

对流云中冰相过程的三维数值模拟 I: 模式建立及冷云参数化*

孔凡铄 黄美元 徐华英

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文建立了一个完全弹性三维冷云数值模式, 采用参数化方法处理冰相微物理, 包括冰核化、凝华、结淞、霰干湿增长以及融化等15个主要过程, 使用理想初值条件和环境场对模式进行了检验, 证明是可靠和稳定的, 三维对流云系统的一些主要特征均能够成功模拟出, 例如弱云外补偿下沉运动、云中水平涡偶及其分裂、中层障碍流、弱回流结构等。

关键词: 积云模式; 云数值模拟; 三维模式; 冷云模拟; 冰相过程。

一、引 言

近三十年中, 有相当数量的一、二维云模式研究了云中冰相微物理过程^[1-5], 但由于雹云具有明显三维特征, 用低维模式无法反映这些特征, 自 Steiner(1973)^[6] 首先建立了三维积云数值模式以来, 三维云模式的性能和研究范围不断得到发展^[7-11], 但由于计算量限制, 这些三维模式基本未考虑冰相过程, Tripoli 和 Cotton(1982)^[12-13] 建立了有10个参数化冷云微物理过程的CSU云三维模式, 但未考虑过冷雨滴的异质核化冻结和霰的湿增长, 还忽略了冷云物理中相当重要的冰晶繁生过程。

本文建立了一个较为详细的冷云参数化三维完全弹性原始方程模式, 用来研究强风暴系统的各种物理过程, 作为第一阶段工作, 首先研究了各冰相微物理过程的相对贡献及其与宏观动力过程的相互作用, 文章第一部分先介绍模式基本结构和部分冰相微物理过程参数化方法, 并对模式作了初步检验; 下一部分将介绍冰晶繁生过程的参数化及其对积云的影响特征, 并对各个冰相过程相对贡献作了分析。

二、模式基本结构

模式动力学框架采用文献[7]的三维可压缩原始方程组, 忽略地转偏向力, 水物质分为五类: 水汽、云水、雨水、冰晶和霰(或雹), 各自通过具体的微物理过程相互转移。

1. 模式方程组

模式预报量共有10个, 分别是速度 u_i ($i=1, 2, 3$)、位温 θ 、无量纲气压扰动 π' 、

1989年11月28日收到, 1990年5月9日收到修改稿。

* 本研究得到 LASG 资助。

比湿 q_v 以及云水、雨水、冰晶和霰比含水量 q_l, q_r, q_i, q_s . 其控制方程组为:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -c_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi'}{\partial x_i} + \delta_{i3} g \left(\frac{\theta'_i}{\bar{\theta}_v} + 0.61 q'_c - q'_c \right) + D_{u_i}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u_j \frac{\partial \theta}{\partial x_j} = Q_{lv} + Q_{li} + Q_{is} + D_\theta, \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \pi'}{\partial t} + u_j \frac{\partial \pi'}{\partial x_j} = & - \frac{\bar{c}^2}{c_p \bar{\rho} \bar{\theta}_0^2} \frac{\partial \bar{\rho} \bar{\theta} u_j}{\partial x_j} - \frac{R_d}{c_v} \pi' \frac{\partial u_j}{\partial x_j} \\ & + \frac{c^2}{c_p \bar{\theta}_v^2} \frac{d \bar{\theta}_v}{dt} + D_\pi, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} + u_j \frac{\partial q_v}{\partial x_j} = W_{q_v} + I_{q_v} + D_{q_v}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial q_l}{\partial t} + u_j \frac{\partial q_l}{\partial x_j} = W_{q_l} + I_{q_l} + D_{q_l}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial q_r}{\partial t} + u_j \frac{\partial q_r}{\partial x_j} = \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho} V_r q_r}{\partial z} + W_{q_r} + I_{q_r} + D_{q_r}, \quad (6)$$

$$\frac{\partial q_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial q_i}{\partial x_j} = \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho} V_i q_i}{\partial z} + I_{q_i} + D_{q_i}, \quad (7)$$

$$\frac{\partial q_s}{\partial t} + u_j \frac{\partial q_s}{\partial x_j} = \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho} V_s q_s}{\partial z} + I_{q_s} + D_{q_s}, \quad (8)$$

其中, θ_v 是虚位温, c 是声波速, ρ 是空气密度, $q_r = q_v + q_l + q_i + q_s$. 在上面方程组中, 带“-”量表示水平均匀背景状态量, 带“'”量表示网格元平均值与背景场的偏差, Q_{lv} , Q_{li} , Q_{is} 分别表示水的汽-液、固-液和固-汽相变的潜热贡献, W 和 I 分别代表暖微物理和冰相微物理产生项, V_r , V_i 和 V_s 分别是雨水、冰晶和霰的质量加权平均未速. D 是次网格尺度混合项, 采用一阶湍流粘性闭合近似^[12].

2. 边界条件

侧边界法向速度采用辐射边界条件. 由于采用交错网格, 其他预报量的侧边界值可通过解各自的预报方程求得, 在出流侧边界, 法向平流项用单侧一阶差分, 入流侧界令法向平流为零.

在上、下边界, 取 $w=0$. 其余变量用预报方程求解, 所有边界的法向湍流交换项均取为零.

3. 初始条件

模式中对流由域中央附近低层位温扰动区激发, 扰动函数为

$$\theta' = \theta'_0 \cos^2 \frac{\pi}{2} \left[\left(\frac{x-x_c}{x_r} \right)^2 + \left(\frac{y-y_c}{y_r} \right)^2 + \left(\frac{z-z_c}{z_r} \right)^2 \right]^{1/2}, \quad (9)$$

其中 (x_c, y_c, z_c) 是扰动中心格点坐标, x_r, y_r, z_r 分别为三个方向的扰动区半径, θ_0' 是中心最大扰动位温值,取为 1.5°C 。

在初始时刻,令

$$w=0, q_c=q_r=q_i=q_s=0,$$

由探空给出的水平均匀温、湿和风廓线求得初始环境水汽场、位温场和水平风场。

三、微物理过程参数化

在方程(4)~(8)中,包含在 W 和 I 中的各个具体微物理转换率项的符号规定如下: NU 为核化过程, VD 为汽化过程, CN 为自动转化, CL 为碰并, ML 为融化, FR 为冻结,相转移方向由两个下标组合顺序来指示,前一下标表示消耗相,后者表示增加相。下标 v, c, r, i 和 g 分别对应汽、云水、雨水、冰晶和霰,则组合下标 ci 表示云水向冰晶转移,依此类推。下面给出各微物理过程转换率公式,公式中除气压单位用 hPa 外,其余物理量均采用SI基本单位。

1. 暖雨微物理过程参数化

暖雨微物理过程主要包括水汽凝结成云水(VD_{vc}),云水自动转化为雨水(CN_{cv}),雨水通过重力碰并收集云水(CL_{cr})和雨水在云外未饱和区的蒸发(VD_{rv})四部分。对于形成初始液滴的核化过程未作显式处理,雨滴的凝结增长和破碎也未考虑。按照Kessler参数化方法,假设云水随气流运动,雨滴谱遵循M-P分布,直径 D 的雨滴下落末速^[14]

$$v_r(D) = 2.13 \left(\frac{g\rho_L}{2\rho} \right)^{1/2} D^{1/2} \doteq 149.1 \left(\frac{D}{\rho} \right)^{1/2}, \quad (10)$$

质量加权平均末速为

$$V_r = 14.08 \bar{\rho}^{-0.375} q_r^{0.125}, \quad (11)$$

在三维模式中使用Kessler的自动转化率公式最为经济,即

$$CN_{cv} = 10^{-3} (q_c - 10^{-3}), \quad (12)$$

假设雨水对云水的碰并效率为1,则 CL_{cr} 写成

$$CL_{cr} = 2.54 \bar{\rho}^{-0.375} q_c q_r^{0.875}. \quad (13)$$

其余两项 VD_{vc} 和 VD_{rv} 通过饱和和调整技术获得。

2. 冰相微物理过程参数化

模式中采用的冰相过程参数化是综合了文献[3]和[13]方案的长处并加以发展而成。采用体积水技术,冰相物质简单划分为冰晶和霰(雹)两大类。其中冰晶假设全部为六角片状,且为单分散谱。本文第一部分暂不考虑冰晶繁生过程,冰晶浓度 N_i 只由Fletcher温度函数确定^[15]:

$$N_i = 10^{-2} \exp[0.6(T_0 - T)], \quad (14)$$

$T_0 = 273.15\text{K}$,单个冰晶的质量 $m_i \approx \bar{\rho} q_i / N_i$,从下式可以求出冰晶直径 D_i 和末速 v_i :

$$D_i = \begin{cases} 16.28 m_i^{1/2}, \\ 6.07 m_i^{1/2}, \\ 1.59 m_i^{0.417}, \end{cases} \quad v_i = \begin{cases} 304 D_i (p_0/p)^{1/2}, m_i < 1.7 \times 10^{-10} \text{ kg}, \\ 1250 D_i (p_0/p)^{1/2}, 1.7 \times 10^{-10} \leq m_i < 10^{-8} \text{ kg}, \\ 4.84 D_i^{0.25} (p_0/p)^{1/2}, m_i \geq 10^{-8} \text{ kg}. \end{cases} \quad (15)$$

假设霰(雹)全部近似为球形, 满足 M-P 分布类型:

$$N_g(D) = N_{0g} \exp(-\lambda_g D), \quad (16)$$

$$\lambda_g = (\pi \rho_g N_{0g} / \bar{\rho} q_g)^{1/4}.$$

为简化计算, 假设 N_{0g} 为常值 ($4 \times 10^4 \text{ m}^{-4}$)^[31]. 霰的质量加权平均末速 V_g 的计算公式为

$$V_g = 26.62 \bar{\rho}^{-0.375} q_g^{0.125}. \quad (17)$$

本文第一部分先考虑了 15 项冰相微物理过程, 即云水和雨水在 -40°C 时的匀质冻结 (HNU_{ci}, HNU_{rg}), 自然冰核活化形成冰晶 (NU_{vi}), 过冷雨滴异质核化冻结形成霰 (NU_{rg}), 冰晶凝华增长 (VD_{vi}), 冰晶结凇增长 (CL_{ci}), 冰晶向霰自动转化 (CN_{ig}), 过冷雨滴碰冻冰晶形成霰 (FR_{rg}), 霰碰并收集过冷云水、雨水及冰晶 ($CL_{cg}, CL_{rg}, CL_{ig}$), 霰的升华 (VD_{gv}), 冰晶和霰在 0°C 层下的融化 (ML_{ic}, ML_{gr}), 以及融化霰的蒸发过程 (MVD_{gr}). 在霰的碰并收集过程中还考虑了干湿增长. 下面逐一给出转换率公式:

(1) 核化过程 ($NU_{vi}, NU_{rg}, HNU_{ci}, HNU_{rg}$)

当温度低于 0°C 时, 云中就会有冰核化过程发生. 在水面过饱和环境中, 大气自然冰核发生凝华核化或凝华-冻结核化形成初始冰晶. 一气块因垂直位移引起活化冰核浓度改变为

$$\frac{dN_i}{dt} = w \frac{\partial N_i}{\partial z}. \quad (18)$$

设初始冰晶质量 $m_{i0} = 10^{-12} \text{ kg}$, 由 (14) 和 (18) 式有

$$NU_{vi} = \frac{m_{i0}}{\rho} \frac{dN_i}{dt} = -6 \times 10^{-14} \frac{w}{\rho} \frac{\partial T}{\partial z} \exp[0.6(T_0 - T)], \quad (19)$$

在 $-w \frac{\partial T}{\partial z} < 0$ 时, 取 $NU_{vi} = 0$.

过冷雨滴异质冻结核化率采用 Wisner 等^[16] 的公式:

$$NU_{rg} = 20 \pi^2 A' N_0 \left(\frac{\rho_L}{\rho} \right) \{ \exp[\beta' (T_0 - T)] - 1 \} \lambda^{-7}, \quad (20)$$

其中, $\lambda = (\pi \rho_L N_0 / \bar{\rho} q_r)^{1/4}$, $N_0 = 10^7 \text{ m}^{-4}$, $\beta' = 0.6 \text{ K}^{-1}$. A' 由所取水样确定, 变化范围达几个量级, 这里暂取 $A' = 10^{-2}$, 则 (20) 式写成

$$NU_{rg} = 8.42 \times 10^{-9} \{ \exp[0.6 (T_0 - T)] - 1 \} \bar{\rho}^{0.75} q_r^{1.75}. \quad (21)$$

当 $T < 233.15 \text{ K}$ 时, 所有液水匀质冻结, 即

$$HNU_{ci} = q_c / 2\Delta t, \quad (22)$$

$$HNU_{rq} = q_r / 2\Delta t. \quad (23)$$

(2) 凝华或升华过程(VD_{vi} , VD_{gi})

初始冰晶胚胎首先通过凝华过程迅速增大. 单个六角片状冰晶的凝华质量增加率为

$$\left(\frac{dm_i}{dt}\right)_{vD} = \frac{D_i(S_i - 1)f(Re)}{2.72 \times 10^6 + 1.44 \times 10^7 / e_{si}} - \frac{1}{2.26 + 12.0 / e_{si}} \left(\frac{dm_i}{dt}\right)_{rim}, \quad (24)$$

其中, $\left(\frac{dm_i}{dt}\right)_{rim}$ 为冰晶凇结率, $(S_i - 1)$ 是冰面过饱和度, e_{si} 是温度 T 时的冰面饱和水汽压, 通风系数 $f(Re) = 1.0 + 0.23Re^{1/2}$, Re 为冰晶雷诺数. 将(24)式写成冰晶比含水量的凝华增长率:

$$VD_{vi} = \frac{N_i}{\rho} \left(\frac{dm_i}{dt}\right)_{vD}. \quad (25)$$

对于霰(雹), 凝华增长贡献远小于碰并增长, 故模式中只考虑霰雹在冰面未饱和空气中的升华损失率 VD_{gv} :

$$VD_{gv} = \frac{1}{\rho} \frac{(1 - S_i)A_g(\bar{\rho}q_g)^{0.5}}{4.13 \times 10^5 + 2.19 \times 10^6 / e_{si}}, \quad (26)$$

其中

$$A_g = 1 + k_a q_g^{0.1875}, \quad (27)$$

系数 k_a 值列于表 1 中.

(3) 冰晶结凇增长和自动转化(CL_{ci} , CN_{ig})

模式中当 $q_c \geq 10^{-5} \text{ kg/kg}$, $D_i \geq 2 \times 10^{-4} \text{ m}$ 时开始发生冰晶凇附增长, 增长率为

$$CL_{ci} = \frac{N_i}{\rho} \left(\frac{dm_i}{dt}\right)_{rim}, \quad (28)$$

其中

$$\left(\frac{dm_i}{dt}\right)_{rim} = \frac{\pi D_i^2}{4} v_i(D_i) E_{ic}(\bar{\rho}q_c). \quad (29)$$

冰晶与云滴间的碰并系数 E_{ic} 根据 Langmuir 建议的公式来计算^[17].

冰晶结凇增长到一定程度后, 会失去原有形状成为霰粒. 采用 CSU 模式^[12-13]的冰

晶向霰的自动转化率公式为

$$CN_{ig} = \frac{N_i}{\rho} \max \left[\left(\frac{dm_i}{dt} \right)_{rim} - C_m, 0 \right], \quad (30)$$

$C_m = 10^{-9} \text{ kg/s}$, 是自转化阈值.

(4) 过冷雨滴碰冻 (FR_{rg})

一个直径为 D 的过冷雨滴在浓度 N_i 直径 D_i 的冰晶群中下落时, 单位时间内捕获一个冰晶的概率为

$$P(D, D_i) = \frac{\pi}{4} (D + D_i)^2 E_{ri} [v_r(D) - v_i(D_i)] N_i. \quad (31)$$

则 $P(D, D_i)N(D)dD$ 就是单位时间单位体积中至少将捕获一次冰晶的直径 $D - D + dD$ 的过冷雨滴的平均个数, $N(D)$ 是雨滴谱分布. 若取 $E_{ri} = 1$, 再考虑到 $v_r \gg v_i$ 和忽略冰晶的尺度和质量贡献, 并认为凡碰上冰晶的过冷滴都立即冻结, 即有碰冻率

$$\begin{aligned} FR_{rg} &= \frac{1}{\rho} \int_0^\infty \frac{\pi}{6} D^3 \rho_i P(D, D_i) N(D) dD \\ &= 1.59 \times 10^{-3} N_i \bar{\rho}^{0.125} q_r^{1.625}. \end{aligned} \quad (32)$$

(5) 霰(雹)干湿增长——碰并过程 ($CL_{cg}, CL_{rg}, CL_{rg}$)

霰与云滴、雨滴和冰晶均可发生碰并. 若霰处于干增长方式, 有如下碰并增长率公式:

$$CL_{cg} = k_g \frac{q_c}{\sqrt{\rho}} (\bar{\rho} q_g)^{0.875}, \quad (33)$$

$$CL_{rg} = k_{ig} \frac{q_i}{\sqrt{\rho}} (\bar{\rho} q_g)^{0.875}, \quad (34)$$

$$CL_{rg} = k_{rg} \frac{1}{\rho} |V_g - V| \left(\frac{5}{\lambda^6 \lambda_g} + \frac{1.33}{\lambda^5 \lambda_g^2} + \frac{0.22}{\lambda^4 \lambda_g^3} \right). \quad (35)$$

这里假定霰对云、雨滴碰并效率为1, 对冰晶碰并效率为0.1.

若霰(雹)处于湿增长方式下, 则其碰并收集率受到热平衡条件限制. 由霰湿增长热平衡方程出发可以导出霰对云水、雨水和冰晶的总收集率 CL_{wet} ,

$$\begin{aligned} CL_{wet} &= \left\{ \frac{k_{wet}}{\bar{\rho}} A_g (\bar{\rho} q_g)^{0.5} [\bar{\rho} L D_f (q_{ri} - q_r) + K(T_0 - T)] \right. \\ &\quad \left. + CL'_{ig} [B - c_i(T - T_0)] \right\} / B, \end{aligned} \quad (36)$$

其中 $B = L_f + c_w(T - T_0)$, CL'_{ig} 是湿增长方式下霰(雹)对冰晶的收集率(碰并效率为1), c_i 和 c_w 分别为冰、水比热, L_f 是凝结潜热, D_f 和 K 分别为水汽扩散系数和空气热

传导率, q_{vs} 是水汽饱和比湿, 假设湿增长时对云水的碰并率不变, 即 $CL'_{ic} = CL_{ic}$, 未冻结的多余水份转为雨水, 由总收集率 CL_{wet} 可以求出湿增长时对雨水的碰并收集率 CL'_{re} :

$$CL'_{re} = (CL_{wet} - CL'_{ic}) - CL'_{cg}. \quad (37)$$

当 $CL'_{re} < 0$ 时, 则意味着碰并的云水尚有部分不能冻结而转为了雨水.

为确定某一格点上霰(雹)处于何种增长方式, 先同时求出 CL_{acr} 和 $CL_{d,r}$ ($= CL_{cg} + CL_{ig} + CL_{rg}$) 并比较两者大小, 值小者即确定为该点增长方式. 若 $T > T_0$, 霰开始融化, 这时干湿增长率都为零, 但 CL_{cg} 仍有意义, 模式中把这时的 CL_{cg} 加到雨水源项上, 只是不产生潜热改变.

(6) 融化过程 (ML_{ic} , ML_{gr} , MVD_{gr})

当 $T > T_0$ 时, 融化过程出现. 对于冰晶, 假定在一个时步内全部融化为云水, 即

$$ML_{ic} = q_i / 2\Delta t. \quad (38)$$

霰(雹)的融化速度受到周围温湿条件制约. 若同时考虑融化霰粒所收集液水对热平衡的影响, 霰的融化速率为

$$ML_{gr} = \frac{k_{mi}}{\bar{\rho}} A_g [K(T - T_0) + L_v D_f \bar{\rho}(q_s - q_{vs})] (\bar{\rho} q_g)^{0.5} + 1.26 \times 10^{-2} (T - T_0) (CL_{cg} + CL_{rg}). \quad (39)$$

处于融化中的霰(雹)的蒸发率为

$$MVD_{gr} = \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{(1 - S) A_g (\bar{\rho} q_g)^{0.5}}{2.88 \times 10^5 + 2.13 \times 10^6 / e_s}. \quad (40)$$

式中 $S < 1$, 为相对湿度, e_s 是水面饱和水汽压. 公式 (27), (33), (34), (35), (36) 和 (39) 中的系数值列于表 1 中.

表 1 各系数值

	k_a	k_{cg}	k_{ig}	k_{rg}	k_{wet}	k_{mi}
$\bar{\rho} q_g \leq 1.64 \times 10^{-3}$	27.03	1.76	0.176	3.95×10^{15}	28.9	8.66×10^{-5}
$\bar{\rho} q_g > 1.64 \times 10^{-3}$	25.80	1.31	0.131		23.6	7.08×10^{-5}

3. W , I 和 Q 具体表达式

暖雨微物理产生项:

$$W_{qv} = -VD_{vc} + VD_{rv},$$

$$W_{qc} = VD_{vc} - CN_{cr} - CL_{cr},$$

$$W_{qr} = CN_{cr} + CL_{cr} - VD_{rv}.$$

冰相微物理产生项:

$$I_{qv} = VD_{gv} + MVD_{gv} - NU_{vi} - VD_{vi},$$

$$I_{qc} = ML_{ic} - HNU_{ci} - CL_{ci} - CL_{cg},$$

$$I_{qr} = ML_{gr} - NU_{rg} - HNU_{rg} - FR_{rg} - CL_{ig},$$

$$I_{qi} = NU_{vi} + HNU_{ci} + VD_{vi} + CL_{ci} - ML_{ic} - CN_{ig} - CL_{ig},$$

$$I_{qg} = NU_{rg} + HNU_{rg} + CN_{ig} + FR_{rg} + CL_{cg} + CL_{ig} \\ + CL_{ig} - VD_{gv} - ML_{gr} - MVD_{gv}.$$

潜热贡献项:

$$Q_{iv} = \frac{L_v}{c_p \Pi} (VD_{vr} - VD_{rv} - MVD_{gv}),$$

$$Q_{ii} = \frac{L_f}{c_p \Pi} (HNU_{ci} + NU_{rg} + HNU_{rg} + CL_{ci} + FR_{rg} \\ + CL_{rg} + CL_{rg} - ML_{ic} - ML_{gr}),$$

$$Q_{iv} = \frac{L_s}{c_p \Pi} (NU_{vi} + VD_{vi} - VD_{gv}),$$

其中 L_s 是凝华潜热.

四、模式求解

1. 方程组解法

模拟域尺度为水平 $25 \times 25 \text{ km}^2$, 垂直 12 km . 水平格距 1 km , 垂直格距 0.5 km . 采用交错网格. 为了抑制声波扰动引起计算不稳定, 采用文献[7]的时间分裂技术, 用较小时步积分声波有关项, 而用大时步积分其他项. 大时步用二阶跳步时间差分, 第一时步用欧拉后差格式来减小附加初值. 小时步用向前差分, 且由于垂直格距较小, 垂直差分用半隐式格式. 模式大时步用 10 秒步长, 小时步 2 秒. 为提高计算精度, 水平平流项用四阶差分近似, 垂直方向用二阶差分近似, 其余空间差分均用二阶中央差分.

每一大时步积分完成后, 对预报场进行一次时间平滑来消除跳步格式引起的解的分离. 预报变量 φ 的平滑算子为

$$\varphi' = 0.8\varphi^{*'} + 0.1(\varphi^{*t+\Delta t} + \varphi^{t-\Delta t}).$$

带“*”量为未平滑的大时步解.

2. 微物理过程计算技术

在模式求解步骤上, 每一大时步对受微物理过程影响的预报量先解出动力解, 然后加上经过调整的微物理源汇项得到完整解. 由于各微物理过程的变化时间尺度远小于模式积分时间步长, 利用宏观量计算出的各个微物理转换率并不代表在整个 $2\Delta t$ 时间段的平均, 而只是其中很小一时间段上的转换率. 这样, 若直接在大时步上采用由上节公式计算的转换率就可能导致源或汇的虚假高值, 最终引起计算溢出. 考虑到三维模式运

算量已经十分巨大, 不宜再采用很小时步来处理微物理过程, 本文使用一种“平衡调整”技术来解决这个困难, 主要是对冷云微物理过程. CSU 云模式中也采用了类似方法. 具体措施是: 对任一水成物场 q , 若 $t + \Delta t$ 时刻动力解为 q_{dyn} , 计算出的源项和汇项之和分别为 $SOURCE_q$ 和 $SINK_q$, 则当 $SOURCE_q + q_{dyn} < SINK_q$ 时, 定义衰减系数

$$r_q = \frac{SOURCE_q + q_{dyn}}{SINK_q}.$$

再用 r_q 去乘 $SINK_q$ 的各组成项, 就能保证总汇不超过总可用量. 对各水成物场均用此法处理后, 得到一组新的转换率. 这个调整过程要进行至少一次迭代.

五、模式检验

作为对模式的初步检验, 采用理想的层结和风场进行了模拟试验. 探空曲线取自文献 [7], 上层的稳定度和相对湿度略有加大. 图 1 是环境场的温度和露点以及相对湿度廓线. 环境风为单向切变风 (沿 x 方向), u 值从地面附近的 -5m/s 线性增大到 3.25km 高度的 5m/s , 向上不再改变.

为了检验模式程序编码正确性, 对 (9) 式给出的轴对称初始位温扰动首先不加环境风场进行了模拟. 结果十分理想, 发展出了完全轴对称的孤立对流系统. 云生命史 60 分钟左右, 在第 24 分钟云中心最大上升气流速度达到峰值 (24.5m/s). 这里主要讨论一下加有单向环境风场的模拟结果.

加有单向切变风场的模拟对流

系统最大升速在 27 分钟达最大值 19.5m/s , 以后逐渐减小. 图 2 是 24 分钟时沿 $y = 12.5\text{km}$ 的垂直剖面上的风矢量场、水成物场、位温偏差和垂直速度分布. 从图上可以看到, 这时云顶高度达到 6.5km , 在云顶附近是一个负位温偏差区. 云下入流来自低层风方向, 这在低层水平剖面图上 (图 3) 更加清楚. 在最大斜升气流部位液水等值线凹入, 有点类似弱回波穹窿. 与上升气流量值相比, 云边缘下沉气流较弱, 最小值只有 -4m/s 左右. 在图 3 中, 2.25km 层发展出明显的南北涡对, 涡对之间下风侧 (右) 有大量的云外气流被挟卷入云内. 这个涡对的形成主要是环境风垂直切变矢与对流环流场相互作用的结果, 已被证明对于风暴的分裂和其后的左、右支选择发展有重要意义 [18, 19].

初始冰晶在 10 分钟左右就已出现, 这时云顶温度约为 -5°C . 主要的冰相微物理过程开始于 20 分钟以后, 到 24 分钟时云中冰相物质还非常少, 图 2 中未显示出.

图 4 和图 5 分别是 32 分钟的垂直和水平剖面. 这时云顶上升到 7.5km , 超过

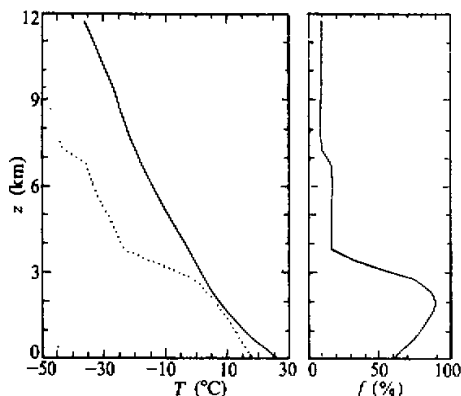
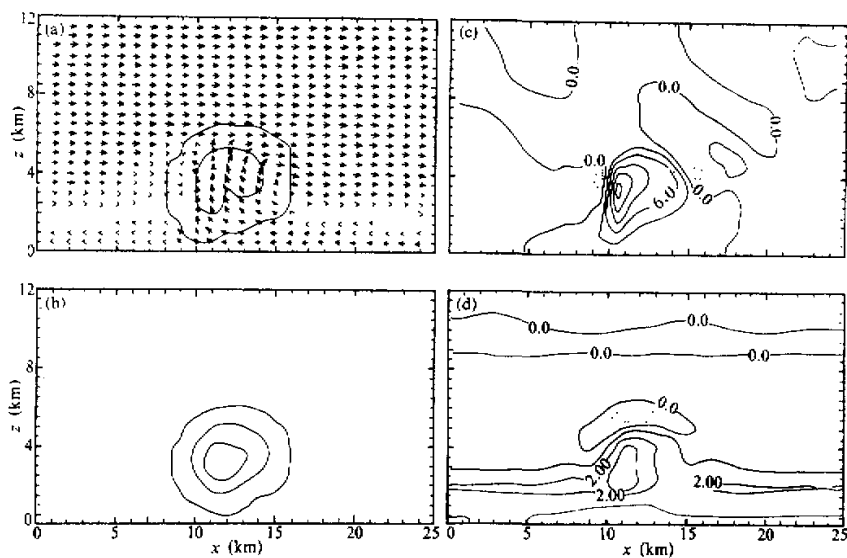


图 1 环境温、湿层结. 虚线为露点, 右图为相对湿度

图 2 24 分钟 $x-z$ 剖面, $y=12.5\text{ km}$

(a) 风矢和 q_c 场, 等值线间隔 1 g/kg , (b) 液水场, 等值线间隔 2 g/kg ,
 (c) w 场, 虚线代表负值, 等值线间隔 3 m/s , (d) θ' 场, 间隔 1°C , 虚线为负值

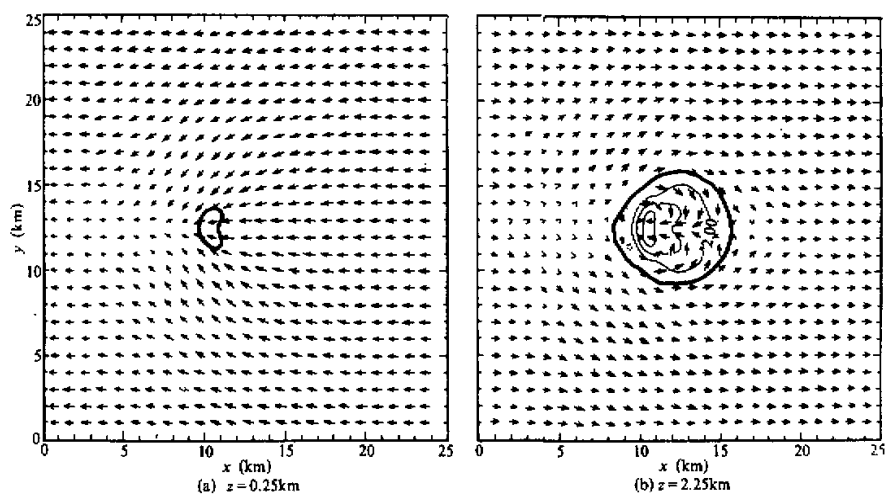


图 3 24 分钟水平剖面

粗实线为总水成物 (液水 + 冰水) 外廓线,

细实线包围的是 $w \geq 2\text{ m/s}$ 的上升区,

等值线间隔 3 m/s ; 虚线范围是 $w \leq -1\text{ m/s}$ 下沉区

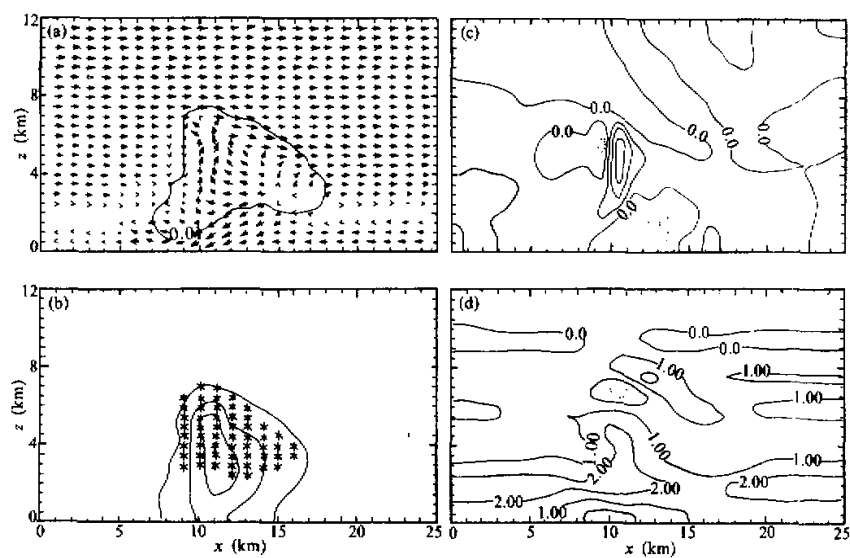
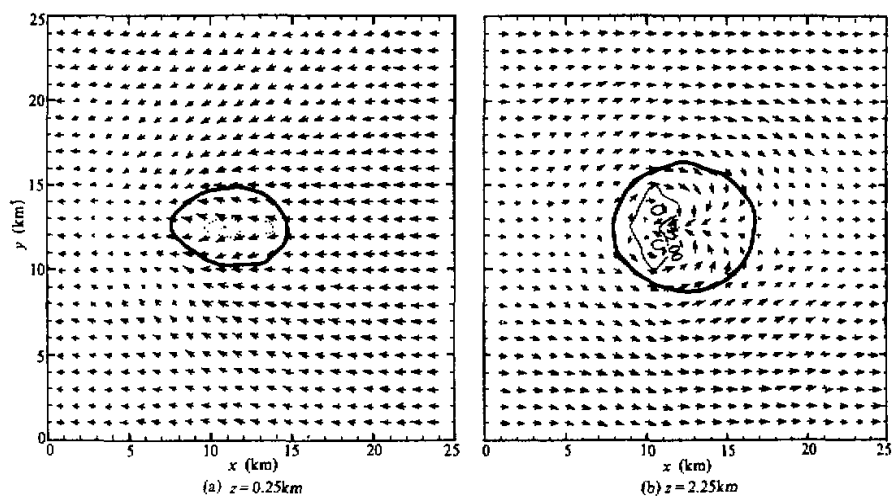
图 4 32 分钟 $x-z$ 剖面图例说明同图 2. (b) 中 * 区域是值大于 0.01 g/kg 的冰相物范围

图 5 32 分钟水平剖面, 图例同图 3

0.01g/kg 的冰质粒已经出现在整个云的中上部,地面已出现降水,雨区蒸发造成了地面附近的冷空气堆,降水拖曳以及蒸发冷却使云下出现较强下沉气流,云下出流与低层风方向相同,未形成强低层辐合,云中涡耦的不断发展使得垂直速度中心分裂开,由于云体的阻碍作用,中层环境风在云外出现明显绕流现象。

模拟积云中的冰相物主要成份是霰(雹),36 分钟时最大霰比含水量值达到 1.61g/kg,而同时最大雨水比含水量为 5.86g/kg,冰晶比含水量只有 0.01g/kg,到 40 分钟时有少量霰降至地面,56 分钟时云中霰基本消失,整个过程冰晶含量一直很小,未超过 0.01g/kg,主要出现在云上部区域。

对流系统在降水出现后即不断减弱,到第 60 分时云体已消散,降水停止, $|w| < 2\text{m/s}$,但稀薄的冰晶云砧仍存在空中,整个过程降水效率约 40%,总蒸发(含升华)占总凝结(凝华)量的 60% 左右,收支基本平衡。

六、讨 论

虽然模式只作了理想场的模拟,但却获得了许多与其他三维数值云模式以及观测事实相一致的重要特征,例如较弱的云外补偿下沉运动、云下冷堆、弱回波结构、水平涡耦及其分裂、中层障碍流等。本文给出的模拟积云只发展了 60 分钟左右,所采用的弱切变环境风场和大气层结配置不利于发展出大多数强风暴中那种自维持结构,较高的 0℃ 层也使得模拟云中冰相物质含量不大,冰化过程没有显著影响云动力结构。今后的工作将对各类实际观测个例进行模拟,还将研究不同温度层结条件下的冰相微物理过程作用特点。

参 考 文 献

- [1] Simpson, J. and Wiggert, V., 1969, Model of precipitating cumulus towers, *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 471—489.
- [2] Takahashi, T., 1976, Hail in an axisymmetric cloud model, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1579—1601.
- [3] Orville, H. D. and Kopp, F. J., 1977, Numerical simulation of the life history of a hailstorm, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1596—1618.
- [4] Hsie, E. Y., Farley, R. D. and Orville, H. D., 1980, Numerical simulation of ice-phase convective cloud seeding, *J. Appl. Meteor.*, **19**, 950—977.
- [5] Farley, R. D. and Orville, H. D., 1986, Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth: Part 1. Preliminary model verification and sensitivity tests, *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 2014—2036.
- [6] Steiner, J. T., 1973, A three-dimensional model of cumulus cloud development, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 414—435.
- [7] Klemp, J. B. and Wilhelmson, R. B., 1978, The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070—1096.
- [8] Cotton, W. R. and Tripoli, G. J., 1978, Cumulus convection in shear flow—three-dimensional numerical experiments, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1503—1521.
- [9] Schlesinger, R. E., 1978, A three-dimensional numerical model of an isolated thunderstorm: Part I. Comparative experiments for variable ambient wind shear, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 690—713.
- [10] Clark, T. L., 1979, Numerical simulations with a three-dimensional cloud model: Lateral boundary condition experiments and multicellular severe storm simulations, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 2191—2215.
- [11] Takahashi, T., 1981, Warm rain development in a three-dimensional cloud model, *J. Atmos. Sci.*, **38**,

- 1991 — 2013.
- [12] Tripoli, G. J. and Cotton, W. R., 1982. The CSU three-dimensional cloud-mesoscale model — 1982. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *J. Rech. Atmos.*, **16**, 185 — 219.
- [13] Cotton, W. R. and Stephens, M. A., 1982. The CSU three-dimensional cloud-mesoscale model — 1982. Part II: an ice-phase parameterization. *J. Rech. Atmos.*, **16**, 295 — 320.
- [14] Manton, M. J. and Cotton, W. R., 1977. Parameterizations of the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 331 — 334.
- [15] Fletcher, N. H., 1969. *The physics of rain clouds*. Cambridge University Press, 390.
- [16] Wisner, C. E. et al., 1972. A numerical model of a hail-bearing cloud. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1160 — 1181.
- [17] 梅森, B. J., 1979. 云物理学. 科学出版社, 985.
- [18] Wilhelmson, R. B. and Klemp, J. B., 1978. A numerical study of storm splitting that leads to long-lasting storms. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1974 — 1986.
- [19] Rotunno, R., 1981. On the evaluation of thunderstorm rotation. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 577 — 586.