

# 积雨中微物理过程的数值模拟 (二) 阵雨、冰雹、暴雨的个例研究\*

胡 志 晋 何 观 芳

(国家气象局气象科学研究所)

## 提 要

用文(一)的微物理模式在一维时变动力学框架里模拟了江西阵雨云, 75·8 暴雨和张家口冰雹云。用实测探空作为输入, 计算结果同实测的云降水和雷达回波特征相比, 在很多方面相当一致。它展示了暴雨云的持续性和冰雹云的低降水效率等, 表明了在这些云底较暖的积雨中贝吉隆过程对降水作用不大, 而暖雨过程则是启动降水的主要环节。

## 一、引 言

在积雨云降水过程中冰相粒子的作用十分重要。七十年代以来已经发表了很多数值模拟的结果<sup>[1-4]</sup>, 但都没有对冰晶过程作全面描述, 很难估价贝吉隆过程在降水中的作用以及雹胚的性质和来源等, 因此在人工降水和防雹的模拟方面存在原则性的困难。我们在文(一)中提出了一个比较全面的积雨云微物理模式<sup>[5]</sup>, 这里将应用这个模式在一维时变模式的框架里模拟阵雨, 冰雹和暴雨。所用动力-热力学框架是一个综合夹卷模式, 考虑了参数化湍流夹卷和动力夹卷。环境大气层结以当天 07 时探空资料为基础, 对边界层大气的日变化作了预报订正。给定初始湿度和升速扰动。地表温度也给了一个扰动(+0.5°C), 并令其在一段时间内减弱(考虑云对太阳辐射的影响)。这一宏观模式框架曾用于暖积云及其盐粉催化的模拟中, 详见文献<sup>[6]</sup>。本文中更细致地考虑了各种微物理过程中相变潜热对温度的影响。一维模式虽然有很多局限, 但用于单体积云的生命史的模拟仍可了解其云物理过程的基本情况。为了解本模式的适用性, 我们选择了有代表性的阵雨云(南昌 1965 年 8 月 17 日), 冰雹云(张家口 1980 年 7 月 20 日)和暴雨云(明港 1975 年 8 月 7 日)的探空资料进行了模拟计算, 并同实际观测结果作了对比。

## 二、阵 雨 云

1965 年 8 月 17 日, 我们在九江用双经纬仪、序列照相, 素描等观测了很多积云的发展过程, 其中一块小积雨云顶高为 7.3 km, 降水后云上部成为伪卷云。我们用当天 07 时

\* 本文于 1986 年 1 月 13 日收到, 1986 年 6 月 27 日收到修改稿。

的南昌(在九江之南约 100 km)探空资料作为输入,并取积云初始半径( $RC=2000\text{ m}$ ),湍流夹卷和动力夹卷比( $CA=0.2$ ),云下地表温度扰动( $\Delta T$ )从初始 10 min 的  $0.5^\circ\text{C}$  降至  $-0.5^\circ\text{C}$ ,以后由方程计算决定,初始云滴谱特征参数  $Nb/Db=1200$ ,湍流交换系数  $K=100\text{ m}^2/\text{s}$ .在 0—2 km 处给一个初始升速和湿度扰动,最大初始升速为  $1\text{ m/s}$ ;凝结高度以上水汽饱和,其下为云底饱和比湿值。模式计算结果如图 1—3 所示。

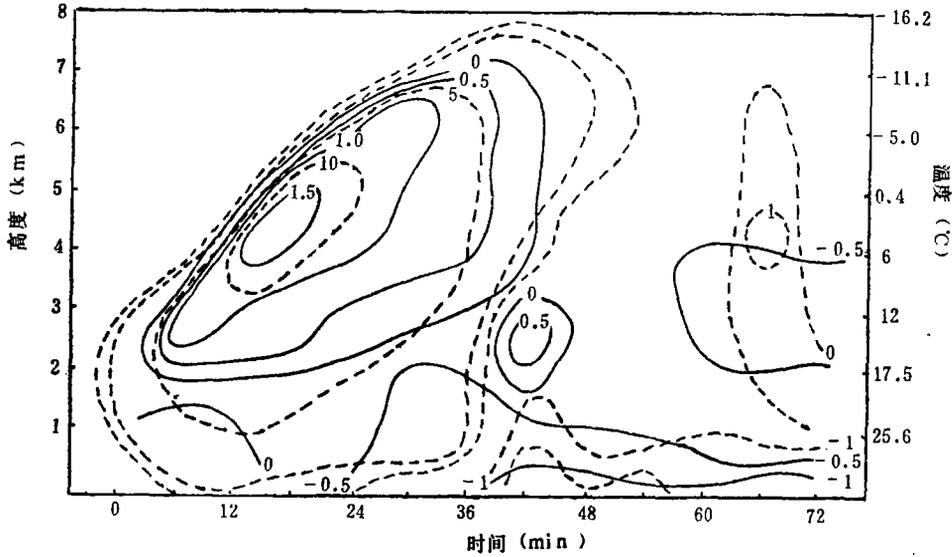


图 1 阵雨云云内外温差和上升气流速度的高度时间剖面  
(实线为云内外温差、虚线为升速)

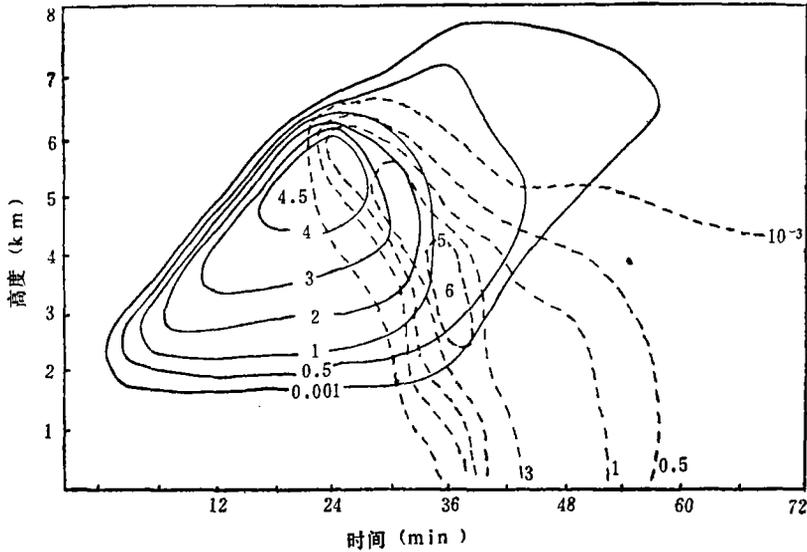


图 2 阵雨云云水量和雨水量的高度时间剖面  
(实线为云水量,虚线为雨水量)

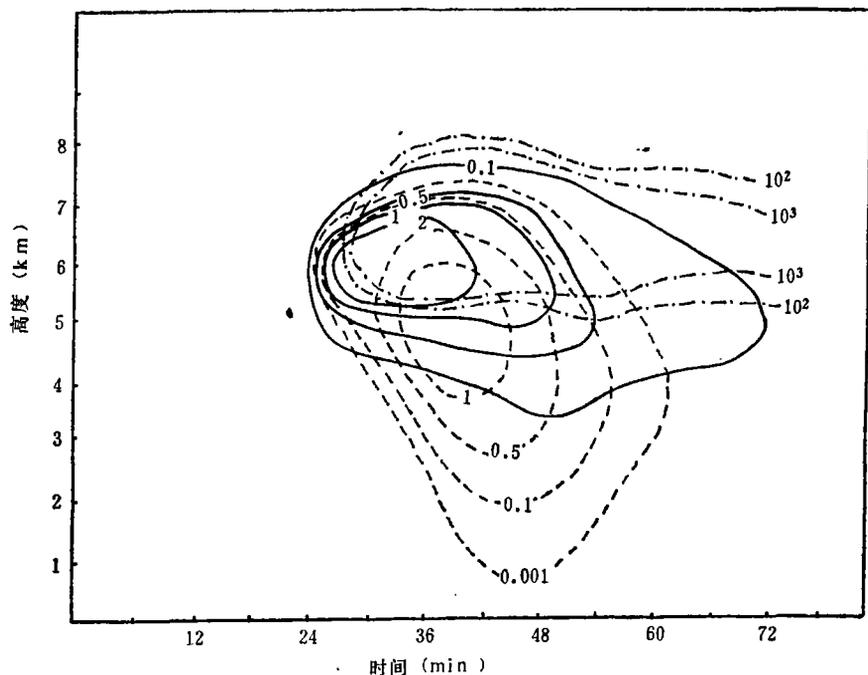


图 3 阵雨云霰水量、雹量及冰晶浓度的高度时间剖面  
(实线为霰水量,虚线为雹量,点划线为冰晶浓度)

积云在开始发展的 24 min 内,云顶迅速增高到 6.2 km ( $-8^{\circ}\text{C}$ ),云内外温差最大为  $1.78^{\circ}\text{C}$ 。云内最大升速增大到 11.59 m/s 以上,最大云含水量增至 4.78 g/kg,这时在云的顶部(5.7 km 处),云滴群拓宽而开始产生雨滴,雨滴在高含水量区通过碰并云滴而迅速增大增多。24 分后云顶发展减慢,积云进入维持期。云中最大升速由于水分负荷而减小。降水粒子迅速发展。由于云内温度较高,冰核活化率较低 ( $P_{vi}=10$  个/( $\text{kg}\cdot\text{s}$ )),雨滴冻结率更低,但是冰核活化产生的少量冰晶同雨滴碰并后形成霰,霰粒在  $-3$ — $-8^{\circ}\text{C}$  碰并云滴引起 Hallett-Mossop(H-M) 繁生过程而使冰晶增多。从而使更多雨滴碰并冰晶成霰,使更多的霰碰并云滴产生冰晶。这样的正反馈过程使繁生率达  $5\times 10^2$  个/( $\text{kg}\cdot\text{s}$ ),比核化率大 1 个数量级,从 24 分到 30 分的 6 min 时间内冰晶数迅速地从 80 个/kg 增多达  $3\times 10^4$  个/kg,霰粒浓度  $N_g$  从 12 个/kg 达到  $4.5\times 10^3$  个/kg,最大霰水量达到 3.68 g/kg。霰水量的增加主要通过雨滴碰并冰晶的冻结 ( $C_{ri}=0.03$  g/( $\text{kg}\cdot\text{s}$ )) 和霰粒碰冻云滴 ( $C_{cg}=0.016$  g/( $\text{kg}\cdot\text{s}$ ))。雨滴虽因转化为霰而减少,但通过碰并云滴 ( $C_{cr}=0.027$  g/( $\text{kg}\cdot\text{s}$ )) 仍然增大,最大雨水量增大到 6 g/kg,但其位置已下移到  $0^{\circ}\text{C}$  附近,雨滴浓度开始减少(3.06 g/kg)。由于霰粒是雨滴撞冻生成的,其尺度较大,撞冻增长又快,所以有少数转化为雹 ( $A_{gh}=3\times 10^{-3}$  g/( $\text{kg}\cdot\text{s}$ ))。

36 分后积云进入降水消散阶段。云中升速减小,云底抬高,云含水量迅速减少,云滴群不再产生新的雨滴。降雨下落及地。由于雨水负荷及蒸发冷却使近地层气流转为下沉,42 分时,地面附近最大达  $-6$  m/s。雹、霰下落到暖层融化成雨。由于霰、雹的融化率和落速不同,霰的融化率最大在  $+3^{\circ}\text{C}$  处达 0.003 g/( $\text{kg}\cdot\text{s}$ ),雹的融化率最大在  $10^{\circ}\text{C}$  处达

0.004 g/(kg·s)。地面雨强在 42—48 分时最大达 1.1 mm/min。以后降雨减小, 雨滴主要是冰粒子融化成的。总降水时间约 24 min, 雨量为 16.9 mm, 60 分后云滴全部消失, 但在 5 km 附近仍有一些霰粒(0.1 g/kg), 在 6 km 附近仍有一些冰晶(3000 个/kg), 一直维持到计算结束(72 分)。

当天九江观测的小积雨云云顶在发展期的平均升速约 4.5 m/s。以后云顶升速减小(1.6 m/s), 积云进入维持期。8 分钟后在 3.7 km 高度上首先发现降水, 目测降水维持 21 min。观测的云体宽度(直径)为 1.8 km, 云顶最大高度为 7.3 km, 外形一直维持为浓积云, 但降水后云体蜕变为伪卷云<sup>1)</sup>。模式计算的积云发展最大高度为 7.7 km。在发展盛期云体半径为 0.9—1.0 km, 云顶升速为 3.7 m/s, 以后减小为 1.5 m/s。进入维持期后 6 分钟在 3.7 km 处雨水量达到 0.5 g/kg, 在该高度维持了约 21 min, 地面的相应值为 20 min。两者大致相符。

本例最有意思的是观测和计算都得出该积云最后蜕变为伪卷云。实测和计算的云顶温度为 $-12^{\circ}\text{C}$ 和 $-15^{\circ}\text{C}$ , 相应的冰核浓度为 10 个/kg。计算冰核活化率最大为  $10^1$  个/(kg·s), 很难造成积云顶部的冰晶化。这种现象在国外也十分注意。早在 1963 年 Koenig 在美国南密苏里州夏季穿云观测中发现, 一些含有直径大于 1 mm 的雨滴的孤立积云云顶温度为 $-10^{\circ}\text{C}$ 左右, 在 5 min 内出现了高浓度的冰粒子, 雨滴全部变成固态。他据此提出了冰晶繁生过程的重要性<sup>[7]</sup>。本例计算得出, 在发展最旺盛的时候积云云顶达 $-8^{\circ}\text{C}$ 左右, “H-M”冰晶繁生区( $-3$ — $-8^{\circ}\text{C}$ )位于云的顶部, 云中上升气流从云顶的 0 m/s 向下增大到 7—10 m/s。雨滴、霰粒等降水粒子都在那里积累。上升气流又不断输送含有大云滴的云水。这样霰粒撞冻大云滴产生次生冰晶, 冰晶同雨滴碰并形成霰粒, 造成了正反馈的连锁反应。在 5—6 min 时间内就产生  $10^4$  个/kg 量级的冰晶和  $10^3$  个/kg 量级的霰粒, 同 Koenig 的观测结果一致。

计算表明, 本例降水主要靠暖雨过程(云雨自动转化过程)生成小雨滴, 通过碰并长大。它们中一部分碰并冰晶冻结成霰和雹, 以后又融化成雨, 降水粒子主要靠碰并云滴长大。另外, 在某些强积雨中, 升速很大, 雨滴不能落下, 只有雹块才能下落改变云的动力结构, 启动降水粒子倾盆而下<sup>[1]</sup>。但是本例云中后期升速较小( $W_m < 7$  m/s), 雨滴、霰、雹都能下落, 所以降水过程本质上是凝结-碰并(撞冻)过程, 只是降水形态更为复杂了。Koenig 在美国也观测到这类孤立积雨云往往在冰相出现之前就先观测到阵雨<sup>[7]</sup>。

### 三、雹 云

1980 年 7 月 20 日张家口地区下了冰雹, 我所防雷组进行了比较细致的雷达和雹谱等观测分析<sup>[8,9]</sup>。我们用当天张家口 07 时探空资料作为输入, 模式对边界层大气温度日变化作了例行的预报订正后, 其层结同当天该地 13 时探空资料<sup>[8]</sup>相近。我们用云体初始半径  $RC=3$  km, 夹卷比  $CA=0.3$ , 云下地表温度扰动( $\Delta T$ )从初始 10 min 的  $0.5^{\circ}\text{C}$  降到  $0^{\circ}\text{C}$ , 以后由计算决定。在 0—3.6 km 处给定同阵雨相似的升速和湿度的初始扰动, 模式

<sup>1)</sup> 叶雨水、胡志晋等、九江夏季积云降水条件和降水初生机制初探, 江西庐山天控所, 1966。

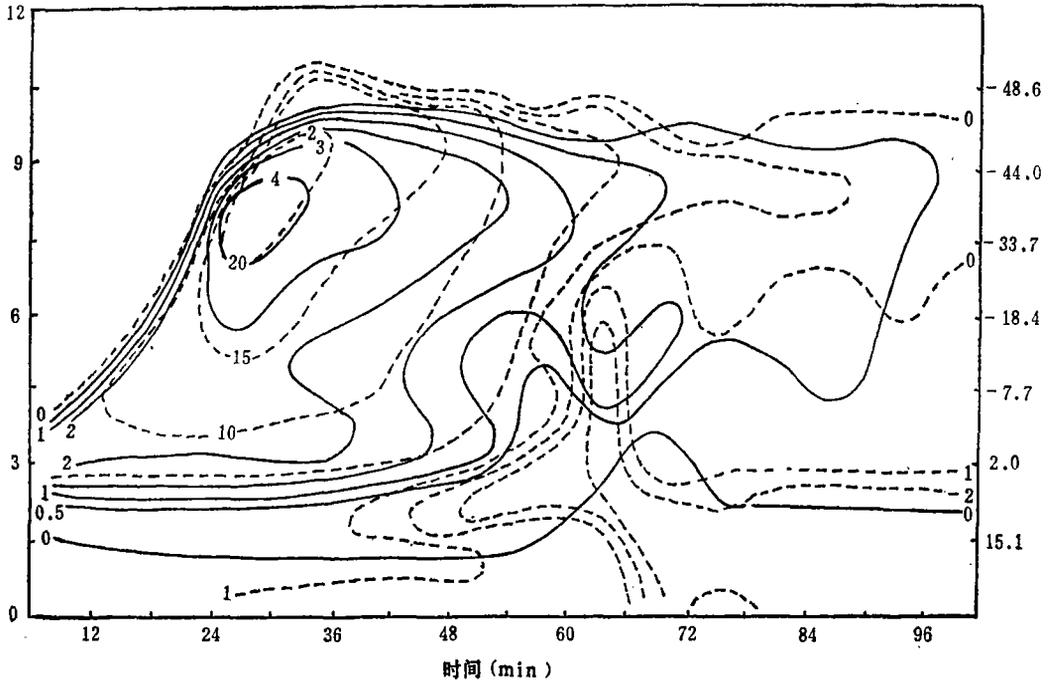


图 4 夏冰雹云内外温差和上升气流速度的高度时间剖面  
(实线表示云内外温差,虚线表示升速)

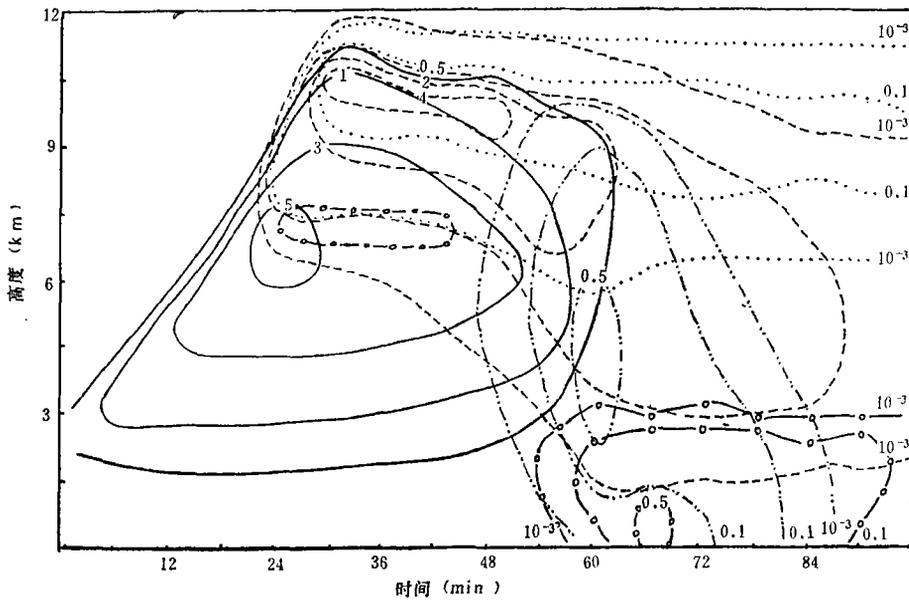


图 5 冰雹云云水量、雨水量、雹量、霰量和冰晶量的高度时间剖面  
(实线为云水量,圈划线为雨水量,点划线为雹量,虚线为霰量,点线是冰晶量)

计算结果列于图 4—5。

雹云在开始的 30 min 内处于旺盛发展阶段。云顶以 4 m/s 的速度迅速上升到 11 km, 由于大气层结不稳定, 云内外温差最大达到 4.5°C, 云内上升气流不断加大, 24 分达到最大为 22 m/s。随着云顶温度的降低, 云内冰核活化产生大量冰晶。30 分时冰核活化率最大达  $1 \times 10^6$  个/(kg·s), 最大冰晶浓度为  $7.2 \times 10^7$  个/kg, 含冰量为 0.3 g/kg, 冰晶总的凝华率较高 (0.004 g/(kg·s))。但冰晶个体较小 ( $\bar{D}_i = 20 \mu\text{m}$ ), 在云内生长时间很短, 很难长到 200  $\mu\text{m}$  再碰冻成霰。这种图象在很长时间内基本保持。当云开始消散 (60 分) 以后, 由于冰晶粒子直径的长大, 才有少量冰晶长大成霰, 所以本例中冰晶对于降水过程的作用是不大的。

本例雹云降水是通过暖雨过程开始的。由于上升气流很强, 初始形成暖雨的高度很高。24 分在 7.2—8.4 km 处, 开始从云滴群中产生雨滴。由于该区温度很低 (—24——34°C), 大部分初生小雨滴直接或间接地冻结成霰。霰粒直径很小 ( $\bar{D}_g = 700 \mu\text{m}$ ), 主要通过碰冻云滴长大。由于云水量很大 (5 g/kg) 碰冻率很高 (0.02—0.03 g/(kg·s)), 到 30 分时霰的含量在 9.5 km 处最多达到 4 g/kg, 霰粒直径则在 6 km 处最大 ( $\bar{D}_g = 2800 \mu\text{m}$ ), 一些霰粒在那里转化为雹并开始下落。

在云体上部, 升速维持 8 m/s 以上, 霰粒仍不能下落。但在云体中下部由于降水负荷和温度下降, 气流升速大为减弱 ( $W < 2.5 \text{ m/s}$ ) 局地出现下沉气流。霰雹下降。冰雹下落到 3 km (0°C) 以下, 融化成雨, 雨滴较大,  $\bar{D}_r = 1200 \mu\text{m}$ 。融化潜热的吸收使该层空气温度进一步下降。雹雹下落到 —3——8°C 层, 冰晶繁生过程在 54 分才发动起来。但到 60 分时由于云水消失, 繁生停止, 它们对降水没有什么作用。

60 分时, 云体下部的下沉气流达 —3 m/s, 上部升速只有 5 m/s。这时云中含量在 4.5 km 处达到最大, 为 0.5 g/kg。少数冰雹已下落及地。云体开始消散, 云底上抬到 6.6 km, 云顶为 9.3 km, 向上到 11.1 km 就只有冰晶和霰了 (卷云)。66 分云滴全消, 但在 7.2—11.1 km 仍维持冰晶卷云, 一直到模式计算结束。云中霰粒的最大值仍在高空, 但已下降到 8—9 km, 以后继续下降。这段时间雨滴的生成是靠霰和雹的融化, 霰对雨的贡献越来越大, 从 60 分以后地面降雨和降雹增大, 在 66—72 分雨强最大, 为 1.3 mm/6 min。地面雨滴量为  $Q_r = 0.6 \text{ g/kg}$ ,  $N_r = 5 \times 10^2$  个/kg。降雨维持到 90 分, 总雨量为 4 mm。在 72 分前后降雹最强, 强度为 0.06 mm/6 min, 地面雹量为 0.03 g/kg, 浓度为 0.3 个/kg, 平均直径约 8 mm。这时地面下沉气流达到最强 (—4.4 m/s)。降雹到 84 分结束, 共降雹 0.17 mm。

总之, 这次降水主要是云滴群通过暖雨过程产生大量初生雨滴。由于云中升速较大, 产生初生雨滴的区域很高 (7—8 km 以上), 温度很低 (—24——32°C), 初生雨滴 ( $d \approx 200 \mu\text{m}$ ) 很快冻结成霰。霰粒通过碰冻云水增长并在 8—10 km 处积累, 一小部分长成雹块。雹胚 (直径约 1 mm) 应为霰。雹块撞冻云水, 为干增长, 随着云中升速的减弱, 雹块下落, 大部分融化成雨, 少数到达地面。上升气流由于蒸发和负荷而削弱, 少量霰粒跟着下落融化成雨。由于云体的消散, 在高层积累的大量霰粒下落蒸发未能及地, 所以地面降水量比云中有过的降水粒子总量小得多。也可以说, 该云自然降水效率很低。并处于“雹胚过多”的状态下。

实测当天冰雹大风,雷暴等强烈天气现象出现范围很广,它们在 15 时到 18 时横扫整个张家口地区,是一次典型的飚线雹暴天气过程。雷达回波个体很多,很大(直径约 10 km),较强(大于 30 db),雹云回波(20 db)顶高为 9—12 km,降雹前(约 14 min)强单体的强回波区是梭形,在 8—10 km 处最宽,向下缩小。也就是说,最强回波出现在中高层,张沛源<sup>[8]</sup>提出这可作为降雹临近指标。实测顶高和强中心高度同计算的一致。

地面降水很弱,全区实测最大雨量为 1.8 mm。在郭磊庄降雹最强,为 436 个/m<sup>2</sup>。从电谱推出 9 min 内平均雹块空间浓度为 0.1 个/kg,平均直径为 9 mm,雹块是霰胚,不透明,这些都同计算结果一致。

#### 四、暴雨云

1975 年 8 月 5—8 日在河南出现了特大暴雨,造成了重大损失。8 月 7 日雨量最大,日雨量达 1005 mm,最大小时雨强为 190 mm/h。

我们用当天明港 07 时探空资料作了计算,取积云初始半径为  $RC=4$  km,夹卷比  $CA=0$ ,地面温度初始扰动为  $0.5^{\circ}\text{C}$ ,以后由计算决定。计算结果如图 6—8 所示。暴雨形势下不稳定能量较弱,我们给的初始湿度和升速扰动区很深厚为 0—6 km,以保证深对流的发展。它们对于积云发展的影响估计只限于最初阶段。

从图可见,在最初阶段,积云较弱,云顶下降,上升气流约 2m/s,云水量约 2g/kg,15 分在 2—4 km 处开始产生雨滴,迅速碰并长大下落。24 分,雨水量达 5.3 g/kg,云水量减少,云下出现下沉气流( $-2$  m/s),云底抬升。到 30 分云中雨水量减少,气流恢复上升,云底下降,云顶积极上升。云水量又趋于增大。这时开始了云的发展阶段。初始阶段的图象可能主要决定于初始扰动的影响,此后的发展主要反映大气本身的特点。

在发展阶段,云顶不断上升,48 分云顶达到最高为 7.8km。云内外温差长期维持

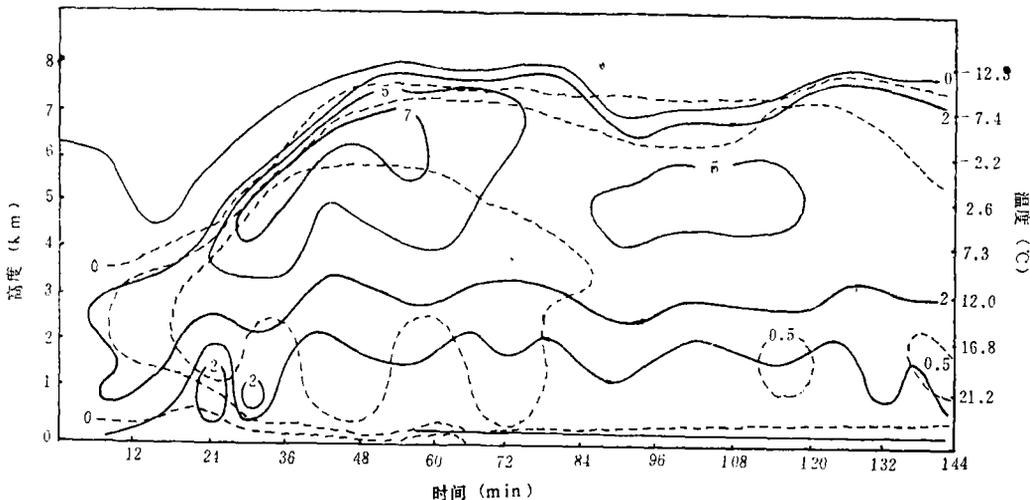


图 6 暴雨云云内外温差和上升气流速度的高度时间剖面  
(实线表示上升气流速度,虚线为云内外温差)

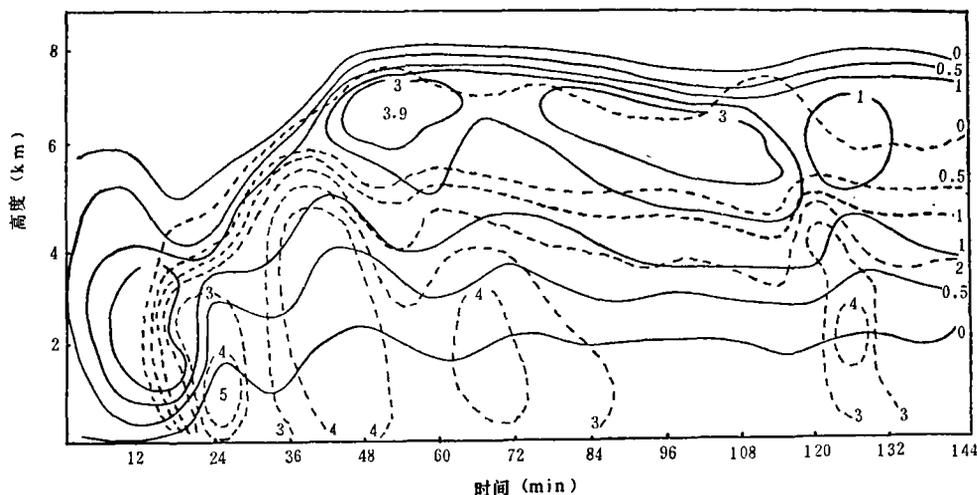


图 7 暴雨云云水量及雨水量的高度时间剖面  
(实线为云水量, 虚线为雨水量)

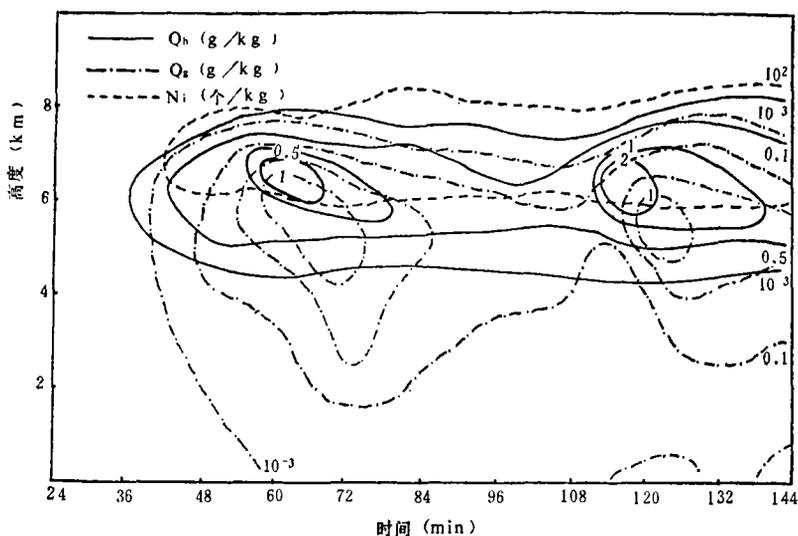


图 8 暴雨云霰量、雹量和冰晶浓度的高度时间剖面  
(实线为霰量, 点划线为雹量, 虚线为冰晶浓度)

1.3°C。上升气流不断加强, 最大为 7m/s。这些都比强对流云小得多。在云的上层, 云滴群不断生成雨滴, 雨滴碰并增大下落, 云水被雨水消耗一直维持在 2g/kg 以下。由于升速的加大和云水量的限制, 42 分后云滴群停止产生新的雨滴。雨水量达到最大为 5.6g/kg, 强中心下降。48 分地面雨强达最大约 13mm/6min, 云下又出现下沉气流, 最大为 -2m/s。以后降雨减小, 下沉气流减弱。在云的顶部, 由于雨滴很少, 云水量不断增大, 在 54 分时达到最大为 3.9g/kg。

42 分后, 云顶升到 8km, 温度约 -12°C, 冰核活化率不高, 但同阵雨云相似, 少

量过冷水滴碰并冰晶成霰, 霰碰冻大云滴开始了 H-M 冰晶繁生过程, 由于雨滴较大 ( $\bar{D}_r = 1.4 \text{ mm}$ ), 所以霰粒直径大 ( $\bar{D}_g = 5 \text{ mm}$ ), 容易长大成雹。形成的雹块应为冻滴胚。雹块撞冻云、雨滴增大。在  $-9^\circ\text{C}$  层以上为干增长, 其下为湿增长。湿增长中雹块表面脱落的过冷水成为积云上层雨滴的来源。在过冷区雨、霰、雹、冰通过碰并(撞冻)丰富的云滴以及冰晶繁生、雨碰冰成霰, 霰长大成雹和雹上过冷水脱落成雨的正反馈连锁反应而迅速发展, 并使云滴大量消耗。它们下落造成 66—72 分地面降雨第三次峰值 ( $12 \text{ mm}/6 \text{ min}$ )。以后上升气流稍有减弱, 云底 ( $2 \text{ km}$ ) 以下由于降水负荷出现下沉气流。

78 分以后, 降水粒子下降减少, 云中升速又开始加大。云水量迅速增大, 102 分时在  $7 \text{ km}$  处达到最大 ( $3.9 \text{ g}/\text{kg}$ )。云滴谱又迅速拓宽, 再次开始云滴转化为雨滴的过程。新生雨滴同冰晶碰并成霰, 霰粒较小 ( $\bar{D}_g = 3 \text{ mm}$ )。霰雹转化率较小, 雹块应为霰胚。  $6.5 \text{ km}$  ( $-5^\circ\text{C}$ ) 以上雹为干增长; 其下为湿增长。降水粒子的碰并使云水量(特别是过冷区)再次减小、云雨自我转化过程在很薄的层次进行了较短的时间, 以后就停止了。此时, 雨滴主要通过霰、雹的融化产生, 并通过碰并云水在暖区长。126 分地面雨强达到最大为  $10 \text{ mm}/6 \text{ min}$ , 形成第四次降水峰值。

到模式计算结束的 144 分时, 降水继续(雨强为  $7.4 \text{ mm}/6 \text{ min}$ ), 云内又恢复了正的温差(除地面点)和正升速(除近地的一个点)。最大升速维持在  $4 \text{ m}/\text{s}$ 。云水量开始增加 ( $1.7 \text{ g}/\text{kg}$ )。看来又开始了新的水分积累过程。到 144 分为止、总雨量为  $186 \text{ mm}$ , 地面雹量只有  $0.1 \text{ mm}$ 。

总之, “75、8”暴雨的最大特点是降水持续进行。一般来说对流云的瞬时雨强达到  $100 \text{ mm}/\text{h}$  的并不特别少见。但持续时间一般较短(不到  $1 \text{ h}$ ), 总雨量较小。本例计算的暴雨是持续的, 最强为  $130 \text{ mm}/\text{h}$ 。平均为  $90 \text{ mm}/\text{h}$ 。在计算的 2 个半小时内暴雨云的浮力、升速和云水量一直维持, 由于降水负荷, 蒸发等微物理反馈过程, 使动力过程和降雨有一定的周期变化, 在云的下部更为明显, 周期约为  $0.5-1 \text{ h}$ 。其循环过程为: 升速大, 云水多  $\rightarrow$  降水多, 负荷大, 潜热降温  $\rightarrow$  升速小, 云水少  $\rightarrow$  降水少, 负荷小  $\rightarrow$  升速大, 云水多……。云内浮力和升速不大, 降水粒子可以穿过上升气流落下, 但浮力仍能支持降水粒子负荷而不致被“压灭”。由于云下湿度较大, 蒸发冷却较弱, 云下下沉气流较弱, 除地面上的  $200 \text{ m}$  格点外, 下沉速度一般都小于  $1 \text{ m}/\text{s}$ 。(在冰雹云和阵雨云例子中下沉速度达  $4 \text{ m}/\text{s}$ )。云体不会因下沉气流而崩溃。云体持续维持成为一个输入水汽输出降雨的连续“造雨机”。如果环境大气特性能够维持, 那末照计算结果外推, 在  $24 \text{ h}$  内降水  $1000 \text{ mm}$  是完全可能的。看来在暴雨云中降水的云物理条件十分有利, 降水效率很高。降水主要决定于更大尺度的大气运动能否抵消云体对环境大气的反作用(如补续下沉气流及干化, 稳定化等)而使云体长期处于有利的环境大气条件中。这同冰雹云的降水状况有巨大区别。

暖雨过程对本例暴雨的形成起着关键的作用。开始两次降水峰值是纯暖雨过程, 第三次是暖雨过程形成的雨滴碰并冰晶冻结成霰, 启动 H-M 繁生过程, 霰长大成雹, 雹块在湿增长中过冷水脱落成雨滴。这些降水粒子主要通过碰并(撞冻)云滴而长大。第四次是暖雨过程重新形成雨滴, 再次启动冰相过程, 在整个暴雨过程中冰晶凝华增长形成降水粒子的贝吉隆过程没有起多少作用。在其它暴雨过程中是否如此尚待研究。

## 五、结 语

本文的微物理模式在一维时变的动力学框架中模拟了阵雨、冰雹、暴雨等三种主要类型的降水积雨云。计算结果表明：

1. 这三块云的环境条件和动力结构有很大差别。图 9 列有云中升速达到最大时的

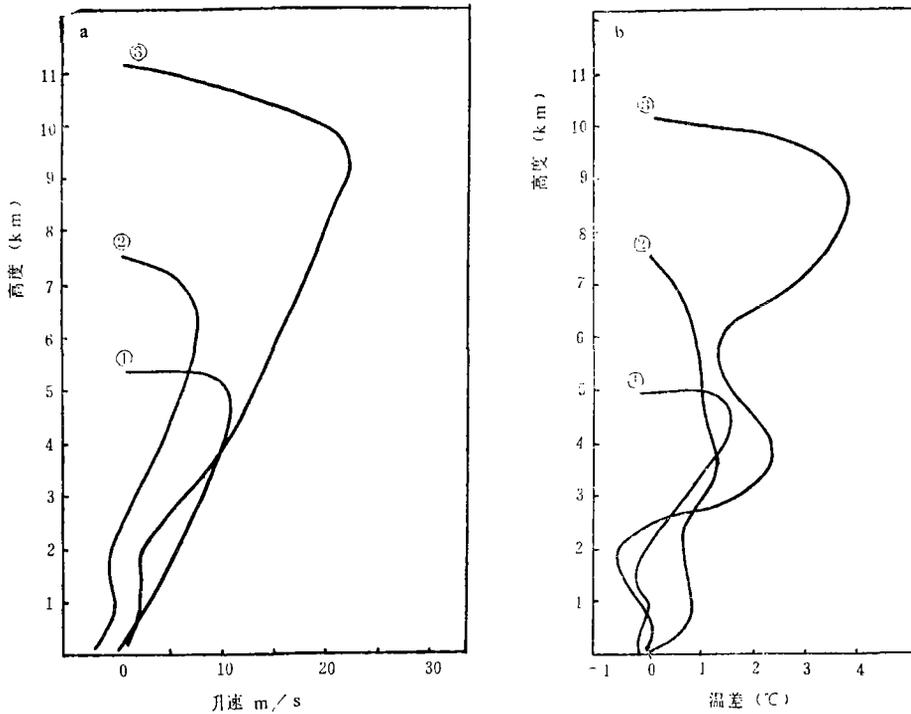


图 9 云中升速达到最大值时的云内外温差和升速的垂直分布

(a: 上升气流速度, b: 云内外温差;

① 阵雨云, ② 暴雨云, ③ 冰雹云)

云内外温差和升速的垂直分布。看来冰雹云的环境大气最不稳定, 云内外温差的正值区伸展很高(10 km), 数值最大(4 °C)。所以雹云发展最高(11 km), 升速最大(22.5 m/s)。最大温差和升速都位于云的上部。阵雨云的环境大气较不稳定, 加上云体小, 云内外夹卷较强, 温差正值区伸展较低(5 km), 数值较小(1.8 °C)。云体发展较低(5 km), 升速较小(11.6 m/s)。垂直分布同冰雹云相似, 最大温差和升速都位于云的上部。暴雨云的环境大气稍不稳定, 湿度较大。云内外温差正值区伸展较高(8 km), 但数值最小(1.3 °C), 垂直变化较小, 最大升速小(7.8 m/s), 垂直变化也小, (图中下层的下沉气流主要由当时的雨水负荷引起)。它要求有较深厚的初始对流启动, 才能开始发展。

2. 在上述动力学特征下, 雹云的降水粒子主要集中在云的中上部, 只能有少量的能下落到地面, 大量的被夹卷(流出)到云外蒸发或者在云体消散时蒸发。降水效率很低。阵雨云同冰雹云相似, 但云体小, 夹卷强。一旦降水落下, 其负荷和蒸发冷却使气流

下沉,云体消散。所以阵雨云生命短,降水效率也不高。暴雨云的升速一般比降水粒子落速小,降水可以从云中不断落下,又不会全部“压灭”上升气流。所以云体和降水都能持续维持。暴雨云的生命长,降水效率高。

3. 三块云的各种特征量和各种微物理过程的转化速率的最大值列于表中,从表可见,阵雨云和暴雨云的云顶温度( $T_t$ )较高( $-15^\circ\text{C}$ ),微物理特征比较相似,它们的雨水量较大(约 $5\text{g/kg}$ ),霰、雹次之(相应约为 $3.6$ 和 $1.8\text{g/kg}$ ),冰晶含量小(约 $0.005\text{g/kg}$ )。冰雹云的云顶温度低( $-47^\circ\text{C}$ ),同阵雨云相比,雨水含量少( $0.6\text{g/kg}$ ),冰晶多( $0.4\text{g/kg}$ ),霰多( $4.4\text{g/kg}$ ),雹少( $0.9\text{g/kg}$ )。

4. 在各种微物理过程中,水汽凝结成云( $Svc$ )和霰碰冻云滴( $Ccg$ )最为重要,其速率达到 $10^{-2}\text{g}/(\text{kg}\cdot\text{s})$ 。在降雨云中雨碰云( $Ccr$ )和霰碰雨( $Crg$ )也很重要,也达到了 $10^{-2}\text{g}/(\text{kg}\cdot\text{s})$ 量级。

5. 雨的蒸发( $Svr$ )、霰和雹的融化( $Mgr$ ,  $Mhr$ )以及云雨自动转化( $Acr$ )、霰雹自动转化( $Agh$ )都达到了 $10^{-3}\text{g}/(\text{kg}\cdot\text{s})$ 的量级,起着不可忽略的作用。在降雨云中冰晶碰雨成霰( $Cri$ )、雹碰云( $Cch$ )、雹碰雨( $Crh$ )以及雹块湿增长时液态水从表面脱落产生雨滴( $Ahr$ )都为 $10^{-3}\text{g}/(\text{kg}\cdot\text{s})$ 的量级。在雹云中冰晶凝华增长( $Svi$ )和雨滴冻结成霰( $Mrg$ )为 $10^{-3}\text{g}/(\text{kg}\cdot\text{s})$ 量级。这些过程都起着一定作用。

6. 霰和雹的蒸发( $Svg\cdot Svh$ )为 $10^{-4}\text{g}/(\text{kg}\cdot\text{s})$ 量级,作用较小。雨碰冰晶( $Cir$ )、雹碰冰晶( $Cih$ )小于 $10^{-6}\text{g}/(\text{kg}\cdot\text{s})$ 作用很小。霰碰冰晶( $cig$ )和冰晶自动转化为霰( $Aig$ )在降雨云中为 $10^{-6}\text{g}/(\text{kg}\cdot\text{s})$ 量级,在冰雹云中为 $10^{-4}\text{g}/(\text{kg}\cdot\text{s})$ 量级,作用都较小。

7. 在降雨云中降水过程的主要环节是:水汽凝结成云滴,云滴自动转化产生雨,雨

表 各次降水过程中模拟计算的各种物理量和转化速率的最大值

物 理 量	$Ht$	$Tt$	$T-Te$	$w$	$Qc$	$Qr$	$Qg$	$Qi$	$Qh$	$Svc$	$Svr$	$Svi$
单 位	km	$^\circ\text{C}$		m/s	g/kg				g/kg·s			
阵 雨	7.7	-16	1.8	11.6	4.8	6.0	3.7	$2.10^{-3}$	1.8	$2.10^{-2}$	$5.10^{-3}$	$1.10^{-5}$
冰 雹	11.1	-47	4.6	22.5	5.4	0.6	4.4	$4.10^{-1}$	0.9	$2.10^{-2}$	$1.10^{-3}$	$4.10^{-5}$
暴 雨	8.4	-15	1.3	7.8	3.9	4.6	3.5	$6.10^{-3}$	1.8	$1.10^{-2}$	$1.10^{-3}$	$4.10^{-5}$
物 理 量 <sup>v</sup>	$Svg$	$Svh$	$Ccr$	$Ccg$	$Cch$	$Cwh$	$Crh$	$Crg$	$Cri$	$Mrg$	$Aig$	$Agh$
单 位	g/kg·s											
阵 雨	$6.10^{-4}$	$3.10^{-4}$	$3.10^{-2}$	$2.10^{-2}$	$2.10^{-3}$	$2.10^{-3}$	$1.10^{-3}$	$2.10^{-2}$	$3.10^{-2}$	$3.10^{-6}$	$1.10^{-6}$	$5.10^{-3}$
冰 雹	$5.10^{-4}$	$1.10^{-4}$	$4.10^{-4}$	$3.10^{-2}$	$8.10^{-4}$	$6.10^{-3}$	$9.10^{-5}$	$3.10^{-5}$	$4.10^{-4}$	$5.10^{-3}$	$8.10^{-4}$	$3.10^{-3}$
暴 雨	$1.10^{-3}$	$2.10^{-4}$	$1.10^{-2}$	$1.10^{-2}$	$3.10^{-3}$	$1.10^{-3}$	$2.10^{-3}$	$2.10^{-2}$	$1.10^{-3}$	$2.10^{-6}$	$5.10^{-6}$	$8.10^{-3}$
物 理 量	$Acr$	$Ahr$	$Mgr$	$Mhr$	$Cig$	$Cir$	$Cih$	$Npvi$	$Npci$	$Ncrr$	$Ncrr$	
单 位	g/kg·s							个/kg·s				
阵 雨	$4.10^{-3}$	$4.10^{-4}$	$6.10^{-3}$	$4.10^{-3}$	$1.10^{-6}$	$5.10^{-7}$	$1.10^{-7}$	$1.10^1$	$5.10^3$	$-3.10^4$	$8.10^0$	
冰 雹	$2.10^{-3}$		$3.10^{-3}$	$2.10^{-3}$	$8.10^{-4}$	$1.10^{-7}$	$4.10^{-6}$	$1.10^0$	$1.10^1$	$-5.10^{-2}$	$5.10^{-1}$	
暴 雨	$1.10^{-3}$	$3.10^{-3}$	$3.10^{-3}$	$3.10^{-3}$	$5.10^{-6}$	$1.10^{-7}$	$1.10^{-7}$	$4.10^0$	$3.10^2$	$-6.10^2$	$6.10^0$	

碰冰晶产生霰, 雨、霰碰并云滴长大。霰、雹融化成雨和雹块湿增长时脱落成雨也起着一定作用。(参见表)

8. 在雹云中降水过程的主要环节是: 水汽凝结成云滴, 云滴自动转化产生雨, 云滴冻结成霰, 霰碰云滴长大, 霰转化产生雹, 雹、霰融化成雨。此外, 冰晶的凝华增长也有一定作用( $S_{vi}$  为  $10^{-3}g/(kg \cdot s)$  量级)。长大的冰晶有一部分自动转化为霰 ( $A_{ig}$  为  $10^{-4}g/(kg \cdot s)$  量级), 可惜主要在高空(9 km 左右), 未能下落, 对降水没有多少贡献。(参见表)

9. 由 7、8 可见, 这三次降水主要都是通过暖雨过程(即  $A_{cr}$ )发动的。固态降水主要都是通过雨滴的自然冻结或碰并冰晶冻结产生的。降水的增长主要靠碰并云滴( $C_{cg}$ ,  $C_{cr}$ ,  $C_{ch}$ )。冰晶凝华长大产生降水的贝吉隆过程(即  $S_{vi}$  和  $A_{ig}$ )在三例中都不重要。这可能同这三块云的云底温度较高( $>9^{\circ}C$ )有关。Ludlam 早在 1952 年就根据简单的理论计算得出当云底温度高于  $5^{\circ}C$  时碰并增长可能比冰粒增长形成降水来得早<sup>[10]</sup>。

10. 在雹云中云顶温度很低, 冰晶核化率很高( $P_{ci}$  达到  $10^6$  个/ $(kg \cdot s)$  的量级)。由于云中升速很大, 云上部形成的霰粒难于下落, 所以在  $-3$ — $-3^{\circ}C$  区霰粒碰冻大云滴造成次生冰晶的 H-M 过程( $N_{pci}$ )很弱, 只有  $10^1$  个/ $(kg \cdot s)$  的量级。在降雨云中云顶温度较高, 冰晶核化率低, 一般只有  $10^0$  的量级。由于云顶附近升速小, 暖雨过程产生的雨滴多, 通过碰并冰晶成霰( $C_{ri}$ )和 H-M 过程( $P_{ci}$ )的正反馈作用生成大量冰晶,  $N_{pci}$  达到  $10^2$  个/ $(kg \cdot s)$  的量级, 比核化率( $N_{pvi}$ )大 2 个量级。

11. 雨滴的相互碰并和破碎造成雨滴浓度的改变( $N_{crr}$ )在降雨云中相当重要。当云滴自动转化形成的雨滴浓度过大时, 雨滴相互碰并减少浓度,  $N_{crr}$  达到负的  $10^2$  个/ $(kg \cdot s)$  的量级; 而在大雨滴下落时则通过破碎而使雨滴浓度增大, 但其速率较低,  $N_{crr}$  为  $10^0$  个/ $(kg \cdot s)$  的量级(参见表)。在升速很大的雹云中云雨自动转化过程只在高层出现, (初始回波高度高), 那里温度很低, 初生雨滴迅速冻结成霰而很难相互碰并( $N_{crr}$  为  $-10^{-2}$  个/ $(kg \cdot s)$ )。

12. 霰(即雹胚)的形成主要有三条途径, 即雨滴自然冻结( $M_{rg}$ )、雨滴碰并冰晶冻结( $C_{ri}$ )和冰晶长大成霰( $A_{ig}$ )。在降雨云中主要是  $C_{ri}$ (为  $10^{-2}$ — $10^{-3}g/(kg \cdot s)$ ); 在雹云中主要是  $M_{rg}$ (为  $10^{-3}g/(kg \cdot s)$ )。本文三例中  $A_{ig}$  的作用都比较小(为  $10^{-6}$ — $10^{-4}g/(kg \cdot s)$ )。

13. 雹块的干增长极限( $C_{wh}$ )主要决定于温度, 其次是雹块大小。在三块云中  $C_{wh}$  均为  $10^{-3}g/(kg \cdot s)$  的量级, 其中雹云较大。在雹云中, 雹碰并云滴和雨滴( $C_{ch}$ ,  $C_{rh}$ )的速率较小( $10^{-5}g/kg \cdot s$  的量级), 小于相应的  $C_{wh}$ , 所以雹块处于干增长。在降雨云中  $C_{ch}$  和  $C_{rh}$  均为  $10^{-3}g/(kg \cdot s)$  的量级, 它们的和在温度高于  $-9^{\circ}C$  的区域大于  $C_{wh}$ , 雹块处于湿增长。

14. 在湿增长阶段, 不能冻结的液态水从雨块上脱落成雨( $A_{hr}$ )。在暴雨云中  $A_{hr}$  达  $10^{-3}g/(kg \cdot s)$ , 已有明显作用; 在降雨云中  $A_{hr}$  为  $10^{-4}g/(kg \cdot s)$ , 作用较小, 在冰雹云中则没有作用。

这些计算结果是过去模式难以得到的。同实测相比, 在很多方面是一致的。说明本模式有能力对各种微物理过程, 特别是冰相粒子的各种过程, 进行比较具体的模拟研究。我们准备对更多的例子进行计算并同实测结果对比较验, 以便了解在不同条件下积雨云

中微物理过程特点。还将模拟人工播撒冰晶或盐核对降水过程的作用,以探索积雨云人工降水和防雷在原理上的可能性。本文模式在一维框架中模拟积雨云发展 1h 约须 108-乙机半个多小时,所以在目前国内计算机条件下在二维框架中模拟积雨云发展是可以实现的。

### 参 考 文 献

- [1] Wisner, C., H. D. Orville and C. Myers Numerical simulation of hail bearing cloud, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1160, 1972.
- [2] Orville, H. D., and F. J. Kopp, Numerical simulation of the life history of a hailstorm, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1596, 1977.
- [3] Cotton, W.R., and G. J. Tripoli, The CSU three-dimensional cloud / mesoscale model, 1982, Part II, *J. de Recherches Atmospheriques*, **16**, 4, 295, 1982.
- [4] 许焕斌等, 一维时变冰雹云模式研究(一)反映雨和冰雹谱的双参数演变, *气象学报*, **43**, 1, 13, 1985.
- [5] 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*, **45**, 4, 467-484, 1987.
- [6] 胡志晋、严采寰, 盐粉催化不同生命史的浓积云的数值模拟, *大气科学*, **9**, 62, 1985.
- [7] Koenig, L. R, The glaciating behavior of small cumulonimbus clouds, *J. of Atmos. Sci.*, **20**, 1, 29, 1963.
- [8] 张沛源, 飑线雷暴不同发展阶段的垂直流场特征, *高原气象*, **2**, 3, 40, 1981.
- [9] 王雨增、魏新尧, 两次冰雹过程的观测分析, *气象*, 1981, 8, 37.
- [10] B. J梅森, 云物理学, 科学出版社, 340, 1978.

## NUMERICAL SIMULATION OF MICROPROCESSES IN CUMULONIMBUS CLOUD (II) CASE STUDIES OF SHOWER, HAIL AND HEAVY RAIN

Hu Zhijin     He Guanfang

(Academy of Meteorological Sciences, State Meteorological Administration)

### Abstract

The development of shower, hail and heavy rain was simulated by an one-dimensional time-dependent model, using real rawinsonde data as input. Calculations demonstrated the continuity of heavy rain and the low precipitation efficiency in hail cloud. It also showed that Bergeron's process was not important and the warm-rain process was essential for precipitation development in modeled cumulonimbus with warm cloud bases. Comparison of calculation with observation showed agreement in many aspects.