

# 中国近海热带气旋强度突变的热力特征<sup>\* 1</sup>

于玉斌 姚秀萍  
YU Yubin YAO Xiuping

中国气象局培训中心,北京,100081

*China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081, China*

2007-09-01 收稿,2007-12-05 改回.

**Yu Yubin, Yao Xiuping. 2010. Thermodynamic characteristics associated with the abrupt intensity change of tropical cyclones over the coastal waters of China. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(1):48–58**

**Abstract** Based on the NCEP/NCAR reanalysis data in 2000–2006, the complete form vertical vorticity tendency equation is used to diagnose the thermodynamic structures of two sets of composite tropical cyclones (TCs), each composed of 5 tropical cyclones, whose intensity changed rapidly over the coastal waters of China. The study shows that maximum centers of apparent heat source  $Q_1$  appeared in both the upper and lower troposphere near the center of rapidly strengthening TCs. The  $Q_1$  maximum center in the lower troposphere became stronger during the rapid development of the TCs. But for rapidly decaying TCs, the maximum  $Q_1$  center formed in the middle troposphere near the center of the TCs, and it became increasingly weaker during the decaying process of the TCs. The peak heights of  $Q_1$  of rapidly strengthening/decaying TCs were located in the upper/mid-troposphere respectively. A maximum apparent moisture sink  $Q_2$  was found in the middle troposphere during the intensity changes of TCs. It became stronger and its peak height rose when the TCs rapidly intensified; whereas it became weaker and its peak height dropped when the TCs rapidly attenuated. This suggests that the vertical transfer of cumulus convection played an important role in the rapid intensification of TCs. The increase of the diabatic heating near the TC center with height in the mid-upper troposphere and the increase of the vertical inhomogeneous heating near the TC center in the lower troposphere were both favorable to the TC sudden intensification. The reverse was true for the TC abrupt weakening.

**Key words** Coastal waters, Tropical cyclone, Rapid changes in TC intensity, Thermodynamic mechanism.

**摘要** 应用 2000—2006 年的 NCEP/NCAR 再分析资料,通过合成分析和对比分析,利用全型垂直涡度倾向方程,研究中国近海热带气旋强度突变的热力特征。结果表明:(1)突然增强热带气旋在其中心附近对流层高低层均存在视热源  $Q_1$  的极大值中心,低层  $Q_1$  在突然增强过程中越来越强;而突然减弱热带气旋在中心附近对流层中层存在  $Q_1$  的极大值中心,而且在突然减弱过程中  $Q_1$  越来越弱。视水汽汇  $Q_2$  的极值中心在热带气旋强度变化过程中位于对流层中层,在突然增强过程中有所增大,而在突然减弱过程中有所减小。(2) $Q_1$  的峰值高度在热带气旋突然增强和突然减弱过程中分别位于对流层高层和中层。 $Q_2$  的峰值高度在热带气旋突然增强过程中不断抬升,而在突然减弱过程中不断降低,这说明积云对流的垂直输送在热带气旋突然增强过程中起到一定作用。(3)热带气旋中心附近对流层中上层非绝热加热随着高度增加、对流层低层垂直非均匀加热的增大有利于热带气旋的突然增强,反之导致热带气旋突然减弱。

**关键词** 近海,热带气旋,强度突变,热力特征

**中图法分类号** P457.8

\* 资助课题:国家自然科学基金(40875030,40730948,40575018)和中国气象局气候变化专项(CCSF2007-13)。

作者简介:于玉斌,主要从事热带气旋研究。E-mail:yuyb@cma.gov.cn

## 1 引言

热带气旋(简称 TC)发展和维持的主要能源是非绝热加热,特别是潜热加热、海洋感热输送和辐射冷却(Anthes, 1982)。Emanuel(1999)研究表明,TC强度变化一般与3个物理因子相关:TC初始强度,大气热力状态,与海洋上层的热量交换。陈联寿等(2002)研究表明,强的加热使台风强度显著增强,在强加热情况下,把加热的最大值从300 hPa上移到200 hPa后,试验结果表明200 hPa上的高空反气旋辐散加强,500 hPa台风加深。近海TC突然增强是对中国影响大而又难以预报的一种灾害性天气过程,往往会造成十分严重的灾害。梁建茵等(2003)对近海加强的TC“黄蜂”诊断分析表明,“黄蜂”登陆前的发展与北方小股干冷空气从中层进入,影响了TC内部的热力结构,其位势不稳定得到加强有关。闫敬华等(2003)研究表明,边界层潜热的垂直输送有利于近海TC的加强。徐亚梅(2007)数值模拟表明,非绝热加热不仅增暖气柱、增加位能,还影响位能向动能的转换。杨大升等(1985)应用非线性理论研究了静力稳定度参数和加热对台风发生发展的作用,刘式适等(1983)根据台风内部的大气层结和惯性稳定度讨论了台风发展的热力学和动力学条件,指出台风的发展由台风内部层结和流场所决定,惯性稳定度和层结稳定度同时影响着台风的发展。刘式达等(1984)建立了非线性对流模型,分析了对流控制因子的作用,并指出在非线性层结的条件下,局地加热强度的变化会引起层结状态的突变。徐祥德(1991)采用非线性动力系统模型,研究指出台风系统扰动异变现象不仅与对流加热、耗散因子有关,而且还与系统外界热量、动量的非线性平流,下垫面的感热、潜热输送结构有关。夏友龙等(1995)和郑祖光等(1996)应用非线性动力系统的理论和方法,研究指出非绝热加热是TC强度突变的重要因子。新探测资料的应用为TC热力特征的研究提供了一条新的途径,但近年较侧重于TC个例的眼区热力结构(Eye thermodynamics)的研究(Schneider, et al, 1998; Halverson, et al, 2006)。

TC发展过程中主要能量来源是水汽凝结释放

潜热,其中又以积云对流引起的水汽凝结的物理过程为主。通常用两种方法来计算积云对流的垂直输送(Yanai, et al, 1973),一是大尺度观测资料计算,这时积云对流是作为大尺度项的余差而得到的;二是用云模式直接计算出积云的垂直输送。视热源和视水汽汇就是通过大尺度变量(或网格尺度平均变量)的计算,从而得到积云对流的潜热释放和热量与水汽的垂直输送的。通常,视热源 $Q_1$ 和视水汽汇 $Q_2$ 的计算采用Yanai等(Yanai, et al, 1973; Johnson, 1984; 丁一汇, 1989)的计算方案。视热源包括辐射冷却、净的水汽凝结释放和感热垂直涡动输送的垂直辐合,视水汽汇包括净的水汽凝结和水汽垂直涡动输送的垂直辐散(Yanai, et al, 1973)。

动力学在大气科学中一直处于主导地位(伍荣生, 2004),耗散结构概念和理论推动了大气热力学的发展(曹鸿兴, 2005)。TC不断从周围环境中吸取能量以生存和发展,无疑是一种耗散结构,处于非热力平衡态,具有耗散结构特征。吴国雄等(2000)明确指出,在具有外热源和耗散的场合,必须引进热力学方程予以研究。限于资料和技术条件,过去对TC加强过程中热力结构特征的演变研究得较少(Emanuel, 1999)。

本文将利用合成资料分析TC强度突变的热力特征,通过全型垂直涡度方程诊断非绝热加热对TC强度突变的作用,揭示中国近海TC强度突变的热力特征。

## 2 资料

于玉斌等(2007)给出TC强度突变标准,对中国近海突然增强和突然减弱的两组TC的垂直结构特征进行合成分析和对比分析。类似地,本文选取中国近海TC突然增强和突然减弱各5个TC,利用2000—2006年1日4次的NCEP/NCAR再分析资料(水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ ,垂直方向为1000 hPa到100 hPa共11层)做合成分析和对比分析,研究近海TC强度突变的热力特征。合成时TC合成场区域为以TC中心为中心的 $40^\circ \times 40^\circ$ 经纬距的范围,合成TC中心为坐标原点, $x$ 和 $y$ 轴分别为纬向和经向。表1为所选取的突然增强和突然减弱的TC个例。

表1 参与合成的热带气旋在其强度突变时刻基本情况一览表

Table 1 Basic information of the TCs that participated in the composite analysis

分类	TC 编号	时间(BST)	中心位置	中心气压 (hPa)	最大风速 (m/s)	6 h 变压 (hPa)	12 h 风速 变化(m/s)
突然 增强	0016	2000年09月07日08时	18.9°N, 115.9°E	980	30	-5	8
	0107	2001年07月24日14时	20.6°N, 117.0°E	980	30	-10	10
	0116	2001年09月20日02时	22.6°N, 117.9°E	985	20	-3	10
	0220	2002年09月25日08时	17.7°N, 109.6°E	998	18	-2	8
	0518	2005年09月25日14时	19.0°N, 112.4°E	940	50	-20	15
突然 减弱	0016	2000年09月09日14时	18.2°N, 109.7°E	975	33	15	-10
	0307	2003年07月24日08时	21.1°N, 111.9°E	950	45	25	-15
	0313	2003年09月02日14时	22.3°N, 116.5°E	960	40	15	-10
	0320	2003年11月19日02时	19.7°N, 108.6°E	990	23	20	-12
	0601	2006年05月17日14时	21.3°N, 116.0°E	960	40	10	-5

### 3 视热源 $Q_1$ 和视水汽汇 $Q_2$ 的变化

视热源  $Q_1$  和视水汽汇  $Q_2$  的计算采用 Yanai 等 (Yanai, et al, 1973; Johnson, 1984; 丁一汇, 1989) 的计算方案。

$$Q_1 \equiv \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot sV} + \frac{\partial \bar{s} \bar{\omega}}{\partial p} = Q_R + L(c - e) - \frac{\partial}{\partial p} \overline{s' \omega'} \quad (1)$$

$$Q_2 \equiv -L \left( \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot qV} + \frac{\partial \bar{q} \bar{\omega}}{\partial t} \right) = L(c - e) + L \frac{\partial}{\partial p} \overline{q' \omega'} \quad (2)$$

其中,  $s = c_p T + gz$  是干静力能,  $L$  是凝结潜热,  $Q_R$  是辐射加热率,  $c$  是凝结率,  $e$  是液态水的蒸发率。 $\overline{(\ )}$  表示水平区域平均,  $(\ )'$  表示对水平区域平均的偏差。

视热源  $Q_1$  由 3 项组成: 辐射冷却、净的水汽凝结释放和感热垂直涡动输送的垂直辐合。视水汽汇  $Q_2$  由 2 项组成: 净的水汽凝结和水汽垂直涡动输送的垂直辐散。视热源  $Q_1$  是干静力能的变化, 当空气温度升高, 产生上升运动, 使干静力能增加, 视热源为正, 反之为负。视水汽汇  $Q_2$  是空气中水汽的变化造成可能的潜热释放。当水汽因凝结或凝华而减少, 潜热释放, 视水汽汇为正, 反之为负。由视热源  $Q_1$  和视水汽汇  $Q_2$  这两项的分布可以判断积云在垂直输送热量和水汽中的作用。

由式(1)和(2)可得

$$Q_1 - Q_2 - Q_R = - \frac{\partial}{\partial p} \overline{(s' + Lq') \omega'} = \frac{\partial}{\partial p} \overline{h' \omega'} \quad (3)$$

$\overline{h' \omega'}$  是湿静力能垂直涡动输送的度量, 可用于度量积云对流活动或中尺度运动。

图 1 为过 TC (以下如无特别说明, TC 即指合成 TC) 中心视热源  $Q_1$  和视水汽汇  $Q_2$  纬向垂直剖面, TC 中心附近从低层到高层是视热源柱和视水汽汇柱。突然增强 TC 在中心附近 200 hPa 和 800 hPa 高度附近存在  $Q_1$  的极大值中心 (图 1a), 低层 800 hPa 高度附近的  $Q_1$  在 TC 突然增强过程中越来越强 (图略); 而突然减弱 TC 在中心附近 500 hPa 高度附近存在的  $Q_1$  极大值中心 (图 1c), 而且在 TC 突然减弱过程中极大值中心  $Q_1$  越来越弱 (图略)。 $Q_2$  的极值中心在 TC 强度变化过程中位于对流层中层 (图 1b、1d), 在 TC 突然增强过程中  $Q_2$  有所增大, 而在突然减弱过程中有所减小 (图略)。

以合成 TC 中心为中心点, 选取半径为 5 个纬距的圆形区域, 计算突然增强 TC 和突然减弱 TC 的  $Q_1$  和  $Q_2$  区域平均值的垂直分布及其连续演变 (图 2) 可以进一步分析它们的垂直分布变化规律。

对于突然增强 TC, 从突然增强前 12 h 至突然增强后 12 h (图 2b—2d), 在对流层低层  $Q_1$  的数值略大于  $Q_2$ , 越往高层两者数值差越大,  $Q_1$  和  $Q_2$  在对流层中上层分布差异较大, 由式(3)可知, 中上层

对流作用明显。而突然减弱 TC,  $Q_1$  与  $Q_2$  的垂直分布曲线相交于对流层中层的 600 hPa 高度附近(图 2e—2h), 在相交点以下的对流层低层  $Q_2$  的数值大

于  $Q_1$ , 在相交点以上的对流层中上层  $Q_1$  的数值大于  $Q_2$ ,  $Q_1$  和  $Q_2$  的分布较为相似, 说明对流作用不太明显。

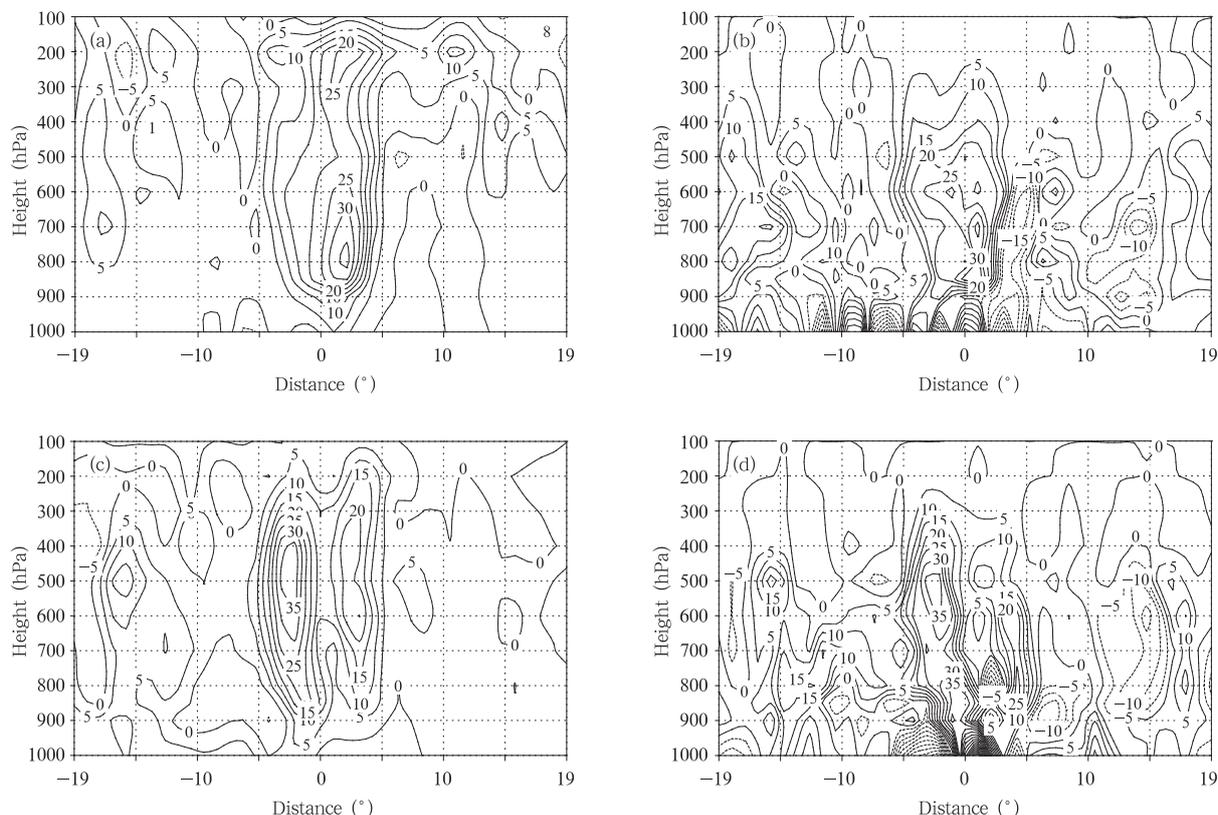


图 1 过 TC 中心视热源  $Q_1$  和视水汽汇  $Q_2$  纬向垂直剖面(单位:  $10^{-5}$  K/s)

(a. 突然增强时刻  $Q_1$ , b. 突然增强时刻  $Q_2$ , c. 突然减弱时刻  $Q_1$ , d. 突然减弱时刻  $Q_2$ )

Fig. 1 Latitude-height cross sections of composite (a, c) apparent heat source  $Q_1$  and (b, d) moisture sink  $Q_2$  ( $10^{-5}$  K/s) through the TC center for rapidly strengthening (a, b) and decaying (c, d) TCs, respectively

在 TC 强度突变过程中,  $Q_1$  与  $Q_2$  的数值和峰值高度也在变化。在突然增强过程中  $Q_1$  与  $Q_2$  呈增加的趋势, 突然减弱过程中呈减小的趋势。在 TC 强度突变过程中,  $Q_1$  的峰值高度变化不大, 在突然增强过程中大致位于对流层高层, 在突然减弱过程中大致位于对流层中层。在 TC 突然增强过程中,  $Q_2$  的峰值高度不断抬升(图 2a—2c), 突然增强前 24 h、突然增强前 12 h、突然增强时刻  $Q_2$  的峰值高度分别位于 850、500、400 hPa 附近, 说明积云对流的垂直输送起到一定作用; 突然增强后峰值高度不断回落(图 2d), 说明对流作用不明显。而在 TC 突然减弱过程中,  $Q_2$  的峰值高度不断降低(图 2e—2g), 突然减弱前 24 h、突然减弱前 12 h、突然减弱时

刻  $Q_2$  的峰值高度分别位于 500、600、700 hPa 高度附近, 突然减弱后也呈降低趋势, 这说明在 TC 突然减弱过程中对流作用不明显。

#### 4 非绝热加热对 TC 强度突变影响的诊断分析

##### 4.1 诊断方程

全型垂直涡度倾向方程是没有作任何省略的垂直涡度方程(吴国雄等, 1999)。除一般的平流作用、 $\beta$ 效应和辐散项外, 它全面地考虑了非绝热加热、摩擦耗散对垂直涡度倾向的影响。全型垂直涡度倾向方程在副热带高压形成与变异、暴雨、气旋的爆发性发展等研究中得到了很好的应用(吴国雄等, 1999;

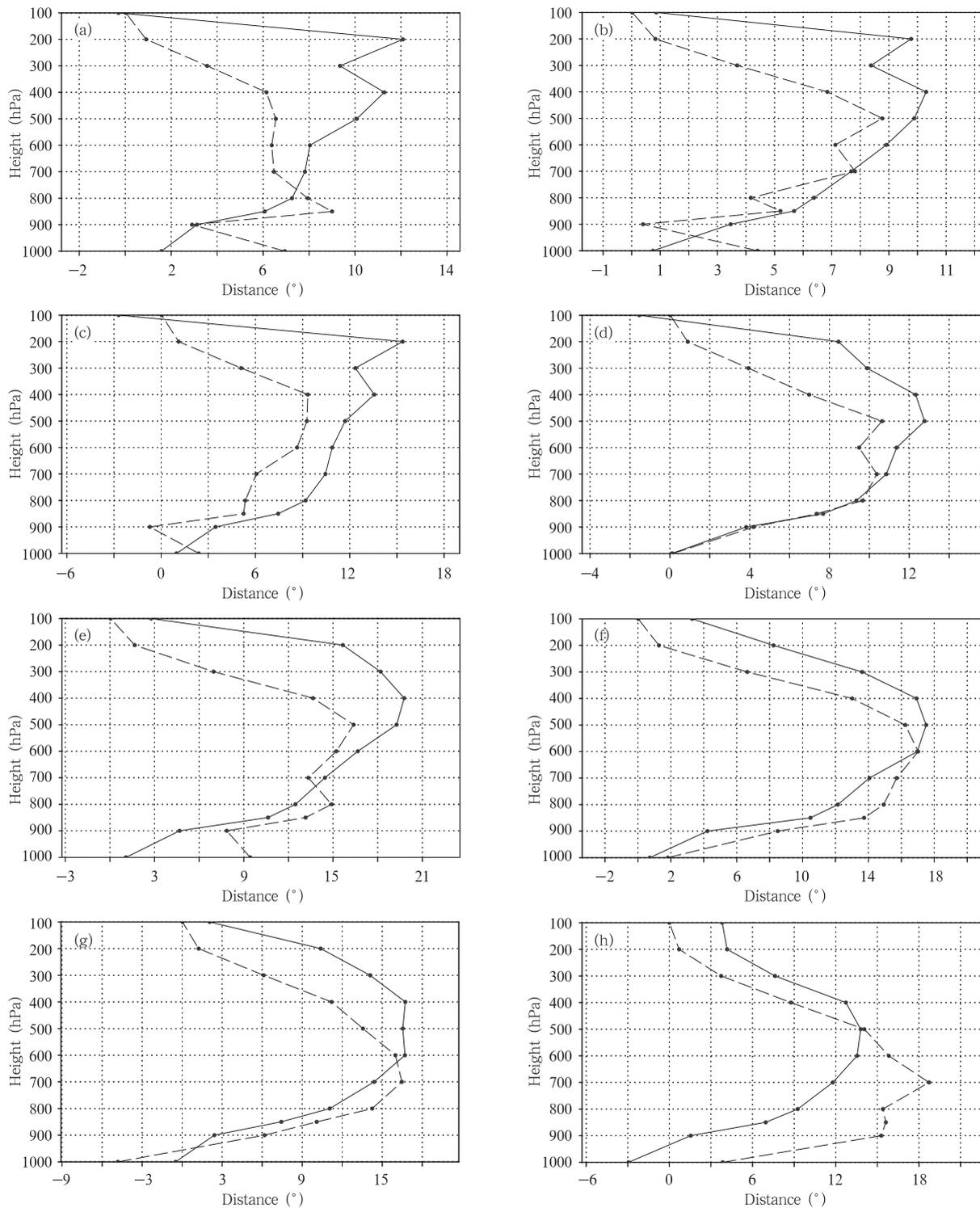


图2 TC区域平均视热源  $Q_1$  (实线)和视水汽汇  $Q_2$  (虚线)的垂直分布及其演变(单位:  $10^{-5}$  K/s)  
 (a—d 分别为 TC 突然增强前 24 h、突然增强前 12 h、突然增强时刻、突然增强后 12 h;类似地 e—h 为突然减弱 TC;  
 以 TC 中心为中心点选取半径为 5 个纬距圆形区域求  $Q_1$  和  $Q_2$  的平均值)

Fig.2 Vertical profiles of areal averaged  $Q_1$  and  $Q_2$  ( $10^{-5}$  K/s) over a region within a radius of  $5^\circ$  latitudes of the TC center at -24 h (a), -12 h (b), 0 h (c), and +12 h (d) relative to the abrupt intensification time. (e) - (h) are for abrupt decaying TCs

刘屹岷等,1999;周兵等,2004;崔晓鹏等,2002),本文尝试用于分析非绝热加热对 TC 强度突变的影响机制。

不考虑摩擦耗散和倾斜涡度发展作用,仅保留外热源加热的假设下,全型垂直涡度方程可以简化( $\theta_z \neq 0$ )为(吴国雄等,1999;刘屹岷等,1999)

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} = & - \left( u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) - \left( u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y} \right) + \\ & (1 - \kappa)(f + \zeta) \frac{\omega}{p} - (f + \zeta) \frac{Q}{\theta} + \\ & \frac{f + \zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z} - \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial y} \end{aligned}$$

其中  $Q$  为热力学方程中的非绝热加热率,  $\theta_z = \frac{\partial \theta}{\partial z}$ , 其他为气象上常用符号。分析中可以用大气视热源  $Q_1$  来表示  $Q$ 。全型垂直涡度方程右边各项的含义及量级(单位:  $s^{-2}$ ): 涡度平流项 ( $10^{-10}$ )、 $\beta$  效应项 ( $10^{-10}$ )、上升运动项 ( $10^{-9} - 10^{-10}$ )、热源本身 ( $10^{-10} - 10^{-11}$ )、垂直非均匀加热对涡度发展的贡献 ( $10^{-8} - 10^{-9}$ )、水平非均匀加热对涡度发展的贡献 ( $10^{-10} - 10^{-11}$ )。方程左边为涡度局地倾向,量级为  $10^{-10} s^{-2}$ 。

根据尺度分析,垂直非均匀加热  $\frac{f + \zeta \partial Q}{\theta_z \partial z}$  的影响要比水平非均匀加热  $-\frac{1}{\theta_z} \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial x}, \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial y}$  的影响大 1—2 个量级以上,在一般的加热场合也比上升运动项(垂直运动项)和热源本身大 1 个量级以上。在 TC 运动中, $Q$  的量级为  $10^{-5} K/s$ ,  $(f + \zeta)$  的量级为  $10^{-4} s^{-1}$ ,  $\omega$  的量级为  $10^{-3} hPa/s$ ,  $\theta$  垂直差  $\Delta \theta$  的量级为 10 K。根据以上分析,垂直非均匀加热对涡度发展的贡献最大。

在北半球  $f = 2\Omega \sin \varphi$  总是大于零并随纬度增大,一般在 TC 运动中  $f + \zeta > 0$  (惯性稳定),  $\theta_z = \frac{\partial \theta}{\partial z}$  也总为正值(静力稳定)。

## 4.2 空间非均匀加热

### 4.2.1 垂直非均匀加热

记  $\frac{\partial \zeta}{\partial t} \Big|_z^Q = \frac{f + \zeta \partial Q}{\theta_z \partial z}$  为垂直非均匀加热对涡度发展的贡献。下面讨论垂直非均匀加热对 TC 强度突变的影响。总的来讲,在 TC 强度突变过程中,突然

增强 TC 最大非绝热加热中心位于 200 hPa 高度附近(图 2a—2c),突然减弱 TC 最大非绝热加热中心位于 500 hPa 高度附近(图 2e—2g)。

突然增强 TC 中心附近,在最大热源的下方,200 hPa 以下直至近地层,  $\frac{\partial Q}{\partial z} > 0$ , 则有  $\frac{\partial \zeta}{\partial t} \Big|_z^Q > 0$ , 产生了正涡源;在最大热源的上方,200 hPa 以上的对流层高层,  $\frac{\partial Q}{\partial z} < 0$ , 则有  $\frac{\partial \zeta}{\partial t} \Big|_z^Q < 0$ , 产生了负涡源。高低层的这种配置有利于 TC 的发展,使得 TC 突然增强。突然增强 TC 中心附近  $\frac{\partial \zeta}{\partial t} \Big|_z^Q$  的零线位置最高达 200 hPa 高度附近(图 3a、3b),在 TC 增强过程中,中心附近对流层低层  $\frac{\partial \zeta}{\partial t} \Big|_z^Q$  越来越大。

而突然减弱 TC 中心附近,500 hPa 以下  $\frac{\partial Q}{\partial z} > 0$ , 500 hPa 以上  $\frac{\partial Q}{\partial z} < 0$ , 对流层中上层的非绝热加热产生了负涡源,将抑制 TC 发展。TC 中心附近  $\frac{\partial \zeta}{\partial t} \Big|_z^Q$  的零线位于 500 hPa 高度附近(图 3c、3d),在 TC 突然减弱过程中,中心附近对流层低层  $\frac{\partial \zeta}{\partial t} \Big|_z^Q$  越来越小。

所以说,在 500—200 hPa,中心附近  $\frac{\partial Q}{\partial z} > 0$  对应着 TC 的突然增强,而  $\frac{\partial Q}{\partial z} < 0$  对应着 TC 的突然减弱。在 TC 中心附近对流层低层垂直非均匀加热影响项  $\frac{f + \zeta \partial Q}{\theta_z \partial z}$  的增大可使对流层低层涡度值增大,有利于 TC 突然增强;反之导致 TC 突然减弱。

### 4.2.2 水平非均匀加热

水平非均匀加热对涡度发展的贡献  $-\frac{1}{\theta_z} \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial x}, \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial y}$  可表示为  $\frac{\partial \zeta}{\partial t} \Big|_x^Q = -\frac{1}{\theta_z} \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial x}, \frac{\partial \zeta}{\partial t} \Big|_y^Q = \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial y}$ 。可见,水平非均匀加热对涡度发展的贡献

受到风垂直切变  $\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z}$  的影响。利用热成风关系

$$\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial y}, \quad \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial x}$$

有

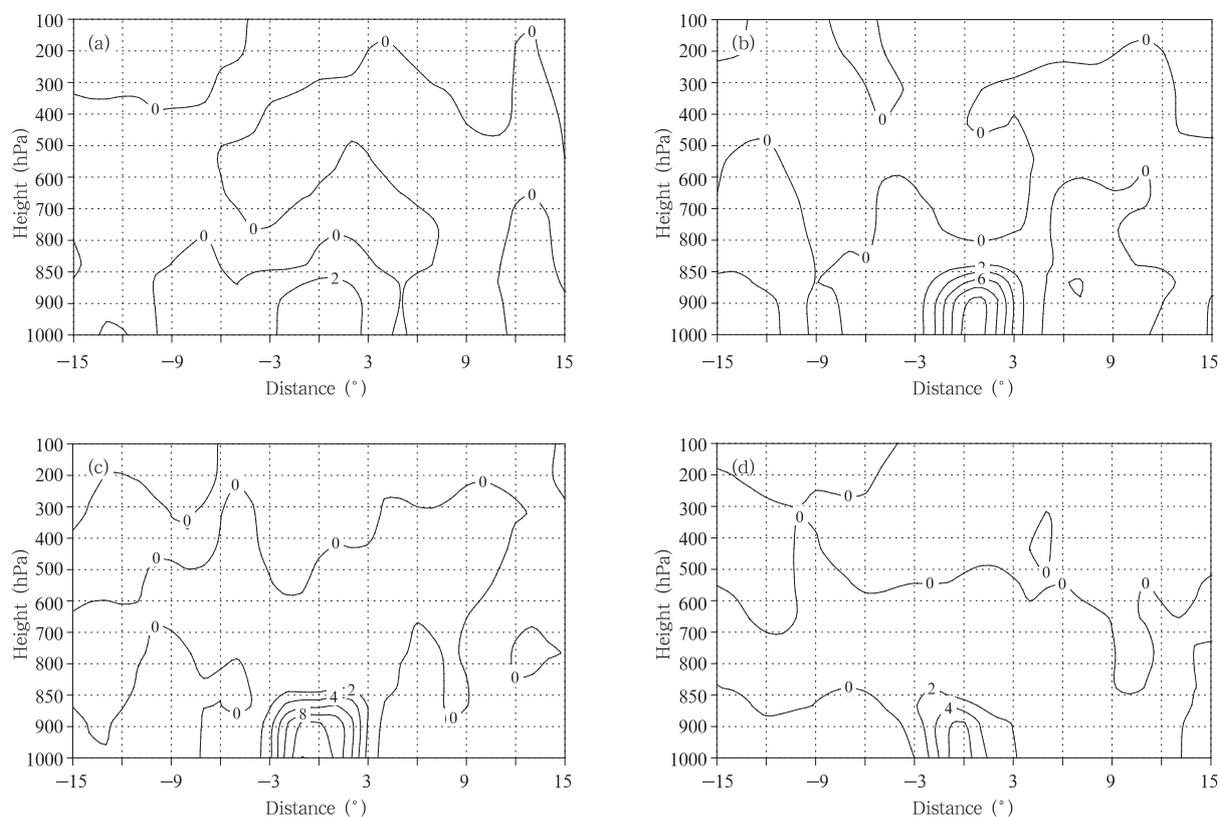


图3 过TC中心垂直非均匀加热  $\frac{f+\zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z}$  纬向垂直剖面(单位:  $10^{-9} \text{ s}^{-2}$ )

(a. 突然增强前 24 h, b. 突然增强时刻, c. 突然减弱前 24 h, d. 突然减弱时刻)

Fig. 3 Latitude-height cross sections of the vertical non-uniform heating  $\frac{f+\zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z}$  ( $10^{-9} \text{ s}^{-2}$ ) through the TC center at -24 h (a/c) and 0 h (b/d) relative to the rapid strengthening/weakening time, respectively

$$\left. \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right|_x^Q = -\frac{g}{fT\theta_z} \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial Q}{\partial x}, \quad \left. \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right|_y^Q = -\frac{g}{fT\theta_z} \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial Q}{\partial y}$$

上式表明,当水平非均匀加热与水平温度同位相配置,则有反气旋涡度发展,反之则有气旋涡度发展,由此可以判断 TC 的发展与否。总的来讲,突然增强 TC 水平非均匀加热对涡度的贡献大于突然减弱 TC 的情形(图略)。

$$\text{全型垂直涡度方程中 } \frac{f+\zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z} - \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{1}{\theta_z}$$

$\frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial y}$  为空间非均匀加热对涡度发展的贡献,包括

垂直非均匀加热对涡度发展的贡献项  $\frac{f+\zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z}$  和水平

非均匀加热对涡度发展的贡献项  $-\frac{1}{\theta_z} \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{1}{\theta_z}$

$\frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial y}$ , 空间非均匀加热对涡度发展的贡献以垂直

非均匀加热的贡献为主。突然增强 TC 中心附近空间非均匀加热对涡度的贡献大于突然减弱 TC(图4),类似于垂直非均匀加热对涡度发展贡献项的演变,在 TC 突然增强过程中空间非均匀加热对涡度发展的贡献越来越大,而在 TC 突然减弱过程中空间非均匀加热对涡度发展的贡献越来越小(图略)。

### 4.3 上升运动和热源

整个对流层, TC 中心附近,上升运动项  $(1-\kappa)(f+\zeta) \frac{\omega}{p} < 0$ , 热源本身  $-(f+\zeta) \frac{Q}{\theta} < 0$  (图5)。所以说,上升运动项和热源本身的效应与垂直非均匀加热项不同,在涡度的变化中起着抵偿潜热释放的作用。 $\frac{f+\zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z}$  约为  $10^{-8} - 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ ,  $(1-\kappa)$

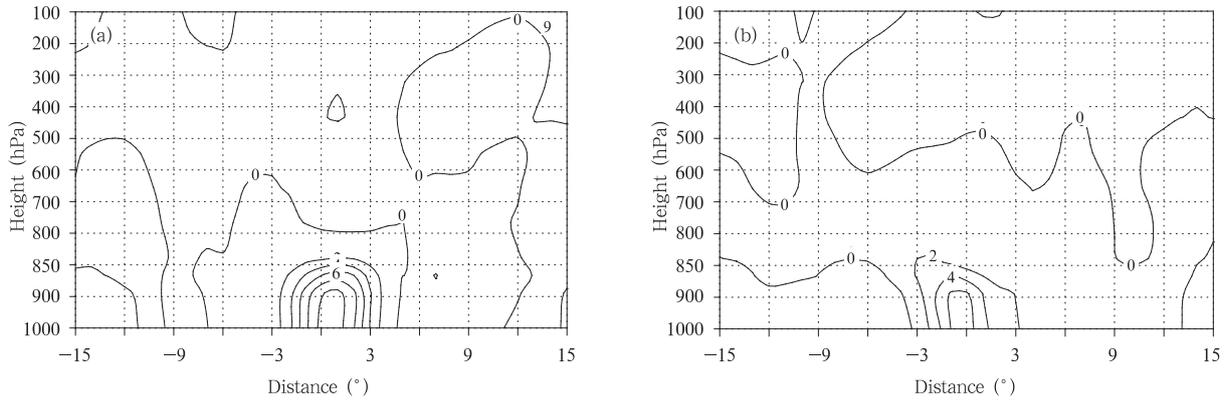


图 4 过 TC 中心空间非均匀加热  $\frac{f+\zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z} - \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial y}$  纬向垂直剖面(单位:  $10^{-9} \text{ s}^{-2}$ )  
(a. 突然增强时刻, b. 突然减弱时刻)

Fig. 4 Latitude-height cross sections of the 3-D horizontal non-uniform heating  $\frac{f+\zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z} - \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial y}$  ( $10^{-9} \text{ s}^{-2}$ ) through the TC center at the rapid strengthening (a) and decaying time (b), respectively

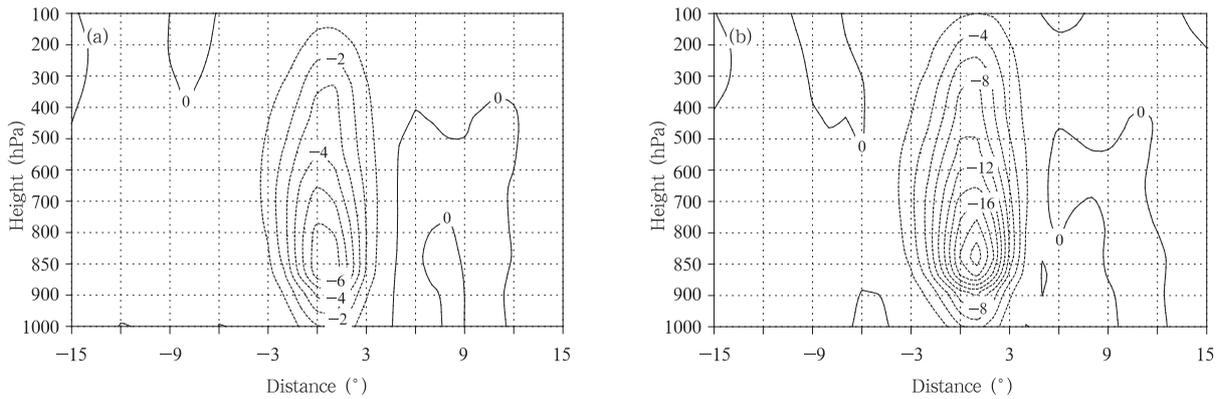


图 5 过突然增强 TC 中心上升运动项  $(1-\kappa)(f+\zeta) \frac{\omega}{p}$  (单位:  $10^{-9} \text{ s}^{-2}$ ) 和热源本身  $-(f+\zeta) \frac{Q}{\theta}$  (单位:  $10^{-11} \text{ s}^{-2}$ )  
纬向垂直剖面 (a. 上升运动项  $(1-\kappa)(f+\zeta) \frac{\omega}{p}$ , b. 热源本身  $-(f+\zeta) \frac{Q}{\theta}$ )

Fig. 5 Latitude-height cross sections of (a) vertical motion  $(1-\kappa)(f+\zeta) \frac{\omega}{p}$  ( $10^{-9} \text{ s}^{-2}$ ) and (b) diabatic heating  $-(f+\zeta) \frac{Q}{\theta}$  ( $10^{-11} \text{ s}^{-2}$ ) through the rapidly strengthening TC center

$(f+\zeta) \frac{\omega}{p}$  约为  $10^{-9} - 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ ,  $-(f+\zeta) \frac{Q}{\theta}$  约为  $10^{-10} - 10^{-11} \text{ s}^{-2}$ 。这样看来,上升运动项和热源本身的效应不足以抵消垂直非均匀凝结潜热释放的效应。

#### 4.4 涡度平流作用和 $\beta$ 效应

TC 中心附近,突然增强 TC 涡度平流作用对涡度发展的贡献  $-(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y})$  和  $\beta$  效应的贡献  $-(u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y})$  大于突然减弱 TC 的情形(图略)。

#### 4.5 全型垂直涡度局地变化

全型涡度方程右端各项,即涡度平流、 $\beta$  效应、垂直运动、热源本身、空间非均匀加热的共同作用反映在全型垂直涡度局地变化  $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$  上。

在 TC 突然增强过程中,在 TC 中心附近对流低层,全型垂直涡度局地变化  $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$  越来越大(图 6a、6b),而在 TC 突然减弱过程中  $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$  越来越小(图 6c、

6d)。TC 突然增强时刻对流层低层全型垂直涡度局地变化  $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$  明显大于突然减弱时刻的  $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$  (图 6b、

6d)。所以说, TC 中心附近垂直涡度局地变化  $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$  的增大有利于 TC 突然增强, 反之导致 TC 突然减弱。

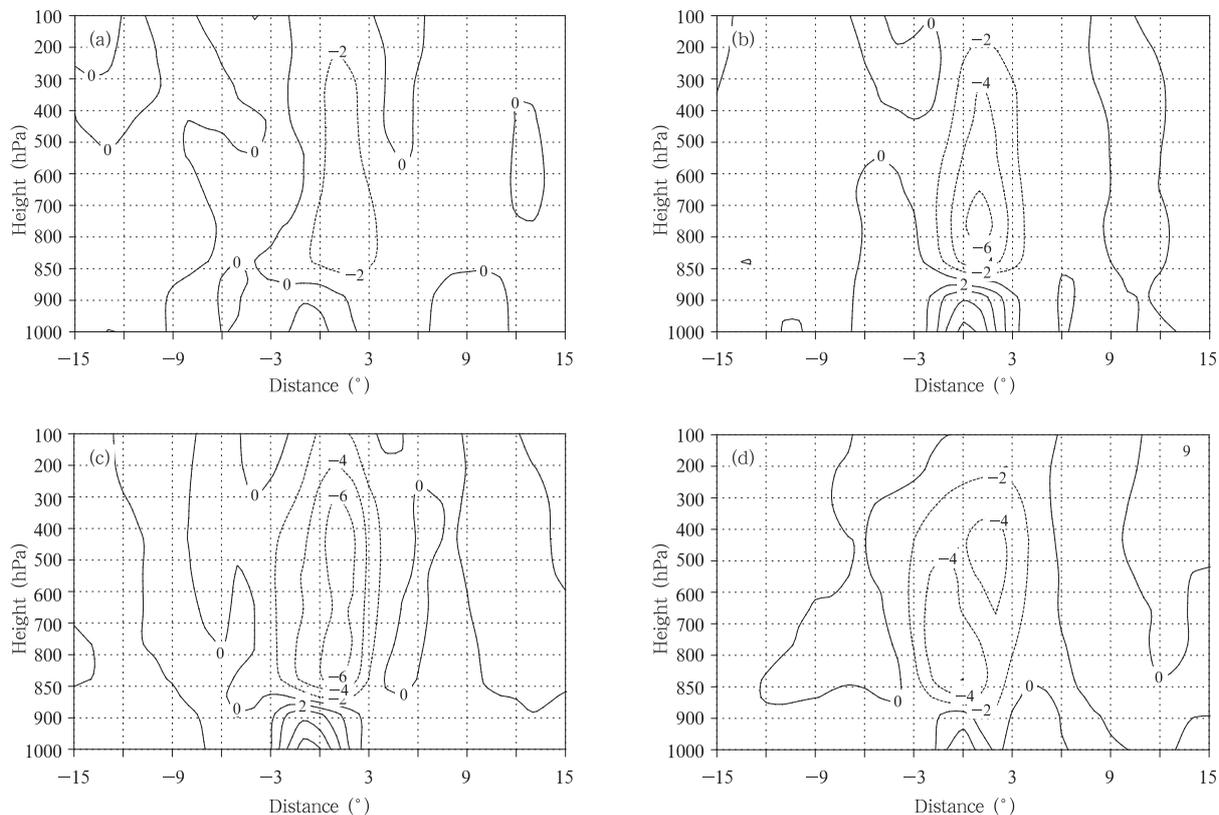


图 6 过 TC 中心涡度局地倾向项  $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$  纬向垂直剖面(单位:  $10^{-9} \text{ s}^{-2}$ )

(a. 突然增强前 24 h, b. 突然增强时刻, c. 突然减弱前 24 h, d. 突然减弱时刻)

Fig. 6 Same as Fig. 3 but for the local tendency of vorticity  $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$  ( $10^{-9} \text{ s}^{-2}$ )

为对比如见, 表 2 列出了非绝热加热对 TC 突然增强和突然减弱不同的影响机制。

## 5 结论与讨论

(1) 突然增强 TC 在中心附近对流层高低层均存在视热源  $Q_1$  的极大值中心, TC 突然增强过程中低层  $Q_1$  越来越强; 而突然减弱 TC 在中心附近对流层中层存在  $Q_1$  的极大值中心, 而且在突然减弱过程中  $Q_1$  越来越弱。视水汽汇  $Q_2$  的极值中心在 TC 强度变化过程中位于对流层中层, 在突然增强过程中有所增大, 而在突然减弱过程中有所减小。突然增强 TC 对流层中上层对流作用明显; 而突然减弱 TC 对流作用不太明显。  $Q_1$  的峰值高度变化不大,

在突然增强过程中大致位于对流层高层, 在突然减弱过程中大致位于对流层中层。在 TC 突然增强过程中,  $Q_2$  的峰值高度不断抬升, 这说明积云对流的垂直输送起到一定作用; 而在 TC 突然减弱过程中,  $Q_2$  的峰值高度不断降低, 这说明在突然减弱过程中对流作用不明显。

(2) 垂直非均匀加热项对 TC 涡度发展的贡献项  $\frac{f + \zeta \partial Q}{\theta_e \partial z}$  影响最大。TC 中心附近 500—200 hPa, 垂直非均匀加热  $\frac{\partial Q}{\partial z} > 0$  对应着 TC 的突然增强, 而  $\frac{\partial Q}{\partial z} < 0$  对应着 TC 的突然减弱。也就是说 TC 中心附近对流层中上层非绝热加热随着高度增加对应着 TC 的

表2 非绝热加热对 TC 强度突变的影响

Table 2 A summary of the influence of diabatic heating on rapid changes in TC intensity

	突然增强 TC	突然减弱 TC
非绝热加热	在 TC 中心附近对流层高层和低层存在非绝热加热(视热源)的极大值中心,而且低层非绝热加热在 TC 突然增强过程中越来越强。 TC 突然增强过程中非绝热加热呈增加趋势。 视水汽汇的峰值高度在 TC 突然增强过程中不断抬升。	在 TC 中心附近对流层中层存在非绝热加热(视热源)的极大值中心,而且在 TC 突然减弱过程中极大值中心非绝热加热越来越弱。 TC 突然减弱过程中非绝热加热呈减小趋势。 视水汽汇的峰值高度在 TC 突然减弱过程中不断降低。
垂直非均匀加热	突然增强 TC 非绝热加热峰值高度大致位于对流层高层 200 hPa 高度附近。 500—200 hPa TC 中心附近 $\frac{\partial Q}{\partial z} > 0$ 对应着 TC 的突然增强。 TC 中心附近对流层低层垂直非均匀加热影响项 $\frac{f + \zeta \partial Q}{\theta_z \partial z}$ 的增大有利于 TC 突然增强。	突然减弱 TC 非绝热加热峰值高度大致位于对流层中层 500 hPa 高度附近。 500—200 hPa TC 中心附近 $\frac{\partial Q}{\partial z} < 0$ 对应着 TC 的突然减弱。 TC 中心附近对流层低层垂直非均匀加热影响项 $\frac{f + \zeta \partial Q}{\theta_z \partial z}$ 的减小导致 TC 突然减弱。
水平非均匀加热	水平非均匀加热与水平温度同位相配置有利于 TC 突然增强。	水平非均匀加热与水平温度反位相配置导致 TC 突然减弱。

突然增强,反之对应着 TC 的减弱。在 TC 中心附近对流层低层垂直非均匀加热影响项  $\frac{f + \zeta \partial Q}{\theta_z \partial z}$  的增大使得对流层低层涡度值增大,有利于 TC 突然增强;反之导致 TC 突然减弱。

本文对强度突变的热带气旋进行了热力特征分析,得出了初步的、具有共性的结论,对预报中国近海热带气旋强度突变,尤其是突然增强具有一定的指导意义。在实际热带气旋预报业务中,可以利用观测资料计算出热带气旋中心附近对流层中上层(如 500—200 hPa)的大气视热源,作为实际分析预报的判据,当它随着高度增加时有利于热带气旋的突然增强,反之导致热带气旋突然减弱。

我们还分析了百年一遇的 2006 年超强台风“桑美”(Saomai)在强度突变过程中的热力特征,得出了类似的结论,本文没有具体论述。对于一个实际的热带气旋,其强度变化可能是多个因子影响的综合结果,对于热带气旋强度突变的具体机理,特别是热力机制,将在今后的数值试验中做进一步的分析和研究。

## 参考文献

曹鸿兴. 2005, 大气热力学的若干新发展. 应用气象学报, 16(4): 554-560

- 陈联寿, 徐祥德, 罗哲贤等. 2002. 热带气旋动力学引论. 北京: 气象出版社, 185-210, 248-299
- 崔晓鹏, 吴国雄, 高守亭. 2002. 西大西洋锋面气旋过程的数值模拟和等熵分析. 气象学报, 60(3): 385-399
- 丁一汇. 1989. 天气动力学中的诊断分析方法. 北京: 科学出版社, 174-176, 145-149
- 梁建茵, 陈子通, 万齐林等. 2003. 热带气旋“黄蜂”登陆过程诊断分析. 热带气象学报, 19(增刊): 45-55
- 刘式达, 刘式适. 1984. 大气中对流的分岔和突变模型. 力学学报, 16(1): 10-18
- 刘式适, 倪秉健. 惯性稳定度、层结稳定度对台风发展的影响. 台风会议文集(1983), 上海: 上海科学技术出版社, 13-22
- 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉等. 1999. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响, III: 凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高. 气象学报, 57(5): 525-538
- 吴国雄, 刘还珠. 1999. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展. 气象学报, 57(1): 1-15
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 1999. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响, I: 尺度分析. 气象学报, 57(3): 257-263
- 吴国雄, 刘屹岷. 2000. 热力适应、过流、频散和副高, I: 热力适应和过流. 大气科学, 24(4): 433-446
- 伍荣生. 2004. 大气动力学(修订版). 北京: 高等教育出版社, 1-310
- 夏友龙, 郑祖光, 刘式达. 1995. 台风内核与外围加热对其强度突变的影响. 气象学报, 53(4): 424-430
- 徐祥德. 1991. 轴对称涡旋非线性运动平衡态失稳和突变现象影响因素的研究. 大气科学, 15(2): 63-72

- 徐亚梅. 2007. 8807号登陆台风的数值研究:内核结构及能量水汽收支. *气象学报*, 65(6):877-887
- 闫敬华,丁伟钰,陈子通等. 2003. 热带气旋“黄蜂”动热力特征演变的模拟分析. *热带气象学报*, 19(增刊):12-24
- 杨大升,丁敏芳. 台风发生的非线性动力机制 // 台风会议文集(1985),北京:气象出版社,231-243
- 于玉斌,杨昌贤,姚秀萍. 2007. 近海热带气旋强度突变的垂直结构特征分析. *大气科学*, 31(5):876-886
- 郑祖光,夏友龙. 1996. 台风内核与外围的强度突变. *气象学报*, 54(3):294-302
- 周兵,何金海,徐海明. 2004. 暴雨过程对副热带高压变动的影响. *应用气象学报*, 15(4):394-406
- Anthes R A. 1982. Tropical cyclones: Their evolution, structure and effects. *Amer Meteo Soc*, 19(41):11-64
- Emanuel K A. 1999. Thermodynamic control of hurricane intensity. *Nature*, 401:665-669
- Halverson J B, Simpson J, Heymsfield G, et al, 2006. Warm core of hurricane Erin diagnosed from high altitude dropsondes during CAMEX-4. *J Atmos Sci*, 63: 309-324
- Johnson R H. 1984. Partitioning tropical heat and moisture budgets into cumulus and mesoscale components: Implications for cumulus parameterization. *Mon Wea Rev*, 112:1590-1601
- Schneider R, Barnes G M. 2005. Low-level kinematic, thermodynamic, and reflectivity fields associated with hurricane Bonnie (1998) at landfall. *Mon Wea Rev*, 133:3243-3259
- Yanai M, Esbensen S, Chu J H. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J Atmos Sci*, 30:611-627