

台风“彩虹”(2015)高分辨率数值模拟及涡旋 Rossby 波特征分析

焦亚音 冉令坤 李娜 高守亭 周冠博

High resolution numerical simulation of typhoon Mujigae (2015) and analysis of vortex Rossby waves

Jiao Ya-Yin Ran Ling-Kun Li Na Gao Shou-Ting Zhou Guan-Bo

引用信息 Citation: *Acta Physica Sinica*, **66**, 089201 (2017) DOI: 10.7498/aps.66.089201

在线阅读 View online: <http://dx.doi.org/10.7498/aps.66.089201>

当期内容 View table of contents: <http://wulixb.iphy.ac.cn/CN/Y2017/V66/I8>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

地转动量近似下的 Q 矢量及其在天气图上的应用

Geostrophic momentum approximation Q-vector and its application in synoptic charts

物理学报.2014, 63(6): 069201 <http://dx.doi.org/10.7498/aps.63.069201>

台风莫拉克(2009)暴雨过程中位势切变形变波作用密度诊断分析和预报应用

Diagnosis and application of potential shear deformation wave-activity density in the torrential rain of Typhoon Morokat (2009)

物理学报.2013, 62(9): 099201 <http://dx.doi.org/10.7498/aps.62.099201>

斜压二层模式框架下的准地转理论及其应用

Quasi-geostrophic theory and its application based on baroclinic two-layer model

物理学报.2013, 62(2): 029201 <http://dx.doi.org/10.7498/aps.62.029201>

估算大气重力波参数的垂直扰动廓线获取新方法

A new method of obtaining perturbation vertical profiles in estimating the atmosphere gravity wave parameters

物理学报.2012, 61(18): 189201 <http://dx.doi.org/10.7498/aps.61.189201>

2011年春夏季长江中下游地区旱涝急转特征分析

Analysis of characteristics of a sharp turn from drought to flood in the middle and lower reaches of the Yangtze River in spring and summer in 2011

物理学报.2012, 61(10): 109202 <http://dx.doi.org/10.7498/aps.61.109202>

台风“彩虹”(2015)高分辨率数值模拟及涡旋 Rossby 波特征分析*

焦亚音¹⁾²⁾ 冉令坤^{1)†} 李娜¹⁾ 高守亭¹⁾ 周冠博³⁾

1)(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

2)(中国科学院大学, 北京 100049)

3)(国家气象中心, 北京 100081)

(2016年10月8日收到; 2016年12月16日收到修改稿)

采用中尺度数值预报模式对2015年22号台风“彩虹”进行高分辨率的数值模拟,成功地模拟出台风“彩虹”的移动路径、强度和降水分布,尤其是在台风登陆前后,模拟结果与实况比较接近.以此为基础,利用模式输出资料,分析台风的动力、热力精细结构和台风雨带的宏观特征.眼墙处具有低层径向入流、高层径向出流的动力配置.在眼墙附近,同时存在切向风速高值区、垂直上升区、正温度距平区,并随高度向外侧倾斜,雷达回波较强,对流系统比较深厚.次级雨带、主雨带和远距离雨带的雷达回波相对较弱,对流系统垂直厚度略小.再利用尺度分离方法,得到涡旋 Rossby 波的扰动场资料,进一步分析涡旋 Rossby 波的特征.1波、2波同时朝切向和径向传播,1波的振幅明显大于2波.研究表明,1波、2波正涡度扰动对应强雷达回波,存在强对流活动.降水区上空的垂直涡度扰动呈上正下负的配置,与水平散度扰动的垂直配置相似时,会加强低层辐合和高层辐散,有很强的垂直上升运动,有利于对流系统发展,降水增强.1波、2波扰动的动力配置影响了对流系统的发展,并对降水强度和分布有一定的诊断作用.

关键词: 涡旋 Rossby 波, 螺旋雨带, 台风

PACS: 92.60.-e, 92.60.Wc, 92.60.Ox

DOI: 10.7498/aps.66.089201

1 引言

台风登陆前后受海洋、大气、陆地等多种因素的影响,经常发生路径突变和变性,导致台风预报不准^[1].台风眼墙和螺旋雨带处的涡旋 Rossby 波是台风内部主要波动之一,影响台风的风雨强度和分布,所以台风涡旋 Rossby 波的演变特征及其影响机理是台风研究中一个重要的科学问题.

在早期的研究中, Wexler^[2]和 Willoughby^[3]利用重力惯性波来解释热带气旋的非对称结构.螺旋雨带中扰动垂直速度与扰动气压相差 $\pi/2$ 相位,符合重力波的极化理论特征,但是在移速

上重力波与螺旋雨带存在明显的差异,重力波的波速比雨带的移速快^[4,5]. MacDonald^[6]在对台风螺旋雨带产生机理的研究中,首次提出了涡旋 Rossby 波. Guinn 和 Schubert^[7]研究发现,飓风螺旋雨带是由涡旋 Rossby 波的波列造成的. Montgomery 和 Kallenbach^[8]采用 WKB (Wenzel-Kramers-Brillouin) 方法化简二维无黏无辐散的浅水正压涡度方程,推导出涡旋 Rossby 波的局地频散关系,提出了较为全面的涡旋 Rossby 波概念和传播特征,即台风平均流造成垂直涡度的径向梯度,导致一种类似于行星 Rossby 波的波动,该波动在方位角方向相对于平均流顺时针传播,同时也在径向方向上传播. Montgomery 和 Enagonio^[9]

* 国家基础研究项目(批准号: 2015CB452804)、中国科学院重点部署项目(批准号: KZZD-EW-05)、北京自然科学基金(批准号: 8142035)和国家自然科学基金(批准号: 41575065, 41405049, 91437215)资助的课题.

† 通信作者. E-mail: rlk@mail.iap.ac.cn

研究指出, 涡旋的轴对称导致了台风眼区的位涡异常, 从而伴随产生涡旋 Rossby 波, 同时波动对平均涡旋流有正反馈作用, Moller 和 Montgomery^[10] 进一步验证了该理论. Reasor 和 Montgomery^[11] 分析了飓风 Olivia 的雷达观测资料, 结果表明飓风沿切向方向的波动和涡旋 Rossby 波相类似, 飓风眼墙的旋转和涡旋 Rossby 波的 2 波有关. Chen 等^[12,13] 对飓风 Andrew(1992) 进行研究, 发现位涡带的切向移动速度接近于涡旋 Rossby 波的理论值. Wang 等^[14-17] 通过理想模式研究了眼墙区的涡旋 Rossby 波的动力结构, 并利用涡旋 Rossby 波进一步解释了眼墙内部的对流不对称结构. Hall 等^[18] 对台风 Morakot 登陆台湾过程进行高分辨率数值模拟, 分析指出涡旋 Rossby 波与强对流带在时间和位置上保持一致, 并讨论了它对强降水落区的指示作用. 此外, Corbosiero 等^[19] 和 Moon 等^[20,21] 进一步分析了涡旋 Rossby 波的 1 波、2 波与台风内核区附近强对流的联系, 指出主雨带和次级雨带的位置和传播机理与涡旋 Rossby 波的移动发展有关.

我国气象学家也很早开展了台风涡旋 Rossby 波的研究. 余志豪^[22] 全面概述了螺旋雨带中涡旋 Rossby 波的成因. 钟科等^[23] 利用一次飓风资料, 采用波射线方法, 揭示出涡旋 Rossby 波的径向频散特征. Xu 等^[24] 利用扰动黑体亮度温度 (black body temperature, TBB) 时间偏差分布对台风螺旋雨带的波列结构进行分析, 发现波列结构具有涡旋 Rossby 波的特征, 即在台风成熟阶段, 扰动均从台风涡旋中心呈螺旋带波状径向流出. 朱佩君等^[25] 的研究表明, 涡旋 Rossby 波对螺旋雨带中强对流的发展有重要作用, 波动能量的径向耗散能够反映台风强度的变化. 沈新勇等^[26-29] 采用纬向基流下横波型扰动的二维 Boussinesq 方程组, 推导得到涡旋 Rossby 波判据; 分析发现台风中心的波动主要做涡旋运动, 分为正压波和斜压波, 对台风暴雨的发展有指示作用.

陆汉城等^[30-33] 和康健伟等^[34] 对飓风 Andrew(1992) 进行模拟, 指出台风内部同时存在重力惯性波和涡旋 Rossby 波的混合波, 并进一步推导混合波的频散关系, 讨论了混合波的演变规律. Zhong 等^[35] 发现台风内部不同区域的波动信号强度存在明显差异, 例如: 在眼壁和内螺旋雨带区, 涡旋 Rossby 波的信号较强; 在外螺旋雨带区, 重力波具有较大强度, 非常活跃; 在过渡区存在不可分离

的重力波-涡旋 Rossby 波的混合波. 此外, 气象学者针对眼墙和螺旋雨带中扰动波动的分布、性质、传播过程和物理机理等展开了一系列的深入研究, 探讨了涡旋 Rossby 波对台风暴雨落区、强度和移动的影响^[36-40]. 这些研究工作丰富了涡旋 Rossby 波的理论, 加深了对台风中涡旋 Rossby 波特征及其影响的认识和理解.

以往的研究工作主要是利用雷达观测资料或理想数值模式资料等来研究涡旋 Rossby 波的结构和成波机理等, 针对我国登陆台风实际个例的研究相对较少, 使得人们对涡旋 Rossby 波的动力和热力特征以及对台风暴雨影响机理的认识和理解仍不充分, 还需进一步探索. 为此, 本文采用包含各种物理过程、高时空分辨率的天气研究和预报 (weather research and forecasting, WRF) 中尺度数值模式, 对 2015 年第 22 号台风“彩虹”个例进行数值模拟; 在此基础上, 分析台风“彩虹”眼墙、螺旋雨带以及涡旋 Rossby 波的结构特征, 研究台风登陆前后涡旋 Rossby 波对眼墙和螺旋雨带变化以及地面降水的影响.

2 个例介绍

台风“彩虹”(Mujigae) 于北京时间 2015 年 10 月 1 日 2 时在菲律宾吕宋岛生成, 最初为热带低压, 随后逐渐增强为强台风. 图 1 为 2015 年 10 月 4 日 08:00 UTC 台湾气象局发布的关于 2015 年第 22 号



图 1 (网刊彩色) 2015 年 10 月 4 日 08:00 UTC 台湾气象局发布的关于 2015 年 22 号台风“彩虹”的向日葵 8 号卫星红外线云图

Fig. 1. (color online) The satellite Himawari-8 image of typhoon Mujigae provided by Central Weather Bureau, Taiwan at 08:00 UTC 4 October 2015.

台风“彩虹”的向日葵8号卫星红外线云图。“彩虹”于北京时间2015年10月4日14时左右在广东湛江市坡头区登陆,给湛江周边地区带来大风和特大暴雨;同时台风外围环流触发小尺度龙卷,袭击了佛山、顺德、广州番禺、汕尾和海丰等地,造成大范围停电和人员伤亡。登陆后“彩虹”向西北方向移动,进入广西北部地区,给途经地区均造成大范围强降水。台风“彩虹”途经广东期间,造成当地353.4万人受灾,直接经济损失232.4亿元。

台风“彩虹”受到高低空天气系统的共同影响。如图2所示,在对流层高层(200 hPa),台风处于反气旋环流之中,被局地高压所覆盖,气流辐散明显,与低层台风气流的气旋式流入相配合,造成台风眼

墙和螺旋雨带中较强的垂直上升运动,为台风及其降水的发展提供良好的动力条件。在500 hPa的位势高度场上,受到中纬度短波槽和副热带高压的共同影响,短波槽缓慢东移,阻挡了台风快速北移;副高加强西移,脊线西伸北抬,一方面引导台风向西北方向移动,另一方面副高西南侧的东南气流输送暖湿空气,并汇入台风环流。在对流层低层(850 hPa),受到西南季风的影响,西南暖湿气流源源不断地输送到台风环流区,提供充足的水汽供应,为台风及其降水创造了有利的水汽条件。在地面图上,中高纬度为大范围的高压区,台风位于其南部边缘,受其阻滞影响,台风沿着高压边缘向西北方向移动。

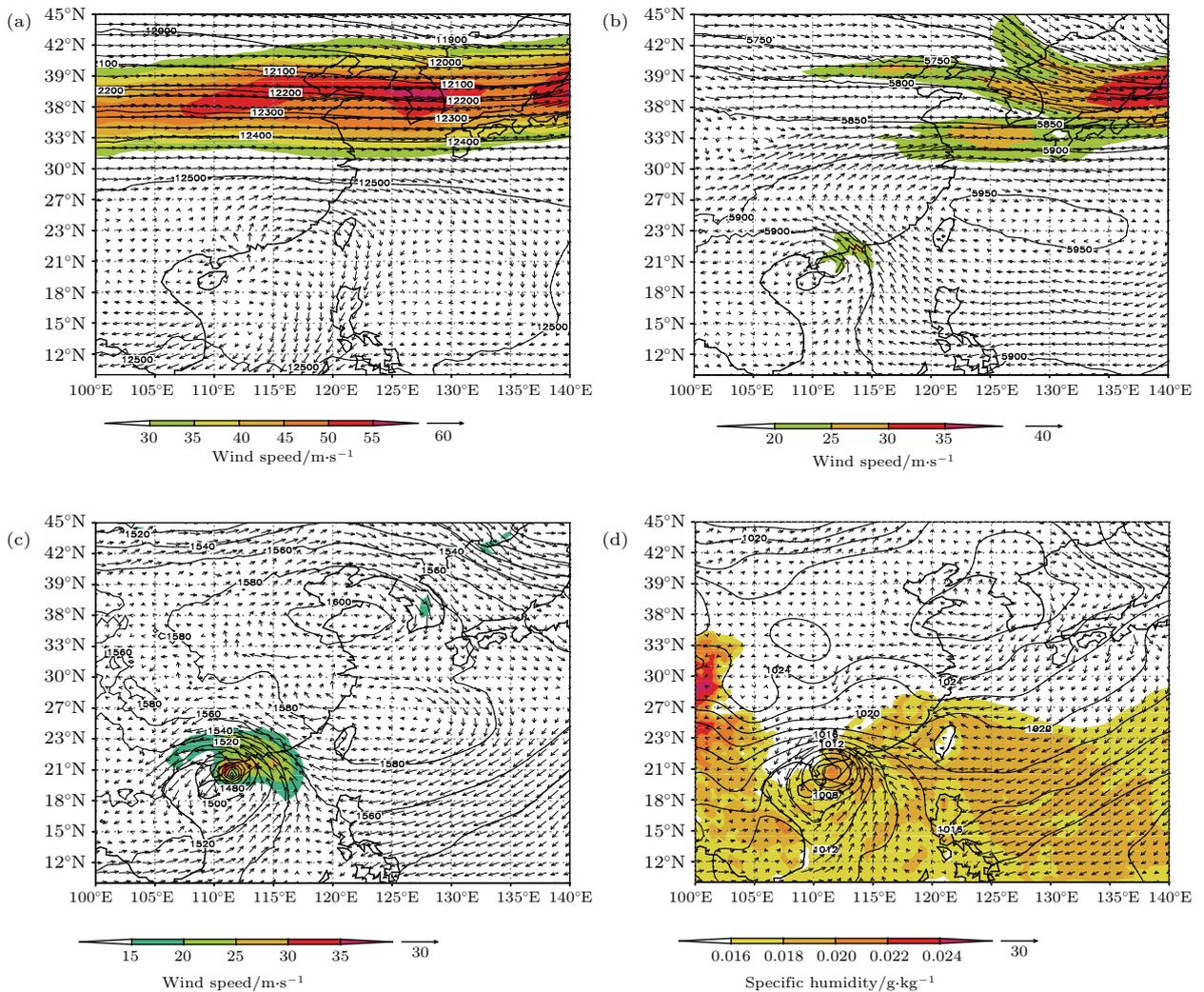


图2 (网刊彩色) 美国国家环境预报中心(NCEP) 2015年10月4日00:00 UTC 预报场资料(图(a)–(c) 中风矢量(箭头, m/s)、位势高度场(等值线, dagpm) 及大风区(阴影, m/s); 图(d) 中风矢量(箭头, m/s)、海平面气压场(等值线, hPa) 及比湿分布(阴影, g/kg)) (a) 200 hPa; (b) 500 hPa; (c) 850 hPa; (d) 1000 hPa

Fig. 2. (color online) The NCEP analysed field at 00:00 UTC 4 October 2015: (a) 200 hPa; (b) 500 hPa; (c) 850 hPa; (d) 1000 hPa. Arrows in Figs. (a)–(d) mark the wind field (m/s), contours in Figs. (a)–(c) indicate geopotential height (dagpm), shades in Figs. (a)–(c) represent the heavy wind (m/s), contours in Fig. (d) mark sea level pressure (hPa), and shades in Fig. (d) represent specific humidity (g/kg).

3 高分辨率数值模拟

以NCEP的 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 全球预报系统(global forecast system, GFS)预报场资料(间隔3 h)为背景场,利用WRF模式对此次台风过程进行高分辨率数值模拟,模式从2015年10月1日18:00 UTC开始积分,到10月5日12:00 UTC结束,共计90 h.模拟区域为两层单向嵌套,如图3所示,模式区域涵盖了“彩虹”生成、发展、登陆的整个过程,区域1(D01)的水平分辨率为4 km,格点数为 $1501 \times 1101 \times 51$,模式资料输出间隔为5 min.区域2(D02)的水平分辨率为1.333 km,格点数为 $811 \times 691 \times 51$,两区域的垂直层数均为51层.采用的物理过程包括WSM6-Class微物理参数化方案、CAM长波辐散方案、CAM短波辐散方案、Pleim-Xiu陆面模式方案和ACM2(Pleim)边界层方案.

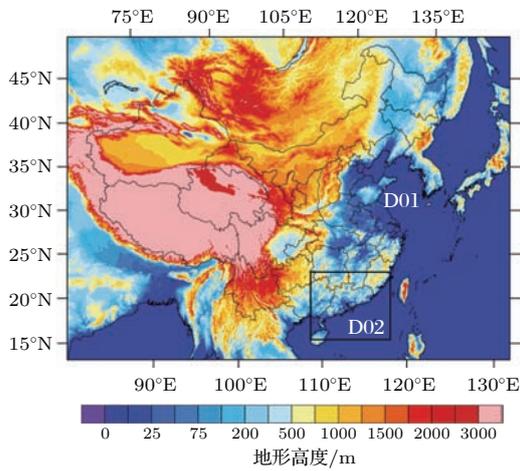


图3 (网刊彩色) 模拟区域示意图

Fig. 3. (color online) The illustration of the numerical simulation area.

采用日本气象厅(JMA)和中国气象局上海台风所(CMA)发布的观测资料对模拟结果进行检验.图4(a)为模拟与观测的台风路径.由图4(a)可知,除了3日18:00 UTC模拟路径略偏南之外,其他时刻模拟路径与观测的最佳路径比较接近,模拟的台风登陆时间和登陆地点与观测结果几乎一致.同时刻模拟与观测的路径偏差在50 km以内,因此台风路径的模拟是比较成功的.台风强度通常用台风中心气压和近地面最大风速来表示,图4(b)为模拟与观测的台风中心气压随时间的变化.如图4(b)所示,模拟与观测的台风中心气压随时间变化的趋势基本一致,在4日06:00 UTC达到极小值940 hPa,本次模拟较好地再现了台风在登陆广东湛江之前的加强过程.在登陆之后的衰减过程

中,模拟的中心气压较JMA的观测略偏强,但二者偏差不得超过10 hPa;模拟的中心气压较CMA的观测略偏弱,但二者偏差不得超过15 hPa.图4(c)为模拟和观测的台风最大风速的时间演变,模拟和观测的最大风速都具有先增强再衰减的变化特点,并且都在4日06:00 UTC达到极大值.在台风增强阶段,模拟的最大风速略大于JMA观测的最大风

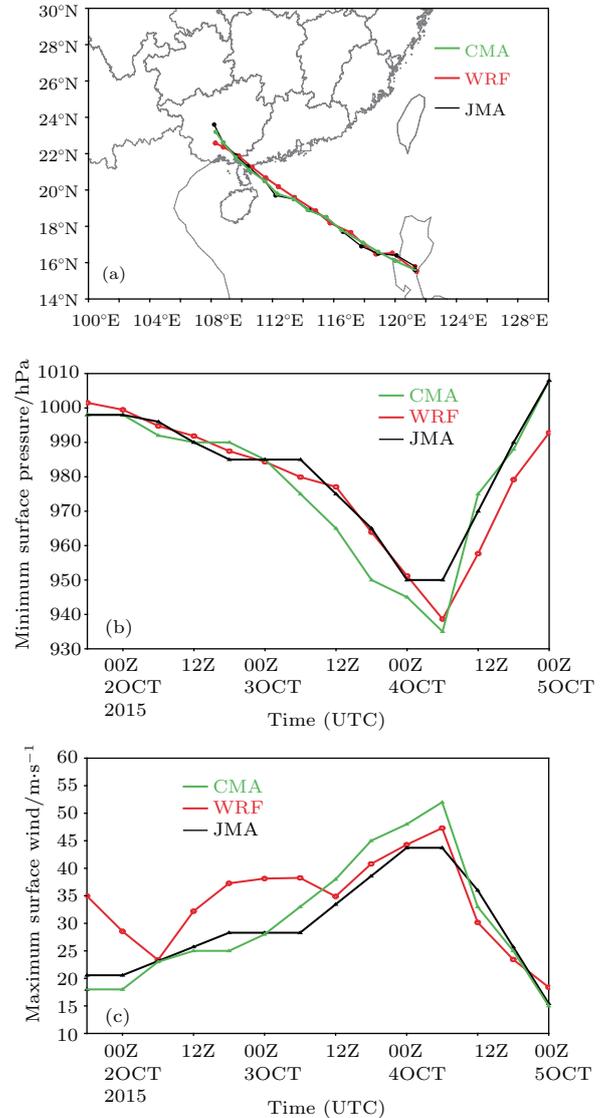


图4 (网刊彩色) 2015年10月1日18:00 UTC至5日00:00 UTC(间隔6 h)台风“彩虹”(a) JMA发布的实况路径、CMA发布的实况路径和模拟路径;(b) 实况中心海平面气压和模拟中心海平面气压;(c) 实况海平面最大风速和模拟海平面最大风速

Fig. 4. (color online) (a) Paths observed by JMA, CMA and simulated path of typhoon Mujigae from 18:00 UTC 1 October to 00:00 UTC 5 October 2015 (interval 6 h); (b) center sea level pressure observed by JMA and CMA, and simulated center sea level pressure of typhoon Mujigae; (c) maximum surface wind speed observed by JMA and CMA, and simulated maximum surface wind speed of typhoon Mujigae.

速,而在衰减阶段,模拟的最大风速略小于JMA观测的最大风速.在3日12:00 UTC之后,模拟的最大风速与观测结果的偏差小于5 m/s;在3日12:00 UTC之前,模拟的最大风速略大于CMA观测的最大风速,而在3日12:00 UTC之后,模拟的最大风速略小于CMA观测的最大风速.总体来看,模拟结果不管是与JMA观测资料还是与CMA观测资料对比,都较为一致,此次模拟成功地再现了台风“彩虹”移动路径、中心气压和最大风速的变化.

图5为10月4日模拟与观测的6 h降水量的分布.从图5可以看出,广东省中西部和广西省中东部降水区的模拟结果与观测结果比较符合,但模拟的降水强度略偏强.4日00:00—06:00 UTC期间广东西部沿海的模拟降水量都在100 mm以上,与观测的降水量接近,但在广东中部的佛山和中山

等地,模拟降水量偏大;4日06:00—12:00 UTC广东西南部的湛江、阳江、江门等地模拟的降水量偏大,大部分在100 mm以上,而实况雨量在60—100 mm之间;4日12:00—18:00 UTC广西东部以及广东西南部模拟强降水中心分布与实况比较接近,但是范围和强度比观测结果略大.虽然模拟的6 h累计降水与观测存在一些细节差异,但总体上模拟降水的变化趋势与实况比较一致,较为成功地再现了台风暴雨的发展演变过程.

通过以上台风路径、强度以及6 h累计降水分布等方面的对比分析可以看出,此次数值模拟成功地再现了台风“彩虹”的发展演变以及登陆过程,模式输出的高时空分辨率资料可以为后续分析台风精细化结构,研究涡旋Rossby波的特征提供可靠数据.

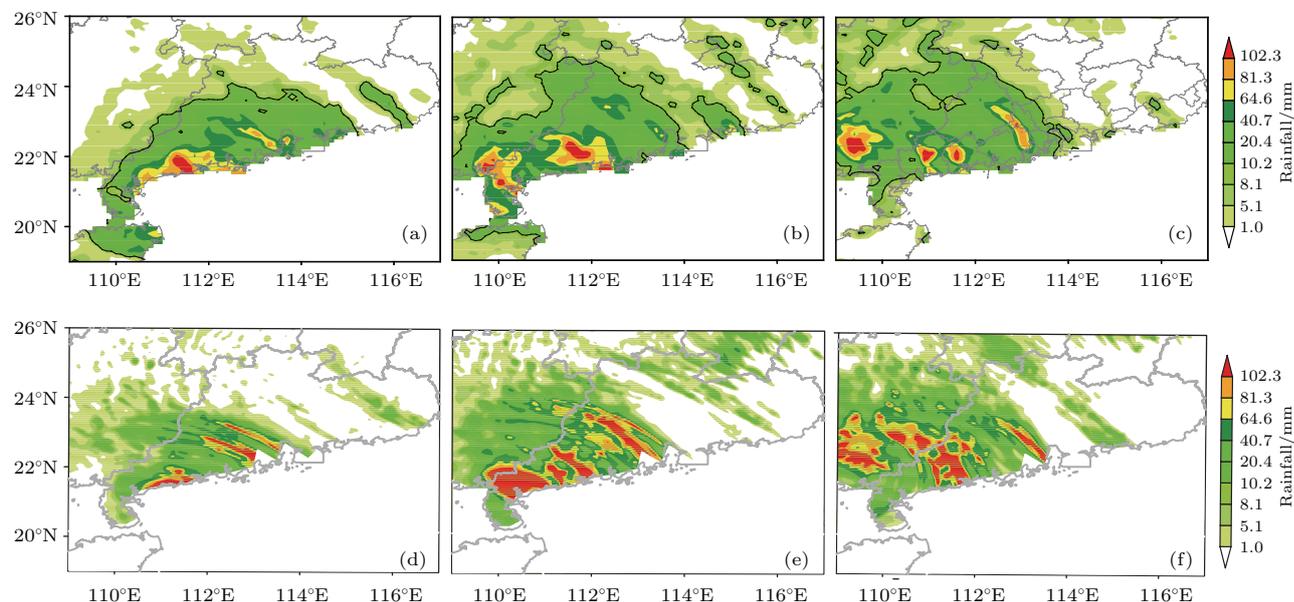


图5 (网刊彩色) 2015年10月4日00:00 UTC—18:00 UTC (a), (b), (c) 实况和 (d), (e), (f) 模拟地面6 h累计降水量的分布
Fig. 5. (color online) (a), (b), (c) Observed and (d), (e), (f) simulated 6-h accumulated surface rainfall from 00:00 UTC to 18:00 UTC 4 October 2015.

4 台风的精细结构

4.1 台风的动力、热力精细结构

利用高时空分辨率的模式输出资料,进一步分析台风的动力、热力垂直结构.图6是台风登陆前、登陆时、登陆后方位角平均的切向风、径向风、垂直速度和温度的径向垂直分布.如图6所示,在台风登陆前,最大风速半径(radius of maximum wind, RMW)为30—50 km,最大切向风速在对流层底层

为50 m/s;切向风速高值区随高度向台风外侧倾斜,说明切向风垂直切变显著.底层的径向风在RMW处及其外侧为径向入流,高层的径向风在RMW处及其外侧为径向出流,形成底层辐合、高层辐散的动力配置.在RMW附近出现垂直上升区,并随高度增加向外倾斜,最大上升垂直速度出现在高层;上升区的内侧为倾斜相对较弱的补偿下沉区.在水汽相变释放凝结潜热和眼区内下沉气流增温共同作用下,中高层6 km高度存在明显的暖心结构,最大的正温度距平为3 °C,台风暖心结构的范围位于最大切向风速半径内侧,有明显的水

平温度梯度, 正温度距平的径向范围也随高度向外扩展, 这是因为高层眼墙向外倾斜. 低层眼区正温度距平较小, 这可能与眼墙外负距平的冷空气流入有关.

在台风登陆期间, 台风强度增大. 低层最大切向风速增大到 60 m/s, 最大切向风半径缩小, 即眼区收缩, 低层径向入流和高层径向流出有所增强, 低层辐合和高层辐散都增强; 同时高层的最大垂直上升速度中心略微减弱, 眼墙处中层出现上升运动的次级中心, 强垂直上升区伸展到眼墙低层. 随着云微物理过程释放的热量增加, 眼区暖心位置升高

至 8 km 高度, 正温度距平增大, 眼墙附近的水平温度梯度变大, 说明台风暖心强度增强.

台风登陆之后, 受到复杂下垫面的影响, 台风强度明显减弱. 低层最大切向风速下降到 50 m/s, 低层和高层径向风以及垂直上升速度都明显减小, 说明台风的垂直径向环流逐步变弱, 垂直上升中心降低到对流层低层, 偏离最大切向风半径, 更靠近眼区, 说明眼区被垂直上升气流填充. 台风暖心中心进一步抬升至 9 km 高度, 正温度距平减小, 眼墙内外温度梯度变小, 在不利的动力和热力配置下, 台风开始逐渐消散.

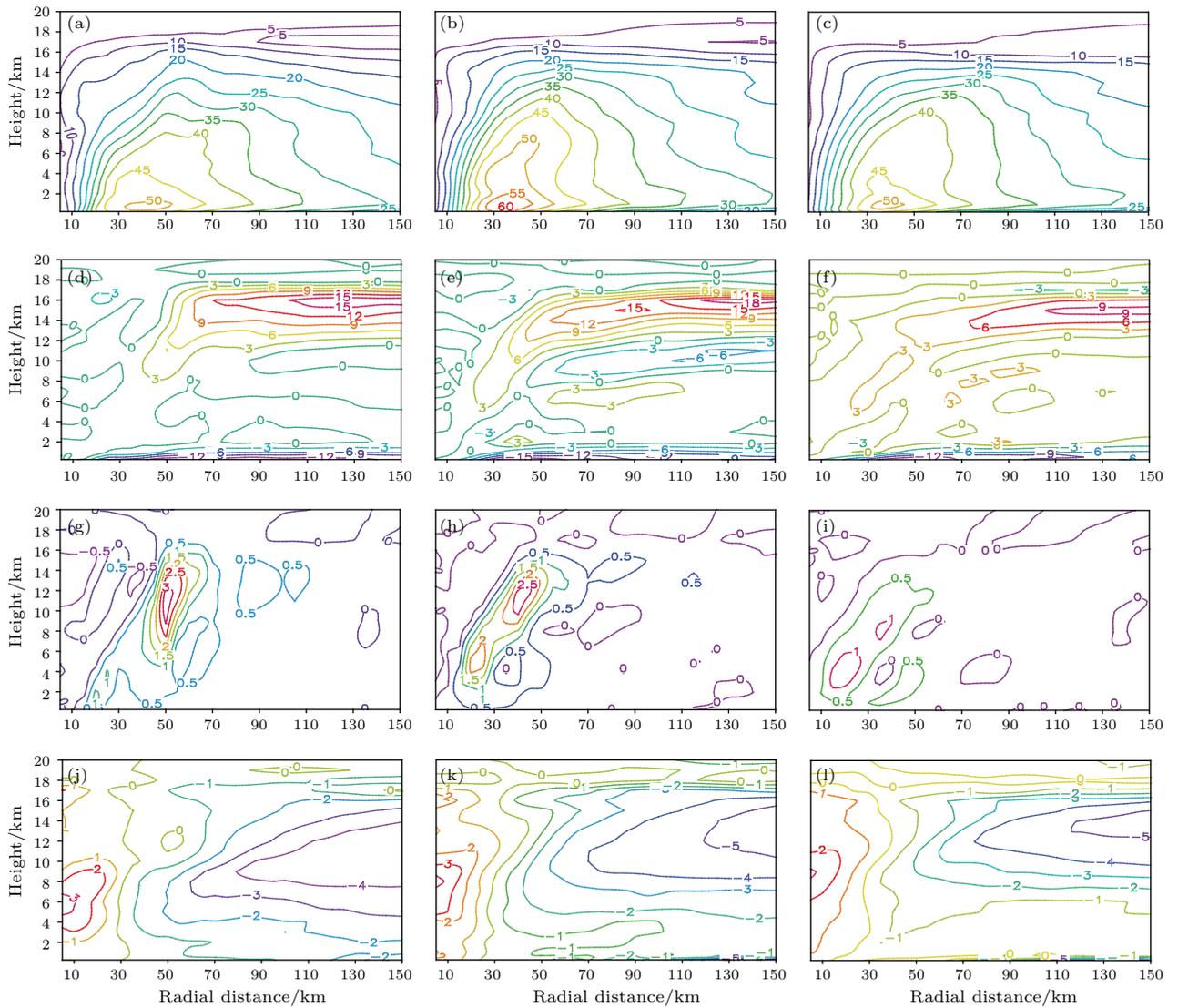


图6 (网刊彩色) 台风登陆前(10月4日00:00 UTC)、登陆时(10月4日06:00 UTC)、登陆后(10月4日09:00 UTC) (a),(b),(c)切向风(m/s); (d), (e),(f)径向风(m/s, 流入为正); (g), (h), (i)垂直速度(m/s); (j), (k), (l)温度异常(°C)方位角平均的径向-高度垂直分布

Fig. 6. (color online) The overall axially symmetric structure of the numerically simulated tropical cyclone before landfall (00:00 UTC 4 October), during landfall (06:00 UTC 4 October), after landfall (09:00 UTC 4 October). The figures are height-radius cross sections of the azimuthal mean of (a), (b), (c) tangential wind (m/s), (d), (e), (f) radial wind (m/s, inflow positive), (g), (h), (i) vertical motion (m/s), and (j), (k), (l) temperature anomaly (°C).

4.2 台风雨带的宏观特征

成熟的热带气旋通常由无云或少云的眼区、有深对流活动的眼墙以及外围的螺旋雨带组成. 根据螺旋雨带的结构和范围, 从眼墙向外的螺旋雨带可依次划分为眼墙处的混合雨带、次级雨带、主雨带和远距离雨带^[41]. 图7(a)为台风登陆前10月4日00:00 UTC华南地区的雷达组合反射率分布(由中国天气网提供), 图7(b)为模拟的雷达组合反射率分布. 从图7(a)和图7(b)可以看出, 模拟台风中心位置及眼墙、雨带的分布形态与实况基本一致. 台风“彩虹”登陆前, 从眼墙处(*C*处)向外依次分布多条带状的次级雨带(*D*处)、带状主雨带(*E*处)、远距离雨带(*F*处), 这是典型的螺旋雨带结构. 图7(c)和图7(d)分别为沿图7(b)中*AB*直线的雷达反射率和垂直速度的垂直分布. 眼墙处混合雨带(*C*处)的雷达回波从低层向外轻微地倾斜延伸至高层(图7(c)), 其中台风中心西侧眼墙的雷达回波最强, 垂直高度可达14.4 km, 代表旺盛发展的深对流, 台风东侧眼墙的雷达回波相对较弱, 垂直高度约为8.3 km, 代表趋于减弱的对流系统, 这是因为随着台风中心的西移, 台风东侧的环流将经历减弱西移的过程; 台风东侧次级雨带(*D*处)的雷达回波则相对较弱, 为40—50 dBZ, 主要出现在对流层的低层; 东侧主雨带(*E*处)和远距离雨带(*F*处)的雷达回波呈陡立的柱状结构, 垂直伸展到8 km高度左右, 强回波区主要位于中低层. 强垂直上升运动主要出现在眼墙处(图7(d)), 上升区垂直伸展到16.5 km高度; 西部眼墙几乎整层都为显著的强上升运动, 东部眼墙3—14.4 km高度处上升运动比较明显. 次级雨带(*D*处)的上升运动较弱, 上升区浅薄, 出现在对流层中低层. 主雨带(*E*处)的强上升区出现在8.3—14.4 km高度, 上升速度明显小于眼墙区的垂直速度, 其下方为弱下沉区, 表明该上升区将发生衰减, 原因在于缺乏低层的垂直输送. 远距离雨带(*F*处)存在对流单体, 其上升速度中心出现在5 km高度附近, 作为孤立系统, 由于没有形成组织化, 后来逐渐减弱消失. 从环流结构上看(图7(e)—(f)), 对于台风西侧的眼墙(图7(e)), 存在上下两支由西向东的入流经过强对流区, 下支从其西侧4 km以下高度流入眼墙并加速, 在眼墙的内侧迅速减弱, 形成眼墙外侧辐散、内侧辐合的特点. 上支在其西侧8—10 km高度进入眼墙, 并进一步分成两支气流, 一支穿过眼墙流入眼内, 形成

弱下沉气流; 另一支倾斜上升, 一部分在高层转为东风出流, 一部分在高层转为台风眼区的西风下沉气流. 对于台风东侧眼墙(图7(e)), 2—4 km高度眼区内西风气流与东风气流辐合在眼墙的强雷达回波区, 产生上升运动, 部分上升气流在中高层转为大范围的西风出流, 8 km高度附近部分上升气流转为流向眼区的东风入流. 在10—12 km高度眼区内西风径向出流与眼墙上升气流汇合, 加强上升运动, 大部分气流倾斜上升, 形成眼墙外侧的西风出流, 还有少部分上升气流在16 km高层转为东风气流进入眼区, 在眼区下沉. 此外, 东侧眼墙的环流结构与台风西侧眼墙具有不同的特点, 眼区内气流对东侧眼墙内对流系统的发展也有贡献, 台风的非对称结构明显. 在远离台风中心的主雨带中(图7(f)), 6 km高度以下气流以东风入流为主, 6—14 km高度的气流主要为西风, 从眼墙流向主雨带, 并在主雨带上空倾斜上升, 在主雨带的外侧转为大范围的西风出流. 由于低层辐合和高层辐散较弱, 上升运动不强, 以至于没有足够的低层暖湿气流被输送到高层, 所以该雨带的对流活动将逐渐减弱消散. 综上所述, 台风眼墙是强对流的集中带, 垂直上升运动强烈, 对流系统比较深厚. 次级雨带、主雨带和远距离雨带的雷达回波相对较弱, 对流系统垂直厚度略小.

5 涡旋 Rossby 波的识别和特征分析

基本态位涡的径向梯度能产生类似行星 Rossby 波的波动, 即涡旋 Rossby 波. Montgomery 和 Kallenbach^[8]采用柱坐标下简化的线性 f 平面正压无辐散涡度方程解释了涡旋 Rossby 理论, 即

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + \frac{\bar{V}(r)}{r} \frac{\partial}{\partial \lambda} \right] \zeta' + u' \frac{d\bar{\eta}}{dr} = 0, \quad (1)$$

$$\bar{\eta} = f + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} [r\bar{V}(r)], \quad (2)$$

式中 u' , ζ' 分别为扰动径向速度和涡度, $\bar{V}(r)$ 为基本流的切向速度, $\bar{\eta}$ 为基本气流的绝对涡度. 类比行星 Rossby 波成波机理 ($\beta = df/dy$), 当基本气流绝对涡度具有 $d\bar{\eta}/dr < 0$ 分布时, f 平面上的台风基本流上会出现涡旋 Rossby 波. 因此, 垂直涡度扰动或位涡扰动可以作为涡旋 Rossby 波的代表物理量, 常被用来分析研究涡旋 Rossby 波的结构和演变特征^[12,14].

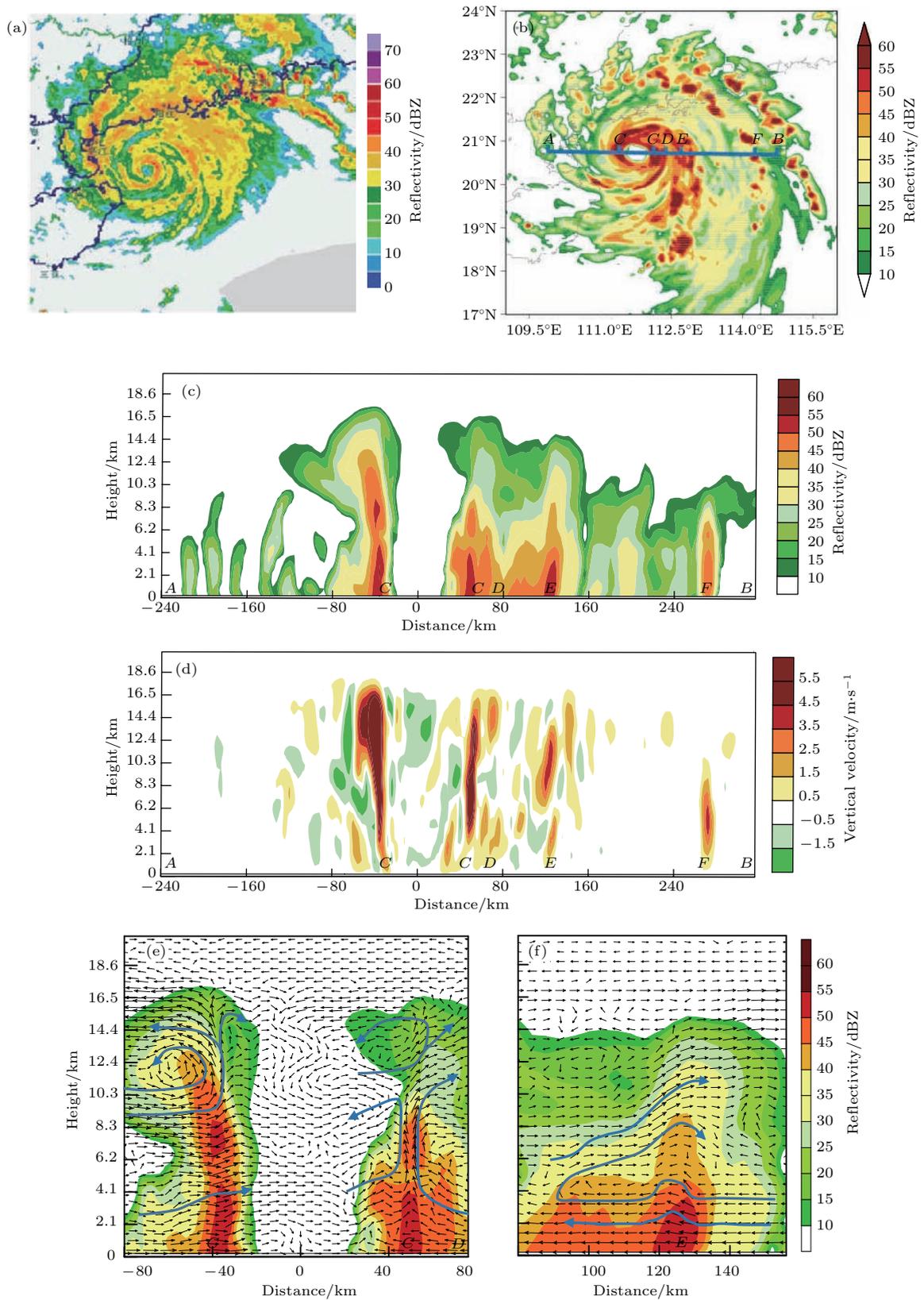


图7 (网刊彩色)(a) 10月4日 00:00 UTC时观测的雷达组合反射率分布; (b) 模拟的雷达组合反射率分布; (c), (d) 沿图(b) AB线的雷达反射率、垂直速度的垂直剖面; (e), (f) 眼墙西侧、眼墙东侧及次级雨带、主雨带的垂直环流结构, 阴影为雷达反射率
 Fig. 7. (color online) (a) Observed radar composite reflectivity at 00:00 UTC 4 October 2015; (b) simulated radar composite reflectivity; vertical cross section of (c) radar reflectivity and (d) vertical velocity along AB line in Fig. (b); (e), (f) the zonal-vertical circulation of the eye wall on the west side and east side of the eye for the secondary rainband and the principal rainband, and the shaded area shows radar reflectivity.

5.1 尺度分离方法

利用上述高分辨率数值模拟输出资料诊断分析台风“彩虹”内部涡旋 Rossby 波的结构特点. 如何从模拟资料中分离出涡旋 Rossby 波是一个关键问题. Corbosiero 等^[19]采用快速傅里叶分解的方法从飓风 Elena(1985) 雷达观测资料中分离出不同尺度的波动, 并检验了涡旋 Rossby 波的波动特征. 采用类似的方法对模拟输出资料进行尺度分离, 获得涡旋 Rossby 波的扰动场资料, 具体步骤如下.

- 1) 利用模拟资料计算垂直涡度和水平散度等相关物理量.
- 2) 将上述物理量插值到以台风中心为原点的柱坐标系中, 在方位角方向对垂直涡度、水平散度和垂直速度等物理量进行快速傅里叶变换, 计算出各物理量的不同波数扰动分量, 将空间域转换到波数域; 再通过傅里叶逆变换, 重构涡旋 Rossby 波.
- 3) 将各波数扰动分量插值到局地直角坐标系.

5.2 涡旋 Rossby 波的特征

Lin 等^[42]的研究表明, 切向方向 1 波、2 波主要分布在台风眼墙附近, 因为该处的位涡径向梯度比

较明显, 因此这些波动具有明显的涡旋 Rossby 波特征.

图 8 为 10 月 4 日 00:00—09:00 UTC 时 3 km 高度 1 波、2 波垂直涡度扰动在 RMW 处 (距离台风中心 30 km) 的切向-时间演变图. 从图 8 可以看出, 1 波、2 波大部分时间段都有随时间逆时针旋转的特点, 但是 1 波的切向移动相对较慢, 特别是台风登陆前后 (C1, C3). 只有在台风登陆时 (C2) 的 4 日 04:00—06:00 UTC 时段内切向移动相对较快, 先逆时针移动, 之后有短暂的顺时针移动, 时间周期大约是 1 h; 在登陆之后 (C3), 切向移动基本停止, 切向移速几乎为 0. 2 波的切向移动比 1 波快得多, 在台风登陆时 (C2), 2 波切向移动明显快于其他两个时间段 (C1, C3). 从图 8 (b) 中黑实线的位置可以估计 2 波的切向移速, 约为 36.9 m/s, 当时最大切向风速约为 70 m/s, 因此 2 波的切向相速度约为 RMW 处切向风速的 52.1%, 即 2 波相速大约是最大切向风速的一半, 这与文献^[11, 43]推导的 2 波切向传播速度相一致, 符合 Lamb^[44]提出的计算兰金涡中的线性不连续涡度波动的相速度, 其计算公式为

$$C_\lambda = V_{\max}/(1 - 1/n), \quad (3)$$

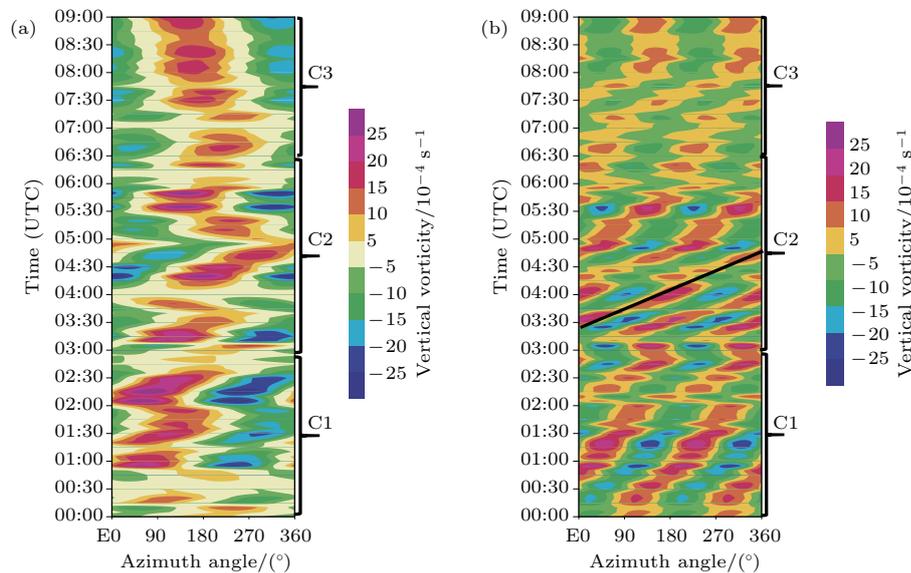


图 8 (网刊彩色) 10 月 4 日 00:00—09:00 UTC 3 km 高度距离台风中心 30 km (a) 1 波, (b) 2 波垂直涡度扰动的方位角方向随时间的演变. 其中黑实线代表 2 波正涡度扰动在切向方向上的传播. C1, C2, C3 代表台风登陆前、登陆时、登陆后三个阶段

Fig. 8. (color online) The time evolution of azimuth cross section in (a) wavenumber 1 and (b) wavenumber 2 vertical vorticity over the radial range of 30 km from the centre of Mujigae at 3 km from 00:00 UTC to 09:00 UTC 4 Oct 2015. The black solidline follows the positive wavenumber 2 vertical vorticity anomaly and the rotation of the elliptical eye. C1, C2, C3 represent three periods, before landfall (from 00:00 UTC to 03:00 UTC 4 Oct), during landfall (from 03:00 UTC to 06:30 UTC 4 Oct), and after landfall (from 06:30 UTC to 09:00 UTC 4 Oct).

式中 C_λ 为波动的相速度, V_{\max} 为最大切向风速, n 为切向波数. 在 4 日 03:00 UTC 附近出现的 1 波、2 波相位迅速发生改变, 主要是由于眼壁内的波动向外传播导致眼壁和眼壁内的位涡混合, 眼壁附近位涡减弱; 随后眼壁对流继续产生高值位涡, 并且重新发展眼壁外的涡旋 Rossby 波活动, 同时眼壁内的波动向内传播 [45].

图 9 为 1 波、2 波垂直涡度扰动在方位角 180° (即台风中心西侧) 最大风速半径处的径向-时间剖面, 初始时刻为 10 月 4 日 00:00 UTC, 黑色虚线代表最大风速半径的 3 倍处 (停滞半径). 1 波与 2 波扰动的高值区随时间向台风中心移动, 与台风眼墙收缩有密切关系. 与 2 波相比, 1 波的径向传播相对静止, 但在台风登陆时 (C2) 存在明显的内传特征. 2 波在 C1 的前中段和 C2 的后段沿径向向内传播, 在 C1 的后段和 C2 的前中段沿径向向外传播, 在台风登陆之后 (C3), 2 波的径向传播相对较弱. 波动的径向移动最远不超过停滞半径, 这与文献 [8] 的研究结果相符合, 即波动径向传播消失的临界为 RMW 的 3 倍. 1 波扰动的分布主要集中在径向距离 30 km 处的眼墙附近, 2 波扰动则主要集中在眼墙和次级雨带附近. 另外根据图 9 (b) 中

的黑色实线可以计算出登陆前 2 波的径向传播速度为 5—8 m/s, 这与螺旋雨带径向移速的量级一致, 符合涡旋 Rossby 波特征 [8,13].

图 10 为 10 月 4 日 00:00—09:00 UTC 时 3 km 高度垂直涡度扰动在 RMW 处不同波数的振幅-时间序列, 涵盖了台风登陆的整个过程. 总体来说, RMW 区域主要受 0 波 (即平均流) 的控制, 0 波的强度是其他非对称扰动振幅的 3—5 倍. 在非对称扰动中, 随着波数的增加, 波能量减小. 这与文献 [12, 16] 的研究结果较为一致. 1 波的能量明显比 2 波和 3 波大, 但是在台风登陆之前 4 日 02:05—02:45 UTC (即横坐标范围 25—33), 台风登陆期间 4 日 05:45—06:25 UTC (即横坐标范围 57—65), 与登陆之后 4 日 08:00—08:40 UTC (即横坐标范围 96—104) 相比, 1 波和 2 波的振幅差距较小, 扰动传播的能量也相差不大.

有研究指出, 台风中的眼墙和涡旋雨带与涡旋 Rossby 波 (涡度带) 无论是在移动速度上还是空间分布上都有较好的对应关系 [12,25], 涡旋 Rossby 波可用来诊断分析台风强降水的位置和移动 [18]. 为此, 本文进一步细致地分析涡旋 Rossby 波与眼墙及次级雨带中深对流发生发展的关系.

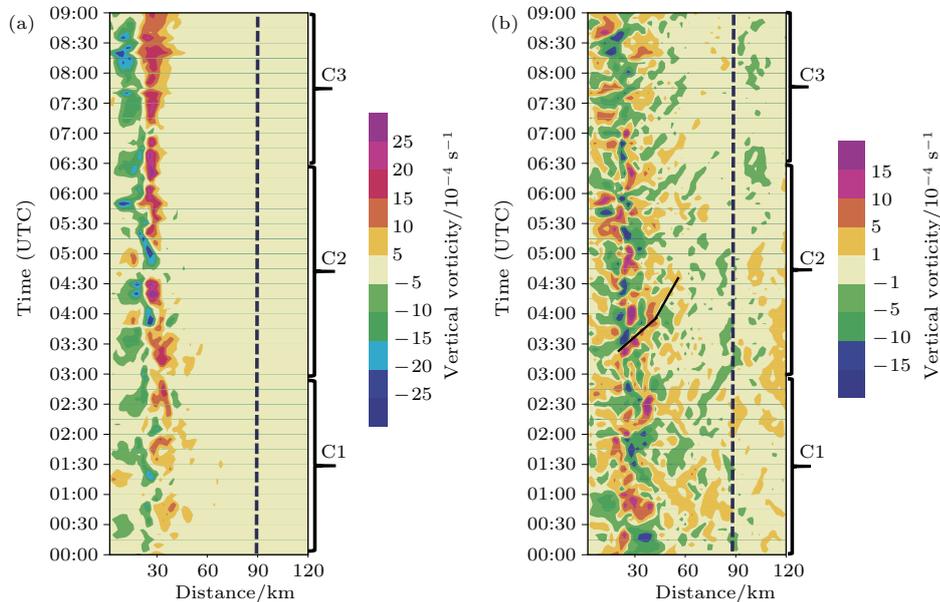


图 9 (网刊彩色) 10 月 4 日 00:00—09:00 UTC 3 km 高度方位角 180° 方向 (a) 1 波、(b) 2 波垂直涡度扰动的径向随时间的演变. 其中黑色折线代表 2 波正涡度扰动径向方向的传播, 虚线代表停滞半径. C1, C2, C3 代表台风登陆前、登陆时、登陆后三个阶段
 Fig. 9. (color online) The time evolution of a radial cross section in (a) wavenumber 1 and (b) wavenumber 2 vertical vorticity toward the west of the centre of Mujigae at 3 km from 00:00 UTC to 09:00 UTC 4 Oct 2015. The solid black curve tracks the radial outward-propagating asymmetry of wavenumber 2, and the dashed line marks the stagnation radius of vortex Rossby waves. C1, C2, C3 represent three periods, before landfall (from 00:00 UTC to 03:00 UTC 4 Oct), during landfall (from 03:00 UTC to 06:30 UTC 4 Oct), and after landfall (from 06:30 UTC to 09:00 UTC 4 Oct).

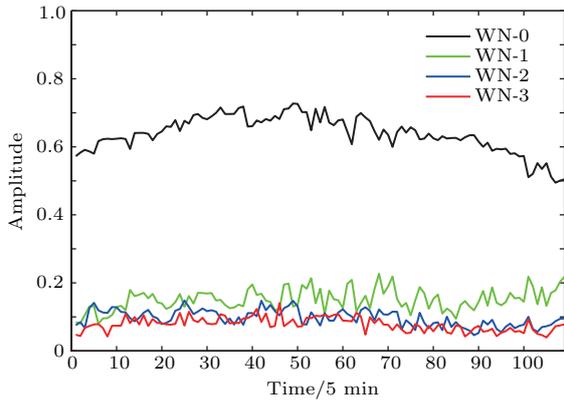


图 10 (网刊彩色) 2015 年 10 月 4 日 00:00—09:00 UTC 波数为 0—3 的波眼墙区 (30—50 km) 垂直涡度扰动的振幅谱
 Fig. 10. (color online) Amplitude of vorticity components in azimuthal wavenumbers 0-3 over the radial range of 30—50 km from the center of typhoon from 00:00 UTC to 09:00 UTC 4 Oct 2015.

图 11 为台风登陆前 (10 月 4 日 02:05—02:45 UTC)、登陆时 (10 月 4 日 05:45—06:25 UTC)、登陆后 (10 月 4 日 08:00—08:40 UTC) 3 km 高度的 1 波垂直涡度扰动和雷达反射率的分布. 由图 9 可知, 1 波扰动的径向传播范围较小, 在眼墙处受到抑制, 1 波主要集中在径向距离 30 km 处的眼墙附近, 1 波扰动与眼墙处的对流组织沿切向方向在大部分时间段保持一致地逆时针移动, 但 1 波扰动的切向移动速度明显比对流组织的切向移动速度小. 在登陆之前, 如图 11 所示, 1 波扰动结构较松散, 环流中心范围较大. 图中 A, B 代表眼墙内的两处强对流单体. 02:05 UTC 时强雷达回波 A 处有 1 波负涡度扰动, 其内侧存在较强的 1 波正涡度扰动, 强回波 B 处有明显的正涡度扰动. 02:25 UTC 时, A 处逐渐出现 1 波正涡度扰动, 回波强度减弱. B 处受 1 波

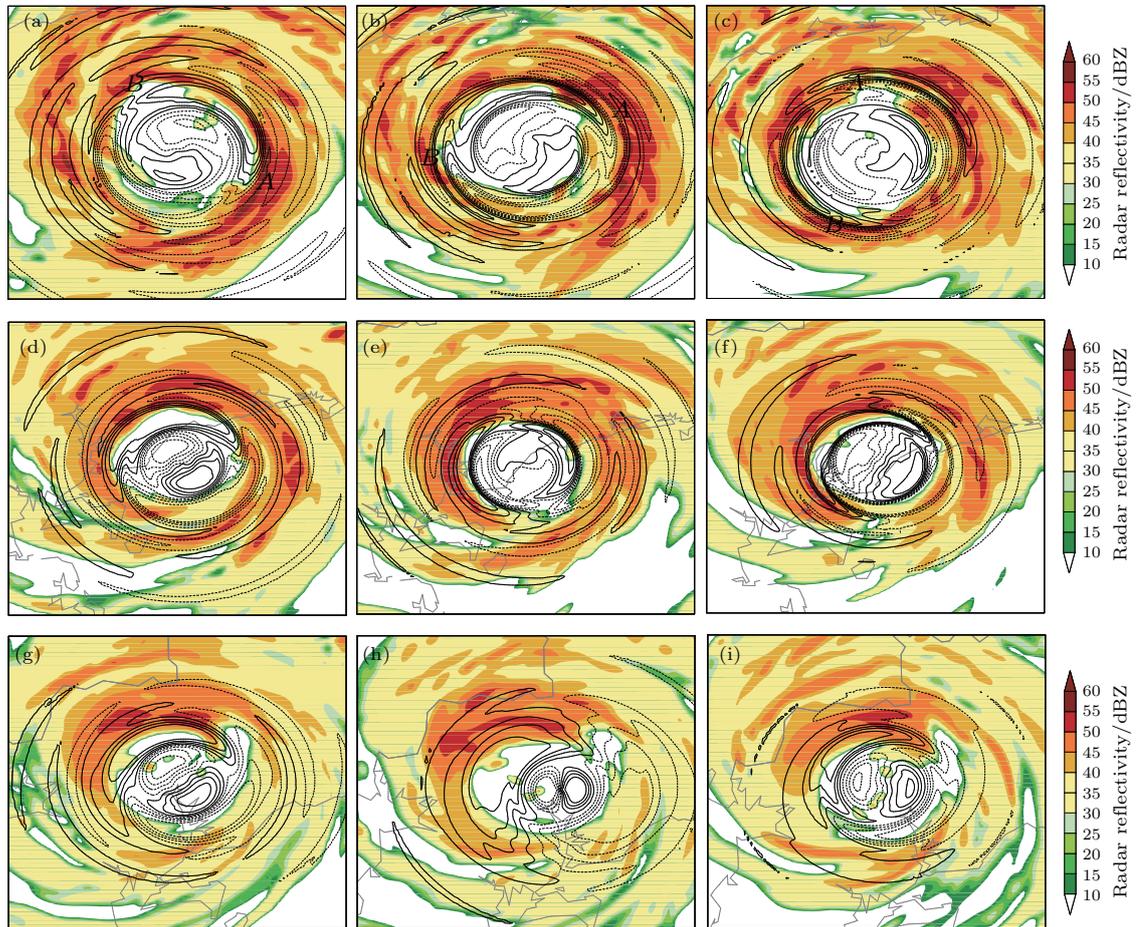


图 11 (网刊彩色) 10 月 4 日台风登陆前 (a) 02:05 UTC, (b) 02:25 UTC, (c) 02:45 UTC; 台风登陆时 (d) 05:45 UTC, (e) 06:05 UTC, (f) 06:25 UTC; 台风登陆后 (g) 08:00 UTC, (h) 08:20 UTC, (i) 08:40 UTC 3 km 高度 1 波垂直涡度扰动和 3 km 高度雷达反射率的对比. 其中阴影为雷达反射率, 等值线为垂直涡度扰动 (10^{-4} s^{-1})
 Fig. 11. (color online) Model radar reflectivity (shaded) and asymmetric relative vorticity (contour, 10^{-4} s^{-1}) at 3 km in wavenumber 1 before landfall (a) 02:05 UTC, (b) 02:25 UTC, (c) 02:45 UTC; during landfall (d) 05:45 UTC, (e) 06:05 UTC, (f) 06:25 UTC; and after landfall (g) 08:00 UTC, (h) 08:20 UTC, (i) 08:40 UTC.

负涡度扰动的影响, 回波强度增强. 到02:45 UTC时, *B*处主要为1波负涡度扰动区, 其内侧为1波正涡度扰动, 回波结构逐渐整齐, 强度增强; *A*处主要受到较强的1波正涡度扰动作用, 回波强度进一步减弱. 在台风登陆时, 1波结构紧凑, 环流中心进一步收缩, 强回波区通常伴随有1波正涡度扰动, 二者具有明显的相关性, 对流活动明显. 在台风登陆之后, 1波影响范围扩大, 台风中心环流结构变得松散, 非对称特征显著, 1波的切向移动明显变得很缓慢, 1波正涡度扰动对应强雷达回波, 存在强对流活动.

图12为2波扰动的情況. 由图9可知, 2波主要集中在眼墙和次级雨带附近, 2波扰动与眼墙和次级雨带处的对流组织沿切向方向同样在大部分时间段保持一致地逆时针移动, 但2波扰动的切向

移动速度明显比对流组织的切向移动速度小. 在台风登陆之前, 2波影响范围与眼墙、次级雨带范围一致, 2波正涡度扰动高值区覆盖眼墙、次级雨带的强雷达回波区; 台风登陆时, 2波影响范围缩小, 涡度扰动高值区主要集中在眼区, 眼墙、次级雨带强回波区伴随较弱的2波扰动; 台风登陆之后, 2波扰动的高值区依然位于台风眼区, 强回波区的2波扰动较弱, 但基本上对应2波正涡度扰动. 由图11和图12的对比可看出, 1波和2波涡度扰动与对流系统有一定的对应关系, 在台风登陆前, 强回波区存在1波、2波的正负涡度扰动, 情况比较复杂, 但由散度方程可知, 正涡度扰动有利于散度增长, 加强低层辐散, 不利于产生垂直上升运动, 抑制对流系统的发展; 而负涡度扰动使得散度减小, 加强低层辐合, 利于产生垂直上升运动, 促进对流系统的发

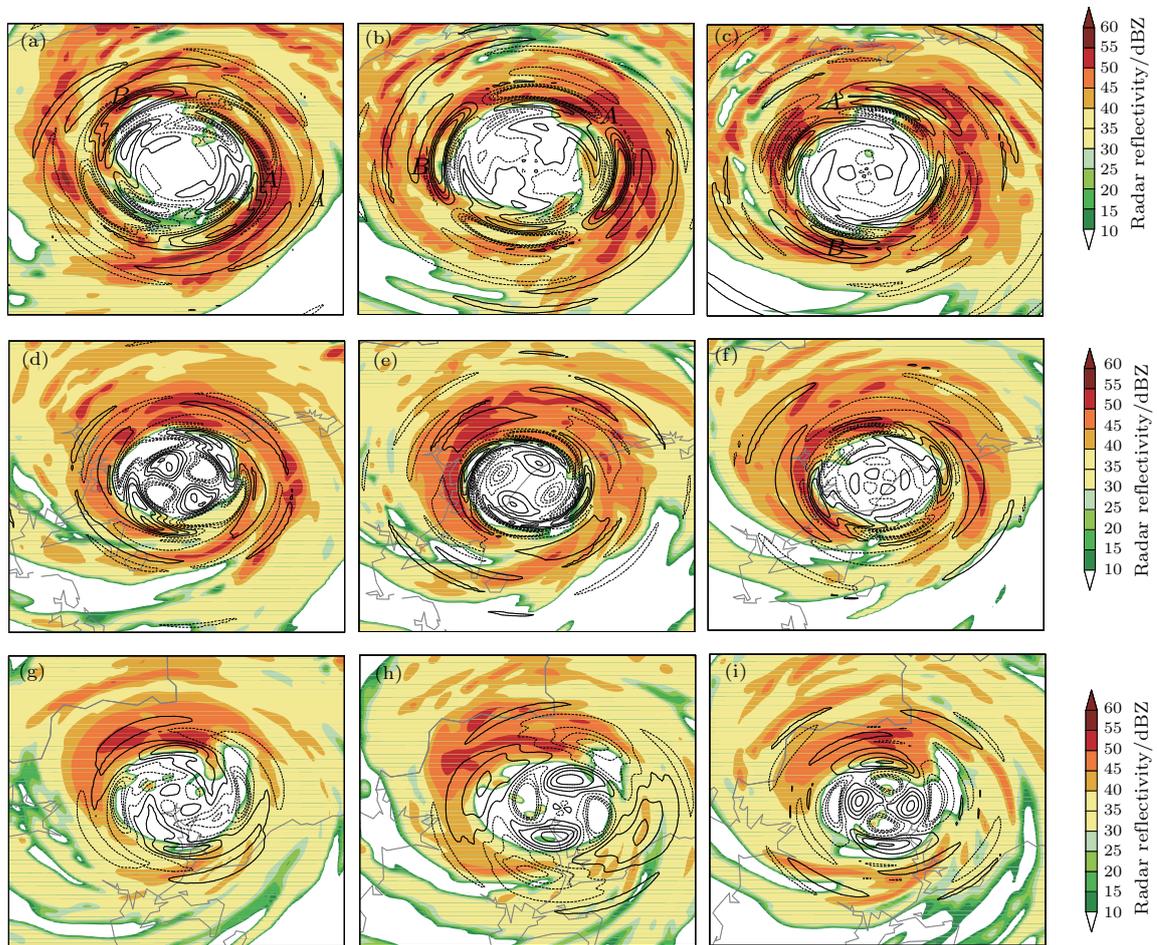


图12 (网刊彩色) 10月4日台风登陆前 (a) 02:05 UTC, (b) 02:25 UTC, (c) 02:45 UTC; 台风登陆时 (d) 05:45 UTC, (e) 06:05 UTC, (f) 06:25 UTC; 台风登陆后 (g) 08:00 UTC, (h) 08:20 UTC, (i) 08:40 UTC 3 km 高度2波垂直涡度扰动和3 km 高度雷达反射率的对比. 其中阴影为雷达反射率, 等值线为垂直涡度扰动 (10^{-4} s^{-1})

Fig. 12. (color online) Model radar reflectivity (shaded) and asymmetric relative vorticity (contour, 10^{-4} s^{-1}) at 3 km in wavenumber 2 before landfall (a) 02:05 UTC, (b) 02:25 UTC, (c) 02:45 UTC; during landfall (d) 05:45 UTC, (e) 06:05 UTC, (f) 06:25 UTC; and after landfall (g) 08:00 UTC, (h) 08:20 UTC, (i) 08:40 UTC.

展. 在登陆期间以及登陆后, 强回波区与1波、2波的正涡度扰动有更好的相关性. 这可能是因为台风登陆受到下垫面的影响而逐渐削弱. 同时, 正涡度扰动造成散度增长, 中低层气流的辐散增强, 由此导致眼墙及其外侧出现中低层气流辐合增强, 垂直上升运动增强, 对流系统发展; 负涡度扰动高值区外侧的对流较弱, 则是由于1波、2波正涡度扰动造成眼墙中低层辐散运动趋于增强, 垂直上升运动减弱, 对流系统得到抑制, 这在后文分析中也得到验证.

图 13 为模拟的台风登陆前 (10月4日 02:05—02:45 UTC), 登陆期间 (10月4日 05:45—06:25 UTC), 登陆后 (10月4日 08:00—08:40 UTC) 的

5 min 累计地面降水量. 与雷达回波相符合, 在登陆前几小时, 降水量高值区主要出现在台风东侧眼墙内, 并且强降水区切向移动, 与1波和2波涡度扰动切向移动的方向一致, 都为逆时针移动. 在登陆期间, 强降水区主要出现在台风西侧眼墙内, 稳定少动. 在台风登陆后, 强降水区影响范围进一步减小, 强降水区与3 km 高度的强雷达回波区都位于台风中心的西北侧.

图 14 所示为台风登陆前、登陆期间、登陆后1波的垂直涡度扰动、水平散度扰动和垂直速度扰动经过图 13 中 AB 黑色实线垂直剖面内的分布. 如图 14 所示, 眼墙上空1波扰动物理量随高度径向向外倾斜, 这与图 7 中眼墙的垂直结构类似. 在台风

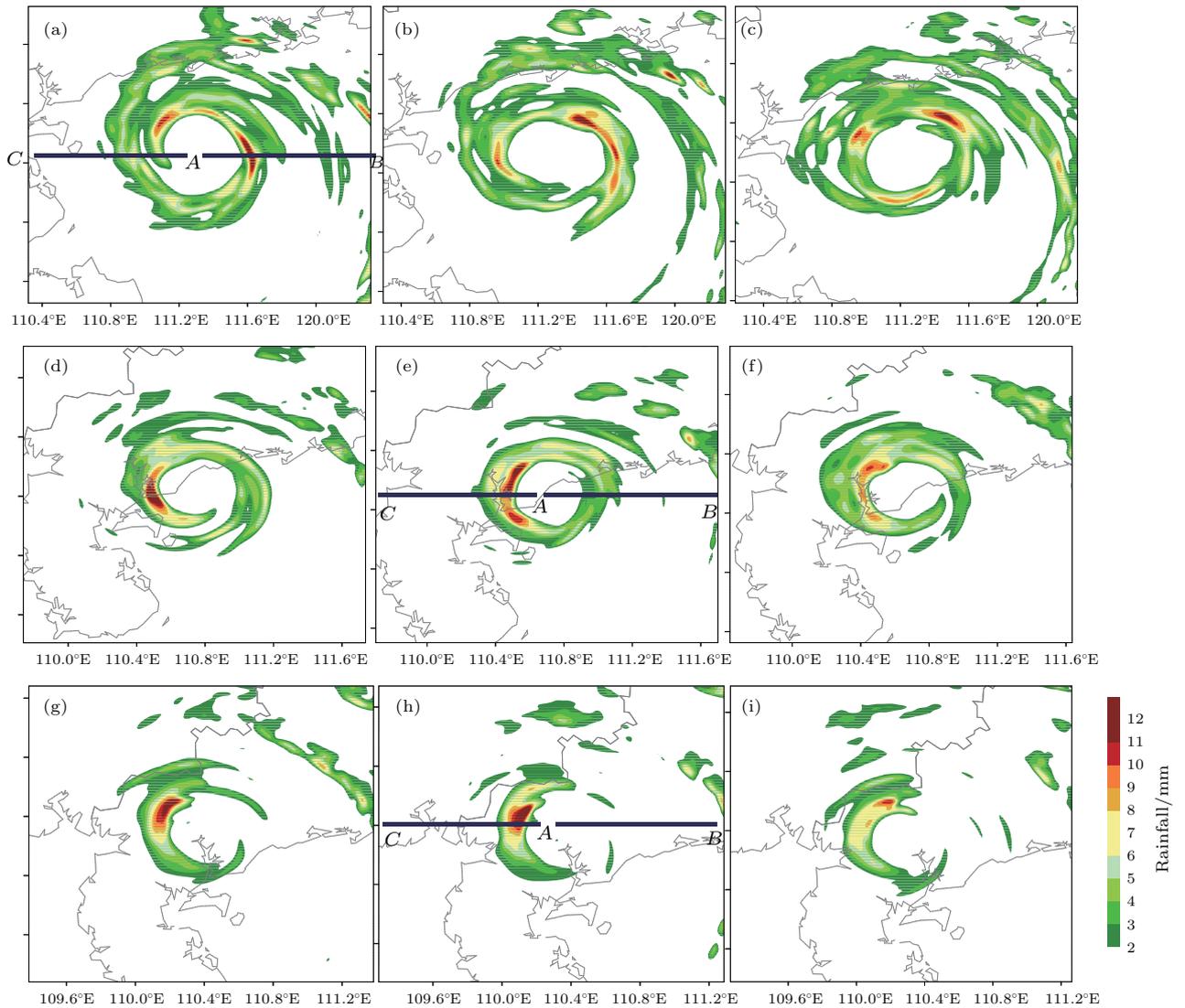


图 13 (网刊彩色) 10月4日台风登陆前 (a) 02:05 UTC, (b) 02:25 UTC, (c) 02:45 UTC; 登陆期间 (d) 05:45 UTC, (e) 06:05 UTC, (f) 06:25 UTC; 登陆后 (g) 08:00 UTC, (h) 08:20 UTC, (i) 08:40 UTC 的 5 分钟累计降水量

Fig. 13. (color online) Simulated 5-min accumulated surface rainfall before landfall (a) 02:05 UTC, (b) 02:25 UTC, (c) 02:45 UTC; during landfall (d) 05:45 UTC, (e) 06:05 UTC, (f) 06:25 UTC; and after landfall (g) 08:00 UTC, (h) 08:20 UTC, (i) 08:40 UTC.

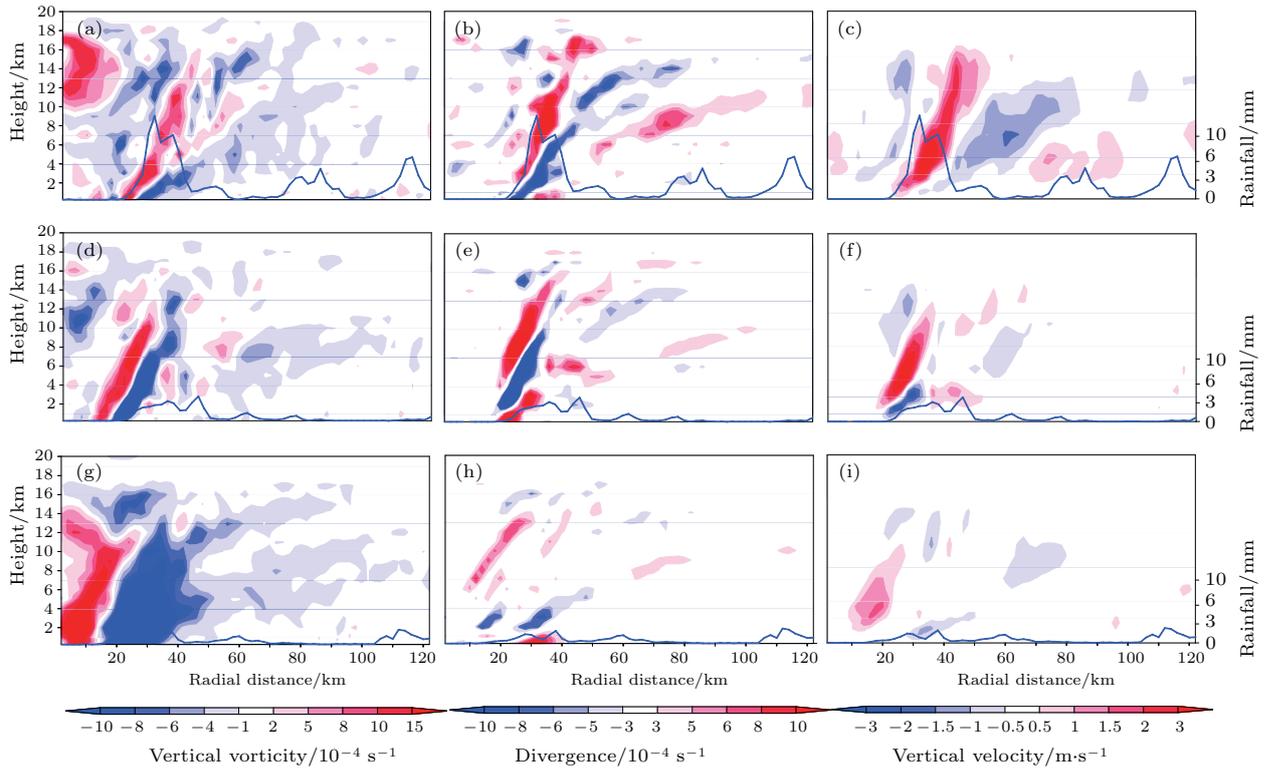


图 14 (网刊彩色)(a), (b), (c) 10月4日 02:05 UTC 台风登陆前; (d), (e), (f) 10月4日 06:05 UTC 登陆期间; (g), (h), (i) 10月4日 08:20 UTC 登陆后 1 波垂直涡度扰动、水平散度扰动、垂直速度扰动沿图 13 AB 线的径向-垂直分布. 其中蓝线代表在该径向位置的 5 min 累计降水量

Fig. 14. (color online) Radial-vertical cross section of vertical vorticity, divergence, and vertical velocity in azimuthal wavenumber 1 along line AB in Fig. 13: (a), (b), (c) At 02:05 UTC 4 Oct 2015 before landfall; (d), (e), (f) at 06:05 UTC 4 Oct 2015 during landfall; (g), (h), (i) at 08:20 UTC 4 Oct 2015 after landfall. The blue line represents the observed 5-min precipitation at the radial position.

登陆前, 径向 30 km 眼墙处的 5 min 累计降水量超过 10 mm, 为强降水区, 其上空 4 km 高度以上为散度扰动正高值区, 其下主要为负高值区, 中低层大气辐合, 高层大气辐散, 眼墙处强烈的垂直上升运动与之对应. 位于强降水区西部的低层正涡度扰动高值区, 随高度向外倾斜, 延伸至中高层, 其下为低层倾斜向上伸展的负涡度扰动. 这两条正负涡度扰动带几乎与正负散度带同相位重叠, 根据散度方程可知, 上层的正涡度扰动促进散度增长, 高层辐散加强; 下层的负涡度扰动促进负散度增加, 低层辐合增强, 结果使得垂直上升运动加强, 促进对流系统发展, 降水量在短时间内有可能增大. 强降水中心低层 2 km 高度以下存在散度扰动正值区, 强度较弱, 其上为负值区, 代表下层辐散, 上层辐合, 因此在近地面层产生弱下沉运动, 同时涡度扰动在该高度为负值, 使得正散度扰动趋于减小, 辐散减弱, 削弱了下沉气流对对流的抑制作用. 在台风登陆时, 眼墙处的 5 min 累计降水量不

足 6 mm, 为弱降水区. 弱降水区西部上空散度扰动的垂直分布特征是辐散、辐合和辐散, 使 3 km 以上高度为上升气流, 其下为下沉气流. 涡度扰动正负值区呈两条相邻的带, 倾斜伸展; 在径向距离 25 km 处 4 km 以上高度, 涡度扰动正负值区与散度扰动正负值区相重叠, 有利于高层辐散和中低层辐合的发展; 在 4 km 以下高度, 散度扰动的正值区与涡度扰动负值区对应, 使得低层气流的辐散减弱, 抑制下沉气流, 有利于对流系统发展. 台风登陆之后, 由于受到下垫面的影响, 眼墙处的 5 min 累计降水量不足 3 mm. 径向距离 10—20 km 处, 低层大气辐散, 高层大气辐合, 导致中低层存在一定的上升运动; 在径向距离 30—40 km 的眼墙处, 近地面气流辐散, 其上为辐合区, 因此对应的低层存在较弱的下沉气流. 涡度扰动正负值区同样呈带状倾斜分布, 但水平影响范围变宽, 将促进雨区西部低层的垂直上升运动, 抑制雨区低层的下沉运动.

从2波扰动的垂直分布来看(图15), 台风登陆前, 强降水中心高层辐散, 其下方辐合, 对应较强的垂直上升运动; 高层辐合带的下方为较弱的辐散区, 对应下沉运动. 强降水中心及其西侧的正涡度扰动和降水中心东侧的负涡度扰动有利于中高层垂直运动发展, 不利于低层下沉气流的发展. 台风登陆时, 弱降水区西侧上空10 km高度和4 km高

度以上的散度扰动同时为正, 其下的散度扰动同时为负, 两处均为较强的垂直上升运动; 涡度扰动在两高度处都为上正下负分布, 散度得以增长, 促进了对流的发展. 台风登陆之后, 眼墙在对流层低层存在较弱的下沉运动, 其东侧为较弱的垂直上升运动, 该处的正负涡度扰动分布有利于加强下沉运动, 抑制对流发展.

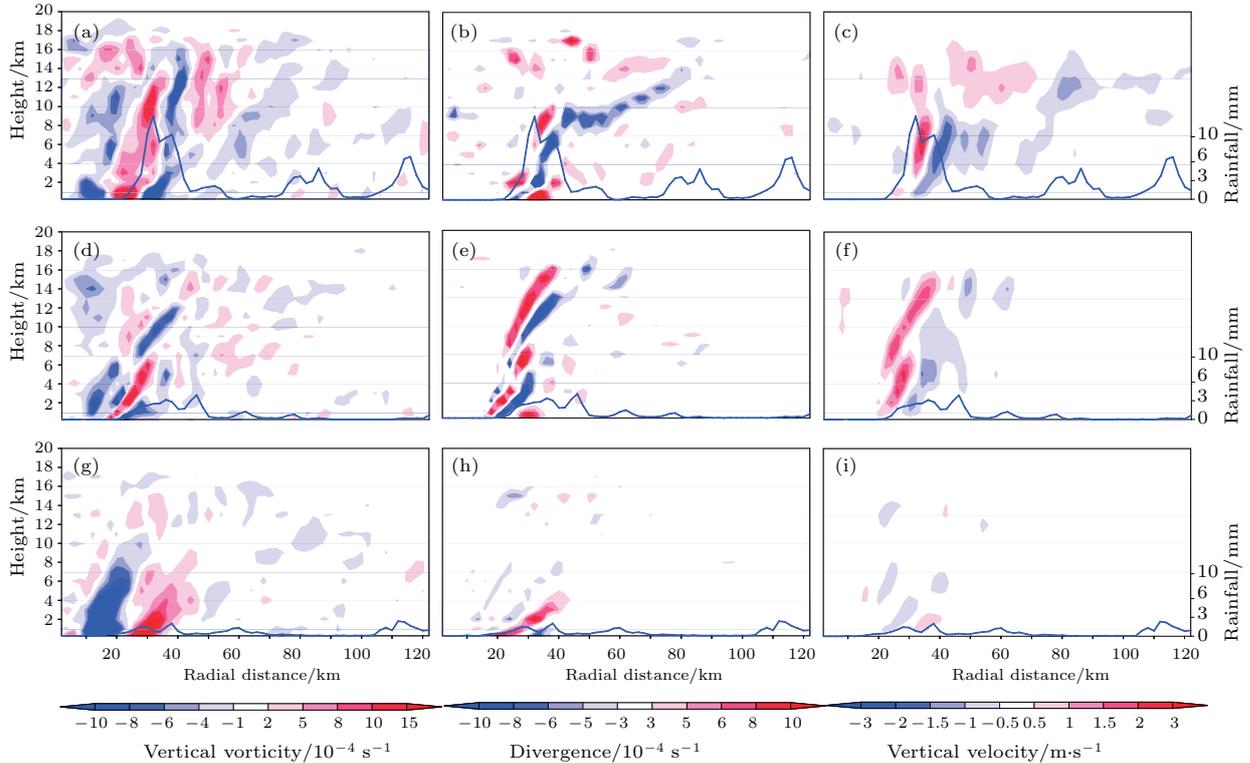


图15 (网刊彩色) (a), (b), (c) 10月4日02:05 UTC台风登陆前; (d), (e), (f) 10月4日06:05 UTC登陆期间; (g), (h), (i) 10月4日08:20 UTC登陆后2波垂直涡度扰动、水平散度扰动、垂直速度扰动沿图13 AB线的径向-垂直分布. 其中蓝线代表在该径向位置的5 min 累计降水量

Fig. 15. (color online) Radial-vertical cross section of vertical vorticity, divergence, and vertical velocity in azimuthal wavenumber 2 along line AB in Fig. 13: (a), (b), (c) At 02:05 UTC 4 Oct 2015 before landfall; (d), (e), (f) at 06:05 UTC 4 Oct 2015 during landfall; (g), (h), (i) at 08:20 UTC 4 Oct 2015 after landfall. The blue line represents the observed 5-min precipitation at the radial position.

分析台风中心西侧涡旋 Rossby 波与地面降水之间的关系. 图16为台风登陆前、登陆期间、登陆后1波的垂直涡度扰动、水平散度扰动和垂直速度扰动经过图13中AC黑色实线垂直剖面内的分布. 在台风登陆前, 径向30 km眼墙处的5 min 累计降水量不足10 mm, 为弱降水区, 但是其上空3 km 高度以上为散度扰动负高值区, 其下主要为正高值区, 低层大气辐散, 中高层大气辐合, 眼墙处有强烈的垂直下沉运动, 这说明台风西侧的降水主要受2波、地形抬升及其他因素的影响. 强降水区低层为正涡度扰动高值区, 其上为负涡度扰动. 正负涡度

与正负散度配置相似, 根据散度方程可知, 下层的正涡度扰动促进散度增长, 低层辐散加强; 高层的负涡度扰动促进负散度增加, 高层辐合增强, 下沉运动加强, 抑制对流系统发展, 降水量在短时间有可能减弱. 在台风登陆时, 眼墙处的5 min 累计降水量超过10 mm, 为强降水区. 强降水区上空散度扰动的垂直分布特征是辐合、辐散和辐合, 造成4 km 以上高度为下沉气流, 其下为比较弱的上升气流, 台风中心西侧的降水仍然受1波的影响, 作用较弱. 4 km 高度以上, 涡度扰动正负值区与散度扰动正负值区相重叠, 有利于高层辐合和中低层辐

散的发展; 在 3 km 以下高度, 散度扰动的负值区与涡度扰动正值区对应, 使得低层气流的辐合减弱, 抑制上升气流, 抑制对流系统发展. 台风登陆之后, 可能由于地形作用加大了迎风坡的降水, 眼墙处的 5 min 累计降水量仍然超过 10 mm. 眼墙处低层大气辐合, 高层大气辐散, 中低层存在一定的上升运动, 径向距离 10—20 km 处存在下沉运动, 此处的正负涡度扰动分布有助于增强下沉运动, 减弱上升运动, 对流发展受到抑制.

从 2 波扰动的垂直分布来看 (图 17), 台风登陆前, 弱降水中心的散度扰动垂直分布为辐散、辐合、辐散. 对应 3 km 高度以上有较强的垂直上升运动, 其下对应下沉运动. 强降水中心 3 km 高度以上的正涡度扰动和其下的负涡度扰动有利于中高层垂直运动发展, 不利于低层下沉气流的发展. 台风登陆时, 径向距离 30 km 处上空 10 km 高度和 4 km 高度以上散度扰动同时为正, 其下散度扰动同时为负, 两处均为较强的垂直上升运动; 涡度扰动在两

高度处都为上正下负分布, 散度得以增长, 促进了对流的发展. 台风登陆之后, 眼墙在对流层低层存在较弱的下沉运动, 该处的正负涡度扰动分布有利于加强下沉运动, 抑制对流发展.

因此, 1 波、2 波的垂直涡度扰动、水平散度扰动和垂直速度扰动主要发生在 5 min 累计降水区, 三者的发展演变存在一定内在联系. 在降水区上空的相同位置, 当涡度扰动呈上正下负的配置, 并与散度扰动垂直配置相似时, 会加强低层辐合和高层辐散, 有利于对流系统发展, 降水增强; 当涡度扰动呈上负下正的垂直分布, 并与散度扰动分布相似, 或涡度扰动的垂直分布与散度扰动相反时, 垂直运动受到抑制, 制约对流系统的发展, 降水减弱. 上述分析表明, 1 波、2 波扰动的动力配置可以影响对流系统的发展演变, 对台风降水有一定的影响. 同时对比台风中心东西两侧, 台风中心东侧的对流发展受涡旋 Rossby 波影响作用大于西侧, 西侧的降水主要受 2 波及其他因素的影响.

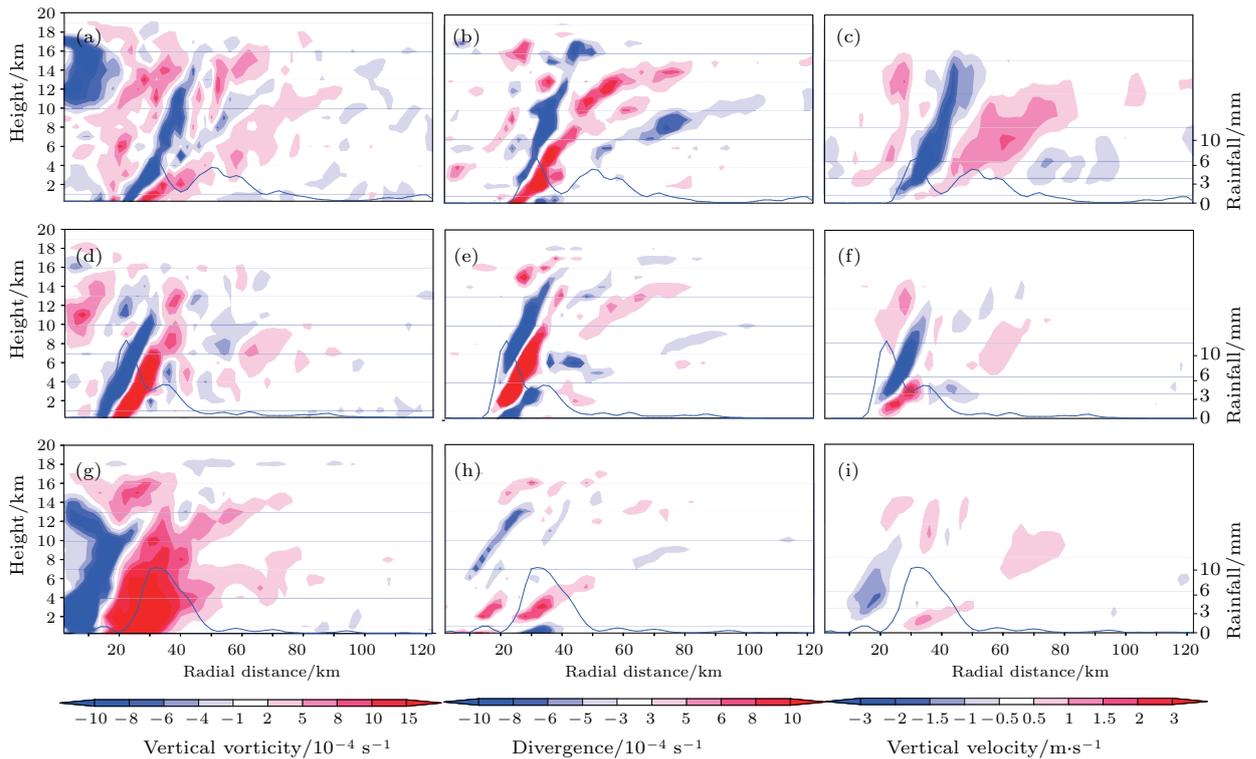


图 16 (网刊彩色) (a), (b), (c) 10 月 4 日 02:05 UTC 台风登陆前; (d), (e), (f) 10 月 4 日 06:05 UTC 登陆期间; (g), (h), (i) 10 月 4 日 08:20 UTC 登陆后 1 波垂直涡度扰动、水平散度扰动、垂直速度扰动沿图 13 AC 线的径向-垂直分布. 其中蓝线代表在该径向位置的 5 min 累计降水量

Fig. 16. (color online) Radial-vertical cross section of vertical vorticity, divergence, and vertical velocity in azimuthal wavenumber 1 along line AC in Fig. 13: (a), (b), (c) At 02:05 UTC 4 Oct 2015 before landfall; (d), (e), (f) at 06:05 UTC 4 Oct 2015 during landfall; (g), (h), (i) at 08:20 UTC 4 Oct 2015 after landfall. The blue line represents the observed 5-min precipitation at the radial position.

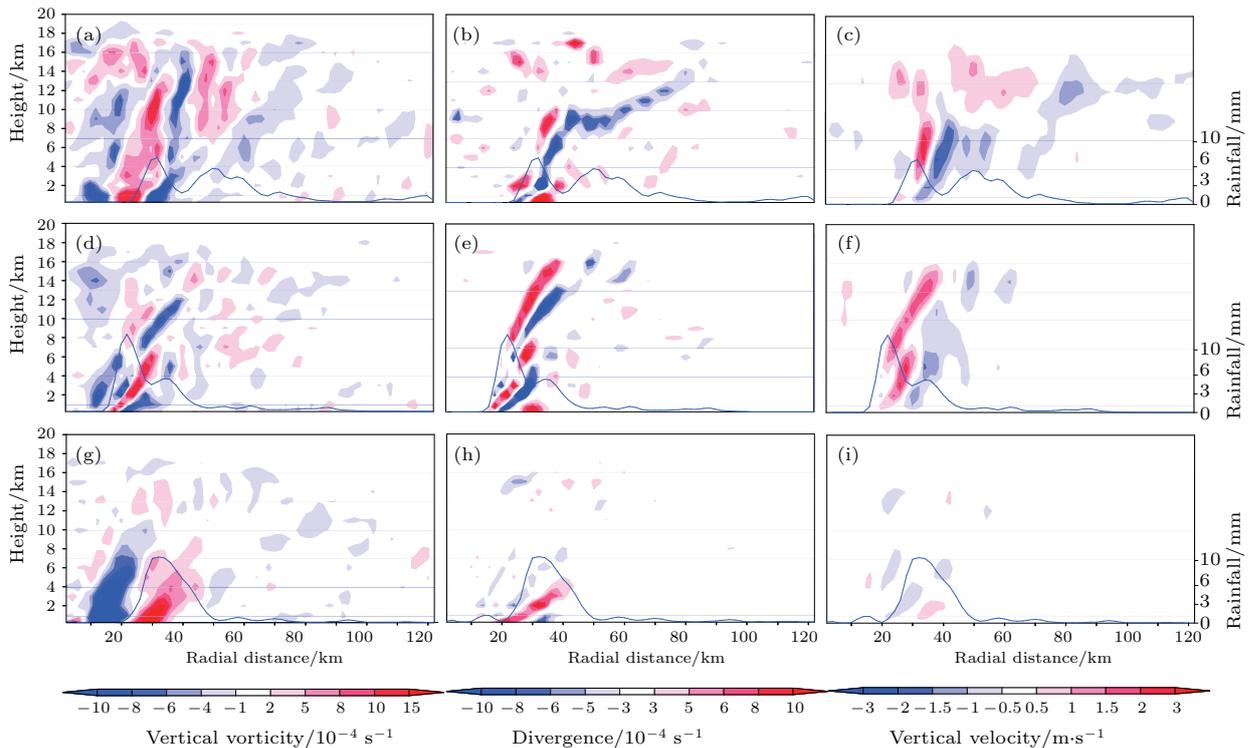


图 17 (网刊彩色) (a), (b), (c) 10月4日 02:05 UTC 台风登陆前; (d), (e), (f) 10月4日 06:05 UTC 登陆期间; (g), (h), (i) 10月4日 08:20 UTC 登陆后 2波垂直涡度扰动、水平散度扰动、垂直速度扰动沿图 13 AC 线的径向-垂直分布. 其中蓝线代表在该径向位置的 5 min 累计降水量

Fig. 17. (color online) Radial-vertical cross section of vertical vorticity, divergence, and vertical velocity in azimuthal wavenumber 2 along line AC in Fig. 13: (a), (b), (c) At 02:05 UTC 4 Oct 2015 before landfall; (d), (e), (f) at 06:05 UTC 4 Oct 2015 during landfall; (g), (h), (i) at 08:20 UTC 4 Oct 2015 after landfall. The blue line represents the observed 5-min precipitation at the radial position.

6 结 论

本文利用 WRF 模式对 2015 年第 22 号台风“彩虹”登陆期间进行高分辨率数值模拟, 模拟结果较好地描述了成熟阶段台风的动力、热力精细结构和台风雨带的宏观特征, 在此基础上, 利用高时空分辨率的模拟输出资料, 采用尺度分离的方法——快速傅里叶分解, 获得涡旋 Rossby 波的扰动场资料, 进一步分析台风登陆前后涡旋 Rossby 波的特征, 研究台风登陆前后涡旋 Rossby 波与眼墙和螺旋雨带的关系以及对地面降水的影响, 得到以下初步结论.

1) 利用模式输出资料, 分析台风的动力、热力垂直结构及雨带特征. 台风登陆之前, 在 RMW 处及其外侧为底层径向入流, 高层径向出流, 形成底层辐合、高层辐散的动力配置. 另外在 RMW 附近, 同时存在切向风速高值区、垂直上升区、正温度距平区, 并随高度增加向外侧倾斜, 切向风垂直切变显著, 最大上升垂直速度出现在高层, 中高层 6 km

高度存在明显的暖心结构. 台风登陆期间, 台风强度增大, 最大切向风速、低层径向入流和高层径向出流有所增强, 暖心位置升高至 8 km 高度, 正温度距平增大. 台风登陆之后, 受到复杂下垫面的影响, 台风强度明显减弱, 最大切向风速、低层和高层径向风以及垂直上升速度都明显减小, 正温度距平减小, 台风开始逐渐消散. 从眼墙向外依次为眼墙处的混合雨带、次级雨带、主雨带和远距离雨带. 眼墙处的垂直上升运动强烈, 对流系统比较深厚. 次级雨带、主雨带和远距离雨带的雷达回波相对较弱, 对流系统垂直厚度略小.

2) 利用分离的扰动场资料, 分析台风登陆前后涡旋 Rossby 波的特征, 即 1 波、2 波同时朝切向和径向传播, 但传播特征不太一致, 1 波的振幅明显大于 2 波. 在切向方向, 2 波的传播速度比 1 波快得多, 2 波的切向传播速度大约是台风切向风速的一半; 在径向方向, 与 2 波相比, 1 波的传播相对静止. 2 波先径向向内传播, 之后径向向外传播, 最远不超过停滞半径. 在台风登陆之前, 2 波的径向传播速度与螺旋雨带径向移速的量级一致.

3) 涡旋 Rossby 波与眼墙和雨带的关系以及对地面降水的影响. 1 波、2 波扰动影响范围与眼墙和次级雨带范围较为一致, 1 波、2 波正涡度扰动对应强雷达回波, 存在强对流活动. 这可能是因为正涡度扰动造成散度增长, 中低层气流的辐散增强, 由此导致眼墙及其外侧出现中低层气流辐合增强, 垂直上升运动增强, 对流系统发展; 负涡度扰动高值区外侧的对流较弱, 则是由于 1 波、2 波正涡度扰动造成眼墙中低层辐散运动趋于增强, 垂直上升运动减弱, 对流系统得到抑制. 同时 1 波、2 波涡度扰动、散度扰动、垂直速度扰动三者的发展演变存在一定的内在联系. 在降水区上空的涡度扰动呈上正下负的配置, 并与散度扰动的垂直配置相似时, 会加强低层辐合和高层辐散, 有很强的垂直上升运动, 有利于对流系统发展, 降水增强; 当涡度扰动呈上负下正的垂直分布, 并与散度分布相似, 或涡度扰动的垂直分布与散度分布相反时, 垂直运动受到抑制, 制约了对流系统发展, 降水减弱. 因此, 1 波、2 波扰动的动力配置影响了对流系统的发展, 并对降水系统有一定的影响作用.

针对我国登陆台风实际个例——台风“彩虹”进行模拟研究, 在分析涡旋 Rossby 波特征的基础上, 进一步验证了涡旋 Rossby 波与眼墙中的高值雷达回波反射率相耦合的特点. 除此之外, 还分析了涡旋 Rossby 波与镶嵌眼墙中深厚湿对流的对应关系以及对地面降水的影响, 但是欠缺对涡旋 Rossby 波传播成因及波流相互作用的深入分析, 因此涡旋 Rossby 波的位涡、动量和能量收支, 将是下一步的研究重点. 此外, 混合惯性重力涡旋 Rossby 波的识别和特征分析也需要进一步研究和分析.

参考文献

- [1] Duan Y H 2015 *Advances in Earth Science* **30** 847 (in Chinese) [端义宏 2015 地球科学进展 **30** 847]
- [2] Wexler H 1947 *Ann. N Y. Acad. Sci.* **48** 821
- [3] Willoughby H E 1977 *J. Atmos. Sci.* **34** 1028
- [4] Shimazu Y 1997 *J. Meteor. Soc. Japan* **75** 67
- [5] Sawada M, Iwasaki T 2010 *J. Atmos. Sci.* **67** 84
- [6] MacDonald N J 1968 *Tellus* **20** 138
- [7] Guinn T, Schubert W H 1993 *J. Atmos. Sci.* **50** 3380
- [8] Montgomery M T, Kallenbach R J 1997 *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **123** 436
- [9] Montgomery M T, Enagonio J 1998 *J. Atmos. Sci.* **55** 3176
- [10] Moller J D, Montgomery M T 1999 *J. Atmos. Sci.* **56** 1674
- [11] Reasor P D, Montgomery M T 2000 *Mon. Wea. Rev.* **128** 1653
- [12] Chen Y S, Yau M K 2001 *J. Atmos. Sci.* **58** 2128
- [13] Chen Y S, Brunet G, Yau M K 2003 *J. Atmos. Sci.* **60** 1239
- [14] Wang Y Q 2001 *Mon. Wea. Rev.* **129** 1370
- [15] Wang Y Q 2002 *J. Atmos. Sci.* **59** 1213
- [16] Wang Y Q 2002 *J. Atmos. Sci.* **59** 1239
- [17] Wang Y Q 2008 *J. Atmos. Sci.* **65** 1158
- [18] Hall J D, Xue M, Ran L K, Leslie L M 2013 *J. Atmos. Sci.* **70** 163
- [19] Corbosiero K L, Molinari J, Ayyer A R, Black M L 2006 *Mon. Wea. Rev.* **134** 3073
- [20] Moon Y, Nolan D S 2015 *J. Atmos. Sci.* **72** 164
- [21] Moon Y, Nolan D S 2015 *J. Atmos. Sci.* **72** 191
- [22] Yu Z H 2002 *Acta Meteorologica Sinica* **60** 502 (in Chinese) [余志豪 2002 气象学报 **60** 502]
- [23] Zhong K, Kang J W, Yu Q P 2002 *Acta Meteorologica Sinica* **60** 436 (in Chinese) [钟科, 康建伟, 余清平 2002 气象学报 **60** 436]
- [24] Xu X D, Zhang S J, Chen L S, Wei F Y 2004 *Chinese J. Geophys.* **47** 33 (in Chinese) [徐祥德, 张胜军, 陈联寿, 魏凤英 2004 地球物理学报 **47** 33]
- [25] Zhu P J, Zheng Y G, Hong Q, Tao Z Y 2005 *Chin. Sci. Bull.* **50** 486 (in Chinese) [朱佩君, 郑永光, 洪庆, 陶祖钰 2005 科学通报 **50** 486]
- [26] Shen X Y, Ni Y Q, Shen T L, Ding Y H, He Z 2005 *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* **29** 854 (in Chinese) [沈新勇, 倪允琪, 沈桐立, 丁一汇, 贺哲 2005 大气科学 **29** 854]
- [27] Shen X Y 2006 *Scientia Meteorologica Sinica* **26** 355 (in Chinese) [沈新勇 2006 气象科学 **26** 355]
- [28] Shen X Y, Ming J, Fang K 2007 *Scientia Meteorologica Sinica* **27** 176 (in Chinese) [沈新勇, 明杰, 方珂 2007 气象科学 **27** 176]
- [29] Shen X Y, Liu J, Qin N N, Zhu L 2012 *Trans. Atmos. Sci.* **35** 257 (in Chinese) [沈新勇, 刘佳, 秦南南, 朱琳 2012 大气科学学报 **35** 257]
- [30] Lu H C, Kang J W, Kou Z, Cheng H Y, Zhong W 2004 *Progress in Natural Science* **14** 514 (in Chinese) [陆汉城, 康健伟, 寇正, 程红艳, 钟玮 2004 自然科学进展 **14** 514]
- [31] Lu H C, Zhong W, Fei J F, Kou Z 2010 *Scientia Meteorologica Sinica* **30** 605 (in Chinese) [陆汉城, 钟玮, 费建芳, 寇正 2010 气象科学 **30** 605]
- [32] Lu H C, Zhong K, Zhang D L 2002 *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* **26** 83 (in Chinese) [陆汉城, 钟科, 张大林 2002 大气科学 **26** 83]
- [33] Lu H C, Zhong W, Zhang D L 2007 *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* **31** 1140 (in Chinese) [陆汉城, 钟玮, 张大林 2007 大气科学 **31** 1140]
- [34] Kang J W, Lu H C, Zhong K, Zhang S B, Han W B 2007 *Journal of Tropical Meteorology* **23** 21 (in Chinese) [康建伟, 陆汉城, 钟科, 张少波, 韩文博 2007 热带气象学报 **23** 21]
- [35] Zhong W, Zhang D L, Lu H C 2009 *J. Atmos. Sci.* **66** 3366
- [36] Zhang Y, Yuan Z P, Chen J P, Yu H 2006 *Meteorology and Disaster Reducing Research* **29** 1 (in Chinese) [张瑛, 袁子鹏, 陈建萍, 余晖 2006 气象与减灾研究 **29** 1]

- [37] Wang Y, Ding Z Y 2008 *J. Nanjing Inst. Meteor.* **31** 352 (in Chinese) [王勇, 丁治英 2008 南京气象学院学报 **31** 352]
- [38] Min Y, Shen T L, Zhu W J, Yan J 2010 *Trans. Atmos. Sci.* **33** 227 (in Chinese) [闵颖, 沈桐立, 朱伟军, 严娟 2010 大气科学学报 **33** 227]
- [39] Li Q Q, Wang Y Q 2012 *J. Atmos. Sci.* **69** 997
- [40] Li Q Q, Wang Y Q 2012 *Mon. Wea. Rev.* **140** 2782
- [41] Houze R A 2010 *Mon. Wea. Rev.* **138** 293
- [42] Lin Q, Shen X Y, Gao S T 2014 *Climatic and Environmental Research* **19** 536 (in Chinese) [林青, 沈新勇, 高守亨 2014 气候与环境研究 **19** 536]
- [43] Kuo H C, Williams R T, Chen J H 1999 *J. Atmos. Sci.* **56** 1659
- [44] Lamb H 1932 *Hydrodynamics* (Oxford: Cambridge University Press) p732
- [45] Li Q Q 2013 *Ph. D. Dissertation* (Beijing: Chinese Academy of Meteorological Sciences) (in Chinese) [李青青 2013 博士学位论文 (北京: 中国气象科学研究院)]

High resolution numerical simulation of typhoon Mujigae (2015) and analysis of vortex Rossby waves*

Jiao Ya-Yin¹⁾²⁾ Ran Ling-Kun^{1)†} Li Na¹⁾ Gao Shou-Ting¹⁾ Zhou Guan-Bo³⁾

1) (*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*)

2) (*University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*)

3) (*National Meteorological Center, Beijing 100081, China*)

(Received 8 October 2016; revised manuscript received 16 December 2016)

Abstract

Mesoscale weather research and forecasting model with high resolution is used to investigate the landfall process of typhoon Mujigae (2015). The simulation well reproduces the path, intensity and rainfall of the typhoon, especially before and after the landfall. The fine thermal and dynamical structures of the typhoon Mujigae and its macroscopic characteristics of rain bands are examined with the simulation output. The rain band regions from the eyewall outward are composed of mixing rain band, secondary rain band, principal rain band and distant rain band. The lower-level inflow and upper-level outflow are observed in the eyewall. The maximum tangential wind, strong updraft and positive temperature anomaly are located in the eyewall and tilted outward with height. The convective systems in the eyewall with high radar reflectivity are much deeper than those in the principal rain band, secondary rain band and distant rain band.

In order to analyze the vortex Rossby waves, the fast Fourier transform is performed to decompose the model output variables into perturbations with different wavenumbers. The vorticity perturbations in the wavenumbers 1 and 2 have significant features in the azimuthal and radial propagation. The amplitude of wavenumber 1 is larger than that of wavenumber 2, while the wavenumber 2 propagates much faster than the wavenumber 1 both in azimuthal and radial directions. The waves propagate with a speed less than 10 m/s, which are in consistent with the magnitudes of the radial velocities in spiral rain band. The amplitude of vortex Rossby waves decreases quickly beyond the stagnation radius which is about 90 km from the cyclone center. For the perturbations of wavenumbers 1 and 2, there are some intrinsic relations among the vertical vorticity, divergence and vertical velocity. The positive values of vertical vorticity with the two wavenumbers are associated with the strong reflectivity indicating deep convections. When the dipole patterns of positive vorticity in the upper level and negative vorticity in the lower level over the rainfall region are coupled with the pattern of divergence, the upper-level divergence and lower-level convergence are promoted. Then, updrafts are enhanced, which is favorable for the development of convective system and the increase of precipitation. On the other hand, the updrafts can be weakened in two cases: i) the vertical distribution of negative vorticity in the upper level and positive vorticity in the lower level is similar to the divergence distribution; ii) the vertical distribution of vorticity is opposite to that of divergence. Consequently, the convective systems are inhibited and less rainfall is produced. The dynamical structures of vortex Rossby waves with wavenumbers 1 and 2 affect the development of deep convective system and precipitation in the typhoon Mujigae.

Keywords: vortex Rossby waves, spiral rain bands, typhoon

PACS: 92.60.-e, 92.60.Wc, 92.60.Ox

DOI: 10.7498/aps.66.089201

* Project supported by the National Basic Research Program of China (Grant No. 2015CB452804), the Key Program of the Chinese Academy of Sciences (Grant No. KZZD-EW-05), the Natural Science Foundation of Beijing, China (Grant No. 8142035), and the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 41575065, 41405049, 91437215).

† Corresponding author. E-mail: rlk@mail.iap.ac.cn