钟玮,张大林,陆汉城,等. 2009. 准平衡和非平衡流对台风百合 (2001) 内中尺度深厚湿对流的影响 [J]. 大气科学, 33 (4): 751-759. Zhong Wei, Da-Lin Zhang, Lu Hancheng, et al. 2009. The contribution of quasi-balanced and unbalanced vertical circulation to mesoscale deep moist convections in typhoon Nari (2001) [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (4): 751-759.

准平衡和非平衡流对台风百合(2001)内 中尺度深厚湿对流的影响

钟玮1 张大林2 陆汉城1 田利庆3

1 解放军理工大学气象学院,南京 211101
2 马里兰大学大气和海洋科学系,美国马里兰州 20742
3 河北省气象台,石家庄 050021

摘 要利用台风百合(2001)的高分辨率模式资料,应用 PV-ω反演方法,在分析台风准平衡和非平衡垂直环流基本特征的基础上,诊断研究了热力和动力强迫对台风深厚湿对流结构的影响,结果指出:准平衡流能够描述 台风中具有较长生命史过程的中尺度对流系统的环流结构,中层大振幅垂直运动主要由准平衡 ω方程中凝结潜 热释放的热力强迫所决定;台风低层由动力辐合强迫产生的弱对流,对眼墙区深厚湿对流的形成起到触发作用; 而高层动力强迫产生的下沉运动则削弱了凝结潜热项的影响,抑制了垂直运动向高层伸展。非平衡垂直环流结 构上呈现的短波振荡和快时间尺度调整的时空分布特征表明,它是与重力快波频散过程相联系的非定常环流。 分析台风中深厚湿对流形成的物理模型可知,准平衡动力强迫引起的低层弱对流达到一定振幅,则会引起中层水 汽相变引起的凝结潜热反馈,使得准平衡和非平衡流叠加形成了眼墙区上升运动的大值中心,加上非平衡垂直环 流对动量和热量起到的补偿和调整作用,构成了台风内中尺度深厚湿对流的组织化过程。

关键词 准平衡和非平衡垂直环流 中尺度深厚湿对流 PV-ω反演
文章编号 1006 - 9895 (2009) 04 - 0751 - 09
中图分类号 P444
文献标识码 A

The Contribution of Quasi-Balanced and Unbalanced Vertical Circulation to Mesoscale Deep Moist Convections in Typhoon Nari (2001)

ZHONG Wei¹, Da-Lin ZHANG², LU Hancheng¹, and TIAN Liqing³

1 Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

2 Department of Atmospheric and Oceanic Science, University of Maryland, College Park, Maryland 20742, U.S.A.

3 Weather Bureau of Hebei Province, Shijiazhuang 050021

Abstract The characteristics of quasi-balanced and unbalanced vertical circulations are diagnosed by applying the $PV_{-\omega}$ equation system to a high-resolution simulation of Typhoon Nari (2001) in order to gain insight into their relative roles in organizing process of deep moist convection in tropical storms. Results show that quasi-balanced flows represent well the organized circulations in the storm, most of which are associated with latent heat release. Weak updrafts in the eyewall, induced by the low-level dynamic convergence, help trigger deep moist convection in its cy-

收稿日期 2008-02-14, 2008-05-22 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金重点项目 40830958, 国家重点基础研究发展规划项目 2009CB421500 和 2004CB418301, 美国国家科学基金 ATM-0342363

作者简介 钟玮,女,1982年出生,博士研究生,主要从事中尺度动力学和危险性天气预测预警研究。E-mail: vivian. zhongwei@gmail. com

clonic flows, whereas the subsidence, induced by the upper-level dynamic forcing, counteracts the latent heating-induced updrafts, restraining the upward extension of vertical motion. The spatial and temporal distributions of short waves indicate that the unbalance flow is nonstationary and associated with the dispersion of gravity-inertial wave. It is found that when the low-level weak updrafts caused by the quasi-balanced dynamic forcing are intense enough, the release of latent heat results in the superimposition of quasi-balanced and unbalanced updrafts, which form the strong updrafts in the eyewall. This process, together with the compensating and adjustment processes of unbalanced flows, plays important roles in organizing deep moist convection in tropical storms.

Key words quasi-balanced and unbalanced vertical circulation, deep moist convections, $PV-\omega$ inversion

1 引言

观测事实表明,台风不仅具有清晰的螺旋雨带 和多边形眼墙结构,而且雨带和眼墙内部存在着较 小尺度的深厚湿对流系统等(Bluestein et al., 1987)。这些组织化的深厚湿对流在受到台风涡旋基 本场控制和激发的过程中,不仅自身存在生成、发 展、消亡的生命史过程,也影响台风眼墙及螺旋雨带 的结构和强度变化(许秦,1982)。台风中的深厚湿 对流系统不仅是强风、暴雨等灾害性天气发生的制 造者,对台风的发展和移动也具有重要的影响,尤其 是在形成的初期,台风的发展很大程度上取决于台 风内中尺度对流系统的强度和变化(Gray,1968; 徐亚梅等,2005)。因此,台风中尺度动力学面临 的一个科学问题是:台风形成与发展过程中,其内 部中尺度深厚湿对流系统的环流结构和演变机理。

此外,对于登陆台风而言,卫星和多普勒雷达 资料最多能够提供登陆后以及登陆前十几小时的中 尺度观测信息,但是对后期强度和结构起重要作用 的台风初始生成及发展成熟的过程基本都发生在洋 面上,而这一阶段中的观测信息只有台风的最低气 压、最大风速及其移动方向等(于玉斌等,2008), 因此,生成于洋面上台风内中尺度环流结构和变化 主要依靠高分辨率的模拟结果。Liu et al. (1997) 以及 Zhu et al. (2004)利用 MM5 模式较成功地再 现了飓风 Andrew (1992)和 Bonnie (1998)的生命 史过程,并研究了飓风内部中尺度环流结构的特 征,对于初期发生在西太平洋洋面上,而后登陆中 国(包括台湾岛)的台风内中尺度深厚湿对流的发 生发展的研究还比较少。

中尺度环流的动力学结构取决于中尺度运动方 程的动力模型。对于传统的平衡模式(包括非线性 平衡方程、地转动量近似等)都是假定 Rossby 数 小于1或将散度和垂直速度设为小量级而得到的。 基于此类动力模型下讨论的流场忽略或仅保留了很 小部分的辐散风分量,表现为准水平涡旋结构的特 征。但是台风基本涡旋场内的深厚湿对流系统的发 生发展,都伴随有强烈的垂直运动和辐合辐散运 动,具有涡散运动共存且达到同量级的特征,因此 传统的平衡模式不足以讨论台风这类同时具有强旋 转和强位势运动的中尺度系统以及台风内深厚湿对 流环流的形成和发展。Wang et al.(2003)提出了 PV-ω反演方法来诊断准平衡三维流场的结构,同 时讨论了潜热、摩擦以及动力过程对强迫垂直环流 的影响(Zhang et al., 2006)。但是台风内强烈发展 的中尺度深厚湿对流中不仅包含有具有较长生命史 特征的准平衡垂直环流,还存在非定常的非平衡 流,目前研究准平衡和非平衡垂直环流在台风深厚 湿对流组织化过程中作用的工作还不多。

本文第2节利用模式大气资料分析了台风百合 (2001)模式大气深厚湿对流形成和演变的基本特 征;第3节利用 PV - ω反演方法对台风百合的垂 直环流进行了诊断,得到了台风发展阶段深厚湿对 流环流中准平衡和非平衡垂直环流的动力特征;第 4节讨论了准平衡和非平衡垂直环流的结构及两者 在台风深厚湿对流组织化过程中所起的作用,以及 准平衡热力和动力强迫因子对台风内深厚湿对流形 成和维持的影响。

2 模式大气深厚湿对流的基本特征

2.1 台风百合的观测分析和模式试验

百合(2001)是近年来在西太平洋洋面上生成 并登陆中国的生命史较长的台风个例,2001年9月 5日,百合最初生成于台湾岛以东洋面220 km 处 (25°N,124.7°E),6~7日缓慢向琉球群岛方向西 移,横越冲绳岛后,强度由热带风暴发展成为台 风,随后在那霸附近海面上打转两天,11日12时 (国际协调时,下同)发展达到最强时,最大海面风 速接近 70 m/s,中心最低气压为 944 hPa。之后继 续缓慢西移,16 日在台湾岛北部登陆,登陆时最高 风速达到约 45 m/s,并在台湾岛停留时间达到 49 小时。18 日百合进入台湾海峡,之后继续向西移 动,19 日进入南海北部,20 日登陆广东并减弱为 热带低压。从形成到消亡,百合 (2001) 的整个生 命史过程达到 15 天。

百合对台湾岛造成了影响十分巨大。百合登陆 后,降雨量大且范围广,台湾部分地区2天内的降 雨量达到1270 mm,由此引发台湾地区破纪录的洪 灾。对于登陆后及登陆前十几小时内台风的发展情 况已有研究(周仲岛等,2004),但由于观测资料的 缺乏,对百合(Nari)海上生成及发展过程的研究 还不多。因此,本文主要研究台风百合从热带风暴 加强形成为台风的阶段中的环流结构和演变问题。

利用 PSU/NCAR 研制的 MM5 V3.4 模式对 百合 (2001)的发生阶段进行了数值模拟,模拟时 间为 2001 年 9 月 5 日 12 时~9 月 9 日 12 时,共 96 小时,即模拟了台风形成的生命史阶段,模式资料 格距为 4 km。模式积分初始时刻,百合 (2001)中 心最低气压为 1004 hPa,地面最大风速为 19 m/s, 强度上属于热带风暴,此后的 48 小时过程中百合 显著增强,到 9 月 7 日 15 时,中心气压为 990 hPa, 地面最大风速为 32 m/s,达到台风强度,此后持续 增强 (图 1)。从模式大气和观测结果比较可见,台



图 1 模式大气与实测最低海平面气压(a)和地面最大切向风 速(b)随时间演变图。实线:模拟;虚线:观测 Fig. 1 Time series of (a) the minimum sea-surface pressure and

(b) the maximum surface tangential wind

风低压中心和最大风速的形成和发展过程比较平缓,模式大气资料对其强度和变化趋势都模拟得比较准确,因此,模式输出资料能够比较准确地描述 百合生成初期由热带风暴加强形成台风的发展阶段。

2.2 台风内中尺度深厚湿对流的环流结构和演变 特征

利用模式大气资料分析了台风内中尺度深厚湿 对流的分布和传播,以及由此形成的眼墙和螺旋雨 带的结构和演变特征,由9月8日13时台风发展 成熟后 4 km 高度上的雷达反射率和水平风场的分 布图(图 2a)可知,百合已具有明显的多边形眼墙 和螺旋雨带结构, 眼墙和雨带内都镶嵌有反射率达 到 30 dBZ 以上的强对流单体。台风发展初期显示 了明显的非对称结构, 西侧眼墙距眼心 40 km 左 右,其雷达反射率超过 40 dBZ,并对应有达到 30 m/s 以上强风区。东侧眼墙强度较弱,存在小 范围 35 dBZ 左右的强对流单体, 东侧眼墙沿顺时 针方向外延, 距眼心 80 km 左右。同时, 水平风场 分布不均匀,在西部眼墙区存在强辐合,东侧眼墙 区虽然风速较小,但存在较大的径向入流分量。由 此可见,处于初始发展时期台风强度较弱,但是水 平风场的分布已经具备形成和维持深厚湿对流的动 力条件。

为了体现台风百合强对流分布的区域特征,将 图 2a 中沿切向间隔为 9°的 AB、CD、EF、GH 和 IJ 的5个垂直剖面做平均,从得到的剖面平均物理量 的径向-高度分布(图2b)可知,西北部雷达反射 率大值区 (>30 dBZ) 的对流系统的垂直伸展达到 10 km,并对应有整层的强上升运动,垂直运动最 大值出现在 5~6 km 高度上, 达到 2.7 m/s (图 3a),表明该区域对流发展旺盛;此外,结合径向风 场分布可知,低层径向入流的强辐合、高层出流辐 散以及由于水平风场切向不连续共同引起了眼墙区 强上升运动,结合眼心和眼墙外区出现的下沉气 流,构成了台风眼墙和螺旋雨带内具有组织化特征 的中尺度深厚湿对流环流。从9月8日11~22时 径向时间演变图(图2c)可以看出,百合在强度上 达到台风标准后, 初期结构具有明显的非对称特 征,具有强回波特征的深厚湿对流主要分布在台风 西北侧, 眼墙和螺旋雨带结构清晰, 眼墙距台风眼 中心约80 km, 对应垂直速度达到0.8 m/s。随着



图 2 达到台风标准后 9 月 8 日 13 时 (a) z=4 km 高度和 (b) 平均垂直剖面雷达反射率 (阴影)和风速分布图以及 (c) 平均 剖面 z=4 km 高度上径向雷达反射率 (阴影)和垂直运动 (等 值线,单位: m/s)随时间演变图

Fig. 2 Simulated radar reflectivity (shaded) and wind vectors (a) at 4 km height, and (b) on the five-slice-averaged vertical cross section at 1300 UTC 8 Sep (when Nari reached the intensity of typhoon), and (c) time series of the radar reflectivity (shaded) and vertical motions (contour, units: m/s) at 4 km height of the averaged cross section. Vertical velocity vectors in (b) have been amplified by a factor of 10

台风强度的发展,到13时,西侧眼墙内高于35 dBZ 的深厚湿对流向眼心方向内缩至距眼心 40 km左右 处,强度增大至45 dBZ,17 时以后,西侧眼墙和垂 直运动大值区稳定维持在距眼心 40 km 左右; 东侧 强回波和上升运动中心开始形成并明显增强内移, 17 时东侧距眼心 60 km 处出现高于 35 dBZ 的强回 波区和大于 0.6 m/s 的强上升运动中心, 18 时后内 缩至距眼心 40 km 处。由此可见, 随着台风强度的 增大,对流运动增强,眼墙及螺旋雨带结构趋于对 称。对比台湾地区五分山多普勒雷达观测到的登陆 前 8 小时 4 km 高度上,存在清晰多边形眼墙和螺 旋雨带且具有强回波对称分布特征的雷达反射率图 「图略,可参阅周仲岛等(2004)],从中可知,由模 式大气分析得到的台风在海上生成和发展阶段内中 尺度环流的强度和结构的变化,对台风后期演变起 着重要影响,因此,诊断研究这一阶段中尺度环流 的演变机理是十分重要的。

3 基于准平衡动力模型的诊断分析

3.1 准平衡垂直环流的动力模型

中尺度对流系统区别于大尺度系统的重要特征 在于具有很强的垂直运动,而在动力学分析中,垂 直运动的诊断是一个比较有争议的问题, Krishnamurti (1968) 和 Zhang et al. (2000) 认为, 由准 地转ω方程诊断得到的垂直环流是恢复平衡状态 必要条件,因而此时的垂直运动属于平衡系统的一 部分; 但陈秋十(1987)则认为垂直运动是由于非 平衡态引起的,是从非平衡到平衡的一个调整过 程,因此垂直运动方程应属于非平衡过程。最近研 究提出由于平衡状态下旋转风分量是主要的,而非 平衡态主要反映系统的快时间尺度的调整变化,而 对于同时具有强位势和强旋转运动的中尺度对流系 统,则可用包含较长生命史组织化垂直环流和较强 辐散风分量的准平衡流来描述(Wang et al., 2003; 高守亭等, 2006; 陆汉城等, 2007)。Wang et al. (2003) 提出了一种准平衡流分析方法, 即 PV - ω 反演方法,得到的台风准平衡流不仅能较真实反映 包括低层入流、高层出流及水平流场的涡旋特征, 还包含了如眼墙和螺旋雨带内剧烈倾斜上升运动以 及眼心和雨带间隔区的下沉运动等能够决定台风强 度的二级环流结构。本文利用 PV-ω 反演方法对 台风百合发展阶段的三维流场进行了诊断分析, 讨

论准平衡和非平衡垂直环流在台风中尺度对流结构中所起的作用。

Wang et al. (2003) 给出的假相当高度坐标系 下的准平衡 ω 方程,形式为

$$\nabla_{h}^{2} \left(\frac{\partial^{2} \Phi}{\partial z^{2}} \omega \right) + f \eta \frac{\partial}{\partial z} \left\{ (z_{a} - z)^{-\mu} \frac{\partial}{\partial z} \left[(z_{a} - z)^{\mu} \omega \right] \right\} - f \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial^{2} \Psi}{\partial x \partial z} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial^{2} \Psi}{\partial y \partial z} \right) - f \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial^{2} \chi}{\partial y \partial z} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial^{2} \chi}{\partial z \partial z} \right) - \left(f \frac{\partial \eta}{\partial z} \frac{\mu}{(z_{a} - z)} + f \frac{\partial^{2} \eta}{\partial z^{2}} \right) \omega = f \frac{\partial}{\partial z} \left[\mathbf{V}_{h} \cdot \nabla \eta \right] - \nabla_{h}^{2} \left[\mathbf{V}_{h} \cdot \nabla_{h} \frac{\partial \Phi}{\partial z} \right] - 2 \frac{\partial^{2}}{\partial t \partial z} \left[\frac{\partial^{2} \Psi}{\partial x^{2}} \frac{\partial^{2} \Psi}{\partial y^{2}} - \left(\frac{\partial^{2} \Psi}{\partial x \partial y} \right)^{2} \right] - \beta \frac{\partial^{3} \Psi}{\partial t \partial y \partial z} + \frac{g}{\theta_{0}} \nabla_{h}^{2} \dot{q}_{\rho} - f \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial f_{y}}{\partial x} - \frac{\partial f_{x}}{\partial y} \right) - \frac{\partial^{2}}{\partial t \partial z} \left(\frac{\partial f_{x}}{\partial x} + \frac{\partial f_{y}}{\partial y} \right),$$
(1)

其中,

$$z = \left[1 - \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R_d}{c_p}}\right] \frac{c_p \theta_0}{g}$$

为垂直方向上的假相当高度, g 为重力常数, θ_0 为 基态位温, $\mu = c_v/R_d$, f 为科里奥利参数, $\beta = \partial f/$ $\partial y_o f_x$ 和 f_y 为摩擦项, q_ρ 为非绝热加热项。方程 中 ζ 、 η 、 Ψ 和 Φ 均为非线性平衡方程约束下的的平 衡流场的涡度、绝对涡度, 流函数和位势高度场。

显然,(1) 式是一个椭圆方程,求解时需满足 ∂²Φ/∂z²>0,因此,利用(1) 式求出的是热力稳定 条件下的垂直环流,其大小取决于方程的右端项, 从左至右分别为涡度平流的垂直变化项、温度平流 的 Laplacians 项、Jacobian 项、β效应项、非绝热加 热项和摩擦项。前四项中 Ψ 和 Φ 均为 PV 反演得 到的非线性平衡方程约束下的平衡流场,为动力强 迫因子,表征了与平衡流场的平流及变形造成的平 衡破坏相联系的垂直环流;后三项为凝结潜热和摩 擦造成的外源强迫,决定了台风准平衡垂直环流的 大小和辐散风分量的振幅。由方程形式可知,(1) 式并不是一个完全的平衡诊断方程,出现了势函数 的空间分布和流函数的时间倾向变化项,因此,在 进行数值求解时需引入涡度倾向方程和连续方程。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -(\mathbf{V}_{\psi} + \mathbf{V}_{\chi}) \cdot \nabla_{\mathbf{h}} \eta - \omega \frac{\partial \eta}{\partial z} - \eta \nabla_{\mathbf{h}} \cdot \mathbf{V}_{\chi} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial f_{y}}{\partial x} - \frac{\partial f_{x}}{\partial y}, \qquad (2)$$

$$\nabla^{2} \chi = -(z_{a}-z)^{-\mu} \frac{\partial}{\partial z} [(z_{a}-z)^{\mu} \omega], \qquad (3)$$

其中, V_{ψ} 和 V_{χ} 分别为水平风场的旋转风分量和辐散风分量; χ 为速度势,表征与准平衡垂直运动相联系的辐散风分量大小。因此,方程(1)、(2)和(3)构成了关于 ω 、 $\partial \Psi/\partial t$ 和 χ 的闭合方程组,可以诊断准平衡条件下的垂直运动分布。

3.2 准平衡和非平衡垂直环流的动力特征分析

利用上述加入涡度倾向方程和连续方程之后的 准平衡 ω 方程,可以计算得到包含动力和热力强迫 作用的准平衡流中垂直运动及与其相联系的水平辐 散风分量,结合 PV 反演得到的平衡流场,还可以 得到台风准平衡流的垂直环流结构,而模式大气和 准平衡流的差值可视为衡量真实大气偏离准平衡态 的程度的大小,即为非平衡流场。

为了区分准平衡和非平衡垂直运动对台风内组 织化深厚湿对流的贡献,图 3a 和图 3b 分别给出了 整层平均的准平衡、非平衡和模式大气垂直速度径 向和切向的分布。在径向方向上,模式大气和准平 衡垂直运动的峰值都出现在眼墙区。在切向方向 上,由于台风发展初期呈非对称特征,上升运动的 极值域出现在台风西北侧的眼墙区并延伸至东北 部。由此可见,准平衡垂直速度具有几乎与模式大 气垂直速度具有同位相的波动特征,在空间上都基 本呈单极分布。但同时模式大气和准平衡垂直运动 分别在径向外围区域和单侧眼墙以外区域上存在空 间上的短波振荡,这种短波振荡在非平衡整层平均 垂直速度的径向和切向空间分布上表现得更为明 显。由最强对流区域的整层平均速度时间演变分析 (图 3c) 可以看出, 模式大气和准平衡垂直速度的 变化具有较长周期,对流运动最强出现在13时, 但在具有生成发展期基本特征的12小时内,模式 大气在该区域具有稳定上升运动,可见模式大气和 准平衡垂直运动描述的都是具有长生命史维持特征 的对流运动,但它在数值上存在振幅的高频振荡; 而非平衡垂直速度则存在明显的短周期波动特征, 对流运动调整的间隔基本在3小时左右。由此可以 看出, 非平衡流反映的主要是平衡的重建适应过程, 调整的时间尺度很短且伴随有短波对能量的频散。

诊断得到的准平衡流中的整层平均垂直运动 在量值上占模式输出台风垂直环流结构的 60%~ 70%,这与 Wang et al. (2003)在对称性飓风 Andrew (1992)中反演得到的结果类似,表明准平衡 流虽然占据了大部分垂直运动的主体。但是非平衡



图 3 9月8日13时质量加权垂直平均垂直速度随(a)半径和(b)方向角的分布图;(c)对流区中心(图 2a中 abcd 所围区域)处质量加权垂直平均垂直速度随时间演变图。(a)图 2b中的剖面平均垂直速度;(b)半径 40~60 km 的径向平均垂直速度

Fig. 3 (a) Radial and (b) azimuthal diagrams of mass-weighted vertically averaged vertical velocity at 1300 UTC 8 Sep, and (c) the time series of mass-weighted vertically averaged vertical velocity in the severe convective area enclosed by a, b, c and d in Fig. 2a from 1100 UTC to 2200 UTC. The vertical velocity in (a) is five-slice-averaged as Fig. 2b, while that in (b) is radially averaged over radii 40 - 60 km

部分还是有一定比例的,故而准平衡流和非平衡流 在台风深厚湿对流系统的维持和发展过程中都起着 关键作用。

4 准平衡流和非平衡垂直环流对深厚 湿对流的影响

由方程(1)可知,由于准平衡ω方程具有准定 常的性质,因此可以描述具有较长生命史随时间变 化的垂直运动和辐散风分量,由此得到的准平衡垂 直环流中同时包含了动力强迫(平衡场的平流和变 形作用)和热力强迫(凝结潜热释放)的影响,分 析两者对于台风准平衡垂直环流的影响以及它们在 台风深厚湿对流组织化过程中的作用是十分有意义 的。同时由上节分析可知,非平衡流在模式大气中 仍占有相当比例,反映了系统随时间变化的调整过 程,对台风眼墙区的深厚对流的也起着重要作用。

图 4 给出了计算得到的准平衡和非平衡垂直环 流的分布。由模式大气垂直运动分布可知(图 2a), 西侧眼墙区(距眼心 20~40 km 处)出现整层上升 运动,在位于 6 km 高度上存在达到 3 m/s 的上升 运动极值中心,而在 12 km 高度以上,强上升运动 继续维持在 1.5 m/s 左右。但在西侧眼墙外围的 40~100 km 较为宽广的区域内,1~6 km 高度上 为弱下沉运动,6 km 高度以上为明显上升运动区, 垂直速度随高度分布呈明显的双模态特征。

由准平衡 ω 方程计算得到的台风准平衡垂直 环流的分布(图4a)可以看出,准平衡流能准确刻 画模式大气的中尺度环流结构,即描述了台风内深 厚湿对流的完整环流结构,包括眼墙区强烈上升运 动,雨带内弱上升运动,垂直运动上升支两侧的下 沉运动、低层的入流辐合和高层的出流辐散。准平 衡流还描述了分别在近地层(2 km 高度以下)和 6 km 的高度上出现的径向入流急流, 尤其是中层 径向急流的出现,导致该高度上方和下方径向风速 垂直切变的差异,风切变动力强迫引起的垂直环流 造成台风眼墙外区 6 km 高度以上的上升运动和 6 km 高度以下的下沉运动。由图 4a 还可看出,由 准平衡ω方程计算的准平衡垂直运动与凝结潜热 加热率具有同位相分布特征,即凝结潜热释放的正 值加热率对应为上升运动, 眼墙区为潜热释放的极 值区对应有上升运动的极值区, 而眼墙外螺旋雨带 内水汽冷却对应下沉运动区。由非平衡垂直环流的

分布可知(图 4b),在紧贴西侧眼墙强上升运动两侧,出现了明显的非平衡下沉运动,补偿了西侧眼墙区深厚湿对流发展过程中质量和动量消耗;而高层非平衡垂直运动的上升支和下沉支出现较准平衡流更为规则的间隔分布特征,且间距较小,表明非平衡流与重力波的振荡相联系。

分别计算准平衡 ω 方程中由热力强迫(图 5a) 和动力强迫(图 5b)引起的准平衡垂直运动分布, 表明台风西侧中层水汽的大量非线性集中和相变所 释放的潜热是造成模式大气中层 5 km 和高层 12 km 高度处的两个上升运动的极值中心的原因。 同时由于潜热的释放,造成眼墙区中层气旋式径向 入流急流的出现。动力强迫因子对于垂直的影响主 要在台风的低层和高层,由动力强迫因子 [即方程 (1) 右端前四项]引起的垂直运动主要出现在台风 的低层和高层,中层强迫因子对垂直运动的影响很

757



图 4 9月8日13时反演得到的平均剖面(a)准平衡和(b)非平衡垂直速度(等值线,单位:m/s)与潜热加热率(阴影)及该平面相应状态径向垂直环流风场矢量分布图

Fig. 4 The five-slice-averaged vertical cross sections of (a) quasi-balanced and (b) unbalanced vertical velocity (contour, units: m/s), superposed with latent heating (shaded) and radial-vertical circulation vectors at 1300 UTC 8 Sep 2001



图 5 9月8日13时平均剖面(a)热力强迫和(b)动力强迫垂直速度(等值线,单位:m/s)与高值雷达反射率(阴影)和该条件下径向垂直环流风场矢量的分布图

Fig. 5 The five-slice-averaged vertical cross sections of (a) the thermally forced and (b) dynamically forced quasi-balanced vertical velocity (contour, units: m/s), superposed with radar reflectivity (shaded) and radial – vertical circulation vectors (m/s) at 1300 UTC 8 Sep 2001

小。低层由强迫因子产生的径向入流在西侧眼墙区 内侧形成辐合,强迫出最大达到 0.6 m/s 的上升运 动区,但垂直方向上仅伸展至 2 km 高度,东侧强 迫出的上升运动则更弱,说明台风低层动力强迫产 生的上升运动量值较小,且不足以维持垂直运动的 持续向上伸展;而高层由于动力因子的强迫作用, 在径向方向上产生明显的入流辐合,由此形成的下 沉运动则削弱了凝结潜热的影响,抑制了准平衡上 升运动的持续向上伸展。

基于准平衡 ω 方程得到的准平衡垂直运动,反 映了大气内强迫因子(包括热力和动力强迫)对模 式大气深厚湿对流的贡献。由于准平衡垂直运动大 值中心主要集中在大气中层,与凝结潜热释放的热 力强迫区域相对应,因此要引起大气中层凝结潜热 的释放,形成强烈发展的深厚湿对流系统,台风眼 墙区低层必需存在足够振幅的上升运动。

分析台风眼墙区深厚湿对流维持区域的动力强 迫和热力强迫上升运动随时间演变(图 6)可知, 与准平衡热力强迫上升运动中心主要出现在 3 km 高度以上,可见凝结潜热释放作用集中体现在大气 中层。动力强迫引起的上升运动的量值很小,与模 式输出的垂直运动相比小一个量级且主要位于眼墙



图 6 强对流区准平衡动力强迫垂直运动(等值线,单位:m/s)、 准平衡热力强迫上升运动(阴影)和模式输出风矢量随时间演 变图

Fig. 6 Time series of the area-averaged dynamically forced vertical motion (contour, units: m/s), thermally forced vertical motion (shaded) and simulated wind vectors in the severe convective areas enclosed by a, b, c and d in Fig. 2a 区 3 km 高度以下,当强迫上升运动超过 0.3 m/s 时,不仅会引起凝结潜热的释放,对应有热力强迫 引起的上升运动中心,而且在随后 1~3 小时内, 则会出现了很强的模式大气上升运动。

综上分析,可以得到基于准平衡动力学分析的 台风内深厚湿对流发展的物理模型,即由准平衡动 力强迫作用形成的弱对流,虽然量值非常小,但是 对台风内低层上升运动的形成起到触发的作用,当 其上升运动达到一定振幅,会引起大气中层凝结潜 热的释放,形成了具有深对流特征的准平衡垂直环 流;而中层非平衡上升运动大值中心及两侧下沉运 动对眼墙区剧烈上升运动区域质量和动量的补偿, 对环流的进一步维持和发展起到促进作用。因此, 基于准平衡动力模型的准平衡和非平衡垂直环流的 结构和演变,以及动力强迫和热力强迫因子的相互 作用可以揭示台风中准平衡动力模型中深厚湿对流 的组织化过程,加深对台风动力学的认识。

5 结论

本文利用 PV-ω方法,对台风百合(2001)生 成阶段的模拟资料进行了反演和诊断分析,结果表 明:台风发展初期中尺度对流系统的形成和传播对 台风强度的增强和结构的对称化具有重要影响。基 于准平衡动力模型的准平衡和非平衡垂直环流的结 构特征表明,台风中层准平衡垂直运动的能量主要 来源于潜热释放,低层和高层则以动力强迫影响为 主,反映的是具有较长生命史过程的组织化中尺度 对流系统的结构特征;而非平衡流在空间分布上呈 现规则的短波振荡特征,体现了对深厚湿对流发展 和维持起到的质量和动量的补偿作用;而较短时间 尺度上的变化特征,说明非平衡垂直环流反映的是 与重力波相频散相联系的快时间尺度的适应过程。

通过分析准平衡和非平衡垂直环流的相互作 用,表明大气低层动力强迫形成的上升运动的量级 非常小,但如果达到足够的振幅,则随后 3 小时 内,就会出现强烈的上升运动,说明动力强迫流对 台风内深厚湿对流的形成起到触发的作用,同时对 流发展过程中水汽相变引起的凝结潜热的释放,使 得台风中层准平衡和非平衡垂直环流的大值中心叠 加,加上非平衡流对眼墙中层强上升运动剧烈发展 的补偿作用,构成了台风中深厚湿对流的组织化过 程。

参考文献 (References)

- Bluestein H W, Marks F D Jr, 1987. On the structure of the eyewall of Hurricane Diana (1984): Comparison of radar and visual characteristics[J]. Mon. Wea. Rev., 115: 2542-2552.
- 陈秋士. 1987. 天气和次天气尺度系统的动力学[M]. 北京:科学 出版社,8-26. Chen Q S. 1987. The Dynamics of Synoptic and Subsynoptic Scale System (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 8-26.
- 高守亭,周菲凡. 2006. 基于螺旋度的中尺度平衡及非平衡流诊断 方法[J]. 大气科学, 30 (5): 854-862. Gao S T, Zhou F F. 2006. Mesoscale balance equation and the diagnostic method of unbalanced flow based on helicity [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (5): 854-862.
- Gray W M. 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storms [J]. Mon. Wea. Rev., 96: 669-700.
- Krishnamurti T N. 1968. A diagnostic balance model for studies of weather systems of low and high latitudes Rossby number less than 1 [J]. Mon. Wea. Rev., 96 : 197 207.
- Liu Y B, Zhang D L, Yau M K. 1997. A multiscale numerical study of hurricane Andrew (1992). Part I: Explicit simulation and verification [J]. J. Atmos. Sci., 125: 3073 – 3093.
- 陆汉城,钟玮,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 H C, Zhong W, Zhang D L. 2007. Current understanding of wave characteristics in tropical storms [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (6): 1140-1150.
- Wang X, Zhang D L. 2003. Potential vorticity diagnosis of a simulated Hurricane. Part I: Formulation and quasi-balanced flow [J]. J. Atmos. Sci., 60: 1593-1607.

- 许秦. 1982. 台风中的不稳定螺旋惯性重力波[J]. 中国科学(B), 665 - 673. Xu Qin. 1982. The unstable spiral inertial-gravity waves in Typhoon [J]. Science in China (Ser. B) (in Chinese), 665 - 673.
- 徐亚梅, 伍荣生. 2005. 热带气旋碧丽斯 (2000) 发生的数值模拟: 非对称流的发展及转换[J]. 大气科学, 29 (1): 79 - 90. Xu Yamei, Wu Rongsheng. 2005. The numberical simulation of the genesis of tropical cyclone Bilis (2000): The evolution and transformation of asymmetric momentum [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (1): 79 - 90.
- 于玉斌,陈联寿,杨昌贤. 2008. 超强台风"桑美"(2006)近海急剧 增强特征及机理分析[J].大气科学,32(2):405-416. Yu Y B, Chen L S, Yang C X. 2008. The features and mechanism analysis on rapid intensity change of super typhoon Saomai (2006) over the offshore of China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 32(2):405-416.
- Zhang D L, Chanh Q K. 2006. Potential vorticity diagnosis of a simulated hurricane. Part II: Quasi – balanced contribution to forced secondary circulations [J]. J. Atmos. Sci., 63: 2898–2914.
- Zhang Fuqing, Koch S E, Davis C A, et al. 2000. A survey of unbalanced flow diagnostics and their application[J]. Adv. Atmos. Sci., 17: 165-183.
- 周仲岛,颜建文,赵坤. 2004. 台湾地区登陆台风降雨结构之雷达 观测[J]. 大气科学(台湾), 32 (3), 183 - 203. Jou Ben Jong-Dao, Yen Chien-Wen, Zhao Kun. 2004. Radar observations of precipitation structure of landfull typhons in the Taiwan area [J]. Atmospheric Sciences (Taiwan) (in Chinese), 32 (3): 183-203.
- Zhu T, Zhang D L, Weng F Z. 2004. Numerical simulation of hurricane Bonnie (1998). Part I: Eyewall evolution and intensity changes [J]. Mon. Wea. Rev., 132: 225-241.