(E、F、G、H)的纬向风 单位: m/s。

3.4 近海 TC 强度突变前后环境风的垂直切变

弱的环境风的垂直切变有利于初生阶段 TC 的 暖心维持和能量的聚集,Gray^[27]、McBride 等^[28]、 DeMaria^[29]、Goldenberg 等^[30]、Palmer 等^[31]的研究 表明,弱的环境风的垂直切变是 TC 生成的必要条 件。而对于处于发展至接近成熟阶段的 TC,适中的 环境风垂直切变反而有利于高低空的抽吸作用,有 利于 TC 高层流出和低层流入,从而有利于 TC 的维 持和发展。Paterson 等^[32]的研究指出,当环境风垂 直切变小于 10 m/s 时,有利于 TC 强度的增强,而 当垂直切变大于 12 m/s 时则往往会使 TC 的强度减 弱。于玉斌等^[33]的研究也得出类似的结论,且认为 TC 强度的突然变化对环境风垂直切变变化的响应 时间约为 18~36 小时。

用 200 和 850 hPa 上纬向风之差表示风场高低 层之间的环境风场垂直切变(图 7),可见,RITC 突变前后环境风的垂直切变的变化不大,TC 中心北 侧均靠近小于 10 m/s 的西风切变、南侧则存在接近 大于 10 m/s 的东风切变区,TC 位于东风切变和西 风切变交界处,TC 移动方向总体偏北,可知 RITC 将由较大的东风切变区移向北侧较小的西风切变 区,风垂直切变将变小,且经向梯度将变小,有利 于 TC 加强。RWTC 则是突变前 TC 中心北侧存在一 大于 10 m/s 的西风切变区,南侧靠近小于 10 m/s 的东风切变,突变后 TC 南侧东风切变增大到 10 m/s 以上,北侧西风切变的变化不大。可知 RWTC 突变 前后垂直切变经向梯度加大,使得此类 TC 的南北 两侧均受到较强的垂直切变作用。

由所述分析可知,RITC 所处的环境存在有利于 TC 强度突然增强的适中的风切变,RWTC 所处的 环境风切变经向梯度加大均不利于 TC 的发展。

3.5 近海 TC 强度突变前后的垂直运动

从两类 TC 的垂直速度纬向剖面(图 8)可见, RITC 突然增强时其上升运动的极值在 TC 中心正上 方的 925~775 hPa 之间, 达到 0.6 m/s, 且从地面到 200 hPa 整层均为上升运动层, TC 西侧存在较大范 围的上升区域;突变后 RITC 中层位于 500~300 hPa 之间,垂直速度较突变前增加0.1 m/s,低层垂直速 度变化不大。RWTC 突变前的低层上升运动极值略 小,为0.5 m/s,但上升运动的高度可延伸到150 hPa 以上,只是其周围的上升运动区域相对较少且强度 较弱; RWTC 突变前 400 hPa 以上高度的垂直速度 比 RITC 突变前同高度上的垂直速度大 0.1 m/s。突 变后 RWTC 的 700 hPa 以下的垂直速度减小,高层 250 hPa 上的增加。比较而言, RWTC 中心区域上 升运动延伸高度较高,突变前低层上升运动较 RITC 的弱;突变后,RITC 中层上升运动加强,RWTC 高层上升运动加强,但在 250 hPa 附近 RWTC 的上

升运动比 RITC 的剧烈。突变前后, RITC 低层维持 较大上升运动, 中层上升速度增大有利于水汽向上 输送, 这对 TC 强度突然增强有重大作用; 而 RWTC 突变前后低层垂直速度减小, 水汽向上输送能力下 降,高层上升运动加强有利于 TC 暖心能量的耗散 加强,当暖心获得的能量远少于失去的能量时,则 更利于 TC 强度突然减弱。



图 8 同图 7, 但为垂直速度纬向剖面

3.6 近海 TC 强度突变前后的散度场差异

为更清楚地了解两类 TC 突变前后高低层的辐 合辐散变化情况,分别计算了 RITC 和 RWTC 突变 前后各自的散度差异,即用 RITC 突变前散度减去 RITC 突变后散度,RWTC 突变前散度减去 RWTC 突变后散度。由图 9A 可见,RITC 突变前后散度场 差异明显,低层 700 hPa 以下 TC 中心附近为正的差 异值,说明 RITC 突变后低层辐合比突变前强;中 层 700~500 hPa 间有个较大的负散度中心,差异值 为-9×10⁻⁶ s⁻¹,说明 RITC 突变后中层辐散比突变前 加强;高层 150 hPa 附近有一较大的正散度中心, 差异值为 12×10⁻⁶ s⁻¹,说明突变后高层散度比突变 前弱。RWTC 的散度差异(图 9B)在 600 hPa 中低 层变化不大,说明其中低层突变前后的辐合辐散程 度基本不变;高层 300~200 hPa 位于 TC 西侧有一 较大负散度中心,差异值为-9×10⁻⁶ s⁻¹,说明 RWTC 突变后该层辐散比突变前强;位于150 hPa以上的 更高层有一个大的正散度中心,差异值为9×10⁻⁶s⁻¹, 说明 RWTC 更高层上的辐散比突变前弱。



图 9 RITC(A)和 RWTC(B)各自突变前后的散度场差异纬向剖面 单位: ×10⁻⁶ s⁻¹。

综上所述, RITC 突变前后各层的辐合辐散变化 情况是:低层辐合加强、中层辐散较强、高层辐散 减弱。而 RWTC 突变前后则是中低层辐合辐散变化 不大、高层辐散加强、更高层辐散减弱。

4 结论与讨论

对比分析突然增强与突然减弱两类 TC 的环境 场特征表明:两类 TC 形势场差异较明显,且影响 RITC 的南亚高压比影响 RWTC 的南亚高压强。突 变前后 RITC 在充足水汽供应配合较强的辐合及上 升运动,TC 不断获得水汽凝结释放的潜热,使得损 耗的能量得到补充和加强,高层辐散突变后减弱, TC 能量得以保存聚集,暖心结构被不断增加的潜热 加强,从而有利于 TC 强度的迅速加强;而 RWTC 突变前后的低层上升运动减弱,低层辐合变化不大, 且由于水汽供应不足,TC 获得的凝结潜热不足以补 充 TC 自身的能量损耗,高层的上升运动及辐散突 变后均加强,这些都有利于 TC 中心高层暖心热量 不断消散,促使 TC 强度快速减弱。

值得注意的是,导致 TC 强度发生突变的原因 很多且极为复杂,本文仅是对突然增强和突然减弱 发生时的环境场差异特征进行了初步的合成分析, 有关环境场调整及下垫面属性变化等与 TC 环流和 TC 自身结构变化的相互作用对 TC 强度突然增强和 突然减弱的影响,将有待进一步研究。

参考文献:

- GOERSS J S, SAMPSON C R, GROSS J M. A history of Western North Pacific tropical cyclone track forecast skill[J]. Weather and Forecasting, 2004, 19(3): 633-638.
- [2] DEMARIA M, KAPLAN J. An updated statistical hurricane intensity prediction scheme(SHIPS) for the atlantic and Eastern North Pacific Basins[J]. Weather and Forecasting, 1999, 14(3): 326-337.
- [3] KRISHNAMURTT T N, PATTNAIK S, STEFANOVA L, et al. The hurricane intensity issue[J]. Mon Wea Rev, 2005, 133(7): 1 886-1 911.
- [4] MUNDELL D B. Prediction of tropical cyclone rapid intensification events[D]. Fort Collins: Conlorado State Univ, 1990: 206.
- [5] TITLEY D W, ELSBERRY R L. Large intensity changes in tropical cyclones: A case study of supertyphoon Flo during TCM-90[J]. Mon Wea Rev, 2000, 128(10): 3 556-3 573.
- [6] 阎俊岳. 近海热带气旋迅速加强的气候特征[J]. 应用气象学报, 1996, 7(1): 28-35.
- [7] 雷小途,陈联寿. 热带气旋在中低纬度环境场中的不同活动特征[J]. 热带气象学报, 2002, 18(4): 289-301.
- [8] 李江南,王安宇,杨兆礼,等.用QuikSCAT资料分析"黄蜂"登陆前后近地层风场的分布特征[J].热带气象学报,2003,19(增刊):88-96.
- [9] 梁建茵, 陈子通, 万齐林, 等. 热带气旋"黄蜂"登陆过程诊断分析[J]. 热带气象学报, 2003, 19 (增刊): 45-55.
- [10] 雷小途. 非绝热加热对热带气旋非对称结构影响的数值试验[J]. 热带气象学报, 1998, 14(3): 208-217.
- [11] 寿绍文, 姚秀萍. 爆发性发展台风合成环境场的诊断分析[J]. 大气科学, 1995, 19(4): 487-493.

- [12] 夏友龙,郑祖光,刘式达. 台风内核与外围加热对其强度突变的影响[J]. 气象学报, 1995, 53(4): 424-430.
- [13] 郑祖光, 夏友龙. 台风内核与外围的强度突变[J]. 气象学报, 1996, 54(3): 294-302.
- [14] 余晖, 吴国雄. 湿斜压性与热带气旋强度突变[J]. 气象学报, 2001, 59(4): 440-449.
- [15] 徐祥德. 轴对称涡旋非线性运动平衡态、失稳和突变影响因子的研究[J]. 大气科学, 1991, 15(2):63-72.
- [16] 雷小途, 陈联寿. 大尺度环境场对热带气旋影响的动力分析[J]. 气象学报, 2001, 59(4): 429-439.
- [17] 胡春梅, 端义宏, 余晖, 等. 华南地区热带气旋登陆前强度突变的大尺度环境诊断分析[J]. 热带气象学报, 2005, 21(4): 378-382.
- [18] 于润玲, 余晖, 端义宏, 等. 在南海附近登陆的热带气旋的强度变化与大尺度环流背景场的关系[C]//全国优秀青年气象科技工作者学术研讨会论文集. 北京: 中国气象学会, 2006: 1785-1792.
- [19] 李英, 陈联寿, 王继志. 登陆热带气旋长久维持与迅速消亡的大尺度环流特征[J]. 气象学报, 2004, 62(2): 167-179.
- [20] 刘春霞, 容广埙. 台风突然加强与环境场关系的气候分析[J]. 热带气象学报, 1995, 11(1): 51-56.
- [21] 钮学新. 热带气旋动力学[M]. 北京: 气象出版社, 1992: 257.
- [22] CHEN Lian-shou. An overview on tropical cyclone disasters and preliminary study on SPECTRUM-90[C]//Proceedings of ICSU/WMO International Symposium. Beijing: Pecking University Press, 1993: 31-44.
- [23] 范永祥. 台风现场科学业务试验综述[M]//台风科学业务试验和天气动力学理论研究(一).北京: 气象出版社, 1996:1-4.
- [24] 陈光华. 近海加强热带气旋结构与强度变化机理的数值模拟研究[D]. 北京:中国气象科学研究院, 2004.
- [25] 陈联寿, 徐祥德, 罗哲贤, 等. 热带气旋动力学引论[M]. 北京: 气象出版社, 2002: 3.
- [26] UCCELLINI L W, JOHNSON D R. The coupling of upperand lower tropospheric jet stream and implication for the development of severe convective storm[J]. Mon Wea Rev, 1979, 107(6): 682-703.
- [27] GRAY W M. Global view of the origin of tropical disturbances and storms[J]. Mon Wea Rev, 1968, 96(10): 669-700.
- [28] MCBRIDE J L, ZEHR R. Observational analysis of tropical cyclone formation Part II: Comparison of non-developing versus developing system[J]. J Amtos Sci, 1981, 38(6): 1 132-1 151.
- [29] DEMARI A M. The effect of vertical shear on tropical cyclone intensity change[J]. J Atmos Sci, 1996, 53(14): 2 076-2 087.
- [30] GOLDENBERG S B, SHAPIRO L J. Physical mechanisms for the association of El Niña and West African rainfall white atlantic major hurricanes[J]. J Climate, 1996, 9(6): 1 169-1 187.
- [31] PALMER C K, BARNES G M. The effect of vertical wind shear as diagnosed by the NCEP/NCAR Reanalysis data on Northeast Hurricans intensity[C]//AMS, 25th Hurricane and Tropical Meteorology. San Diego, 2002: 122-123.
- [32] PATERSON L A, HANSTRUM B N, DAVIDSON N E, et al. Influence of environmental vertical wind shear on the intensity of hurricane-strength tropical cyclones in the Australian region[J]. Mon Wea Rev, 2005, 133(12): 3 644-3 660.
- [33] 于玉斌, 杨昌贤, 姚秀萍, 等. 近海热带气旋强度突变的垂直结构特征分析[J]. 大气科学, 2007, 31 (5): 876-886.

COMPARATIVE ANALYSIS OF THE INFLUENCE OF ENVIRONMENT FIELD ON RAPID INTENSIFYING AND WEAKENING OF TROPICAL CYCLONES OVER OFFSHORE WATERS OF CHINA

HUANG Rong-cheng^{1, 2}, LEI Xiao-tu²

Chinese Academy of Meteorological Sciences; Beijing 10081, China;
Shanghai Typhoon Institute, CMA, Shanghai 200030, China)

Abstract: Through a comparative analysis of the influence of environment field on the rapid intensifying and weakening of tropical cyclones over the offshore waters of China by using the dynamic composite analysis technique, our study shows the following results. Firstly, the geopotential height fields of these two types of TCs are dramatically different; the South Asia high which influences the former type of TCs is much stronger than the one which affects the latter type. Secondly, the former type is related to the transportation of plentiful water vapor, strong convergence and ascending motion. Secondly, TCs are supplied with latent heat due to constant vapor condensation to make up the energy which is lost by friction or other factors. Upper-level divergence weakens, enabling the TC to collect and conserve sufficient energy while TC's warm-cored structure strengthens because of consecutive increase of latent heat, being favorable for the TC to strengthen explosively. Thirdly, across the time before and after rapid weakening of the TC, ascending motion decreases in the middle and low layers of the atmosphere but no significant changes are noted in the convergence of the two layers; due to the insufficient supply of water vapor, the latent heat energy supplied to the TC is not enough to make up its own energy loss, resulting in rapid weakening of TCs because of two other extra reasons, namely, upper-level ascending motion and divergence are getting stronger after the abrupt weakening of the TC so that the heat keeps decreasing in the warm core of the upper part of the TC center.

Key words: synoptics; tropical cyclone; dynamic compositing method; intensity; abrupt intensifying; abrupt weakening