

非静力平衡模式的中尺度非均匀 初始场试验和锋面模拟

楼小凤 胡志晋 游来光

(中国气象科学研究院人工影响天气研究所, 北京, 100081)

摘 要

用非静力平衡二维中尺度大气模式, 选取1987年欧洲的一次冷锋过程为例, 以法国的静力平衡模式的模拟结果为初始场, 选用5 km, 25 km, 45 km 3种水平格距进行了水平范围为2000 km 的模拟, 结果表明: (1) 中尺度非静力平衡模式应用非均匀初始场, 而不加人为的初始扰动是可行的; (2) 扰动量的初始场中的精度要求很高, 应严格符合静力平衡条件, 否则就会产生严重误差, 甚至在一个时步内改变垂直速度; (3) 5 km, 25 km, 45 km 3种格距的对比模拟表明, 5 km 格距的非静力平衡模式能模拟出锋面上的多个中尺度对流, 且垂直速度场分布与实际最接近, 而后两种格距只能模拟出锋面上的大范围上升区, 不能细致地描述锋面对流结构。

关键词: 非静力平衡模式, 非均匀初始场, 锋面模拟。

1 引 言

非静力平衡模式没有准静力平衡模式的限制, 是一种比较精确的大气模式, 尤其适用于中小尺度大气过程的模拟, 国内外主要的代表有 Klemm, Clark, Cotton, Miller, Peardorff, 胡志晋^[1, 2], 徐华英, 孔凡铀, 王谦^[3], 许焕斌^[4]等。在这种模拟中由于观测资料的限制, 一般采用水平均匀的初始场, 再加上一个人工扰动来启动对流运动, 这些初始扰动的地点和强度都是人为给定的。这种方法对于研究中尺度云对流发挥了很好的作用, 但对强风暴的客观预报来说显然是不足的。

强风暴及其它中尺度天气的发生发展同更大尺度运动有密切关系, 后者不仅提供了它的重力不稳定背景, 还提供了水热来源和对流启动条件。一般来说发展的环境是水平不均匀的, 特别是对于锋面对流等中尺度天气, 这一点就更为突出了。过去人们研究锋面主要用大尺度的静力平衡模式, 其水平格距一般在50 km 以上, 无法研究对流的具体过程, 只能借助于对流参数化方法在一定程度上考虑对流对大尺度运动的作用。要研究锋面对流本身必须有更小的格距和非静力平衡大气模式, 同时又必须有足够大的范围可以描述大尺度锋面过程的演变, 这样就要求有非常多的格点数。近年来计算机的迅速发展提供了这种可能性。在这种中尺度模拟中必须采用非均匀的大气初始场, 而且这种初始场能自

动触发对流而不需要另外加上人为的初始启动扰动。这样预报潜能就大为提高,并同较大尺度的大气观测资料和数值预报产品连接起来。近年来国外开始用中尺度不均匀场来启动非静力模式,有的还将非静力平衡模式用于中尺度天气研究。NCAR^[5]采用非静力平衡模式,分析了由变形和切变诱生的锋,对1000 km × 1000 km 范围发展的过程进行高分辨模拟;法国的 Benard^[6,7]等也在87欧洲锋面计划中采用理想化层结和风场作了对锋面的基本试验;Rdelsperger^[5,10]等也用大气滞弹模式作了模拟。本文将在初始场试验的基础上,探讨用小格距非静力平衡模式模拟水平范围达几千公里的锋面的可行性。

2 非静力平衡模式的变量和初始场

为提高计算机精度,在非静力平衡模式中一般将 F 值(如气压、温度等)分解为背景量 F_0 和扰动量 F' 之和,即 $F = F_0 + F'$, 其中扰动量远小于背景量, $F' \ll F_0$ 。可以有以下几种方法:

- (1) $F(x, y, z, t) = F_0(z) + F'(x, y, z, t)$
- (2) $F(x, y, z, t) = F_0(x, y, z) + F'(x, y, z, t)$
- (3) $F(x, y, z, t) = F_0(x, y, z, t) + F'(x, y, z, t)$

2.1 第一种方法

对流风暴模拟中最为常用,处理起来也比较方便。 $F_0(z)$ 为水平均匀的定常背景场,它们必须满足静力平衡假定和气体状态方程,即

$$\frac{0}{z} = - \frac{g}{c_p \theta}$$

$$\frac{1}{\theta} = P_{00}^{-1} \theta R_{d0}$$

这种方案在非均匀初始场条件下可以采用全场的平均值作为背景值,使初始的 F' 值尽量减小。即

$$F_0(z) = \int F(x, y, z, 0) dx dy / \int dx dy$$

$$F'(x, y, z, 0) = F(x, y, z, 0) - F_0(z)$$

本文将采用这一方法。

2.2 第二种方法

这种做法的最方便的方案是取

$$F_0(x, y, z) = F(x, y, z, 0)$$

只需初始场满足静力平衡条件和气体状态方程就行了。

$$F'(x, y, z, t) = F(x, y, z, t) - F(x, y, z, 0)$$

扰动量也就是对初值的偏离。扰动量的初值为零,即 $F'(x, y, z, 0)$ 。这种方案初始值处理十分简单,但在计算时必须考虑背景场的平流和混合。

2.3 第三种方法

此方法目前用的人很少,此方法中 F_0 和 F' 是 x,y,z,t 的函数。从道理上讲 F_0 可以理解为大尺度的量级的时空变化, F' 则为小尺度的量级,但还是必须有严格的定义区分,才能列出各自的方程组。在方程中必须注意 F_0 值一定要遵守静力平衡条件和气体状态方程,否则就会导致 F' 的严重误差。

3 不同格距的模拟试验

3.1 个例和模式介绍

从1987年8月到1988年1月,在西欧搞了一个锋面计划 European Mesoscale Frontal Dynamics(MFDP)/FRONT87^[11, 1],以期研究3种尺度的锋面系统和结构(天气尺度,中

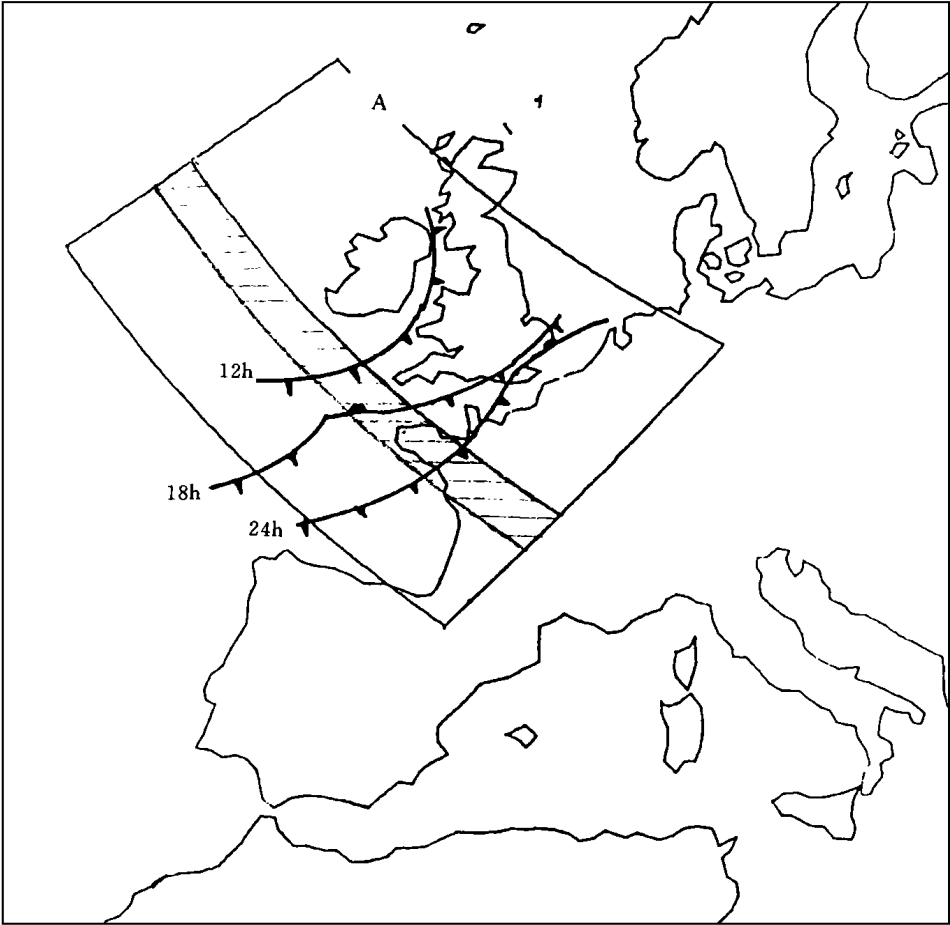


图1 锋面的不同时刻的位置,阴影部分为300 km 平均的范围

尺度,小尺度)。9月11日的12UT 到24UT,一个冷锋在英国发展起来,并以约 20 m s^{-1} 的速度向东移动,锋面移动较快。因本例所取的是二维的,所给的资料沿锋轴300 km 平均得

刘玉宝.三维弹性套网格中尺度(-)大气模式,北京大学博士毕业论文,1992。

出(见图1)。锋面不很强,锋面雨带为一窄一宽的雨带,雨带外围为大面积的层状云降水。由于格距小,没有如此密的资料,采用法国静力平衡模式 Peridot(中尺度模式, $x = 35$ km),将9月11日18UT的结果,分别内插成5 km, 25 km, 45 km 格点资料输入模式。

采用刘玉宝^[12]的中 - 尺度的非静力平衡模式。该模式采用完全非静力平衡方程组作为基本动力框架,采用C型跳网格,蛙跃差分, Klemm 的时间分裂法,模式中考虑了详细的暖云微物理过程。原先模式模拟中 - 尺度,因水平范围小,用两维版本时可不考虑 $\frac{v}{y}, -\frac{v}{y}$ 项,而本文的对中 - 尺度锋面的模拟中,切变项和斜压对系统有很大影响,不能略去,所以方程有所区别。假定 $\frac{v}{y}, -\frac{v}{y}$ 随时间不变,这在锋面静止时是合理的^[6~7],那么取垂直于锋面并指向暖区为 x 方向,垂直向上为 z 方向,平行于锋轴并指向东北为 y 方向,将水平速度 u 减去锋面的移动速度,由于地形平坦,所有的场都是相对于海平面的。

二维方程组为:

$$\begin{aligned}\frac{u}{t} &= -u \frac{u}{x} - w \frac{u}{z} + D_u - c_p \frac{1}{x} + f v \\ \frac{v}{t} &= -u \frac{v}{x} - v \frac{v}{y} - w \frac{v}{z} + D_v - f(u - u_g) \\ \frac{w}{t} &= -u \frac{w}{x} - w \frac{w}{z} + D_w - c_p \frac{1}{z} + \frac{1}{0}(1 + 0.608q_v)g - q_m g \\ \frac{1}{t} &= -u \frac{1}{x} - w \frac{1}{z} - v \frac{0}{y} - w \frac{0}{z} + D_w + \frac{1}{0c_p} \frac{dQ_p}{dt} \\ \frac{1}{t} &= \frac{R}{c_v} \left(\frac{u}{x} + \frac{v}{y} + \frac{w}{z} + \frac{w}{0} \frac{0}{z} \right) + \frac{R}{c_v c_p T_0} \frac{dQ}{dt} \\ \frac{q_v}{t} &= -u \frac{q_v}{x} - w \frac{q_v}{z} + D_{qv} + S_{vc} - S_{\alpha} \\ \frac{q_c}{t} &= -u \frac{q_c}{x} - w \frac{q_c}{z} + D_{qc} + S_{vc} - A_{\alpha} - C_{cr} \\ \frac{q_r}{t} &= -u \frac{q_r}{x} - w \frac{q_r}{z} - D_{qr} + S_{vr} + A_{\alpha} + C_{\alpha} - \frac{1}{0} \frac{0q_r V_r}{z}\end{aligned}$$

其中, q_m 表示水成物; q_v, q_c, q_r 分别为水汽、云水、雨水的混合比,单位: g/kg。由于, q_v 以二维场给出,初始时刻 $0 = -$, $q_{v0} = \overline{q_v}$, 则 $\frac{1}{t} = -\frac{1}{0}$, $q_v' = q_v - q_{v0}$, $v = -(1 + 0.608\overline{q_v})$ 。而对于,只给出了垂直分布,所以得从现有的二维场中求出 $\frac{1}{t}$ 的二维场进而求出 $\frac{1}{t}$ 。

$$\begin{aligned}\frac{(- +)}{z} &= -\frac{g}{c_p(v + v')} \\ &= -\frac{g}{c_p} \left[1 - \frac{1}{(1 + 0.608q_v)} + \frac{0.608}{v} \frac{q_v'}{q_v} - \frac{0.608}{v} \frac{q_v'}{q_v} - \frac{0.608}{v} \frac{q_v'}{q_v} \right]\end{aligned}$$

$$\approx -\frac{g}{c_p v} \left[1 - \frac{1}{z} - 0.608 q_v' \right]$$
$$\frac{1}{z} = \frac{\left(\frac{1}{z} + \right)}{z} - \frac{1}{z} = -\frac{g}{c_p v} \left[\frac{1}{z} + 0.608 q_v' \right]$$

为了确保静力平衡,利用 $\frac{1}{z} = -\frac{g}{c_p v}$, 求出 $\theta(z)$, 再利用 $\frac{1}{z} = -\frac{g}{c_p v} \left(\frac{1}{z} + 0.608 q_v' \right)$ 求出 θ' 的初始值。所以在模式一开始,

$$\frac{dw}{dt} = -c_p v \theta' + \left(\frac{1}{z} + 0.608 q_v' \right) g = 0$$

即严格满足静力平衡条件。

3.2 3种格距的模拟

分别对于模式的5 km, 25 km, 45 km 水平格距进行了模拟,模拟的水平范围为2000 km。先介绍5 km 的结果,模拟了6个小时,得到了较好的模拟结果。

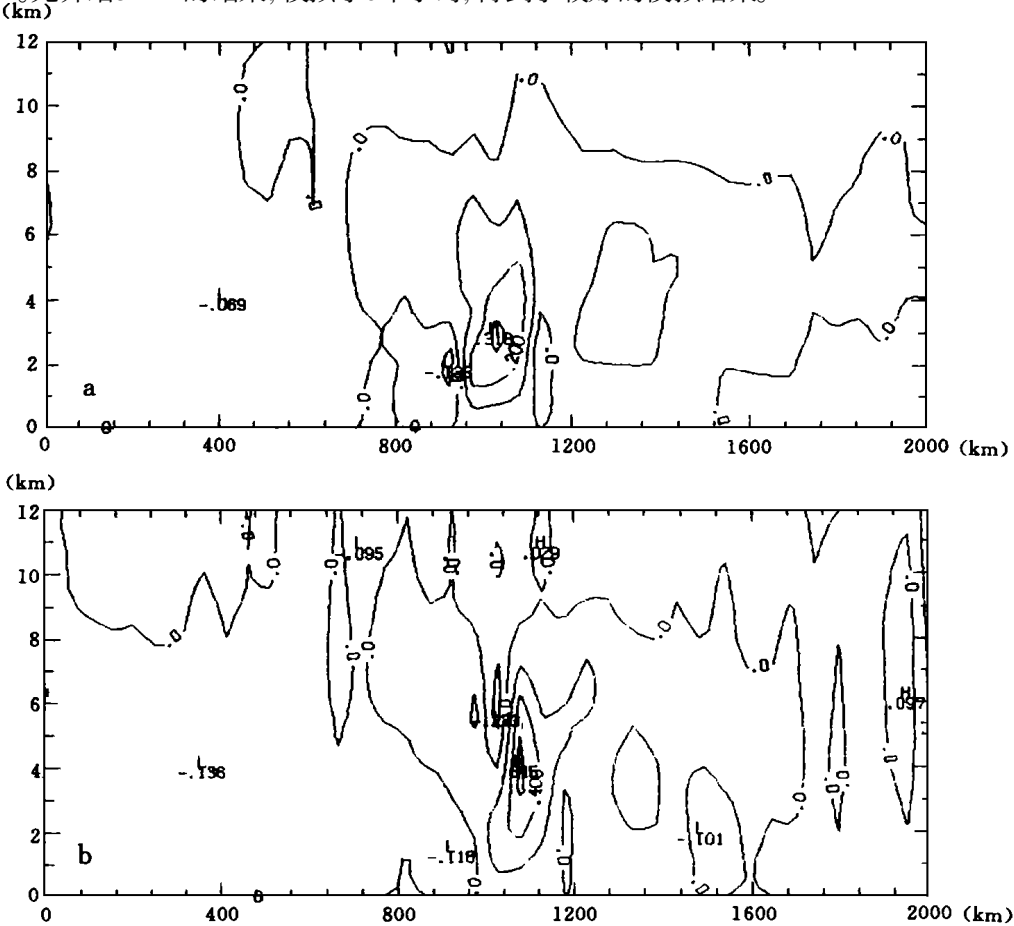


图2 $\Delta x = 5\text{ km}$ 的垂直速度在第2 h(a 图), 第4 h(b 图)的值
(等值线间隔为0.1 cm/s)

由模拟的上升气流的时间演变(见图2),可以看出锋面发展不是特别强,最大上升速度不超过 2 m s^{-1} ,由于绘图软件对数组大小的限制,将物理量进行10点平滑。由图2可见,冷锋上始终维持着一个强上升气流,暖区有一较弱上升区,而锋后低层,有较强的下沉区,高空锋上有一弱的上升区。4小时后锋线上出现了一个下沉区,锋上的上升气流范围缩小,但强度一直增大,最大升速在4小时,为 0.63 m s^{-1} ,下沉气流也达 0.27 m s^{-1} ,这与雷达的实测资料很相近(图3)。该图将波长小于 40 km 的波滤掉了,最大下沉速度为 0.3 m s^{-1} ,而最强的上升速度,因锋面 2 km 以上是空白,雷达无资料,故不知道 w 的确切值,但已超过了 0.3 m s^{-1} ,锋前也出现了下沉气流。模拟结果与实际较接近。锋面底层有很强的辐合,在云体中部有一弱风区,并随着云体的发展而抬升。在模拟时段内,云体不断扩大范围,云水含量维持在 1.0 g kg^{-1} 左右。由于锋面上升气流,再加上水汽充足,在强上升核心地方,云体首先发展,云水含量很快超过 1.2 g kg^{-1} 。

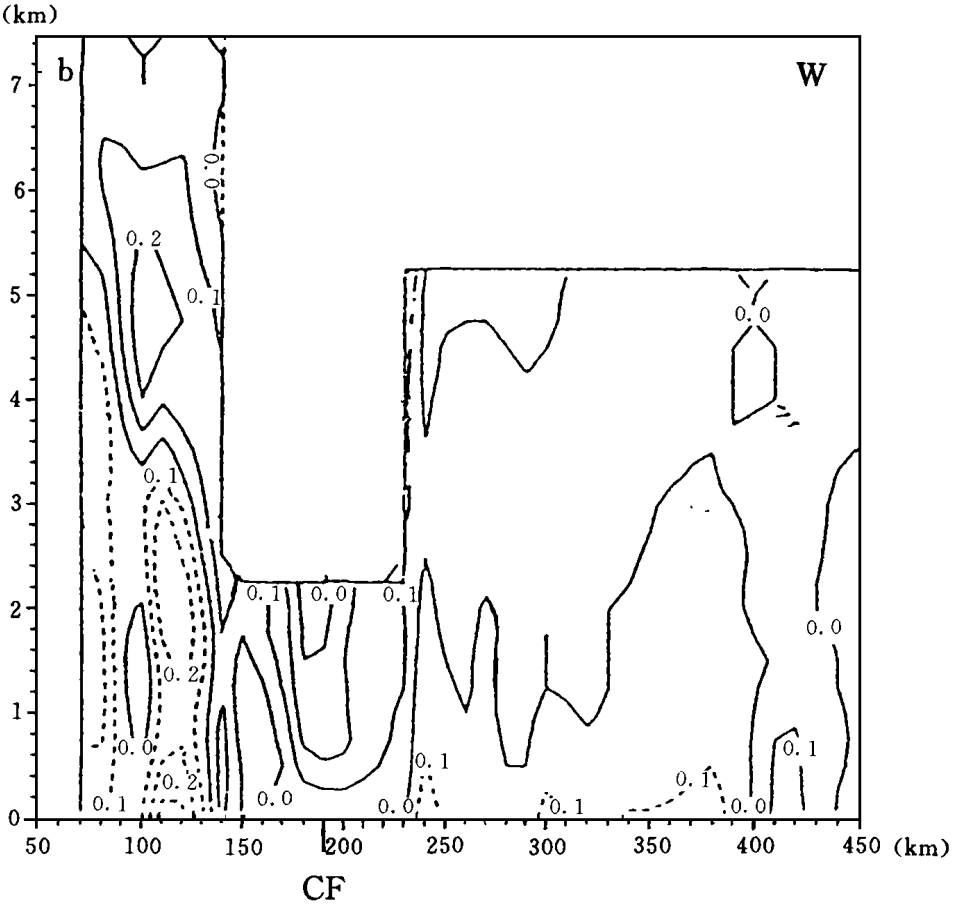


图3 雷达测得的垂直速度场

(虚线表示下沉气流,实线表示上升气流,等值线间隔为 0.1 m s^{-1})

为更细致地研究锋面的结构,取锋面附近的一段范围绘图。由两张图,分别从 $750\sim 1000\text{ km}$ 和 $1000\sim 1250\text{ km}$,组成一个锋面垂直速度剖面图4,左半图的等值线间隔为 0.1

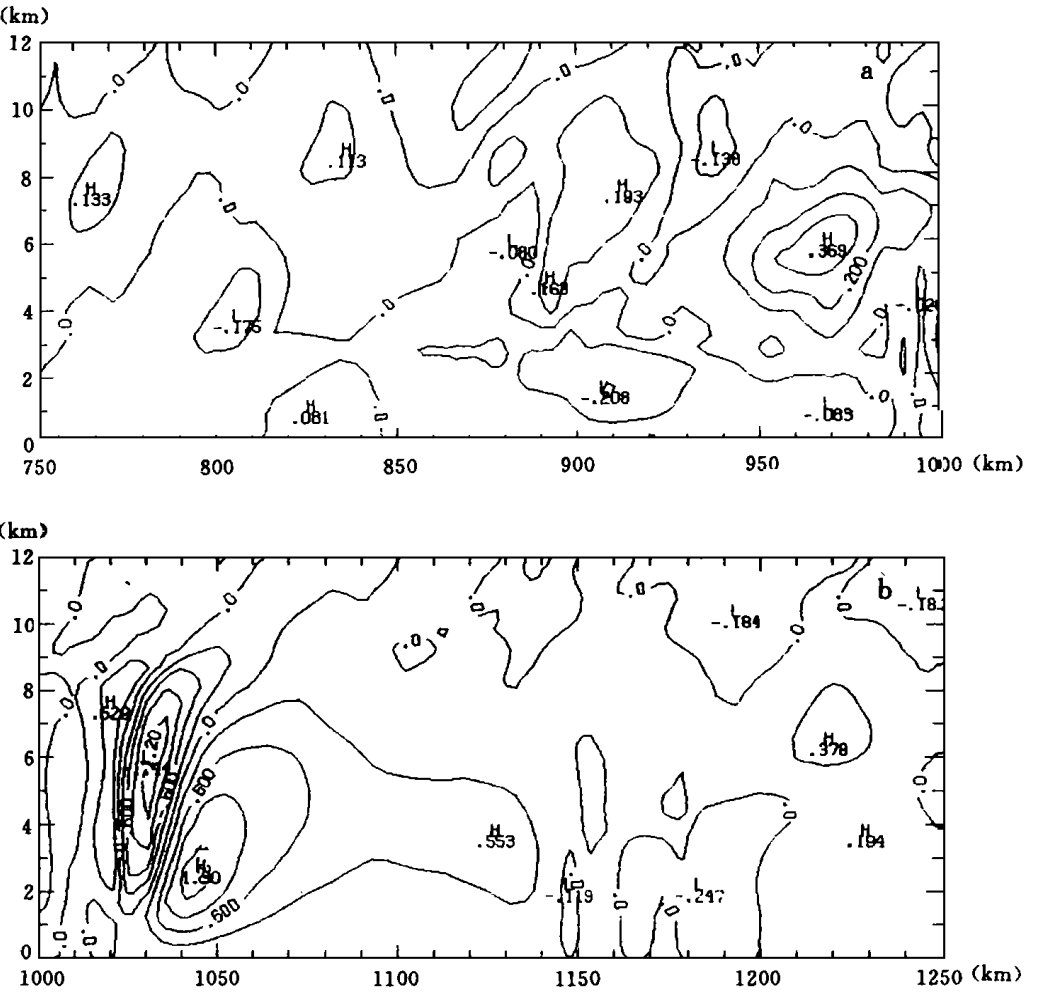


图4 锋面附近未经平滑的垂直速度分布
(其中 $dx = 5\text{ km}$, 时间为第4 h。a. 范围750~1000 km,

等值线间隔为 0.1 m s^{-1} ; b. 范围1000~1250 km, 等值线间隔为 0.3 m s^{-1})

m s^{-1} , 右半图的为 0.3 m s^{-1} 。地面锋前1040处有最强上升气流, 升速达 1.6 m s^{-1} , 这与 Redlsperger 模拟的值很接近。紧接其后, 有一强窄的补偿下沉气流, 速度为 1.2 m s^{-1} 。高空锋区云上有3个上升气流中心, 分别位于960, 910, 830 km, 水平尺度为 $60\sim 40\text{ km}$, 最大升速相应为 $0.4, 0.2, 0.1\text{ m s}^{-1}$ 。其后还有一个升速为 0.1 m s^{-1} 的上升区, 锋面云下为下沉气流, 它们也由几个中心组成。锋面垂直气流的这种 $40\sim 70\text{ km}$ 的中尺度结构已由多普勒天气雷达观测事实所证实。在锋前暖区也有一些中尺度的垂直气流结构。图5的云水含量场则是充分体现了垂直速度的分布。在1040 km的最强上升处, 出现了最大含水量, 而其后的狭窄强下沉区则底部无云, 高空锋区上960 km处的强上升中心也出现含水量为 1.08 g kg^{-1} 的中心, 整个云系沿着锋面有一坡度, 组成高空锋区云系。锋后地面底层大多为下沉区, 而在830 km附近的上升区出现了一小块低云。锋前为大范围的云系, 达

几百公里,组成暖区云系。这些云系与锋上、锋前、锋后的多个对流这些同为中 尺度结构,这种中 尺度结构只能用网格距大约为5 km 的非静力平滑模式来模拟,格距过大或者采用静力平滑假定均难以描述他们。

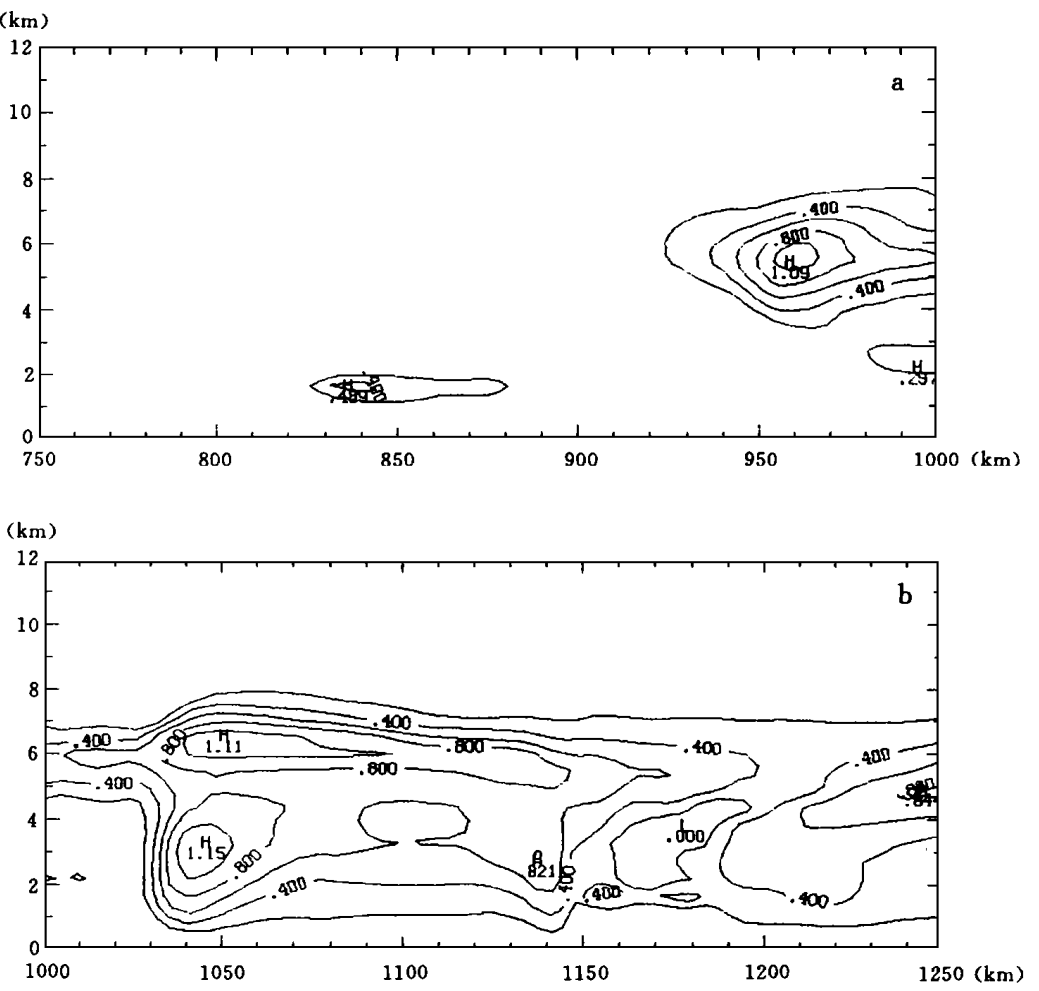


图5 锋面附近未经平滑的云水含量分布
(其中 $dx = 5\text{ km}$, 时间为第4 h。a. 范围750~1000 km, 等值线间隔为 0.2 g kg^{-1} ; b. 范围1000~1250 km, 等值线间隔为 0.2 g kg^{-1})

为了研究该模式在不同格距下的模拟结果,同时运行了 $x = 250\text{ km}, 45\text{ km}$ 的情况。下面列出这两种格距下的几个最大值。从表1可以看出,格距为25 km, 45 km 的模拟结果很相近,这从三者的 w 场上可以更为明显的看出。图6给出了二者在第4 h 的上升速度场。5 km 的场虽然将波长小于50 km 的波平滑掉了,但升速还是最强,达 0.6 m s^{-1} ,出现了多个强上升和下沉中心。这一点在未经平滑的图4上可以看得更清楚,但是25 km, 45 km 格距的 w 场始终保持一个大范围的上升区,仅一个上升中心,且与初始场很一致,三者的 u, q_c 场分布很相近。

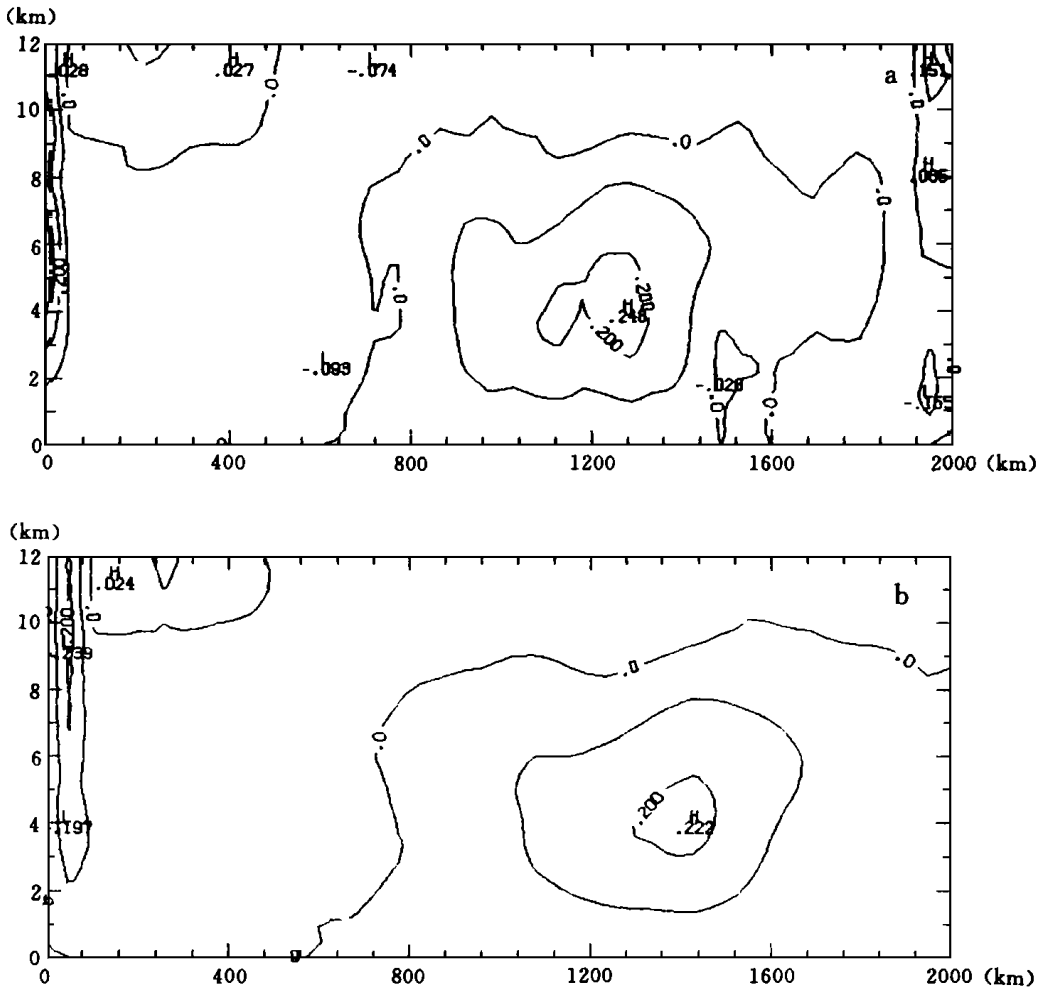


图6 第4 h 的垂直速度分布
(a. $\Delta x = 25\text{ km}$, 等值线间隔为 0.1 m s^{-1} ; b. $\Delta x = 45\text{ km}$, 等值线间隔为 0.1 m s^{-1})

表1 3种格距模拟的垂直速度, 云雨水量在6 h 的最大值

水平格距	$w\text{ (m s}^{-1}\text{)}$	$q_c\text{ (g kg}^{-1}\text{)}$	$q_r\text{ (g kg}^{-1}\text{)}$
5 km	1.82	1.1	0.6
25 km	0.9	0.9	0.6
45 km	0.7	0.9	0.7

通过上面的分析, 得出非静力平衡模式在较大格距上是可行的, 且对格距不敏感, 同时在小格距下, 可以得到中 - 系统中的一些细致结构. 更重要的一点是, 用非均匀初始场来启动中 - 尺度范围的非静力平衡模式是可行的, 它避免了人为的初始扰动, 使模拟更有意义.

4 初始场的不同处理方法比较

在得到上面的求 ρ' 的方法以前, 还试验了别的方法, 结果很不理想。下面来介绍和分析这种方法。

直接用平均法求初始场, 即用

$$\frac{\rho'}{z} = - \frac{g}{c_p (1 + 0.608q_v)}$$

根据 $(x, y, z, 0)$, $q_v(x, y, z, 0)$ 以及 $(x, y, 0, 0)$, 求出 $(x, y, z, 0)$, 再作

$$\rho(z) = \frac{(x, y, z) dx dy}{dx dy}$$

$$\rho'(x, y, z, 0) = \rho(x, y, z, 0) - \rho(z)$$

用这种方法求出的初始扰动场, 采用 $dx = 5 \text{ km}$, 25 km , 45 km 3种水平格距进行模拟计算, 对于 $dx = 5 \text{ km}$ 和 $dx = 25 \text{ km}$ 的结果中, 锋面上很快出现了强上升区, 而且范围很大, 云体发展也较高。而对于 45 km 的情况, 尽管出现了大范围上升区, 但弱小云体也仅在 5 km 高度上出现。 q_r 一直为零, 这与实际有很大出入, 同时与上一种 ρ' 方法的模拟结果相差很远, 检查其原因发现, 这种方法求出的初始时刻 ρ' 值并不能严格符合静力平衡条件, 即

$$\frac{\rho'}{z} \neq - \frac{g}{c_p \rho (1 + 0.608q_v)}$$

这主要是 $\frac{1}{v} dx dy \neq (v dx dy)^{-1}$, 结果 $\frac{dw}{dt} = - c_p v_0 \frac{\rho'}{z} + (\frac{1}{v_0} + 0.608q_v') g \neq 0$ 。

由于中尺度中 $\frac{dw}{dt}$ 为 $10^{-4} \sim 10^{-6} \text{ m s}^{-2}$ 的量级, 而上式右边为两个大项之差, 它们各自的量级为 $10^{-2} \sim 10^{-3} \text{ m s}^{-2}$, 所以它们的小误差会导致 $\frac{dw}{dt}$ 的大误差。检查了第一个时步 (9.6 s) 后的计算结果, 发现上升速度场同初始场相比有了明显的变化: 原来的上升区变成下沉区, 而锋后的下沉气流变成了上升气流 (详见图7)。在这 10 s 内垂直速度变化了几个 cm s^{-1} , 即 $\frac{dw}{dt}$ 为 10^{-3} m s^{-2} 的量级, 正是初始场静力平衡条件中没有严格遵守造成的。

这种垂直加速度的初始扰动对不同格距的模式 的长远计算结果的影响差别很大。对于 $dx = 5 \text{ km}$ 和 $dx = 25 \text{ km}$ 的, 由于维持锋面的大中尺度天气形势仍然存在, 通过自我调整, 还是在锋区出现大范围上升气流, 锋面云系也充分发展。对 dx 更小的模式, ρ' 的误差带来的 w 场的显著改变, 大大影响了模拟结果, 几小时后, 也无法回到原来的锋面大范围上升气流的结构, 造成这种现象的原因值得以后详细研究。

众所周知, 在中尺度大气中 $\frac{dw}{dt}$ 可达 10^{-2} m s^{-2} 的量级, 和浮力项、垂直气压梯度力项为同一量级; 但在中-尺度大气中 $\frac{dw}{dt}$ 只有 $10^{-4} \sim 10^{-6} \text{ m s}^{-2}$ 的量级, 比浮力项和气压项小了 $10^2 \sim 10^4$ 的数量级。当模拟中-尺度大气过程采用静力平衡模式时 $\frac{dw}{dt}$ 项被略去, 所

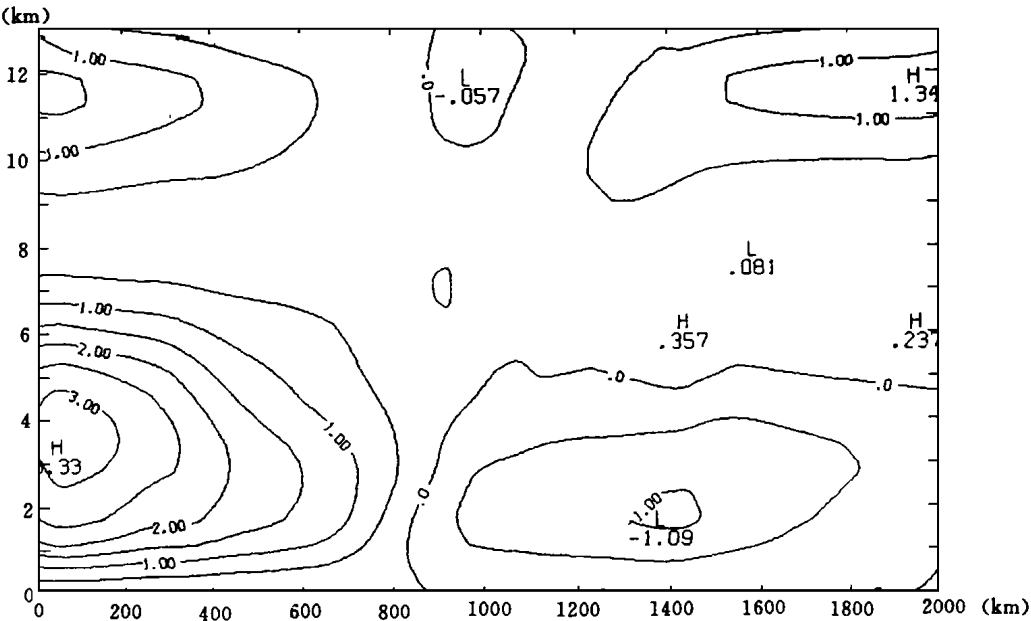


图7 计算了一个时步后的垂直速度场
(等值线间隔为 1 cm s^{-1})

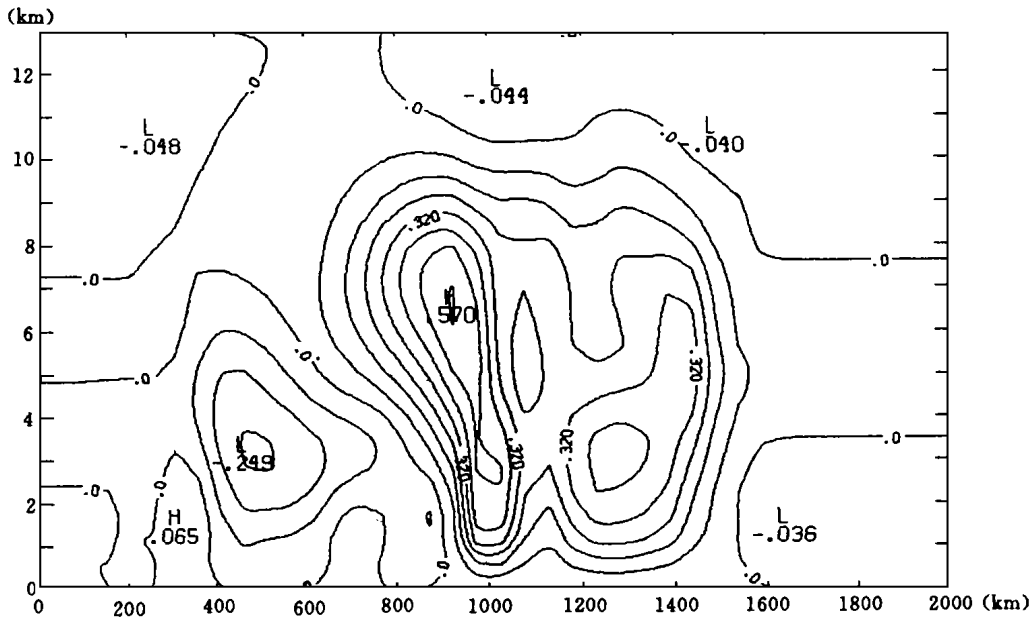


图8 原始垂直速度场
(等值线间隔为 1 cm s^{-1})

以没有上述问题, 采用非静力平衡模式时就成为突出问题。

5 小 结

以前的非静力平衡模式,常常以均匀场作为初始场,加以泡扰动或别的一个函数来启动模式。这次在模拟范围达2000 km 的个例中,用二维的完全弹性非静力平衡模式,以法国的一个静力平衡模式的输出结果作为初始场,用 $dx = 5 \text{ km}$, $dx = 25 \text{ km}$, $dx = 45 \text{ km}$, 3 种水平格距进行模拟。得出如下结论:

(1) 直接用非静力均匀的初始场,而不是用在均匀的初始场上加一人为的扰动,来初始非静力平衡模式是可行的,这样可以减小人为的因素,使初始场更接近实际。

(2) 模拟结果视不同格距而不同,其中 $dx = 5 \text{ km}$ 的结果较好,能模拟出锋面上的多个中 尺度的对流中心。 $dx = 25 \text{ km}$, $dx = 45 \text{ km}$ 的只能模拟出锋面垂直气流的基本结构。

(3) 扰动量 $'$ 中的精度要求很高,因 w 的值很小,仅为 cm s^{-1} 的量级, $'$ 的一点误差会使 $\frac{dw}{dt}$ 的值与 w 同量级,故在求 $'$ 时,必须严格满足初始时刻的 $\frac{dw}{dt} = 0$, 否则可能在1 个时步内将垂直速度场改变掉,并引起以后模拟的严重失真。

(4) 初始时刻,必须严格满足静力平衡条件,即 $-\frac{g}{z} = -\frac{g}{C_p v}$, $\frac{g}{z} = -\frac{g}{C_p v}$ 。

(5) 由于计算条件的限制,只模拟了二维的情况,在模拟中运用了在锋面静止时,沿锋轴方向的切变项和斜压项随时间不变的假定。在三维的模式^[12]中,沿锋轴方向的值无需上述假定,也可以由模式计算;二维的初始场的一些处理方法同样也是有效的,初始场也要求满足严格的静力平衡条件,在不同格距下模拟结果也会有所不同。

参考文献

- 胡志晋,何观芳. 积雨云微物理过程的数值模拟, (一) 微物理模式. 气象学报, 1987, 45: 194~204
- 胡志晋,邹光源. 大气非静力平衡模式和弹性适应. 中国科学(B 辑), 1991, 550~560
- 王谦,胡志晋. 三维弹性大气模式和实测风暴的模拟. 气象学报, 1990, 48: 91~101
- 许焕斌,王思薇. 三维中- 尺度模式研究: 一次气旋暖区锋生活动的中尺度结构的数值模拟研究. 气象学报, 1994, 52(2): 165~171
- NCAR 中尺度和微尺度研究成果(一)——斜压波,气旋和锋. 热带气象通信, 1994, (3): 1~4
- Benard P, Lafore J P. Nonhydrostatic simulation of frontogenesis in a moist atmosphere, part 1: general description and narrow rainbands, J Atmos Sci, 1992, 49: 2200~2215
- Benard P, Redelsperger J L and Lafore J P. Non dryrostatic simulation of frantogenesis in a moist atmosphere, part 2: moist potential vorticity budget and wide rainbands. J Atmos Sci, 1992, 49: 2219~2235
- Redelsperger J L and Lafore J P. A three-dimensional simulation of a tropical squall line: convective organization and thermodynamic vertical transport. J Atmos Sci, 1988, 45: 1335~1354
- Redelsperger J L and Sommerica G. Three-dimensional simulation of a convective storm: sensitivity studies on subgrid parameterization and spatial resolution. J Atmos Sci, 1986, 43: 2619~2635
- Browing K A, Hoskins B J, Joans P R and T Thorpe A J. European collaboration on atmospheric fronts. Nature, 1986, 332: 114~115
- Clugh S A and Testud T. The FRONT 87 experiment and mesoscale frontal dynamics project. WM O Bull, 1988, 37: 276~281
- Liu Gongbo, Hu Zhijin and You Laiguang. Three-dimensional mixed-phase simulation of a front case observed

during MFDP/FRONTS 87 Experiment. in: Report of the Third International Cloud Modelling Workshop (Toronto, Canada, 10~14 August 1992). WMO, 1992, WMO/TD-NO. 565, 131~136

TEST OF NON-HYDROSTATIC MODEL BY USING MESOSCALE NON-HOMOGENEOUS INITIAL FIELDS AND SIMULATION OF FRONT CASE

Lou Xiaofeng Hu Zhijin You Laiguang

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing, 100081*)

Abstract

Two-dimension non-hydrostatic - mesoscale atmospheric model is used to simulate an European cold frontal process in 1987 , whose initial fields come from a hydrostatic model. The horizontal extension is 2000 km and three different horizontal resolutions 5 km, 25 km, and 45 km are used. The results show: 1) It is practical for a mesoscale non-hydrostatic model to use non-homogeneous initial fields, without an artificial disturbance cell added. 2) The initial fields of the disturbed quantity(pressure), should follows the principle of hydrostatic balance strictly, otherwise it can consult in great acceleration , so far as to change the vertical velocity field completely in a short time step. 3) Non-hydrostatic model with grid length of 5 km can get several mesoscale convective cells on the front, and the distribution of vertical velocity are similar to the reality, while the model with larger resolutions(25 km and 45 km) can only describe a wide updraft associated with front.

Key words: Non-hydrostatic model, Non-homogeneous initial fields, Front simulation.