

层状云的雨滴谱分档数值模拟研究

郭学良 黄美元 徐华英 周玲

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 通过建立雨滴分档模式, 结合部分观测资料, 对中国北方常见的三类典型层状云系: 强锋面抬升层状云系、气旋尺度辐合层状云系及弱锋面抬升层状云系的云中水成物总比含水量、降水强度及地面雨滴谱进行了数值模拟, 并与观测值进行了比较分析。结果表明, 雨滴分档模式较一般使用的单参数 Marshall-Palmer (M-P) 分布的参数化模式更能反映雨滴的自然演变特征。

关键词 中国北方 层状云系 雨滴分档 模式研究

1 引言

云和降水模式研究中, 微物理过程处理一般采用两种类型的模式, 一种是所谓的容积水型的参数化模式, 把一种过程到另一种过程的微物理转换参数化, 假设粒子以特定的分布类型连续分布(如 M-P 分布), 一般假定粒子是球形的, 很多人进行过有关这方面的研究^[1~6]; 另一类模式属于分档型模式, 模式以粒子尺度分档的形式, 将粒子浓度离散化, 从而能够描述粒子浓度的自然演变过程, 此类模式由于分别考虑了每一档粒子的微物理过程, 使得计算量成倍增加。Farley 和 Orville^[7]建立和讨论了有关二维积云方面的此类模式。发展分档模式主要基于两方面的考虑, 一方面是由于当水成物粒子尺度较大时, 负指数分布(如 M-P 分布)的斜距和斜率随时间和空间要发生变化, 要精确描述很困难; 另一方面离散化后的粒子浓度更易于具体反映粒子浓度的自然演变过程, 使得更易于掌握这种变化情况。雨滴不象冰雹可以长得很大, 雨滴长到一定尺度后要发生破碎, 因此在参数化模式中往往采用 M-P 分布来描述雨滴谱, 为了检验 M-P 分布在描述雨滴谱方面的准确程度, 本文发展了雨滴的分档模式, 将模拟结果与地面雨滴谱的观测值和通过雨滴比含水量计算的 M-P 分布进行了比较。

层状云是我国北方冬春季的主要降水云系, 也是我国北方缓解冬春旱灾, 实施人工降雨的主要对象, 准确认识和掌握北方层状云降水形成的演变特征无疑具有重要的现实意义, 基于这样的思想, 根据观测本文将我国北方层状云分为三种基本类型: 伴随强冷空气南移的强锋面抬升形成的层状云系; 由气旋尺度辐合上升形成的层状云系以及大范围弱锋面抬升形成的层状云系。利用所建模式, 比较分析了这三类我国北方常见的典型层状云系的云中含水量, 地面雨滴谱和降水强度的分布和演变情况。这对于了解层状云的结构, 较准确预报降水, 正确合理地实施人工降雨有一定的指导意义。

1997-12-05 收到, 1998-04-14 收到修改稿

2 模式控制方程

在模式中, 假定组成云水场的粒子是单分散的, 云滴平均浓度为常数, 假定层状云水平分布均匀, 因此属一维模式。模式变量包括: 水汽的比含水量 q_v , 云水 q_c , 雨水 q_r , 云冰 q_i , 雨滴分档浓度 $N_r(I)$ 以及冰粒子浓度 N_i 。

模式中的控制方程为

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -W \frac{\partial q}{\partial z} + k_0 \frac{\partial^2 q}{\partial^2 z} + \frac{S_0}{\rho}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -(W-V) \frac{\partial q}{\partial z} + k_0 \frac{\partial^2 q}{\partial^2 z} - \frac{q}{\rho} \frac{\partial(\rho V)}{\partial z} + \frac{S_0}{\rho}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} = -(W-V) \frac{\partial N}{\partial z} - \frac{N}{\rho} \frac{\partial(\rho V)}{\partial z} + k_0 \frac{\partial^2 N}{\partial^2 z} + \frac{\delta N}{\delta t}, \quad (3)$$

方程(1)表示 q_v 、 q_c 、 q_i 场, (2)表示降水场 q_r , (3)表示雨滴分档浓度 $N_r(I)$, 冰粒子浓度 N_i 。方程中 W 为上升气流速度, V 为降水粒子的降落速度, k_0 为湍流交换系数, ρ 为空气密度, S_0 和 $\delta N / \delta t$ 分别为各微物理特征量的比含水量及比浓度的源汇项。

3 云过程

共考虑了 8 种主要的微物理过程: 云雨自动转化过程(q_{rcN}), 雨水对云水的碰并收集过程(q_{rcL}), 云滴的凝结与蒸发过程(q_{cVD}), 雨滴的凝结蒸发过程(q_{rVD}), 冰晶核化过程(q_{iNL}), 冰粒子的凝华增长过程(q_{iVD}), 冰粒子碰并云滴的结冻增长过程(q_{icL}), 冰粒子的融化过程(q_{icM})。在各过程符号中加 N 表示数浓度转化率。具体参数化的形式如下。

云雨自动转化过程采用 Kessler 方案^[8]。

$$q_{rcN} = \begin{cases} K(q_c - q_{c0}), & q_c > q_{c0}, \\ 0, & q_c \leq q_{c0}. \end{cases} \quad (4)$$

模式中 q_{c0} 对类型 I、类型 II 和 III 均取 $7 \times 10^{-4} \text{ kg/kg}$ ^[9], $K = 10^{-4} \text{ kg/(kg} \cdot \text{s)}$ 。依据 Berry^[10] 的指数分档方法, 雨滴分档质量 (m_r) 或直径 (D_r) 与档数 (I) 的关系可表示为如下形式:

$$m_r(I) = m_0 \exp\left[\frac{3(I-1)}{I_0}\right], \quad (5)$$

或

$$D_r(I) = D_0 \exp\left[\frac{(I-1)}{I_0}\right], \quad (6)$$

其中 $D_0 = 10^{-4} \text{ m}$, $I_0 = 8.656$, $I = 37$ 。由此可知, 雨滴的直径从 $100 \mu\text{m}$ 到 6 mm 。初

生雨滴质量 (m_r) 与直径 (D_r) 的关系为

$$m_r(I) = A_{mr} D_r^3(I), \quad (7)$$

其中 $A_{mr} = 5.24 \times 10^2 \text{ kg/m}^3$ 。由此可得初生雨滴 (即第一档) 的浓度为

$$N_r(1) = \frac{q_{rcN}}{m_r(1)}. \quad (8)$$

雨水对云水的碰并收集过程, 采用如下收集方程:

$$q_{rcL} = \sum_r 105.4 D_r^{5/2}(I) P^{1/2} q_c N_r(I), \quad (9)$$

其中 $D_r(I)$ 为 I 档雨滴直径, $N_r(I)$ 为 I 档的雨滴浓度, 式中取碰并系数为 0.9, 雨滴落速为

$$V_r = 149.1 (D_r(I) / \rho)^{1/2}. \quad (10)$$

雨滴碰并云滴的过程就是雨滴长大的过程, 长大以后的雨滴档位要发生改变, 这就存在一个雨滴的档位再分配过程, 假定雨滴碰并云滴后形成一个新的档区 (I_1, I_2), 在此档区的雨滴须满足两个基本条件: 档区内雨滴的累积浓度不能小于 1 个 / m^3 以及碰并后的雨滴直径按如下形式的增长率增长:

$$\frac{dD}{dt} = 0.134 R_a q_c \sqrt{\rho D}, \quad (11)$$

其中 R_a 为云转雨的调解因子。

在雨滴分档模式中, 某一档 I 直径为 $D(I)$ 的雨滴增长到 $D(I)'$ 由下式给出:

$$D(I)' = D(I) + 0.637 \frac{\Delta t}{D^2 \rho_w} \sum_r \left(\frac{dM(I)}{dt} \right), \quad (12)$$

上式质量增长率的总和包括所有能引起此档质量改变的微物理源汇项。这里使用 Kovetz 和 Olund^[11] 的方案处理, 由于源汇项引起的雨滴的增长和蒸发所造成的雨滴数浓度从一档到另一档的传输问题。这个方案能够保证在传输过程中雨滴数浓度和质量守恒。由于雨滴的增长和蒸发引起的雨滴浓度的通量传输方程的求解是通过内插方法求雨滴累积浓度实现的。

用内插方法总能找到第 I 档的累积浓度 $n_a(I)$

$$n_a(I) = \exp \left\{ \ln[n_{an}(I_2)] + \frac{D_a(I_2) - D(I)}{D_a(I_2) - D_a(I_1)} \left[\ln[n_{an}(I_1)] - \ln[n_{an}(I_2)] \right] \right\}, \quad (13)$$

其中 $n_{an}(I_1)$ 及 $n_{an}(I_2)$ 为对应档的累积浓度, $D_a(I_1)$ 及 $D_a(I_2)$ 为对应档雨滴直径。则经碰并重新分配的第 I 档的雨滴浓度 $N_{rcL}(I)$ 就为相邻两档累积浓度之差

$$N_{rcL}(I) = n_a(I) - n_a(I+1). \quad (14)$$

云冰的初始核化过程, 是假定当温度低于 0°C , 空气达到冰面饱和时, 就有小板状冰晶存在, 发生云冰核化过程, 设初始冰晶直径 $d_0 = 12.9 \mu\text{m}$, 这相当于质量 $m_{i0} = 10^{-12} \text{ kg}$, 由 Fletcher 活化冰核浓度公式^[12]可得

$$N_i = 10^{-2} \exp[0.6(T_0 - T)], \quad (15)$$

冰晶核化产生率为

$$q_{iNC} = \frac{m_{i0}}{\rho} \frac{dN_i}{dt} = -6 \times 10^{-13} N_i \frac{W}{\rho} \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (16)$$

考虑到空气达到水面饱和时所能提供的最大水汽量, 则有

$$q_{iNC} = \min \left\{ -6 \times 10^{-13} \frac{W}{\rho} \exp[0.6(T_0 - T)](q_v - q_{si}) \right\} \quad (17)$$

冰晶核化浓度为

$$N_{iNU} = \frac{q_{iNU}}{10^{-12}}, \quad (18)$$

其中 $T_0 = 273.16$, W 为垂直速度, q_{si} 为冰面饱和水汽比湿, 采用 Teten 的公式, 转化为无量纲气压 Π 及位温 θ 的形式为

$$q_{si}(\theta, \Pi) = 3.8 \times 10^{-3} \exp \frac{21.87(\theta\Pi - 276.16) / (\theta\Pi - 7.66)}{\Pi^{c_p/R_d}}. \quad (19)$$

云滴的凝结与蒸发(q_{cVD})和雨滴蒸发(q_{rVD})过程均涉及相变, 有附加潜热贡献, 模式中采用所谓的“饱和调整”技术来同时确定 q_{cVD} 和 q_{rVD} 。

同冰面饱和水汽比湿一样, 水面饱和水汽比湿可表示为

$$q_{vs}(\theta, \Pi) = 3.8 \times 10^{-3} \Pi^{-c_p/R_d} \exp \left(17.27 \frac{\theta\Pi - 273.16}{\theta\Pi - 35.86} \right). \quad (20)$$

经暖云微物理调整使云内正好处于水面饱和状态所需的汽-液相变量为

$$\Delta q_v = -(q_v - q_{vs}) / \left[1 + \frac{4098.17 L_v q_{vs}}{\theta\Pi - 35.86)^2} \right]. \quad (21)$$

不考虑雨水凝结, 且只有在云水全部蒸发后仍未饱和时考虑雨水蒸发, I 档雨滴的蒸发率

$$E_p(I) = \left(\frac{dm}{dt} \right)_E N_r(I), \quad (22)$$

而单个雨滴的蒸发率

$$\left(\frac{dm}{dt} \right)_E = \frac{2\pi D(I) \left(1 - \frac{q_v}{q_{vs}} \right) f(Re)}{\frac{L_v}{kT} \left(\frac{L_v}{R_w T} - 1 \right) + \frac{R_w T}{D_f e_s(T)}}, \quad (23)$$

$$E_p = \sum_i E_p(I), \quad (24)$$

其中 k 为空气热传导率, D_f 为水汽扩散系数, 雨滴的通风因子可表示为

$$f(Re) = 0.78 + 0.31 S_c^{1/3} Re(D_r)^{1/2}, \quad (25)$$

这里的 Re 为雨滴的雷诺数。

令 $x = -\Delta q_v$, $x > 0$ 表示有净凝结, $x < 0$ 表示有净蒸发, 分两种情况讨论云水及雨水的蒸凝过程。当 $x + q_c^* \geq 0$ 时 (q_c^* 表示云水比含水量的动力解), 若 $x > 0$, 表示动力解引起过饱和, 有量值为 x 的水汽凝结为云水; 若 $x < 0$, 表示动力解引起不饱和, 但有足够的云水瞬时蒸发使恢复水面饱和状态。这时有

$$\begin{cases} q_{cVD} = \frac{x}{2\Delta t}, \\ q_{rVD} = 0, \end{cases} \quad (26)$$

当 $x + q_c^* < 0$ 时, 此时云水全部蒸发, 仍不能恢复水面饱和状态, 需要雨水额外蒸发 ($x + q_c^*$), 而雨水蒸发受其最大蒸发能力 E_p 的限制, 又分两种情况, 当 $m_r(I)N_r(I) > 2\Delta t E_p(I)$ 时, 则雨水在该时步的实际蒸发能力为

$$\delta(I) = 2\Delta t E_p(I); \quad (27)$$

当 $m_r(I)N_r(I) \leq 2\Delta t E_p(I)$ 时, 则雨水在该时步的实际蒸发能力为

$$\delta(I) = -m_r(I)N_r(I). \quad (28)$$

于是

$$\begin{cases} q_{cVD} = -\frac{q_c^*}{2\Delta t}, \\ q_{rVD} = \sum_r \frac{1}{2\Delta t} \min[x + q_c^*, \delta(I)], \end{cases} \quad (29)$$

若 $\sum_r \delta(I) < (x + q_c^*)$, 则调整后仍未达到水面饱和状态, 合并以上情况为

$$\begin{cases} q_{cVD} = \frac{1}{2\Delta t} \max(x, -q_c^*), \\ q_{rVD} = \sum_r \frac{1}{2\Delta t} \max\{\min[-(x + q_c^*), \min(-q_r^*, 2\Delta t E_p^r)], 0\}. \end{cases} \quad (30)$$

雨滴的蒸发过程同样也要引起雨滴档的改变, 需要进行档的重新调整, 基本方法类似于雨滴碰并过程所引起的档的调整过程。因此 $N_{rVD}(I)$ 求法基本相同于 $N_{rCL}(I)$ 。

冰粒子的凝华增长 (q_{iVD}) 采用如下公式:

$$q_{iVD} = \frac{N_i D_i f(Re)(S_i - 1)}{2.72 \times 10^6 + 1.44 \times 10^7 / e_{si}(T)} - q_{icL}, \quad (31)$$

$$N_{iVD} = -0.074 V D_{vi} \lambda_i^2 / A_{mi}, \quad (32)$$

其中 N_i 为冰粒子的数浓度, D_i 是冰粒子的平均直径, 可由 $D_i = 2 / \lambda_i$ 求出, 而 $\lambda_i = (6A_{mi} N_i / q_i)^{1/2}$ 为冰粒子谱分布的斜率因子, A_{mi} 取 0.01 kg/m^3 , $(S_i - 1)$ 为冰面过饱和度, 通风系数 $f(Re) = 1 + 0.23 Re^{1/2}$, $Re = D_i V_i / \nu$ 是冰粒子的雷诺数, 单个冰

粒子的落速 $V_i = A_{vi} D_i^{1/3} (\pi^c \rho / R_d)^a$, 取 $A_{vi} = 3.25(1 + F_i)$, F_i 是冰粒子的凝附度。 q_{icL} 为冰粒子凝华增长的同时所伴随的结凝增长, 此项由结凝过程决定。

冰粒子碰并云滴的结凝增长过程, 取碰并云滴的最小直径为 $15 \mu\text{m}$, 直径小于 $300 \mu\text{m}$ 的板状冰晶碰撞效率为零, 取各种大小的板状冰晶同大于 $15 \mu\text{m}$ 的云滴碰并的平均碰并系数 $\bar{E}_{ci}$ 为

$$\bar{E}_{ci} = \begin{cases} 0, & D_i < 0.3 \text{ mm} \\ 15 \times (D_i - 0.3), & 0.3 < D_i < 0.7 \text{ mm} \\ 0.3 + 10 \times (D_i - 0.5), & 0.5 < D_i < 0.7 \text{ mm} \\ 0.5 + 5 \times (D_i - 0.7), & 0.7 < D_i < 1.1 \text{ mm} \\ 0.7, & D_i > 1.1 \text{ mm} \end{cases} \quad (33)$$

则结凝率为

$$q_{icL} = \frac{\pi}{4} \rho D_i^2 V_i(D_i) E_{ci} q_c |_{D>D^*} N_i. \quad (34)$$

云滴中 $D > D^*$ ($D^* = 15 \mu\text{m}$) 的比水量为

$$q_c |_{D>D^*} = \frac{\pi}{6} \rho_w \int_{D^*}^{\infty} N_{0c} D^5 e^{-\lambda_c D} dD = q_c e^{-\beta} \left[1 + \beta + \frac{\beta^2}{2!} + \frac{\beta^3}{3!} + \frac{\beta^4}{4!} + \frac{\beta^5}{5!} \right], \quad (35)$$

其中 $\beta = \lambda_c D^* = (10 \rho_w \pi N_c)^{1/3} q_c^{-1/3} D^*$, λ_c 为云滴的 Γ 分布的斜率因子。假定云滴的比浓度 $N_c = \text{常数}$ 。

融化过程中模式假定在温度大于 0°C 层下, 冰粒子直径小于 $100 \mu\text{m}$ 的云冰融化为云水, 而大于 $100 \mu\text{m}$ 的云冰融化为雨水, 且融化过程采用一步融化完成的, 而且融化量不能超过热平衡方程确定的最大可融化量。依据观测, 冰晶谱大都呈单峰偏态分布, 即介于指数分布与正态分布之间, 取冰晶谱服从如下的分布形式

$$dN_i = N_{0i} D_i e^{-\lambda_i D_i} dD_i, \quad (36)$$

式中 N_{0i} 和 λ_i 为冰晶谱参数, $N_{0i} = \lambda_i^2 N_i$, $\lambda_i = (6 A_{mi} N_i / q_i)^{1/2}$, $A_{mi} = 0.01 \text{ kg} / \text{m}^3$, 这样就可以求得冰粒子融化为雨滴及云滴的比浓度和比含水量如

$$N_{irM}(I) = N_i \{ [\lambda_i D_i(I) + 1] e^{-\lambda_i D_i} - [\lambda_i D_i(I+1) + 1] e^{-\lambda_i D_i(I+1)} \}, \quad (37)$$

$$q_{irM} = \sum_I A_{mi} N_i / \lambda_i^2 [D_{i2}(I) - D_{i2}(I+1)], \quad (38)$$

$$N_{icM} = N_i \{ 1 - [\lambda_i D_i(I) + 1] e^{-\lambda_i D_i(I)} \}, \quad (39)$$

$$q_{icM} = A_{mi} N_i / \lambda_i^2 [6 - D_{i2}(1)]. \quad (40)$$

这里,

$$D_{i2}(I) = \{ [\lambda_i D_i(I)]^3 + 3[\lambda_i D_i(I+1)]^2 + 6\lambda_i D_i(I) + 6 \} e^{-\lambda_i D_i(I)}, \quad (41)$$

由以上可列出模式各微物理量的源汇项:

$$S_v = - [- q_{rVD} + q_{cVD} + q_{iVD} + q_{iNU}], \quad (42)$$

$$S_c = q_{cVD} + q_{icM}(T \geq 0^\circ\text{C}) - q_{rcN} - q_{rcL} - q_{icL}, \quad (43)$$

$$S_i = q_{iVD} - (q_{iM} + q_{icM})(T \geq 0^\circ\text{C}) + q_{iNU} + q_{icL}, \quad (44)$$

$$\frac{\delta N_i}{\delta t} = N_{iNU} + N_{iVD} - (N_{icM} + N_{iM}), \quad (45)$$

$$S_R = -q_{rVD} + q_{rcN} + q_{rcL} + q_{irM}(T \geq 0^\circ\text{C}), \quad (46)$$

$$\frac{\delta N_r(I)}{\delta t} = N_{rcN} + N_{rcL}(I) - N_{rVD}(I) + N_{irM}(I). \quad (47)$$

4 模式的计算过程

模式的初始场: 水汽比含量, 温度, 气压由探空资料确定, 垂直速度假定随高度成抛物线分布

$$W(z) = W_{\max} \left[1 - \left(\frac{2z - H}{H} \right)^2 \right], \quad (48)$$

其中 $W_{\max}$ 为 W 的最大值, 模拟中对不同系统取其典型值, H 为云顶高度, 由观测决定。

在模拟过程中, 假定垂直速度保持不变, 水平场均匀, 这种假定限制了微物理过程与动力过程之间的反馈。控制方程的有限差分形式为: 空间差分对垂直平流项采用二阶垂直平流差分格式, 扩散项采用二阶中央差, 时间差分采用二阶蛙跃格式, 为了控制蛙跃格式起步计算中的附加计算初值, 模式采用稳定的欧拉向后差格式来解第一时间层的场, 为使起步运算尽量简单, 略去冰相微物理过程项以及次网格尺度湍流交换项。模式积分到各变量场达到稳定状态为止, 垂直格距取 200 m, 时间步长 10 s, 垂直范围取 8 km。

5 模拟值与观测值的比较

我国北方有多种类型层状云系统, 根据对其宏观量的观测及天气系统的分析, 将其分为三种类型, 即强锋面抬升的深厚层状云系统, 气旋尺度辐合上升形成的层状云系统以及弱锋面抬升形成的浅薄层状云系统, 图 1 给出了这三种层状云的温度、相对湿度和

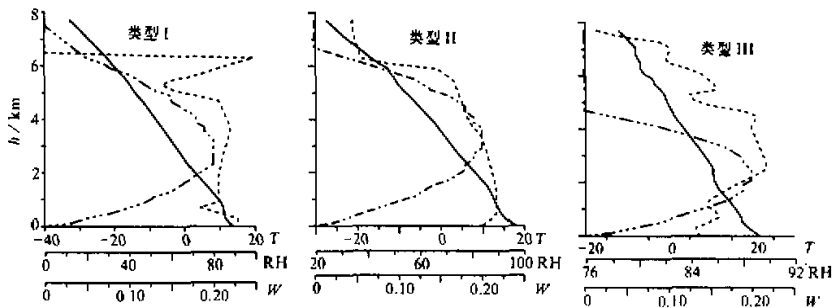


图 1 三种类型层状云的温度、相对湿度及垂直速度的垂直分布廓线
——温度, ——相对湿度, - - - - -垂直速度

垂直速度的垂直分布廓线。

下节分别讨论这三类层状云的特征,并将部分模式输出量(如云中总含水量、降水强度、雨滴谱等)与观测值做了比较。地面雨滴谱的观测是通过染色滤纸法收集和计算的,并作了相应的订正。但由于此方法在读雨滴数时用肉眼只能分辨直径约为 0.5 mm 以上的雨滴,故对于直径小于 0.5 mm 的雨滴在文中没有作比较。为了便于比较和应用,本文将雷达 (3 cm) 反射率因子通过如下式子转化为云中含水量 M (g/kg) 的形式:

$$Z = 4.8 \times 10^{-2} M^{2.0}, \quad (49)$$

这里的 M 包括所有能引起雷达回波的云中冰相和液相粒子的质量。

5.1 强锋面抬升形成的层状云系统

选择 1995 年 6 月 23 在吉林白城地区的一次观测作为此种情况的例子。据探空及雷达观测,这次层状云云顶温度低 (-25°C) 而深厚 (4~5 km), 雷达回波显示的云内最大含水量可达 $0.5 \text{ g}/\text{kg}$ 。在整个系统演变过程中,对其降水强度,地面雨滴谱,云中雷达回波强度等进行了观测。取云内最大垂直气流速度 $W_{\max}$ 为 $0.2 \text{ m}/\text{s}$, 云顶高度 H 为 7 km 进行模拟分析。

图 2 表示了模拟的云中直径大于 $50 \mu\text{m}$ 水粒子总含水量的垂直分布 (600 min) 与雷达 (3 cm 波长) 反射因子对应的云中含水量的比较。云中最大含水量位于云中部可达 $0.45 \text{ g}/\text{kg}$ 。

图 3 是雨滴分档模式模拟的地面雨滴谱及通过雨滴比含水量计算的 Marshall-Palmer 谱 (截距取常数, 斜率变化) 随时间的变化以及与相应观测值比较的情况,图中的实直线分别为 200、300、600、900 min 的 M-P 谱分布,可以看到谱分布非常稳定。曲线分别为 200、300、600、900 min 的分档模式模拟的雨滴谱分布,200 min 以后基本处于稳定状态。圆圈和三角符号为观测值,由于使用染色滤纸法观测雨滴谱,只能分辨直径大于 0.5 mm 的雨滴。从图中可以看到,约 300 min 以后,雨滴谱随时间的变化达到稳定状态。高浓度基本分布在直径小于 1.5 mm 范围以内,直径大于 2 mm 的大滴较少 (不到 $10 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$)。雨滴分档模式模拟的雨滴谱与观测值比较接近而与单参数的 M-P 分布相差较大,由此可见在参数化模式中用雨滴比含水量通过 M-P 分布计算雨滴浓度,往往会产生较大误差,如果用这种谱计算降水强度无疑也会带来较大的误差。

从云中 2.3 km 处雨滴分档模式的模拟和 M-P 分布计算的雨滴谱的比较可以看到,在高空的雨滴分档模式与 M-P 谱的差别相对于地面减小,这是由于地面雨滴直径往往大于高空的雨滴直径,当雨滴大小变化较大时, M-P 分布的斜距和斜率随时间和空间要发生变化,因此很难达到准确描述。

从模拟的降水强度随时间的演变曲线可以看到,大约在 300 min 达到稳定状态以后,降水强度达到阵性降水的特点,这一点与观测的情况完全一致,至于原因似乎与冰粒子增长的条件有关^[13]。模拟的降水强度在量级上与观测值的比较也反映出较好的一致性,模拟的降水强度的最大值为 $20.85 \text{ mm}/\text{h}$ 而相应的观测值为 $23.83 \text{ mm}/\text{h}$, 模拟的最小值为 $0.019 \text{ mm}/\text{h}$, 而观测值为 $0.120 \text{ mm}/\text{h}$, 模拟和观测的平均值分别为

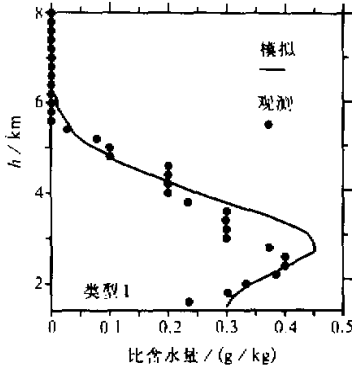


图2 模拟的云中水成物总比含水量 ($D \geq 50 \mu\text{m}$) 与雷达观测值的比较

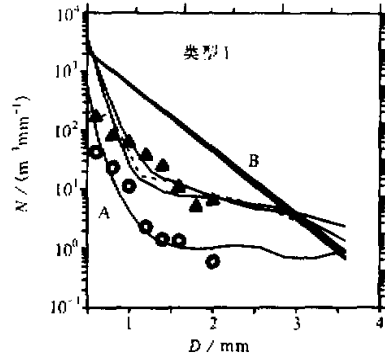


图3 地面雨滴谱的观测、分档模式模拟(A) 及通过雨滴比含水量计算的 M-P 分布(B)值的比较

12.4 mm/h, 9.17 mm/h.

5.2 气旋尺度辐合上升形成的层状云系统

选择 1995 年 7 月 4 日吉林白城地区所观测的层状云系统作为例子。探空资料及雷达回波显示出云顶温度较低 (-15°C), 云较厚 (4 km), 雷达显示的云中最大回波对应的含水量为 0.5 g/kg 。取云内最大垂直气流速度为 0.2 m/s , 云顶高度 H 为 6.8 km, 进行数值模拟分析。同图 1 的情况一样, 在第二种类型中直径大于 $50 \mu\text{m}$ 的水成物的总比含水量随高度的分布与雷达观测值也比较一致。图 4 为类型 II 的地面雨滴谱的分布情况, 从图 4 可以看到, 雨滴分档模式模拟的地面雨滴谱与观测值有较好的一致性, 与 M-P 分布仍有一定的误差, 但与类型 I 相比较差别减小多了, 特别是 200 min 的分布线。

同样, 云的上部雨滴分档模式与 M-P 分布更接近。从降水强度随时间的变化情况可以看到, 最初的降水基本处于准稳定状态, 到后来出现强烈的阵性降水, 这与云中冰粒子的出现有关。降水强度的模拟与计算值表现出较好的一致性, 但与类型 I 相比较, 云中冰粒子出现以后降水强度明显变大, 这与中尺度辐合上升气流输送大量水汽, 冰粒子结凝增长加强有关。

5.3 弱锋面抬升形成的浅薄层状云系统

选择 1994 年 7 月 9 日吉林白城地区的一次天气过程为例。探空资料显示出云顶温度较高 (-10°C), 云厚为 $2 \sim 3 \text{ km}$, 云中 0°C 层以上基本为过冷水, 无冰晶存在。取云内最大垂直气流速度 W_{max} 为 0.1 m/s , 云顶高度 H 为 6 km, 进行模拟分析。

图 5 为直径大于 $50 \mu\text{m}$ 的水粒子总的比含水量随高度及时间的变化情况, 由图可以看出, 类型 III 的云的中上部水成物总比含水量基本随高度和时间不变, 而在云的下部由于雨滴含水量的变化有一定的变化, 但在 300 min 以后, 云中水粒子的总比含水量基本达到准稳定状态。

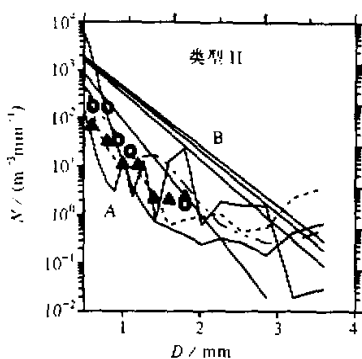


图4 同图3, 但为类型 II 的情况

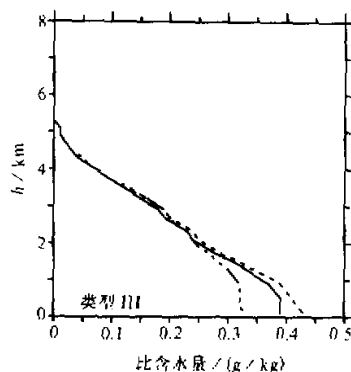


图5 同图2, 但为类型 III 的情况

---: 600 min; —: 300 min; -·-·: 200 min

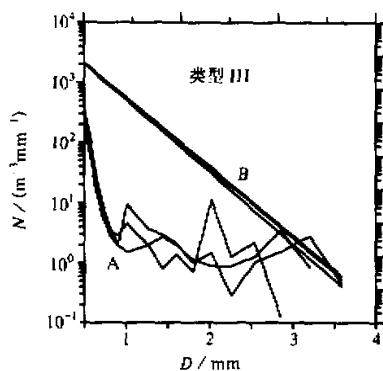


图6 同图3, 但为类型 III 的情况

的平均值分别为 3.54 mm/h 和 3.19 mm/h。

在整个降水阶段, 地面雨滴谱分布随时间基本不变, 浓度很高, 雨滴小, 基本集中在 1.0 mm 以内, 与类型 I 和 II 比较谱型很窄。在地面和高空, 雨滴分档模式的模拟值与单参数的 M-P 分布差别较大 (图 6)。

从降水强度分布可以看到, 降水强度在 300 min 以后达到准稳定状态, 且降水强度小, 也就是说, 这类降水基本为典型的毛毛雨, 与现场观测情况完全一致。另外从量级上看, 模拟的最大降水强度为 5.78 mm/h, 观测值为 8.4 mm/h。最小值分别为 0.07 mm/h, 0.374 mm/h, 两者的

6 主要结论

(1) 雨滴分档模式在描述雨滴谱, 降水强度等方面具有较好的能力, 与参数化模式中所使用的单参数 M-P 谱分布形式相比较, 它更接近层状云的实际情况, 特别在强弱锋面抬升形成的层状云系的雨滴谱和降水强度的预报中显得尤为明显。

(2) 一般的分档模式是为了简化求解随机碰并方程而设计的, 通过对粒子谱的离散化来反映每一档粒子的实际演变情况, 因此分档模式的计算量往往要成倍增加。一般的参数化模式由于已假定粒子谱服从某一固定分布 (如 M-P 分布) 形式, 因此只能反映粒子演变的一般情况, 但是由于本文在分档的基础上, 为了强调雨滴的重力碰并和自动转化过程, 并没有去求解简化的随机碰并过程, 也就是说没有考虑雨滴的随机碰并过程, 而是将这两种主要过程简化为一般的参数化形式, 大大减小了模式的计算量, 从模

拟情况看, 这种简化是比较切合实际的。另外本文的模拟结果只与单参数的 M-P 分布结果相比差别较大, 考虑到很难对双参数的 M-P 分布中的两个参数进行较准确的参数化, 所以本文没有讨论这方面的情况。

参 考 文 献

- 1 黄美元、徐华英、吉武胜, 1987, 积云并合及相互影响的数值模拟研究, 中国科学, B 辑, 2, 214~224.
- 2 黄美元、洪延超、徐华英、周恒, 1987, 层状云对积云发展和降水的影响——一种云与云之间影响的数值模拟, 气象学报, 45, 72~77.
- 3 Orville, H. D. and F. I., Kopp, 1977, Numerical simulation of the life history of a hailstorm, *J. Atmos. Sci.*, 34, 1596~1618.
- 4 孔凡铀、黄美元、徐华英, 1990, 对流云中冰相过程的三维数值模拟 (一): 模式建立及冷云参数化, 大气科学, 14, 441~453.
- 5 胡志晋、秦瑜、王玉彬, 1983, 层状冷云数值模拟, 气象学报, 41, 194~202.
- 6 胡志晋、严采繁, 1986, 层状云微物理过程的数值模拟 (一): 微物理模式, 气象科学研究院院刊, 1, 37~52.
- 7 Farley, R. D. and H. D. Orville, 1986, Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth. Part I: Preliminary model verification and sensitivity test, *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 2014~2035.
- 8 Kessler, E., III, 1969, On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations, *Meteor. Monogr.*, No.32, Amer. Meteor. Soc., 84~85.
- 9 Rutledge, S. A. and Hobbs P. V., 1983, The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VIII: A model for the "Seeder-Feeder" process in warm-frontal rainbands, *J. Atmos. Sci.*, 40, 1185~1206.
- 10 Berry, E. X., 1967, Cloud droplet growth by collection, *J. Atmos. Sci.*, 24, 688~701.
- 11 Kovetz, A. and B. Olund, 1969, The effect of coalescence and condensation on rain formation in a cloud of finite vertical extent, *J. Atmos. Sci.*, 26, 1060~1065.
- 12 Fletcher, N. H., 1962, *The Physics of Rain Clouds*, Cambridge University Press, 163~164.
- 13 郭学良、黄美元、徐华英, 1996, 层状云垂直结构及降水的数值模拟, 第12届云与降水及人工影响天气会议文集, 中国气象学会, 76~77.

The Raindrop Category Model Study on Raindrop Distribution of Stratiform Clouds

Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Xu Huaying and Zhou Ling

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract Based on raindrop category model and compared with observation, the precipitation intensity and raindrop spectrum are analyzed for three typical stratiform clouds: stratiform cloud system formed by strong front, cyclonic scale convergence and weak front system in the northern China. The results show that raindrop category model performs well in describing raindrop spectrum and precipitation intensity of stratiform cloud compared with Marshall-Palmer distribution in parameterization model, specially for clouds formed by strong and weak front system.

Key words northern China stratiform cloud rain category model simulation