

2015年热带气旋“彩虹”的高分辨率数值模拟 与风场诊断分析*

梁莉^{1,3,4} 崔晓鹏^{1,2,3} 李青青²

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴科学院重点实验室, 北京 100029

2 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

3 中国科学院大学, 北京 100049

4 中国气象局公共气象服务中心, 北京 100081

摘要 利用WRF模式, 对热带气旋“彩虹”(1522)登陆过程开展了高分辨率数值模拟, 模拟验证表明: 模式较成功地模拟出了“彩虹”的移动路径、强度变化和降水分布。利用高分辨率模拟资料, 分析了“彩虹”登陆期间的大风分布以及热、动力结构特征, 结合切向风动量方程开展了模拟诊断, 结果表明: 切向风动量方程各项在近地面层和边界层顶代表高度上的平面结构诊断分析显示, 近地面(0.4km)层上, VVOR(角动量径向平流项)和VPGF(切向气压梯度项)是切向风变化的最大贡献项; 边界层顶(1.3km)附近, VPGF和VVA(切向动量垂直平流项)对切向风起到正加速作用, 而VVOR则根据入流(出流)特征, 起到正(负)加速作用。切向风动量方程各项的轴对称平均结构诊断分析显示, “彩虹”登陆前, VVA和VVOR是决定切向风变化的主要贡献项。

关键词 热带气旋 切向风 诊断 动量收支 数值模拟

文章编号 2019105B

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1904.19105

High Resolution Numerical Simulation of Mujigae (2015) and Diagnostic Analysis of Wind Field

LIANG Li^{1,3,4} CUI Xiaopeng^{1,2,3} LI Qingqing²

1 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

4 Public Meteorological Service Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

收稿日期: 2019-01-11 网络预出版日期:

*资助项目: 国家重点基础研究发展计划(973计划)课题(编号: 2015CB452804)资助。

第一作者: 梁莉, 女, 1985年生, 博士研究生, 高级工程师, 主要从事热带气旋大风统计和数值模拟、专业气象预报方法研究, email: liangli@cma.cn

通讯作者: 崔晓鹏, 主要从事中小尺度灾害性天气发生机理与预报方法研究, email: xpcui@mail.iap.ac.cn

Funded by National Basic Research Program of China (973 Program) (Grant 2015CB452804)

Abstract The process of making landfall of tropical cyclone Mujigae (1522) are simulated at high resolution by using WRF (Weather Research and Forecasting) Model. The verification demonstrates that the simulation agrees well with a variety of observations, especially for the track, intensity and precipitation distribution. Then the kinematic and thermodynamic structure and the wind distribution during making landfall are analyzed and the wind field is diagnosed from an azimuthal momentum budget based on the simulation data. The analysis of the budget on representative height of near-surface layer and the top of PBL (planetary boundary layer) reveal that the main contributors to the wind tendency are the radial absolute vorticity flux (VVOR) and the azimuthal pressure gradient force (VPGF) near the surface at an altitude of 0.4km. Near the top of the PBL at an altitude of 1.3km, the azimuthal pressure gradient force (VPGF) and radial advection (VVA) contributed to the acceleration of the azimuthal flow, while the inward (outward) advection of VVOR is responsible for the strengthening (weakening) of the azimuthal wind. The analysis of the azimuthally averaged fields of the budget reveal that the VVA and VVOR are main contributors to the wind tendency before making landfall of Mujigae.

Keyword Tropical cyclone, Azimuthal wind, Diagnostic analysis, Momentum budget, Numerical simulation

0 引言

热带气旋 (Tropical Cyclone, 简称TC) 作为典型的高影响天气现象, 常造成极大的经济损失和人员伤亡。随着气象卫星、机载多普勒雷达、下投式测风探空仪等观测手段的丰富及数值模式技术的不断发展完善, 对TC风场结构特征和演变(吴迪生, 1991; 李江南等, 2003; Aberson et al., 2006 ; Klotz et al., 2016;) 等研究取得了大量成果。

TC以眼区为中心呈近似轴对称结构, 同时又呈明显的非对称结构, 如: 螺旋雨带、多边形眼墙、非对称外流层及镶嵌在眼墙内的波动和中尺度涡旋(费建芳等, 2013)。这种非对称结构的变化将直接影响风场的分布特征。吴迪生(1991)采用探空资料对台风风场非对称结构研究时指出气旋性最大切向风位于台风右前象限。在北半球, 非对称台风在行进方向右侧造成的风力更强, 主要由于叠加了环流的平移速度(Shapiro, 1983)。综合来看, 海陆下垫面摩擦、环境垂直风切变以及TC移动等都是造成风场不对称分布的因素(Powell, 1987; Zhang et al., 2013; Uhlhoren, 2014)。

TC边界层经常观测到低空急流存在, 它与风场非对称性分布以及局地大风有着密切联系。在北半球, TC移动时在其左侧和前侧眼壁处超梯度急流比TC静止时强好几倍, Kepert(2001)描述了产生这种急流的一种物理机制, 认为边界

层内角动量的向内平流是造成这种分布的主要原因。

TC边界层中有一种被称为“滚涡”的特殊结构，众多研究表明其与TC边界层中径向风的拐点不稳定、垂直切变、惯性不稳定等有关(Foster, 2004; Nolan, 2005)。这种小而窄且具有较大梯度的强气流可以导致局地大风的形成。此外, Willoughby和Black (1996)认为局地大风与上升气流的涡旋动力学等有关, 对流单体快速增长时, 通过垂直分量的拉伸和水平分量向垂直方向倾斜, 使得环境场涡度得到局部增加。Fujita (1978)指出对流尺度的下沉气流是导致局地大风的主要原因。Parrish等(1982)利用雷达观测分析降水类型时也作出类似结论, 强风区与强降水区有较好相关性。对此, Caracena和Maier (1987)给出了普遍接受的解释: 降水诱导的下沉气流将自由大气中的高速空气注入摩擦边界层, 下击暴流引起地面扩散, 地表风增强。

对于TC降水过程, 一些有明确意义的动力因子能诊断出暴雨落区(许变等, 2013; 周冠博等, 2014; 汪亚萍等, 2015)。对于TC风场来说, 由于TC环流近中心区域的水平风场结构可主要由切向风来描述(Mallen et al., 2005), 切向风变化在TC风场结构演变中具有重要作用。以往有研究大多基于柱坐标系下的切向风运动方程来诊断分析。王勇等(2012)采用未考虑摩擦、湍流混合的柱坐标切向风运动方程, 诊断了热带气旋“莫拉克”风场结构发现, 切向风径向平流项、垂直输送项、惯性离心力作用项以及地转偏向力作用项等是决定切向风变化的主要项; Yau等(2004)采用切向风动量方程, 对模拟的热带气旋“Andrew”进行诊断后发现, 在热带气旋后期快速加深阶段, 近地面小尺度切向风拉格朗日变化与单位半径角动量的径向平流作用有关; Li等(2010)采用Yau等使用的方程, 诊断了热带气旋“云娜”中与螺旋雨带相关的局地小尺度强风速带的形成机制, 也有类似发现。

尽管取得了不少进展, 与众多的降水诊断研究相比, 针对我国登陆热带气旋进行的风场诊断研究仍然相对较少。热带气旋登陆会伴随明显的非对称近地面局地大风分布, 而了解风场结构分布特征及机理的认识, 对于提高预报能力具有重要意义, 值得深入研究。

2015年第22号热带气旋“彩虹”登陆时强度达到强台风级别, 是有记录以来登陆我国广东地区的第三强热带气旋。受“彩虹”影响, 广东中西部、广西中东

部、海南东北部和南部沿海、湖南西南部等地累计降雨100~250 mm(郭浩鑫等, 2016)。“彩虹”登陆期间,近地面强风散乱分布于近中心周围地区,尤其是中心东、西两侧的沿海地区,其外围云雨带中还发生了龙卷风(李丽云等, 2015)。“彩虹”这一风场特征为风场诊断提供了典型的个例。本文将对“彩虹”登陆过程开展精细化数值模拟,并借助切向风动量方程,选取登陆期间近地面大风影响最明显的时段(登陆前时段),对近地面风场结构及机理展开诊断分析。

1 热带气旋“彩虹”简介

“彩虹”(MUJIGAE)于2015年9月30日18时(世界时,下文同)形成于西北太平洋菲律宾群岛附近,生成后向西北方向移动,强度不断加强,10月1日18时,中央气象台对其开始编号,2日12时,“彩虹”增强为强热带风暴,3日06时增强为台风,15时达到强台风级,4日6时10分前后,“彩虹”以强台风级在广东省湛江市坡头区附近沿海登陆,登陆时近地面最大风力达15级(50m/s),4日10时前后,“彩虹”移入广西境内,5日06时,中央气象台对其停止编号。它造成粤桂琼3省19人死亡,直接经济损失超过240亿元,是2015年造成经济损失最严重的台风(郭浩鑫等, 2016)。

2 数值模拟方案

利用非静力中尺度数值模式WRF(3.8.1),对热带气旋“彩虹”登陆过程开展高分辨率数值模拟。模拟采用美国国家环境预报中心(NCEP)提供的逐6h、水平分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 的FNL(Final Operational Analysis)再分析资料,形成初始场和边界条件;模拟采用三重双向嵌套网格,分辨率分别为9、3和1km(图1),垂直方向共分为51层,模式顶取为50hPa,积分时间步长为18s;第1、2层网格积分时间均为2015年10月2日00时-5日00时(共72h),逐6h输出模拟结果,最内层(1km)网格积分时段为2015年10月2日06时-5日00时(共66h),逐1h输出模拟结果,其中,登陆前、后6小时内(即2005年10月4日00至12时),以3min间隔加密输出数值模拟结果,用于精细化诊断分析。数值模拟方案具体参数设置见表1。

表1 数值模拟方案设置

Table 1 Configuration of schemes in numerical simulation

分辨率 (km)	格点数	微物理 方案	积云方案	长波辐射 方案	短波辐射 方案	陆面参数化 方案	边界层方 案
9	522×499	Morrison	Kain-Fritsch	RRTM	Goddard short wave	Unified Noah land-surface model	YSU
3	1042×799	同上	未采用	同上	同上	同上	同上
1	1102×1000	同上	未采用	同上	同上	同上	同上

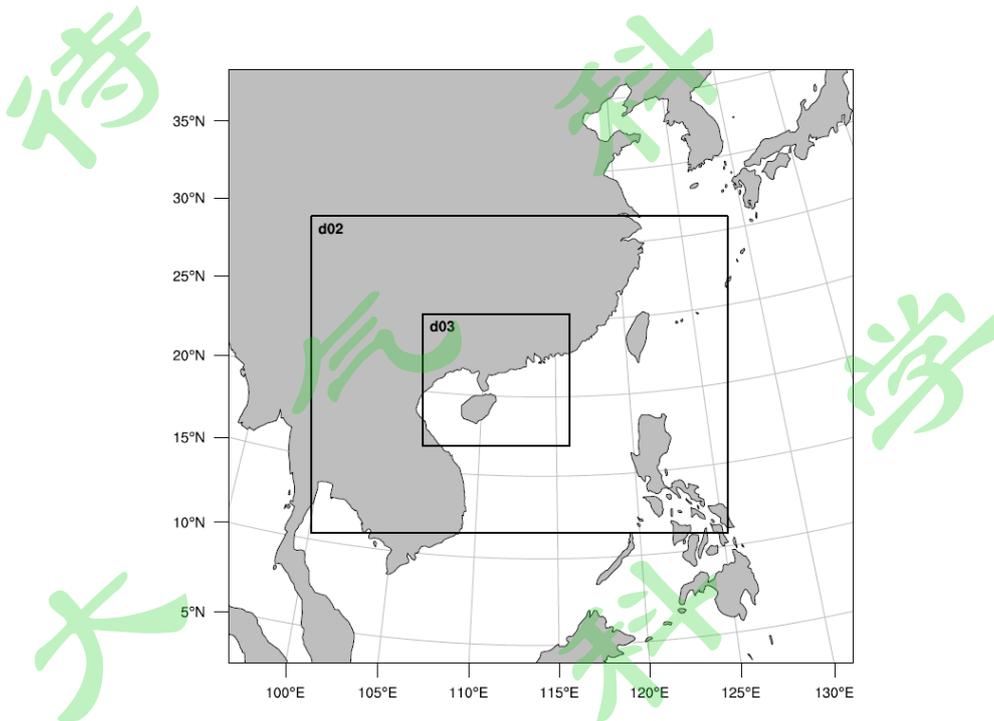


图 1 数值模拟区域设置

Fig.1 Configuration of simulated domains

3 切向风动量方程

借助上述 WRF 模式最内层分辨率为 1km 的模拟区域输出的高分辨率模拟资料，利用柱坐标系 (r, λ, z) 下的切向风动量方程 (Li 等, 2010)，对热带气旋“彩虹”(1522) 登陆期间的风场开展精细化模拟诊断分析。方程诊断计算前，需要将所有模式输出变量从 eta 坐标系 (x, y, σ) 转到柱坐标系 (r, λ, z) 中，并从 u 、 v 中剔除 TC 的移动速度，将风场转变为相对热带气旋的速度；然后，将所有变量采用逆距离加权插值法，插值到以逐 3 分钟最低海平面气压为中心的柱坐标系 (r, λ, z) 中。其中， r 为半径 ($\Delta r=1\text{km}$)， λ 为方位角度 ($\Delta \lambda=5^\circ$)， z 为垂直高度 ($\Delta z=0.1\text{km}$)。

柱坐标系下切向风动量方程 (Li 等, 2010) 写为:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{V_t}{r} \frac{\partial}{\partial \lambda}\right) V_t = -w \frac{\partial V_t}{\partial z} - \eta_a V_r + 2\Omega \cos \phi \sin \lambda w - \frac{\alpha}{r} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + F_\lambda \quad (1)$$

VTOT VVA VVOR VCOR VPGF VFRIC

其中, η_a 为与切向风相关的绝对涡度分量, $\eta_a = \xi_a + \frac{1}{r} \frac{\partial V_r}{\partial \lambda} = f + \frac{1}{r} \frac{\partial(rV_t)}{\partial r}$,

ξ_a 为绝对涡度垂直分量, V_r 、 V_t 分别为径向、切向风速, w 为垂直速度, f 、 α 、

p 、 ϕ 分别为科氏参数、比容、气压、纬度, 地球自转角速度 Ω 取为 $7.292 \times 10^{-5} \text{rad/s}$ 。

方程 (1) 中, 左侧 VTOT 项为切向风倾向项, 其变化由方程右侧的切向风垂直平流输送项 (VVA)、绝对涡度径向通量项 (VVOR)、科氏力项 (VCOR)、切向气压梯度力项 (VPGF) 和摩擦耗散项 (VFRIC) 等共同决定。切向风绝对

涡度径向通量项 (VVOR) 又可写为: $VVOR = -\eta_a V_r = \left[-f - \frac{1}{r} \frac{\partial(rV_t)}{\partial r}\right] V_r$, 由于在热带气旋中心附近, f 远小于 $\frac{1}{r} \frac{\partial(rV_t)}{\partial r}$, 因此, $VVOR \approx -\frac{V_r}{r} \frac{\partial(rV_t)}{\partial r}$, VVOR

可以理解为单位半径切向风角动量径向平流。

4 数值模拟验证

在模拟诊断之前, 首先采用最外层模拟区域 (水平分辨率为 9km) 的模拟结果与实况资料进行对比, 以验证模拟效果。其中, 热带气旋强度和路径的模拟验证利用了中国气象局上海台风研究所整编的台风年鉴中逐 6h 实况路径和强度资料进行对比验证; 降水模拟验证采用国家气象信息中心提供的地面雨量站观测与 CMORPH 卫星观测融合形成的逐小时降水产品 (空间分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$) 进行对比验证; 而环流形势模拟验证则采用美国 NCEP/FNL 再分析资料进行对比。

4.1 路径与强度模拟验证

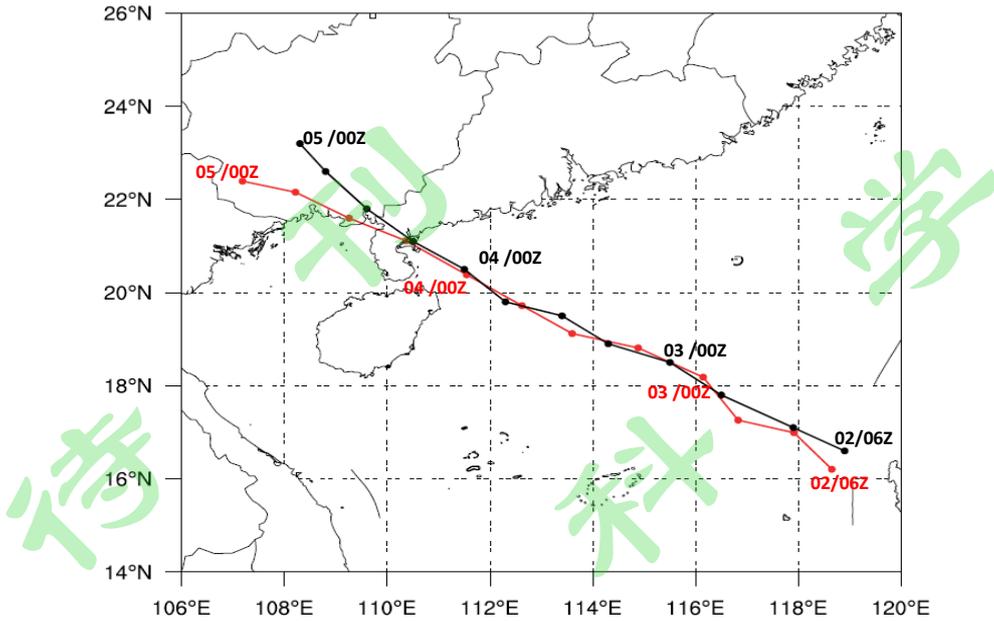


图2 2015年10月2日06时-5日00时观测(黑线)和模拟(红线)的“彩虹”路径对比
Fig2 Comparison between observed (black line) and simulated track (red line) of typhoon Mujigae from 06UTC 2nd October to 00UTC 5 October in 2015.

模式较好地再现了热带气旋“彩虹”(1522)总体上的西北向移动路径(图2),模拟初始阶段(2日06至12时),模拟和观测的“彩虹”移动速度较为一致,其后,模拟移速比实况移速略小,随着模式逐渐调整,至4日00时(登陆前6h)左右,模拟的热带气旋“彩虹”逐渐追上实况,此时,实况与模拟的TC路径差(图3)降至最低(约13.7km),“彩虹”登陆地点和登陆时间与实况均较为一致(图2),模拟与实况登陆地点相差仅约为14.3km;登陆后,模拟路径较实况略向西南偏移,移速比实况略快,模拟与实况路径差逐渐加大(图3),但登陆后12小时内的路径差仍小于100km。

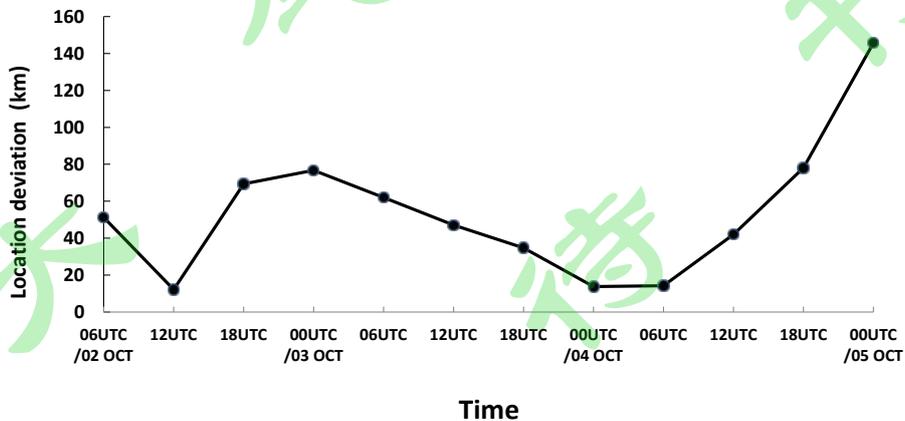


图3 2015年10月2日06时-5日00时观测和模拟的“彩虹”路径差(单位: km)

Fig3 The deviation between observed and simulated location of typhoon Mujigae from 06UTC 2nd October to 00UTC 5 October in 2015 in unit of km

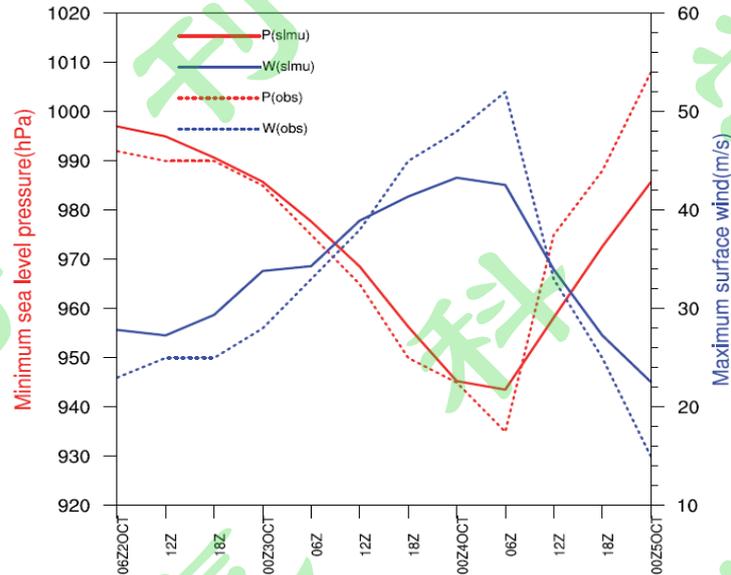


图 4 2015 年 10 月 2 日 06 时-5 日 00 时实况（虚线）和模拟（实线）的“彩虹”中心最低海平面气压（红色，单位：hPa）与近地面最大风速（蓝色，单位：m/s）对比

Fig.4 Comparison of observed (dash line) and simulated (solid line) minimum sea level central pressures (red line in unit of hPa) and the maximum surface winds (blue line in unit of m/s) of typhoon Mujigae from 06UTC 2nd October to 00UTC 5 October in 2015

从强度对比来看（图 4），模拟的最低海平面气压总体上呈现出登陆前逐渐减小、登陆后逐渐升高的特征，与实况最低海平面气压变化趋势一致，但登陆后最低海平面气压增长速度不及实况，模拟的“彩虹”中心海平面气压最低值（登陆时刻附近）也与实况有一定差距。

登陆前（2 日 06 时至 4 日 0 时），模拟的海平面气压与实况相比略偏弱，但与实况最大差值小于 7hPa，登陆时刻（4 日 06 时），模拟海平面气压达到最低值（943.6hPa），与实况相差约 8.6hPa，登陆后，受地表摩擦影响，模拟与实况海平面气压均显著升高，但实况升高更快，两者差值约为 15 至 22hPa 之间。登陆后模拟与实况海平面气压变化的差异，可能与此时段两者路径差逐渐增大，造成其所处下垫面和地形存在差异有一定关系。模拟路径偏西、偏南导致“彩虹”环流较实况更接近海洋下垫面，受陆面摩擦影响更小，从而比实况上升更为缓慢，具体原因还需进一步的敏感性试验来说明。

模拟的近地面最大风速总体变化也与实况较为一致，初始阶段至登陆前期(2日06时至3日12时)，模拟最大风速比实况偏大，最大差值约为5m/s；登陆前12小时至登陆时刻(4日06时)，模拟最大风速比实况明显偏弱，最大差值达9.4m/s；与海平面气压相似；登陆后，模拟的最大风速比实况减弱得更为缓慢(图4)。

尽管模拟与实况之间仍存在一些差距，但从整体上看，无论是热带气旋路径还是强度，模拟的变化趋势均与实况有较好的一致性，总体差异相对较小。

4.2 降水对比

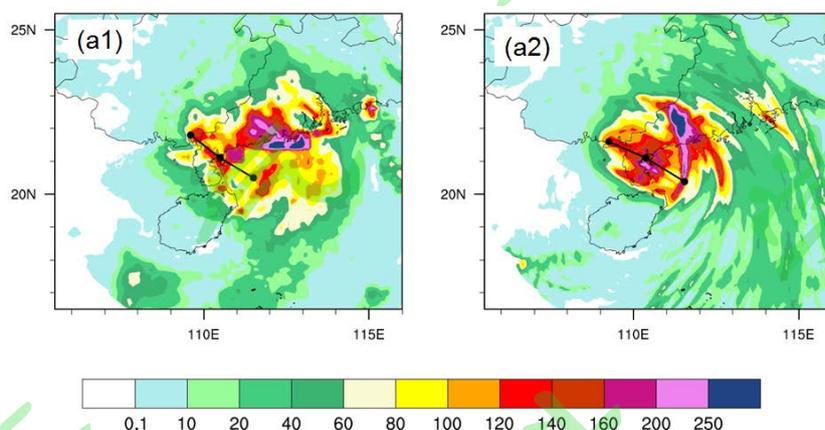


图5 2015年10月4日00-12时(a1)观测和(a2)模拟的“彩虹”累积降水量(单位: mm), a1和a2中黑色折线分别代表此12小时内实况和模拟的“彩虹”路径

Fig.5 Comparison of (a1) observed and (a2) simulated accumulated precipitation of typhoon Mujigae from 00UTC to 12UTC on 4 October 2015 in unit of mm, the black line in (a1) and (a2) represent for the observed track during these 12 hours.

“彩虹”登陆前、后6小时，观测与模拟的12小时累积降水量(图5)对比显示，登陆期间的较强降水主要位于TC路径右侧的广东西南部及其沿海地区(图5a1)，与热带气旋路径右侧的向岸流及受陆面摩擦和地形影响在沿岸附近的局地辐合等有关。此外，“彩虹”中心附近也存在着较强降水(图5a1)，这可能与登陆期间热带气旋眼区受地面摩擦影响，造成局地辐合增强有一定关系。TC路径右侧距其中心较远处的广东中部沿海地区也存在一处范围较小的强降水中心(图5a1)，这主要由“彩虹”外围螺旋云雨带与沿海下垫面和地形的相互作用所引起。

模拟的强降水落区(图5a2)与实况(图5a1)基本一致，也总体上分为三部

分。最强降水区位于TC路径右侧的广东西南部及其沿海附近,但大于等于250 mm的局地强降水中心位于对应观测的西北侧陆地上(图5a2),而非观测中的广东西南部沿岸附近(图5a1),这可能与观测和模拟的TC环流之间细小偏差以及模式地形与实际地形的细小差异等有关。此外,模拟的TC中心附近强降水区范围(图5a2)比实况(图5a1)偏大,一定程度上也与实况和模拟的TC环流之间细小偏差等因素(图5)有关。另外,模拟的TC路径右侧的广东中部沿海地区也存在一处范围较小的强降水中心(图5a2),落区、范围和强度等与观测较为一致,由模拟的“彩虹”外围螺旋云雨带与沿海下垫面和地形的相互作用所引起。

值得注意的是,登陆期间,观测沿海海面上的降水与陆地上的降水相比,强度明显偏弱(图5a1),而模拟的降水在陆地和海洋上分布更为连续和完整(图5a2),这可能与本文所使用的实况降水资料有关,地面观测站与CMORPH卫星融合降水资料在海面上主要来源于卫星观测,而卫星观测对于热带气旋降水(尤其是强降水)存在较明显的低估(潘昞等,2011)。

从登陆前、后逐时降水量(图6)对比亦可看出,模拟与实况降水分布及演变、环流尺度总体上较为一致。从细节上看,模拟逐时降水量可以清晰地显示出热带气旋内核区及外围螺旋雨带区的降水分布(图6a2-m2),在陆地和海面上的分布与实况(图6a1-m1)相比更为清晰连续,这同样与卫星资料对热带气旋降水强度的低估有关(Sapiano等,2009; Yu等,2008)。

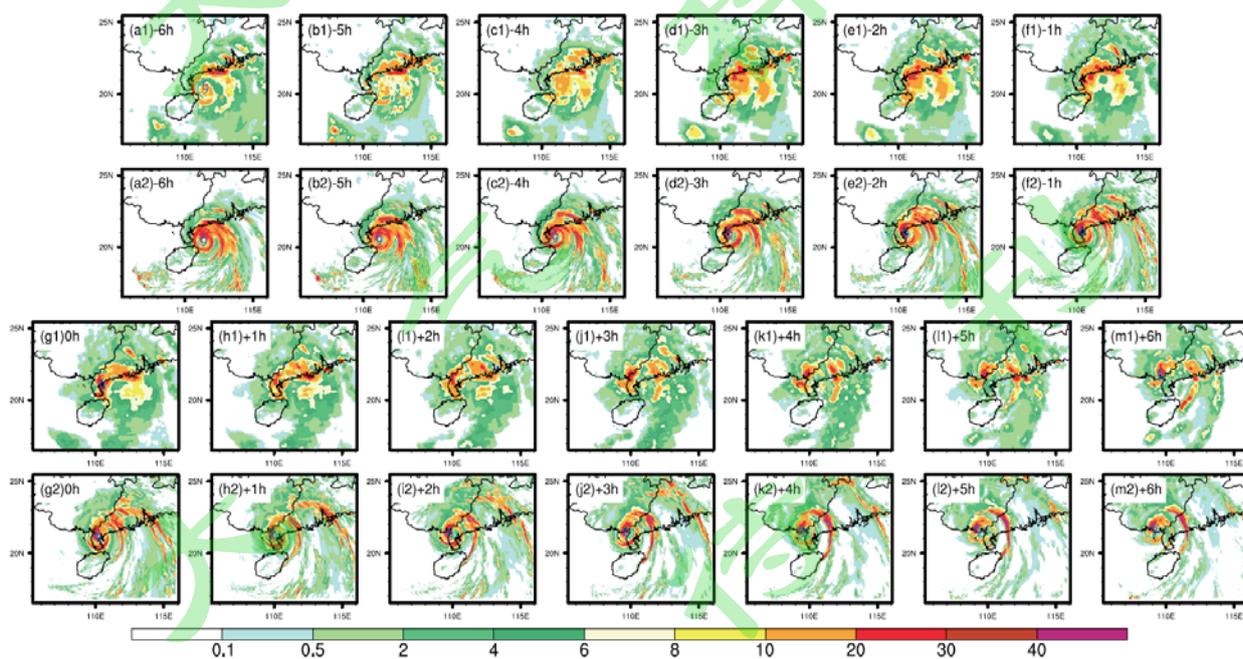


图6 2015年10月4日00-12时(a1~m1)观测和(a2~m2)模拟的逐时降水量(单位: mm)

Fig.6 Comparison of (a1~m1) observed and (a2~m2) simulated hourly precipitation of

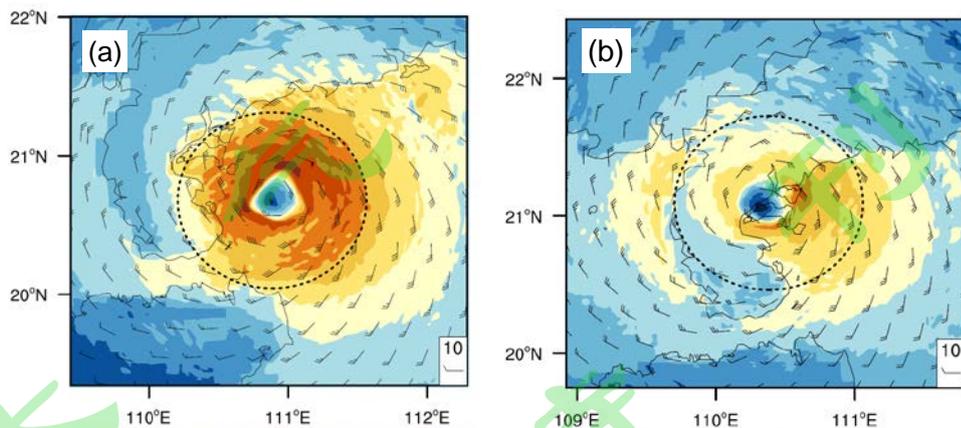
typhoon Mujigae from 00UTC to 12UTC on 4 October 2015 in unit of mm.

综上所述，WRF 模式较好地模拟再现了热带气旋“彩虹”的登陆过程，其路径、强度及演变，以及降水分布和演变等均与实况均较为一致。模式输出的高时空分辨率资料可为后续诊断研究提供精细化的数据。

5 热、动力学特征

热带气旋的最强对流活动和近地面大风常发生在眼墙附近，图 7 为模式最内层模拟区域（水平分辨率 1 km）输出的“彩虹”登陆期间的近地面（10 米高度）风场分布。登陆期间，尤其是登陆前，眼墙附近区域一直存在强风速带，登陆前 TC 中心位于海面上时（图 7a），大于 45 m/s 的近地面强风速带围绕 TC 环流中心分布，宽约 10-30 km（非对称分布，TC 中心北侧更宽，强度也更强）。

在雷州半岛北部登陆后（图 7b），受陆面摩擦影响，近地面风速明显减弱，大于 40 m/s 的强风速区无法形成围绕 TC 中心的环状分布，但仍散乱分布于近 TC 中心周围地区（尤其是中心东侧的沿海地区）。当“彩虹”在广西东南部沿海再次登陆时（图 7c），其环流区域位于海上部分的眼墙附近的近地面风速再次有所加强（TC 中心西南侧大于 30 m/s 的近地面强风速区范围明显扩大）。可见，“彩虹”登陆期间伴随着较明显的近地面大风分布和变化，登陆后，风速明显减弱，但仍存在零散分布的近地面强风速区。



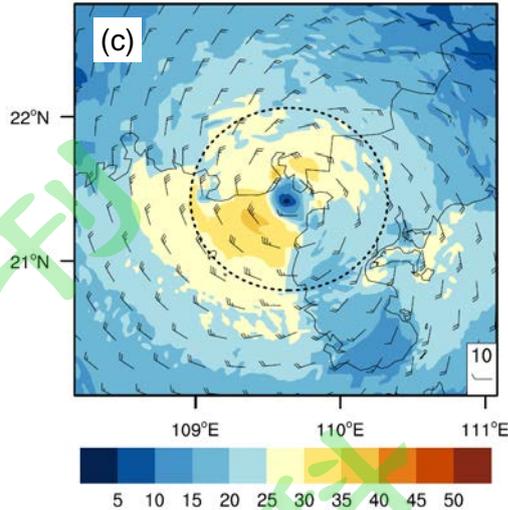


图 7 2015 年 10 月 4 日“彩虹”登陆过程中近地面（10 米高度）的水平风场分布
 (a) 02 时 (b) 06 时 (c) 10 时

(风向标为水平风矢量，阴影为水平风速，单位：m/s，黑虚线圆圈半径为 70km)

Fig.7 The surface (a height of 10m) winds during landing period of typhoon Mujigae valid at (a) 02UTC, (b) 06UTC, (c) 10UTC 4 October 2015 respectively (Wind-vanes for horizontal wind vector, shades for wind speed in unit of m/s, the radii of black dash circles are 70 km)

由图 7 可见，“彩虹”登陆前，环流结构完整，近地面风速强，登陆后，受到陆面摩擦影响，近地面风速明显减弱，环流结构逐渐瓦解，降水结构也趋向松散（图 6）。

从图 8a 所示的轴对称切向风分布来看，2015 年 10 月 4 日 02 时，最大风速半径（radius of maximum wind, RMW）约为 30km，半径约 20km 向外切向风速较大，向内切向风迅速减小，最大风速半径之外切向风逐渐减小，最大水平切变区随高度略向外倾斜；1 km 高度以下，切向风速在近地面约 1 km 高度附近达最大值（约为 56m/s），向下切向风速垂直切变明显。轴对称径向风速方面（图 8b），2km 高度以下、半径约 50km 以外的区域主要为径向入流，大范围的出流层则主要位于对流层高层。轴对称最强垂直上升运动（图 8c）主要位于半径 20~40 km 区域，随高度略向外倾斜，最强上升运动中心位于对流层中上层，其外侧存在另一个次强上升运动区域，中心位于对流层中下层，亦随高度向外倾斜，似乎与次眼墙发展有一定关系，相关机理值得未来进一步探索。从相当位温轴对称分布来看（图 8d），半径 20km 以内的眼区，在 2~11km 高度附近呈现明显暖心结构，紧邻其外侧的眼墙区域，受垂直上升运动影响，等相当位温线分布陡直，垂直混

合明显。

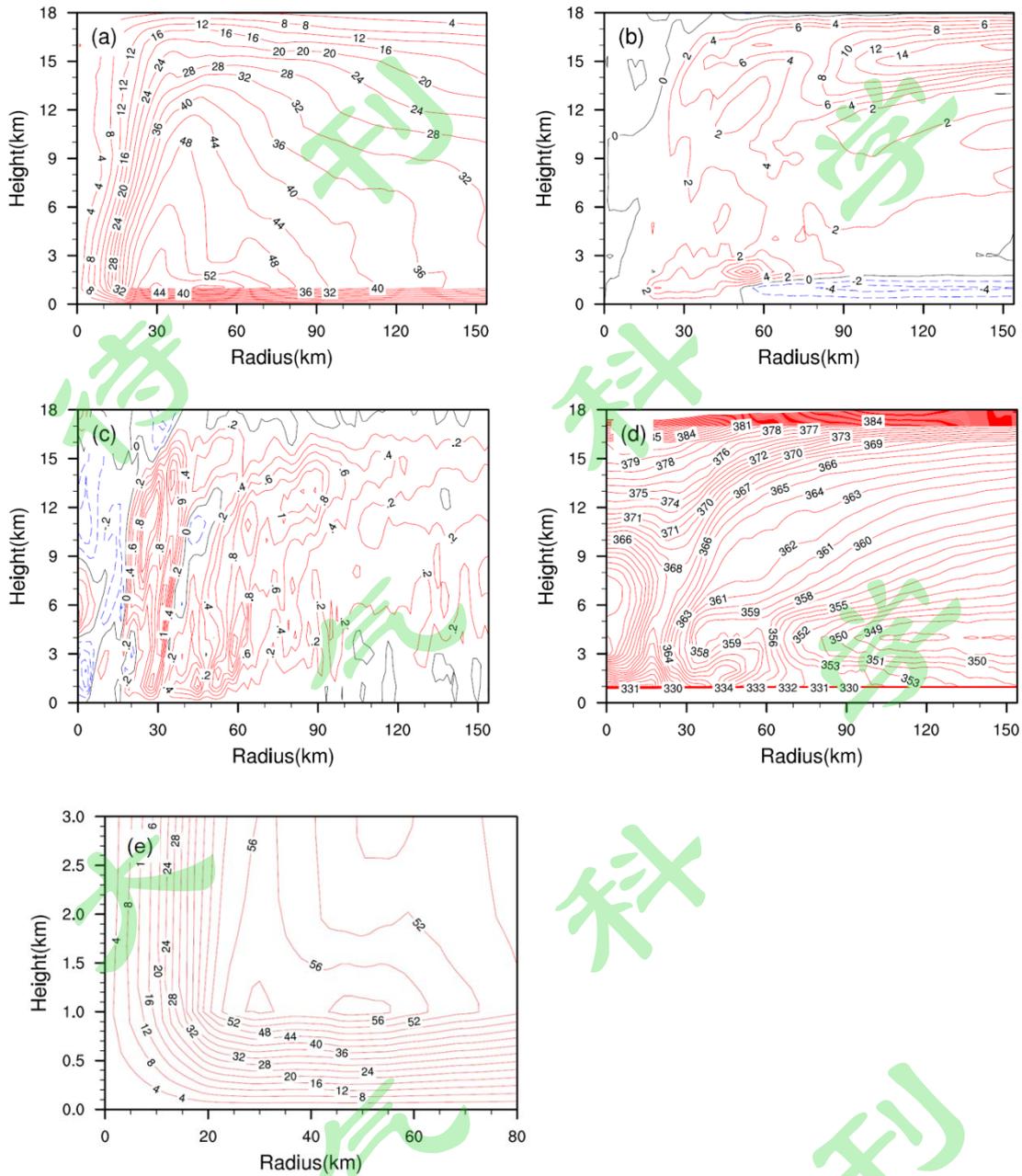


图8 2015年10月4日02时 (a)切向风(单位: m/s)、(b)径向风(单位: m/s)、(c)垂直速度(单位: m/s)和(d)相当位温(单位: K)沿方位角平均的高度-径向分布,(e)为(a)的局部放大图(红线为正值,蓝线为负值,黑线为零等值线)。

Fig.8 Radial-height sections of azimuthally averaged fields valid at 02UTC 4 October 2015: (a) tangential winds, (b) radial winds, (c) vertical velocity, and (d) equivalent potential temperature, (e) is partial enlarged drawing of (a), red (blue) lines are for positive(negative) values, black lines are for zero contour.

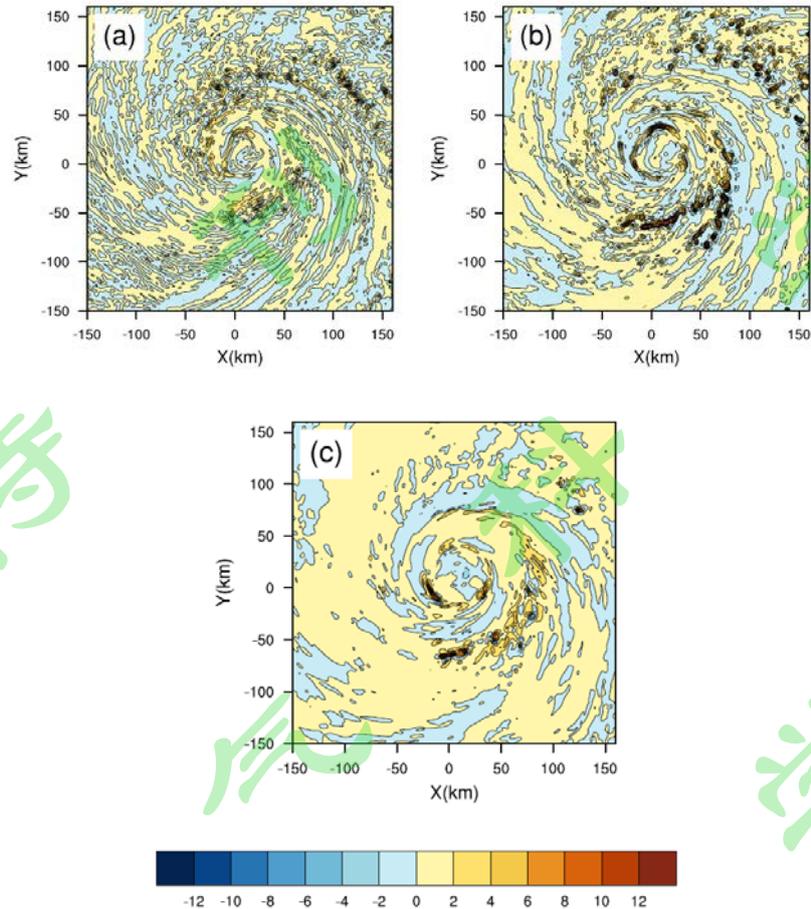


图9 2015年10月4日02时垂直速度水平分布(单位: m/s)

(a) 850 hPa (b) 500 hPa (c) 300 hPa

Fig.9 Horizontal structure of vertical velocity valid at 02UTC 4 October 2015 at (a) 850hPa, (b) 500hPa, (c) 300hPa in unit of m/s

从2015年10月4日02时不同高度层上的垂直速度水平分布(图9)来看,热带气旋环流区域内,垂直上升运动显著,且呈组织化分布于眼墙区和内外螺旋雨带区,沿着眼墙和螺旋云雨带,分布着众多小尺度强垂直上升运动中心(Li等,2010),对应着眼墙和螺旋雨带中的对流活动与降水(图6c2)。其中,深对流活动主要集中在眼墙附近以及TC中心东南侧的内雨带上(图9),且受到热带气旋强烈旋转特征(强切向风速,图8a)影响,多呈宽度约10km左右的带状分布,与以往有关热带气旋内核区小尺度雨带的分析相一致(李青青等,2009)。TC中心北侧及东北侧的对流层中低层(850和500hPa)也分布着众多小尺度垂直上升运动中心(图9a、b),与TC外围环流对流活动及其与广东西南部陆面相互作用造成的对流活动等有关(图6c2、图7a)。但这些小尺度上升运动(对流活动)此时刻多数尚未发展到对流层高层(图9c),由于相对远离最大风速

区（图 8a）以及其自身发展高度等原因，受到热带气旋旋转特征影响小，多呈近似圆形的结构特征，沿螺旋云雨带组织化分布（图 9）。

6 切向风动量方程诊断分析

下面选取近地面大风最明显的阶段（登陆前，图 7a），以登陆前 4h（2015 年 10 月 4 日 02 时）的风场为例，利用切向风动量方程，结合高分辨率模拟资料（最内层区域，水平分辨率 1 km），对近地面风场分布及机理展开诊断分析（登陆后更为散乱的局地强风分布特征和机理将另文分析）。

6.1 近地面及边界层顶风场诊断

TC 大风主要发生在边界层中，TC 边界层内具有区别一般边界层的结构，对于研究 TC 低层的动量、能量等物理量的垂直传输有着重要的作用。边界层高度指行星边界层的厚度，又称边界层顶，包括动力边界层顶和热力边界层顶。由于动力边界层顶常用最大风速所在高度（Bryan 和 Rotunno, 2009）和入流层顶（Smith 等, 2009）表示。结合图 8 中 2015 年 10 月 4 日 02 时切向风沿方位角平均的高度-径向分布的细节图(图 8e)可以看出，最大风速所在高度为 1~1.3km。在[1,1.3]km 上，以 $\Delta z=0.1\text{km}$ 取 4 个层次（即 1.0、1.1、1.2、1.3km）作为边界层顶代表高度，采用切向风动量方程，重点针对图 7a 中大于 40 m/s 的最强风速区域（图 7a 中黑色圆圈指示区域）进行诊断分析。由于边界层顶 4 个代表高度上决定切向风变化的主要贡献项基本一致，下文将针对 1.3km 高度进行举例分析。

同样，针对近地面层，在 0.5km 以下以 $\Delta z=0.1\text{km}$ 选取 4 个层次（即 0.1、0.2、0.3、0.4km）作为代表高度，由于各代表层次的结论也基本一致，下文将针对 0.4km 高度进行举例分析。

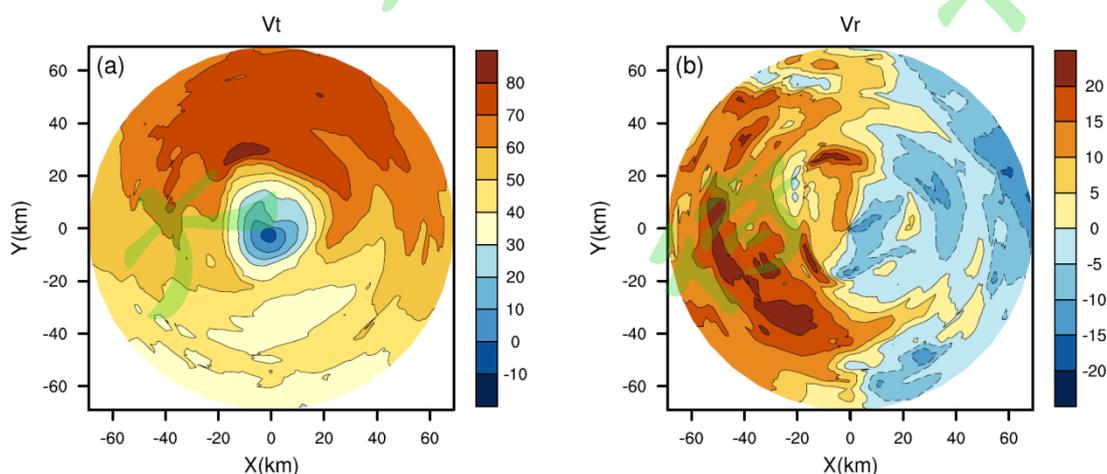


图 10 2015 年 10 月 4 日 02 时 1.3km 高度 (a) 切向风、(b) 径向风 (单位: m/s)
Fig.10 Horizontal structure of (a) the tangential wind and (b) the radial wind valid at 02UTC 4 October 2015 on the level of 1.3km in unit of m/s

图 10 为“彩虹”登陆前(2015 年 10 月 4 日 02 时) 1.3 km 高度处的水平风速分布, 切向风速在 20km 半径内向内迅速减小(图 10a、图 8a), 且呈近似轴对称分布, 20km 半径以外, 切向风速分布非对称性明显, 热带气旋北侧风速显著大, 北侧半径 20~60km 范围内切向风速超过 70m/s。与切向风速分布(图 10a) 显著不同, 1.3 km 高度处径向风速分布(图 10b) 显示, “彩虹”中心西侧出流更强, 大于 20 m/s 的大范围较强出流位于热带气旋环流西南象限, 环流中心东侧以入流为主。

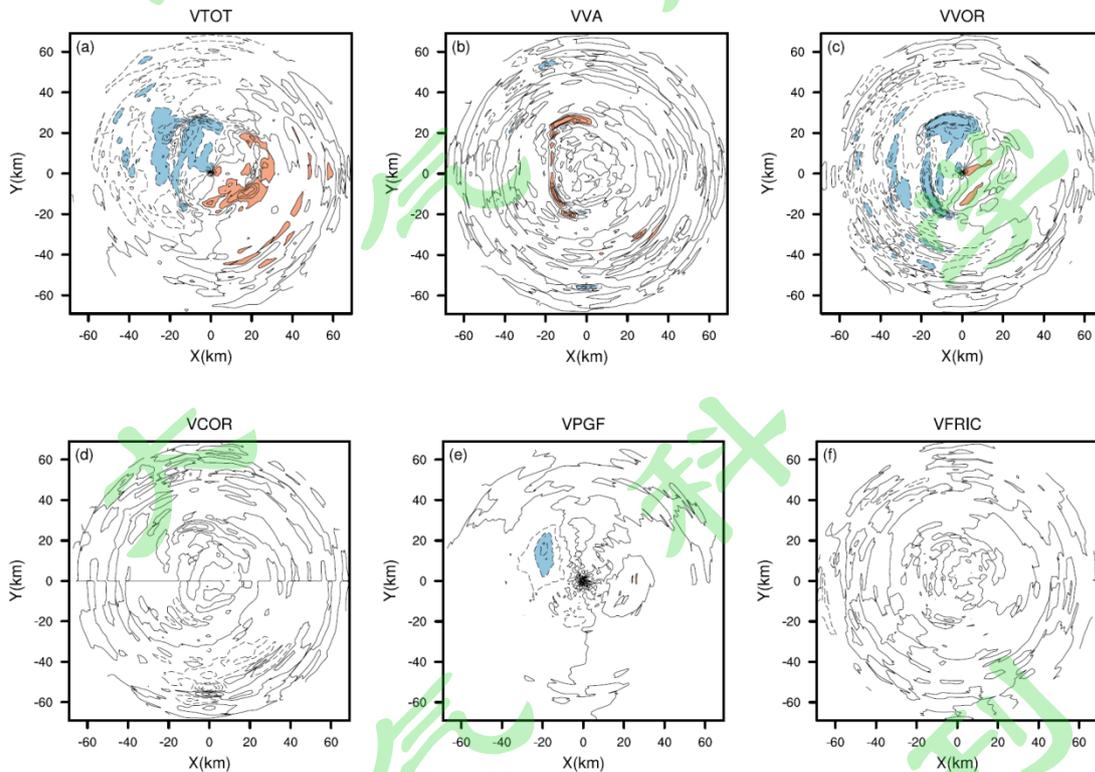


图 11 2015 年 10 月 4 日 02 时距地面 1.3 km 高度上,切向风动量方程各项的水平分布图, 红色(蓝色)为大于(小于)0.04 (-0.04) m/s²的区域, 图 a、b、c、e 等值线间隔为 0.02m/s², 图 d 等值线间隔为 0.0002m/s², 图 f 等值线间隔为 0.002m/s²

Fig.11 Horizontal structure of individual terms in azimuthal wind budget equation valid at 02UTC 4 October 2015 on the level of 1.3km: (a) the Lagrangian tendency (VTOT), (b) the vertical advection (VVA), (c) the radial absolute vorticity flux (VVOR), (d) the Coriolis force on the vertical velocity (VCOR), (e) the pressure gradient force (VPGF), and (f) the friction and diffusion (VFRIC). Red (blue) shading indicates regions with values greater (less) than 0.04 (-0.04) m/s². Contour intervals are (a)–(e) 0.02m/s², (d) 0.0002m/s², and (f) 0.002m/s².

图 11 为 2015 年 10 月 4 日 02 时距地面 1.3 km 高度上，切向风动量方程 (1) 各项的水平分布。图 11a 为方程左侧计算出的切向风拉格朗日倾向，切向风加速区主要位于东南侧眼墙附近和螺旋雨带区，减速区主要位于西北侧，这样的倾向特征预示着图 10a 中位于北侧的大风区在下一时刻将向右侧偏移。这一结论与 02 时 03 分的切向风分布相吻合 (图 12a)。另外，图 11a 中位于半径 20km 圆环处的正 (负) 加速度最大达 0.12 (-0.12) m/s^2 ，即眼墙附近的边界层顶局地最大切向风速可在 1 分钟内加 (减) 速约 7m/s 以上，说明局地风速变化明显。

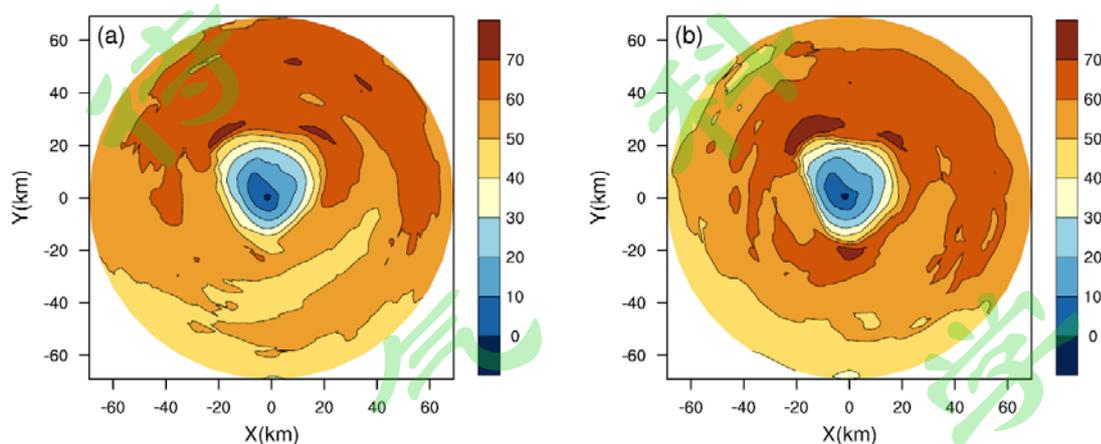


图 12 2015 年 10 月 4 日 02 时 03 分 (a) 1.3km、(b) 0.4km 高度的切向风分布图 (单位: m/s)

Fig.12 Horizontal structure of the tangential wind valid at 02UTC 4 October 2015 on the level of (a) 1.3km and (b) 0.4km in unit of m/s.

从方程 (1) 右侧各贡献项的分布来看，图 11b 和 12c 显示在 10 月 4 日 02 时 1.3km 高度上，VVOR (图 11c)、VVA (图 11b) 和 VPGF (图 11e) 是主要贡献项。

VVA 项在西半侧眼墙附近呈现较明显正值 (图 11b)，这是由于所选高度 (1.3km) 位于边界层顶附近 (图 8a)，该处的 $\frac{\partial V_t}{\partial z} < 0$ ，向上输送动量对 VTOT 有正贡献，但是其加速作用在 VVOR (图 11c) 以及 VPGF (图 11e) 共同减速作用下被抵消。在 1.3km 高度的垂直速度分布上 (图 13a)，云水物质含量 (云水和云冰) 大值区与雨带中的带状上升运动区对应较好，表明小尺度雨带是对流耦合系统，这类小尺度雨带可诱发龙卷和地面大风，并影响整个气旋的动力结构 (Romine and Wilhelmson, 2006)。

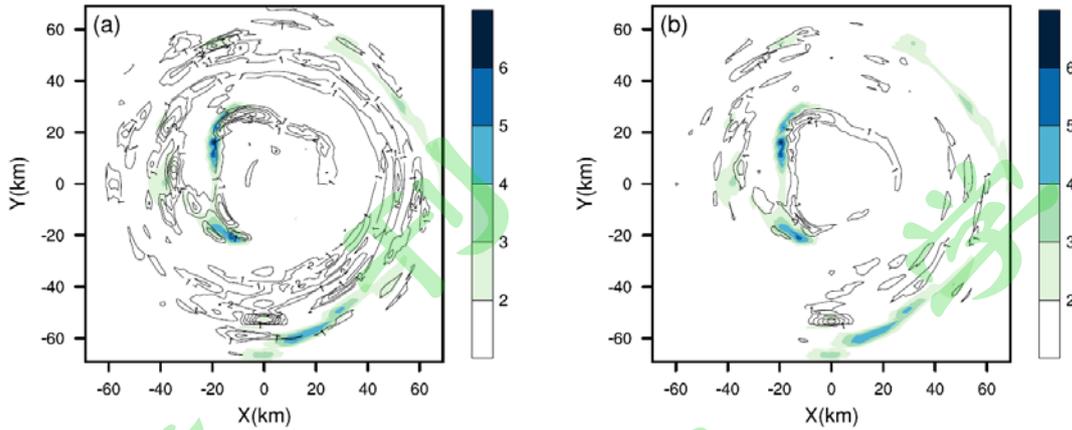


图 13 2015 年 10 月 4 日 02 时 (a) 1.3km、(b) 0.4km 高度的垂直速度 (等值线, 间隔为 1m/s, 仅标注 >0m/s) 与云水物质含量 (云水和云冰混合比之和, 填色图, 单位: g/kg)

Fig.13 Horizontal structure of the vertical velocity (Contour intervals are 1m/s, only values greater than 0m/s are plotted) and Cloud content (Sum of cloud water and cloud ice mixing ratios in unit of g/kg are shaded) valid at 02UTC 4 October 2015 on the level of (a)1.3km and (b)0.4km.

与 VVA 相反, VVOR (图 11c) 在上述位置呈现明显的负值分布。将 VVOR 拆分为径向风 V_r 以及绝对涡度分量 η_a , 从两者的叠加图 (图 13) 来看, 西 (东) 半侧径向风基本为正 (负) 值, 对应径向风出 (入) 流; 切向风的绝对涡度分量在半径 20km 内基本为正值。两项共同作用的结果是导致西 (东) 半侧单位半径角动量向外 (内) 平流, 从而减弱 (加强) 西 (东) 半侧的切向风 (图 11c)。可见, 小尺度雨带相关的波状绝对涡度分布同径向入流之间的相互作用使得小尺度局地大风形成。

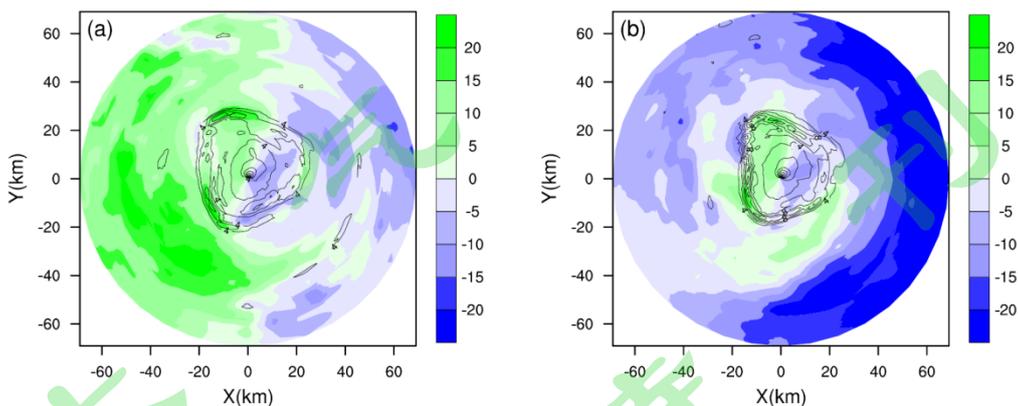


图 14 径向风 (填色图, 单位: m/s) 和绝对涡度分量 $\eta_a \times 10^3$ (等值线, 间隔为 $2 \times 10^3 s^{-1}$, 仅标注 $\geq 4 \times 10^3 s^{-1}$) 在 (a) 1.3km、(b) 0.4km 高度的分布

Fig.14 Horizontal structure of the radial wind (shaded in unit of m/s) and Cloud content (Contour intervals are 1m/s, only values greater than 0m/s are plotted) valid at 02UTC 4 October 2015 on the level of (a) 1.3km and (b) 0.4km.

在半径 20km 附近的眼墙区域，切向气压梯度力项 $VPGF$ （图 11e）对于西北象限的切向风减速和东南象限的切向风加速也有一定贡献。其中， $\frac{\partial p}{\partial \lambda}$ （ $VPGF$ 的拆分项）分布图上（图 15a），西北（东）侧半径 20km 处为正（负），跟 $VPGF$ 相比，除了正负号相反以外，其它分布特征两者较一致，说明在西北和东南象限的切向气压扰动是造成气压梯度作用的主要原因。

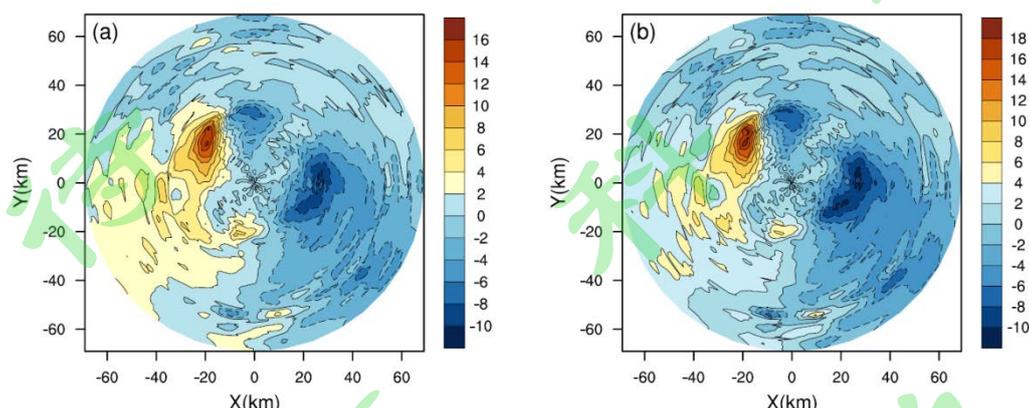


图 15 2015 年 10 月 4 日 02 时 $\frac{\partial p}{\partial \lambda}$ 在 (a) 1.3km、(b) 0.4km 高度分布图 (单位: hPa/rad)

Fig.15 Horizontal structure of $\frac{\partial p}{\partial \lambda}$ valid at 02UTC 4 October 2015 on the level of (a) 1.3km and (b) 0.4km in unit of hPa/rad

方程右侧另外两项，科氏力项 $VCOR$ （图 11d）和摩擦耗散项 $VFRIC$ （图 11f）的贡献相对较小，可以忽略。

可见，眼墙区域的边界层顶附近，切向风速分布（图 8a）和局地对流系统（图 9）造成的切向气压梯度分布等动力特征，通过切向风动量径向和垂直输送以及切向气压梯度力作用等，共同造成了该区域该层次的切向风速变化。

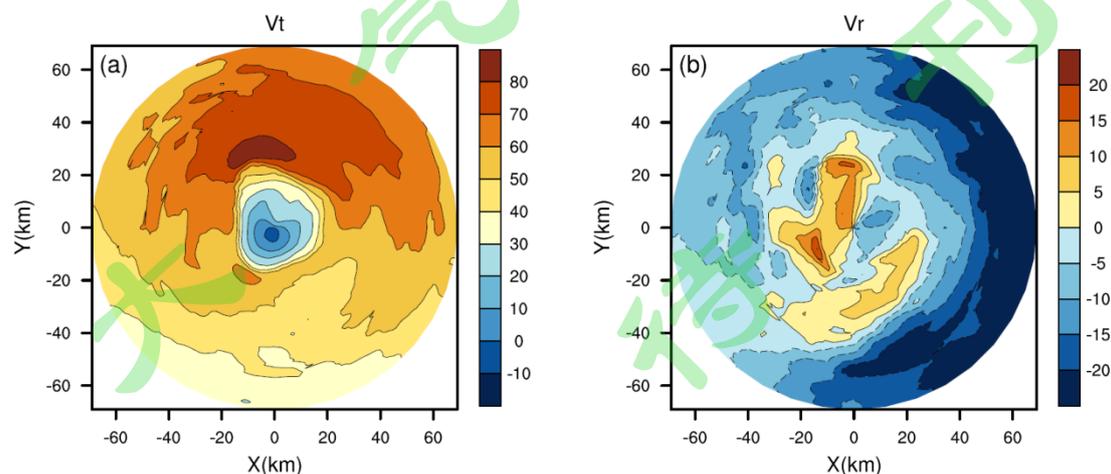


图 16 2015 年 10 月 4 日 02 时 0.4km 高度 (a) 切向风和 (b) 径向风分布图 (单位: m/s)

Fig.16 Horizontal structure of (a) the tangential wind and (b) the radial wind valid at 02UTC 4 October 2015 on the level of 0.4km in unit of m/s.

在同一时刻的近地面 0.4km 高度上，切向风速分布（图 16a）与 1.3 km 高度（图 10a）相似，在 20km 半径内向外迅速减少（图 8a），呈近似轴对称分布，20km 半径以外，切向风速分布非对称性明显，北侧 20~60 km 半径范围内切向风速超过 70m/s（图 16a）。

但径向风速分布与 1.3 km 高度的分布明显不同，半径 40km 以外的区域基本为入流，入流强度明显更强，最大入流分布在东半侧 40~60km 范围内；小范围出流分布在半径 20 km 附近，呈现出北侧、西南和东南侧三个明显的出流大值区域，这与 1.3km 高度有一定相似性。

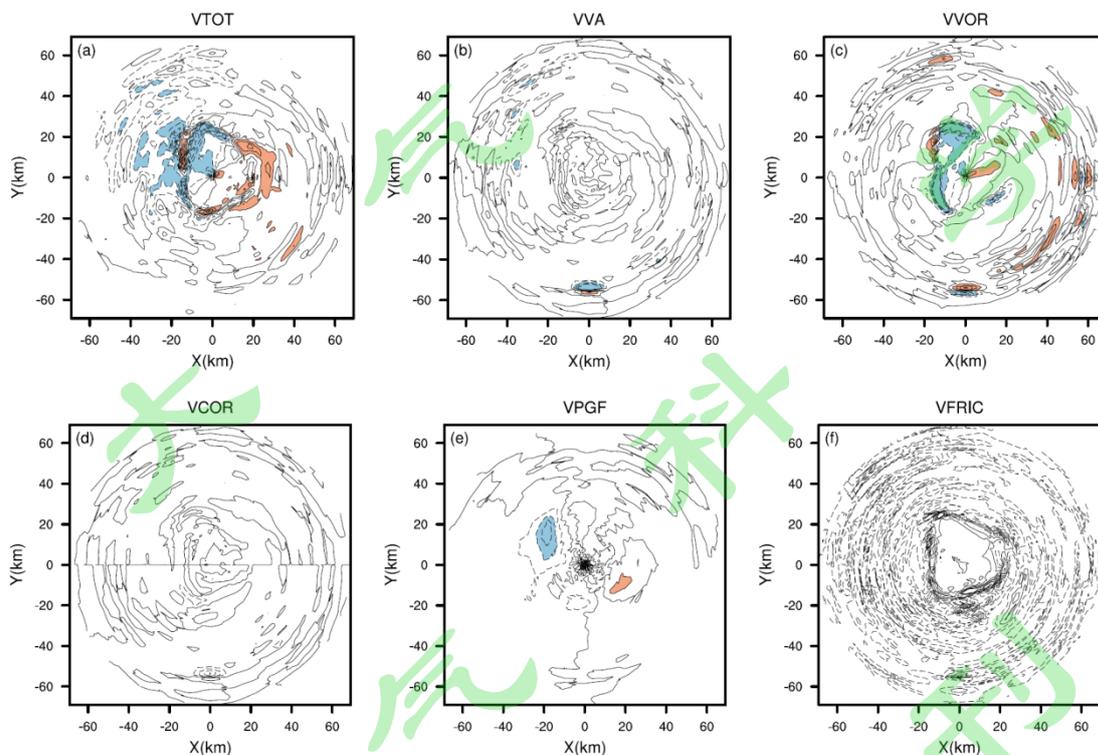


图 17 同图 11 但为 0.4km 高度

Fig.17 Same as in Fig.11 but on the level of 0.4km

与 1.3km 高度（图 11a）相似，0.4km 高度（图 17a）上，切向风倾向（VTOT）的大值区也主要集中分布在 20 km 半径附近的眼墙区域，正（负）加速度最大亦达 0.12(-0.12)m/s²，但呈现出更为明显的小尺度正负值相间分布特征（图 17a），总体上，西北侧以减速为主，东南侧以加速为主，预示了图 16a 中位于北侧的大风区在下一时刻将向右侧偏移。这一结论与 02 时 03 分的切向风分布相吻合（图

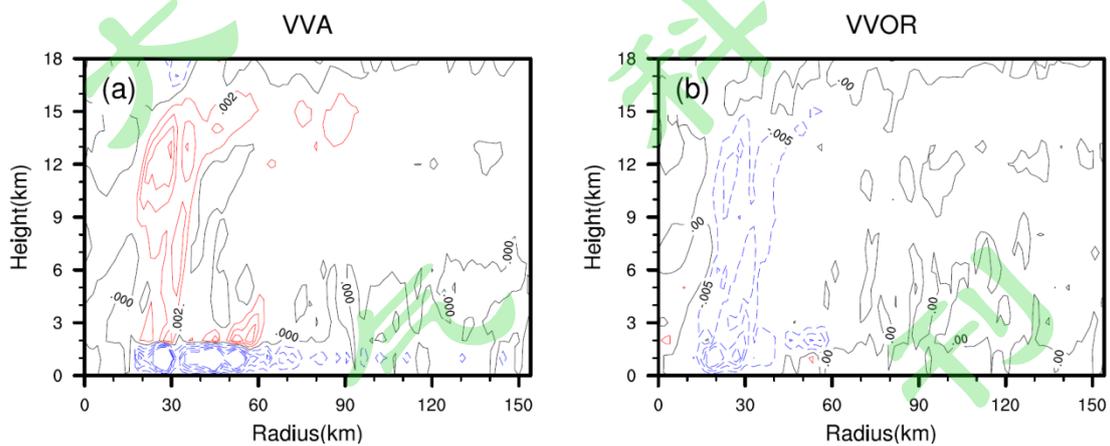
12b)

该高度层上，切向风变化的最大贡献项为切向风角动量径向输送项 $VVOR$ (图 17c) 和切向气压梯度力项 $VPGF$ (图 17e)。而切向风垂直输送项 VVA (图 17b) 作用相对较小， VVA 在正南方半径 50km 处加、减速相间的大值区分别被 $VVOR$ 抵消。与 1.3km 高度一样，科氏力项 $VCOR$ (图 17d) 和摩擦耗散项 $VFRIC$ (图 17f) 的贡献可以忽略。与 1.3km 高度 (图 11c, 图 10b) 不同的是，受到该高度上径向风分布 (图 16b) 的影响，除 20km 眼墙附近区域外的其他区域， $VVOR$ 以正值为主，但存在若干小尺度正负极值中心呈相间分布，尤其是东南象限的 40-60km 区域范围内，这与该区域的若干小尺度深对流扰动有关 (图 9)。

可见，近地面 (0.4km) 高度上，切向风变化主要受到切向风动量径向输送以及切向气压梯度力作用影响，造成切向风速变化。

综上所述，无论是近地面 (0.4km) 高度还是边界层顶 (1.3km) 高度上，切向风变化均主要受到切向风、径向风等动力结构特征的影响，同时，小尺度对流活动，尤其是深对流活动 (图 9) 也起到重要的作用。

6.2 轴对称垂直分布特征



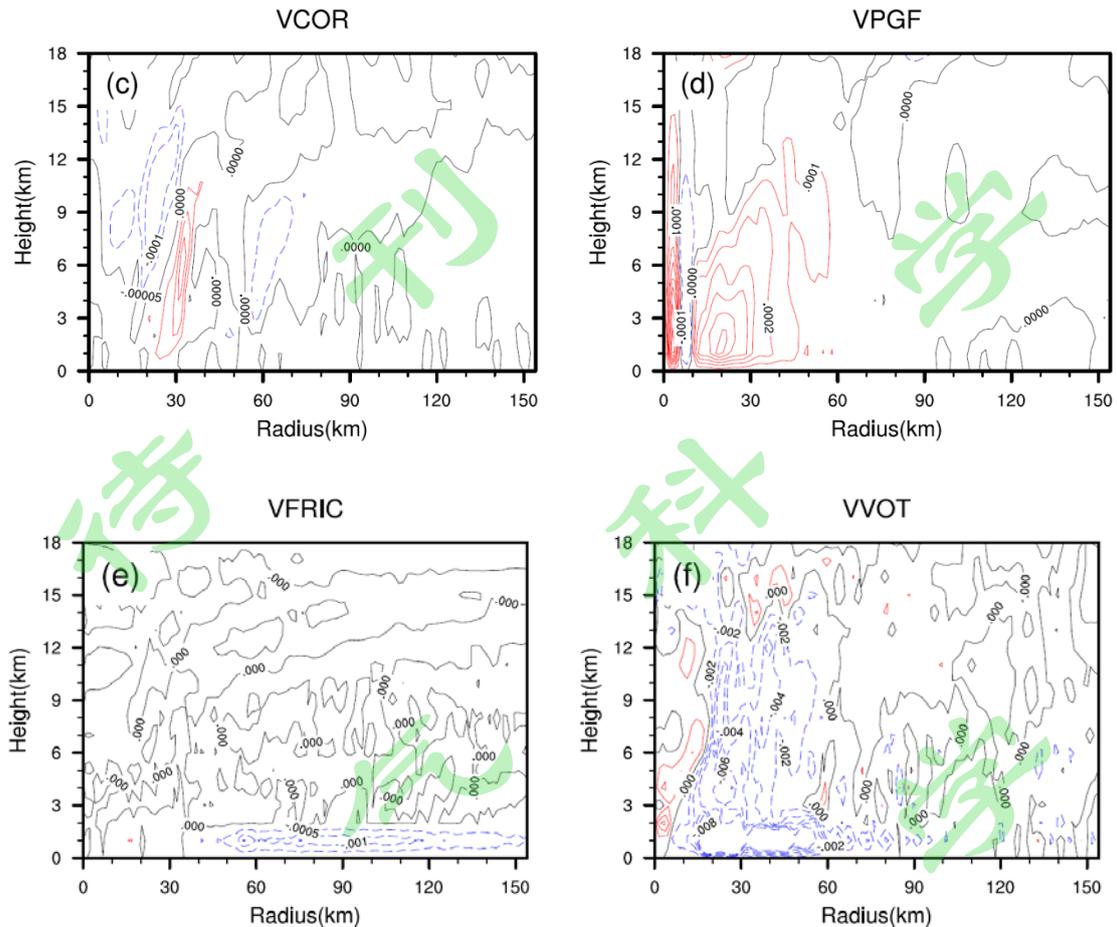


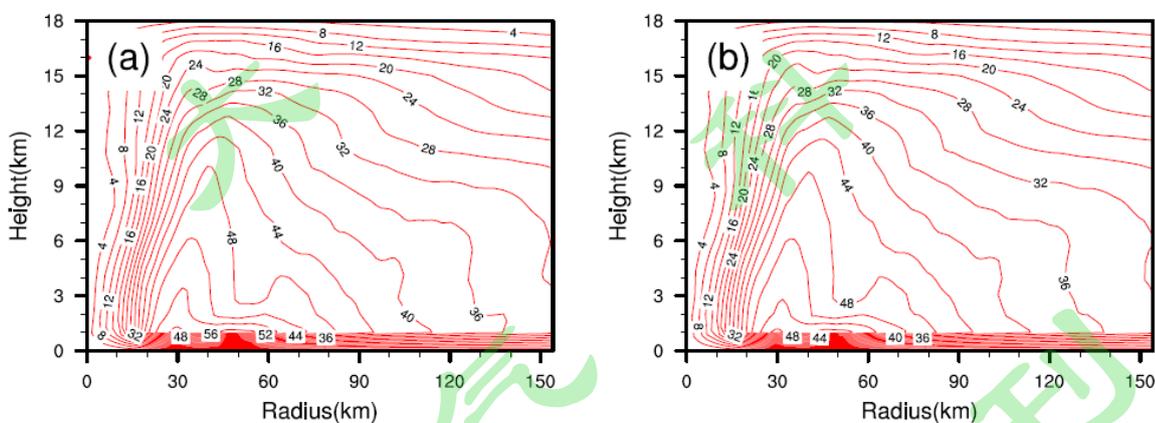
图 18 2015 年 10 月 4 日 02 时切向风动量方程各项沿方位角平均的垂直-径向分布图(红线为正值, 蓝线为负值, 黑线为零线), 图 a、b、f 等值线间隔为 0.002m/s^2 , 图 c、d 等值线间隔为 0.0001m/s^2 , 图 e 等值线间隔为 0.0005m/s^2

Fig.18 Radial-height sections of azimuthally averaged fields of individual terms in azimuthal wind budget equation valid at 02UTC 4 October 2015: (a) the Lagrangian tendency (VTOT), (b) the vertical advection (VVA), (c) the radial absolute vorticity flux (VVOR), (d) the Coriolis force on the vertical velocity (VCOR), (e) the pressure gradient force (VPGF), and (f) the friction and diffusion (VFRIC), red (blue) shading indicates positive (negative) values, black lines are for zero contour. Contour intervals are (a, b, f) 0.002m/s^2 , (c, d) 0.0001m/s^2 , and (e) 0.0005m/s^2 .

切向风动量方程各项沿方位角平均的垂直-径向分布(图 18)显示, 切向风角动量径向平流输送项 VVOR(图 18b)和切向风动量垂直输送项 VVA(图 18a)仍为切向风变化 VTOT(图 18f)的主要贡献项, VVOR 以负值为主, 负的极大值主要位于眼墙附近切向风径向梯度大值区(图 8a), 该区域轴对称径向速度(图 8b)和切向风径向梯度(图 8a)基本为正, 共同造成显著的 VVOR 负值(图 18b), 引起切向风速的明显减速(图 18f); VVA 在 2km 高度以下、半径 15km

以外的区域基本为负值（图 18a），较大的负值主要位于 2km 高度以下、半径 15~70 km 之间的区域，该区域存在显著的垂直上升运动（图 8c），且主体位于切向风最大速度层以下（图 8a），造成 VVA 明显的负值（图 18a），这里 VVA 与 VVOR（图 18b）的显著负值共同引起切向风的明显减速（图 18f）；VVA 在 2km 高度以上、半径 20~40 km 之间呈现较明显正值（图 18a），部分抵消了该区域 VVOR 的明显负值（图 18b），使得切向风减速变缓（图 18f）。

其他几项量级相对较小（图 18c-e），对切向风加/减速作用不大。其中，摩擦耗散效应 VFRIC（图 18e）集中在 1.5km 以下、半径 50km 以外的边界层内区域（存在相对较强负值），与轴对称入流层分布（图 8b）基本一致。而切向气压梯度力项 VPGF（图 18d）的较大值主要集中在半径 50km 以内区域，可能与该区域较明显的深对流活动（图 9）造成的气压扰动有关，但经沿方位角平均后，小尺度深对流活动气压扰动引起的局地切向气压梯度效应被明显削弱，没有达到其水平分布（图 11e、图 17e）的量级；在上述各项的共同作用下（图 18f），半径 20~60km 之间边界层内以及半径 20~40km 的对流层中，轴对称切向风出现较为明显的减速（尤其是边界层内，图 19c）。



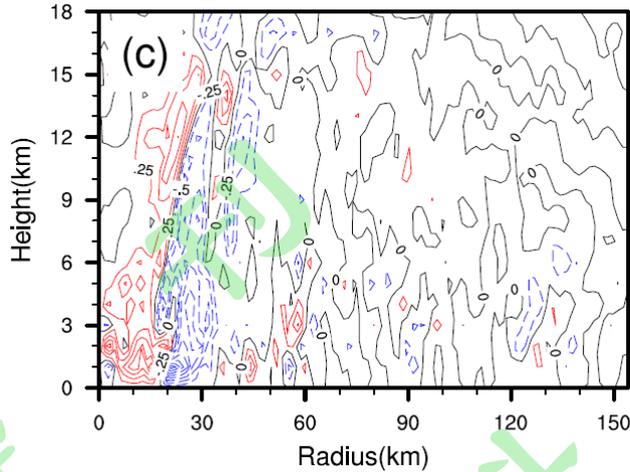


图 19 2015 年 10 月 4 日 (a) 02 时、(b) 02 时 03 分沿方位角平均的切向风速垂直-径向分布图以及 (c) 02 时与 02 时 03 分的差值图 (红线为正值, 蓝线为负值, 黑线为零线)

Fig.19 Radial-height sections of azimuthally averaged fields of tangential winds valid at (a) 0200UTC and (b) 0203UTC 4 October 2015, and (c) is the differential between 0200UTC and 0203UTC, red (blue) lines are for positive (negative) values, black lines are for zero contour.

7 结论

本文利用非静力中尺度模式 wrf 对 2015 年热带气旋“彩虹”的登陆过程进行了高分辨率数值模拟, 并用观测资料进行了模拟验证; 基于模拟资料, 从动量收支的角度, 探讨了热带气旋“彩虹”在登陆前阶段切向风小尺度强风带形成的可能机制, 并利用合成项诊断切向风大值区的演变, 主要结论如下:

1) 模式成功模拟了热带气旋“彩虹”的发展演变和登陆过程, 尤其是登陆前后 6h, 模拟与实况最为接近。在此期间的模拟路径、强度变化以及降水总量、逐小时降水演变均与观测较为一致。

2) 在登陆前, 切向风呈现显著非对称分布, 在 1.3km 和 0.4km 高度层上切向风最大风速主要位于北侧象限, 与地面风场分布相对应。结合切向风动量方程的诊断揭示了拉格朗日小尺度切向风加速机理。在近地面层 0.4km 的高度, $VVOR$ (单位半径的角动量径向平流) 和 $VPGF$ (切向气压梯度项) 是拉格朗日切向风倾向最大贡献量; 在边界层 1.3km 的高度, 除了 $VVOR$ 和 $VPGF$, VVA (切向动量的垂直平流效应) 对切向风起到正加速的作用, 而 $VVOR$ 则是根据径向入流或出流起到正、负加速作用。

3) 热带气旋“彩虹”在登陆前, 在动量方程各贡献项的平均轴对称结构上,

VVA 和 VVOR 是决定切向风倾向的主要贡献项，通过合成项可以定性判断切向风大值区的分布演变。

本文采用逐 3min 间隔的模式输出数据对诊断方程左右两侧直接进行计算，尝试将方程两端同时考虑并讨论平衡问题，但由于方程左侧含时间偏导数，具体计算时采用的是 3 个时刻的中央差值；方程右侧则为某一时刻的瞬时值。从数值计算方法来看，方程左右两侧难免会产生误差，存在一定的不确定性。未来可以通过进一步提高模拟的时间、空间分辨率进而实现逐步减少计算误差，对此做进一步的对比研究也是需要完善的工作。

参考文献

- [1] Aberson, S. D. , Black, M. L. , Black, R. A. , Burpee, R. W. , Cione, J. J. , & Landsea, C. W. , et al. 2006. Thirty years of tropical cyclone research with the noaa p-3 aircraft. Bulletin of the American Meteorological Society, 87(8), 1039-1055.
- [2] Bryan G H, Rotunno R. 2009. The maximum intensity of tropical cyclones in axisymmetry numerical model simulations. Monthly Weather Review, 137: 1770~1789.
- [3] Caracena F , Maier M W. 1987. Analysis of a Microburst in the FACE Meteorological Mesonetwork in Southern Florida[J]. Monthly Weather Review, 115(115):969-985.
- [4] Foster R C. 2004. Why Rolls are Prevalent in the Hurricane Boundary Layer.[J]. J.atmos.sci, 62(8).
- [5] Fujita T T . Manual of downburst identification for Project NIMROD.1978. [atmospheric circulation][J]. SMRP (156), 104p.
- [6] Kepert, J. D.. 2001. The dynamics of boundary layer jets within the tropical cyclone core. Part I: Linear theory[J]. J. Atmos. Sci., 58,2469–2484.
- [7] Klotz, B. W., and H. Jiang. 2016. Global composites of surface wind speeds in tropical cyclones based on a 12 year scatterometer database[J]. Geophys. Res. Lett., 43, 10 480–10 488.
- [8] Li Qingqing, DuanYihong, Yu Hui, and Fu Gang.2010. Finescale spiral rainbands modeled in a high-resolution simulation of Typhoon Rananim2004[J].Advances in Atmospheric Sciences, 27(3):685-704.
- [9] Mallen K J, Montgomery M T, Wang B.2005.Reexamining the Near-Core radial structure of

- the tropical cyclone primary circulation: Implications for vortex resiliency[J]. *J AtmosSci*, 62(2): 408-424.
- [10] Nolan D S. 2005. Instabilities in hurricane-like boundary layers[J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 40(3):0-236.
- [11] John R. Parrish , Robert W. Burpee , and Frank D. Marks Jr, Robert Grebe.1982,.Rainfall Patterns Observed by Digitized Radar During the Landfall of Hurricane Frederic (1979)[J]. *Monthly Weather Review*, 110(12).
- [12] Powell M D. 1987. Changes in the Low-Level Kinematic and Thermodynamic Structure of Hurricane Alicia (1983) at Landfall[J]. *Monthly Weather Review*, 115(1):75.
- [13] Romine, G. S., and R. B. Wilhelmson. 2006. Finescale spiral band features within a numerical simulation of Hurricane Opal (1995). *Mon. Wea. Rev.*, 134, 1121-1139.
- [14] Sapiano M R P, Arkin P A. 2009. An inter comparison and validation of high-resolution satellite precipitation estimates with 3-hourly gauge data [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 10(1):149-166.
- [15] Shapiro, L. J.. 1983. The asymmetric boundary layer flow under a translating hurricane.*J.Atmos.Sci.*,40,1984–1998.
- [16] Smith R K, Montgomery M T, Nguyen S V. 2009. Tropical cyclone spin up revisited. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135: 1321~1335.
- [17] Uhlhorn E W, Klotz B W, Vukicevic T , et al.2014. Observed Hurricane Wind Speed Asymmetries and Relationships to Motion and Environmental Shear[J]. *Monthly Weather Review*, 142(3):1290-1311.
- [18] Willoughby, H. E., and P. G. Black. 1996: Hurricane Andrew in Florida: Dynamics of a disaster. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 543–652.
- [19] Yau M K , Liu Y, Zhang D L, and Chen Y. 2004. A Multiscale Numerical Study of Hurricane Andrew (1992). Part VI: Small-Scale Inner-Core Structures and Wind Streaks [J]. *Monthly Weather Review*, 132:1410-1433.
- [20] Yu Z F, Yu H, Chen P Y, et al. 2008. Verification of tropical cyclone-related satellite precipitation estimates in mainland China [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*,48(11):2227-2241.
- [21] Zhang, J. A.,, R. F. Rogers, P. D. Reasor, E. W. Uhlhorn, and F. D. Marks.2013. Asymmetric

hurricane boundary layer structure from dropsonde composites in relation to environmental vertical wind shear. *Monthly Weather Review.*, 141, 3968–3984.

- [22] 李江南, 王安宇, 杨兆礼, 等. 2003. 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*, 19(s1):88-96.
- [23] 吴迪生. 1991. 8616号台风风场非对称研究[J]. *大气科学*, 15(5):98-105.
- [24] 李青青, 周立, 范轶. 2009. 台风云娜(2004)的高分辨率数值模拟研究——眼壁小尺度对流运动. *气象学报*, 67(5), 787-798.
- [25] 潘昞, 宇婧婧, 廖捷, 等. 2011. 地面和卫星降水产品对台风莫拉克降水监测能力的对比分析[J]. *气象*, 37(5): 564-570.
- [26] 王勇, 丁治英, 李勋, 等. 2012. “莫拉克”台风(2009)登陆前后强度与结构分析[J]. *热带气象学报*, 28(5):726-734.
- [27] 汪亚萍, 崔晓鹏, 冉令坤, 等. 2015. 动力因子对2006“碧利斯”台风暴雨的诊断分析[J]. *大气科学*, 39(4):747-756.
- [28] 许变, 何金海, 高守亭, 等. 2013. 集合动力因子对登陆台风“莫拉克”(0908)暴雨落区的诊断与预报研究[J]. *大气科学*, 37(1):23-35.
- [29] 周冠博, 冉令坤, 高守亭. 2014. 一个新动力因子在登陆台风“凤凰”强降水过程中的应用[J]. *大气科学学报*, 37(6):786-793.
- [30] 费建芳, 刘磊, 黄小刚, 程小平. 2013. 热带气旋眼墙非对称结构的研究综述. *气象学报*, 71(5):987-995
- [31] 李丽云, 张锦华, 谌志刚, 等. 2015. 1522号强台风“彩虹”环流中的龙卷风过程分析[J]. *广东气象*, 37(6): 1-5.
- [32] 郭浩鑫, 杨杰颜, 张新新, 等. 2016. 1522号强台风“彩虹”特征分析[J]. *广东气象*, 38(5):6-9.