

梅雨锋 α 中尺度气旋发展中的 正反馈机制研究*

朱 民 陆汉城 余志豪

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘 要 综合运用诊断分析和数值模拟的方法, 对1991年7月4~7日的暴雨个例进行了研究, 提出由凝结加热作用导致梅雨锋 α 中尺度气旋发展与降水增强之间的正反馈机制概念模式, 即凝结加热产生负变压, 辐散风动能促进中气旋发展, 同时上升运动得到增强, 降水增幅。

关键词 梅雨锋 α 中尺度气旋 正反馈

1 引言

梅雨期间, 在江淮流域的梅雨锋上常有 α 中尺度气旋波自西向东移动, 它们所经之地, 尤其在波顶附近, 往往出现暴雨。目前对于这类中气旋扰动的发生原因仍存在分歧^[1~3], 但在其发展过程中凝结加热所起的重要促进作用已普遍得到认可^[4]。本文试图进一步探讨凝结加热在这类中尺度系统发展中发生作用的概念模型。选取1991年7月6日特大暴雨过程为典型个例, 使用常规的大尺度气象观测资料, 利用人工插值方法得到垂直方向1000、850、700、500、400、300、200 hPa共7层 27×27 格距为50 km的网格点资料(左下角位于 109°E , 26°N ; 右上角位于 123.9°E , 36.6°N)用于诊断计算分析。同时, 采用含详细边界层参数化的13层细网格模式, 进行了数值模拟研究。

2 天气过程概述

1991年7月4~7日的一次低涡切变线特大暴雨过程其典型的大尺度环流特征^[5]是: 强大的雅库次克阻塞高压和西太平洋副热带高压稳定地对峙; 东移加深的贝加尔湖冷槽受阻于雅库次克阻塞高压; 冷槽后部不断向南入侵的冷空气伴随中纬度短波槽相继在北部阻高和南部副高之间东移; 低空有切变线低涡发生、发展和东移, 并与此相应的大暴雨持续发生。7月6日08时, 西南低涡演变为梅雨锋上的一个 α 中尺度气旋进入江淮流域(参见图1), 地面中心在 $(115^\circ\text{E}, 32^\circ\text{N})$ 附近, 中心气压值约为998.7 hPa。在气旋中心的东北侧有非均匀的暴雨带分布, 其中暴雨中心位于 $(115.9^\circ\text{E}, 32.8^\circ\text{N})$, 强度可达 22.7 mm/h 。在850 hPa切变线以南有一支强劲的西南低空急流,

1997-01-20收到, 1997-07-07收到修改稿

* 国家自然科学基金资助项目 49575255

其风速中心位于汉口附近达 36 m/s 。随后中气旋在向东北方向移动过程中不断加深发展, 其东北侧的暴雨也不断加强。至 20 时, 地面中气旋中心移动了近 420 km , 位于 $(119.3^\circ\text{E}, 33.3^\circ\text{N})$, 气压降为 994.0 hPa , 此时暴雨中心雨强已达 59.9 mm/h 。850 hPa 的西南低空急流大风中心也发生显著东移, 这时已位于南京附近, 风速为 28 m/s 。中气旋于 23 时发展到最强, 地面中心气压值达 993.5 hPa 且已东移出海。12 小时降水 (08~20 时) 中心位于皖东五河和苏北阜宁, 分别达 206 mm 和 156 mm (图 3 中虚线)。这表明存在一种正反馈机制使得中气旋持续发展, 降水不断加强。

3 垂直上升运动的三维图像

由运动学整层无辐散修正方法, 可以计算得到 6 日 08 时和 20 时 $1000 \sim 200 \text{ hPa}$ 大尺度垂直运动的空间分布及它们的三维图像。08 时 (图 1a) 在 850 hPa 西南低空急

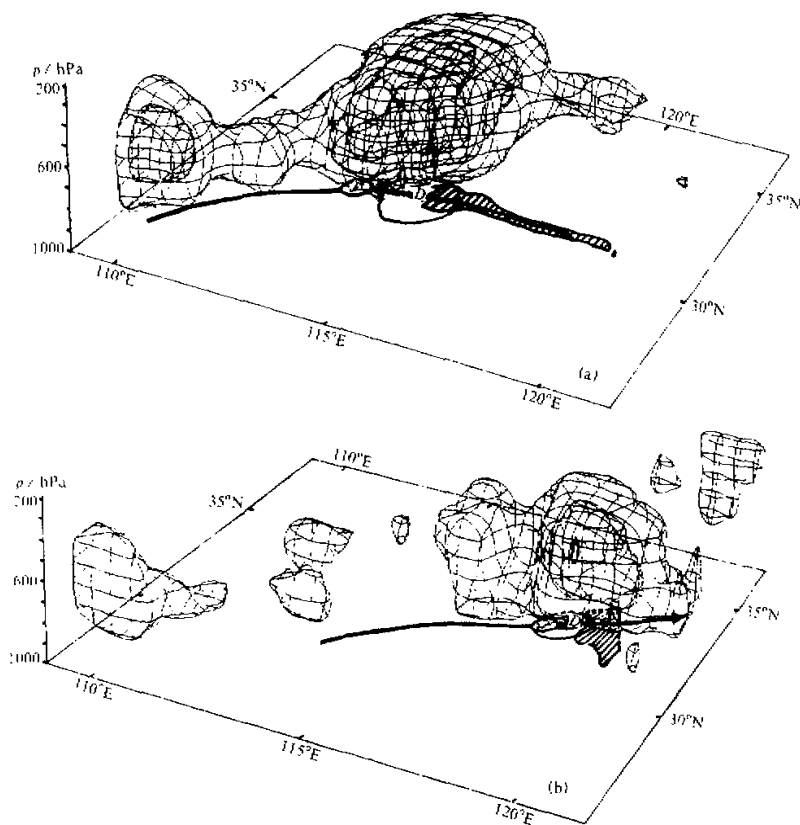


图 1 垂直上升运动的三维空间分布

(a) 08 时, (b) 20 时。等值面间隔 $-0.5 \times 10^{-2} \text{ hPa/s}$, 最外一圈等值面为 $-0.5 \times 10^{-2} \text{ hPa/s}$ 。

D 表示地面中尺度气旋中心, 08 时的闭合等压线为 999.0 hPa , 20 时为 996.0 hPa 。

阴影区为 1 小时降水量大于 5 mm 的区域, 黑线箭头表示 850 hPa 西南低空急流, J 为急流中心

流的左侧, 垂直上升运动小于 -0.5×10^{-2} hPa/s 的空间分布呈滚轴状闭曲面由西南伸至东北。注意到 p 坐标中的垂直上升运动速度为 $\omega < 0$, 故该滚轴状闭曲面内是 z 坐标垂直上升运动速度大于该相当值的区域。其中有两个非对称的大值区, 一个位于 $(109^\circ\text{E}, 30^\circ\text{N})$ 附近, 但水平范围和垂直伸展均较小, 强度较弱。另一个水平范围较广, 位于地面中气旋的上空, 垂直伸展可达 300 hPa, 其内的垂直运动分布很不均匀, 最大上升运动出现在 700 hPa 的 $(115.5^\circ\text{E}, 32^\circ\text{N})$ 附近, 强度可达 -2.0×10^{-2} m/s, 这里正位于地面中气旋中心东面 50 km 处的暴雨区中。与此相配合的辐合最大值也出现在这里, 但高度在 800 hPa, 强度为 -0.885×10^{-4} s $^{-1}$, 涡度的最大值为 0.185×10^{-3} s $^{-1}$, 位于地面中气旋中心上空的 800 hPa 处。至 20 时 (图 1b) 随着中气旋、暴雨区的移动, 在 850 hPa 西南低空急流的左侧, 从西南到东北间断地分布着三个垂直上升运动小于 -0.5×10^{-2} hPa/s 的空间区域。其中垂直伸展和水平范围最大、强度最强的一个区域仍位于地面中气旋上空。最大上升运动位于地面中气旋中心东面 50 km 处的暴雨区中, 高度位于 600 hPa, 这里的辐合最大值处位于地面, 强度为 -0.48×10^{-4} s $^{-1}$, 涡度的最大值为 0.203×10^{-3} s $^{-1}$, 仍位于 800 hPa 地面中气旋中心的上空。

垂直上升运动固然与降水有着十分密切的联系, 但由图 1 的配置可知它不是唯一决定因素。综合考察垂直上升运动、相对湿度和层结稳定度分布, 表明在中气旋区域内满足大尺度降水条件, 其显著特征是: ①存在上升运动; ②由深厚的西南暖湿舌造成的高相对湿度分布; ③弱的层结稳定度。暴雨正是发生在这样有利的环境背景条件下。

4 凝结加热的重要性

为了解引起垂直上升运动的主要物理因子, 我们引入 7 层非线性 ω 方程^[6]:

$$\nabla^2 \sigma \omega + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = \sum_{i=1}^4 F_i,$$

上式右端的强迫项 F_i 其含义分别为:

$F_1 = f \frac{\partial}{\partial p} J(\psi, \eta)$	——旋转风涡度平流的垂直变化,
$F_2 = f \frac{\partial}{\partial p} (\nabla \chi \cdot \nabla \eta)$	——辐散风涡度平流的垂直变化,
$F_3 = \pi \nabla^2 J(\psi, \theta)$	——旋转风温度平流的拉普拉斯,
$F_4 = \pi \nabla^2 (\nabla \chi \cdot \nabla \theta)$	——辐散风温度平流的拉普拉斯,
$F_5 = f \frac{\partial}{\partial p} (\nabla^2 \psi \cdot \nabla^2 \chi)$	——涡度和散度乘积的垂直变化,
$F_6 = -\nabla f \cdot \nabla \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right)$	——科里奥利参数变化的作用,
$F_7 = -2 \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial}{\partial p} J \left(\frac{\partial \psi}{\partial x}, \frac{\partial \psi}{\partial y} \right)$	——变形效应,

$$\begin{aligned}
 F_8 &= fg \frac{\partial^2}{\partial p^2} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) && \text{——摩擦应力的作用,} \\
 F_9 &= -\frac{R}{c_p P} \nabla^2 H_S && \text{——下垫面感热作用,} \\
 F_{10} &= -\frac{R}{c_p P} \nabla^2 H_R && \text{——辐射加热作用,} \\
 F_{11} &= -\frac{R}{c_p P} \nabla^2 H_L && \text{——大尺度凝结加热作用,} \\
 F_{12} &= -\frac{R}{c_p P} \nabla^2 H_C && \text{——对流凝结加热作用,} \\
 F_{13} &= f \frac{\partial}{\partial p} \left(\nabla \omega \cdot \nabla \frac{\partial \psi}{\partial p} \right) && \text{——涡管扭转的垂直变化,} \\
 F_{14} &= f \frac{\partial}{\partial p} \left(\omega \cdot \frac{\partial \nabla^2 \psi}{\partial p} \right) && \text{——涡度垂直平流的垂直变化,}
 \end{aligned}$$

式中 ω 为等压面上的垂直速度, $\sigma = -(RT/P\theta)(\partial\theta/\partial p) = -\pi\partial\theta/\partial p$ 为干空气静力稳定度, $\pi = RT/P\theta$, f 为地转参数, ψ 为等压面上的流函数, $\eta = \nabla^2 \psi + f$ 为绝对涡度, χ 为等压面上的势函数, τ_x 、 τ_y 为边界层湍流涡旋引起的动量垂直通量, H_L 、 H_C 、 H_S 和 H_R 分别为大尺度凝结加热率、对流凝结加热率、下垫面的感热交换率和辐射加热率, 其余为气象常用物理量。

在实际计算中没有考虑 9、10 和 12 项强迫因子的作用, 第 8 项强迫因子的作用是通过下边界条件引入的。通过对其余的强迫因子逐一求解三维椭圆方程, 可以得到各项强迫因子对垂直运动的相对贡献, 这里给出 08 时位于暴雨区中(115.5°E, 32°N)附近的计算结果(表 1)。表中各项强迫因子引起的垂直速度的大小, 经比较后可知, 由大尺度凝结加热引起的 ω_{11} , 显然要比其他项大一个量级以上。

表 1 08 时位于暴雨区中(115.5°E, 32°N)附近的各强迫因子引起的垂直速度 10^{-4} hPa/s

P/hPa	ω_1	ω_2	ω_3	ω_4	ω_5	ω_6	ω_7	ω_8	ω_{11}	ω_{13}	ω_{14}	$\sum \omega_i$
200	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
300	-1	0	-3	-10	-4	0	5	0	-5	-5	9	-11
400	-3	-1	-1	-7	0	0	-1	0	-71	-9	9	-84
500	-4	-1	-1	-5	3	0	-1	0	-134	2	-7	-146
600	-3	-2	-4	-5	2	0	0	0	-156	1	7	-160
700	-2	-9	-12	-5	19	0	-2	-1	-164	-7	22	-170
800	-1	-9	-18	-4	21	0	5	-4	-133	8	-15	-150
900	0	6	-12	-4	-23	0	2	-11	-76	7	-16	-127
1000	0	0	0	0	0	0	0	-17	0	0	0	-17

图 2a、b 分别是用运动学方法和 ω 方程计算的 08 时 700 hPa 垂直速度, 比较后可见用 ω 方程计算的垂直上升运动分布与用运动学方法计算的垂直上升运动非常接近, 它们的最大值中心几乎相重合, 强度分别为 -1.68×10^{-2} hPa/s 和 -2.0×10^{-2} hPa/s, 充分表明凝结加热确是引起垂直上升运动的主要物理因子, 这与国内外的许

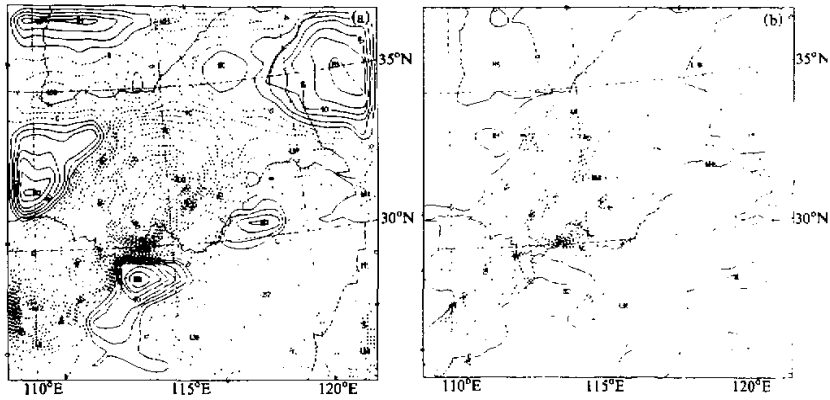


图2 08时700 hPa垂直速度
(a) 运动学方法计算, (b) ω 方程计算 (等值线间隔 0.1×10^{-4} hPa/s)

多研究结果一致。由于副热带锋面的主要特征是来自低纬地区的暖湿输送带使锋区附近形成较宽广的最大湿度带, 所以大尺度凝结降水引起的垂直运动是主要的。

由于水汽凝结潜热的释放将导致空气层的增温, 由流体静力学方程计算可得08时由于凝结加热导致的整层变高分布。可以看到负变高分布的水平区域也位于地面中气旋区域中, 与具有垂直上升运动的地区相对应, 其中负变高的最大值处与垂直上升运动的最大值处相重合, 强度为 -124 gpm/h, 表明这里的降水和凝结潜热释放最强。由连续方程可知, 这将导致在中气旋区形成大范围的变压风。以往大量的计算研究表明: 只有涡散场的相互作用, 才能促成能量转换使天气系统发生显著的变化。早年 T. N. Krishnamurti 等^[8]在研究季风对非均匀加热的敏感性问题时就指出辐散风能量可以迅速转变为旋转风能量从而促进涡旋的发生发展; 后来丁一汇等^[9]在研究台风中动能收支问题时也发现在台风发展过程中产生的辐散风动能是主要的动能源; 孙淑清等^[10]指出中尺度涡旋发展所需的动能主要取自辐散风动能; 汪钟兴等^[11,12]则通过对多个暴雨过程个例和梅雨锋次天气尺度涡旋发展过程个例的计算, 进一步证实了这种能量转换观点。因此, 根据这些结果, 基本上可认为本个例中由于凝结加热作用产生负变高而导致的辐散风, 也将是中气旋发展动能的重要来源。另外这种整层负变高中心位于地面中气旋中心东北侧的结构, 也有利于中气旋在高空引导气流的作用下向东北方发生移动。随着中气旋的发展和移动, 将维持和增强垂直上升运动从而引起降水增幅。这便是由凝结加热作用导致梅雨锋 α 中尺度气旋不断发展与降水持续增强之间的正反馈机制。

5 中气旋发展的数值模拟

通过将中国科学院大气物理所周晓平原有的5层细网格模式改进为含详细边界层参数化和地形处理的13层不等距模式^[13], 并采用时变边界条件, 对该过程进行数值模拟, 选取7月6日08时的观测场作为初始值, 连续积分12小时, 以期印证前述观测分

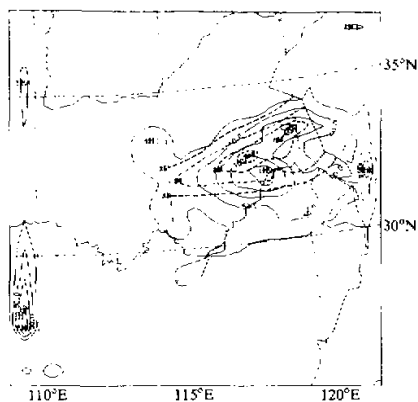


图3 7月6日08~20时的总降水量
虚线: 实况, 实线: 模拟; 单位: mm

析的结果。图3是12小时总降水量实况与模拟的对比, 可以看到模拟的总降水呈不均匀的东西向带状分布, 其内有两个大值中心, 与实际的锋面降水特征类似, 尤其是阜宁地区的降水中心得到了较好的反映, 但五河附近的实际降水中心被模拟成偏南近60 km而位于南京附近, 模拟的降水带南北方向较实际为宽, 降水中心降水量也明显偏小, 12小时内分别比实际少了64 mm和56 mm。

模式积分每3小时输出地面中尺度气旋与降水的发展演变, 与实况对比给出了图4。其中图4a分别是17时实况(左)和模拟(右)的地面中尺度气旋和降水分布。

图4b是4个时段所作的中气旋与降水的发展移动动态图。它们的中心强度变化如表2所示。显然, 对比模拟结果和实况, 地面中尺度气旋的中心位置、移速移向及中心强度均较好地模拟出来了。与中气旋相伴随, 位于其东北侧的降水中心模拟与实况有明显的差别, 尤其是实际雨强从11时至20时是一直在增强的(见表2), 而模拟结果强度偏弱, 而且自14时后反而呈减弱趋势。这可能与模式积分区域较小有关, 以致于在后6小时由于西南暖湿气流的水汽输送量不足引起降水偏小。如不考虑模式局限性导致的模拟后期的偏差, 在模拟结果中也基本上反映了中气旋发展和降水不断同步增加的由凝结加热作用引起的正反馈机制。

表2 中气旋中心气压和降水中心强度

时 次		11	14	17	20
中心气压 / hPa	实况	996.0	996.0	994.0	994.0
	模拟	996.9	994.6	993.6	993.6
降水强度 / mm	实况	27.4	30.6	41.3	59.9
	模拟	16.5	27.4	23.4	11.0

综合诊断分析和数值模拟结果, 可以得到由凝结加热作用导致 α 中尺度气旋发展和降水增幅之间的一种正反馈机制, 其概念模型可表示如图5。

需要说明的是, 上述的正反馈机制在实际大气中不可能维持很久, 比如随着中气旋的东移入海, 气旋南侧的西南暖湿气流输送将逐渐削弱, 从而使正反馈失去作用。或者由于存在其他某种抑制, 使正反馈减弱, 以恢复到正常情况, 这些将有待再深入研究。

6 结论

本文通过选取一次典型的梅雨锋上 α 中尺度气旋的发展移动和相伴随的降水增强个例, 利用大尺度诊断分析和中尺度数值模拟方法, 探讨了以凝结加热作用而导致的一种

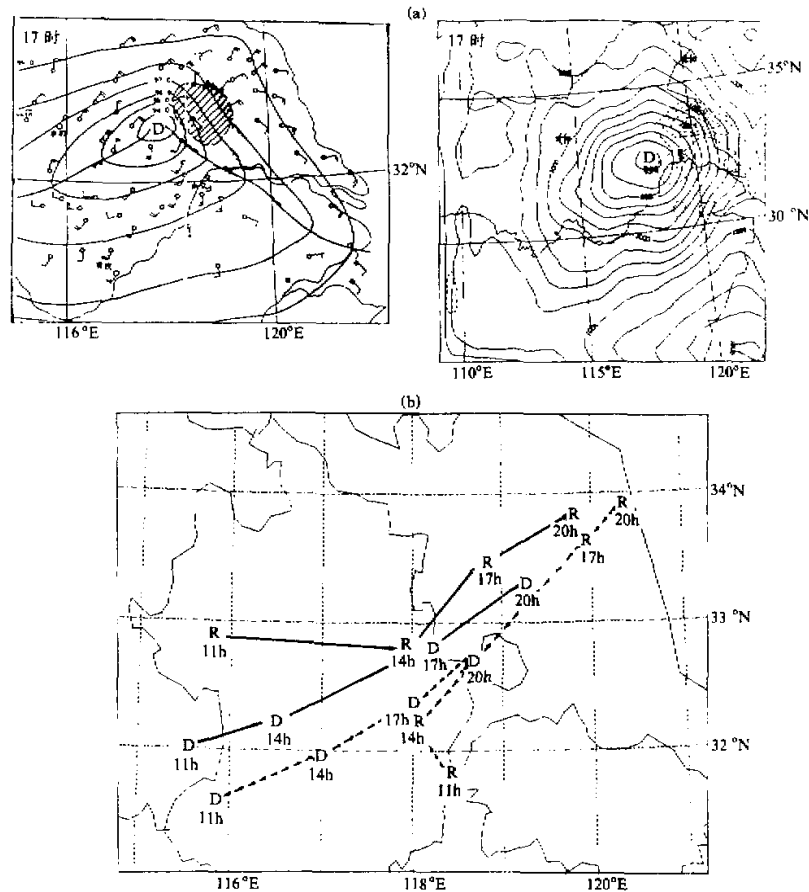


图4 (a) 17 时地面中尺度气旋与降水分布, 左图为实况 (阴影区为 1 小时雨量大于 25 mm 的区域)^[11], 右图为模拟 (实线为等压线, 间隔 1 hPa; 虚线为雨量线, 间隔 5 mm); (b) 中尺度气旋与降水中心动态图, 实线为实况, 虚线为模拟, D 表示地面中尺度气旋中心, R 表示降水中心

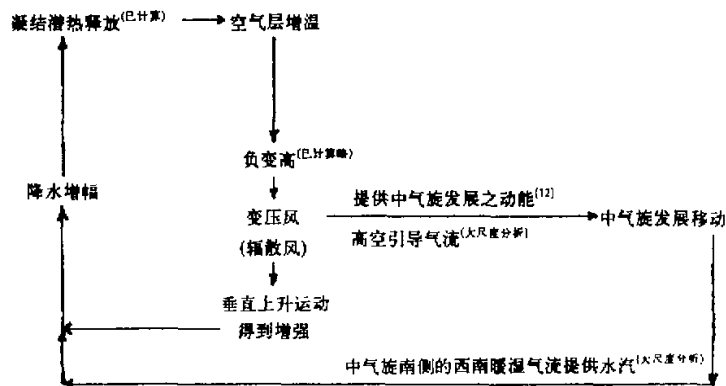


图5 正反馈机制概念模型示意图

正反馈机制,提出了在梅雨锋上这类中尺度系统发展的可能概念模型,即:凝结加热可产生负变压,变压风动能通过转变为旋转风动能促进中气旋发展,同时上升运动得到增强,降水增幅。

参 考 文 献

- 1 陈秋士, 1987, 天气和次天气尺度系统动力学, 北京: 科学出版社.
- 2 胡伯威, 王灵艳, 1980, 梅雨锋上中间尺度扰动的发生, 长江流域暴雨文集, 北京: 气象出版社.
- 3 周晓平, 赵思雄, 张宝严, 1984, 梅雨锋上中尺度低压发生的数值模拟实验, 大气科学, 8(4), 353~361.
- 4 张丙辰, 1990, 长江中下游梅雨锋暴雨研究, 北京: 气象出版社.
- 5 程麟生, 彭新东, 马艳, 1995, "91.7"江淮暴雨低涡发展结构和演变的中尺度数值模拟, 高原气象, 14(3), 270~280.
- 6 郑良杰, 1989, 中尺度天气系统的诊断分析和数值模拟, 北京: 气象出版社.
- 7 赵淑凤, 陆汉城, 唐奎斋, 刘立龙, 1993, 致洪暴雨时伴随低空急流的中尺度扰动的分析, 空军气象学院学报, 14(3), 31~37.
- 8 Krishnamurti, T. N. and Ramanathan, Y., 1982, Sensitivity of the monsoon onset to differential heating, *J. Atmos. Sci.*, 39, 1296~1306.
- 9 丁一汇, 刘月贞, 1985, 台风中动能收支的研究, 中国科学 (B), 第11期, 1045~1054.
- 10 孙淑清等, 1993, 中尺度低涡发展时高层流场特征及能量学研究, 大气科学, 17(2), 137~147.
- 11 汪钟兴, 1993, 暴雨过程环境涡散场能量转换特征, 大气科学, 17(2), 185~191.
- 12 汪钟兴等, 1994, 梅雨锋次天气尺度涡旋旋转风与辐散风动能收支, 高原气象, 13(1), 28~34.
- 13 茅卫平, 何齐强, 陆汉城, 吕梅, 1994, 区域地形影响下冷锋后暖线的数值模拟, 大气科学, 18(6), 710~719.

Study of Positive Feedback Mechanism for Meso- α Scale Cyclone Growing on Meiyu Front

Zhu Min, Lu Hancheng and Yu Zhihao

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Abstract Diagnostic weather analysis and numerical simulation are both used to establish a positive feedback mechanism conceptual model for the growing of meso- α scale cyclone on the Meiyu front. The model is as follows: condensational heating generates negative alobar, divergence wind kinetic-energy promotes the meso- α scale cyclone growing, and in the meantime, updraft movement is also reinforced and the precipitation thus increases.

Key words Meiyu front meso- α scale cyclone positive feedback