

大尺度环境中中尺度对流系统 生成的数值模拟试验

夏大庆 郑良杰

(总参总部气象研究所)

提 要

对1983年6月11日20时(北京时间)实测资料进行低通滤波处理,取其大尺度部分作为初值,用七层原始方程模式对江淮气旋内中尺度对流系统的生成过程进行数值模拟试验。结果表明,从大尺度背景场出发,可以模拟出中尺度对流系统的生成。在西南低空急流十分潮湿的情况下,中尺度对流系统可以在江淮气旋暖区、低空急流大风速中心的前部、位势稳定度倾向维持负值的地区生成和发展。它的动力、热力结构,降水分布,以及发生、发展过程等,都与暖季(3—9月)在美国中部频繁出现的中尺度对流复合体(MCC)十分相似。

一、引 言

近年来,从增强显示的静止卫星红外云图上和在雷达观测中发现,夏季在我国华南、华东、华北,甚至西北地区,以及暖季(3—9月)在美国中部,经常出现水平尺度达1000公里对流旺盛的中间尺度云团。所对应的中尺度对流系统生命期较长,常带来大风、龙卷、冰雹,出现大范围持续降水,甚至造成洪水泛滥。Maddox^[1]称这种中尺度对流系统为中尺度对流复合体(MCC),并根据卫星观测的云团形态特征给出MCC的定义。后来,又通过对10个MCC个例的合成分析^[2],揭示了它们的动力学和热力学特征。

在我国,陶诗言等^[3]曾经指出,长江流域梅雨期,在持续的锋面切变线西端,活跃的西南季风云系和由高原东移的中纬度短波槽相交接的地区,常有中尺度到中间尺度对流云团出现。我们对1980—1983年6、7月间的增强显示静止卫星红外云图进行普查的结果也证实了这一点。但是,在常规天气图上一般难于分析出与这种对流云团相对应的中尺度对流系统。

位势不稳定能量是中尺度对流系统强烈发展的重要能量来源。本试验的目的是,试图在大尺度背景下,通过改变位势不稳定能量的分布,模拟中尺度对流系统的生成,并分析其主要的动力学和热力学特征。

1984年11月2日收到,1985年5月13日收到修改稿。

二、模式简介

试验采用的是广义 $\sigma = \left(\frac{p - p_T}{p_s - p_T} \right)$ 坐标下的二重套网格多层原始方程模式^[4]。基本方程组为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi u}{m} \right) = & -m \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} u \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} u \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} u \right) + f \frac{\pi v}{m} \\ & - \pi \left(\frac{\partial \varphi}{\partial x} + \frac{RT\sigma}{\sigma\pi + p_T} \frac{\partial \pi}{\partial x} \right) - \frac{g}{m} \frac{\partial \tau_x}{\partial \sigma} + \frac{K}{m} \nabla \cdot (\pi \nabla u) \end{aligned} \quad (2.1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi v}{m} \right) = & -m \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} v \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} v \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} v \right) - f \frac{\pi u}{m} \\ & - \pi \left(\frac{\partial \varphi}{\partial y} + \frac{RT\sigma}{\sigma\pi + p_T} \frac{\partial \pi}{\partial y} \right) - \frac{g}{m} \frac{\partial \tau_y}{\partial \sigma} + \frac{K}{m} \nabla \cdot (\pi \nabla v) \end{aligned} \quad (2.2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi T}{m} \right) = & -m \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} T \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} T \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} T \right) \\ & + \frac{\pi RT}{c_p(\sigma\pi + p_T)} \left[\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} + \sigma \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi}{m} \right) + \sigma \left(u \frac{\partial \pi}{\partial x} + v \frac{\partial \pi}{\partial y} \right) \right] \\ & - \frac{g}{mc_p} \frac{\partial H}{\partial \sigma} + \frac{K}{m} \nabla \cdot (\pi \nabla T) + \frac{\pi L}{mc_p} (\dot{p}_L + \dot{p}_C) \end{aligned} \quad (2.3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi q}{m} \right) = & -m \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} q \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} q \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} q \right) \\ & - \frac{g}{m} \frac{\partial E}{\partial \sigma} + \frac{K}{m} \nabla \cdot (\pi \nabla q) - \frac{\pi}{m} (\dot{p}_L + \dot{p}_C) \end{aligned} \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi}{m} \right) = - \int_0^1 m \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} \right) \right] d\sigma \quad (2.5)$$

$$\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} = - \int_0^\sigma m \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} \right) \right] d\sigma - \sigma \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi}{m} \right) \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \varphi}{\partial t} \right) = - \frac{R}{\sigma\pi + p_T} \left[\pi \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{p_T T}{\sigma\pi + p_T} \frac{\partial \pi}{\partial t} \right] \quad (2.7)$$

$$\alpha = \frac{RT}{\sigma\pi + p_T} \quad (2.8)$$

式中, $\pi = p_s - p_T$, p_s 为地面气压, $p_T = 100\text{hPa}$ 为模式大气顶的气压, K 为水平扩散系数, τ , H 和 E 分别为动量、感热和水汽的湍流垂直通量, $\dot{p}_L$ 和 $\dot{p}_C$ 分别为大尺度凝结率和对流凝结率, 其它符号都是气象学中通用的。

本试验是在非套网格方案上进行的。垂直方向取七层, 水平范围取 21×21 格点。水平格距 100 公里, 时间步长 3 分钟, 空间差分采用守恒格式, 时间差分采用 Euler 后差。对有限区域的侧边界, 采用 Davies 边条件^[5]。对于有水汽作用的试验方案, 用饱和凝结法计算大尺度降水, 用类似于 Gadd^[6] 的对流调整方案计算对流性降水。

三、初值和试验方案

对 1983 年 6 月 11 日江淮气旋发展过程中 20 时(北京时)的实测高度资料进行低通滤波处理^[7],取其大尺度背景部分作为初始高度场,利用静力关系求得初始温度场,再用 σ 坐标下的平衡方程计算初始风场。分别按无水汽作用(1 方案)、实测水汽场(2 方案)和人工修改的水汽场(3 方案)三种水汽初值方案进行数值模拟试验。

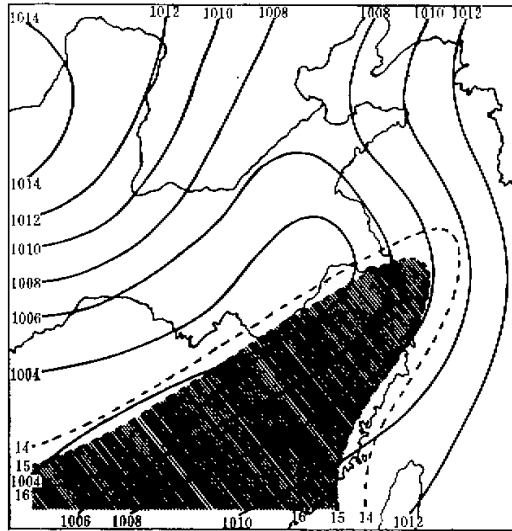


图 1 1983 年 6 月 11 日 20 时地面气压场的大尺度背景部分
实线是等压线(hPa),虚线是 700 hPa 等风速线(米/秒),阴影区是人工修改成水汽饱和的区域。

图 1 是低通滤波后的大尺度地面气压场。由图可见,在积分区域上,保留了以气压倒槽为主要特征的大尺度背景;在倒槽轴线的右侧,700hPa 存在最大风速达 16 米/秒以上的大尺度西南低空急流。

位势不稳定常常是中尺度对流系统发展的一个重要条件。但诊断分析发现,暴雨并不是发生在最不稳定的区域,而是发生在最大位势不稳定区域的下风方向、水汽辐合最强的区域中。一般地说,暖湿低空急流的前部易于满足这个条件。为了进一步突出位势不稳定层结的作用,在 3 方案中,在 700hPa 低空急流初始风速大于 15 米/秒的区域上(图 1 中的阴影区),人为地使 $\sigma = 9/14$ (大约 680hPa) 以下的气层中水汽饱和,并在积分过程中每小时对水汽场作一次这样的修改。在积分区域有限的情况下,用这样的方法可以使图 1 中的阴影区起到水汽源和不稳定能量源的作用。

为了考察积分各时刻位势稳定度的变化趋势,我们引入位势稳定度倾向方程

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial E_\sigma}{\partial \sigma} \right) = c_p \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\vec{v} \cdot \nabla T + \sigma \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\vec{v} \cdot \nabla \varphi + \sigma \frac{\partial \varphi}{\partial \sigma} \right)$$

$$+ L \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\bar{v} \cdot \nabla q + \sigma \frac{\partial q}{\partial \sigma} \right) \quad (3.1)$$

式中, $E_\sigma = c_p T + gz + Lq$ 是静力能量, 由 (3.1) 式可见, 位势稳定度倾向决定于流场与温度场、气压场、水汽场相互作用的综合结果。计算表明, 在人工修改水汽的 3 方案中, 低层的位势稳定度倾向主要决定于水汽平流的垂直分布。

图 2 给出 3 方案积分 1 小时, $\sigma = 7/14$ 面上的位势稳定度倾向的分布。图中出现 3 个负倾向中心和 1 个正倾向中心。在时间积分过程中, 这种分布形势一直维持着。我们将会看到, 暴雨中尺度系统正是发生在这些负倾向维持的地区中。

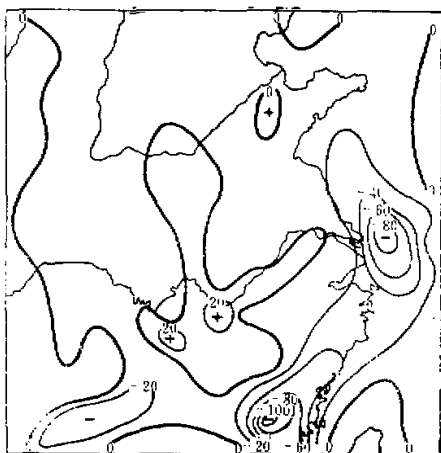


图 2 3 方案积分 1 小时, $\sigma = 7/14$ 面上的位势稳定度倾向 ($\times 10^{-2}$ 米²/秒³)

四、试验结果分析

对各方案分别积分 6 小时, 从地面气压场的演变看 (图略), 积分开始后的 1—2 小时内, 在原来江淮气旋所在地区都重新出现了闭合低压环流。但是, 1、2 方案中的低压环流强度较弱。在积分过程中, 1 方案因无水汽作用, 低压环流迅速减弱; 2 方案中虽有实测水汽的作用, 但因观测时刻已处于最强降雨之后, 低压环流也逐渐减弱。唯有 3 方案中, 江淮气旋对应的低压环流发展非常迅速。积分 4 小时, 地面低压中心已加深 2.5hPa。

图 3 是 3 方案积分 4 小时后的低空流场。可以看出, 3 方案的模拟结果中, 江淮气旋近于圆形, 其范围较大。特别是 700hPa 低空急流的强度明显增大, 并出现三个大风速中心, 其中最强的一个达 20 米/秒。

积分 4 小时后, 在 300hPa 流场上 (图略), 我们从直观上看不出各方案之间有明显的不同。但是, 3 方案 300hPa 的风速分布与 1、2 方案的差别很大。反映在散度场上, 3 方案出现三个中尺度强辐散中心。它们的位置都不与江淮气旋中心重合, 其水平尺度也都比江淮气旋小得多。辐散的量级达 10^{-4} — 10^{-5} 秒⁻¹, 比大尺度辐散大一个量级以上。由

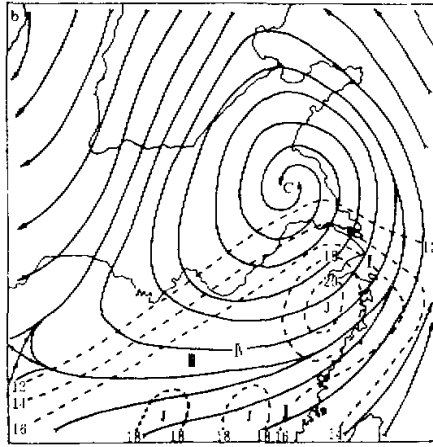


图3 积分4小时后,3方案的1000hPa流线(实线)和700hPa等风速线(虚线,米/秒)
罗马数字是1000hPa上新生的中尺度系统中心位置编号

于试验所用的初始流场是无辐散的,这样强的高空辐散只能是中尺度天气系统强烈发展的结果。

为了了解大尺度环境中中尺度对流的发展,以及中尺度对流系统的动力和热力结构,我们应用文献[7]中的中尺度分离算子(2.5)对3方案积分4小时的地面气压场,300hPa高度场和1000hPa、300hPa流场,以及700hPa垂直运动场,分别进行中尺度分离,结果示于图4和图5。

3方案积分4小时后,在对流层低层(图4a),江淮气旋暖区里出现四个水平尺度

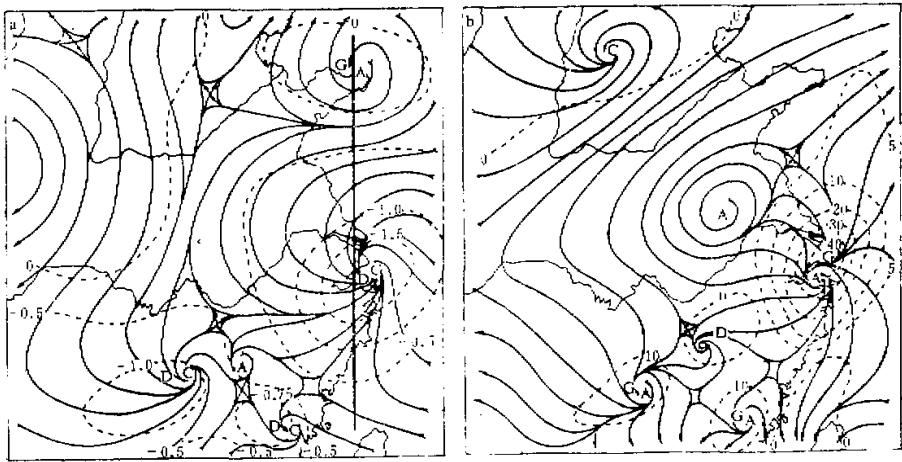
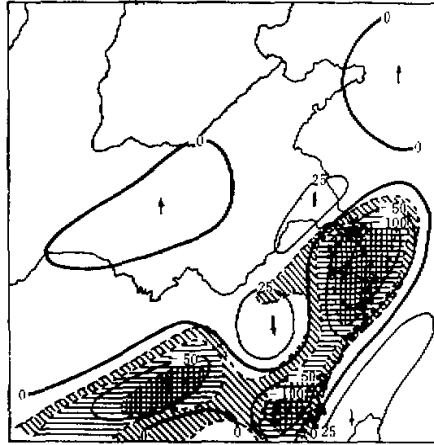


图4 3方案积分4小时后的中尺度扰动场
(a) 地面扰动气压场(虚线, hPa)和1000hPa 扰动流场(实线,粗直线为剖面基线),
(b) 300hPa 扰动位势高度场(虚线,位势米)和扰动流场(实线)。

200—500 公里的中尺度系统(编号见图 3), 与图 2 对照可以看出, 中尺度低压系统 I、II 和 III 出现在位势稳定度倾向小于零的地区, 中高压 IV 出现在大于零的地区, 在 1000hPa 扰动流场上(图 4a), 气流从四周向低压中心气旋式辐合, 从高压中心向四周反气旋式辐散, 在对流层上层(图 4b), 300hPa 扰动的位相与低层相反, 在地面低压上空, 对应着中高压, 并有较强的水平气压梯度, 中尺度风场呈现明显的反气旋性辐散环流, 高低空中尺度扰动中心的位置几乎重合, 表现出对流系统的特征。

图 5 给出 3 方案积分第 4 小时的降水量和 700hPa 扰动垂直速度。积分区域上出现三个降水中心, 分别与三个中尺度低压中心及三个上升运动中心相对应。以中尺度系统 I 的降水量最大, 达 47.7 毫米, 其中对流性降水约占三分之二, 可见 I 是一个对流相当旺盛、降水效率很高的中尺度对流系统。



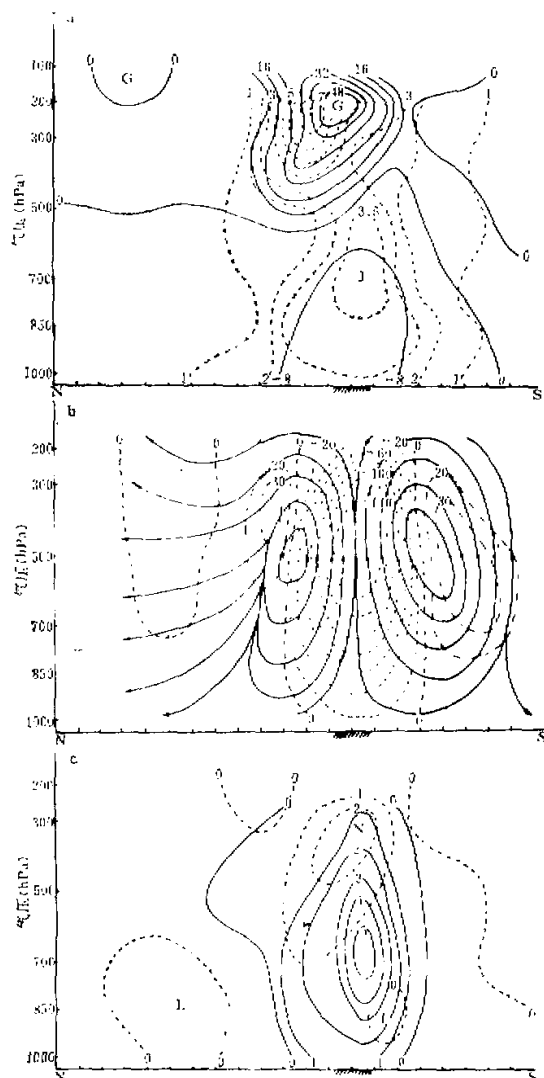


图6 3方案积分4小时,中尺度系统I的经向剖面
剖面基线见图4a,(a)扰动位势高度(实线,位势米)和扰动水平风速(虚线,米/秒),(b)扰动垂直环流(实线)和垂直速度(虚线表示上升运动,点划线表示下沉运动, $\times 10^{-4} \text{hPa/s}$),(c)凝结加热函数(实线, $\times 10^4 \text{米}^3/\text{秒}^2$)和扰动温度(虚线, $^{\circ}\text{C}$)。阴影区是4小时累计对流性降水量超过40毫米的地区。

$-2.48 \times 10^{-2} \text{hPa/s}$)。在中低压的周围,存在有组织的下沉运动,并形成中尺度系统发展和维持不可缺少的二级垂直环流。二级环流的出现,使中尺度系统自身更加组织化,还把中尺度对流系统与大尺度环流耦合起来。通过二级环流,中尺度对流系统从低层大尺度环境中获得自身发展和维持所需要的水汽和位势不稳定能量,并使高空流场发生很大变

化。

图 6c 是凝结加热函数和扰动温度的经向剖面。这里给出的凝结加热函数是积分 4 小时, 空间一点因水汽凝结而累计释放的潜热。我们看到, 凝结加热主要发生在 500hPa 以下的位势不稳定层内, 加热中心位于 700hPa 附近, 达 5.64×10^4 米²/秒²。这样多的热量, 一部分通过大尺度水平运动加热环境大气, 大部分则由强烈的上升运动输送到对流层上部, 形成并加强中尺度对流系统的暖心结构(暖心位于 350hPa 附近), 使对流层上层的中高压与环境之间维持强的水平气压梯度和外流机制, 导致补偿下沉气流出现, 促成二级环流的形成和发展。这种具有暖心结构的中尺度对流系统与 MCC 十分相似^[1]。Wetzel 等^[2]把这样的中尺度对流系统比作一部耗能巨大的“热机”。如果能从大尺度环境中源源不断地补给大量的水汽和位势不稳定能量, “热机”便会不停地、甚至加速地运转, 成为一个维持时间较长、降水效率很高的中尺度对流系统。

积分 4 小时后, 抽掉模式大气中的水汽, 从而大大改变了位势稳定度的分布。继续积分 2 小时, 上述中尺度对流系统迅速减弱(图略)。这就进一步证明, 一旦水汽作用被取消, 位势不稳定层结得不到迅速恢复和重建, 中尺度系统便很快衰亡。

五、讨 论

我们从大尺度背景出发, 模拟出了中尺度对流系统。这就进一步证明, 中尺度对流系统是在某种特定的大尺度环境中产生的, 这种大尺度环境可能在中尺度对流系统产生以前就已存在。

对增强显示的静止卫星红外云图初步普查的结果表明, 在西太平洋副热带高压的西北侧, 暖湿西南气流所对应的西南季风云系内, 经常出现中尺度到中间尺度对流云团。它们的形态与美国的 MCC 相似, 但一般地说水平尺度稍小。这些对流云团有的很快消散, 有的则沿西南气流向东北方向飘移, 常在江淮气旋的东南象限内强烈发展, 并造成暴雨。模拟结果与观测事实基本一致。

目前, 对 MCC 的性质尚有争议。Maddox^[1]认为, MCC 是一种斜压和热带混合型的对流性天气系统, 而 Wetzel 等^[2]则认为 MCC 基本上是热带性质的对流系统。从模拟的中尺度对流系统的出现地区及其结构看, 水汽条件很强时, 在我国江淮流域发展起来的中尺度对流系统更多地带有低纬度对流系统的特征。在 3 方案中, 模拟得到的中尺度系统 II 和 III, 发生于水平温度场比较均匀的潮湿环境之中, 并没有西风槽的直接参与。卫星云图资料也证实, 中尺度对流云团可以出现于西南季风云系的不同部位, 但当它们移到西风槽前时, 一般都要发展。观测事实和模拟结果都说明, 大尺度斜压性不一定是中尺度系统发生的必要条件, 但常常是中纬度地区中尺度对流的一种重要的触发机制。

位势不稳定能量的释放对中尺度对流系统的发展有重要作用。只有在位势不稳定能量能够不断得到补充、位势不稳定层结能够经常得到恢复和重建的地区, 中尺度系统才会强烈地发展起来。一般地说, 只有少数地区能够满足这样的条件。根据位势稳定度倾向方程, 这种条件的出现, 主要取决于流场与水汽场、温度场和气压场之间相互作用的综合结果。其中, 水汽的分布及其与流场之间的相互作用又常常是最重要的因子。由此看来, 对

于暴雨数值预报,水汽场的初始化是一个必须进一步引起重视的问题。

不论是频繁出现于美国中部的 MCC, 还是在我们的模拟试验中得到的中尺度对流系统, 都是对流驱动的、水平尺度较大、生命期较长、高度组织化的深厚湿对流系统。特别是在成熟阶段, 出现具有深厚对流的二级环流, 造成大范围持续降水, 具有很高的降水效率, 并对大尺度环境产生明显的正反馈作用。显然, 不应将这样的对流系统看成是许多孤立的积云对流的平均状态, 而应把它们看成是客观存在的天气实体。对这样的对流过程, 目前尚无比较成熟的参数化方案。当前, 大尺度数值预报模式预报暴雨的雨量普遍远小于实况, 其中一个重要原因很可能就是模式没有正确地描写这种对流过程。

在本试验中, 我们主要强调了水汽在中尺度对流发展中的作用。事实上, 中尺度对流系统的产生和发展, 是大尺度环境中各要素共同作用的结果。中尺度对流系统的发展, 又对大尺度环境产生重要的影响。尤其是大尺度流场对中尺度对流系统的发生和发展, 都有不可忽视的作用。观测事实已经表明, 美国中部的 MCC 和我国东南地区的中尺度对流系统都与低空急流有密切联系。有关这方面的问题, 有待通过数值模拟试验作进一步研究。

参 考 文 献

- [1] Maddox, R. A., 1980, Mesoscale convective complex, *Bull. of the Amer. Soc.*, Vol. 61, No. 11, p. 1374—1387.
- [2] Maddox, R. A., 1983, Large-scale meteorological conditions associated with mid-latitude mesoscale convective complexes, *Mon. Wea. Rev.* Vol. 111, No. 7, p. 1475—1493.
- [3] 陶诗言、方宗义、李玉兰, 1983, 四年来我国气象卫星资料分析应用研究, *气象学报*, 第 41 卷, 第 3 期, p. 263—274.
- [4] 郑良杰、夏大庆, 1986, 一个用于中尺度研究的套网格 N 层原始方程模式, *华东中尺度天气试验论文集*, 第 3 集.
- [5] Davies, H. C., 1976, A lateral boundary formulation for multi-level prediction model, *Q. J. R. M. S.*, Vol. 102, No. 432, p. 405—418.
- [6] Gadd, A. J., and J. F. Keers, 1970, Surface exchange of sensible and latent heat in a 10-level model atmosphere, *Q. J. R. M. S.*, Vol. 96, p. 297—308.
- [7] 夏大庆、郑良杰、董双林、宋丽, 1983, 气象场的几种中尺度分离算子及其比较, *大气科学*, 第 7 卷, 第 3 期, p. 301—311.
- [8] Uccellini, L. W., and D. R. Johnson, 1979, The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for development of severe convective storm, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 107, No. 6, p. 682—703.
- [9] Wetzell, P. J., W. R. Cotton, and R. L. McAnelly, 1983, A long-lived mesoscale convective complex, Part II, Evolution and structure of the mature complex, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 111, No. 10, p. 1919—1937.

NUMERICAL SIMULATION OF THE GENERATION OF MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEMS IN LARGESCALE ENVIRONMENT

Xia Daqing Zheng Liangjie

(Institute of Meteorological Research, Headquarters of the General Staff, PLA)

Abstract

The generation of mesoscale convective systems is simulated by a 7-level primitive equation

model. The large-scale part of observed data at 1200 Z June 11, 1983, passing through low-pass filter, are taken as the initial data. The results show that the generation of mesoscale convective systems can be simulated from fields of meteorological variables on the large-scale background. When the low-level south-west jet stream is very moist, mesoscale convective systems can develop ahead of the wind speed maximum, in the warm sector of Changjiang-Huaihe-River cyclone where the potential stability tends to remain negative. Furthermore, they are similar to the mesoscale convective complex (MCC), which appears frequently in the central part of the United States during the warm season (March to September), in the thermal structure, distribution of precipitation and the process of generation and development.

“东亚大气环流国际讨论会”于 4 月 10—15 日在成都召开

由中国科学院大气物理研究所与兰州高原大气物理研究所共同主持的“东亚大气环流国际讨论会”于 4 月 10—15 日在成都气象学院召开。八十余名中外学者出席了这次会议，其中有以日本气象学会常务理事、东京大学浅井富雄教授及筑波大学吉野正敏教授为首的日本气象界知名学者一行七人，欧洲中期数值预报中心蒂帕尔迪 (Tibaldi) 教授等。中国科学院特别顾问、中国科学院大气物理研究所名誉所长叶笃正教授，中国气象学会理事长、中国科学院大气物理研究所学术委员会主任陶诗言教授增加并主持了这次会议。

这次会议主要交流并探讨了以下几个问题：1) 东亚大尺度环流，它的统计特征、变化及异常规律，以及引起变化及异常的物理机制；2) 东亚梅雨锋的结构、变化规律以及梅雨锋上中尺度系统；3) 东亚大气环流的数值模拟及其环流变化的预测。

这次会议共收到国内外 53 篇文章，在会上报告了 48 篇。这些文章都是最近一两年我国及日本关于东亚大气环流的最新研究成果。在这次讨论会上关于西太平洋的海温、水汽及对流活动对东亚夏季环流的影响；冬季寒潮沿高原的东部侵入我国华中、华南，并通过南海影响到印度尼西亚一带；梅雨锋与极锋在物理特征上的差别以及梅雨锋上中尺度扰动的发生发展机制；青藏高原对大气环流的力矩作用及对天气尺度、中尺度扰动的热力作用等研究引起与会学者们的浓厚兴趣，并展开了热烈讨论。

这次学术讨论会不仅将促进中日两国对东亚大气环流的研究，而且将进一步促进中日两国在大气学科方面的学术交流。

(大气物理所 黄荣辉)