

2006 年超级台风“桑美”强度与结构变化的数值模拟研究^{*}

曾智华^{1,2,3} 陈联寿⁴ 王玉清^{2,5} 高志球³

ZENG Zhihua^{1,2,3} CHEN Lianshou⁴ WANG Yuqing^{2,5} GAO Zhiqiu³

1. 中国气象局上海台风研究所,中国气象局台风预报技术重点开放实验室,上海,200030

2. 南京信息工程大学,南京,210044

3. 中国科学院大气物理研究所 LAPC,北京,100029

4. 中国气象科学研究院,北京,100081

5. 美国夏威夷大学 IPRC

1. *Laboratory of Typhoon Forecast Technique, Shanghai Typhoon Institute of CMA, Shanghai 200030, China*

2. *Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China*

3. *LAPC, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

4. *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

5. *International Pacific Research Center, University of Hawaii, USA*

2009-01-19 收稿,2009-07-30 改回.

Zeng Zhihua, Chen Lianshou, Wang Yuqing, Gao Zhiqiu. 2009. A numerical simulation study of super Typhoon Saomei (2006) intensity and structure changes. *Acta Meteorologica Sinica*, 67(5):750—763

Abstract A high resolution and non-hydrostatic WRF (weather research and forecasting) model were used to study the intensity and structure changes of super Typhoon Saomei (2006). Firstly, the effect on the intensity and structure changes of Typhoon Saomei (2006) by adopting the parameterization scheme of roughness length of Makin. The result shows that the intensity change tendency of the simulated TC is more agreed with the intensity variation of the best track data than that of control experiment, when the new scheme is applied. It also indicates that the intensity prediction of Typhoon Saomei (2006) has been improved, but there is no any effect on its forecasting of track. The simulated TC structure is more coincided with the real structure of Typhoon Saomei (2006) by verifying the non-conventional data from QuikScat, TRMM, and radar data, with reproducing its “Double eyewall” and “Annular” structure in the inner core region. Secondly, the final intensity of the model storm is significantly increased by using of the new parameterization for Typhoon Saomei (2006) boundary layer processes, compared with the traditional extrapolation, while the physical factors in its boundary layer have dramatically changes above 40 m/s, in particular, during the period of the strongest intensity of TC, the averaged tangential, radial, and vertical wind, temperature anomaly, eddy kinetic energy, and absolute angular momentum in its inner core region are increasing with the decrease of the sea surface drag coefficient, C_d , in TC eyewall. Distributions of all the physical elements around 20—40 km of in the eyewall regions of Typhoon Saomei (2006) affect on its intensity and structure changes. Furthermore, the possible effect of large scale environmental vertical wind shear and SST in model on Typhoon Saomei (2006) intensity and structure changes was finally analyzed. And the negative effect of large scale environmental vertical wind shear on the TC intensity changes is issued when Typhoon Saomei (2006) suffering intensification and weakening.

Key words Tropical cyclones, Boundary layer, Intensity change, Saomei, Vertical wind shear

^{*} 资助课题:国家 973 项目(2009CB421500),国家自然科学基金面上项目(40875039),国家自然科学基金重点项目(40730948),中国气象局上海台风研究所台风研究基金项目(2006STB07)和中国科学院知识创新工程领域前沿项目(IAP09318)。

作者简介:曾智华,主要从事热带气旋理论与预报技术、数值模式和边界层物理研究。E-mail:zengzh@mail.typhoon.gov.cn

摘 要 使用一个高分辨率、非静力数值模式 WRF 模式对 2006 年超级台风 Saomei 强度和结构进行了数值模拟研究。首先,评估了 Makin 的粗糙度长度公式对台风 Saomei 强度和结构变化的影响,结果表明,采用新参数后,使得模拟的台风强度变化与实况最佳路径资料的强度变化更一致,对超级台风 Saomei 强度预报有改进;但对台风路径的影响不大。通过 QuikSCAT、雷达和 TRMM 非常规资料的验证,进一步表明模拟的台风 Saomei 的结构与实况很接近,可以再现台风内核区域的部分“双眼墙”和“Annular”结构。其次,通过对台风 Saomei 边界层过程模拟的改进,表明在平均风速大于 40 m/s 时边界层各物理量明显改善,使得模式最大强度比传统的简单外推插值方案有显著改进,特别是在台风最强阶段,当台风 Saomei 眼墙区域的海表面拖曳系数 C_d 的相对变小,使得其眼墙区域的平均切向风速、径向风速、垂直风速、温度距平、涡旋动能和绝对角动量等物理量均有增强。表明台风 Saomei 眼墙区域(20—40 km)各物理量的贡献对其强度和结构变化的影响十分重要。最后,在此基础上进一步分析模式海温和大尺度环境垂直风切变对台风 Saomei 强度和结构变化的可能影响,讨论了台风 Saomei 在其增强和消弱阶段中,大尺度环境垂直风切变对其强度变化的负反馈作用。

关键词 热带气旋, 边界层, 强度变化, Saomei, 垂直风切变

中图法分类号 P258.1

1 引 言

与近十几年热带气旋(TC)路径预报水平取得长足进步相比, TC 强度预报水平提高相当缓慢(Emmanuel, 2000; Elsberry, et al, 1992), 目前 TC 强度预报的最好业务工具依然是统计模式(DeMaria, et al, 1999), 对此现状的改变, 迫切要求人们加强对导致 TC 结构和强度变化的各种物理过程的深入理解。

影响 TC 强度和结构变化的各种物理过程归结起来主要为动力和热力过程, 通常分别称为动力控制和热力控制。海表面温度(SST)和大气热力结构(诸如对流层高层温度)通常被视为 TC 强度的热力控制。观测表明, SST 是洋面上 TC 强度的关键决定因子。Palmén (1948) 就发现北半球的 TC 形成在 SST 高于 26°—27 °C 的洋面上; Gray (1968, 1978) 则强调从洋面拓展至 60 m 深处的 26 °C 的等温层是 TC 发展所必需的条件。热带气旋边界层(Tropical Cyclone Boundary Layer, 简称 TCBL)研究主要是关于 TC 边界层中的动力和热力过程问题。TCBL 的摩擦辐合是 TC 动力学的重要特征, 其次级环流引起的径向平流使 TCBL 绝对角动量可迅速超出 TCBL 以上大气层值, 而不因表面摩擦耗散而减小; 在 TCBL 内常出现超梯度风(Anthes, 1971; Shapiro, 1983), 这些低层强风增强表面通量使 TC 继续加强, 影响 TC 结构和强度变化。

对 TC 强度的动力控制可以分为内部动力强迫和(大尺度)环境强迫(Wang, et al, 2004)。其中, 内部动力强迫主要包括: 眼墙过程; 眼墙和螺旋雨带相

互作用; 眼墙涡旋 Rossby 波动力作用, 以及中尺度涡旋混合等作用(Willoughby, et al, 1982; Montgomery, et al, 1997, 1998; Wang, 2001, 2002a, 2002b; Camp, et al, 2001; Wang, et al, 2004)。而大尺度环境强迫则主要包括: 所谓 β 效应, 均一流环境(即在整个对流层里风场几乎恒定), 垂直风切变环境(即平均风随高度而变化), 以及高空槽环境等影响(Gray, 1968; Merrill, 1988; Peng, et al, 1999; Tittley, et al, 2000; Hanley, et al, 2001)。

通过对大量 TCBL 观测资料的获取和后续分析工作, 人们已揭示和形成了对 TCBL 具有极端强风特点的新理解、新认识, 其中最具代表性的是 Powell 等(2003)在 Nature 上发表的 TCBL 观测新成果: 通过使用全球定位系统(GPS)下投式探空仪观测表明, 当离海面 10 m 高度风速达到 40 m/s 时动量交换系数对风速的依赖性开始减小, 在此极端情况下, 海洋飞沫层阻碍从空气到海洋的动量传输, 导致随风速增大的摩擦速度增加放缓以及拖曳系数减小。该发现极大地提高了人们在强风下对海气相互作用的理解, 从而减少对表面通量计算的不确定性。Makin(2005)提出了一个关于粗糙度长度新公式, 该公式里反映了海浪飞沫的作用, 结果表明其强风下的拖曳系数值与 Powell 等(2003)的实际观测符合得非常好。

陈光华等(2005)利用中尺度大气模式 MM5 对 0214 号热带气旋“黄蜂”进行模拟, 研究其在近海发展为强热带风暴过程中的结构变化对强度的作用; 关皓等(2008)利用中尺度大气模式 MM5 和海

浪模式 WWATCH 建立考虑大气-海浪相互作用的风浪耦合模式,在耦合模式中引入考虑波浪影响的海表粗糙度参数化方案,利用耦合模式模拟南海的一次台风过程,通过对比试验,检验耦合模式对台风过程的模拟效果并研究大气-海浪相互作用对台风过程的影响。本文通过使用 Powell 等(2003)观测得到的成果和 Makin(2005)的粗糙度长度新公式,改进 WRF-ARW 模式中海表面动力粗糙度长度参数化过程,应用到所有风速(包括 TC 的大风)条件下,该新参数再现了观测的风速转变,即拖曳系数随着风速的递增而增加直到风速达 40 m/s,之后随着风速的递增而减小,使用新参数改进了 WRF 模式边界层过程,对 2006 年超级台风“桑美”(以下简称 Saomei)进行对比试验,分析该新参数化过程对热带气旋强度和结构的影响;在此基础上进一步分析模式热力过程(SST、边界层过程)和动力过程(大尺度环境垂直风切变)对 TC 强度和结构变化的可能影响。

2 天气概况和简介

热带风暴 Saomei 于 2006 年 8 月 6 日在西北太平洋洋面上生成,生成后向西北方向移动。8 月 9 日其强度迅速增强,傍晚加强为超强台风,中心附近最大风力有 17 级(60 m/s),中心附近最低气压为

915 hPa,并于 10 日 9 时 25 分(UTC,以下同)在浙江省和福建省交界处登陆,登陆后 Saomei 很快减弱为台风,以 20 km/h 左右的速度向西北偏西方向移动,强度继续减弱。超强台风 Saomei 是 50 年来直接登陆中国大陆最强的台风。图 1a 表示 2006 年 8 月 7 日 00 时全球预报系统(GFS)的 1° 分辨率 AVN 海表面温度(SST)分析场,10 m 高度风速场和 Saomei 从 8 月 7 日 00 时至 11 日 00 时的最佳路径。从图 1a 可以清晰地看出 8 月 7 日 00 时在西北太平洋上($10^\circ\text{--}35^\circ\text{N}$, $125^\circ\text{--}145^\circ\text{E}$)区域内存在 3 个热带气旋,即热带气旋 A“桑美”(Saomei)、热带气旋 B“宝霞”(Bopha)和热带气旋 C“玛利亚”(Maria),该区域内存在一个 SST 303 K 高值中心,为台风 Saomei 强度加强积累了丰富的海洋能量来源。值得注意的是,图 1a 表示初始时刻的模式分析场资料。实况是“宝霞”(Bopha)后期向西南方向移动且移速很快,而“桑美”(Saomei)在其东北端;另外台风造成的冷尾迹对自身台风强度变化的负影响是快速而短时的;而海温对台风强度变化的正影响是缓慢而较长期的。同时 10°N 以南 SW 气流加强和 $10^\circ\text{--}30^\circ\text{N}$ 台风 Saomei 以东的偏东气流加强配置都有利于其环流辐合加强。另外,台风 Saomei 的最佳路径基本上是 NW 方向,相对稳定平直,使得其结

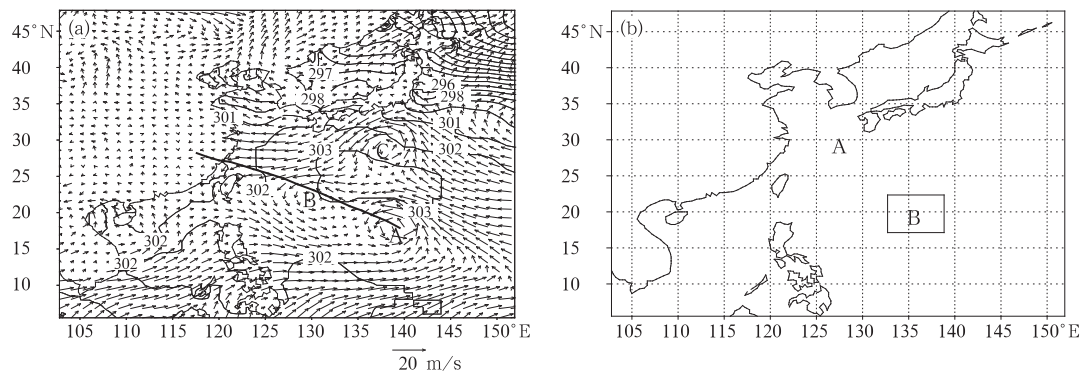


图 1 (a) 8 月 7 日 00 时 SST、10 m 高度风速初始场和 Saome 最佳路径;

(A 为 Saomei、B 为 Bopha、C 为 Maria)

(b) 8 月 7 日 12 时模式网格配置(A 为粗网格、B 为细网格)

Fig. 1 (a) The initial SST, wind at 10 m, and best track of Saomei (2006)

at 00:00 UTC 07 August, where the points A (B, C) are the location of TC Saomei

(Bopha, Maria), respectively. (b) The model mesh configuration at 12:00 UTC 07 August,

where A and B are coarse and fine mesh, respectively

构较对称稳定,中心强度易于进一步增强。

3 数值试验

3.1 模式方案

使用新一代中尺度数值模式 WRF-ARW(Version 2.2),1°分辨率 GFS 的 AVN 资料作为初始场,未进行人造涡旋处理。粗网格 A 中心点为(28.8°N,127.35°E),双重双向嵌套,垂直方向线性 Sigma 坐标 31 层,模式层顶 50 hPa。积分 96 h,模式网格 A 的起始时间为 2006 年 8 月 7 日 00 时;细网格 B 为自动跟踪涡旋,移动嵌套,启动时间延后 12 h,本文采用 WRF 模式中的涡旋追随嵌套网格(Vortex following Nested grid)技术,该技术最大优点是热带气旋(或台风)始终处在移动的最高分辨率网格区的中心,因此它的模拟区域是随着模式运行自适应调整的。图 1b 为 2006 年 8 月 7 日 12 时模式网格配置。网格 A 使用 Betts-Miller-Janjic 积云对流参数化方案;网格 A 和 B 采用 WSM6 微物理方案(详细模拟配置见表 1)。

表 1 模式设计

Table 1 The model configuration

区域	网格 A	网格 B
格点数	385×385	241×241
格距	12.5 km	2.5 km
时间步长	60 s	12 s
积分时间	0—96 小时	12—96 小时
微物理方案	WSM6	WSM6
积云对流参数化方案	Betts-Miller-Janjic	无
陆面过程	Noah	Noah

3.2 边界层参数算法改进

为了研究大(强)风条件下拖曳系数随着风速递增至 40 m/s 后逐步减小对台风发展的影响,有必要修改拖曳系数廓线,同时,考虑到海洋飞沫对 TC 强度有重要影响(Andreas, et al, 2001; Wang, et al, 2004)。在廓线中也需体现海洋飞沫的作用。为此,我们采用 Makin(2005)的新公式修改 WRF-ARW 模式中 YSU 边界层过程(Hong, et al, 2003)的粗糙度长度算法,具体如下:

$$z_0 = c_l^{1-1/\omega} c_{z_0}^{1/\omega} \frac{u_*^2}{g} \tag{1}$$

$$h_l = c_l \frac{u_*^2}{g} \tag{2}$$

$$z_0^1 = \omega z_0^w = c_{z_0} \frac{u_*^2}{g} \tag{3}$$

$$\omega = \min(1, \frac{a_{cr}}{\kappa u_*}) \tag{4}$$

其中, h_l 是 Makin(2005)描述的悬浮层高度, z_0^1 是局地粗糙度长度, c_l 和 c_{z_0} 分别代表悬浮层和局地点的 Charnock 系数, z_0^w 指 WRF 模式采用的标准粗糙度长度, a_{cr} 是典型海洋飞沫滴的临界下降末速度, 在本研究中, 我们使用值 0.64 m/s。 ω 是反映海洋飞沫作用的函数, 当无海洋飞沫作用时取 $\omega = 1$, z_0^1 退化为 z_0^w 。

3.3 试验设计

为了评估边界层参数化过程对台风 Saomei 的路径、强度与结构变化的影响, 我们设计了以下对比试验(表 2), 即在 WRF 模式 YSU 边界层过程中分别对控制实验(CTL, 以下同)和新参数试验(NEW, 以下同)采用 Monin-Obukhov 和 Makin (2005) 方法表达拖曳系数。

表 2 试验设计

Table 2 The experiment design

试验类型	控制试验(CTL)	新参数试验(NEW)
边界层拖曳系数	YSU, Monin-Obukhov	YSU, Makin (2005)

4 结果分析

4.1 路径与强度变化

本文采用的是美国台风联合预警中心(JTWC)最佳路径和强度(引用 JTWC 的 2006 年资料)。图 2 表示台风 Saomei 从 8 月 7 日 12 时到 11 日 00 时的最佳路径和强度以及 CTL 试验和 NEW 试验的模拟路径和强度。从图 2a 可以看到 CTL 试验和 NEW 试验的模拟路径相差不大, 移动都稍微快于最佳路径, 这主要是由于模式网格 B 在初始时刻(8 月 7 日 12 时)两个试验的气旋中心均定位在实况的西北面, 尽管如此, 两个试验的台风中心最大距离误差分别是 179.5 km(CTL 试验)和 175.6 km(NEW 试验), 其中, 在 7 日 12 时至 9 日 00 时之前的路径模拟中, NEW 试验的路径误差小于 CTL 试验的路径误差。总之, 台风 Saomei 的 CTL 试验和 NEW 试验的模拟路径与最佳路径符合较好, 采用新的边界层参数后的 NEW 试验对台风 Saomei 模拟路径略有改善, 但改进程度不明显。

从图 2b 可以看到 CTL 试验和 NEW 试验的模拟强度效果分 3 个阶段(由两条垂直点划线区分, 一

条垂直实线所指时间对应台风登陆时刻):第1阶段或称加强阶段(7日12时至9日06时),两个试验台风强度无论是最大风速($V_{\max}$,记为 $V_{\max}$)还是中心最低气压(MSLP,记为 P_{MSL})均比实况最佳路径资料的强度弱;第2阶段或称最强平稳强度阶段(9日06时至10日06时)两个对比试验相差很大,平均 $V_{\max}$ 绝对误差分别为6.2 m/s(CTL试验)和2.9 m/s(NEW试验),平均MSLP绝对误差分别为12.7 hPa(CTL试验)和8.4 hPa(NEW试验),显然使用NEW试验方案后对Saomei强度变化模拟更加合理;第3阶段或称突然减弱阶段(10日06时至

11日00时),两个试验台风强度与实况最佳路径资料的强度接近。总之,台风Saomei(2006)的CTL试验和NEW试验的模拟强度变化趋势都与最佳路径符合较好,但是采用新的边界层参数后的NEW试验对Saomei模拟强度有明显改善,与实况最佳路径资料的强度变化更一致。

需要指出的是图2b中7日12时的台风最佳强度与CTL和NEW模拟试验强度的估测差异较大($\Delta V_{\max} \approx 12$ m/s和 $\Delta P_{\text{MSL}} \approx 18$ hPa),表明模式对台风Saomei发展初期的强度模拟效果较差,若采用最佳强度值订正台风强度初值或引入Bogus台风技

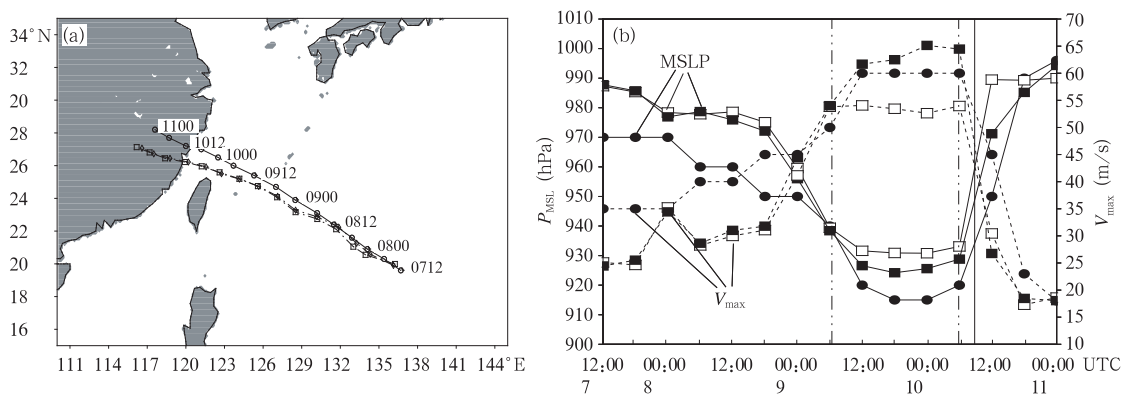


图2 8月7日12时—11日00时,台风Saomei(2006)的最佳路径资料(○路径,●强度),CTL模拟试验(◇路径,□强度)和NEW模拟试验(□路径,■强度)的路径(a)和强度(b)
(图b中点画线表示Saomei强度变化3阶段转变时刻,实线表示台风登陆时刻)

Fig. 2 The path (a) and intensity (b) of best track data (○means track, ●means intensity), CTL (◇means track, □means intensity), and NEW (□means track, ■means intensity) experimental simulations for Typhoon Saomei (2006), where the dot-dashed lines stand for the transition time of the different typhoon intensity change period, and the solid line stands for the time of typhoon landfall in (b)

术,CTL试验模拟效果可能更好。

4.2 边界层物理量

为了更好地理解边界层物理过程如何影响台风Saomei(2006)的强度变化,我们对一系列的边界层物理量进行了诊断分析。图3分别计算了CTL试验和NEW试验在第2阶段(9日06时至10日06时)内24 h平均拖曳系数(C_d)、摩擦速度(U_{star})、感热和潜热总通量(Heat flux),10 m高度风速场,其范围为425 km²。对比图3a和3b可以清楚地看出在台风Saomei内核NEW试验24 h平均 C_d 最大

为0.003,CTL试验的平均 C_d 最大为0.0042;而在台风外围两个试验的平均 C_d 相当,表明新的拖曳系数 C_d 由于内核风速超过40 m/s(图3e和3f)之后相对减小,而在台风外围由于风速较小,两个试验的平均 C_d 相差不大,该结果与Powell等(2003)观测成果相符。对比图3c和3d可以清楚地看出在台风Saomei内核CTL试验24 h平均 U_{star} 最大为3.3 m/s,NEW试验的平均 U_{star} 最大为2.7 m/s,使得CTL试验内核区的平均 U_{star} 比NEW试验的大;而在台风外围两个试验的平均 U_{star} 相当。这主要

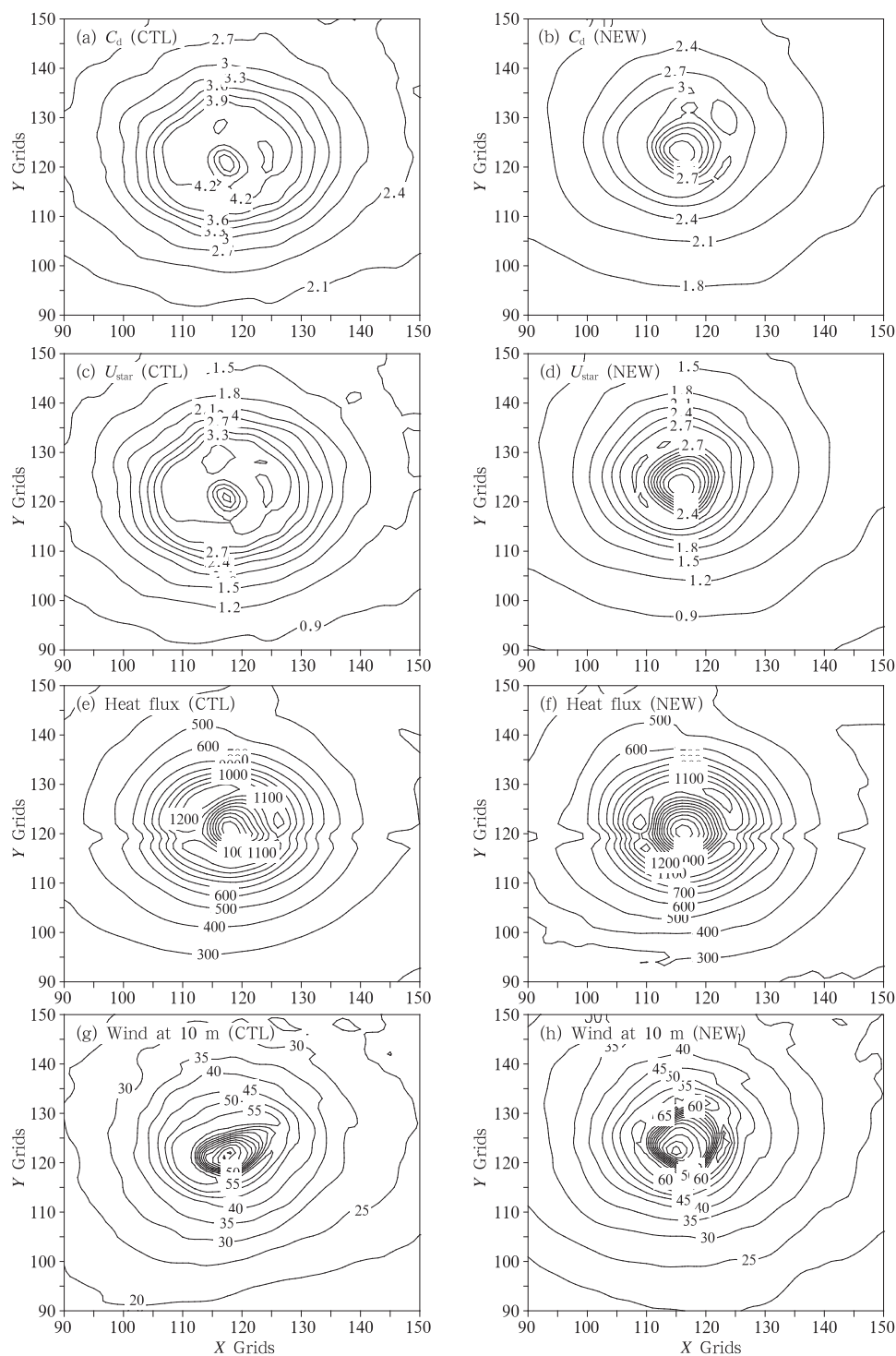


图3 CTL 试验(a,c,e,g)和 NEW 试验(b,d,f,h)24 h 平均拖曳系数(a,b;间隔 3×10^{-4})、摩擦速度(c,d;间隔 0.3 m/s)、感热与潜热总通量(e,f; 间隔 $100 W/m^2$)和 10 m 高度风速(g,h;单位: m/s)

Fig. 3 The 24-h averaged(a),(b)drag coefficient(contour interval 3×10^{-4})(c),(d) friction velocity (contour interval 0.3 m/s)(e),(f)total sensible, latent flux (contour interval $100 W/m^2$), and (g),(h)wind speed field at 10m(unit: m/s)for CTL and NEW experiments

是由于 U_{star} 是由 $C_d^{1/2}$ 和 10 m 高度风速大小的乘积决定的(虽然台风 Saomei 在 NEW 试验平均 10 m 高度风速比 CTL 试验的大,但此时台风 Saomei 内核区 CTL 试验中的 C_d (图 3a 和 3b)比 NEW 试验中的大,且 $C_d^{1/2}$ 对 U_{star} 的贡献大;而在台风外围两个试验 $C_d^{1/2}$ 和 10 m 高度风速变化不大)。对比分析图 3g 和 3h 可以发现台风 Saomei 内核 NEW 试验 24 h 平均 10 m 高度风速(最大约 65 m/s)比 CTL 试验(最大约 55 m/s)的大,但是两者的感热和潜热总通量却相差不大(图 3e 和 3f),最大值均为 1200 W/m^2 ,表明从能量角度而言,拖曳系数的差异并没有使台风的感热和潜热总通量变化很大,而可能和台风与海洋的摩擦耗散有关。进一步对比分析同一阶段的图 3a 和 3b,发现台风内核区里 CTL 试验的 C_d 比 NEW 试验的大,致使 NEW 试验的眼墙最大风速比 CTL 试验的大,这主要是因为当台风的交换系数 C_h 基本不变时,其最大潜在强度(MPI)正比于在台风眼墙的交换系数与拖曳系数之比的平方根 $(C_h/C_d)^{1/2}$,表明 NEW 试验的拖曳系数 C_d 变小后,台风自身的能量耗散变小了,使得台风强度相对变强,这与 Emanuel (1995)、Bister 等(1998)结论相一致。

4.3 轴对称垂直结构

为了研究台风 Saomei 的垂直结构,本文沿用 Liu 等(1997)、Braun 等(2002)、Rogers 等(2003)方法,对任意物理量 X ,可写作下式:

$$X = X_s + X_a \quad (5)$$

X_s 表示轴对称分量, X_a 表示非对称分量,

$$X_s(r, z) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} X(r, \theta, z) d\theta \quad (6)$$

$$X_a(r, \theta, z) = X - X_s \quad (7)$$

模式输出结果根据式(6)、(7)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海平面最低中心气压,根据海平面最低中心气压或最小风速计算的 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 (2002)和 Braun 等(2006)的方法确定 TC 中心。

图 4 和 5 分别表示第 2 阶段(9 日 06 时至 10 日 06 时)内台风 Saomei 的 CTL 试验和 NEW 试验的 24 h 平均切向风速、径向风速、垂直风速、温度距平、涡旋动能和绝对角动量的轴对称垂直结构,其

中,温度距平是指模式区域内格点温度减去水平方向各格点温度平均值。从图 4a 和 5a 可以清楚地看出台风 Saomei 此时的近中心最大风速半径大约为 25 km,相比较而言,CTL 试验的眼墙垂直结构比 NEW 试验略为倾斜,因此造成 NEW 试验的平均切向风最大风速较强;从图 4b 和 5b 可以清楚地看出台风 Saomei 此时边界层(大约 1 km 高度)内具有强烈的径向入流辐合,而平流层(大约 15 km 高度)处存在旺盛的高空出流;随之造成台风 Saomei 此时内核眼墙区域的急剧上升运动(图 4c 和 5c);从图 4d 和 5d 可以清楚地看出台风 Saomei 此时高空暖核分布,但 NEW 试验高空暖核中心为 7°C ,比 CTL 试验高空暖核中心(6°C)略高,表明 NEW 试验的强度比 CTL 试验的强,与 NEW 试验的平均切向风最大风速较强结果一致(图 4a 和 5a);从图 4e 和 5e 可以看出,台风 Saomei 此时的平均涡旋动能主要集中在台风内核区域的边界层内;从图 4f 和 5f 可以清楚地看出,台风 Saomei 此时的平均绝对角动量面在台风眼区内很直,但在眼区外随着高度增高而向外增长。注意台风眼墙区域的上升运动(图 4c 和 5c)伴随着绝对角动量面,且与绝对角动量最大径向梯度密切吻合。这些特征均与已有的观测和模式结果一致(Wang, 2007),因此,在台风眼墙区域外的雨带中的有组织上升运动应该呈现倾斜形态,特别是在中高层对流层里更加明显。

图 6 表示第 2 阶段(9 日 06 时至 10 日 06 时)内台风 Saomei 24 h 平均切向风速、径向风速、垂直风速、温度距平、涡旋动能和绝对角动量之差(NEW-CTL)的轴对称垂直结构。采用新方案后,从图 6a 可以清楚地看出台风 Saomei 眼墙区域(20—40 km)的平均切向风速得到加强,且延伸至对流层顶;从图 6b 可以清楚地看出在台风 Saomei 眼墙区域(20—40 km)中高层对流层里的平均径向风速得到进一步的加强;台风 Saomei 眼墙区域(20—40 km)的平均垂直风速增大,且延伸至对流层中部(图 6c);图 6d 可以清楚地看出台风 Saomei 的高空暖核中心加强,与图 6a、b、c 结果一致;从图 6e 和 6f 也可以看出在台风 Saomei 眼墙区域(20—40 km)的平均涡旋动能和绝对角动量均变大,反映了采用新方案后台风 Saomei(2006)强度在最强平稳强度阶段进一步得到加强。

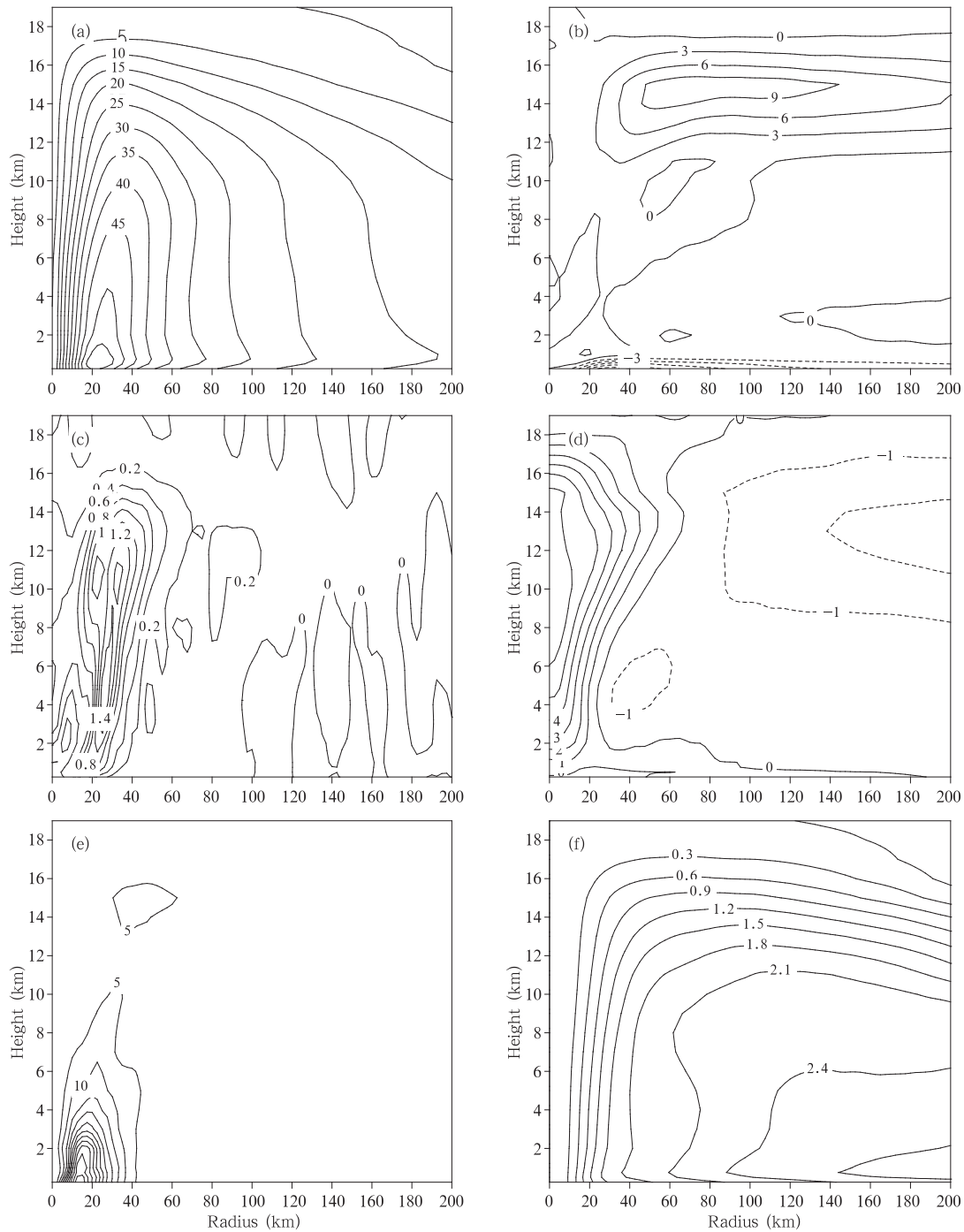


图4 CTL试验24 h平均(a)切向风速(间隔5 m/s)、(b)径向风速(间隔3 m/s)、
(c)垂直风速(间隔0.2 m/s)、(d)温度距平(间隔1 K)、(e)涡旋动能(间隔5 m²/s²)
和(f)绝对角动量(间隔 3×10^6 m²/s)轴对称垂直结构

Fig. 4 The 24-h averaged azimuthal mean structure of the model tropical cyclone in CTL experiment:
(a) tangential wind (contour interval 5 m/s), (b) radial wind (contour interval 3 m/s),
(c) vertical wind (contour interval 0.2 m/s), (d) temperature anomaly (contour interval 1 K),
(e) eddy kinetic energy (contour interval 5 m²/s²), and (f)
absolute angular momentum (contour interval 3×10^6 m²/s)

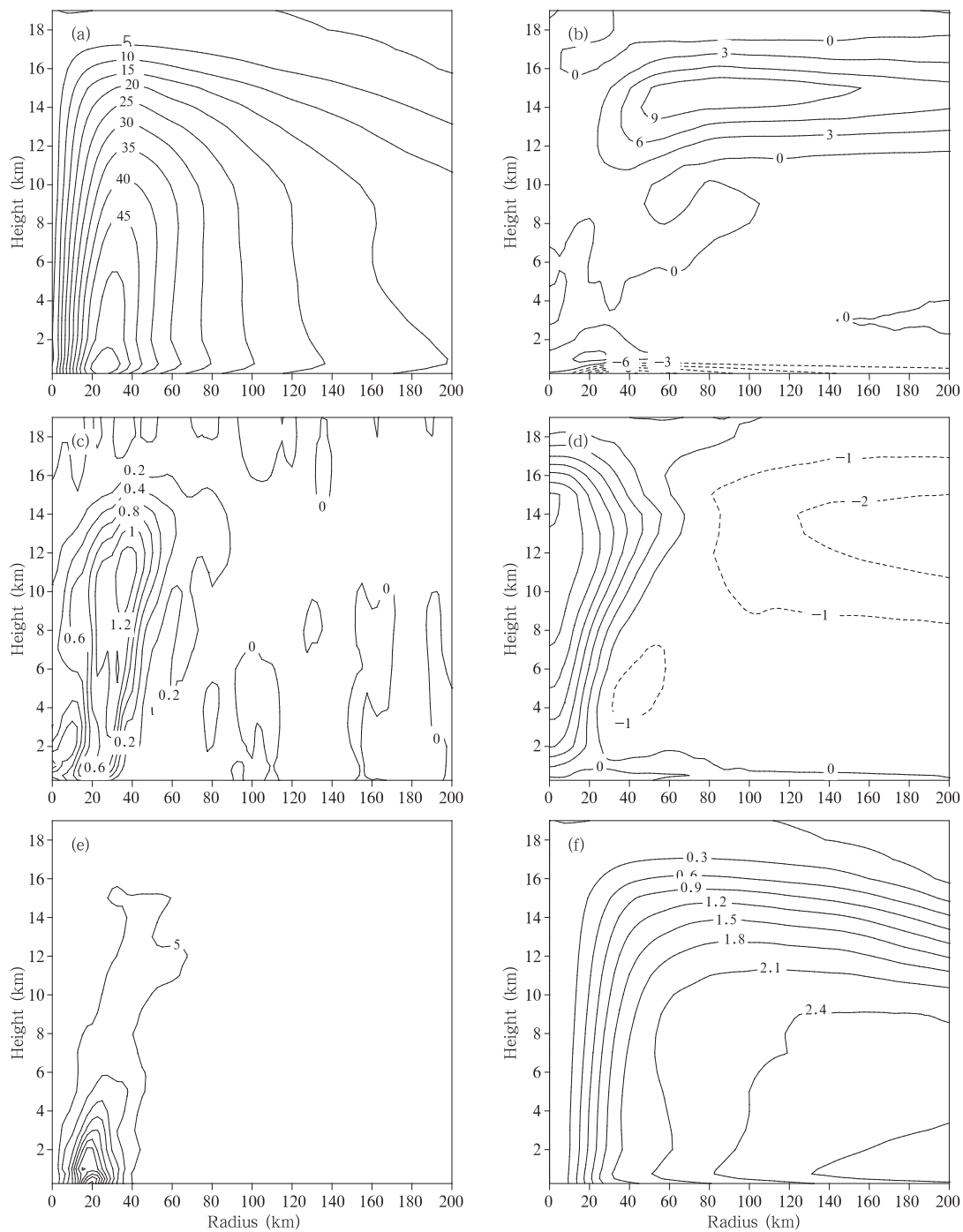


图5 NEW 试验 24 h 平均(a)切向风速(间隔 5 m/s)、(b)径向风速(间隔 3 m/s)、
(c)垂直风速(间隔 0.2 m/s)、(d)温度距平(间隔 1 K)、
(e)涡旋动能(间隔 $5 \text{ m}^2/\text{s}^2$)和(f)绝对角动量(间隔 $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)轴对称垂直结构

Fig. 5 The 24-h averaged azimuthal mean structure of the model tropical cyclone in NEW experiment: (a) tangential wind (contour interval 5 m/s), (b) radial wind (contour interval 3 m/s), (c) vertical wind (contour interval 0.2 m/s), (d) temperature anomaly (contour interval 1 K), (e) eddy kinetic energy (contour interval $5 \text{ m}^2/\text{s}^2$), and (f) absolute angular momentum (contour interval $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)

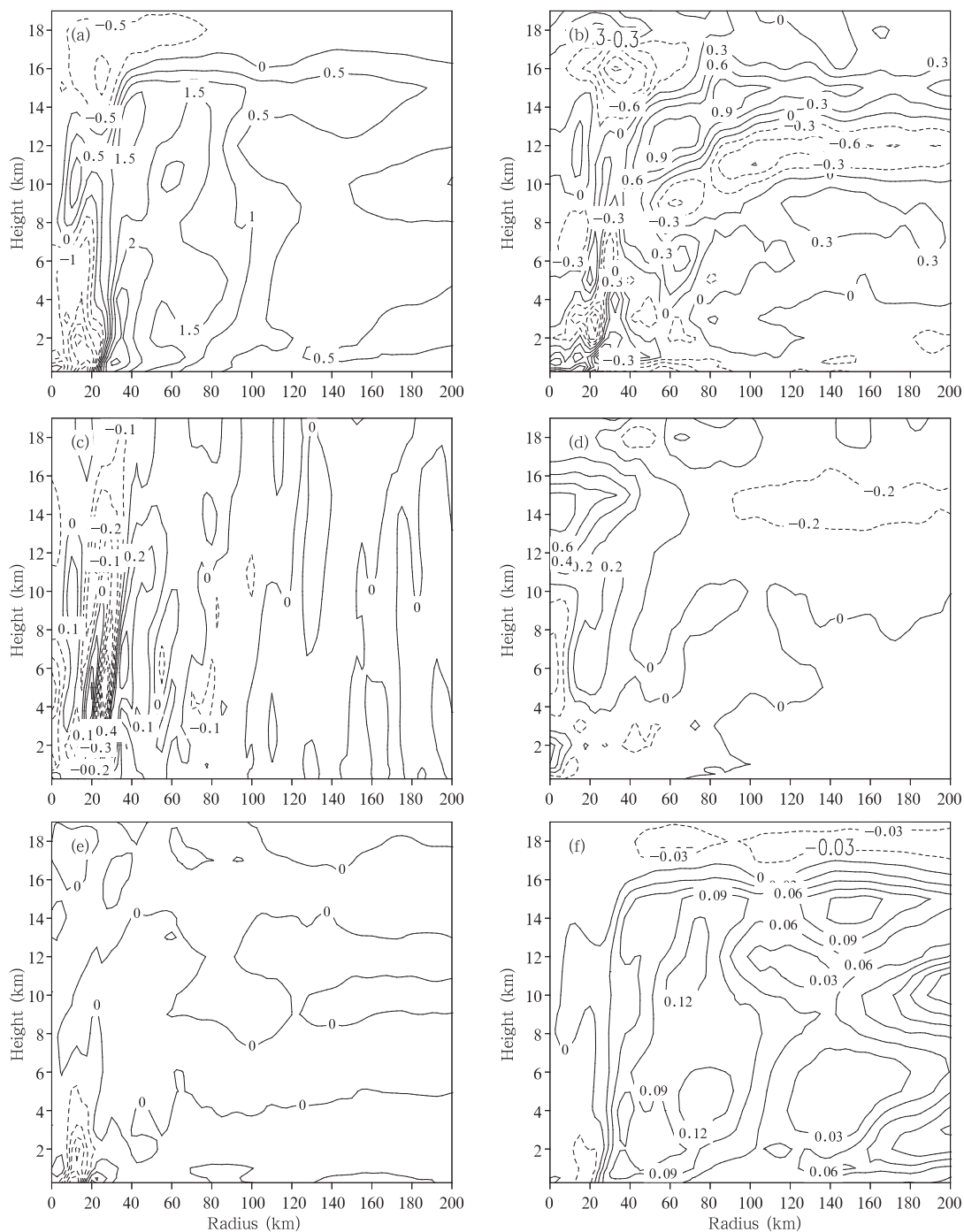


图6 24 h 平均(a)切向风速(间隔 0.5 m/s)、(b)径向风速(间隔 0.3 m/s)、
(c)垂直风速(间隔 0.1 m/s)、(d)温度距平(间隔 0.2 K)、(e)涡旋动能(间隔 $0.5 \text{ m}^2/\text{s}^2$)
和(f)绝对角动量(间隔 $3 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$)轴对称垂直结构差异(NEW-CTL)

Fig. 6 The difference of 24-h averaged azimuthal mean structure of the model tropical cyclone between NEW and CTL experiment(NEW-CTL): (a) tangential wind (contour interval 0.5 m/s), (b) radial wind (contour interval 0.3 m/s), (c) vertical wind (contour interval 0.1 m/s), (d) temperature anomaly (contour interval 0.2 K), (e) eddy kinetic energy (contour interval $0.5 \text{ m}^2/\text{s}^2$), and (f) absolute angular momentum (contour interval $3 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$)

4.4 水平结构特征

为了更好地研究台风 Saomei 的水平结构,我们重点分析了它在不同发展阶段的水平结构的非常规资料验证,而不仅仅限于第 2 阶段。由于有实测非常规资料值,因此,只用与实况更加接近的 NEW 试验模拟的结果进行对比分析。

图 7a 表示 8 月 9 日 09 时 14 分 QuikSCAT 卫星的海面(10 m 高度)风,比较 8 月 9 日 09 时的模式模拟的 10 m 高度风速场(图 7b),可以发现,尽管由于 QuikSCAT 卫星扫描未完全覆盖台风 Saomei,但是模式对它的低层大气环流场的模拟效果与实况很接近;同时,也模拟出了台风 Maria 的大致环流位置(即日本北部附近)。还可以发现,当台风 Saomei 在 8 月 9 日 09 时开始迅速加强时低层水平环流已经发展得十分对称,且东风气流发展旺盛,可带来海洋丰富的暖湿空气(图 1a),使其强度继续进一步得到加强(图 2b)。值得说明的是,虽然 QuikSCAT 资料没有经过台风区域,但图 7 表明模式的大尺度环境场的模拟结果还是相当好,能够较好反映该台风的大尺度环境背景场;而 Zeng 等(2007, 2008)的文章表明大尺度环境场强迫对台风 Saomei 的强度变化十分重要。

图 7c 表示 8 月 10 日 02:59 UTC 雷达实际观测的 3 km 高度的雷达反射率,比较 8 月 10 日 03 时模式模拟的 3 km 高度的雷达反射率(图 7d),可以发现模式对台风 Saomei 的内核结构描述得较好,量级相当(45—50 dBz),两者都较好地反映出台风 Saomei 的部分“双眼墙”结构(Zhao, et al, 2008);去除台湾地形的影响,两者也具有一定的“Annular”结构(Wang, 2008),这与 Saomei 此时处在超级台风强度阶段相吻合。

图 7e 是 8 月 10 日 05 时 TRMM 卫星的降水率(单位 mm/h),比较 8 月 10 日 05 时模式模拟的 3 km 高度的雷达反射率(图 7f),可以发现模式对台风 Saomei 的降水率分布模拟得较好,特别是此时台风即将登陆,其外围雨区对陆地和海洋下垫面的响应使结构的非对称性反映得较好。

4.5 垂直风切变演变

如前所述,8 月 7 日 12 时在西北太平洋上 10° — 35° N、 125° — 145° E 区域内存在一个 SST 高值

303 K 中心,为台风 Saomei 强度加强提供丰富的海洋能量来源(图 1a),配合其边界层过程(图 5b)径向入流的加强使得台风加强和内核结构变化。除了 SST, 边界层过程等热力过程对台风 Saomei 强度与结构变化影响外,还需要分析大尺度环境风场的动力过程对台风 Saomei 内核结构演变的作用。为了考察台风 Saomei 大尺度环境风场与内核结构演变的关系,绘制 400 km 半径的面积平均风场和垂直风切变时间剖面图(图 8),图 8 的横坐标标记指示台风所在时间。图 8a 表示各不同高度层次的台风 Saomei 平均风场廓线时间演变,从图 8a 可以发现,总体来看台风 Saomei 受深厚一致的偏东气流影响,决定了它较为稳定的偏西向移动路径,在第 1、3 阶段,高空环境风较大,使得这两个阶段 200 与 850 hPa 的垂直风切变相对较大(图 8b),但是在第 2 阶段的最大强度维持阶段 200 与 850 hPa 的垂直风切变趋于变小(图 8b)。对比分析图 2b 和图 8b 可以发现,当第 1、3 阶段环境垂直风切变加大(平均风切变大于 4—5 m/s)时,台风 Saomei 的强度急剧增强(第 1 阶段)和急剧消弱(第 3 阶段);相反,当第 2 阶段环境垂直风切变变小(平均风切变小于 4 m/s)时,台风 Saomei 的强度却较强,表明较大(小)的环境垂直风切变对台风的强度具有较强(弱)的抑制和消弱作用,总体反映了大尺度环境垂直风切变对台风 Saomei 强度的负反馈作用,这种特征与已有的关于大尺度环境因子(如环境垂直风切变等)对台风强度变化影响的观测统计结果相一致(Zeng, et al, 2007, 2008)。值得注意的是,在第 2 阶段的前期(即 9 日 06 时至 9 日 12 时),虽然环境垂直风切变也相对较强(平均风切变大于 4 m/s),台风 Saomei 依然达到较强强度,这与 Zeng 等(2007; 2008)的统计观测和 Wang 等(1992)数值试验的结果也是相符的,即在一定条件下,某些强台风即使在较大的环境风切变背景中仍可维持。需要指出,由于不同研究对大尺度环境垂直风切变的计算方法不同,其决定垂直风切变强弱的阈值也不尽相同。上述分析也表明了大尺度环境因子对台风 Saomei 强度变化影响的复杂性,对此复杂作用的深入分析是今后研究工作的内容,它超出了本文涉及的内容。

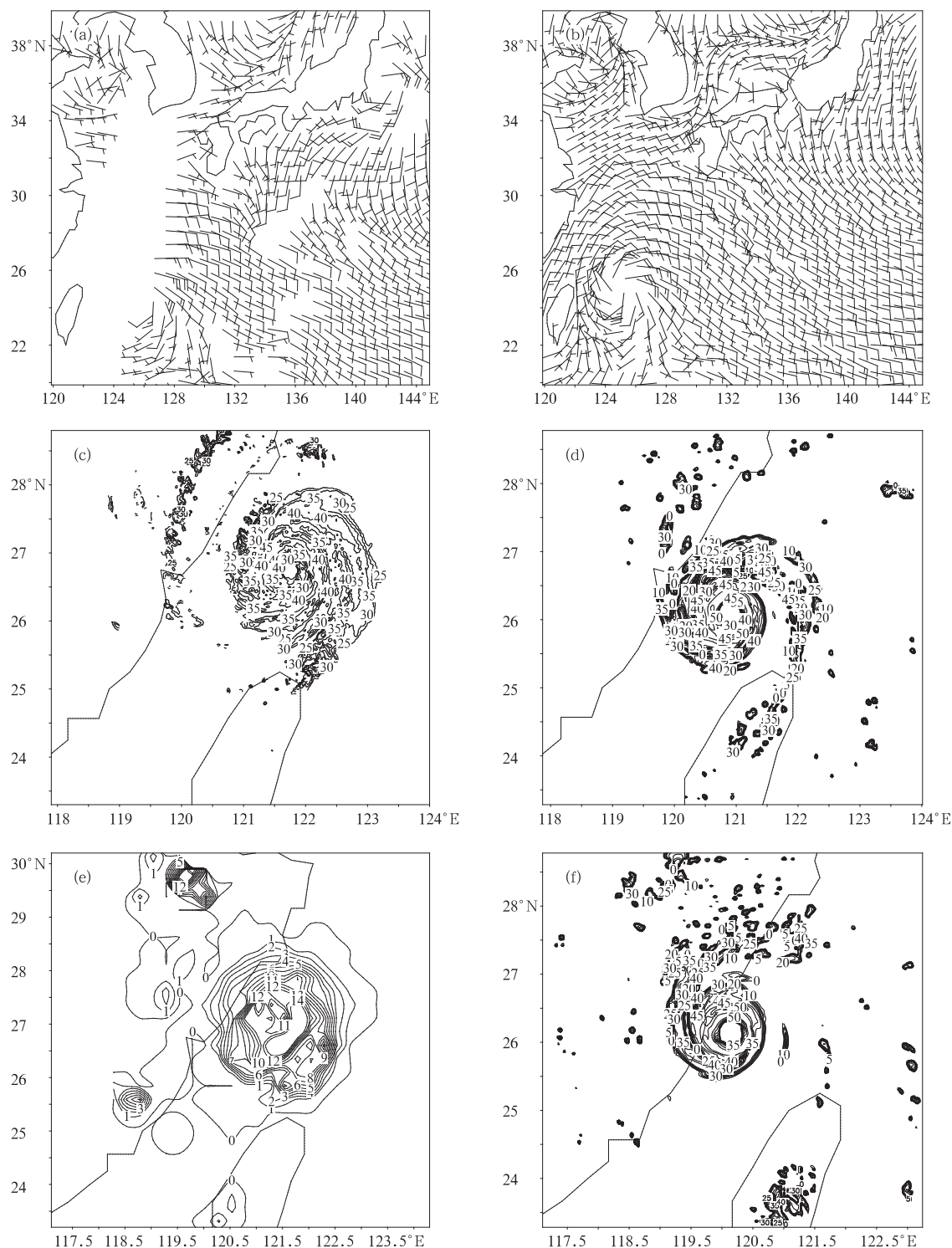


图7 实际观测的(a)8月9日09:14 UTC的 QuikSCAT 海风,(c)8月10日02:59的3 km高度的雷达反射率,

(e)8月10日05时 TRMM 降水率实测资料和模式模拟的(b)8月9日09时的10 m高度风速场, (d)8月10日03时的3 km高度的雷达反射率,(f)8月10日05时的3 km高度的雷达反射率资料

Fig. 7 The observed data of (a) QuikSCAT sea-wind at 09:14 UTC 9 August, (c) 3 km height radar reflectivity at 02:59 UTC 10 August, and (e) TRMM rainfall rate at 05:00 UTC 10 August vs. the simulated data of (b) 10 m wind at 09:00 UTC 9 August, (d) 3 km height radar reflectivity at 03:00 UTC 10 August, and (f) 3 km height radar reflectivity at 05:00 UTC 10 August, respectively

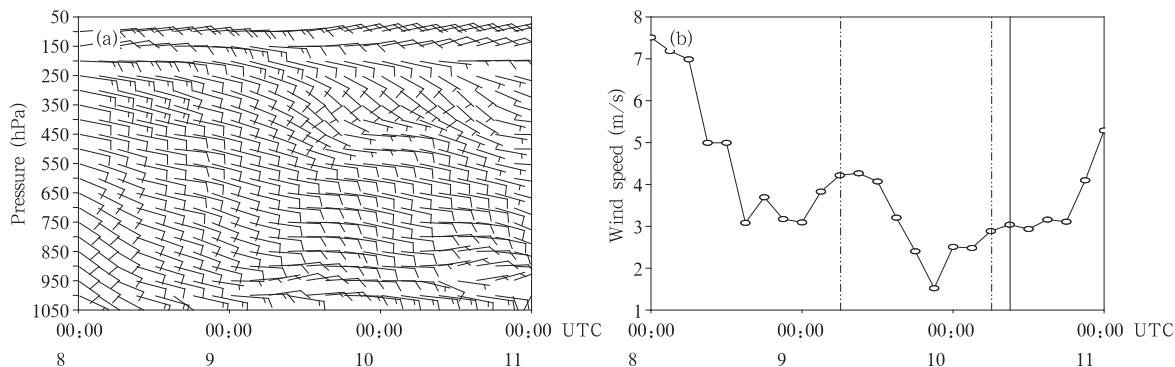


图 8 8 月 8 日 00 时至 8 月 11 日 00 时 400 km 半径面积平均风场(a)和垂直风切变大小(b)时间剖面

(图 b 中点画线表示 Saomei 强度变化 3 阶段转变时刻, 实线表示台风登陆时刻)

Fig. 8 (a) Time series of the area-averaged horizontal winds averaged over a circle of 400-km radius(a) and simulated vertical shear between 200 and 850 hPa (b), where the dot-dashed lines stand for the transition time of the different typhoon intensity change period, and the solid line stands for the time of typhoon landfall in (b)

5 结 论

本文使用一个高分辨率、非静力数值模式(WRF 模式)对 2006 年超级台风 Saomei 强度和结构进行数值模拟研究。首先,评估了 Makin(2005)的粗糙度长度公式对台风 Saomei 强度和结构变化的影响。结果表明,采用新参数后,模式模拟的台风强度变化与实况最佳路径资料的强度变化更一致,对超级台风 Saomei 强度预报有改进;但对台风路径的影响不大。通过 QuikSCAT、雷达和 TRMM 非常规资料的验证,进一步表明模式模拟的台风 Saomei 的结构与实况很接近,可以再现台风内核区域的部分“双眼墙”和“Annular”结构。

其次,通过对台风 Saomei 边界层过程模拟的改进,表明在平均风速大于 40 m/s 时边界层各物理量明显改善,使得模式最大强度比传统的简单外推插值方案有显著改进。表明台风 Saomei 眼墙区域(20—40 km)各物理量的贡献对其强度和结构变化的影响十分重要,特别是在台风最强阶段,当台风 Saomei 眼墙区域的海表面拖曳系数 C_d 的相对变小,使其眼墙区域的平均切向风速、径向风速、垂直风速、温度距平、涡旋动能和绝对角动量等物理量均有增强。通过该个例的数值研究验证了 Emanuel (1995)、Bister 等(1998)关于台风最大强度(MPI)的理論的正确性。

最后,在此基础上进一步分析模式海温和大尺

度环境垂直风切变对台风 Saomei 强度和结构变化的可能影响。讨论了台风 Saomei 在其增强和消弱阶段,大尺度环境垂直风切变对其强度变化的负反馈作用。

致谢:感谢朱永昶研究员和陈葆德博士以及有关评审对本文提出的宝贵修改意见。

References

- Andreas E L, Emanuel K A. 2001. Effects of sea spray on tropical cyclone intensity. *J Atmos Sci*, 58: 3741-3751
- Anthes R A. 1971. Iterative solutions to the steady-state axisymmetric boundary-layer equations under an intense pressure gradient. *Mon Wea Rev*, 99: 261-268
- Bister M, Emanuel K A. 1998. Dissipative heating and hurricane intensity. *Meteor Atmos Phys*, 65: 233-240
- Braun S A. 2002. A cloud-resolving simulation of hurricane Bob (1991): Storm structure and eyewall buoyancy. *Mon Wea Rev*, 130: 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: 19-42
- Chen Guanghua, Qiu Guoqing. 2005. A case simulation study on off-shore reintensification mechanism of tropical cyclone in South China Sea. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 63(3): 359-364
- Camp J P, Montgomery M T. 2001. Hurricane maximum intensity: Past and present. *Mon Wea Rev*, 129: 1704-1717
- DeMaria M, Kaplan J. 1999. An updated statistical hurricane intensity prediction scheme (SHIPS) for the Atlantic and eastern North Pacific basins. *Wea Foreca*, 14: 326-337

- Elsberry R L, Holland G J, Gerrish H, et al. 1992. Is there any hope for tropical cyclone intensity prediction: A panel discussion. *Bull Amer Meteor Soc*, 73: 264-275
- Emanuel K A. 1995. Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. *J Atmos Sci*, 52: 3969-3976
- Emanuel K A. 2000. A statistical analysis of hurricane intensity. *Mon Wea Rev*, 128: 1139-1152
- Gray M W. 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon Wea Rev*, 96: 669-700
- Gray M W. 1978. Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation// Shaw D B. *Meteorology over the Tropical Oceans*. Royal Meteorological Society, 127-139
- Guan Hao, Zhou Lin, Wang Hanjie, et al. 2008. A mesoscale atmosphere-ocean wave coupling model and numerical simulations on a strong typhoon process in South China Sea. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 66(3): 342-350
- Hanley D, Molinari J, Keyser D. 2001. A composite study of the interaction between tropical cyclones and upper-tropospheric troughs. *Mon Wea Rev*, 129: 2570-2584
- Hong S-Y, Dudhia J. 2003. Testing of a new nonlocal boundary layer vertical diffusion scheme in numerical weather prediction applications//20th Conference on Weather Analysis and Forecasting/16th Conference on Numerical Weather Prediction, Seattle, WA
- JTWC. cited 2006. Tropical Cyclone Best Track Data Site. [Available online from http://weather.unisys.com/hurricane/w_pacific/2006H/index.html]
- 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: 3073-3093
- Makin V K. 2005. A note on the drag of the sea surface at hurricane winds. *Boundary-Layer Meteorol*, 115:169-176
- Merrill R T. 1988. Environmental influences on hurricane intensification. *J Atmos Sci*, 45: 1678-1687
- Montgomery M T, Kallenbach R J. 1997. A theory for the vortex Rossby waves and its application to spiral bands and intensity changes in hurricanes. *Quart J Roy Meteor Soc*, 123: 435-465
- Montgomery M T, Enagonio J. 1998. Tropical cyclogenesis via convectively forced vortex Rossby waves in a three-dimensional quasigeostrophic model. *J Atmos Sci*, 55: 3176-3207
- Palmén E. 1948. On the formation and structure of tropical hurricanes. *Geophysica*, 3: 26-38
- Peng M S, Jeng B-F, Williams R T. 1999. A numerical study on tropical cyclone intensification. Part I: Beta effect and mean flow effect. *J Atmos Sci*, 56: 1404-1423
- Powell M D, Vickery P J, Reinhold T A. 2003. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, 422: 279-283
- Rogers R S, 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: 1577-1599
- Shapiro L J. 1983. The asymmetric boundary layer flow under a translation hurricane. *J Atmos Sci*, 40: 1984-1998
- Titley D W, Elsberry R L. 2000. Large intensity changes in tropical cyclones: A case study of supertyphoon Flo during TCM-90. *Mon Wea Rev*, 128: 3556-3573
- Wang Y. 2001. An explicit simulation of tropical cyclones with a triply nested movable mesh primitive equation model: TCM3. Part I: Model description and control experiment. *Mon Wea Rev*, 129: 1370-1394
- 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: 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: 1239-1262
- Wang Y, Wu C-C. 2004a. Current understanding of tropical cyclone structure and intensity changes: A review. *Meteor Atmos Phys*, 87: 257-278
- Wang Y, Montgomery M T, Wang B. 2004b. How much vertical shear can a tropical cyclone resist? *Bull Amer Meteor Soc*, 85: 661-662
- Wang Y. 2008. Structure and formation of an annular hurricane simulated in a fully-compressible, nonhydrostatic model-TCM4. *J Atmos Sci*, 65: 1505-1527
- Willoughby H E, Clos J A, Shoreibah M G. 1982. Concentric eyewalls, secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex. *J Atmos Sci*, 39: 395-411
- 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*, 62: 65-86
- Zeng Z, Wang Y, Wu C-C. 2007. Environmental dynamical control of tropical cyclone intensity-An observational study. *Mon Wea Rev*, 135: 38-59
- Zeng Z, Chen L-S, Wang Y. 2008. An observational study of environmental dynamical control of tropical cyclone intensity in the North Atlantic. *Mon Wea Rev*, 136: 3307-3322
- Zhao K, Lee W, Jou B J. 2008. Single Doppler radar observation of the concentric eyewall in Typhoon Saomai (2006) near landfall. *Geophys Res Lett*, 35: L07807

附中文参考文献

- 陈光华, 裴国庆. 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
- 关皓, 周林, 王汉杰等. 2008. 南海中尺度大气海浪耦合模式及其对该区一次强台风过程的模拟研究. *气象学报*, 66(3): 342-350