

陆汉城,葛晶晶,钟玮.准平衡流在中尺度深厚湿对流系统中的诊断分析概述[J].暴雨灾害,2010,29(2):105-110,147

准平衡流在中尺度深厚湿对流系统中的诊断分析概述

陆汉城,葛晶晶,钟 玮

(解放军理工大学气象学院,南京 211101)

摘 要:从中尺度组织化深厚湿对流具有强烈的辐散风效应和强垂直运动的观测事实出发,评述了平衡流和非平衡流在对旋转风和辐散风的诊断分析中的作用和不足,介绍了准平衡流的原理、计算方法及其分别在台风暴雨和梅雨锋暴雨诊断研究中的应用。研究表明:准平衡流能真实反映涡散共存的大振幅垂直运动特征,暴雨区的垂直环流中有50%~70%归于准平衡流部分,准平衡流可以描述致洪暴雨过程中具有较长生命史组织化过程的深厚湿对流系统中垂直运动的主要部分,准平衡流场具有涡散运动共存的特征,准平衡流分析方法在中尺度深厚湿对流系统诊断研究中具有重要作用。

关键词:深厚湿对流;涡散共存;准平衡流;PV- ω 反演方法

中图分类号:P433 文献标识码:A 文章编号:1004-9045(2010)02-0105-07

1 引言

观测研究表明,中尺度对流系统(MCS)是组织化积云对流形成的对流风暴^[1-3],中纬度地区常见的中尺度对流系统有局地对流(局地强风暴等)、准二维线状对流(飑线、锋面中尺度雨带等)、近于圆形团状结构的中尺度对流复合体(MCC)及具有涡旋环流特征的台风内的中尺度对流带^[4-5],它们的一个共同特征是在准二维剖面上,有一个具有很强垂直运动的中尺度环流。因此,深厚湿对流组织化的动力学机理是中尺度动力学的主要科学问题^[6]。组织化积云对流形成的强风暴系统的中心科学问题是对流如何组织、加强并形成尺度较大,持续时间较长,并具有传播云系的深对流系统。显然,它是与具有很强垂直运动的中尺度环流的发生、发展过程密切相关。突发和频发的致洪暴雨过程,在不同尺度天气系统相互作用基础上,都存在组织化的深厚湿对流,它可以形成尺度较大、持续时间较长、具有传播云系的湿中尺度对流系统,其水平尺度在几十到几百公里之间,生命史为几小时到几十小时。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^[7]和 Zhang 等^[8]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的必要条件,因而此时的垂直运动属于平衡系统的一部分;但陈秋士^[9]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。

在大气系统中的平衡其实是风场和质量场之间的一种诊断关系,但是,这种平衡关系对于场变量本身而言,是随时间变化而变化的,换言之,这种平衡是一种动态的平衡。由于平衡流场具有时空尺度上的缓变特征,因此基于平衡理论框架的非线性平衡模式被广泛应用于追踪具有较长生命史和自组织结构系统的流场基本特征和变化。但是已有的非线性平衡模式要么假设 Rossby 数 $R_0 \ll 1$,即假定科氏力远远比惯性力重要(而我们知道,中尺度系统中的科氏力、惯性力、气压梯度力都很重要,这三个力共同决定系统的发生发展状况)^[10],要么人为的假设一些量(如辐合辐散、垂直速度、速度势等)为小量^[11],它们可以分情况用于大尺度天气系统或中尺度浅薄系统,换句话说,在平衡模式下认为位势运动是瞬时过程,与涡旋运动在时间尺度上具有明显的可分性,且比涡旋运动小一个量级,可以忽略或仅保留很小部分的辐散风分量,所以平衡模式下的质量场和水平风场虽然能够很好地描述中尺度旋转气流的特征,但是对于垂直运动比较旺盛的系统如组织化的深厚湿对流系统,由于它们具有明显的辐合辐散运动,这些平衡模式就不足以描述这些系统的结构和演变特征。

非平衡态指的是物理量场相对于平衡状态的偏离。由于天气系统本身具有平衡态的恢复能力,即如在某一地区,由于某种原因出现了非地转平衡运动,则它必然会通过某种机制很快向地转平衡状态调整。

收稿日期:2010-01-20;定稿日期:2010-03-20

基金项目:国家重点基础研究发展规划项目(2009CB421500)、国家青年科学基金项目(40905022)、国家自然科学基金重点项目(40830958)共同资助

作者简介:陆汉城,男,1945年生,教授,博导,主要从事中尺度动力学和危险性天气预测预警研究。E-mail:hancheng.lu@gmail.com

而这个由非平衡向平衡调整的过程是通过垂直运动对气压场、温度场、风场之间的关系进行调整而实现的,因此非平衡状态主要反映的是系统的调整变化过程,具有强垂直运动和位势运动的特征。对于大尺度天气系统,非平衡调整过程在时间尺度和空间尺度上均远远小于平衡过程,非平衡运动具有时间短、范围小、振幅大、非定常的特征,且该过程中常伴有快波对能量的频散作用。虽然非平衡态具有强垂直运动和强位势运动的特征,但是它反演的是系统的调整变化,在时间尺度和空间尺度上均远远小于平衡过程,因此不能描述长生命史的中尺度深厚湿对流的发展演变过程。

Wang and Zhang^[12]、陆汉城等^[13]和高守亭等^[14]均提出在中尺度运动分析中的平衡与非平衡之间存在着区别于这两种状态的准平衡(中间平衡)态,他们认为平衡流中旋转风分量是主要的,非平衡流则主要反映系统的调整变化,该过程伴有快波对能量的频散,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。

2 准平衡流的原理和计算方法

Wang and Zhang^[12]提出的基于准平衡流分析的 PV- ω 反演方法的做法是在通过 PV 方程和非线性平衡方程反演得到平衡流场的基础上,利用准平衡 ω 方程得出准平衡条件下的垂直运动和辐散风分量。下面对他们的方法进行简单的介绍:

从更广义的考虑了水汽和降水影响的 Ertel 位涡出发,其形式为:

$$q = \frac{1}{\rho} \eta_a \cdot \nabla \theta_p \tag{1}$$

其中, q 是位涡, ρ 是总的密度 (包含了干空气、空气中的湿度以及降水的密度), $\eta_a = 2\Omega + \nabla \times \vec{V}$ 是绝对涡度矢量, θ_p 是虚位温。

$$\nabla_h^2 \Phi = \nabla_h (f \nabla_h \psi) + 2J \left(\frac{\partial \psi}{\partial x}, \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \nabla_h \cdot F_r \tag{2}$$

非线性平衡方程(2)是从保留摩擦项的散度方程出发将水平风场分解为旋转风分量和辐散风分量并引入流函数 ψ 和速度势 Φ 得到的。将位涡场、位势高度及流函数分解为基本态和扰动量 (其中, Wang and Zhang^[12]选取梯度风平衡的轴对称涡旋场作为位涡反演所需的基本态),就可得到扰动位涡方程和扰动 NLB 方程,因此,如果扰动位涡场 q' 已知,就可在一定边界条件下求解出满足非线性平衡方程的扰动平衡流场 ψ' 和位势场 ϕ' ,将求得的 ψ' 和 ϕ' 加上基态量,就构成描述热带气旋准水平涡旋性质的平衡流场。

为了完整地描述具有强旋转和强位势共存特征的飓风的三维流场特征, Wang and Zhang^[12]引入了假相当高度坐标系下的涡度方程、准平衡 ω 方程和连续方程。由于平衡流场变形引起的动力强迫及潜热、摩擦等物理过程是激发热带气旋内次级环流的主要因子,因此,从垂直涡度方程和热力学方程出发可推导出包含外源强迫影响下的准平衡 ω 方程。假相当高度坐标系下的垂直涡度方程和热力学方程形式如下:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -(\vec{V}_\psi + \vec{V}_\chi) \cdot \nabla_h \eta - \omega \frac{\partial \eta}{\partial z} - \eta \nabla_h \cdot \vec{V}_\chi + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial f_y}{\partial x} - \frac{\partial f_x}{\partial y} \tag{3}$$

$$\frac{\partial \theta_p}{\partial t} + u \frac{\partial \theta_p}{\partial x} + v \frac{\partial \theta_p}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta_p}{\partial z} = q_p \tag{4}$$

其中 ω 为假相当高度坐标下的垂直速度, $\omega > 0$ 表示上升运动。 q_p 为非绝热加热项, θ_0 为基态位温,取 $(\frac{g}{\theta_0})$

$\nabla_h^2 (4) - \frac{\partial^2 (2)}{\partial t \partial z} - f \frac{\partial (3)}{\partial z}$, 可得假相当高度坐标系下的准平衡 ω 方程:

$$\begin{aligned} & \nabla_h^2 \left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} \omega \right) + f \eta \frac{\partial}{\partial z} \{ (z_a - z)^\mu \frac{\partial}{\partial z} [(z_a - z)^\mu \omega] \} - f \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \right. \\ & \left. \frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial z} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial^2 \psi}{\partial y \partial z} \right) - f \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial^2 \chi}{\partial y \partial z} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial^2 \chi}{\partial x \partial z} \right) - \left(f \frac{\partial \eta}{\partial z} \right. \\ & \left. \frac{\mu}{(z_a - z)} + f \frac{\partial^2 \eta}{\partial z^2} \right) \omega = f \frac{\partial}{\partial z} [\vec{V}_h \cdot \nabla \eta] - \nabla_h^2 [\vec{V}_h \cdot \nabla_h \frac{\partial \Phi}{\partial z}] - 2 \frac{\partial^2}{\partial t \partial z} \\ & \left[\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} - \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial y} \right)^2 \right] - \beta \frac{\partial^3 \psi}{\partial t \partial y \partial z} + \frac{g}{\theta_0} \nabla_h^2 q_p - f \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial f_y}{\partial x} - \frac{\partial f_x}{\partial y} \right) \\ & - \frac{\partial^2}{\partial t \partial z} \left(\frac{\partial f_x}{\partial x} + \frac{\partial f_y}{\partial y} \right) \end{aligned} \tag{5}$$

其中 $z_a = (C_v/R_d)H_s$, $H_s = p_0/\rho_0 g = R_d \theta_0/g$ 为特征高度, $\mu = C_v/R_d$, $z = \frac{C_v \theta_0}{g} [1 - (P/P_0)^{R/C_p}]$ 为垂直方向上的假相当高度,方程中 ζ 、 η 、 Ψ 和 Φ 均为非线性平衡方程约束下的平衡流场的涡度、绝对涡度,流函数以及位势高度场。显然式(5)是一个椭圆方程,求解时需满足 $\frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} > 0$,即利用式(5)求解出来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 为 PV 反演得到的非线性平衡方程约束下的平衡流场,而这四项均为动力强迫因子,说明平衡流场的平流及变形会导致平衡的破坏,而同时为重建平衡则会激发出垂直环流;后三项为凝结潜热和摩擦造成的外源强迫,决定了热带气旋准平衡垂直环流的大小和辐散风分量的振幅。

分析可知,方程(5)并不是一个完全的诊断方程。

首先方程中存在三个局地时间倾向变化项, 即 $\frac{\partial \Psi}{\partial t}$, $\frac{\partial f_x}{\partial t}$ 和 $\frac{\partial f_y}{\partial t}$, 其中 $\frac{\partial \Psi}{\partial t}$ 可利用平衡流场条件下 $\zeta = \nabla^2 \Psi$, 对方程(3)进行变形得到, 而 $\frac{\partial f_x}{\partial t}$ 和 $\frac{\partial f_y}{\partial t}$ 可直接由模式输出得到。

其次, 方程中出现了表征与准平衡垂直运动相联系的辐散风分量大小的势函数 χ 的空间分布, 因此, 在进行数值求解时需引入连续方程:

$$\nabla^2 \chi = -(z_a - z)^{-\mu} \frac{\partial}{\partial z} [(z_a - z)^\mu \omega] \quad (6)$$

综上所述, 方程(3)、(5)、(6)构成了关于 ω , $\frac{\partial \Psi}{\partial t}$ 以及 χ 的闭合方程组, 可以求得准平衡条件下的垂直速度场和水平风场的辐合辐散分量, 可以诊断出准平衡条件下的垂直运动分布, 加上前面反演得到的扰动风场和位势场, 就构成了能够表达包含基本涡旋场特征、长生命史的组织化深对流以及强辐合辐散运动的三维准平衡流场。此时的三维流场既保留了平衡模式中被略去的与深厚湿对流相联系的辐散风分量, 又将与重力波频散相联系的垂直运动归于非平衡部分, 能够更加完整地刻画台风基本涡旋场以及对台风强度和眼墙中云雨带的发展起重要作用的垂直环流^[12]。Zhang DaLin and Chanh Q Kieu^[15]还采用 PV 反演方法以及准平衡 ω 方程系统对高分辨率的模式输出资料进行诊断分析, 研究了潜热、摩擦以及干动力过程对 Andrew (1992) 台风涡旋中的强迫次级环流(FSCs)的贡献。

3 准平衡流在台风研究中的应用

钟玮等^[17]应用 PV- ω 反演方法, 对具有非轴对称

和长时间强度维持特征的飓风 Bonnie (1998) 进行了反演诊断分析。

利用 PV 反演得到的扰动风压场加上轴对称基本物理量场, 均满足非线性平衡方程, 因此它表征的是平衡流场的特征; 加入 ω 方程和连续性方程后, 进一步考虑了水平流场的辐散风分量和上升运动, 因此表征了准平衡流场的特征; 而从模式输出结果中扣除准平衡分量则为非平衡流部分。与模式大气资料(图 1a)相比, 由准平衡 ω 方程计算得到的飓风垂直环流(图 1b)的分布准确刻画了飓风中心东西侧眼墙的非对称结构和外部螺旋雨带中对流运动分布。反演得到的垂直环流在飓风中心东侧眼墙区内存在两个上升运动中心, 分别位于中层和高层, 其值约为 $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $2.7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 对应模式大气资料中也存在的两个上升运动中心, 其值约为 $4.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $3.3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。可见, 在具有强上升运动的眼墙区的垂直方向上具有双模态的分布特征。对流启动后在 4 km 高度上达到第一个峰值最强, 而后在 8 km 高度上再度得到加强, 形成眼墙高层的第二个上升运动中心。外部螺旋雨带中也存在一个准平衡上升运动中心, 强度明显弱于眼墙区, 仅为 $0.6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 对应模式大气资料中外围螺旋雨带上升运动中心值为 $0.9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。因此, 与 Wang and Zhang^[12]在对称性飓风中反演得到的结果类似, 反演得到的飓风垂直环流结构中 60%~70% 属于准平衡流部分。飓风中这类对流运动与眼墙和螺旋雨带中的雷达反射率的高值区相对应, 且与重力波能量频散有关的瞬时调整过程不同, 是具有较长生命史组织化过程的深对流系统。而非平衡部分的垂直运动分布(图 1c), 在飓风东侧和西侧高层都存在很明显的上升运动和下沉运动间隔分布的形态, 具有与重力波传播相类似的特征。

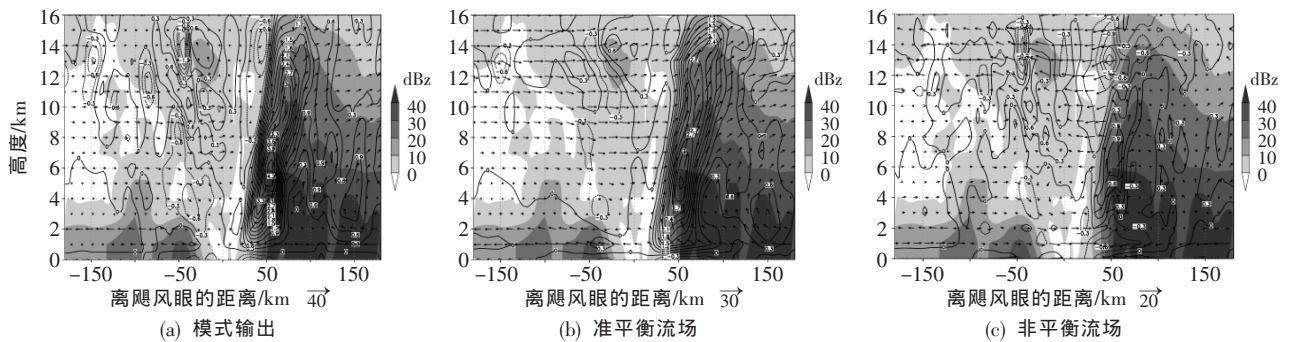


图 1 反演得到的 1998 年 8 月 24 日 02-03 时 1 h 平均各状态下过飓风眼心东西剖面垂直速度(等值线, $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)、雷达反射率(阴影, dBz)和该平面输出风场矢量($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)的分布图^[17]

研究结果表明: 基于非线性平衡模式的平衡流能够描述飓风水平涡旋场的基本特征, 而加入准平衡 ω 方程得到的准平衡流能反映边界层入流、高层出流、眼墙区的剧烈倾斜上升运动和眼心区域的下沉运动。

准平衡流描述了具有较长生命史组织化过程的强对流系统, 而与其相联系的辐散运动与涡度同量级, 证明了飓风准平衡流场具有涡散运动共存的特征, 但在边界层顶的入流急流区和高层出流区仍存在高度非

平衡态的超梯度流。利用反演的准平衡流场分析发现,当由环境风场低层到高层存在顺切变时,飓风内中尺度对流带移动方向的左侧,有利于强对流单体的发展和形成,右侧则相反,同时强气旋式旋转流场的作用,使得对流单体形成后随基本气流传播至对流减弱区,造成了飓风非对称结构的形成和维持。

钟玮等^[18]利用台风百合(2001)的高分辨率模式资料(由田利庆等利用 PSU/NCAR 研制的 MM5 V3.4 模式模拟得到,格距为 4 km,积分 96 h),应用 PV- ω 反演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(图 2、3)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,这是因为在低层

有着动力强迫引起垂直运动到足够高度后,即,先由垂直运动引起凝结潜热释放,再由潜热释放反馈引起大振幅垂直运动,由准平衡 ω 方程诊断,类似于 CISK 机制。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。

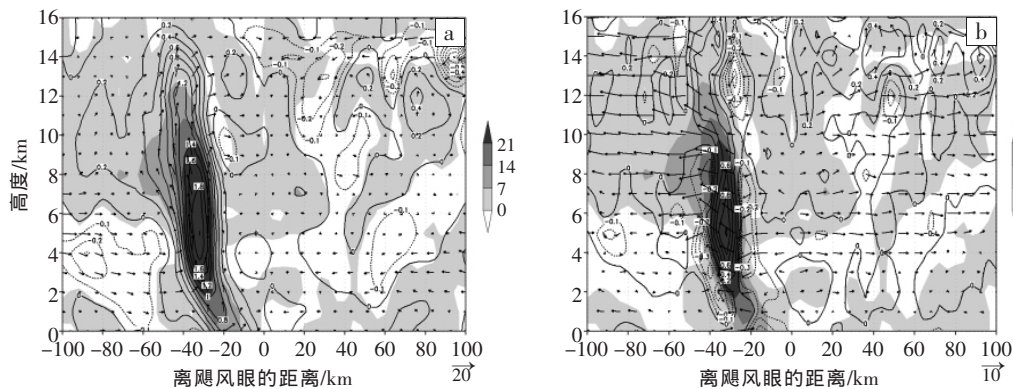


图 2 2001 年 9 月 8 日 13 时反演得到的平均剖面准平衡(a)和非平衡(b)垂直速度(等值线, m/s)与潜热加热率(阴影, K/h)及该平面相应状态径向垂直环流风场矢量(m/s)分布图^[18]

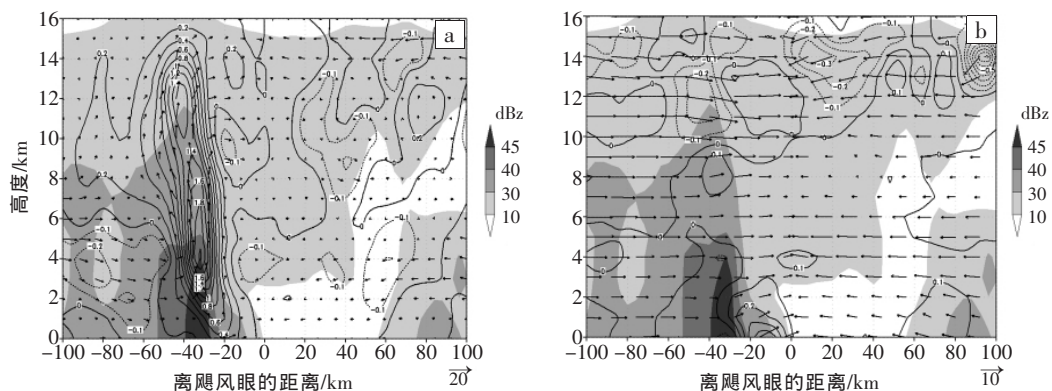


图 3 2001 年 9 月 8 日 13 时平均剖面热力强迫(a)和动力强迫(b)垂直速度(等值线, m/s)与高值雷达反射率(阴影, dBz)和该条件下径向垂直环流风场矢量(m/s)分布图^[18]

4 准平衡流在梅雨锋暴雨分析中的应用

利用较高分辨率的观测与模式大气资料分析(葛晶晶, 钟玮, 陆汉城. 致洪暴雨过程中尺度涡旋的涡散作用及准平衡流诊断分析[J]. 气象学报, 待刊)表明,影响 2008 年 6 月中旬广西致洪暴雨的中尺度涡旋具有强涡散共存、涡散度达同量级并伴随有较长生命史组

织化深厚湿对流的特征。低空急流中大风速中心的非地转效应以及地形效应所产生的重力波与中尺度涡旋相互作用激发出大振幅组织化的中- β 尺度深厚湿对流。将基于准平衡流分析的 Wang and Zhang^[12]的 PV- ω 方法修改(取 36 h 的时间平均值作为基态,而不是满足梯度风平衡的轴对称涡旋场)应用于反演诊断分析暴雨中具有涡散共存特征长生命史的组织化深

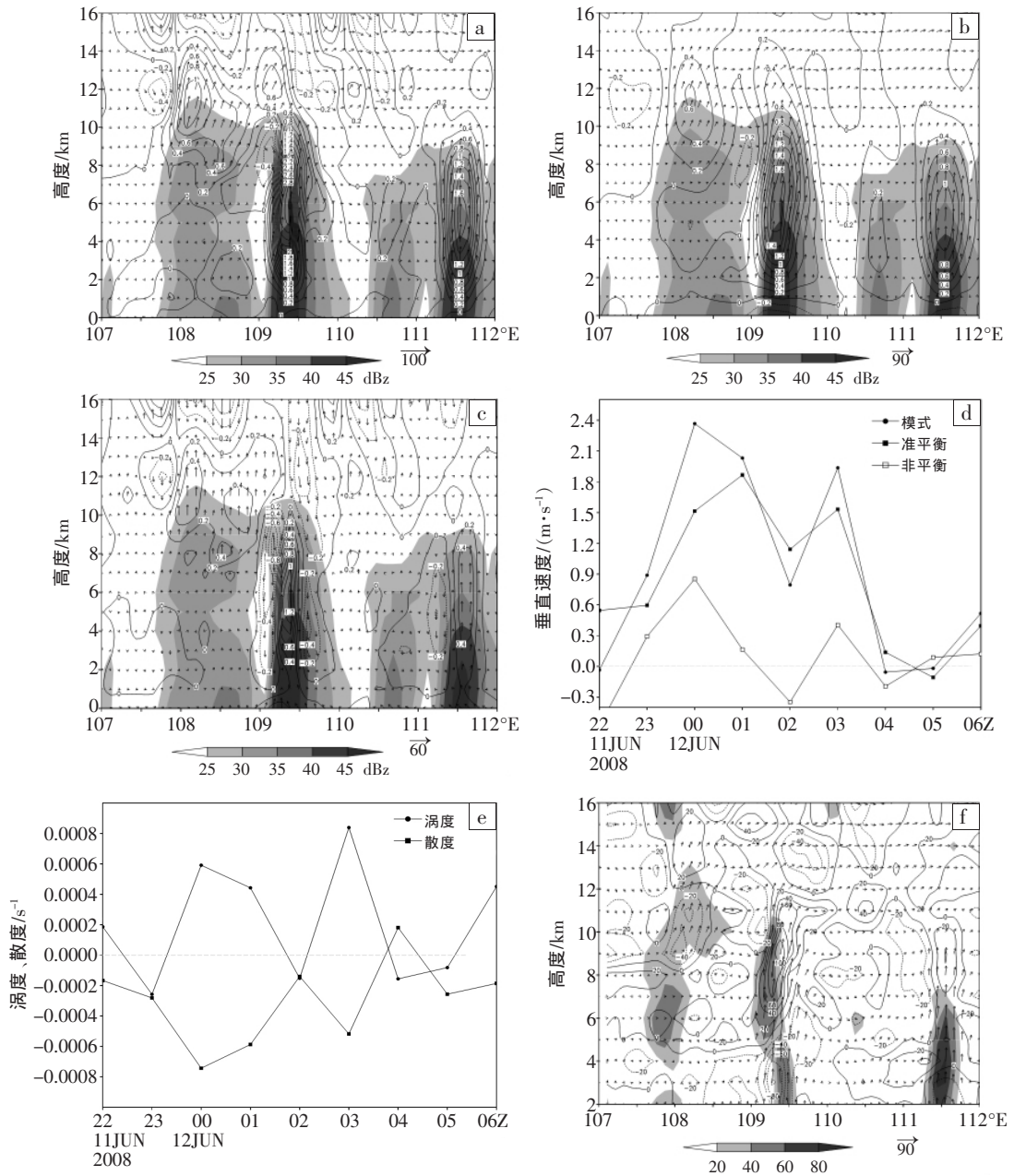


图 4 2008 年 6 月 12 日 00 时模式输出(a)、准平衡部分(b)、非平衡部分(c)的雷达反射率(阴影, dBz)、垂直速度(等值线, m/s)、相应的风矢量(箭头)垂直剖面图; 4 km 高度上的模式输出、准平衡、非平衡部分的垂直速度随时间的演变图(d); 暴雨中心(24.9°N, 109.4°E)对应的 4 km 高度上的准平衡的涡、散度随时间的演变(e); 12 日 00 时过 24.9°N 的涡度、散度垂直剖面图(f, 涡度: 阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1} ; 散度: 等值线, 单位: 10^{-5} s^{-1})

厚湿对流。利用 15 km 水平分辨率、1 h 一次的模式输出资料(NCEP 资料作为初值进 MM5 模式模拟得到, 三重嵌套互反馈网格, 格距分别为 45 km、15 km 和 5 km, 积分 36 h)进行 PV- ω 反演。由 PV 反演得到的风压场加上基态的基本物理量场均满足 NLB 方程, 反映的是平衡场的特征。加入 ω 方程和连续性方程之后, 进一步考虑了水平流场的辐散风分量和上升运动, 就得到了准平衡流; 而从模式输出结果中减去准平衡分量则可视为准平衡流场相对实际流场的偏差, 即为非平衡流部分。

从 12 日 00 时(深厚湿对流最强烈的时刻)沿 24.9°N 所作的垂直剖面图(图 4)上看, 准平衡部分在暴雨区即 109.4°E 附近有一支深厚的垂直上升运动, 伸展高度达 15 km 左右, 上升运动中心位于 6 km 处, 其值约为 1.6 m/s, 与模式大气中的雷达反射率的高值区相对应, 模式大气在该处的垂直上升运动中心也是位于 6 km 处, 中心值为 2.8 m/s 左右, 而非平衡部分的垂直运动伸展高度只有 10 km 左右, 值为 1~1.2 m/s; 此外, 可以看到在 111.5°E 处即富川降水中心也有一个高雷达反射率区, 对应着较强的垂直上升运动, 在模式大气

中的垂直速度为 1.6 m/s 左右, 而准平衡部分为 1 m/s, 非平衡部分为 0.4 m/s 左右。因此, 反演得到的垂直环流结构中有 50%~70% 属于准平衡流部分, 这与 Wang and Zhang^[12]在对称性飓风及钟玮等^[18]在非对称型飓风中反演得到的结果相似。

图 4d 是 4 km 高度上暴雨中心(24.9°N,109.4°E)处的模式输出、准平衡、非平衡部分的垂直速度时间变化图, 模式资料显示暴雨区在 11 日 22 时至 12 日 06 时这 8 h 内有 7 h 一直维持着垂直上升运动, 其中 11 日 23 时至 12 日 05 时对应着强垂直上升运动; 准平衡部分在 11 日 23 时至 12 日 05 时也对应着强垂直上升运动, 且垂直速度值的变化趋势基本与模式大气相一致; 非平衡部分的垂直运动分布具有明显的上升运动和下沉运动相间分布的特征, 具有与重力波传播相类似的特征, 即是一个快过程。因此, 准平衡流能够很好地反映模式大气的垂直运动变化情况, 并且能够描述较长生命史、组织化的深厚湿对流。为了进一步说明这一点, 下面来验证一下准平衡部分的涡度散度分布情况。从 4 km 高度上暴雨中心准平衡部分的涡散度随时间的演变图(图 4e)上看, 涡度散度是同量级、反位相分布的, 其中 12 日 00 时的散度绝对值最大, 对应着与之相当的涡度, 此时的垂直运动是最强的, 而从该时刻随高度变化的垂直剖面图上(图 4f)可以看到, 暴雨中心对应着伸展高度为 10 km 的涡度柱, 低层是强辐合, 中高层对应着强辐散, 能够很好地反映实况。

以上分析结果表明, 准平衡流场中保留了平衡模式中略去的与中尺度深对流相联系的辐散风分量, 因此可以描述广西致洪暴雨过程中具有较长生命史、大振幅组织化的深厚湿对流系统中垂直运动的主要部分, 与其相联系的散度和涡度同量级, 准平衡流场具有涡散运动共存的特征。

5 结论

根据中尺度深厚湿对流具有较长生命史和较强涡散运动的特征分析了平衡流和非平衡流在诊断垂直运动中的不足, 概括了一种能较好描述包括强涡旋和强辐散运动的准平衡方法的原理, 并对台风和梅雨锋暴雨中的深厚湿对流进行了诊断分析, 结果表明, 准平衡流能较好反映涡散运动共存的大振幅垂直运动特征, 暴雨区的垂直环流中的 50%~70% 归于准平衡部分。准平衡流分析方法在中尺度深厚湿对流系统

诊断研究中具有重要作用。

参考文献:

- [1] Browning K A, Hill F F, Pardoe C W. Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm-sector[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1974,100:309-330.
- [2] Browning K A. The mesoscale data base and its use in mesoscale forecasting[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1989,115(488):717-762.
- [3] Emanuel K A. Comments on "Inertial instability and mesoscale convective systems. Part I"[J]. *J Atmos Sci*, 1985,42:747-752.
- [4] 陆汉城, 钟科, 张大林. 1992 年 Andrew 飓风的中尺度特征[J]. *大气科学*, 2001,25(6):827-836.
- [5] 伍荣生. 大气动力学[M]. 北京: 高等教育出版社, 2002.
- [6] ZHOU Xiaoping, LU Hancheng, Ni Yunqi, et al. A review of major progress in mesoscale dynamic research in China since 1999[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2004,21(3):497-504.
- [7] Krishnamurti T N. A diagnostic balance model for studies of weather systems of low and high latitudes Rossby number less than 1 [J]. *Mon Wea Rev*, 1968,96:197-207.
- [8] ZHANG Fuqing, Koch S E, Davis C A, et al. A survey of unbalanced flow diagnostics and their application [J]. *Adv Atmos Sci*, 2000(17):165-183.
- [9] 陈秋士. 天气和次天气尺度系统的动力学[M]. 北京: 科学出版社, 1987: 8-26.
- [10] Charney J G. The use of primitive equations of motion in numerical prediction[J]. *Tellus*, 1955,7: 22-26.
- [11] Raymond D J. Nonlinear balance and potential vorticity thinking at large Rossby number [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1992,118(507): 987-1105.
- [12] Wang X B, Zhang D L. Potential vorticity diagnosis of a simulated Hurricane. Part I: Formulation and quasi-balanced flow [J]. *J Atmos Sci*, 2003,60:1593-1607.
- [13] 陆汉城, 寇正, 费建芳, 等. 中尺度对流系统演变中的一些非平衡动力学问题[J]. *气象科学*, 2004,24(1): 120-126.
- [14] 高守亭, 周非凡. 基于螺旋度的中尺度平衡方程及非平衡流诊断方法[J]. *大气科学*, 2006,30(5):854-862.
- [15] Zhang D L, Chanh Q K. Potential vorticity diagnosis of a simulated hurricane. Part II: Quasi-balanced contribution to forced secondary[J]. *J Atmos Sci*, 2006,63:2898-2914.
- [16] Davis C A, Emanuel K A. Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis[J]. *Mon Wea Rev*, 1991, 119: 1929-1953.
- [17] ZHONG Wei, LU Hancheng, ZHANG Dalin. The Diagnoses of Quasi-balanced Flows in Asymmetric Intense Hurricane[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2008,51(3):657-667.
- [18] 钟玮, 张大林, 陆汉城, 等. 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*, 2009, 33(4):751-759.

(下转第 147 页)

Circulation Characteristic of East Asia Winter Monsoon of Extremely Low Temperature and Snow-ice Weather in Southern China and Its correlation with EI Nino/La Nina events

LI Can¹, ZHANG Li-ping², WU Yi-cheng¹, FENG Ming²

(1.Institute of heavy Rain, CMA, Wuhan 430074;2.Wuhan Regional Climate Center, Wuhan 430074)

Abstract: Some selected heavy rain and detemperature events during 1964,1969,1977,1984,2008 are deemed as extremely low temperature and snow-ice weather in Southern China according to its definition. Through the contrast analysis of those low temperature and snow-ice weather events during 1969,1977,2008 occurred after EI Nino/La Nina events, it is revealed that EI Nino/La Nina event is a major cause of rainfall anomaly over the eastern China in January, while it has no business with temperature anomaly. When warm events take place in the middle and eastern of equatorial Pacific during the last autumn, it facilitates to have less rainfall over the Yellow River valley while more rainfall over the south of the Yangtze River in January of the following year. And when cold events take place, it leads to reverse result. Wind departure field during extremely low temperature and snow-ice weather over the Southern China shows that as for low convective layer in the occurring month of 1977, 1984, large-scale anomalous cyclonic circulation is observed in the north of Pacific, anomalous cyclonic circulation is observed from the middle and lower reaches of the Yangtze River southerly to Philippines, easterly anomalies were observed in the middle and lower reaches of the Yangtze River and the area south to it. While in 1964,1969,2008 large scale anomalous anticyclonic circulation is observed in the north Pacific, southerly anomalies are observed in the middle and lower reaches of the Yangtze River and the area south to it. It is common that there is moist air transportation from over the sea to the middle and lower reaches of the Yangtze River and the area south to it. In the last November of all the years of 1964,1969,1977,1984,2008, large scale anomalous cyclonic circulations are observed in the north Pacific. In the occurring month of these years, upper-level subtropical westerly jet stream is stronger to some extent from the Huanghai Sea of China to Japan.

Key words: Climatology; East Asia winter monsoon; EI Nino/La Nina event; Extremely low temperature and snow-ice weather in Southern China

(上接第 110 页)

Overview of Application of Quasi-balanced Flow in Diagnostic Analysis of Deep and Moist Convection System

LU Han-cheng, GE Jing-jing, ZHONG Wei

(Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101)

Abstract: Based on the fact of meso-scale organized deep and moist convection having the dynamical characteristics of strong divergent wind and vertical motion, this paper outlines the functions and shortcomings of balanced and non-balanced flows in diagnostic analysis of rotational wind and divergent wind. The paper introduces the principle and calculation method of quasi-balanced flow, as well as its application in the research of typhoon rainstorms and Meiyu front rainstorms. Results show that quasi-balanced flow can be a true reflection of the characteristics of large-amplitude vertical motion, in which vorticity and divergence coexist. 50%~70% of the vertical circulation in rainstorm area belongs to quasi-balanced flow. Therefore, quasi-balanced flow can describe the main part of vertical motion of deep and moist convection with long life and organized course. Quasi-balanced flow field has the characteristics of coexistence of vorticity motion and divergence motion. The analysis method of quasi-balanced flow has important effect in the diagnostic research of meso-scale deep and moist convection.

Key words: Deep and moist convection; Coexistence of vorticity and divergence; Quasi-balanced flow; PV- ω inversion method