

强台风 Chanchu(0601)的数值研究:转向前后 内核结构和强度变化^{* 1}

李 勋^{1,2} 李泽椿³ 赵声蓉³ 沈新勇^{1,4} 袁美英⁵
LI Xun^{1,2} LI Zechun³ ZHAO Shengrong³ SHEN Xinyong^{1,4} YUAN Meiyong⁵

1. 南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室,南京,210044
2. 海南省气象台,海口,570203
3. 国家气象中心,北京,100081
4. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京,100081
5. 黑龙江省气象局,哈尔滨,150001

1. *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*
 2. *Hainan Meteorological Observatory, Haikou 570203, China*
 3. *National Meteorological Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China*
 4. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*
 5. *Meteorological Bureau of Heilongjiang Province, Harbin 150001, China*
- 2008-05-27 收稿,2008-08-13 改回.

Li Xun, Li Zechun, Zhao Shengrong, Shen Xinyong, Yuan Meiyong. 2010. A numerical study of Typhoon Chanchu (0601): The inner core structure evolution and intensity changes around its northward turn. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(5):598-611

Abstract In this study, the inner-core evolution and intensity changes of the severe typhoon Chanchu (0601) was analysed using the FY satellite TBB images and the new generation mesoscale weather research and forecasting (WRF) model. This case experienced a sharp turn from a westward to a northward component motion with an end of its intensification. The TBB images showed that the inner-core structures of Chanchu become asymmetric after the northward turn. The WRF model was used to simulate Chanchu at high resolution (3 km spacing) with 180 h integration performed. The intensity and track in simulation are close to the observed, and the model reproduces its inner-core structure evolution well. The weak wind shear favored rapid intensification before its sharp northward turn. The wavenumber-1 asymmetry was dominant with a downshear-left pattern of the inner-core emerged as the wind shear was at its peak just after the northward turn. Its intensification then stopped under the negative impact of increasing shear. Fourier decomposition of the reflectivity from the model outputs revealed that the azimuthal propagation speeds of the wavenumber-2 asymmetry of the eyewall and inner spiral rainbands were consistent with those from the vortex Rossby waves (VRWs) theory. The VRWs features were used to explore the possible mechanism for the rapid intensification break and intensity maintenance. The analysis shows that the eyewall experienced a breakdown while the VRWs in the eyewall were perturbed by the outer spiral rainbands and vortex tilt occurred when northward turning. The equivalent potential temperature of the inversion level in the eye increased significantly at this time by growing horizontal mixing, which separated the warm, dry air above, from cooler, moist air below, leading to the reduction of the warm, dry air via transportation by the downdrafts along the inner edge of eyewall. As a result, the low level warming weakened and the rapid intensification stopped. And the inward transport of high vorticity, from the eyewall toward the eye owing to the VRWs radial inward propagation, caused an increase in the tangential winds within the radius of maximum wind (RMW), resulting in the RMW to extend

* 资助课题:国家自然科学基金项目(40775033)、公益性行业科研专项经费项目(GYHY200806009)、中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室项目(2006LASW01)、国家重点基础研究发展规划项目(2004CB418301,2004CB418307,2009CB421503)。

作者简介:李勋,主要从事热带气旋和数值模拟方面研究。E-mail:cyrilpat@sina.com

inward and the contraction of eyewall. This feature compensated the negative impact of increased shear to some extent and remained the intensity.

Key words Tropical Cyclones, Inner-core structure, Intensity changes, Vortex Rossby waves

摘 要 使用 FY 卫星 TBB 资料和新一代非静力中尺度模式 WRF 分析南海强台风 Chanchu(0601)“急翘”转向前后内核结构和强度变化过程。结果表明:转向后内核结构非对称特征明显。WRF 数值模式较好地模拟出 Chanchu 强度和异常路径变化过程,再现了内核结构演变:转向前,垂直切变较弱,有利于快速加强,内核结构较为对称;转向后,垂直切变明显增大,强回波位于垂直切变下风方向的左侧,显示为内核非对称结构。使用傅立叶变换方法分解模拟结果中的雷达回波,发现眼壁和内螺旋雨带的 2 波非对称沿方位角移速与涡旋罗斯贝波(VRWs)的理论波速一致,Chanchu 快速加强过程中断和强度维持的可能原因:眼壁传播的 VRWs 受到外螺旋雨带的扰动以及涡旋倾斜加剧引起眼壁非对称性加强导致“急翘”时眼壁破裂,此后眼区和眼壁区水平混合过程加强,850 hPa 眼区相当位温明显增加,抑制高层相对暖干空气和低层相对冷湿空气相互交换,使得随眼壁内侧下沉气流向下输送的暖干空气减少,低层增温作用减弱,快速加强过程中断;VRWs 径向内传导致高值涡度由眼壁内侧向眼心传播,引起最大风速半径(RMW)内侧切向风速增大,RMW 随时间向眼心延伸,眼壁进一步收缩,一定程度上抵消了垂直切变加大的负面影响,Chanchu 维持强度。

关键词 热带气旋, 内核结构, 强度变化, 涡旋, Rossby 波

中图法分类号 P458

1 引 言

热带气旋(以下简称 TC)结构是 TC 研究的最基本领域(陈联寿和孟智勇,2001)。非对称结构是 TC 的显著特征之一,陈联寿等(1997)和张胜军等(2005)的结果表明,非对称结构对 TC 路径有一定影响。TC 环流的大部分驱动能量在内核(根据 Liu, et al, 1997; Corbosiero, et al, 2005 定义为眼区、眼壁区和内螺旋雨带)产生和转换(Corbosiero, et al, 2005)。随着探测和数值模式分辨率提高,近来对内核结构的研究受到更多关注。Reasor 等(2000)、Corbosiero 等(2006)根据雷达观测资料发现 TC 内核非对称结构明显;Braun 等(2002, 2006)、Rogers 等(2003)、Zhu 等(2004)和 Wu 等(2006)采用具有完备物理方案的中尺度模式 MM5 对 TC 进行高分辨率的数值研究,认为高空槽影响下,TC 在响应环境风场垂直切变变化的过程中,内核结构将趋于 1 波非对称。普遍认为切变加大对 TC 强度产生负面影响(Wu, et al, 2006),而 Zhu 等(2004)和 Corbosiero 等(2006)的结果表明,即使切变迅速加大 TC 也能够继续加强,以切变大小评估强度变化似乎不适用于所有的 TC 个例(Zhu, et al, 2004)。

关于 TC 内核非对称动力学的认识已经深入到位涡(简称 PV)波动的存在(Corbosiero, et al, 2006),位涡波动不仅可以影响结构,也能影响强度(Montgomery, et al, 1997; Möller, et al, 2000)。MacDonald(1968)首次提出 TC 涡度的径向梯度上

可能存在涡旋罗斯贝波(简称 VRWs)传播;Montgomery 等(1997)给出波流相互作用下完整的 VRWs 传播理论模型,认为 PV 扰动的轴对称化伴随着 VRWs 向外传播;余志豪(2002)对 VRWs 的动力学机理做了全面介绍;Möller 等(2000)根据理想模式结果认为涡旋的 PV 扰动轴对称化能导致 TC 生成和加强,陈光华等(2005)数值研究近海加强 TC“黄蜂”得到类似结论;Chen 等(2001)分析飓风 Andrew(1992)模拟结果表明潜热释放不断产生对流加热,为 VRWs 维持提供驱动;钟科等(2002)则认为波动主要存在于眼壁和眼心;Wang(2002b)根据理想模式发现 VRWs 传播能显著影响 TC 结构,进而使 TC 强度发生变化;徐祥德等(2004)认为由 TC 中心向外的类似于 VRWs 的传播可以激发周边对流系统发展;朱佩君等(2005)发现登陆热带风暴“北冕”(2002)螺旋雨带存在 VRWs 性质波动;沈新勇等(2007)认为 TC 中存在两类 VRWs:正压和斜压 VRWs;Corbosiero 等(2006)根据受高空槽影响的异常路径飓风 Elena(1985)雷达观测资料,描绘垂直切变增大情况下 VRWs 传播的真实情景。以上研究工作从理论、数值和观测三方面证明 VRWs 的存在和传播。

本文选取南海“急翘”异常路径(陈联寿等, 1979)强台风 Chanchu(0601),根据 FY-2C 卫星和实况资料(取自中国台风网“CMA-STI 热带气旋最佳路径数据集”),发现其“急翘”后内核趋于 1 波非对称,停止加强并在切变增大情况下维持强度。由

于没有其他海上观测资料能够更详细描述 Chanchu 的结构,因此,使用新一代中尺度模式 WRF 进行模拟研究,借助成功模拟的结果,分析 Chanchu“急翘”前后结构变化和强度演变与维持。

2 Chanchu(2006)简介及卫星观测的转向前后结构演变

2.1 天气概况和简介

0601 号强台风 Chanchu 是 1949 年以来登陆中国最早的台风,同时是 1949 年以来 5 月登陆中国最强的台风之一,登陆时最大风速为 35 m/s,仅次于 6104 号台风(最大风速 40 m/s)和 6103 号台风(最大风速 36 m/s)。于 2006 年 5 月 9 日加强为热带风暴,受带状副热带高压(副高)南侧的偏东气流影响,Chanchu 从其生成的源地西太平洋稳定地向西北方向移动,12 日穿越菲律宾群岛,从 FY 卫星红外云图上可看出,在菲律宾中部海峡形成完整的台风眼(图略)。13 日进入南海,并不断加强。14 日西风槽前冷平流和斜压性层结使控制华南和南海北部的副高减弱断裂,南海东北部仍维持弱高压脊控制,副高南侧引导气流逐渐减弱,Chanchu 西移减慢;同时,100°E 以西的赤道西风明显西进与东面的越赤

道气流汇合,使台风南侧的西南气流不断增强。15 日 00 时,Chanchu 在南海中部缓慢西移过程中突然出现罕见的直角转折北上(“急翘”),副高南落西伸,在东移高空槽的联合引导下,逐渐转为东北行路径,移速逐渐加快(段朝霞等,2006;李天然等,2006)。

2.2 转向前后的卫星红外云图特征

TC 内区常伴有深厚对流运动,云顶黑体辐射温度(TBB)资料可用于揭示其对流活动特征(Yu, et al, 2007)。使用中国国家卫星气象中心遥感室提供的每小时一次 FY-2C 卫星 0.05°TBB 资料,制作 14 日 00 时至 16 日 00 时(转向前后 24 h)TBB 方位角分布时间剖面(图 1)。Chanchu 外区(根据陈联寿等(1997)定义,外区为半径 350 km 以外,图 1a)非对称特征明显,“急翘”前(15 日 00 时以前)冷云主要位于外区西南侧,“急翘”后冷云转移到东南面。陈联寿等(1997)认为非对称结构的台风涡旋往往有向其前沿外部强辐合对流区移动的趋势,结合“急翘”前路径(图 2),可见外部强辐合对流的分布对“急翘”前 Chanchu 移动有一定指示作用。而“急翘”后外区冷云仍主要分布在南面,路径的后方,联系到副高南落西伸,环境背景加强,说明此时副高的引导作用更大,“急翘”后外围对流云团的指示作用不强。

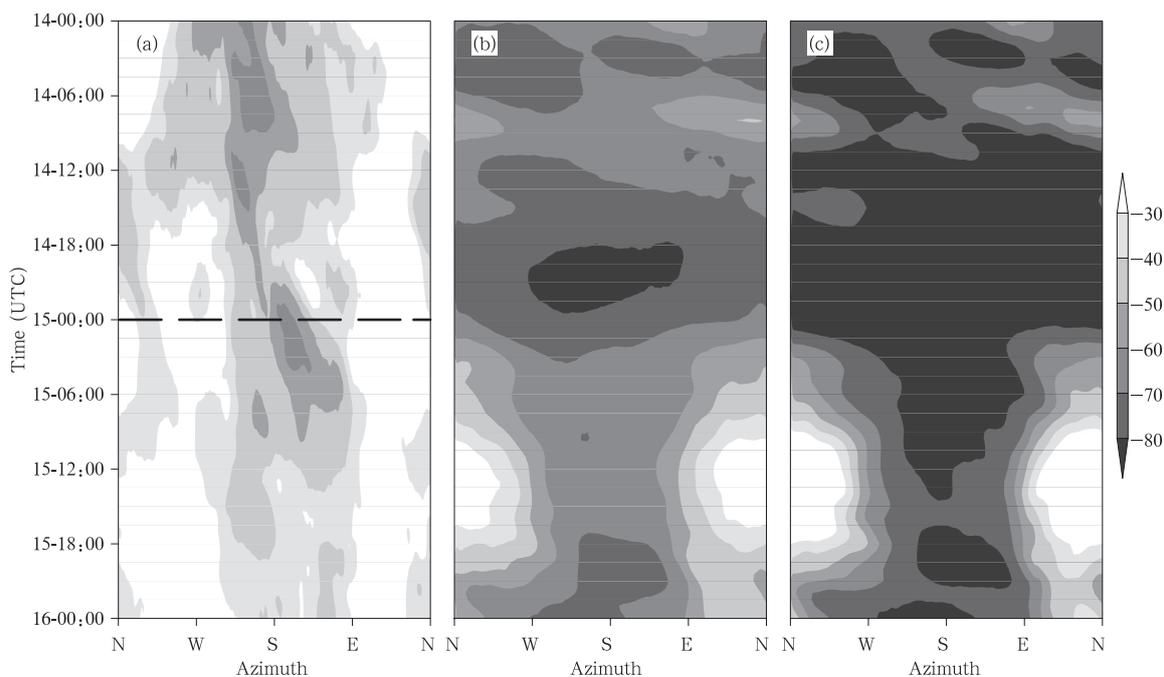


图 1 FY-2C 卫星 5 月 14—16 日 TBB 方位角分布时间剖面

(a. 半径 350—600 km, 虚线表示“急翘”时刻; b. 半径 0—150 km; c. 半径 50—100 km)

Fig. 1 Hovmöller diagram of radially averaged Temperature of Black Body (TBB briefly) of FY-2C over the period between 00:00 UTC 14 May and 00:00 UTC 16 May with the radii of (a) 350—600 km, (b) 0—150 km, and (c) 50—100 km (The thick dashed line shows the time of the shift northward)

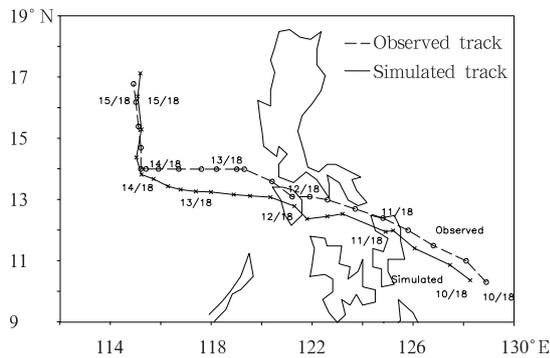


图2 Chanchu 移动路径

(虚线为观测,实线为模拟,间隔6 h)

Fig. 2 Tracks (in the interval of 6 hour) of Chanchu from observations (dashed) and the model simulation (solid)

内核非对称结构特征也十分明显(图1b),南面TBB温度较低,转向前冷云最低温度低于 -80°C ,对流较强,转向后温度有所升高,15日06时以后北面温度甚至高于 -30°C ,对流减弱明显。取50—100 km半径(图1c)TBB方位角分布表示眼壁区的对流强弱,转向前眼区被环状分布的冷云包围,而转向后低于 -80°C 的冷云只存在于南面,北面温度也高于 -30°C ,冷云非对称分布于南面。

总之,“急翘”前后外区对流云团一直呈1波非

对称结构,强对流区主要在台风中心南侧,而内核则由轴对称演变为1波非对称结构。由于卫星云图不能反映详细内部结构,且其他海上观测资料匮乏,因此,下文根据数值模拟结果分析 Chanchu 转向前后详细的内核结构特征。

3 数值模拟方案与检验

3.1 方案设计

使用中尺度数值模式 WRF(ARW2.2),6 h 间隔的 1° 分辨率 NCEP 全球最终分析资料作为初始场。中心点为(21°N , 119°E),三重双向嵌套,垂直方向线性 σ 坐标34层,模式层顶50 hPa。模拟起始时间为8日12时,积分180 h;网格B、C为自动跟踪涡旋,移动嵌套,启动时间分别延后48和132 h。粗细网格均采用WSM3微物理方案;网格A使用Betts-Miller-Janjic积云对流参数化方案,此方案为对流调整方案,提供混合湿对流边界,包含浅对流过程,是Betts-Miller方案(Betts, et al, 1986a, 1986b)的修正方案(Janic, et al, 1994);网格B使用Kain-Fritsch (new Eta)方案,耦合了一个简单的包含水汽抬升和下沉运动的云模式,包括卷出、卷吸、气流上升和气流下沉现象(Kain, et al, 1990),与老方案的不同主要在于卷吸率可以随低层辐合变化,适合于TC内核低层辐合运动(详细模拟配置请见表1)。

表1 模拟设计

Table 1 The model design

区域	网格 A	网格 B	网格 C
格点数	201×161	151×151	166×166
格距	27 km	9 km	3 km
时间步长	120 s	40 s	13.3 s
积分时间	0—180 h	49—180 h	132—180 h
微物理方案	WSM3	WSM3	WSM3
积云对流参数化方案	Betts-Miller-Janjic	Kain-Fritsch (new Eta)	None
边界层方案	Monin-Obukhov, YSU	Monin-Obukhov, YSU	Monin-Obukhov, YSU
陆面过程	Noah	Noah	Noah

3.2 模拟结果检验

模拟结果检验依据路径、最低海平面气压、最大海平面风速和反演的云顶亮温的对比。由于初始资料分辨率较低,未进行任何初值处理,网格B启动后,直到10日18时模式才明显捕捉到Chanchu加强为热带风暴,此时开始检验模拟效果。位置与实况相差约50 km,比实况中心气压高约20 hPa(图3),此后路径误差一直保持在50 km左右,略微偏西。经过菲律宾群岛时,11日18时至12日模拟移

动速度偏快。12日12时误差达到约90 km,13日进入南海,误差大约都保持在100 km。14日网格C启动,误差逐步减少,模拟的Chanchu逐渐向西北方向移动,移速趋慢。模拟的15日00时“急翘”与实况位置非常接近,此后误差均不超过40 km,并加速北行。误差最多在一个经纬度以内,可见路径模拟是比较成功的。而模拟的最低海平面气压(数值根据当前模拟最细网格)经历了较长的spin-up时间,随着模拟分辨率提高,气压值不断下降,13日以后

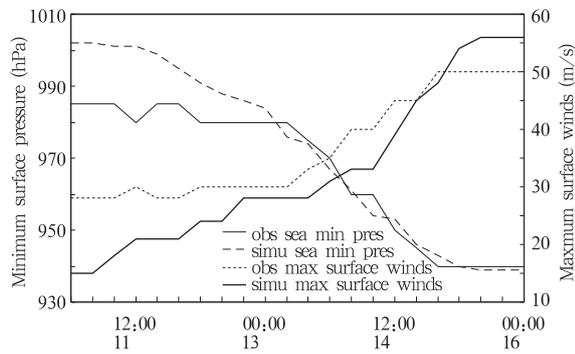


图3 最低海面气压和最大海面风速
(间隔6 h,黑实线表示模拟最低海面气压,黑虚线为观测;
浅实线表示模拟海面最大中心风速,浅虚线为观测)

Fig. 3 Time series (in the interval of 6 hour) of the minimum central pressures and the maximum surface winds from observations (dashed) and the model simulation (solid)

误差显著减少;15日00时观测最低中心气压即达

到最低值940 hPa,此时模拟值943 hPa,并在6 h后达到最低值939 hPa,此后强度维持。

朱佩君等(2002)用水物质计算显示台风云系,类似地,本文根据NCAR和华盛顿州立大学联合开发的RIP软件包提供的算法,以水物质反演云顶亮温(CTT)为

$$T_{\text{CTT}} = T_c + f_{\text{ac}} \times \Delta T \quad (1)$$

其中, T_c 为云顶之上的温度, ΔT 为云顶以上的大气衰减温度, f_{ac} 为云顶以上的辐射路径,云液态水和云冰吸收系数分别为0.145和0.272(Dudhia, 1989)。

由于网格B、C为自动跟踪涡旋,经模式后处理之后不能反映所处地理信息,因此无法与经纬度网格TBB数据进行比较,并且云水吸收系数为常值,计算得到的CTT差异不大,因此使用网格A数据结果。图4给出14日12时至15日12时12 h间隔

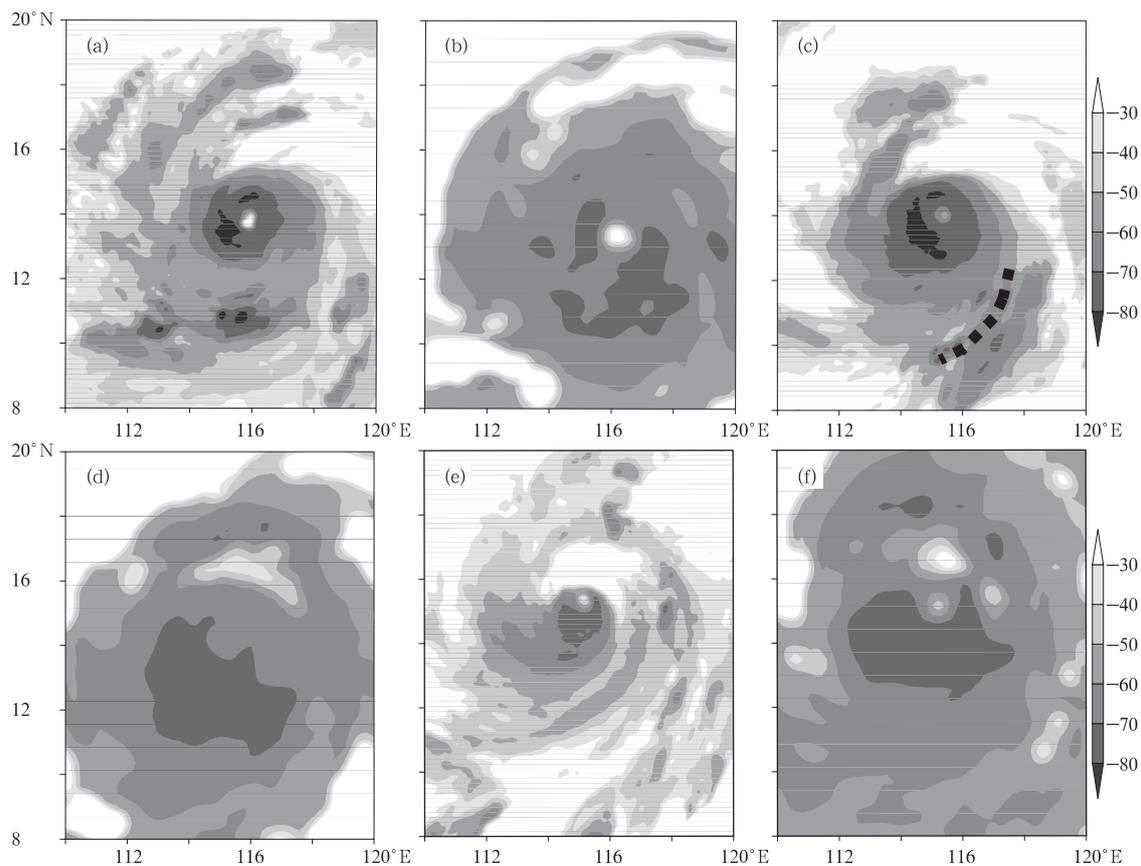


图4 FY-2C TBB (a. 14日12时;c. 15日00时;e. 15日12时)

与相应时次反演的云顶亮温(b. 14日12时;d. 15日00时;f. 15日12时)

Fig. 4 TBB of FY-2C at (a) 12:00 UTC 14 May, (b) 00:00 UTC 15 May, and (c) 12:00 UTC 15 May 2006, with the corresponding model derived cloud top temperature to the times to (a), (b) and (c), respectively (b, d, and f)

CTT 与 TBB,可见 TC 中心位置基本一致,环流特征也很相似。总体反映 TBB 低温区出现在西南象限,非对称分布,眼壁局部区域为较强对流运动,呈半月形分布,内核以外大片区域为层状云特征;CTT 没有精确反映 TC 内部结构,层状云覆盖范围较广,量值较 TBB 小,这主要因为反演计算取水吸收系数为常数,但总体仍反映了对流活动非对称,以及内、外螺旋雨带分布特征。

总之,海平面最低中心气压和最大风速在后 72 h 模拟较为接近实况,该时间段包含完整的“急翘”过程,且 CTT 与 TBB 相似,因此根据模拟结果研究转向前后的内核结构演变和强度变化是合适的。

4 转向前后内核结构演变

4.1 模拟结果处理

为了研究 Chanchu 内核结构,下文除特别说明外,主要对网格 C 进行处理。沿用 Liu 等(1997)、Braun 等(2002)、Rogers 等(2003)和陈光华等(2005)的方法,一般地,对任意物理量 X 可写为

$$X = X_s + X_a \quad (2)$$

其中, X_s 表示轴对称分量, X_a 表示非对称分量,

$$X_s(r, z) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} X(r, \theta, z) d\theta \quad (3)$$

$$X_a(r, \theta, z) = X - X_s \quad (4)$$

模式输出结果根据式(3)、(4)转化为柱坐标。Wu 等(2006)指出眼壁区出现的中尺度涡旋往往会伴随着最低气压,根据最低海平面气压或最低风速位置计算的 TC 中心可能无法正确反映环流中心地理位置。为便于分析,采用 Braun 等(2002, 2006)的方法确定 TC 中心:根据气压场水平分布,以最低气压位置作为 TC 中心初猜值,在 15 km 半径范围内计算初猜值至眼壁外侧 60 km 半径的方位角偏差,直到中心至眼壁外侧的气压方位角偏差之和最小为止,该点即为所求地理中心。由于涡旋倾斜使得各垂直层中心位置有所差异,因此该方法应用于各垂直层模式结果。

4.2 转向前后内核结构与垂直风切变演变

TBB 非对称分布于内核,尤其是“急翘”后 1 波非对称特征明显,模拟雷达回波也存在相似现象(图 5)。转向前可清晰地分辨两条强回波带气旋式传

播,呈现 2 波非对称特征;转向后强回波带则主要位于南面,转化为 1 波非对称结构。有趣的是,15 日 00 时及 01 时左右在东北象限出现无回波区,该特征正好对应着结构变化的“拐点”,关于该“拐点”出现的原因及影响将在后文分析。

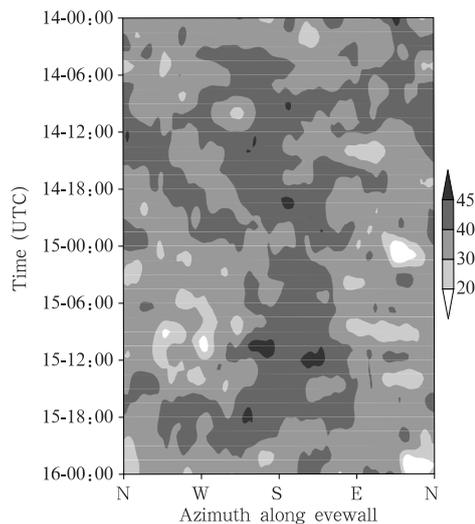


图 5 500 hPa 高度沿眼壁区(42—48 km)的雷达回波方位角分布时间剖面
Fig. 5 Hovmöller diagram of the simulated radar reflectivity along the eyewall at 500 hPa

已有的研究(Reasor, et al, 2000; Rogers, et al, 2003; Zhu, et al, 2004; Wu, et al, 2006; 余贞寿等, 2007)表明,环境风场垂直切变与内核结构演变存在着密切关系,当切变增加,内核呈现非对称结构,强对流云团位于切变下风方向左侧。

不同研究对于 VWS 的计算范围并不一致(Zeng, et al, 2007), Elsberry 等(1996)取 3° 经纬度半径, Wu 等(2006)取 300 km 半径表示 TC 环境风场演变,而 Hanley 等(2001)和 Zeng 等(2007)则取 5° 经纬度半径。在不明显影响量值大小和趋势的前提下,本文以网格 B 数据,取 495 km 半径绘制垂直风切变时间剖面(图 6),考察风场垂直切变与 Chanchu 内核结构演变的关系。

依据 Hanley 等(2001)和余贞寿等(2007)的方法,对于 U 、 V 分量,有

$$\langle U \rangle = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^{55} \left\{ \frac{\bar{U}_{i-1} + \bar{U}_i}{2} \right\} A_i \quad (5)$$

$$\langle V \rangle = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^{55} \left\{ \frac{\bar{V}_{i-1} + \bar{V}_i}{2} \right\} A_i \quad (6)$$

其中符号 $\langle \rangle$ 表示 495 km 半径面积平均, i 表示半径索引, A_i 表示 9 km 圆环面积, \bar{U} 和 \bar{V} 表示轴对称处理, 最后根据 $\langle \rangle_{200 \text{ hPa}} - \langle \rangle_{850 \text{ hPa}}$ 得到切变大小。

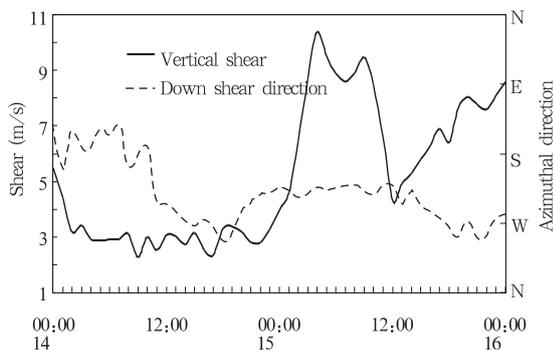


图6 495 km 半径风场垂直风切变大小(黑实线,单位:m/s)和下风方向(虚线)时间剖面
Fig. 6 Time series of the area-averaged magnitude of simulated vertical wind shear between 200 and 850 hPa (solid) and the azimuthal distributions of the area-averaged vertical wind shears (dashed) over a circle of the radius of 495 km

转向前,切变较弱,维持在 2—4 m/s。转向后,切变明显增大,4 h 后达到约 10.5 m/s,眼壁区呈现 1 波非对称回波特征(图 5)。12 小时后切变减小为 4.3 m/s 左右,眼壁区南面冷云温度升高(图 1c),回波减弱(图 5)。此后切变逐渐增加至 5 m/s 以上,冷云温度也随之降低。说明切变大小与眼壁对流强弱关系密切,当切变增大至 5 m/s 以上时,眼壁结构趋于 1 波非对称(Zhu, et al, 2004)。

另外,当切变增大后,下风方向和对流云团分布有很好的对应关系:15 日 00 时至 15 日 12 时下风方向指向西南,12 小时以后指向西面,内核对流云团(图 1b、1c,图 5)均位于下风方向的左侧,与已有研究结果相同。

值得注意的是,垂直切变明显增大时,Chanclu 停止加强并维持。传统观点是切变增大时,由于“通风流”的负面作用 TC 会减弱(Wu, et al, 2006)。而 Braun 等(2006)、Zhu 等(2004)和 Corbosiero 等(2006)的结果则表明 TC 在切变迅速增大时仍能继续加强,Zhu 等(2004)认为垂直切变的负面作用仍有待于进一步研究。Chanclu“急翘”后副高南落西伸,切变增大,加强不明显并维持强度,下文将就这

现象的可能原因进行分析。

5 VRWs 波动特征分析与强度维持

VRWs 理论逐渐被接受,通过观测分析以及数值研究都证实 TC 存在 VRWs 波动。VRWs 本身是一种 PV 类型波动(Montgomery, et al, 1997),然而,正如 Corbosiero 等(2006)所指出的,应用傅立叶变换方法分解雷达回波,同样能捕捉到 VRWs 特征。由于 1 波非对称的强度对 TC 中心较为敏感(Reasor, et al, 2000),所以主要分析 2 波非对称。时段为 14 日 10 时至 15 日 16 时,包括垂直切变由弱到强的转换过程。

5.1 眼壁传播特征

图 7 是 3 km 高度 42—48 km 半径(眼壁)的波数 2 非对称雷达回波方位角分布时间剖面,转向前,正波数 2 非对称规则地围绕中心以定常角速度气旋式旋转,周期约 3.5 h,平均切向速度约为 22.4 m/s,约为该层最大轴对称切向风速(V_{\max}) 47 m/s 的一半,与诸多研究(Kuo, et al, 1999; Reasor, et al, 2000; Braun, 2002; Wang, 2002a, 2002b; Corbosiero, et al, 2006)结果一致,以上研究指出根据线性波动理论(Lamb, 1932),在涡度不连续 Rankine 涡旋上传播的 VRWs 相速度可由 $C_\lambda = V_{\max}(1 - 1/n)$ 给出, n 为非对称方位角波数。因此,对于 2 波非对称,相速度为 V_{\max} 的一半。

转向时(15 日 00—01 时)2 波非对称停止圆周运动,正好对应着结构变化“拐点”出现。图 8 给出此时 3 km 高度雷达回波和沿 AB 线的剖面情况,显示水平和垂直结构。眼壁近似椭圆形,东北象限眼壁破裂,西南象限强回波带与眼壁分离(图 8a)。对照相应时次 TBB 和反演的 CTT 分布(图 4c),虽未捕捉到眼壁破坏,但一致呈现西南象限半月形分布强对流活动,可以认为模拟结果较为可信。垂直剖面可看出东北象限对流活动无明显组织(图 8b),有零星对流单体,云高下降,与西南象限有组织的对流活动形成鲜明对比。眼心的暖心结构明显,500 hPa 附近有温度值超过 8℃ 的暖中心。

最近,在理想数值试验(Wang, 2002b),卫星云图(Knaff, et al, 2003)以及雷达观测分析(Corbosiero, et al, 2006)均发现眼壁破裂现象,认为眼区和眼

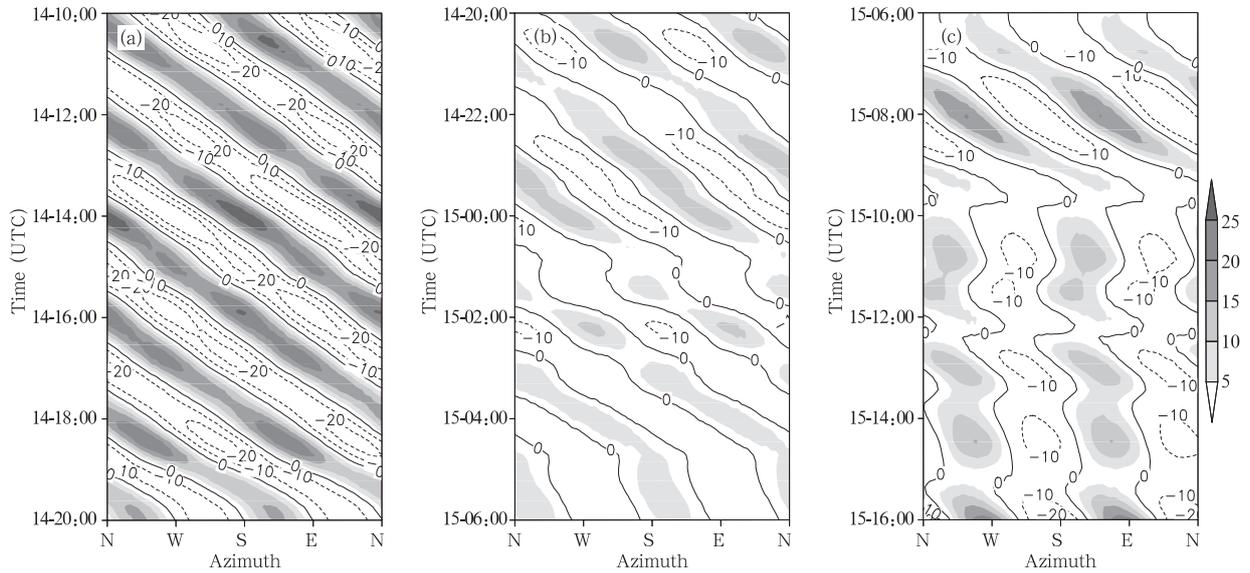


图 7 3 km 高度的 42—48 km 半径平均 2 波非对称雷达回波方位角分布时间剖面

(a. 14 日 10 时至 14 日 20 时; b. 14 日 20 时至 15 日 06 时; c. 15 日 06 时至 15 日 16 时)

Fig. 7 Hovmöller diagram of the simulated radially averaged wavenumber-2 radar reflectivity asymmetry at $z = 3$ km (positive with shaded) over the radii of 42–48 km for (a) 10:00–20:00 UTC 14 May, (b) 20:00 UTC 14 May to 06:00 UTC 15 May, and (c) 06:00–6:00 UTC 15 May

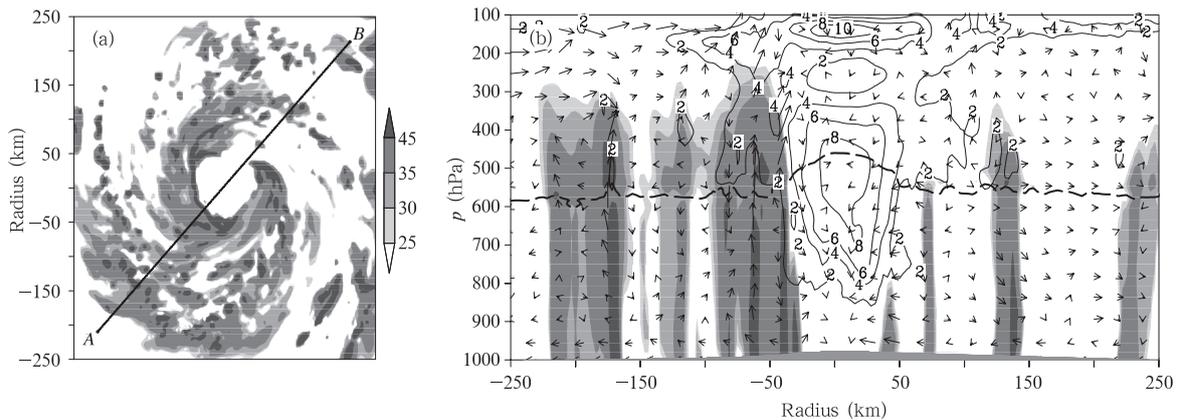


图 8 15 日 00 时至 01 时平均的 3 km 雷达回波(a);沿 AB 线垂直剖面雷达回波和风向量(b),

(粗虚线为 0 °C 等温线;实线表示暖心结构,大于 2 °C,间隔为 2 °C)

Fig. 8 Hourly averaged simulated radar reflectivity at 3 km over 00:00 UTC–01:00 UTC 15 May (a), and the vertical cross sections of the simulated radar reflectivity and wind vectors along Line AB (b)

(The melting level (0 °C) (thick dashed line) and warm core (solid lines, in the interval of 2 °C) are also plotted)

壁区发生了某种涡旋混合。本文则是在实际个例模拟中捕捉到该现象。Wang(2002b)进一步指出,在眼壁传播的 VRWs 受到外螺旋雨带的扰动可导致眼壁破裂,以及通过轴对称化过程使之复原。位于西北和南面的两条外螺旋雨带(图 4a)逐渐与内核相

连(图 4c),与 14 日 20—24 时内核明显的 VRWs 特征相对应(图 7b、11b),可见眼壁破裂的可能原因是在眼壁传播的 VRWs 受到外螺旋雨带的扰动;15 日 02 时眼壁 2 波非对称重新开始围绕眼心圆周运动,体现了轴对称化过程。另外,眼壁轴对称回波断裂时恰好对

应着眼内和眼壁区 PV 相连(图 9),并且破裂时眼内未出现明显回波特征,意味着某种干性混合过程(Wang,2002b),从相当位温(θ_e)的水平分布(图 9c)可见,眼壁破裂处有来自眼壁外低于 351 K θ_e 空气卷入,也能反映干性混合。与 Wang(2002b)和 Corbosiero 等(2006)结果相似,眼壁破裂对应 Chanchu 快速发展过程中断,此后加强不明显。

Zhu 等(2004)和 Braun 等(2006)数值研究发现,在东移高空槽影响下飓风 Bonnie(1998)涡旋倾斜加剧,同时内核非对称结构十分明显,倾斜方向一侧

眼壁非对称对流活动明显加强;反之,当涡旋倾斜减弱非对称性也随之减弱,认为涡旋倾斜是影响内核非对称性的重要因素。根据 Wu 等(2006)和 Braun 等(2006)的方法,以每 15 min 输出的数值结果计算转向前后(14 日 20 时至 15 日 04 时)8 km 高度 TC 中心和海平面中心的相对位置表示涡旋倾斜(图 9d),可见 15 日 00 时涡旋倾斜最为明显,向西北倾斜达到约 13 km,而其余时刻倾斜约在 4 km 以内。因此涡旋倾斜加剧是 Chanchu 眼壁非对称性加强并导致眼壁破裂的另一可能原因。

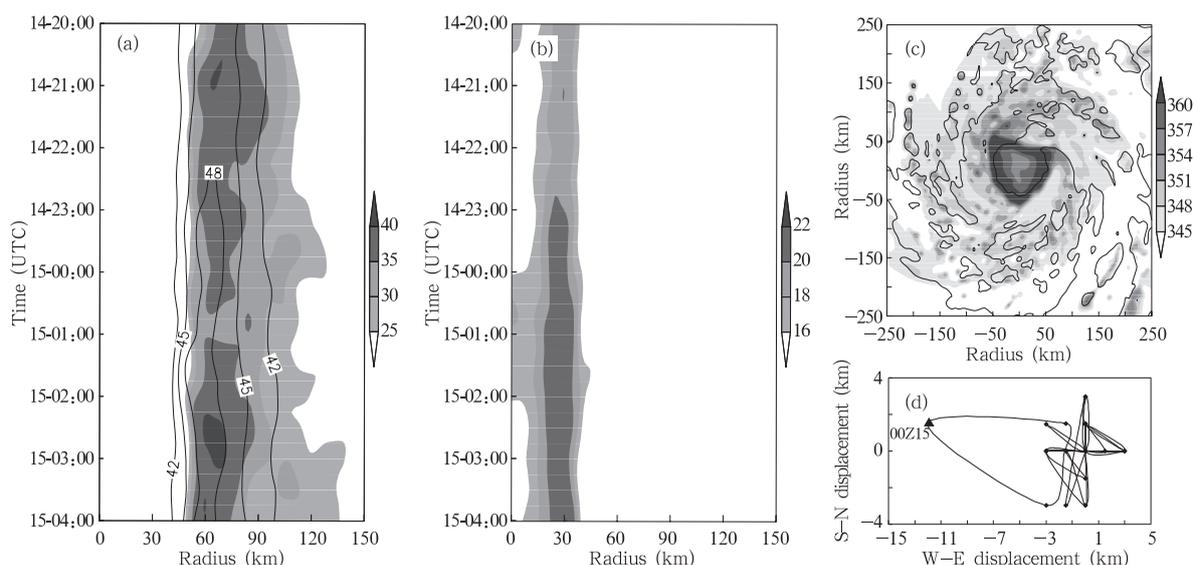


图 9 3 km 高度的轴对称雷达回波(a)(实线为大于 40 m/s 切向风速,间隔为 3 m/s);PV(b)(单位: $10^{-6} \text{ K}/(\text{m}^2 \cdot \text{kg} \cdot \text{s})$)时间剖面(阴影),15 日 00 时至 01 时平均的 3 km 雷达回波(实线,大于 25 dBz)和相当位温(阴影,单位:K)(c)和 8 km 海平面中心相对位置(14 日 20 时至 15 日 06 时,间隔 15 min)(d),▲表示 15 日 00 时

Fig. 9 Hovmöller diagram of (a) temporal changes (20:00 UTC 14 May to 04:00 UTC 15 May, in the interval of 15 min) in the azimuthally averaged simulated radar reflectivity at $z=3$ km (shaded) and the tangential winds (solid, greater than 40 m/s, in the interval of 3 m/s), and (b) the potential vorticity (shaded, PVU: $10^{-6} \text{ K}/(\text{m}^2 \cdot \text{kg} \cdot \text{s})$), (c) the hourly averaged simulated radar reflectivity (solid line, greater than 25 dBz) and the equivalent potential temperature (shaded, unit in K) at 3 km over 00:00–01:00 UTC 15 May, and (d) the displacement of the storm center at 8 km from the surface center, ▲ denotes 00:00 UTC 15 May

15 日 00—01 时 2 波非对称停止圆周运动,西南象限强回波带与眼壁分离(图 8a),并气旋式地向外传播,内螺旋雨带特征明显。02 时 2 波非对称重新开始圆周运动,由于 V_{\max} 增大,相速度有所加快。15 日 09 时,圆周运动再次停止,2 波非对称传播呈现静止状态,对应眼壁区北面高于 -70°C 的冷云迅速消退,对流活动减弱,非对称特征加强(图 1c),内

螺旋雨带特征较“急翘”前更加明显,受切变影响,仅分布于南面(图 4e)。绘制 3 km 高度的 42—48 km 半径平均 1 波和 2 波非对称回波振幅时间剖面(图 10),可见 14 日 10 时至 17 时左右,2 波非对称回波振幅比 1 波的强,此后 1 波振幅略强,而 15 日 10 时以后差别最为明显,1 波振幅逐步增加,最大达到 70 dBz,2 波振幅逐渐减小(20 dBz 以下)。1 波分量明

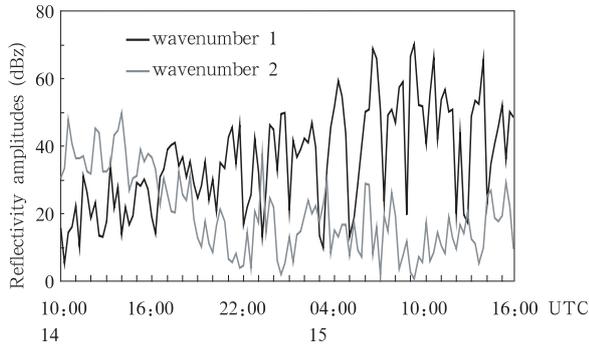


图 10 3 km 高度的 42—48 km 半径平均 1 波 (黑实线)和 2 波(浅虚线)非对称回波振幅时间剖面(14 日 10 时至 15 日 06 时)

Fig. 10 Time series of the averaged amplitude of wavenumbers 1 and 2 of the simulated asymmetric radar reflectivity at $z=3$ km over the radial band between 42 and 48 km, for 10:00 UTC 14 May to 16:00 UTC 15 May

显增强对应 2 波非对称传播呈现静止状态,出现明显的内核非对称结构(图 1b,c,图 5),此时眼壁 VRWs 传播由 2 波主导转为 1 波主导(Wang, 2002a)。

5.2 眼壁外传播特征

为了证明 Chanchu 内螺旋雨带存在 VRWs 特征,

绘制 3 km 高度 162—168 km 的 2 波非对称雷达回波方位角分布(图 11),以及沿中心至南面的波数 2 非对称雷达回波时间剖面,可见多条大于 10 dBz 波数 2 回波带呈气旋及径向外传播特征(图中黑实线用来跟踪回波带方位角旋转及回波带径向外传)。估算得到相速度分别为 27、29、24、22、23、25、26、24、27 m/s,切向速度分别为 34、35、35、35、36、37、37、37、37 m/s,相速度约为切向速度的 79%、83%、68%、63%、64%、67%、70%、65%和 73%,相速度比切向速度慢很多,但仍然大于 Rankine 涡旋给出的 $V_{\max}/2$ 波数 2 非对称相速度。正如 Corbosiero 等(2006)所指出的,多数强 TC 的内雨带旋转速度不符合 Rankine 涡旋的描述,因此, Montgomery 等(1997)和 Möller 等(2000)提出斜压扰动在满足梯度和静力平衡时正压环状涡旋的频散关系,以此求证内雨带的 VRWs 特征(Chen, et al, 2001)。

$$\omega = n\bar{\Omega} + \frac{n}{R} \frac{\bar{\zeta}}{\bar{q}} \bar{q}'(R) \cdot$$

$$[k^2 + n^2/R^2 + (\bar{\eta} \bar{\zeta} m^2)/N^2]^{-1} \quad (7)$$

式中 n, k, m 分别是方位角、径向和垂直波数, R 为参照半径, \bar{q} 为轴对称位势涡度, $\bar{q}'(R)$ 为参照半径

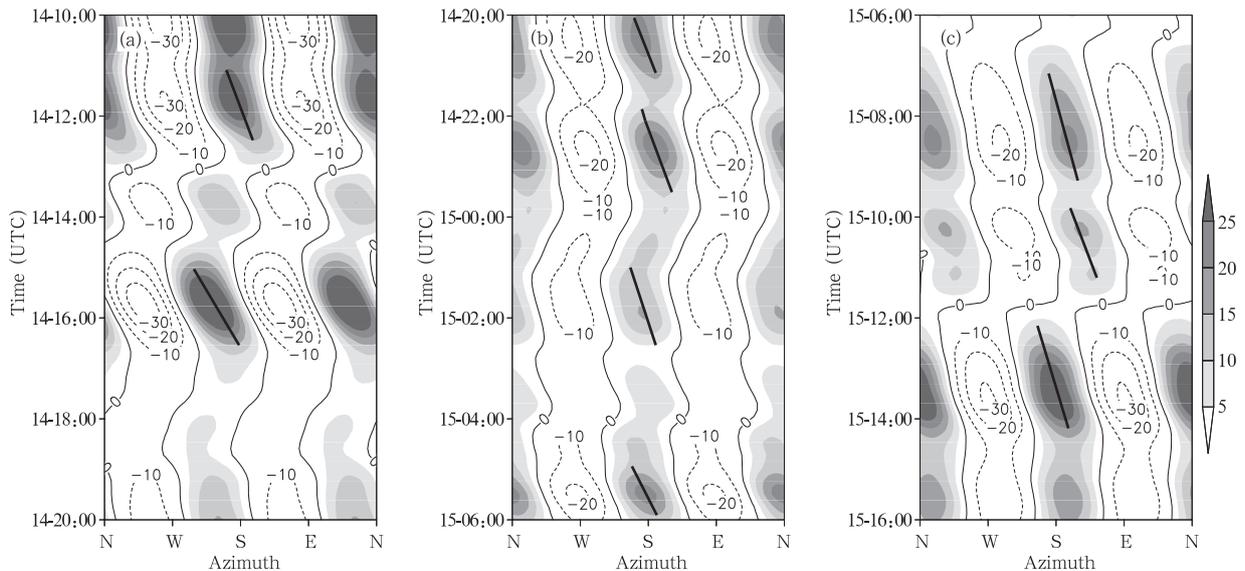


图 11 3 km 高度的 162—168 km 半径平均 2 波非对称雷达回波方位角分布时间剖面

(a. 14 日 10—20 时; b. 14 日 20 时至 15 日 06 时; c. 15 日 06—16 时, 实线表示内螺旋雨带 2 波非对称回波的旋转)

Fig. 11 Hovmöller diagram of the radially averaged wavenumber 2 of the simulated asymmetric radar reflectivity at $z=3$ km (positive with shaded) over the radii of 162–168 km along the azimuth for the periods of (a) 10:00 UTC 14 May to 20:00 UTC 14 May, (b) 20:00 UTC 14 May to 06:00 UTC 15 May, and (c) 06:00 UTC 15 May to 16:00 UTC 15 May (The solid curves show the rotation of the wavenumber 2 asymmetries of the inner spiral rainbands)

上的基态位势涡度径向导数, $\bar{\eta}$ 为轴对称绝对涡度, $\bar{\zeta}$ 是惯性参数, N^2 是静力稳定度, $\bar{\Omega}$ 是角速度。波的切向相速度为 $C_{\rho\theta} = \omega R/n$, 径向相速度为 $C_{pr} = \omega/k$ 。取 $N^2 = 1.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$, 而 Chanchu 的非对称 PV 垂直分布与 Chen 等(2001)数值研究相似, 因此取 $m = 2\pi/L = 6.28 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ (波长 L 取 10 km), 另外 $k = 2\pi/L = 4.2 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ (波长 L 取 150 km), $n = 2, R = 165 \text{ km}$, 根据模式资料得到 $\bar{q}, \bar{q}'(R), \bar{\eta}, \bar{\zeta}, V_t$, 以及可由切向风速 V_t/R 得到 $\bar{\Omega}$, 计算与

估算的得到 $C_{\rho\theta}, C_{pr}$ 比较接近(见表 2)。内螺旋雨带的传播范围不超过 200 km(图 12), 约为最大风速半径的 3 倍, 与 Corbosiero 等(2006)结果相同, 该范围为 VRWs 传播的停滞半径。因此, 可以认为内螺旋雨带存在 VRWs 传播特征。另外, 转向后切变下风方向由西南转为西(图 6), 切变明显增加, 回波特征出现一定变化, 回波带先是顺时针旋转, 后又逆时针旋转, 另一个变化发生在 15 日 12 时, 此时下风方向由西转为西南, 切变短暂减小随后回升, TBB 冷云

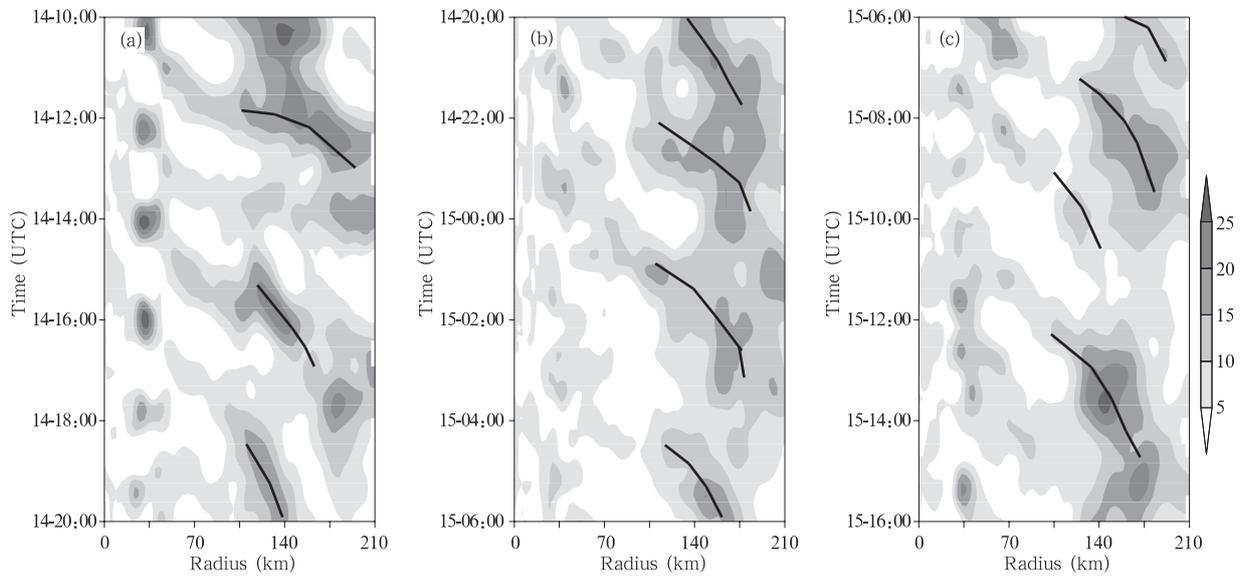


图 12 3 km 高度的沿 TC 中心至南面 2 波非对称雷达回波时间剖面

(a. 14 日 10—20 时; b. 14 日 20 时至 15 日 06 时; c. 15 日 06—16 时. c. 实线表示 2 波非对称的向外传播)

Fig. 12 Radius-time Hovmöller diagram of wavenumber 2 of the simulated radar reflectivity asymmetry

(positive areas are shaded) with the radius ranging from the center of Chanchu to 215 km south

at $z = 3 \text{ km}$ for the periods of (a) 10:00 UTC 14 May to 20:00 UTC 14 May, (b) 20:00 UTC 14

May to 06:00 UTC 15 May, and (c) 06:00 UTC 15 May to 16:00 UTC 15 May

(The solid curves show the outward propagation of the wavenumber 2 asymmetries)

表 2 VRWs 参数

Table 2 The VRWs parameters

\bar{q} PVU	$\bar{q}'(R)$ $\times 10^{-5} \text{ PVUm}^{-1}$	$\bar{\eta}$ $\times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$	$\bar{\zeta}$ $\times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$	V_t m/s	$C_{\rho\theta}$ m/s	$C_{\rho\theta}$ 估算	C_{pr} m/s	C_{pr} 估算
1.3	-4.1	2.3	4.3	34	28	27	8.1	8.7
1.2	-3.2	2.0	4.4	35	30	29	8.6	8.3
0.9	-3.4	1.7	4.4	35	26	24	9.2	9.1
1.0	-5.1	2.1	4.5	35	24	22	7.1	8.8
1.5	-5.5	1.9	4.6	36	28	23	8.1	9.8
1.2	-2.6	2.1	4.7	37	29	25	8.6	9.9
1.2	-2.8	1.6	4.8	37	31	26	8.9	10.1
1.5	-3.4	1.8	4.9	37	28	24	9.4	9.2
1.5	-4.5	2.1	4.9	37	32	27	9.2	8.8

带短暂断裂(图1c)。切变增加和下风方向变化导致内核非对称对流强度和分布出现变化,2波非对称回波特征相应出现变化。以上分析表明 Chanchu 转向前后,垂直切变由弱转强,眼壁 VRWs 由 2 波转变为 1 波主导并都向外传播形成内螺旋雨带,说明 TC 内部动力过程以及自身与外部环境场相互作用都有可能产生 VRWs(Corbosiero, et al, 2006)。

5.3 VRWs 传播与内核结构及强度变化

徐祥德等(2004)提出台风螺旋带类似于 VRWs 的中尺度扰动与台风涡旋强度密切相关;朱佩君等(2005)认为 VRWs 沿径向的传播伴随着能量的输送,与 TC 强度之间可能存在着密切的关系;Wang(2002b)指出 VRWs 可以径向内传和外传;Corbosiero 等(2006)认为 VRWs 径向内传导致高值涡度由眼壁内侧向眼心传播伴随着 TC 加强。绘制 14 日 10 时至 15 日 16 时轴对称相对涡度和切向风速时间剖面(图 13),可见从 14 日 12 时起,眼壁内侧相对涡度值明显增加,最大风速半径(RMW)也由 80 km 缩小到 70 km 左右,眼壁持续收缩,随着时间推移,切向风速进一步增大至 48 m/s 以上;分别在 14 日 12—16 时、20—23 时、15 日 01 时、05—08 时、10—12 时和 14—16 时左右出现眼心涡量增加,对应内核 VRWs 传播(图 11)。Corbosiero 等(2006)指出,这种高值涡度的内传,引起 RMW 内侧角动量增加,轴对称切向风速增大,RMW 随时间向内传播,使得眼壁进一步收缩,因而 Chanchu 并未受切变增大的负面影响,维持其强度。

“急翘”时眼壁破裂,眼区和眼壁区发生短暂干性涡旋混合,之后迅速复原。Schubert 等(1999)指出,眼壁的不稳定能量受到非对称对流活动扰动而释放并加强眼区和眼壁区水平混合过程,该过程引起眼壁高 θ_e 空气向眼心输送(Willoughby, 1998; Kossin, et al, 2001),其他观测研究(Knaff, et al, 2003; Corbosiero, et al, 2006)部分验证该观点。Chanchu 眼壁破裂时的非对称对流活动使得眼壁的不稳定能量受到扰动并释放,加强水平混合过程。15 日 00 时涡旋加剧向西北倾斜,水平混合过程导致 850 hPa 眼心 θ_e 增加首先出现在西北面(图 14),随后眼区 θ_e 稳步增加。研究(Kossin, et al, 2001; Braun, 2002; Corbosiero, et al, 2005)发现当 TC 停止加强时,眼区 θ_e 进一步增加并达到最大,并把眼区 θ_e 的增加归因于眼区和眼壁区的水平混合过程。

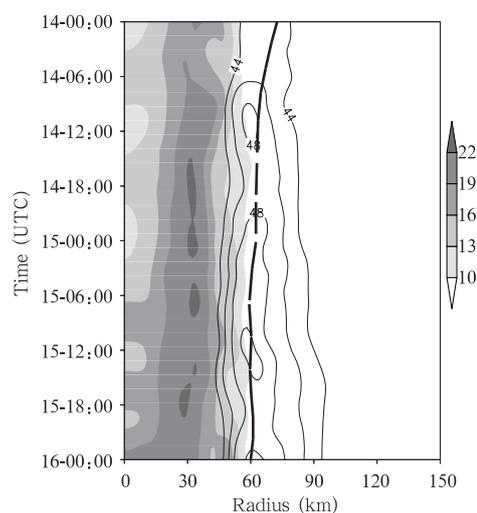


图 13 14 日 10 时至 15 日 16 时 3 km 高度的轴对称相对涡度(单位: 10^{-4} s^{-1} , 阴影)和切向风速(实线, 大于 44 m/s, 间隔 2 m/s)时间剖面(虚线表示最大风速半径)

Fig. 13 Radius-time Hovmöller diagram of the azimuthally averaged relative vorticity (shaded, unit: $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) and tangential winds (solid, greater than 44 m/s, in the interval of 2 m/s) at $z = 3 \text{ km}$ (the dashed lines show the radius of maximum winds)

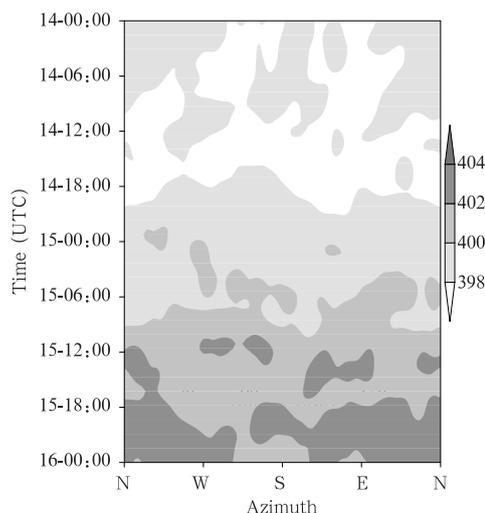


图 14 14 日 10 时至 15 日 16 时 850 hPa 的 0—36 km 半径径向平均方位角分布相当位温时间剖面(单位: K)

Fig. 14 Hovmöller diagram of the radially averaged (over 0–36 km) equivalent potential temperature (K) at 850 hPa for the period of 10:00 UTC 14 May to 16:00 UTC 15 May

逆温层附近 θ_e 的增加,抑制中高层暖干空气和低层相对冷湿空气的相互交换,使得随眼壁内侧下沉气流向下输送的暖干空气减少,低层增温作用减弱,终结 TC 加强(Willoughby,1998)。而轴对称化过程使眼壁复原并进一步加强(Wang,2002b),因此约经过4 h 之后模拟才停止加强。

6 结论和讨论

使用新一代中尺度数值模式 WRF(ARW2.2)对南海西行“急翘”路径强台风 Chanchu(0601)进行高分辨率(3 km)长时间(180 h,5月8日12时至5月16日00时)数值模拟。通过观测和模拟结果对比,表明模式可以较为准确地反映转向前后(14日至16日)的强度、路径和内核结构特征。通过傅立叶变换方法分解雷达回波,发现眼壁和内螺旋雨带的2波非对称沿方位角移速与涡旋罗斯贝波的理论波速一致,揭示快速加强过程中断和强度维持的可能原因,增加这类 TC 的认识,主要结论如下:

(1) 转向前,垂直切变较弱,Chanchu 在弱环境中向前沿积云对流加强侧缓慢西行,有利其继续加强。TBB 反映内核区域被冷云环绕,而数值结果体现眼壁区存在波数2非对称回波结构,强对流活动位于北面和南面。转向后,副高南落西伸,垂直切变加强,TBB 及数值结果均显示眼壁区由波数2转变为波数1非对称结构,强对流活动位于南面,垂直切变下风方向的左侧。

(2) 眼壁传播的 VRWs 受到外螺旋雨带的扰动以及涡旋倾斜加剧导致“急翘”时东北面眼壁破裂,眼区和眼壁区发生短暂干性涡旋混合,加强眼区和眼壁区的水平混合过程,此后850 hPa 眼区 θ_e 明显增加,抑制中高层暖干空气和低层相对冷湿空气的相互交换,使得随眼壁内侧下沉气流向下输送的暖干空气减少,低层增温作用减弱,终结 TC 加强。

(3) VRWs 的传播与 TC 强度之间存在着密切的关系,VRWs 径向内传导致高值涡度由眼壁内侧向眼心传播,引起 RMW 内侧切向风速增大,RMW 随时间向内传播,使得眼壁进一步收缩,一定程度上抵消了垂直切变加大的负面影响,因此 Chanchu 维持其强度。

TC 具有相互作用的多尺度物理过程,是十分复杂的大气系统,VRWs 的传播是影响 TC 结构和强度变化的重要原因,但在多大程度上抵消垂直切

变加大的负面影响有待于进一步研究。

致谢:感谢张大林教授和吴立广教授的宝贵意见。

参考文献

- 陈光华,裘国庆. 2005. 对南海热带气旋近海加强机理个例模拟研究. 气象学报, 63(3): 359-364
- 陈联寿,丁一汇. 1979. 西太平洋台风概论. 北京:科学出版社, 289-295
- 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
- 陈联寿,孟智勇. 2001. 我国热带气旋研究十年进展. 大气科学, 25(3): 420-432
- 段朝霞,苏百兴. 2006. 0601 强台风 Chanchu 北翘路径分析. 广东气象,29(2): 42-43
- 李天然,吴婉萍,林良勋. 2006. 强台风 Chanchu 异常路径的特点、成因及预报. 广东气象,29(3): 18-22
- 沈新勇,明杰,方珂. 2007. 台风涡旋系统的波动性质及其数值模拟. 气象科学,27(2): 176-186
- 徐祥德,张胜军,陈联寿等. 2004. 台风涡旋螺旋波及其波列传播动力学特征: 诊断分析. 地球物理学报,47(1): 33-41
- 余志豪. 2002. 台风螺旋雨带—涡旋 Rossby 波. 气象学报, 60(4): 502-507
- 余贞寿,高守亭,任鸿翔. 2007. 台风“海棠”特大暴雨数值模拟研究. 气象学报, 65(6): 864-876
- 张胜军,陈联寿,徐祥德. 2005. Helen 台风(9505)异常路径的诊断分析与数值模拟. 大气科学, 29(6): 937-946
- 钟科,康建伟,余清平. 2002. 飓风中的涡旋罗斯贝波. 气象学报, 60(4): 436-441
- 朱佩君,陈敏,陶祖钰等. 2002. 登陆台风 Winnie(1997)的数值模拟研究 I: 结果检验和云系的模拟. 气象学报,60(5): 553-559
- 朱佩君,郑永光,王洪庆等. 2005. 台风螺旋雨带的数值模拟研究. 科学通报,50(5): 486-494
- Betts A K. 1986a. A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. Quart J Roy Meteor Soc, 112(473): 677-691
- Betts A K, Miller M J. 1986b. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, and arctic air-mass data sets. Quart J Roy Meteor Soc, 112(473): 693-709
- Braun S A. 2002. A cloud-resolving simulation of hurricane Bob (1991): storm structure and eyewall buoyancy. Mon Wea Rev, 130(6): 1573-1592
- Braun S A, Montgomery M T, Pu Z. 2006. High-resolution simulation of hurricane Bonnie(1998). Part I: The organization of eyewall vertical motion. J Atmos Sci, 63(1): 19-42
- Chen Y, Yau M K. 2001. Spiral bands in a simulated hurricane. Part I: Vortex Rossby wave verification. J Atmos Sci, 58(15): 2128-2145
- Corbosiero K L, Molinari J, Black M L. 2005. The structure and e-

- volution of hurricane Elena (1985). Part I : Symmetric intensification. *Mon Wea Rev*, 133(10): 2905-2921
- Corbosiero K L, Molinari J, Ayyer A R, et al. 2006. The structure and evolution of hurricane Elena (1985). Part II : Convective asymmetries and evidence for vortex Rossby waves. *Mon Wea Rev*, 134(11): 3073-3091
- Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J Atmos Sci*, 46(20): 3077-3107
- Elsberry R L, Jeffries R. 1996. Vertical wind shear influences on tropical cyclone formation and intensification during TCM-92 and TCM-93. *Mon Wea Rev*, 124(7): 1374-1387
- Hanley D E, Molinari J, Keyser D. 2001. A composite study of the interactions between tropical cyclones and upper-tropospheric troughs. *Mon Wea Rev*, 129(10): 2570-2584
- Janjic Z I. 1994. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Mon Wea Rev*, 122(5): 927-945
- Kain J S, Fritsch J M. 1990. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J Atmos Sci*, 47(23): 2784-2802
- Knaff J A, Kossin J P, DeMaria M. 2003. Annular hurricanes. *Wea Foreca*, 18(2): 204-223
- Kossin J P, Eastin M D. 2001. Two distinct regimes in the kinematic and thermodynamic structure of the hurricane eye and eyewall. *J Atmos Sci*, 58(9): 1079-1090
- Kuo H C, Willams R T, Chen J H. 1999. A possible mechanism for the eye rotation of typhoon Herb. *J Atmos Sci*, 56(11): 1659-1673
- Lamb H. 1932. *Hydrodynamics*. Dover, 732 pp
- Liu Y, Zhang D L, Yau M K. 1997. A multiscale numerical study of hurricane Andrew(1992). Part I : Explicit simulation and verification. *Mon Wea Rev*, 125(12): 3073-3093
- MacDonald N J. 1968. The evidence for the existence of Rossby type waves in the hurricane vortex. *Tellus*, 20: 138-150
- Möller J D, Montgomery M T. 2000. Tropical cyclone evolution via potential vorticity anomalies in a three-dimensional balance model. *J Atmos Sci*, 57(20): 3366-3387
- Montgomery M T, Kallenbach R J. 1997. A theory for vortex Rossby waves and its application to spiral bands and intensity changes in hurricanes. *Quart J Roy Meteor Soc*, 123(538): 435-465
- Reasor P D, Montgomery M T, Marks F D, et al. 2000. Low-wavenumber structure and evolution of the hurricane inner core observed by airborne dual-Doppler radar. *Mon Wea Rev*, 128(6): 1653-1680
- Rogers R, Chen S, Tenerelli J, et al. 2003. A numerical study of the impact of vertical shear on the distribution of rainfall in hurricane Bonnie(1998). *Mon Wea Rev*, 131(8): 1577-1599
- Schubert W H, Montgomery M T, Taft R K, et al. 1999. Polygonal eyewalls, asymmetric eye contraction, and potential vorticity mixing in hurricanes. *J Atmos Sci*, 56(9): 1197-1223
- Wang Y. 2002a. Vortex Rossby waves in a numerically simulated tropical cyclone. Part I : Overall structure, potential vorticity, and kinetic energy budgets. *J Atmos Sci*, 59(7): 1213-1238
- Wang Y. 2002b. Vortex Rossby waves in a numerically simulated tropical cyclone. Part II : The role in tropical cyclone structure and intensity changes. *J Atmos Sci*, 59(7): 1239-1262
- Willoughby H E. 1998. Tropical cyclone eye thermodynamics. *Mon Wea Rev*, 126(12): 3053-3067
- Wu L, Braun S A, Halverson J, et al. 2006. A numerical study of hurricane Erin(2001). Part I : Model verification and storm evolution. *J Atmos Sci*, 63(1): 65-86
- Yu H, Huang W, Duan Y H, et al. 2007. A simulation study on pre-landfall erratic track of typhoon Haitang (2005). *Meteor Atmos Phys*, 97: 189-206
- Zeng Z, Wang Y, Wu C C. 2007. Environmental dynamical control of tropical cyclone intensity-an observational study. *Mon Wea Rev*, 135(1): 38-59
- Zhu T, Zhang D L, Weng F. 2004. Numerical simulation of hurricane Bonnie(1998). Part I : Eyewall evolution and intensity changes. *Mon Wea Rev*, 132(1): 225-241