第4卷 第2期
1980年6月

大 气 科 学
SCIENTIA ATMOSPHERICA SINICA

Vol. 4, No. 2
June, 1980

短 论

一个诊断对流性暴雨的小网格模式

郑良杰 陈受钧
(北京大学地球物理系)

图1为1976年7月23—24日北京地区一次暴雨过程的雨量分布，雨量在200毫米以上的面积仅为240平方公里左右，其中绝大部份雨量是在23日6:30—12:00(北京时)降落的。位于暴雨中心密云水库附近的田庄在此段时间内的雨量达367毫米。这种强度大范围小的降水是对流性的。相应的质量，水汽的辐合比天气尺度系统至少大一个量级[1]。应用天气尺度的资料来诊断这类暴雨是很困难的。必须考虑积云对流和中尺度流场的作用。本文是在这方面的一个初步试验。

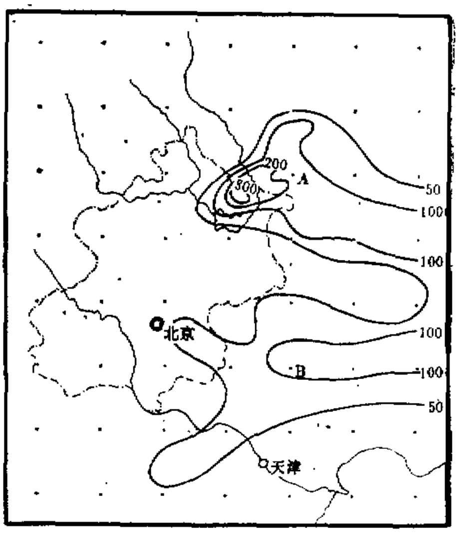

图1 1976年7月23—24日北京地区雨量图。
单位：毫米。圆黑点为模式所用网格点。

对于中尺度系统，ω方程在一定范围内仍是可以采用的[2]。

$$\nabla^2\sigma\omega + f^2\frac{\partial^2\omega}{\partial p^2} = f\left[\frac{\partial}{\partial p}((\boldsymbol{v}_\psi \boldsymbol{v}_\chi)\cdot\nabla(f+\zeta)) + \nabla^2\left(\boldsymbol{v}_\psi - \boldsymbol{v}_\chi\right)\cdot\nabla\frac{\partial\phi}{\partial p}\right] - \frac{R}{pc_p}\nabla^2 H \qquad (1)$$

式中$\boldsymbol{v}_\varphi$和$\boldsymbol{v}_\chi$分别为风场的旋度部份和散度部份，H为加热函数，其他符号是气象上常用的。按照一般方法取$H = H_s + H_c$。H_s和H_c分别为稳定性降水和对流性降水加热率，$H_s = -L\omega\frac{\partial q_s}{\partial p}$，$H_c$的计算采用略有修改的郭晓岚方案[3]

$$H_c = c_p\alpha(T_s - T_e)/\Delta\tau \qquad (2)$$

T_s是根据云底状态按假绝热过程求得的云内温度，$\Delta\tau$是积云的时间特征尺度，α为积云复盖率：

$$\alpha = I\Delta\tau/Q \qquad (3)$$

1978年7月11日收到

I 是单位面积气柱内净的水汽辐合量

$$I=\frac{1}{g}\int_{p_B}^{p_T}\left[\nabla(\boldsymbol{v}_\psi+\boldsymbol{v}_\chi)q_e+\frac{\partial\omega q_e}{\partial p}\right]dp.$$

q_e 为环境比湿，p_T 和 p_B 为模式顶部与边界层顶气压.

Q 为单位面积气柱内形成模式积云所需的水汽

$$Q=-\frac{1}{g}\int_{p_B}^{p_T}\left[(q_s-q_e)+\frac{c_p}{L}(T_s-T_e)\right]dp$$

q_s 为云中比湿. 可以看出 H_c 在很大程度上决定于水汽辐合量，如果考虑中尺度的水汽辐合可以更好的描述 H_c.

对中尺度系统，风场的散度部份将是重要的. 速度势 χ 可解下列方程得到

$$\nabla^2\chi=-\frac{\partial\omega}{\partial p} \tag{4}$$

相应的辐散风为

$$\boldsymbol{v}_\chi=\nabla\chi \tag{5}$$

由天气尺度变量解只含 H_s^0 和 H_c^0 的 ω 方程，得 ω^0，然后用(4)(5)式计算辐散风 $\boldsymbol{v}_\chi^0$，由算得的 $\boldsymbol{v}_\chi^0$ 重新计算 H_c'，再解完全的 ω 方程计算 ω'，这样反复进行，可以得到中尺度的环流系统.

实际计算结果表明，用上述方法能够求出 ω 的分布，在个别点上 ω 值随着叠代次数的增加而增大，这种增大是合适的环流形势和水汽条件相互作用的结果. 在这个方案中，凝结函数是分别计算的，又没有和涡度方程同时求解[4]，缺少抑制对流的条件，因此在这些点上 ω 的增大率较大，所以在计算中只叠代两次，即可显示出对流性暴雨的区域，达到诊断的目的.

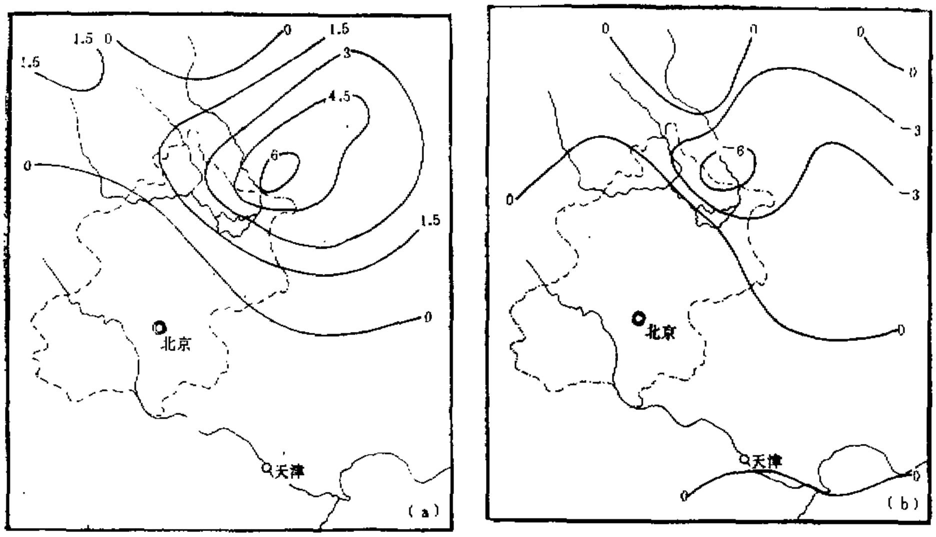

图 2 诊断模式计算结果.

(a) 积云覆盖比 %，(d) 700 毫巴上的垂直运动 10^{-3} 毫巴/秒

诊断模式的水平范围为 320 × 280 平方公里，网格格距 40 公里（见图 1）．模式上界取 300 毫巴，下界 1000 毫巴，边界层取 1000—900 毫巴．垂直方向分成 11 层，600 毫巴以上两层间隔75毫巴，600 毫巴以下间隔 50 毫巴．输入格距 200 公里格点上的风场高度场和诊断区域内的探空记录，水平方向用具有二阶精度的贝塞尔插值，垂直方向用拉格朗日插值将大网格的变量插到小网格上．取抬升凝结高度为积云底高度．

模式顶部 $\omega = 0$，边界层顶的垂直速度包括地形爬坡风和定常边界层由摩擦产生的垂直速度．

图（2）为叠代二次后的结果，可以看出在密云水库附近积云复盖率在 6% 以上，相应的 700 毫巴等压面上的垂直速度达 $7.2 \cdot 10^{-2}$ 毫巴 · 秒$^{-1}$，具有中尺度特征，由水汽辐合计算的最大降水率达 9 毫米 · 小时$^{-1}$．

上述结果表明，应用较高分辨率的诊断模式来确定对流性暴雨的落区是可能的．考虑中尺度水汽辐合后能加强积云对流产生的垂直运动，从而清楚的表示出对流活动的汛息．这种模式可以附加在大尺度数值模式上，对连续的数值预报结果进行动态诊断，有助于更精确的决定暴雨可能出现的时间和地点．

参　考　文　献

[1] 中国科学院大气物理研究所暴雨组，中国暴雨(油印本)，1977．
[2] Rao, G. V., and Hassebrock, A. W., Mesoscale latent heat release and its influence on mid- tropospheric warming. *J. App, Met.*, **11**, 1271—1283, 1972.
[3] Kuo, H. L., On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atm. Sci.*, **22**, 40—63, 1965.
[4] Haltiner, G. J., Numerical Weather Prediction 317, 1971.