

旬邑冰雹云的数值模拟及累积带特征*

胡朝霞 李宏宇 肖辉
洪延超 黄美元 吴玉霞

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 在中国科学院大气物理研究所三维完全弹性冰雹云模式的基础上, 把雨滴冻结过程作了进一步改进, 增加了雨滴冻结成霰的过程。并利用改进后的模式模拟了陕西省旬邑县 1999 年 7 月 17 日的冰雹云个例, 发现该例雹云中冰雹胚胎主要是冻滴, 在雹云发展的初期阶段雹云中存在过冷雨水累积带, 并且该处是雹胚产生的主要区域, 雹块的增长主要通过雹与云水的碰并过程增长。对旬邑县 1997~1999 年 14 例冰雹云过程的模拟结果表明, 旬邑冰雹云中冰雹胚胎以冻滴为主, 绝大多数冰雹云都存在过冷雨水累积带, 累积带维持时间约 6 min, 厚度 4 km 左右。

关键词: 数值模拟; 雹云模式; 过冷雨水; 累积带; 雹胚

1 引言

人们在雷达观测时发现在雹暴中有一部分反射率特别高的回波区, 为了从理论上解释这种现象, 苏联学者 Sulakvelidze^[1]在 20 世纪 60 年代初首先提出了累积带理论。他指出, 假定冰雹的循环增长过程是在准定常的、速度随高度减小的上升气流里(一般在云的上部)进行, 并且假定最大上升气流速度大于破碎大水滴的自由下落速度 V , 那么水滴将累积在上升气流等于 V 的那一层之上, 并且在那里形成了使上边的大水滴下不去的关闭层, 从而累积大量的过冷液态水, 通常称之为累积带, 是冰雹生长的主要场所。之后, 苏联科学家 Marshall 等又提出了更广泛的累积带概念^[2]和累积带形式^[3]。在此理论及竞争防雷理论的基础上, 前苏联在 20 世纪 60 年代进行了大量的人工防雷作业, 减少雹灾损失 60%~90%^[4], 冰雹胚胎以冻滴胚为主。美国于 1972~1974 年在科罗拉多东北进行了国家冰雹研究试验(NHRE), 经过探测及初步分析未发现过冷水累积区, 冰雹胚胎主要是霰粒子^[5~7]。瑞士、法国和意大利于 1977~1981 年在瑞士中部也联合进行了随机防雷试验(Grossversuch IV), 严格按照前苏联的作业方法, 并且引进前苏联的雷达-火箭防雷作业系统, 试验结果与 NHRE 的结果相似, 也没有发现过冷水累积区^[8]。随后瑞士在 1982~1983 年利用 T-28 装甲飞机对中、小雹云单体进行穿云观测, 只发现很少一部分雹云中含有大的过冷水滴^[9,10]。我国在 1958 年以后开始有组织地进行人工防雷试验, 70 年代以来已经在全国 20 多个省市自治区开展了

2002-03-20 收到, 2003-03-17 收到修改稿

* 国家科学技术部“十五”攻关课题 2001BA610A-06-02 和中国科学院大气物理研究所知识创新工程二期重大项目“我国北方主要云型降水形成机制和催化增雨原理研究”共同资助

试验。1976 年 8 月 30 日在北京地区的降雹观测中发现了累积带^[11]。

美国和瑞士等国的冰雹试验均没有发现累积带。无论在美国还是瑞士, 用多普勒雷达与飞机观测相结合进行的雹暴观测只限于少数试验个例和地理区域, 观测资料很不充分。目前我国进行的人工防雹催化原理和播云方法都是基于雹云中上部有过冷水区存在, 用人工催化引晶的方法进行人工防雹的, 因此有必要对累积带做进一步的观测和理论研究。

云的数值模拟工作已经有近半个世纪的历史, 尤其是近 20 年来, 随着计算机技术的高速发展, 国内外云和降水的数值模拟研究异常活跃。例如, 洪延超在孔凡铀等^[12]模式的基础上, 发展了一个含有详细微物理过程的三维冰雹云模式^[13]; 周玲等^[14]利用该模式模拟了陕西旬邑的一次降雹过程, 发现冰雹云中存在过冷水累积区; 王宏等^[15]模拟了黄河上游地区对流云特征, 对比分析了黄河上游玛曲和渭北地区旬邑的对流云结构特征等。本文在三维冰雹云模式^[13]的基础上, 加入了雨滴冻结成霰的微物理过程, 利用改进后的模式对陕西省旬邑县的冰雹云单体进行了数值模拟研究, 以期对冰雹云中过冷水累积区有进一步的认识。

2 旬邑冰雹云模拟

2.1 实际云概况

1999 年 7 月 17 日 (以下简称 99717) 在陕西省咸阳地区旬邑县境内发生了一次强冰雹天气过程, 地面降雹前实测雷达最大回波顶高 13.0 km, 宽约 20 km, 最大回波强度 50 dBZ, 强回波中心的垂直高度在 5~8 km 范围, 降雹时伴有猛烈大风和短时强降水。地面冰雹直径达 30 mm 左右, 给当地农业、畜牧业、交通、电讯和人民生命财产造成很大损失。

据旬邑上游甘肃平凉站 (在旬邑西北方约 100 km 处) 1999 年 7 月 17 日 08 时探空资料表明, 云底温度 11.6 °C, 大气层结很不稳定, 0 °C 层高度为 4 664 m, -20 °C 层高度为 8 090 m, 10 km 以下温度直减率为 0.6~1.0 °C/100 m, 10 km 以上存在一逆温层。大气湿度是中层干, 5~7.5 km 大气相对湿度为 25%~36%, 地面到 3 km 为 50%~70%, 7.5 km 以上约 40%~50%。风从 3~5 km 为 NE, 其他层为 NW, 这样的层结有利于对流的发展。图 1 给出了此次冰雹天气过程的初始环境温度廓线和风廓线。

2.2 模式的改进

在原三维模式^[13]中, 所有雨滴冻结后均为冻滴, 现在模式中作如下改进: 当雨滴直径大于 1.0 mm 时, 雨滴冻结为冻滴; 当雨滴直径小于 1.0 mm 时, 雨滴冻结为霰。而引起雨滴冻结的过程有雨滴核化成冻滴和雨滴核化成霰 (NUrf 和 NUrg)、过冷雨滴与冰晶、雪碰并时冻结成冻滴和霰的过程 (CLrif、CLrsf、CLrig 和 CLrsg)。这种微物理过程的考虑, 对分析冰雹胚胎较为合理。下面给出 NUrf、NUrg、CLrif、CLrsf、CLrig 和 CLrsg 微物理过程参数化公式, 分别用 U_{NUrf} 、 U_{NUrg} 、 C_{CLrif} 、 C_{CLrsf} 、 C_{CLrig} 和 C_{CLrsg} 表示。

采用 Bigg 雨滴冻结理论, 单分散的水滴冻结几率为

$$\begin{aligned} P_D &= \frac{\pi}{6} D_i^3 \cdot B_b [\exp(\Lambda_b T_s) - 1] \\ &= \frac{\pi}{6} D_i^3 \cdot J_s(T), \end{aligned}$$

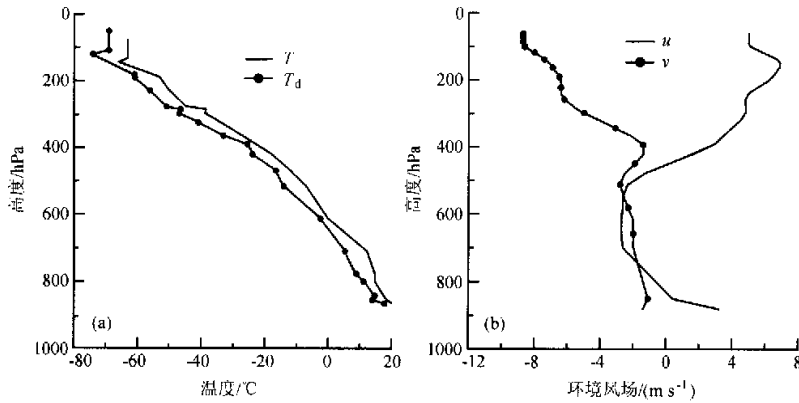


图1 旬邑 99717 雷云环境温度廓线 (a) (实线: 温度, 点实线: 露点) 和风貌线 (b) (实线: 纬向风, 点实线: 经向风)

$$J_s(T) = B_b [\exp(A_b T_s) - 1],$$

式中, D_i 为雨滴直径, $T_s = 273.16 - T$, A_b 和 B_b 为参数, 取 $A_b = 0.66 \text{ K}^{-1}$, $B_b = 10^{-4} \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。现假定雨滴直径 $D_i > D_g$ (取 $D_g = 1.0 \text{ mm} = 1000 \mu\text{m}$) 时, 雨滴冻结为冻滴, 当 $D \leq D_g$ 时, 雨滴冻结为霰, 即

$$U_{\text{NUrg}} = \frac{1}{\rho} \int_{D_0}^{D_g} N(D) P_D(D) m(D) dD,$$

$$U_{\text{NUrg}} = \frac{1}{\rho} \int_{D_g}^{\infty} N(D) P_D(D) m(D) dD,$$

D_0 是最小雨滴的直径 (一般取 $D_0 = 100 \mu\text{m}$)。

$$\begin{aligned} U_{\text{NUrg}} &= \frac{1}{\rho} \int_{D_0}^{D_g} N_0 D^2 e^{-\lambda D} \cdot \frac{\pi}{6} D^3 B_b [\exp(A_b T_s) - 1] \cdot \frac{\pi}{6} \rho_L D^3 dD \\ &= \frac{1}{\rho} N_0 \frac{\pi^2}{36} \rho_L B_b [\exp(A_b T_s) - 1] \cdot \int_{D_0}^{D_g} D^8 e^{-\lambda D} dD \\ &= \frac{1}{\rho} N_0 \frac{\pi^2}{36} \rho_L J_s(T) \cdot \int_{D_0}^{D_g} D^8 e^{-\lambda D} dD, \end{aligned}$$

其中, ρ 是空气的密度, ρ_L 是液态水的密度。

由于

$$\begin{aligned} \int D^8 e^{-\lambda D} dD &= \frac{D^8 e^{-\lambda D}}{-\lambda} - \frac{8}{-\lambda} \int D^7 e^{-\lambda D} dD \\ &= \frac{D^8 e^{-\lambda D}}{-\lambda} + \frac{8}{\lambda} \left(\frac{D^7 e^{-\lambda D}}{-\lambda} - \frac{7}{-\lambda} \int D^6 e^{-\lambda D} dD \right) \\ &= \dots\dots \\ &= -e^{-\lambda D} \Gamma(9) \lambda^{-9} \left(1 + \sum_{i=1}^8 (\lambda D)^i / i! \right), \end{aligned}$$

定义

$$\begin{aligned}
I_{m1} &= \int_{D_0}^{D_*} D^8 e^{-\lambda D} dD \\
&= \Gamma(9) \lambda^{-9} \left[e^{-\lambda D_0} (1 + \sum_{i=1}^8 (\lambda D_0)^i / i!) - e^{-\lambda D_*} (1 + \sum_{i=1}^8 (\lambda D_*)^i / i!) \right], \\
I_{m2} &= \int_{D_*}^{\infty} D^8 e^{-\lambda D} dD \\
&= \Gamma(9) \lambda^{-9} e^{-\lambda D_*} \left[1 + \sum_{i=1}^8 (\lambda D_*)^i / i! \right],
\end{aligned}$$

因此,

$$\begin{aligned}
U_{\text{NURg}} &= \frac{1}{\rho} N_0 \frac{\pi^2}{36} \rho_L J_s(T) \cdot I_{m1}, \\
U_{\text{NURf}} &= \frac{1}{\rho} N_0 \frac{\pi^2}{36} \rho_L J_s(T) \cdot I_{m2}.
\end{aligned}$$

同样推得浓度方程, 令

$$\begin{aligned}
I_{n1} &= \int_{D_0}^{D_*} D^5 e^{-\lambda D} dD \\
&= \Gamma(6) \lambda^{-6} \left[e^{-\lambda D_0} (1 + \sum_{i=1}^5 (\lambda D_0)^i / i!) - e^{-\lambda D_*} (1 + \sum_{i=1}^5 (\lambda D_*)^i / i!) \right], \\
I_{n2} &= \int_{D_*}^{\infty} D^5 e^{-\lambda D} dD \\
&= \Gamma(6) \lambda^{-6} e^{-\lambda D_*} (1 + \sum_{i=1}^5 (\lambda D_*)^i / i!),
\end{aligned}$$

于是, 浓度方程为

$$\begin{aligned}
N_{\text{NURg}} &= \frac{1}{\rho} \int_{D_0}^{D_*} N(D) P_D(D) dD = \frac{1}{\rho} N_0 \frac{\pi^2}{36} \rho_L J_s(T) \cdot I_{n1}, \\
N_{\text{NURf}} &= \frac{1}{\rho} \int_{D_*}^{\infty} N(D) P_D(D) dD = \frac{1}{\rho} N_0 \frac{\pi^2}{36} \rho_L J_s(T) \cdot I_{n2}.
\end{aligned}$$

对于 CLrif 和 CLrig 同样要进行截断积分:

$$\begin{aligned}
C_{\text{CLrig}} &= \frac{1}{\rho} \int_{D_0}^{D_*} \int_0^{\infty} \frac{\pi}{4} (D_r + D_i)^2 |V_r - V_i| E_{ri} \cdot \frac{\pi}{6} \rho_L D_r^3 N_{0r} D_r^2 N_{0i} D_i e^{-\lambda_i D_i} e^{-\lambda_r D_r} dD_i dD_r \\
&= \frac{1}{\rho} \frac{\pi}{4} |V_r - V_i| E_{ri} \cdot \frac{\pi}{6} \rho_L N_{0r} N_{0i} \int_{D_0}^{D_*} \int_0^{\infty} (D_r + D_i)^2 D_r^5 D_i e^{-\lambda_i D_i} e^{-\lambda_r D_r} dD_i dD_r,
\end{aligned}$$

式中参量见文献 [16].

定义

$$\begin{aligned}
I_1 &= \int_{D_0}^{D_*} \int_0^{\infty} (D_r + D_i)^2 D_r^5 D_i e^{-\lambda_i D_i} e^{-\lambda_r D_r} dD_i dD_r \\
&= \int_{D_0}^{D_*} \int_0^{\infty} (D_r^7 D_i + 2D_r^6 D_i^2 + D_r^5 D_i^3) e^{-\lambda_i D_i} e^{-\lambda_r D_r} dD_i dD_r \\
&= \int_{D_0}^{D_*} (D_r^7 \lambda_i^{-2} + 4D_r^6 \lambda_i^{-3} + 6D_r^5 \lambda_i^{-4}) e^{-\lambda_r D_r} dD_r,
\end{aligned}$$

于是,

$$C_{\text{CLrig}} = \frac{1}{\rho} \frac{\pi}{4} |V_r - V_i| E_{ri} \cdot \frac{\pi}{6} \rho_L N_{0i} N_{0r} \cdot I_1,$$

同样定义

$$\begin{aligned} I_2 &= \int_{D_6}^{\infty} \int_0^{\infty} (D_r + D_i)^2 D_i^5 D_i e^{-\lambda_i D_i} e^{-\lambda_r D_r} dD_i dD_r \\ &= \int_{D_6}^{\infty} (D_i^7 \lambda_i^{-2} + 4D_i^6 \lambda_i^{-3} + 6D_i^5 \lambda_i^{-4}) e^{-\lambda_r D_r} dD_r, \end{aligned}$$

于是,

$$C_{CLrf} = \frac{1}{\rho} \frac{\pi}{4} |V_r - V_i| E_{ri} \cdot \frac{\pi}{6} \rho_L N_{0i} N_{0r} \cdot I_2,$$

类似地, 可得到 CLrsg 和 CLrsf 参数化方程:

$$\begin{aligned} C_{CLrsg} &= \frac{1}{\rho} \int_{D_0}^{D_8} \int_0^{\infty} \frac{\pi}{4} (D_r + D_s)^2 |V_r - V_s| E_{rs} \cdot \frac{\pi}{6} \rho_L D_i^3 N_{0r} D_i^2 N_{0s} e^{-\lambda_s D_s} e^{-\lambda_r D_r} dD_s dD_r \\ &= \frac{1}{\rho} \frac{\pi}{4} |V_r - V_s| E_{rs} \cdot \frac{\pi}{6} \rho_L N_{0r} N_{0s} \int_{D_0}^{D_8} \int_0^{\infty} (D_r + D_s)^2 D_i^5 e^{-\lambda_s D_s} e^{-\lambda_r D_r} dD_s dD_r, \end{aligned}$$

$$C_{CLrsg} = \frac{1}{\rho} \frac{\pi}{4} |V_r - V_s| E_{rs} \cdot \frac{\pi}{6} \rho_L N_{0s} N_{0r} \cdot I_3,$$

$$C_{CLrsf} = \frac{1}{\rho} \frac{\pi}{4} |V_r - V_s| E_{rs} \cdot \frac{\pi}{6} \rho_L N_{0s} N_{0r} \cdot I_4,$$

其中,

$$\begin{aligned} I_3 &= \int_{D_0}^{D_8} \int_0^{\infty} (D_r + D_s)^2 D_i^5 e^{-\lambda_s D_s} e^{-\lambda_r D_r} dD_s dD_r \\ &= \int_{D_0}^{D_8} \int_0^{\infty} (D_r^2 + 2D_r^6 D_s + D_i^5 D_s^2) e^{-\lambda_s D_s} e^{-\lambda_r D_r} dD_s dD_r \\ &= \int_{D_0}^{D_8} (D_r^7 \lambda_s^{-1} + 2D_r^6 \lambda_s^{-2} + 2D_i^5 \lambda_s^{-3}) e^{-\lambda_r D_r} dD_r, \\ I_4 &= \int_{D_0}^{\infty} \int_0^{\infty} (D_r + D_s)^2 D_i^5 e^{-\lambda_s D_s} e^{-\lambda_r D_r} dD_s dD_r \\ &= \int_{D_0}^{\infty} (D_r^7 \lambda_s^{-1} + 2D_i^6 \lambda_s^{-2} + 2D_i^5 \lambda_s^{-3}) e^{-\lambda_r D_r} dD_r. \end{aligned}$$

2.3 冰雹云模拟

用旬邑上游甘肃平凉站 08 时的探空作为模式输入量, 并用旬邑 13:00 的地面资料做近地层温度订正。模式计算域为 $36 \text{ km} \times 36 \text{ km} \times 18.5 \text{ km}$, 水平格距 1.0 km , 垂直格距 0.5 km 。用 i 、 j 、 k 分别表示向东、向北和向上的 x 、 y 、 z 轴上格点序号, 采用湿热泡扰动方式启动, 扰动半径 6 km , 厚 6 km , 极大扰动温度为 1.5°C , 低层相对湿度 75% , 模拟时间为 60 min 。

2.3.1 云的发展过程

模拟云发展到第 10 min 时开始产生云水, 最大云水含量出现在第 25 min , 为 2.64 g m^{-3} , 由于高空风有北向和西向风分量, 在南北向有北风分量, 东西向有西风分量, 因此第 48 min 时, $x=18 \text{ km}$ 和 $y=18 \text{ km}$ 剖面上分别有向南和向东伸展的云砧出现。图 2 给出了模拟云总含水量 $X-Z$ 和 $Y-Z$ 剖面随时间的演变, 可以看出云的产生、发展和宏观演变的一般特征。

第 24 min 时云内总含水量中心达到 4.5 g m^{-3} , 第 26 min 时总含水量达到最大为 5.0 g m^{-3} , 第 33 min 时地面出现降水。图 3 是第 32 min 时模拟云的雷达回波和实际

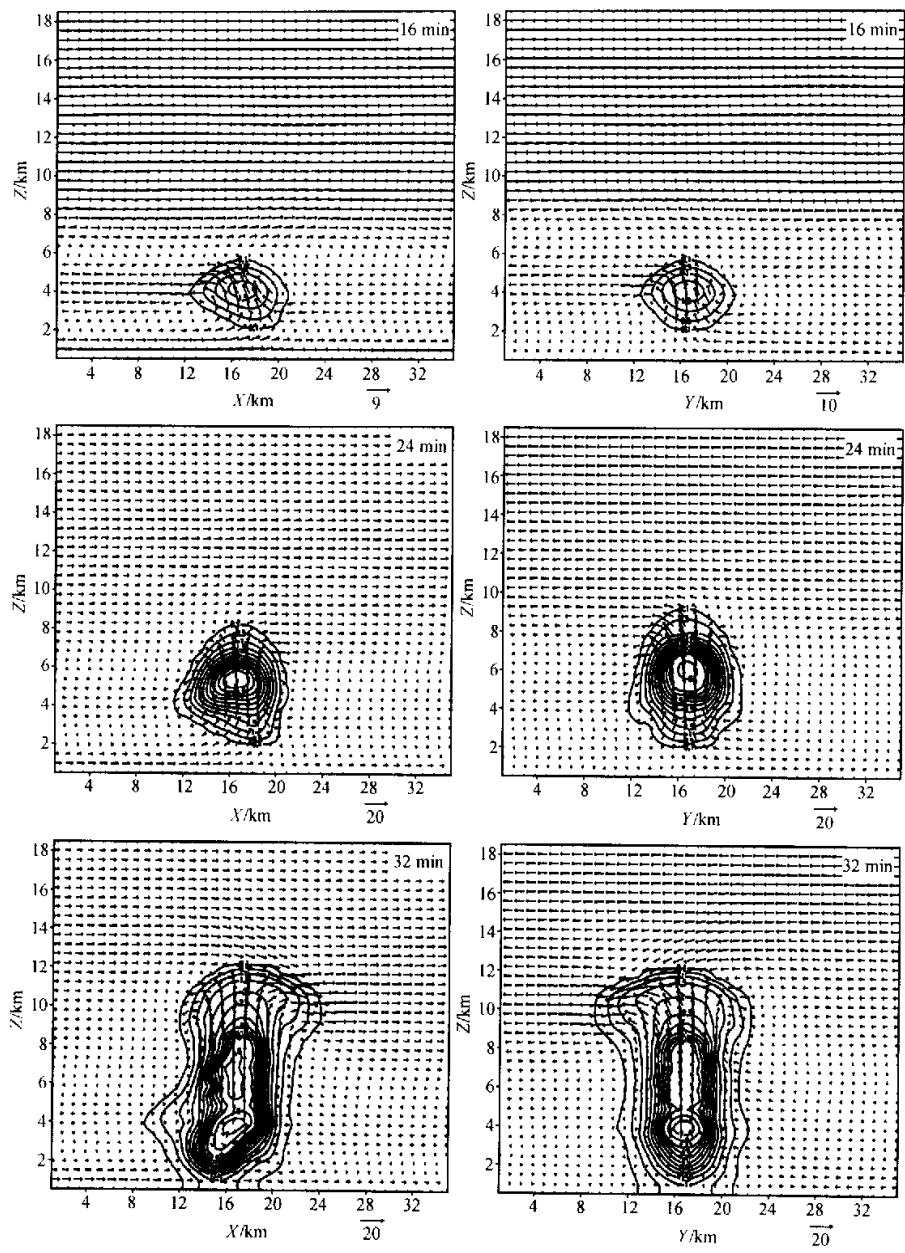


图 2 模拟云内总含水量 (单位: g m^{-3}) 剖面 and 流场分布
左图: X-Z 剖面, 右图: Y-Z 剖面

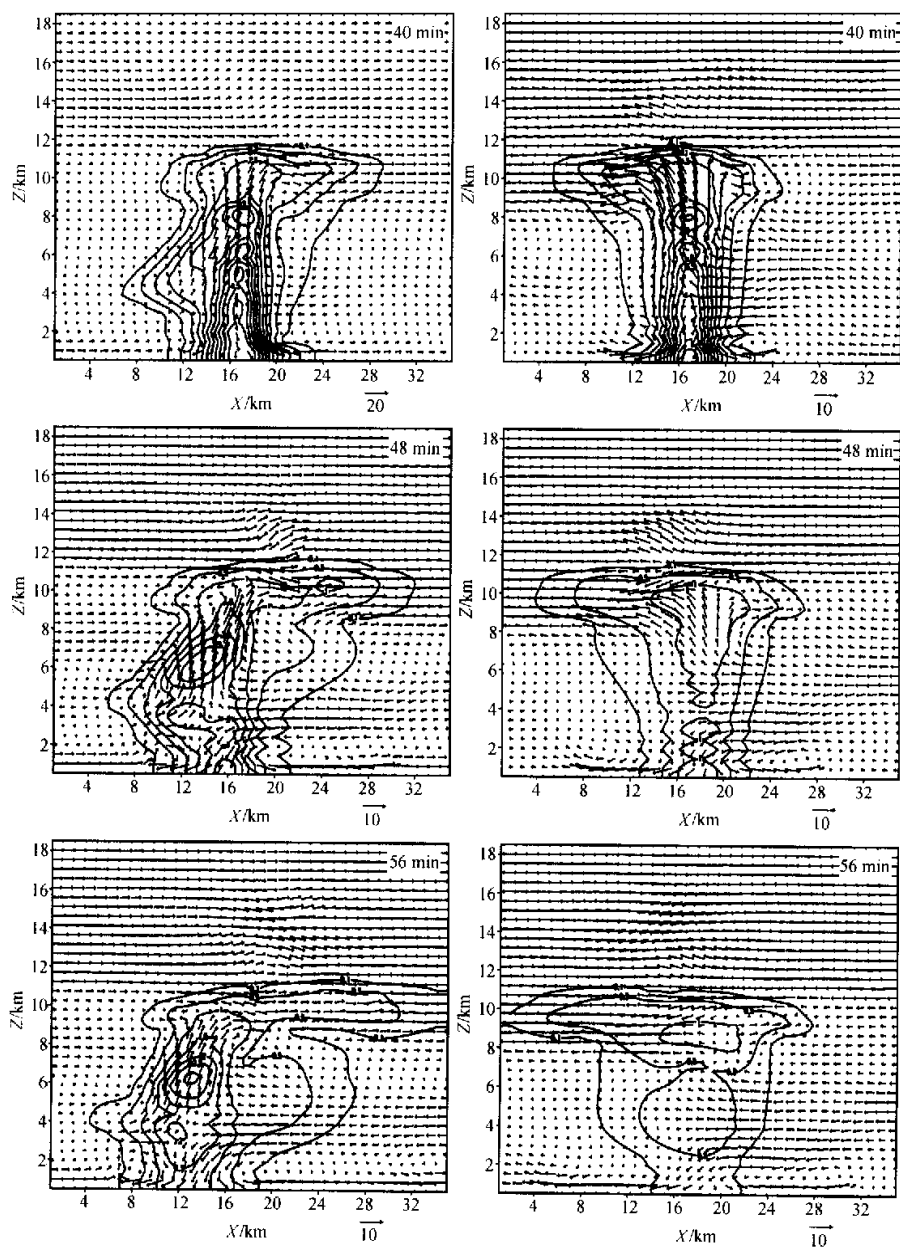


图 2 续

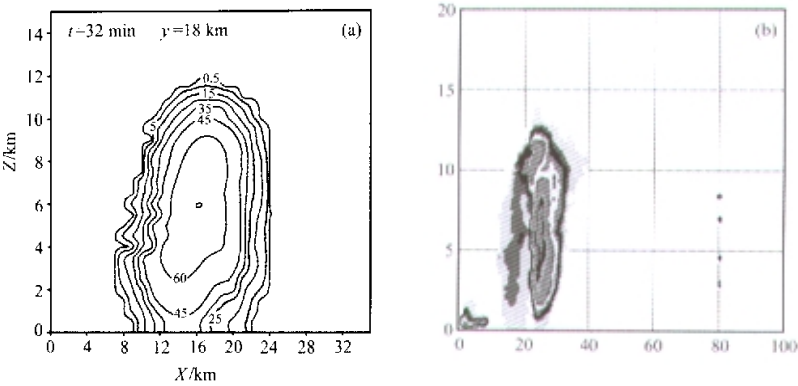


图3 模拟的99717雷达回波(a)与实际雷达RHI回波(b)(单位: dBZ)

雷达 RHI 回波, 从图 3 中看出, 模拟云的最大雷达回波强度为 60 dBZ, 回波顶高接近 12 km, 强回波区中心位于 6 km 高度。最大回波强度比实际雷达回波强度 (50 dBZ) 偏大, 回波高度和尺度以及回波结构都与实际雷达回波比较接近。模拟到 36 min 时地面出现降雹, 最大降雹动能通量出现在第 45 min 为 $5.52 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, 最大冰雹直径可达 2~3 cm, 模拟结果与实际情况符合较好。

从图 2 中的流场看, 地面出现降水以前云底皆为辐合上升, 在地面出现降水之后, 尤其是地面出现降雹后, 低层(4 km 以下)出现明显的下沉气流, 云的上部逐渐形成云砧。

2.3.2 云内上升气流与过冷雨水的配置

模拟云在第 17 min 时云中出现过冷雨水, 我们把 17 min 至 30 min 的最大上升气流和最大过冷雨水含量等模拟结果列于表 1。

表 1 模拟云中最大上升气流和过冷雨水含量及其位置

时间/ min	上升气流				过冷雨水				累积带 的形成
	最大值/ m s^{-1}	位置/ grid	高度/ km	温度/ $^{\circ}\text{C}$	最大含量/ g m^{-3}	位置/ grid	高度/ km	温度/ $^{\circ}\text{C}$	
17	7.01	18, 17	3.5	2.36	0.02	17, 17	4.0	-1.79	出现
18	9.10	18, 17	3.5	3.04	0.21	17, 17	4.0	-0.62	出现
19	10.76	18, 17	3.5	3.31	0.58	17, 16	4.0	-0.21	✓
20	12.66	18, 17	4.0	0.72	1.56	17, 17	4.5	-2.61	✓
21	14.62	18, 17	4.0	0.72	3.10	17, 17	4.5	-1.88	✓
22	16.45	18, 17	4.5	-2.06	4.60	17, 17	4.5	-2.05	✓
23	17.86	18, 18	4.5	-2.36	5.94	17, 17	5.0	-5.14	✓
24	19.53	18, 17	5.0	-5.24	7.59	17, 17	5.0	-5.54	✓
25	20.69	18, 17	5.0	-5.13	8.85	17, 17	5.5	-8.16	✓
26	22.75	18, 17	5.5	-7.48	6.43	17, 17	5.5	-13.0	×
27	23.90	18, 17	6.0	-11.11	3.92	18, 17	5.0	-5.42	×
28	25.11	18, 17	6.0	-10.86	2.99	18, 17	5.0	-5.58	×
29	25.05	18, 17	6.5	-14.10	2.32	18, 17	4.5	-2.98	×
30	24.97	18, 17	7.5	-20.81	2.32	18, 17	4.5	-2.93	×

注: ✓表示符合 Sulakvelidze 的累积带定义, ×表示不符合累积带定义

从第 17 min 至 30 min, 上升气流最大值的高度从 3.5 km 逐渐抬升到 7.5 km, 过冷雨水中心先是从 4.0 km 抬升到第 25 min 时的 5.5 km, 这时的过冷雨水含量也达到最大 8.85 g m^{-3} , 随后含水量中心逐渐降低。根据 Sulakvelidze 对累积带的定义: 过冷

雨水区存在于 0°C 之上, 且过冷雨水含量中心在最大上升气流的偏上方, 以此判断从第 18 min 至第 25 min 存在累积带, 累积带的维持时间 6~7 min, 厚度约 4 km。第 26 min 以后, 虽然过冷雨水仍存在, 但由于过冷雨水中心在最大上升气流下方, 过冷雨水含量也逐渐减小, 不再是过冷雨水的累积过程, 因此不符合 Sulakvelidze 对累积带的经典定义。

2.4 累积带在冰雹形成过程中的作用

冰雹 (hail) 的形成主要分为 3 个阶段: 首先是雹胚 (hail embryo) 的产生增长阶段, 其次是雹胚长到直径为 5 mm 后向冰雹转化阶段, 最后是雹块 (hailstone) 增长阶段。

图 4 是模拟云在 60 min 内云水、雨水、冻滴、霰、雹块和过冷雨水空间积分总量随时间的变化。从图上看, 雨水总量分别在第 26 min 和 38 min 出现两个峰值, 过冷雨水总量只有一个峰值, 且与雨水的第一峰值相吻合。这表明: 在雹云发展阶段, 雨水几乎全部为过冷水, 也就是说雨水最早是在过冷区出现的; 在这一阶段中, 云水向雨水的转化和雨水碰并云水增长过程都发生在雹云过冷区。

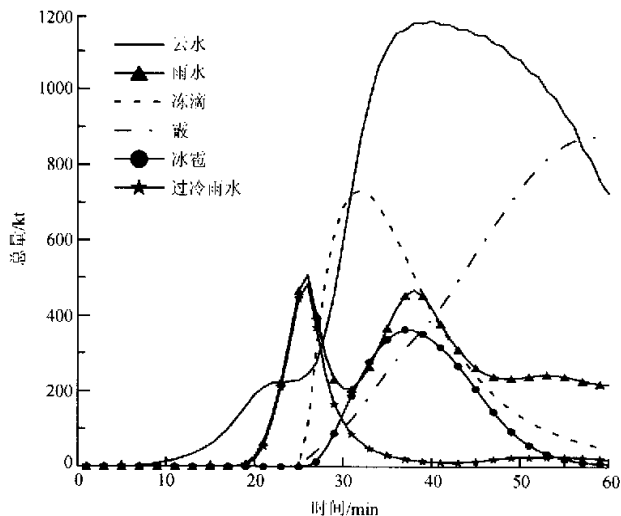


图 4 云水、雨水、冻滴、霰、冰雹和过冷雨水随时间的分布

在第 26 min 时, 云中雨水总量为 507.55 kt, 过冷雨水总量为 483.34 kt, 过冷雨水占雨水的 95%, 此时雹块总量仅为 1.37 kt。雹块最大值出现在第 37 min, 为 362.96 kt, 而此时的过冷雨水总量仅为 19.53 kt; 从时间上看, 雹块最大值的出现落后于过冷雨水最大值 11 min。

为了说明累积带在冰雹形成过程中的作用, 下面分析雹胚的产生和雹块的增长。一般而言, 冰雹胚胎主要由冻滴和霰组成, 因此雹块的产生也有两个过程, 即霰转化成雹 (CNgh) 和冻滴转化成雹 (CNfh)。对该例雹云, 在冰雹的形成过程中, 从产生的质量上看始终是 $\text{CNfh} \gg \text{CNgh}$, 如第 30 min 时, 雹块总量为 82 187.3 t, CNgh 为

151.5 t, 占雹块总量的 0.2%; CNfh 为 72 283.1 t, 占雹块总量的 88%, 这说明冰雹胚胎以冻滴为主。另外, 从数量上看, 冻滴转换成雹的效率为 $NCNfh/Nf=10^{12.37}/10^{14.77}=0.4\%$, 霰转换成雹的效率为 $NCNgh/Ng=10^{11.35}/10^{16.67}=0.002\%$, 说明在这块雹云中冻滴转换成雹的效率远远大于霰。

模拟到第 14 min 时, 雹云内就有零星的冻滴产生; 17 min 时, 共产生冻滴 $10^{2.51}$ 个; 到 22 min 时, 冻滴为 $10^{10.46}$ 个, 这时总的冻滴质量为 0.2 t; 25 min 时, 有冻滴 $10^{13.42}$ 个, 总产生量为 4951 t; 云内冻滴含量不断增加, 32 min 时, 云内冻滴总量达到最大。图 5 给出了第 25 min 和 26 min 冻滴含量的 X-Z 剖面图, 阴影区是冻滴区, 阴影区外围的等值线为过冷雨水区, 间隔为 10 的平直线是等温度线, 可见冻滴产生于过冷雨水区, 也就是说雹胚产生于累积带。同时也可看出, 冻滴的产生和增长速度很快。

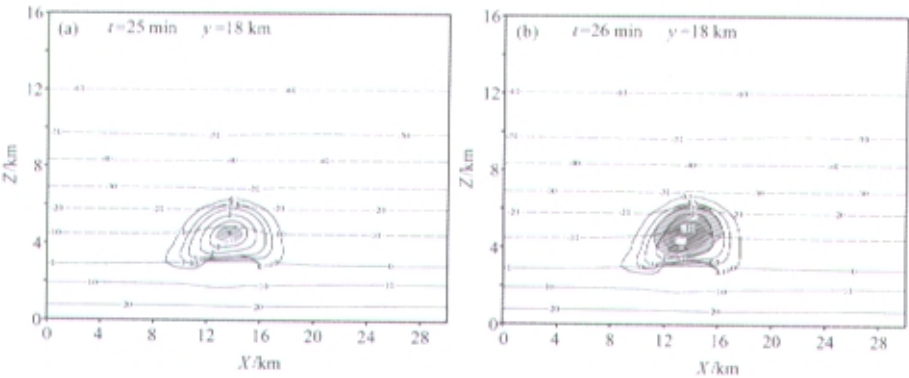


图 5 冻滴 (阴影区) 和过冷雨水含量 (单位: g m^{-3}) 及温度 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 分布的 X-Z 剖面
(a) 25 min 时; (b) 26 min 时

从冻滴产生量上看, 第 30 min 时, 冻滴总量为 473 194.3 t, 其中冻滴碰并雨水生长量为 432 939.8 t, 占 95%, 可见冻滴主要靠碰撞累积区中的过冷雨水增长。从雨水方面看, 雨水来源主要是云水的自动转化和雨水对云水的碰并收集; 第 26 min 和第 30 min 雨水的消耗列于表 2。从表 2 中可知, 雨水的主要消耗过程是 CLrf, 即冻滴碰并雨水生长的过程。第 26 min 时, CLrf 占雨水消耗总量的 85%; 第 30 min 时, CLrf 占雨水消耗总量的 90%。

表 2 雨水消耗总量

	NUrg	CLrg	CLrg	CLrf	NUrf	CLrif	CLrh
第 26 min	7.8	14.3	10 742.0	62 869.4	442.5	55.4	70.4
第 30 min	551.6	34.5	33 610.2	432 939.8	5 240.6	143.7	6 566

注: NUrg: 雨水核化产生霰; CLrig: 冰晶碰并雨水形成霰; CLrg: 霰碰并雨水生长; CLrf: 冻滴碰并雨水生长;
NUrf: 雨水核化产生冻滴; CLrif: 冰晶碰并雨水形成冻滴; CLrh: 冰雹碰并雨水生长

综上分析, 冰雹胚胎主要是冻滴, 雹胚产生于过冷雨水区, 即累积带中; 冻滴由过冷雨水冻结产生, 又靠消耗大量的雨水增长。也就是说, 累积带是雹胚产生的主要源区, 过冷雨水的存在为冰雹的产生提供了有利条件。

下面分析雹块的增长阶段。表3给出了雹块在不同时刻累积的数量, Nh是数量(单位: 个), 第28 min时雹块达 $10^{11.3}$ 个, 从第29 min之后, 雹块数量没有太大变化, 从此时到第37 min是雹块的主要增长阶段。

表3 雹块数量随时间的变化

时间/min	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
Nh	$10^{2.6}$	$10^{4.7}$	$10^{7.5}$	$10^{10.0}$	$10^{10.9}$	$10^{11.3}$	$10^{11.6}$	$10^{11.8}$	$10^{11.9}$	$10^{12.0}$	$10^{12.1}$	$10^{12.1}$

雹块的增长主要有以下6个过程: 雹块碰并冰晶生长过程 (CLih), 雹块碰并云水生长过程 (CLch), 雹块碰并雪生长过程 (CLsh), 雹块碰并霰生长过程 (CLgh), 雹块碰并冻滴生长过程 (CLfh) 和雹块碰并雨水生长过程 (CLrh)。以第37 min为例, 以上6个过程量分别为: 4.8 t、8 497.8 t、4.8 t、901.8 t、840 t和891 t, 其中CLch最大, 占雹块产生量的76.3%, 其次是CLgh、CLrh和CLfh, 分别占雹块总量的8%、8%和7.5%。也就是说雹块增长阶段靠雹碰并云水生长为主。

3 旬邑冰雹云累积带的特征

模拟了1997~1999年的夏季中国科学院大气物理所在陕西省旬邑县观测到的18次对流天气过程, 其中降雹天气14次, 发现存在累积带的冰雹云有11次, 占78.6%。具有累积带的典型雹云过程有5次, 其特征列于表4。

由表4知, 以上具有累积带的冰雹云都是暖云底雹云, 冰雹胚胎以冻滴为主, 上升气流速度较大, 过冷水含量较高, 并且都出现在雹胚阶段。累积带的维持时间约6 min, 厚度4 km左右, 这种条件下地面产生中(强)的降雹。

表4 旬邑县冰雹云累积带的特征

时间	云底温度/ ℃	最大上升 气流/ m s^{-1}	过冷水最 大含量/ g m^{-3}	冰雹 胚胎	累积带维 持时间/ min	累积带厚度/ km	地面实况
1997年7月8日	10	38.4	9.7	冻滴	5~6	4.0	降雹
1997年7月9日	13	28.2	9.1	冻滴	6~7	3.5	降雹
1999年7月9日	12	21.7	9.5	冻滴	6~7	3.5	降雹
1999年7月17日	12	25.1	8.9	冻滴	6~7	4.0	降雹
1999年8月1日	16	35.0	12.4	冻滴	5~6	4.5	降雹

4 结 论

综合以上分析, 得到如下结论:

(1) 邑冰雹云中, 冰雹胚胎主要是冻滴; 冻滴产生于过冷雨水区, 累积带是雹胚产生的主要源区; 冻滴的产生和增长主要是消耗大量的雨水。也就是说, 过冷雨水的存在为雹胚的产生提供了有利条件。

(2) 雹块在增长阶段主要靠雹碰并云水增长, 雹碰并雨水、冻滴和霰的增长作用很小。

(3) 旬邑冰雹云大都是暖云底雹云, 冰雹胚胎以冻滴为主, 云内上升气流速度和过冷雨水含量较大, 雹云中大多存在累积带, 累积带维持时间约 6 min, 厚度 4 km 左右, 累积带是雹胚产生的源地, 雹块增长以雹碰并云水增长为主。

参 考 文 献

- 1 Sulakvelidze, G. K., *Rainstorms and Hail*, Israel program for scientific translation, Jerusalem, 1969, 310pp.
- 2 徐家骝, 冰雹微物理与成雹机制, 北京: 农业出版社, 1979, 169pp.
- 3 Haman, K., On the accumulation of large raindrops by Langmuir chain reaction in an updraft, *Proceeding of the International Conference on Cloud Physics*, 1968, 345~349.
- 4 Sulakvelidze, G. K., B. I. Kiziriya, and V. V. Tsykunov, Progress of hail suppression work in the U. S. S. R., *Weather and Climate Modification*, W. N. Hess Ed., Wiley, 1974, 410~431.
- 5 Foote, G. B., and C. A. Knight, Results of a randomized hail suppression experiment in Northeast Colorado, Part I: Design and conduct of the experiment, *J. Appl. Meteor.*, 1979, **18**, 1526~1537.
- 6 Knight, C. A., G. B. Foote, and P. W. Summers, Results of a randomized hail suppression experiment in Northeast Colorado, Part IX: Overall discussion and summary in the context of physical research, *J. Appl. Meteor.*, 1979, **18**, 1629~1639.
- 7 Holler, H., V. N. Brangi, J. Hubbert et al., Life cycle and precipitation formation in a hybrid-type hailstorm revealed by polarimetric and Doppler Radar measurements, *J. Atmos. Sci.*, 1994, **51** (17), 2500~2522.
- 8 Federer, B., A. Waldvogel, W. Schmid et al., Main results of Grossversuch IV, *J. Climate Appl. Meteor.*, 1986, **25**, 917~957.
- 9 Smith, P. L., D. J. Musil, and A. Waldvogel, Aircraft observations inside Swiss hailstorms, *Proceeding of 9th International Cloud Physics Conference*, Vol. 1, Tallinn, 1984, 109~112.
- 10 Waldvogel, A., L. Klein, D. J. Musil et al., Characteristics of Radar-identified big drop zones in Swiss hailstorms, *J. Climate Appl. Meteor.*, 1987, **26**, 861~877.
- 11 马振骅, 一次累积带降雹的雷达观测, *大气科学*, 1977, **1** (2), 149~152.
- 12 孔凡铀、黄美元、徐华英, 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, *大气科学*, 1990, **14** (4), 441~453.
- 13 洪延超, 三维冰雹云催化数值模式, *气象学报*, 1998, **56** (6), 641~653.
- 14 周玲、陈宝君、李子华等, 冰雹云中累积区与冰雹的形成的数值模拟研究, *大气科学*, 2001, **25** (4), 536~550.
- 15 王宏、雷恒池、德力格尔等, 黄河上游地区强对流云特征的模拟分析, *气候与环境研究*, 2002, **7** (4), 397~408.
- 16 洪延超, 积层混合云数值模拟研究 (I) 模式及其微物理过程参数化, *气象学报*, 1996, **54** (5), 544~557.

Numerical Simulation of Hailstorms and the Characteristics of Accumulation Zone of Supercooled Raindrops in Xunyi County

Hu Zhaoxia, Li Hongyu, Xiao Hui, Hong Yanchao

Huang Meiyuan, and Wu Yuxia

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

Abstract On the basis of an IAP 3-D hailstorm numerical model, the process of raindrops freezing was improved. Using the improved model, a hailstorm occurred in Xunyi County, Shaanxi Province in

northwest China on July 17, 1999 and other 14 hailstorms were simulated. The results show that the most of the hailstorms in Xunyi County exist accumulation zones of supercooled raindrops and the hail embryos are mainly frozen drops. The present of accumulation zone of supercooled raindrops lasts about 6 minutes and with the thickness of 4 km about. And the accumulation zone is also the area of hail embryo formation. The hailstones grow through hailstones collection cloud water in the hailstorm occurred on July 17, 1999.

Key words: numerical simulation; hailstorm model; supercooled raindrop; accumulation zone; hail embryo