

中尺度低压系统形成和维持的数值实验

赵思雄 周晓平 张可苏 刘苏红

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

使用细网格的多层原始方程模式对中尺度低压进行了数值模拟。发现: (1) 在中尺度低压形成和维持过程中风场扰动的动力学过程比气压场扰动的作用更为重要。(2) 对五种不同垂直结构的风场扰动进行了实验, 其中以中低层的风场扰动在中低压形成过程中的作用更显著。(3) 对湿模式和干模式进行的对比实验表明, 两者重力波传播的相速度有明显的差别。前者将近为零, 而后者达 44 米/秒。

一、前 言

暴雨和强对流天气的数值预报模式研究已在我国逐步开展^[1,2]。为了做好这一工作, 模拟一些与暴雨及强对流关系极为密切的中尺度系统发生、发展的过程是十分重要的。由于资料的困难, 我们对中尺度系统的天气学分析及中尺度动力学的了解还很差, 于是数值模拟方法就成为一种重要的手段, 它可起到实验室的作用, 从而使中尺度天气学的理论建立在坚强的实验基础上。本文是一系列数值实验的一部分报告, 即中尺度低压系统的发生与维持的试验初步结果。

陶诗言等^[3]指出, 在中尺度系统的发生与发展中很重要的一点是要说明中尺度低压的形成。关于中尺度低压形成的原因目前有几种看法。它们大致可分两类, 即热力形成说与动力形成说(第二类条件不稳定介于两者之间)。本试验结果有利于第二种看法。即在中尺度系统形成过程中风场扰动的动力学过程超过了气压场扰动的作用; 此外, 本试验还说明了不同深度的扰动在维持中尺度系统中所起的作用, 以及水汽在中尺度系统的形成和维持中的作用等。

为了弄清这方面的问题, 本文使用一个细网格的多层原始方程模式对 20 多个不同的理想初始场进行了数值试验。

二、模式简介

我们把大气物理所^[4-6]近年发展的 σ 坐标的多层模式作了一些改动后用到小于 100 公里的网格。模式的方程组为:

1980年3月7日收到, 11月收到修改稿。

$$\begin{cases}
 \frac{\partial U}{\partial t} + L(u) = fV - \frac{P_s}{m} f v_s + \frac{P_s}{m} F_u \\
 \frac{\partial V}{\partial t} + L(v) = -fU + \frac{P_s}{m} f u_s + \frac{P_s}{m} F_v \\
 \frac{\partial}{\partial t} \frac{P_s C_p T}{m} + L(C_p T + \phi) = -\frac{1}{m} \frac{\partial \sigma \phi}{\partial \sigma} \frac{\partial P_s}{\partial t} + (U f v_s - V f u_s) \\
 \quad + \frac{P_s}{m} C_p F_T + \frac{P_s}{m} \frac{L}{C_p} Q \\
 \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{P_s q}{m} \right) + L(q) = \frac{P_s}{m} Q + \frac{P_s}{m} F_q \\
 \frac{\partial P_s}{\partial t} = - \int_0^1 m^2 \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) d\sigma \\
 \frac{\partial W}{\partial \sigma} = -\frac{1}{m} \left[m^2 \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{\partial P_s}{\partial t} \right] \\
 \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial \phi}{\partial \ln \sigma} = -R \frac{\partial T}{\partial t}
 \end{cases}$$

其中 $\sigma = \frac{P}{P_s}$, P_s 为地表面气压, $(U, V, W) = \frac{P_s}{m} (u, v, \sigma)$,

$$L(u) = m \left[\frac{\partial}{\partial x} (Uu) + \frac{\partial}{\partial y} (Vu) \right] + \frac{\partial W u}{\partial \sigma} \text{ 余类推.}$$

$$f v_s = m \left(\frac{\partial \phi}{\partial x} + RT \frac{\partial \ln P_s}{\partial x} \right) \quad \text{及} \quad f u_s = -m \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} + RT \frac{\partial \ln P_s}{\partial y} \right)$$

为地转风, ϕ 是等 σ 面的位势高度, m 是地图投影放大因子, F 是湍流交换项, Q 是当超过饱和时的凝结量, 其它符号都是气象学上常用的。

这个模式有如下几个特点: (1) 由于热力学方程中位能转动能的项写成 $(U f v_s - V f u_s)$ 的形式, 使得保持总能量守恒性在差分时十分简便。(2) 静力方程对时间微商一次, 可同时使用温度 T 及高度 ϕ 为初值。(3) 垂直分层可变, 各种摩擦及光滑(水平湍流交换, 交换系数 $K = 5 \times 10^3$ 米²/秒, 垂直湍流交换, 行星边界层摩擦, 时间光滑, 水平光滑及边界光滑)系数都很小, 也没有加对流调整这一类的处理, 十分灵活而且简单, 计算稳定, 可使用各种不加限制的实测初始风场或理想初始风场, 这对于本试验是十分方便的。

试验区域在 xy 平面内按矩形区域布网 ($I = 31, J = 25$), 总格点数为 $25 \times 31 = 775$ 点。如水平格距取 100 公里, 则试验区相当于 2400 公里 $\times$ 3000 公里的范围。在试验中我们使用过 $\Delta S = 30, 50, 100$ 公里。在垂直方向上取过 3 层、5 层及 7 层。最高一层是 200 毫巴。根据北极点的位置计算各网格点上的 F 值 (如 $\Delta S = 100$ 公里, 我们取 $I_p = -26, J_p = 85$, 这相当于计算区域的中心点在江淮流域, 可求得 F)。对于考虑水汽的湿模式, 其凝结加热采用饱和法, 即饱和后则凝结, 凝结出的水完全降落 (没有考虑水滴在降落过程中的蒸发), 凝结后释放出潜热而引起温度的变化。

三、实验结果

1. 关于中尺度低压的发生

许多事实表明中尺度低压常常在低空急流(850 毫巴)的左前方或 700 毫巴切变线的下方出现。在这里,我们先对低空的西南急流和东南急流分别进行模拟试验。试验中理想的低空急流见图 1。低空西南急流和东南急流的初始场除了风向不同外,在风速上还有差别。我们取西南急流最大风速约 30 米/秒,而取东南急流的最大风速约 10 米/秒。初值气压场与温度场都取成全场均匀。计算表明,1 小时后,无论是西南急流还是东南急流,在低空急流的左侧都出现了中低压系统。此后,低压沿这支急流而移动,在 5—6 小时后这些中低压即到达低空急流的左前方。这与一般暴雨多见于低空急流左前方是有相似之处的。这些中低压反过来又提供了大量的辐合上升。从而加强了对流活动及暴雨。

下面来看一下低空急流的垂直环流结构。在与东南急流轴相交的南北方向上作垂直剖面(图略)。可以看到,第二小时在急流轴的两侧存在着两个垂直环流圈。在急流轴的左侧(南方)是上升运动区,右侧是下沉运动区。中尺度低压的上空正好对应着上升运动区。这个上升区的宽度大约 200—300 公里。

这个试验说明,仅是低空急流风场就可能产生地面中尺度低压,不需要任何热力场的配置,也不一定要有凝结潜热释放。由于我们只选择了维持计算稳定所需最小的地面摩擦,例如取 $C_D = 0.1 \times 10^{-3}$,它远小于行星边界层的摩擦,所以也可近似认为地面摩擦在中尺度低压的形成过程中作用是不大的。

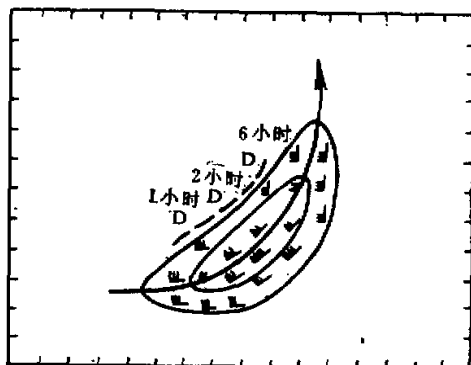


图1 低空西南急流初始场

D 为各时刻低压中心位置,上方的数字是发展的时间($\Delta S = 100$ 公里)

2. 中尺度低压的维持

中尺度低压形成之后,能维持而不消失的原因是什么呢?我们的试验表明,风场的环流是维持中尺度低压的重要因子。下面先做一个只有低压中心,而没有风场环流的试验。图 2 中我们给出的是一个理想的初始高度场。从地面至 200 毫巴为一深厚的低压,地面低压中心值达 984 毫巴,相当于台风的强度。有一个相应的温度场与之配合。其尺度大体等于 6 倍水平格距。即是说,若水平格距 ΔS 取 30、50 和 100 公里时,中尺度系统的范围相应地是 180 公里,300 公里和 600 公里。试验结果是,只有高度场而没有风场这种 600 公里以下的中尺度系统很难维持。以 600 公里的系统为例,对时间积分一小时后风场虽从无到有,但最大不超过 3 米/秒。此后,风场越来越弱,到第 5 小时最大风速值不超过

1 米/秒。而气压场本身很快填塞。第 1 小时即由 984 毫巴变为了 998 毫巴,填塞的速度为 14 毫巴/小时。此后,低压大体维持在这一水平上。300 公里及 180 公里的系统与 600 公里

公里的系统情况类似。只是尺度越小的系统其所激发出的风场越弱,而且减弱越快。

为了比较,我们来讨论没有气压场相匹配的中尺度风场。我们给一个无辐散的理想初始风场,即利用图 2 中的高度场按地转关系算出相应的风场。在 $\Delta S = 100$ 公里时,最大风速达 30 余米/秒。由此得到的是一个整层的深厚的中尺度气旋性的涡旋风场。可以看到,以 $\Delta S = 100$ 公里为例,这时风场并不减弱,而是一直维持在 30 米/秒左右。值得注意的是,前 3 个小时,风速反而略有加强,最大增值为 3 米/秒。以后逐渐缓慢下来,第 9 小时风力仍在 20 米/秒以上。与此同时,地面低气压系统很快加深,由 1000 毫巴的初值,至第 1 小时后,即出现了 977 毫巴的低中心,下降速率为 23 毫巴/小时。至第 10 小时,地面中心

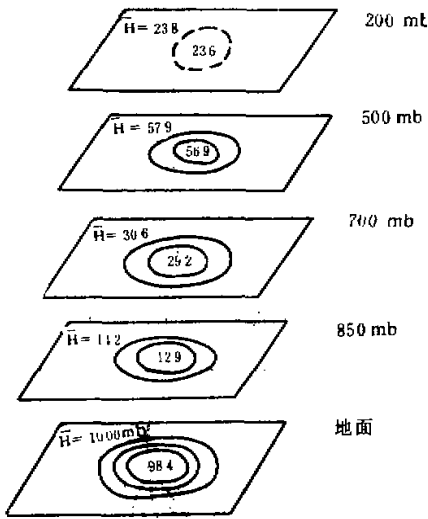


图 2 一个理想的初始高度场

维持在 990 毫巴左右。从不同格距试验中可以看到,尺度小的系统容易维持。由此可见,风场特别是涡旋风场比较容易维持,而且它还能产生出中尺度的低压。为了分析不同的风速值对低压维持的影响,我们对不同的风速(即分别取 u, v 的 $\frac{1}{2}, \frac{1}{3}, \frac{1}{6}, \frac{1}{8}$ 作初值)进行试验,得到的结果与上述结论是一致的。

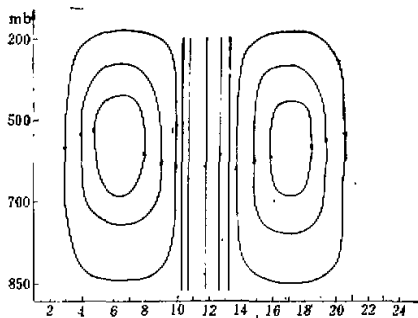


图 3 只有高度场的一个中低压,使用干模式积分第 2 小时后,沿 y 方向的垂直环流 ($\Delta S = 100$ 公里)

说明:粗实线为上升和下沉区分界线

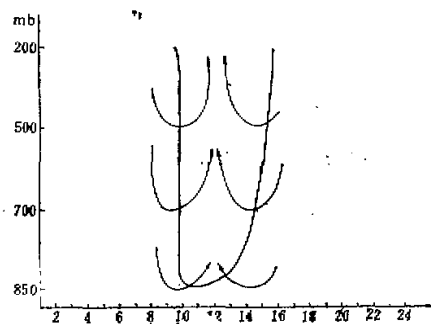


图 4 只有风场的一个气旋性环流,使用干模式积分第 2 小时后沿 y 方向的垂直环流

($\Delta S = 100$ 公里)

说明同图 3

上述这两种情况下的垂直环流见图 3 和图 4。图中剖面是沿 $y-p$ 方向选取的。在只有初始高度场而没有风场的情况下, 虽然第 1 小时近 1000 公里的大范围内都存在上升运动, 但至第 2 小时, 则在低涡中心 300 公里的范围内已转为下沉(图 3), 此后下沉区扩大, 低涡填塞。另一方面, 在只有初始风场的情况下则相反, 开始在气旋环流中心附近 600 公里的范围虽是下沉运动, 但至第 2 小时即转为上升运动(图 4), 此后低压增强并得以维持。

上述中尺度风场和气压场的关系与叶笃正、曾庆存、李麦村等讨论的地转适应理论是相符的^[7,8]。因为, 在中尺度系统中, 要改变质量场比较容易, 改变风场则比较困难。因此可以说, 风场在调整过程中居于主导地位。我们的试验可以说是在斜压非线性情况下对地转适应理论的一个实验证明。这一看法与天气事实也是一致的^[9]。因此, 今后我们在进行中尺度天气分析时, 应更加重视风场的分析, 而在做中尺度数值预报时, 也应尽量想法利用实测风资料。

3. 深厚扰动和浅薄扰动的试验

在进行上述试验时, 我们假定风场是一个整层的深厚扰动。可是在实际大气中, 扰动的情况是复杂的。曾庆存讨论适应过程时指出: 初始扰动的垂直结构对适应过程是有影响的^[8]。在中尺度天气分析中, 我们也见到扰动具有不同的垂直结构。如西南低涡最初就产生于对流层的中下层, 而华北低涡却是高空的一种冷性涡旋。为了讨论各层扰动的相对重要性, 我们对各种垂直结构的中尺度扰动进行了试验。

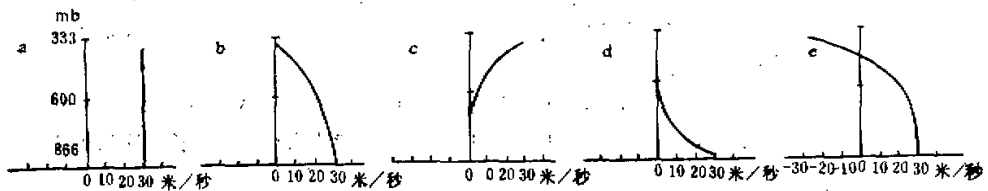


图 5 五种风场扰动的垂直结构

首先, 我们设计出如下五种不同垂直结构的风场扰动。这些廓线都是按某一特定的点(在涡旋中心以东 $2 \times \Delta S$ 处)的数据绘制的。图 5 中 a) 是整层为一个深厚的气旋性扰动。b) 只是中低层有气旋性扰动。c) 只是高层有气旋扰动。d) 只是低层有气旋扰动。e) 中低层是气旋性环流扰动而高层为反气旋环流。这些情况大体在实际天气分析中都可以见到。试验的结果见图 6。上述五种不同垂直结构的扰动共同的特点是, 风场扰动都易于维持, 而且都能调整出相应的地面及高空气压场。这说明, 在不同垂直结构的扰动中, 风场对形成中尺度低压都很重要。但是, 各种扰动的情况又是有明显差别的。

试验中一个突出的现象是中低层的扰动最有利于中尺度低压的维持。如取图 5a 中的初值为例, 在第 1 个小时, 地面气压即由 1000 毫巴降至 996 毫巴。比整层都是气旋性环流的深厚扰动加深还要快。后者第 1 小时由 1000 毫巴只降至 997 毫巴。看来要在地面上产生出中尺度低压, 风场扰动并不一定要越深厚越好。中低层的扰动甚至比深厚的

扰动效果还要好些。

从图 6 还可看到, 浅薄的低层初始风场扰动, 虽然在最初不象中低扰动那样快地产生一个中尺度低压系统, 但它的潜力也是不可低估的。可以看到, 从第 5 个小时起至第 11 小

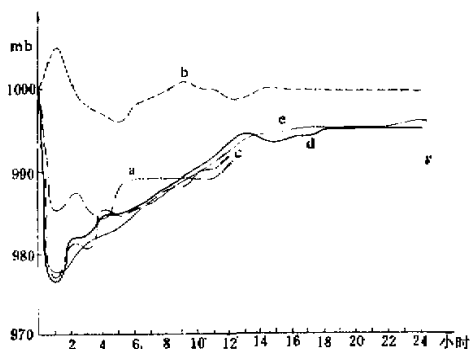


图 6 不同垂直结构风场扰动的地面气压变化曲线

a: 低层扰动 b: 高层扰动 c: 上层反气旋
中低层气旋 d: 中低扰动 e: 深厚扰动

时止, 地面气压一直维持在 989 毫巴左右, 而从第 9 小时起它就和中低扰动的效果相同, 此后, 它所产生的低压甚至比中低扰动情况下的低压值还要低。因此, 低层风场扰动也是不可忽视的。从这点出发, 我们在预报中似乎更应重视低层的风场。我们虽没有考虑 850 mb 以下的行星边界层, 但如类推下去行星边界层中的风场变化对形成中尺度系统也是不可低估的。

高层扰动的作用如何呢? 我们对高层的反气旋式扰动和气旋式扰动分别作了试验。若高层为反气旋, 中低空为气旋扰动时, 我们所得到的曲线与单纯中低空扰动的情况是很相似的。由此, 可

以认为高层扰动在低压系统发展中的抽气作用似乎没有原来认为的那样明显。因为本节中给出的理想初始场只有风场的旋转部分, 一开始辐散量也是不大的。但是, 在此后的若干时间内, 高层风场产生了很强的辐散。可以推论, 即使一开始就给一个高层的辐散风场, 情况也不会有多大改变。

高层仅为单一的气旋性环流时, 地面的气压系统并不明显, 到第 5 小时最多不过 996 毫巴, 以后维持少变。但是, 在高空出现一个中尺度低压, 持续的时间也较长。这与华北低涡维持期间, 地面系统常常不明显的天气事实是相似的。

4. 重力波对能量弥散作用的实验

在一个扰动出现后, 其能量必然要通过重力波向外弥散。我们模拟了各种初始扰动场中重力波传播的过程。图 7 是通过低涡中心沿东西连线上地面气压的时间剖面图。几种不同扰动情况下重力波传播的过程看来是相似的。图 7 只是在中低层有扰动时, 激发出的重力波。它们是由内向外传播的, 可以推算出其相速度大约为 44 米/秒, 而其波长大约 600 公里, 这与 Uccellini^[9] 的实际观测资料及张可苏等^[10] 的理论分析结论是相近的。在我们的试验里, 气压场向风场调整的过程中, 共有三次重力波的激发与向外弥散的过程, 而以第一次为最强, 以后逐渐减弱。地面气压扰动的数值约一个毫巴。随着能量向外弥散, 中尺度低压的强度亦减弱下来。

高层扰动, 虽然在地面上产生的系统不明显, 但是, 在激发重力波这点上, 同中低层扰动的效果无多大差别。我们用同样的方法对高层扰动所激发出的重力波作了时间剖面图 (图略)。它也有三次重力波激发与向外弥散的过程, 相速及波长都与中低层扰动的情况

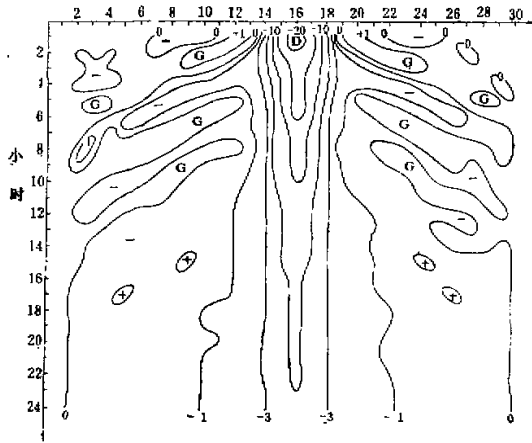


图7 通过地面低压中心的时间剖面。
(中低层扰动, 干模式, $\Delta S = 100 \text{ km}$)
等值线: (地面气压值-1000) 毫巴

相近。我们注意到华北低涡多见于高层, 地面无明显的系统, 而却常有雷霆发生, 这其中也可能有重力波的影响。

5. 水汽潜热释放在形成中尺度低压中的作用

在加入水汽后, 风场和气压场的主要特征并没有太大变化。只有如下一些差别。

在一个中低层的风场扰动中考虑水汽潜热释放(以后称为湿模式), 高层的暖心易于维持, 因而高层风场的强度减弱较慢。可以看到, 对流层中上层的风速在第6小时增加得比较厉害, 如500毫巴达29米/秒。而不考虑水汽的干模式只有21米/秒。这说明, 水汽潜热释放能使风速增强。我们曾在干模式中对对流层中上层的温度场中加过暖心, 而并未见到风场的这种增强现象。这证实, 关键不在于是否有暖心存在, 而在于是否有水汽的不断补充及凝结潜热释放, 而水汽的供应能力是最重要的。

在湿模式中, 由于潜热的释放有利于低压的维持, 低压中心值普遍偏低, 并有三次增强的现象。5小时、8小时、15小时都有加强, 其中以第3小时为最明显。这与干模式是不相同的。可以认为, 在一定的动力条件下, 热力条件的作用虽很重要, 但它要通过风场才能起到维持低压的作用。

同样的湿模式, 雨区的分布也是不一样的。我们对不同的湿度场分布进行了试验, 有露点锋和无露点锋存在的情况是不同的。在湿度场分布比较均匀的情况下, 当给定一个风场扰动时, 即有地面低压出现, 雨区在低压中心附近, 1小时降水大约有16毫米左右。但若在气旋性风场扰动的区域中湿度较大, 气旋以外的区域为干区时, 则情况很不相同, 雨区不是落在低压中心附近而是降落在露点锋附近靠暖湿空气的一侧。这一结果与一般观测事实也相符合。赵思雄等^[4]分析1966年8月山西特大暴雨所得的结果可做为一个例子。在这个例子中在露点锋的东侧(即暖湿空气一侧)有一支低空东风急流。而在我们的

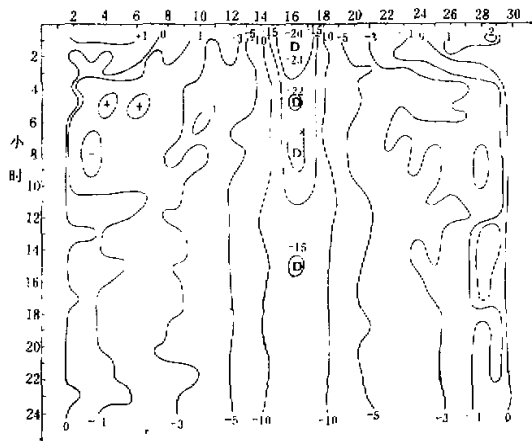


图 8 通过地面低压中心的时间剖面(中低层扰动,
湿模式, $\Delta S = 100 \text{ km}$)
等值线: (地面气压值 - 1000) 毫巴

试验中也对此作了模拟。如果我们将风场, 单独给出一条露点锋(只有初始高度场配合), 这时降水离露点锋区较远, 而且也不是在暖湿空气一侧, 而是出现在地面低压中心的附近。这说明露点锋亦要有一定的流场配合, 才能产生明显的降水, 因为降水不仅需要水汽, 而且更需要水汽的输送及水汽通量辐合。

在湿模式中重力波传播的情况有很大的不同, 我们在低涡附近的区域加了水汽然后积分, 没有发现象干模式那样明显的重力波向外传播的现象。从图 8 中地面等压线的分布看, 这种重力波接近驻波, 与张可苏等^[4]使用非静力的线性模式推出的结果相近。

四、小 结

中尺度低压的形成和维持是预报暴雨及其它强对流天气的重要问题, 本实验只做了两种极端情况(只有气压场或只有风场)下的发展过程。实际的情况当然要复杂得多, 但是这里给出斜压、非线性细网格(或准中尺度)的实验表明, 细致分析风场并把它作为矛盾的一个主要方面看来是可取的。不同的初值风场所造成的降水是不同的^[4], 我们准备进一步摸清不同条件下各种风场的作用, 尤其是行星边界层中风场的作用, 为暴雨数值预报做一些基础工作。从这个工作可以看出, 更好的观测风场的仪器及更密的观测网看来是十分必需的。

参 考 文 献

- [1] 北京大学地球物理系数值预报协作组, 一个用于降水预报的五层原始方程模式, 第二次全国数值天气预报会议论文集, 1—12, 科学出版社, 1980。
- [2] 陶诗言等, 中国之暴雨, 科学出版社, 1980。
- [3] 陶诗言、丁一汇、周晓平, 暴雨和强对流天气的研究, 大气科学, 第三卷, 227—238, 1979。
- [4] 曾庆存、季仲贞、袁重光, 原始方程差分格式的设计, 第二次全国数值天气预报会议论文集, 300—313, 科学出版社, 1980。

- [5] 周晓平, 有限区域四层原始方程模式试验, 第二次全国数值天气预报会议论文集, 28—30, 科学出版社, 1980.
- [6] 中国科学院大气物理研究所中期预报组, 初始方程数值模式的一个计算格式在有限区域预报的试验, 大气科学, 第一卷第三期, 174—179, 1977.
- [7] 叶笃正、李麦村, 中小尺度运动中风场和气压场的适应, 气象学报 No. 4, 409—423, 1964.
- [8] 曾庆存, 扰动特征对大气适应过程的影响和测风资料的使用问题, 气象学报, No. 1, 37—50, 1963.
- [9] Uccellini, L. W., A case study of apparent gravity wave initiation of severe convective storms, Eighth conference on severe local storms, 343—350, 1973.
- [10] 张可苏、周晓平, 非静力平衡条件下大气重力惯性波的频谱、结构和传播特征, 第二次全国数值天气预报会议论文集, 196—206, 科学出版社, 1980.
- [11] 赵思雄、孙淑清, “66·8”大暴雨的中分析, 中国科学院大气物理所集刊, 第9集, 161—169, 科学出版社, 1980.
- [12] 赵思雄、周晓平, 风场在预报暴雨发生中的作用, 大气科学(将发表).

NUMERICAL SIMULATION EXPERIMENT OF THE FORMATION AND MAINTENANCE OF MESOSCALE LOW

Zhao Si-xiong Zhou Xiao-ping Zhang Ke-su Liu Su-hong

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Abstract

Some numerical experiments are performed in order to simulate the formation and the maintenance of mesoscale lows which are frequently observed in the low atmosphere near the low level jet over East China in rainstorm season.

It is shown that the effect of wind field disturbances is more significant in the formation and maintenance of mesoscale lows than other meteorological elements. Five sorts of the vertical structure of wind disturbance fields are discussed. Among them, the effect of middle-low level wind disturbances is the strongest in the formation of mesoscale low.

The results of numerical experiments of wet model are presented and compared with that of dry model. The phase velocity of gravitational wave is about 44 m/s in the latter model, and in the former model this phase velocity is very close to zero.