

林青, 沈新勇, 高守亭. 2014. 台风莫拉克登陆期间的中尺度波动特征分析 [J]. 气候与环境研究, 19 (5): 536–546, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2013.11086. Lin Qing, Shen Xinyong, Gao Shouting. 2014. Analysis of mesoscale wave features during the landing of typhoon Morakot [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 19 (5): 536–546.

台风莫拉克登陆期间的中尺度波动特征分析

林青^{1, 2, 3} 沈新勇¹ 高守亭²

¹ 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

² 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029

³ 福建省气象台, 福州 350001

摘要 利用波作用理论对台风莫拉克登陆期间的降水进行诊断分析。结果表明: 波作用密度异常能在一定程度上指示暴雨雨区发展移动, 其异常值的空间分布能够反映雨区上空动力场和热力场的典型垂直结构特征。台风内中尺度波动与暴雨落区宏观上具有一定联系。为了详细研究台风内部的波动特征, 利用 WRF (Weather Research and Forecasting model) 模式模拟的高分辨率资料对台风登陆过程中波动特征进行分析, 低波数波动的传播主导强对流的非对称分布, 2 波在登陆初期对对流分布起着关键作用, 中尺度波动中同时存在涡旋罗斯贝波以及重力惯性波的特征, 对登陆期间涡旋混合的现象有重要作用。

关键词 波作用密度 低波数结构 波动能量

文章编号 1006-9585 (2014) 05-0536-11

中图分类号 P433

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2013.11086

Analysis of Mesoscale Wave Features during the Landing of Typhoon Morakot

LIN Qing^{1, 2, 3}, SHEN Xinyong¹, and GAO Shouting²

¹ Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

² Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

³ Fujian Province Meteorology Observatory, Fuzhou 350001

Abstract General waveactivity density is used to diagnose the rainfall event of the landing of typhoon Morakot. The results show that the anomaly of the wave-activity density corresponds with the observed 6-h accumulated surface rainfall. High resolution simulation data is used to analyze the wave characteristics of the landing of typhoon Morakot, the low wavenumber structures that dominated the distribution of the asymmetric convection, and the amplitude of the two-wavenumber waves that occurred during landfall. The strong convergence and divergence of the asymmetric wind shows characteristics of gravity inertial waves. The mesoscale waves that induced mixing happened between the eye wall and the eye.

Keywords Wave-activity density, Low wavenumber structures, Wave energy

收稿日期 2011-06-13 收到, 2013-10-31 收到修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2012CB417201, 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室开放课题 2013LASW-A06

作者简介 林青, 男, 1986 年出生, 硕士, 研究方向为数值模拟、高影响天气分析。E-mail: qlin07@hotmail.com

1 引言

热带气旋可以造成局地的强烈大风、形成特大的暴雨等灾害性天气，对人民生命财产造成灾难。其中台风所带来的强降水（暴雨）对人类的威胁尤为严重，受到更多关注。台风的非对称降水结构与台风中的中尺度波动密切相关，事实上台风的非对称结构的表征即是多边形眼墙以及外螺旋雨带，它们形成就反映出扰动强迫的作用。波流相互作用是台风研究的一个重要的部分。Montgomery and Kallenbach (1997) 就台风中的波流相互作用的问题提出涡旋罗斯贝波（VRW）理论，McWilliams et al. (2003) 在此基础进一步推广该理论，他们认为湿过程通过平均涡旋的切变作用，同时伴随着向外传播的涡旋 Rossby 波，所造成轴对称位涡的异常。Montgomery et al. (1998) 利用三维准地转模式研究了热带气旋的生成、加强过程中涡旋的轴对称与相关 PV (Potential Vorticity) 异常演变，以及一个类似热带风暴的涡旋发展成具有暖心结构台风的过程。Wang (2002) 显示了理想模式下位涡环结构受到 1 波和 2 波的影响。Chen and Yau (2003) 也同样通过模式研究了低层眼墙内波流相互作用能抑制最大风速半径附近的风速加强。

余志豪 (2002) 认为简单基本的涡旋 Rossby 波是旋转流体中的波动，在绝对涡度（或位涡）守恒原理支配下，其发生发展是由环境涡度的变化造成的。朱佩君等 (2002) 认为，热带气旋的径向涡度梯度为涡旋 Rossby 波的产生提供了动力条件，涡旋 Rossby 波是螺旋雨带对流激发机制，这种对流所产生的中尺度正涡度带和强风带使得台风基本环流得以维持。陆汉城等 (2007) 在分析热带风暴眼壁和螺旋雨带中尺度波动特征最新研究的基础上，指出这些研究所忽略的问题，其中包括重力惯性波和涡旋 Rossby 波波解存在的前提条件和约束、理论分析与观测研究存在的差异等。

台风中存在各种波动，时常有阵风和阵雨的现象发生，因而波动在台风降水中的应用就显得尤为重要。本文在以往波流相互研究的基础上，综合考虑登陆台风降水过程的动力学和热力学性质，先从 NCAR 1° (纬度) $\times 1^\circ$ (经度) 的全球再分析资料出发，引入波作用密度对台风暴雨过程中扰动特征

进行诊断分析，找出与暴雨区相关的波动特征，研究影响中尺度波扰动演变的主要因素，并进一步利用 WRF (Weather Research and Forecasting model) 高分辨率模式资料细化研究登陆台风内部波动结构特征的时空变化的机理。

2 广义波作用密度

实际大气往往既不是绝对干的，也不是处处饱和的，而是处于一种某处饱和，而其他地方又不饱和的非均匀饱和状态，为此，利用广义位温 (Gao et al., 2004) 来描述这种非均匀饱和湿大气的热力学状态，即：

$$\theta^* = \theta \exp \left[\frac{L_v q_{vs}}{c_p T_c} \left(\frac{q_v}{q_{vs}} \right)^k \right], \quad (1)$$

其中， c_p 为定压比热， L_v 为凝结潜热， T_c 为对流抬升高度的温度， q_{vs} 为水汽饱和比湿， q_v 为水汽比湿， k 为经验常数。

Ran et al. (2007) 基于 Casimir 方法，引入广义位温推导出三维广义波作用密度方程：

$$\frac{\partial A_{\omega_e}}{\partial t} = -\nabla \cdot \mathbf{F}_{\omega_e} + \nabla \cdot (S_{\phi_e} \nabla \omega_e \times \mathbf{k}), \quad (2)$$

其中， A_{ω_e} 为广义波作用密度，

$$A_{\omega_e} = \frac{\partial}{\partial x} (\phi_e \frac{\partial \omega_e}{\partial y}) - \frac{\partial}{\partial y} (\phi_e \frac{\partial \omega_e}{\partial x}); \quad (3)$$

\mathbf{F}_{ω_e} 为广义波作用密度通量； S_{ϕ_e} 为广义波作用密度源汇； ϕ_e 为任意标量 ϕ 的扰动量，下标“e”代表扰动态，在这里任意物理量都可以写成基本态与扰动态之和的形式，即，一个物理量 A 可以分解为基本态（用下标“0”表示）和扰动态（用下标“e”表示）两部分，那么有： $A = A_0 + A_e$ ，令 ϕ 为广义位温，定义为热力波作用密度：表示扰动垂直速度在广义位温梯度上的投影； ω 为等压坐标系内垂直速度，等压坐标系内对物理量取从 850 hPa 至 500 hPa 的质量权重垂直积分；在实际计算中，我们利用 Barnes 滤波对资料进行连续 3 次水平平滑滤波，经过多次连续迭代滤波后得到包含大尺度信息的理论尺度大于 900 km (响应函数为 0.9) 的大尺度基本态场，由总物理量场减去大尺度基本态场而得到包含中尺度和 β 中尺度信息的扰动场。

Ran et al. (2010) 从波流相互作用的角度对登陆台风“Wilpa”雨带形成的动力学过程进行了研

究, 利用波流相互作用分析了台风雨带上空低层中尺度扰动特征, 认为波动发展与雨带移动具有一致性, 因而本文引入波作用密度讨论中尺度扰动在强降水带上空演变特征。

3 个例诊断分析

针对 2009 年 0908 号登陆台风莫拉克, 本文利用 NCEP/NCAR 全球最终分析资料[水平分辨率为 1° (纬度) $\times 1^{\circ}$ (经度), 垂直层数为 26 层, 时间间隔为 6 h]对热力波作用密度进行计算, 分析雨

区上空热力波作用密度表征的动力学和热力学性质。

2009 年 8 月 8 日 06:00 (协调世界时, 下同) 的热力波作用密度的空间水平分布如图 1a 所示, 由图可知, 强降水区主要位于我国台湾岛的北部与南部地区, 热力波作用密度台湾岛南部异常值区与降水区的对应较好; 8 月 8 日 12:00 的热力波作用密度的空间水平分布如图 1b 所示, 由图可知, 强降水区主要位于我国福建省的东部沿海地区 (台湾此时南部具有强降水区, 但是观测资料并未获得台湾此时的资料), 热力波作用密度福建东南部的高

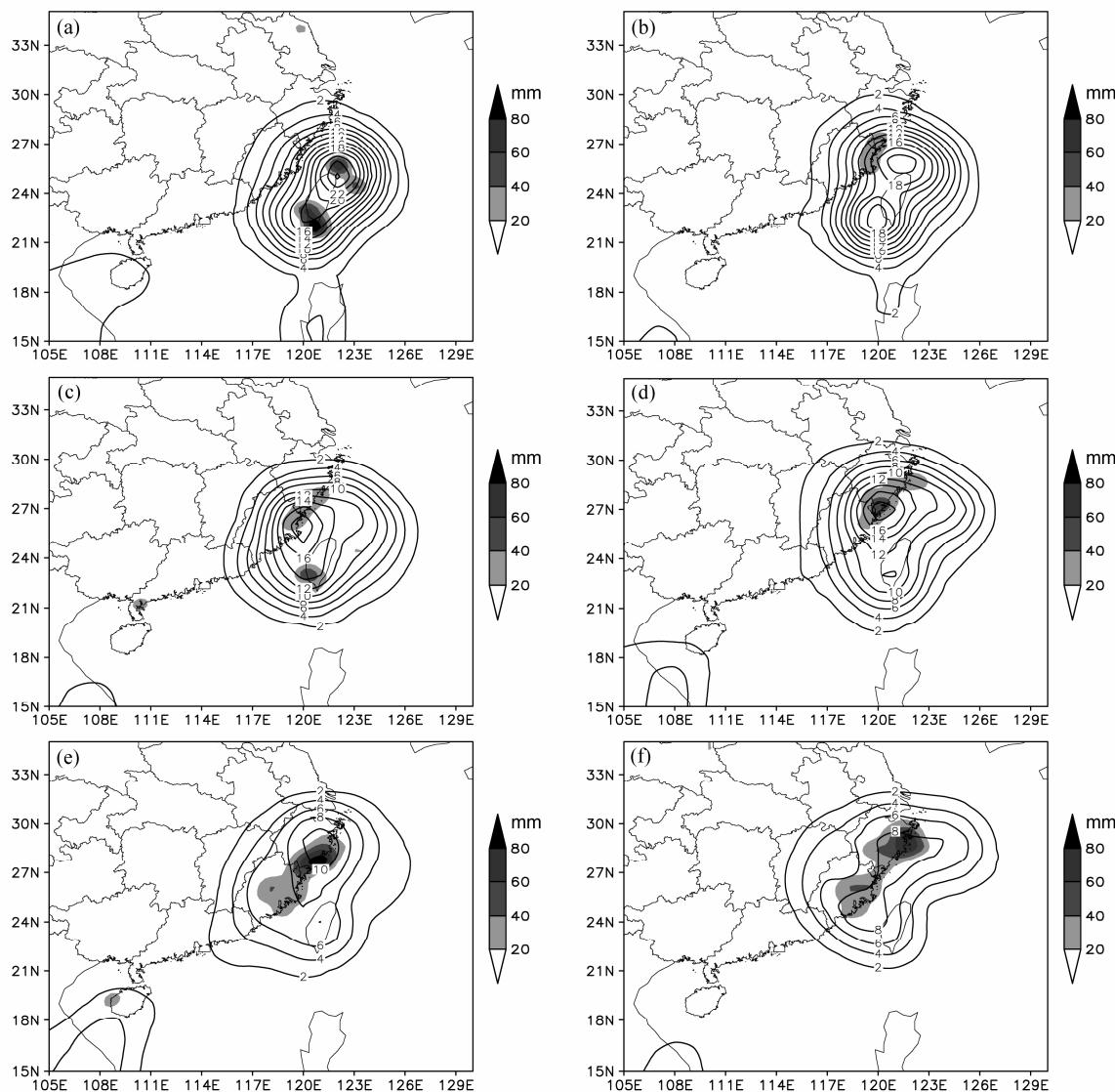


图 1 850 hPa 至 500 hPa 垂直积分热力波作用密度 (等值线, 单位: $10^{-6} \text{ K}^2 \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) 和 6 h 累积降水 (阴影): (a) 8 日 06:00; (b) 8 日 12:00; (c) 8 日 18:00; (d) 9 日 00:00; (e) 9 日 06:00; (f) 9 日 12:00

Fig. 1 The horizontal distribution of thermodynamic wave activity density (contour, units: $10^{-6} \text{ K}^2 \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) vertically integrated from 850 hPa to 500 hPa at (a) 0600 UTC 8, (b) 1200 UTC 8, (c) 1800 UTC 8, (d) 0000 UTC 9, (e) 0600 UTC 9, and (f) 1200 UTC on 9 Aug 2009, where the shadings denote the observation of 6-h accumulated surface rainfall

值区能与降水区的对应, 但走向有所不同; 8月8日18:00的热力波作用密度的空间水平分布如图1c所示, 由图可知, 强降水区主要位于我国福建到浙江的东南部地区, 降水极值中心在闽浙交界, 热力波作用密度在闽浙交界以及台湾岛中南部有正异常值区, 与降水中心吻合较好。8月9日00:00、06:00、12:00的热力波作用密度的空间水平分布如图1d-1f所示, 由图可知, 强降水区与8月8日18:00走向基本一致, 但是降水中心逐渐北移, 同时热力波作用密度也随着雨带移动, 但是最大值中心与降水中心略有差距。这可能与热力波作用密度描述的宏观动力过程略滞后与降水的微物理过程有关, 但总体热力波作用密度能把握住降水的区域, 反映了波作用密度异常与强降水变化具有一致性。

如图2a所示, 2009年8月9日00:00 26°N~28°N存在50~60 mm的地面降水, 其上空存在较大的异常值区, 从对流层高层的400 hPa向下伸展到大约700 hPa高度附近, 其最大值的中心在700~800 hPa之间, 但20°N~22°N低层也存在异常中心,

主要因为这是海面, 并未有相应观测, 但也可推断这里也有较强降水过程; 9日06:00地面降水量增大, 地面雨区依然位于纬度带26°N~28°N内, 同时雨区上空的异常值区进一步向下伸展到900 hPa高度附近, 低层两个正高值中心分别位于700 hPa和850 hPa高度附近; 9日12:00地面雨区向被移动到纬度带27°N~30°N内, 地面降水量有所减小, 雨区上空对应着向下伸展到近地面层的异常值区, 北部正高值中心的垂直高度有所向下移动; 9日18:00地面降水量总体减少, 地面雨区的范围却南北扩散, 位于纬度带25°N~30°N内, 雨区上空依然存在向下伸展到近地面层的异常值区, 存在有两个高值中心, 位于800 hPa高度附近, 而且强度有所减弱, 并且北部的高值中心, 较前一时刻进一步下探。这些分析表明, 对流层中低层的热力波作用密度异常值区呈向下伸展的形态, 主要位于地面雨区的上空, 综合地表征了雨区上空垂直速度变化的动力学特征以及湿等熵面漏斗状向下伸展的热力学垂直结构特征。

热力波作用密度的时间演变趋势如图3a所示,

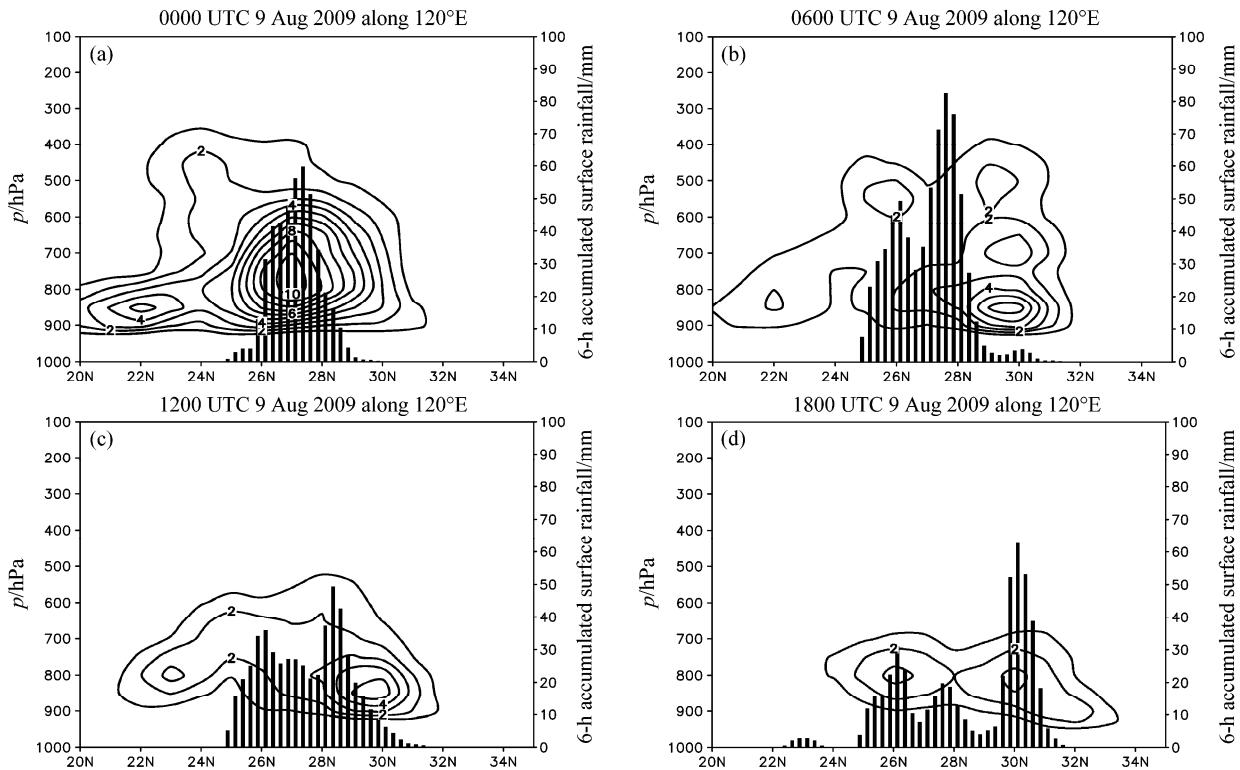


图2 2009年8月9日(a)00:00、(b)06:00、(c)12:00和(d)18:00热力波作用密度参数(单位: $10^{-6} \text{K}^2 \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$)沿120°E的纬度—高度剖面, 细直方图代表沿120°E的6 h观测累积地面降水

Fig. 2 The meridional–vertical cross section of thermodynamic wave-activity density (units: $10^{-6} \text{K}^2 \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$) along 120°E at (a) 0000 UTC 8, (b) 0600 UTC 8, (c) 1200 UTC 8, and (d) 1800 UTC on 8 Aug 2009, where the thin bar denotes the observation of 6-h accumulated surface rainfall along 120°E

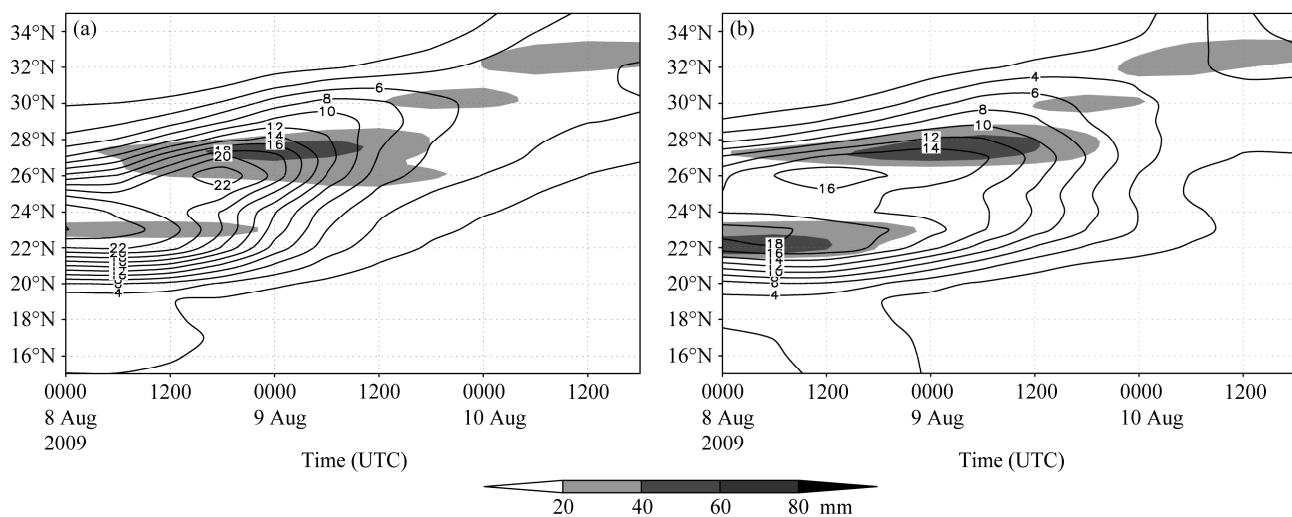


图 3 2009 年 8 月 8 日 00:00 至 10 日 18:00 850 hPa 至 500 hPa 垂直积分的热力波作用密度(等值线, 单位: $10^{-6} \text{K}^2 \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$)沿(a)120°E 和(b)120.5°E 的纬度—时间剖面, 阴影区代表沿相应纬度的 6 h 累积地面降水

Fig. 3 The temporal variation of thermodynamic wave activity density (contour, units: $10^{-6} \text{K}^2 \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$) vertically integrated from 850 hPa to 500 hPa along (a) 120°E and (b) 120.5°E from 0000 UTC 8 to 1800 UTC 10 Aug 2009, where the shadings denote the observation of 6-h accumulated surface rainfall along 120°E and 120.5°E

8月8日12:00在沿着120°E的经向时间剖面内,热力波作用密度的异常值区和强降水区大约位于22°N附近;随后二者一起向北移动,9日00:00移至27°N附近;如图3b所示,8月8日06:00在沿着120.5°E的纬度—时间剖面内,热力波作用密度的异常值区和强降水区大约位于23.5°N附近;随后二者一起向北移动,09日00:00移至28°N附近。在整个研究时段内,异常值区大体覆盖在地面雨区之上,二者的时间演变趋势比较相似,并且在雨区内热力波作用密度表现为强信号,而在非雨区表现为弱信号。热力波作用密度能够描述暴雨过程中雨区上空动力场和热力场典型的垂直结构特征,在时间演变趋势上,与地面雨区的发展移动存在一定的对应关系。Gao and Ran (2009)利用热力波作用密度诊断一次大范围暴雨发现该参数与雨区发展有较好对应效果,而应用该参数到台风暴雨中也能对暴雨系统发展演变具有一定指示意义,但是暴雨虽然受到环境热力动力制约,其演变发展依然是复杂的云物理过程,热力波作用密度描述主要还是动力热力过程,两种过程能相互影响,热力波作用密度异常能在一定程度上指示暴雨雨区发展移动,但不可能完全一致。波作用密度与台风登陆的非对称降水分布一定的对应关系,但是这种中尺度波动究竟是如何作用于台风以及与对流发展有怎样联系,需要通过高分辨率数值模拟资料分析。

4 数值模拟研究

4.1 模式设置及对比

台风的非对称内核以及螺旋雨带的分布与中尺度波动传播密切相关,但是观测无法连续捕捉到这些特征,利用可信的高分辨率模拟资料来研究中尺度波动特征是重要的研究方法之一。

利用非静力中尺度数值模式 WRF v3.2.1 对“莫拉克”台风登陆过程开展高分辨率数值模拟,模拟时间范围为2009年8月2日12:00至10日12:00,物理过程采用Goddard方案和Kain-Fritsch积云对流参数化方案,同时采用YSU (Yonsei University)边界层方案、Dudhia短波辐射和RRTM (Rapid Radiative Transfer Model)长波辐射方案。3个模拟区域水平分辨率分别为18、6、2 km,模式积分区域中心为(26.0°N, 120.5°E),格点数分别为 520×520 、 378×378 、 520×492 。内二层使用移动嵌套。模式垂直方向取为41层。

使用日本气象厅(JMA)最佳路径和强度资料对模拟结果进行验证(图4a)。比较对照试验模拟的路径和观测路径,在登陆阶段差距较小,较好地模拟出台风的路径。从图4b中可以看出,模拟的气压与观测趋势总体接近但是模拟的气压比观测更早达到峰值,模式较好的再现了台风在登陆台湾

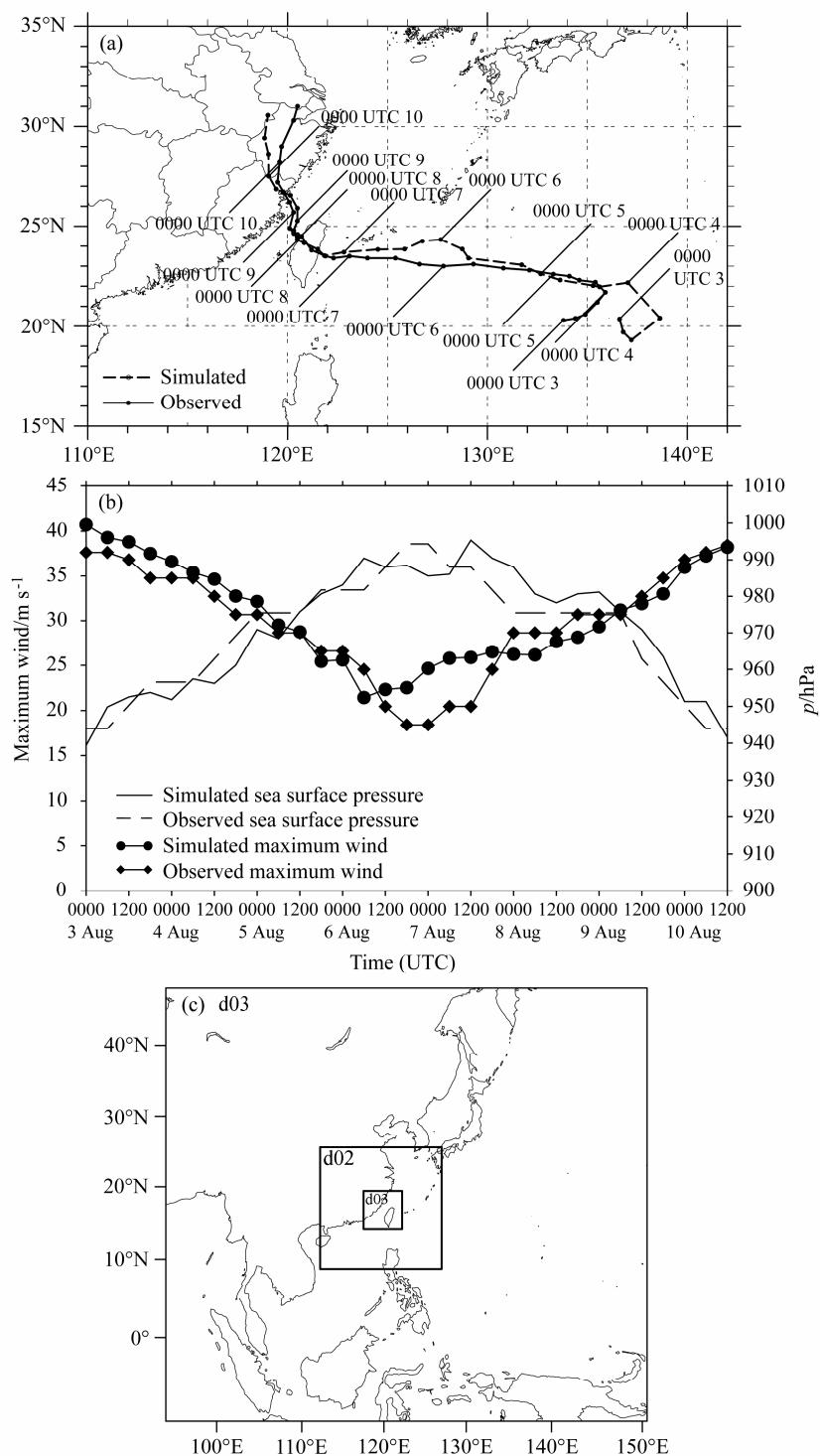


图4 (a) 台风莫拉克观测最佳路径和模拟路径(间隔6 h);(b) 观测和模拟台风莫拉克海平面气压以及最大风速;(c) 模拟使用的三重嵌套区域,分辨率分别为18、6、2 km

Fig. 4 (a) Track of typhoon Morakot (interval 6 h) from observations and simulations; (b) the minimum sea pressure and the maximum wind from observations and simulation; (c) the rectangles from the outer to inner indicate the 18, 6, 2 km simulation domains, respectively

之前的加强过程,以及登陆之后的衰减过程而观测的最大风速与模拟的差距不大。

从Micaps地面观测资料得到的8日12:00至9

日12:00的累积24 h降水量分布图(图5a)可以看到,该时段即台风登陆过程,降水主要发生在浙江到福建东南沿海地区,雨区沿着海岸线呈现东北到

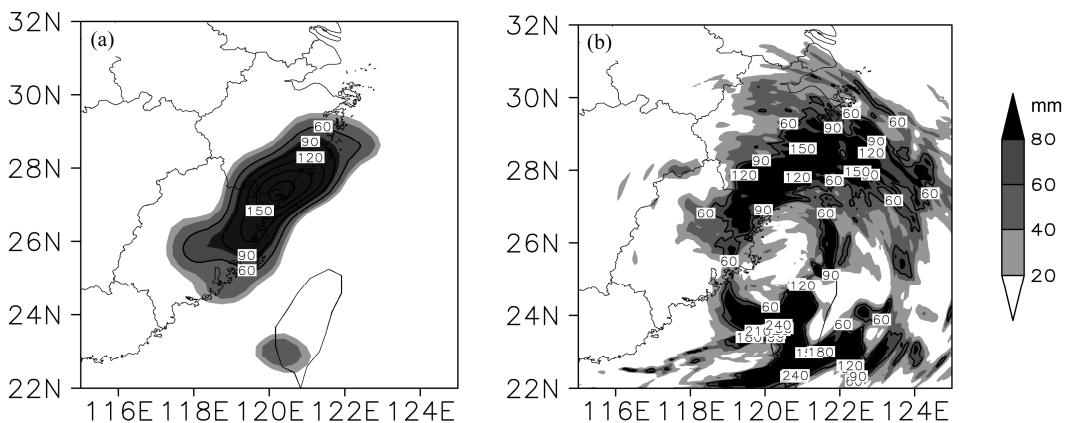


图 5 (a) 观测和 (b) 模拟的 2009 年 8 月 8 日 12:00 至 9 日 12:00 24 h 累积降水 (单位: mm)

Fig. 5 (a) Observed and (b) simulated 24-h accumulated surface rainfall (mm) from 12 UTC 8 Aug to 12 UTC 9 Aug

西南走向, 降水中心主要在闽浙交界处福鼎、苍南一带, 6 km 网格的模拟(图 5b)基本再现了降水分布和雨带走向, 但是降水强度偏大, 福建中部降水也未能很好模拟出来, 但基本上还是模拟出了关键暴雨区, 总体来看, 本次模拟对于台风登陆期间的降水中心强度模拟偏强, 而对位于福建中南部的降水中心强度模拟偏弱; 但是主要降水带的位置和走向都与实况比较接近, 可以认为 WRF 模式对这次暴雨过程有较强的模拟能力, 对模式输出的细网格资料进行暴雨的诊断分析, 所得结果比较可信。在此基础上我们分析台风的中尺度波动特征。利用 Wang (2001) 等研究方法将物理量在柱坐标系沿着方位角进行分离, 通过扰动的径向和切向时间演变来研究中尺度波动的传播特征。

4.2 中尺度波动特征分析

图 6 显示出台风莫拉克登陆期间对流结构的演变过程, 8 日 21:00 (图略), 台风处于从台湾岛移入海向北移动阶段, 呈现空心化非对称结构特征, 北部雨带偏弱, 距离台风 180 km 左右, 主要雨带维持在台风南部, 也就是台湾中部地区, 距离台风中心 60~120 km, 该台风是较为少见的离岛后, 强降水过程依然影响台湾的台风之一。这主要是由于较强暖湿西南气流以及台湾地形共同影响, 西南气流与台风环流辐合, 导致强降水的产生, 一直到 9 日后台风环流北移, 降水带移出台湾。9 日登陆中国大陆, 台风对流带依然呈现非对称结构, 南部偏强, 台风云系整体结构松散。9 日 00:00, 北部雨带西侧活跃着数个对流云团, 快速消亡, 或者并入周围雨带, 北部雨带范围逐渐增大, 同时台风的东部, 即在一四象限之间原先与南部雨带相连的对流云

团, 脱离南部雨带, 逆时针向北移动, 并入北部雨带, 而后 05:00 在台风环流作用下同时连接南北对流带。06:00 至 11:00 北部对流带随气旋环流逆时针运动, 与南部对流带相接, 并且有向台风中心延伸趋势。

图 7 给出登陆期间, 3 km 高度平均的非对称风场以及 0~4 波垂直速度之和, 可以看出登陆初期 00:00, 对流强盛区域主要分布在眼墙内部和螺旋雨带区域, 其中眼墙内部是一致的上升运动, 但分布并不均匀, 集中在距离台风 60~120 km, 台风的二到四象限区域, 最大上升气流速度可达到 0.9 m/s。螺旋雨带内的上升运动主要在台风的东北部以及台风南部, 对流强盛处距离台风中心约 240~300 km, 上升运动最大也可达到 0.9 m/s。随着时间推移, 眼墙东部以及南部连接的垂直速度带单独脱离, 随环流运动到台风北部。而 06:00 以后垂直速度在内核区有所加强, 这和非对称风辐合有密切关系。

Wang (2001) 指出涡旋 Rossby 波中尤其是 2 波分量的传播使得台风眼墙呈现椭圆状形态, 图 6 中可以看出北部强回波带沿着气旋方向逐渐移动增强, 登陆期间最大降水发生在台风西北侧, 从 8 月 9 日 06:00 至 09:00 2 波非对称对流结构变化(图 8)可以看出此时 2 波分量有明显增强的过程。图 9 给出台风不同区域方位角平均各波数能量谱, 其中眼区眼墙划分是按照登陆期间台风平均结构来划分, 总体来说, 各个区域雷达回波结构主要受到 0 波控制, 在登陆期间 0 波能量保持大值。值得注意的是, 登陆期间内核区域 1 波与 0 波变化趋势相反, 因为 1 波非对称主要是与台风环境以及移动相关,

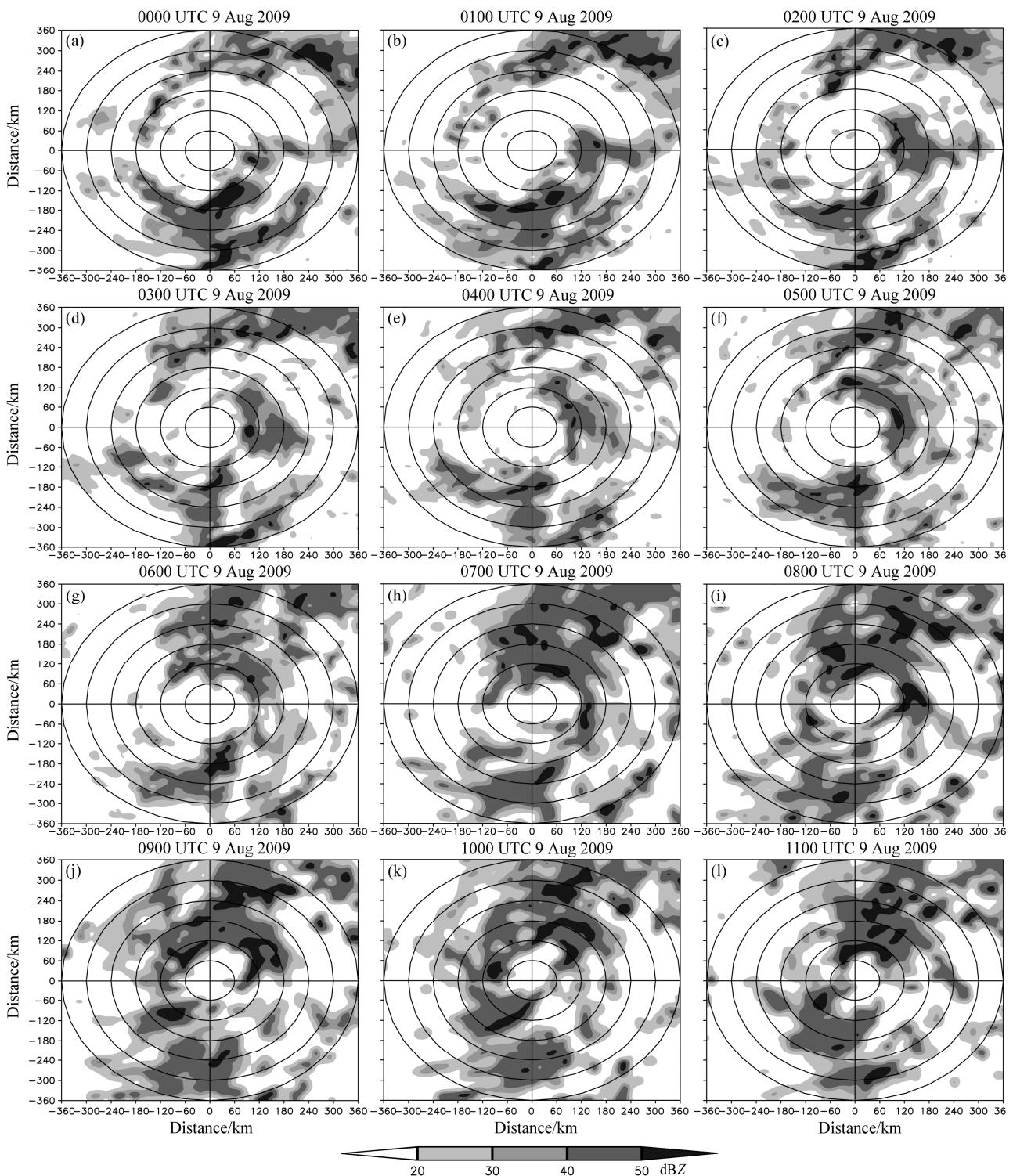


图 6 2009 年 8 月 9 日 00:00 到 11:00 3 km 高度模拟雷达回波

Fig. 6 The simulated 3-km radar reflectivity from 0000 UTC to 1100 UTC 9 Aug 2009

很大程度上是由于垂直风切变导致, 说明 0 波即基流与 1 波非对称之间存在相互转化过程, 这与 (Reasor et al., 2000) 的研究结果较一致。而登陆期间 9 日 00:00 至 06:00, 眼墙区域 (图 9b) 以及

外围雨带 (图 9c), 2 波能量都有明显的增强, 且高于 1 波的能量, 与基流随时间变化具有一致性, 说明登陆期间眼墙到雨带这些具有强对流发生区域, 2 波对扰动的传播起了较关键作用。眼墙区域

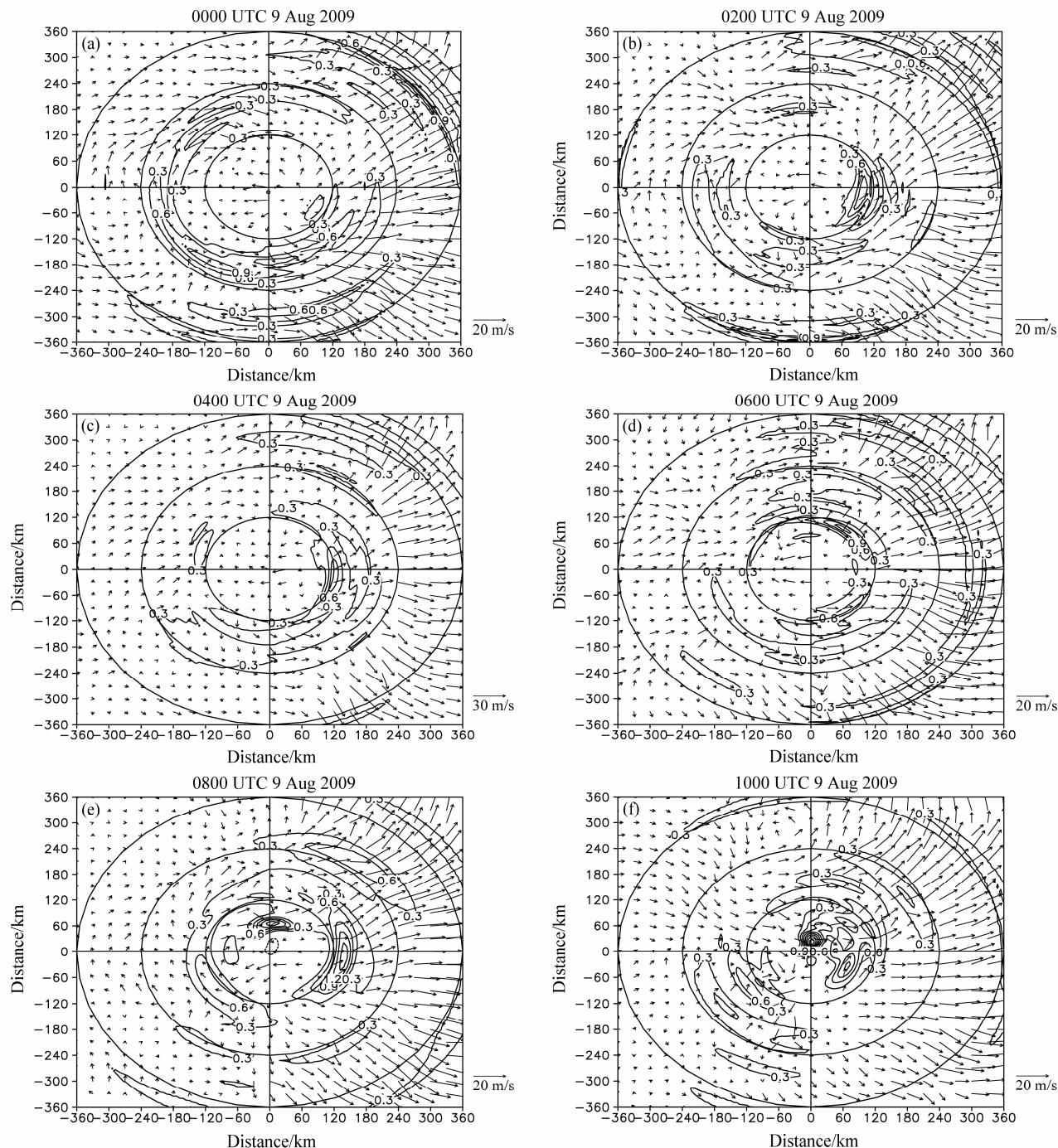


图 7 2009 年 8 月 9 日 00:00 至 10:00 3 km 高度非对称风场 (矢量箭头) 和 0 波到 4 波垂直速度之和 (等值线, 单位: m/s)

Fig. 7 Accumulative vertical wave velocity speed (contour, units: m/s) of low wavenumber (0–4), and asymmetric horizontal winds (vector) at the 3-km layer from 0000 UTC to 1000 UTC 9 Aug 2009

的 2 波波动能量高于外雨带, 这主要是因为眼墙区附近位涡梯度大, 涡旋 Rossby 波特征明显。眼墙区域在登陆期间 (00:00 至 06:00) 2 波存在一个峰值区, 而雨带区域存在两个峰值区。而 06:00 登陆以后 2 波能量就逐渐减弱, 对应图 8 中 2 波雷达回

波值随时间减弱。

康建伟等 (2007) 对飓风 Andrew 中尺度波的性质进行分析, 认为中尺度波动应当同时具有涡旋 Rossby 波以及重力惯性波特性, 在不同区域体现不同波动性质, 如在眼墙处呈现涡旋 Rossby 特征,

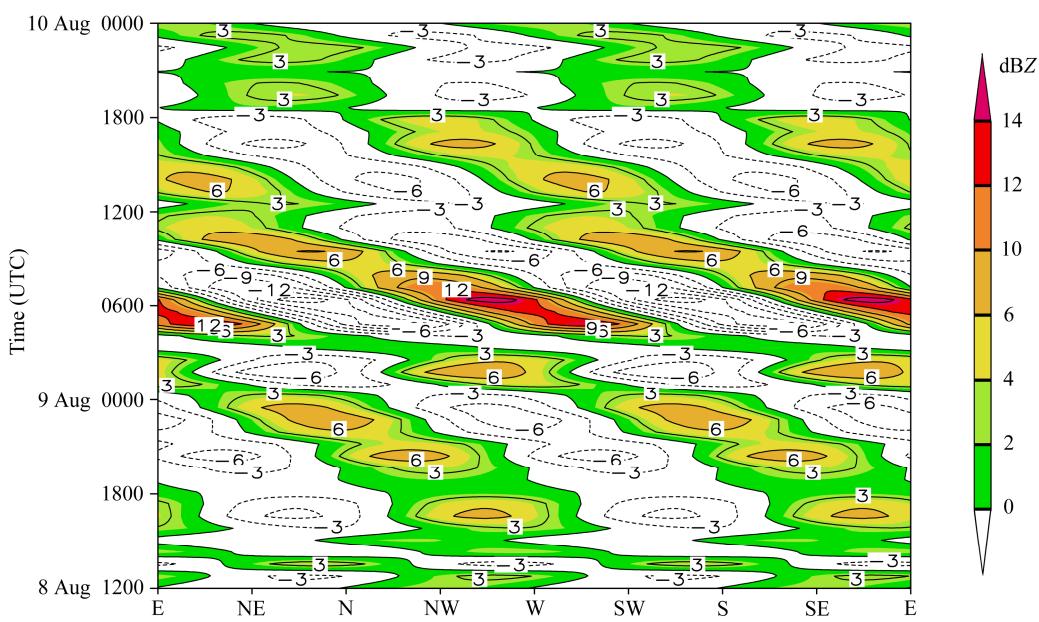


图 8 2009 年 8 月 8 日 12:00 至 10 日 00:00 3 km 高度模拟 2 波 (半径 60~180 km 平均) 雷达回波随时间演变 (单位: dBZ), 横坐标表示距离台风中心方位 (自东起逆时针 360°)

Fig. 8 Azimuth-time of the two-wavenumber wave simulative radar reflectivity (dBZ) over the radial range of 60–180 km from the cyclone center at 3 km from 1200 UTC 08 to 0000 UTC 10 Aug 2009. The horizontal coordinate represents the azimuth angle against the center of typhoon (from east to counter clockwise 360°)

在距离台风较远处则体现重力惯性波特性。本个例中与之有所相同之处, 图 7 中, 距离台风中心 120 km 处垂直运动区有组织地气旋式移动, 图 8 表明眼墙附近 2 波能量在登陆期间即 00:00 至 06:00 达到最大, 因而台风莫拉克登陆期间 2 波与对流的分布具有重要联系。从图 7e、7f 可以看出 08:00 以后, 台风西部有明显非对称风入流, 而东部外围有明显出流, 表现出明显强辐合辐散特征, 具有重力惯性波的性质。特别是 (图 7f) 10:00 入流使眼墙自西向气旋中心凹进, 改变了降水粒子的径向分布, 这也能说明这种中尺度的波动向内输送改变台风整体对流结构的分布 (Schubert et al., 1999)。由 10:00 至 17:00 每 30 min 的雷达回波以及位涡图 (图略) 可以看出, 这种波动使得眼墙与眼区之间发生混合, 使得台风结构更加非对称, 而混合区域主要发生在台风中心西侧, 同时配合有地形抬升, 以及冷空气入侵, 说明这种波动的激发更容易受到外部环境的促进作用。

5 讨论

利用 NCEP/NCAR 全球最终分析资料对台风莫

拉克登陆期间降水过程中波作用密度参数的空间分布和时间演变特征进行诊断分析。结果表明, 该参数的垂直积分异常区与地面 6 h 累积降水区对应, 反映降水系统的发展演变, 其异常值的空间分布能够综合刻画雨区上空动力场和热力场的典型垂直结构特征, 说明台风内部中尺度波动与降水在时间以及空间上有一定对应关系。使用 WRF 高分辨率数值模拟研究台风中尺度波动特征, 结果表明: 登陆期间内核区域 1 波与 0 波变化趋势相反, 这与平均流和扰动相互转化有关系。2 波在登陆初期对对流分布起着重要作用, 在眼墙以及雨带区域具有明显增强。台风登陆期间, 台风西部有明显非对称风入流, 而东部外围有明显出流, 表现出明显强辐合辐散特征, 具有重力惯性波的性质, 这种中尺度的波动体现眼墙与眼区之间相互作用的过程。

波作用密度异常与实际降水存在偏差, 因为降水是由复杂的云微物理过程导致, 波作用密度只是从宏观上能描述出动力场与热力场异常。中尺度波动特征远比想象的复杂, 可能还混合有其他不同尺度波动, 有待于进一步讨论。本文只是初步分析了中尺度波动在台风登陆期间时空变化, 但是具体波动的来源 (来自地形影响的波动与台风系统本身的

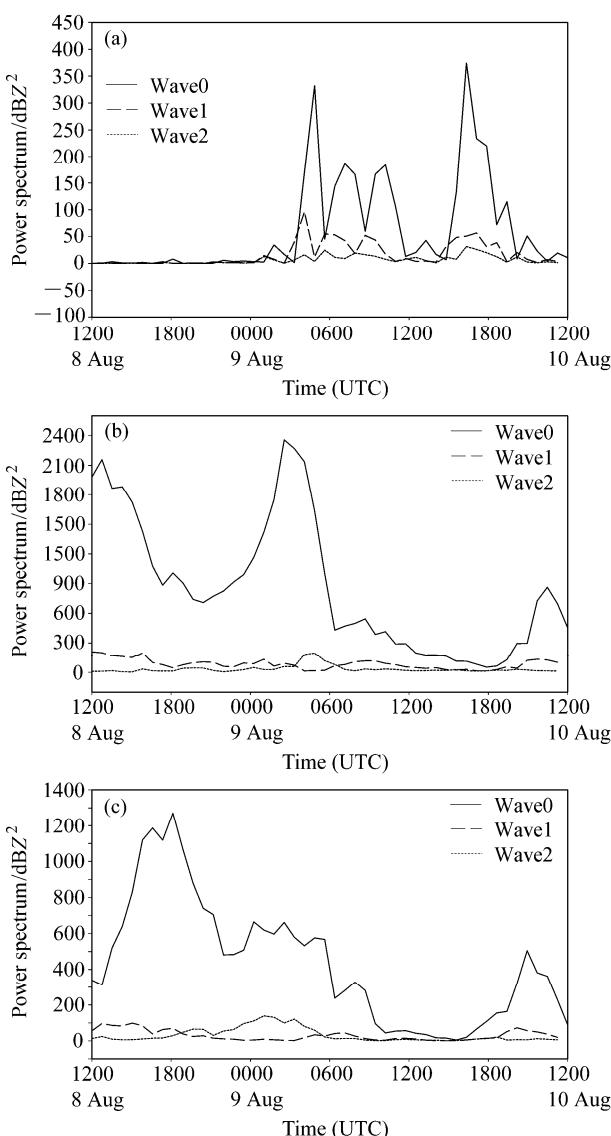


图 9 2009 年 8 月 8 日 12:00 至 10 日 00:00 方位角平均各波数能量谱 (单位: dBZ^2): (a) 内核区 ($10\sim60 \text{ km}$ 平均); (b) 眼墙区域 ($60\sim180 \text{ km}$ 平均); (c) 雨带区 ($180\sim300 \text{ km}$ 平均)

Fig. 9 In 0–2-wavenumber averaged waves over the radial ranges of (a) $10\sim60 \text{ km}$, (b) $60\sim180 \text{ km}$, (c) $180\sim300 \text{ km}$ from the center of typhoon from 1200 UTC 8 to 0000 UTC 10 Aug 2009

波动) 以及其作用于对流分布的机理是什么, 具体波动详细的收支等还有待下一步的研究。

参考文献 (References)

Chen Y S, Yau M K. 2003. Asymmetric structures in a simulated landfalling hurricane [J]. *J. Atmos. Sci.*, 60 (18): 2294–2312.

Gao S T, Fan P, Li X F, et al. 2004. A convective vorticity vector associated

with tropical convection: A two-dimensional cloud-resolving modeling study [J]. *J. Geophys. Res.*, 109: D14106, doi: 10.1029/2004JD004807.

Gao S, Ran L. 2009. Diagnosis of wave activity in a heavy-rainfall event [J]. *J. Geophys. Res.*, 114, D08119, doi: 10.1029/2008JD010172.

康建伟, 陆汉城, 钟科, 等. 2007. 台风内部的中尺度波动与多边形眼墙的形成 [J]. *热带气象学报*, 23 (1): 21–26. Kang Jianwei, Lu Hancheng, Zhong Ke, et al. 2007. The mesoscale waves and the formation of polygonal eye wall in typhoon [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 23 (1): 21–26.

陆汉城, 钟伟, 张大林. 2007. 热带风暴中波动特征的研究进展和问题 [J]. *大气科学*, 31 (6): 1140–1150. Lu Hancheng, Zhong Wei, Zhang Dulin. 2007. Current understanding of wave characteristics in tropical storms [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31 (6): 1140–1150.

McWilliams J C, Graves L P, Montgomery M T. 2003. A formal theory for vortex Rossby waves and vortex evolution [J]. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, 97 (4): 275–309.

Montgomery M T, Kallenbach R J. 1997. A theory for vortex Rossby waves and its application to spiral bands and intensity changes in hurricanes [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123 (538): 435–465.

Montgomery M T, Gnagnio J. 1998. Tropical cyclogenesis via convectively forced vortex Rossby waves in a three-dimensional quasigeostrophic model [J]. *Atmos. Sci.*, 55: 3176–3207.

Ran L K, Gao S T. 2007. A three-dimensional wave-activity relation for pseudo-momentum [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64 (6): 2126–2134.

Ran L K, Yang W X, Chu Y L. 2010. Diagnosis of dynamic process over rainband of landfall typhoon [J]. *Chinese Physics B*, 19 (7): 079201.

Reasor P D, Montgomery M T, Marks Jr F D, et al. 2000. Low-wavenumber structure and evolution of the hurricane inner core observed by airborne dual-Doppler radar [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128: 1653–1680.

Schubert W H, Montgomery M T, Taft R K, et al. 1999. Polygonal eyewalls, asymmetric eye contraction, and potential vorticity mixing in hurricanes [J]. *J. Atmos. Sci.*, 56: 1197–1223.

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 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 129: 1370–1394.

Wang Y. 2002. Vortex Rossby waves in a numerically simulated tropical cyclone. Part I: Overall structure, potential vorticity, and kinetic energy budgets [J]. *J. Atmos. Sci.*, 59: 1213–1238

余志豪. 2002. 台风螺旋雨带—涡旋 Rossby 波 [J]. *气象学报*, 60 (4): 502–507. Yu Zhihao. The spiral rain bands of tropical cyclone and vortex Rossby waves [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 2002, 60 (4): 502–507.

朱佩君, 陈敏, 陶祖钰, 等. 2002. 登陆台风 Winnie (1997) 的数值模拟研究 I: 结果检验和云系的模拟 [J]. *气象学报*, 60 (5): 553–559.

Zhu Peijun, Chen Min, Tao Zuyu, et al. 2002. Numerical simulation of typhoon Winnie (1997) after landfall. Part I: Model verification and model clouds [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 60 (5): 553–559.