

山东省一次冰雹云过程的数值模拟

宋 斌¹ 李泽椿² 刘奇俊² 毕宝贵²

(1. 南京信息工程大学, 210044; 2. 国家气象中心)

提 要: 利用中国气象科学研究院的三维对流云模式, 对发生在山东省的一次强降雨天气过程进行了数值模拟, 并将模拟结果与雷达观测资料进行了检验。分析了风暴各发展阶段的流场结构和回波结构特征及微观物理量的分布及其演变。结果表明: 雹胚源区出现在主上升气流前侧上升气流向辐散下沉气流的转向处, 在垂直方向上位于最大上升速度上方; 冰晶碰并过冷水形成霰和冰雹, 冰雹粒子在气流循环处生长。研究结果对实际防雷业务有一定参考意义。

关键词: 冰雹云 数值模拟 气流转向 雹胚源区

Numerical Simulation of a Hail Storm in Shandong

Song Bin¹ Li Zechun² Liu Qijun² Bi Baogui²

(1. Nanjing University of Information Science & Technology, 210044;
2. Nation Meteorological Center)

Abstract: A severe hailstorm occurred in Shandong Province is simulated with the three-dimension convection cloud model. The simulated results are compared with the Doppler weather radar observations. The wind field, radar echo and microphysics structure of the hailstorm are studied. The findings show that location of hail embryo lies in front of the main updraft, at the turning of updraft to divergence downdraft, and above the largest ascending velocity in the vertical direction. Ice particles collide with super-cooled water to form graupel and hail particles, and the hail particles grow between the ascending and sinking currents. The findings are valuable in the actual operations of hail suppression.

Key Words: hail cloud numerical simulation current turning location of hail embryo

引 言

山东省是冰雹灾害的多发省份, 每年由

于冰雹灾害造成的经济损失高达数亿元, 给当地人民的生产生活带来了极大的损失。我国 23 个省(区、市)组织开展了高炮、火箭防雹作业, 目前人工影响天气规模达到世界第

一。但是在实际的防雷业务中,对冰雹云的雹胚源区及冰雹的生长过程的认识有待进一步深化,以更有效地把握播撒催化剂的时机、部位和剂量。

1960 年代初, G. K. Sulakvelidze 等^[1]提出了冰雹形成的累积区理论,对于冰雹云的雹胚产生的源地及人工消雹的原理有了一定的认识,但是其提出的雹胚源区位于“主上升气流前侧”的概念过于模糊,且其依据基本上是一个垂直的一维模型,物理模型过于简单。Browning^[2-3]等提出超级单体雹暴中的冰雹循环增长模式和胚胎帘理论,对冰雹的生长过程有了更细致的研究,但是对冰雹产生的雹胚源区有待进一步细化。近些年来由于数值模式的迅速发展,国内外学者也对冰雹云进行了一系列数值模拟试验^[4-10],但是与实况观测结果对比较少。因此本文利用中国气象科学研究院发展的三维对流云模式^[6],对 2002 年 7 月 18 日发生在山东省泰安市的一次超级单体风暴过程进行了数值模拟。分析研究了山东省冰雹云结构及冰雹形成增长机制,以更好地为实际人工消雹作业提供参考。

1 概况

1.1 灾情与风暴生命史

2002 年 7 月 18 日,在山东省泰安市岱岳区、泰山区 11 个乡镇遭受暴风雨和冰雹袭击,冰雹持续长达 30 分钟,冰雹最大直径达 5cm,造成了严重的经济损失。济南新一代多普勒天气雷达 CINRAD/SA 详细探测了此次强对流天气过程。对流云于 13:12 在山东省莱芜市西北部(距济南雷达站 70km,方位角 130°)生成,14:49 趋于消亡,历时 1 个半小时,此风暴在形成过程中以约 $35\text{km} \cdot \text{h}^{-1}$ 的速度向偏南方向移动,回波最强达 68dBz,回波顶最高约 12km。

1.2 天气形势分析

2002 年 7 月 18 日 08 时 500hPa 高空图

上,在华北高空有一个低涡,温度槽落后于高度槽,山东省西部处于槽后西北气流控制中,不断有冷空气向东南方向移动;850hPa 天气图上,在山东西部—安徽中部有一条低空切变线,对应西北风和西南风的切变;地面图上有一冷锋南移。天气形势有利于风暴生成、发展。

1.3 中尺度背景分析

图 1 给出 2002 年 7 月 18 日 08 时济南站温度对数压力图,分析图 1 可知,从地面到 700hPa 为西北风,风向随高度顺转,700~300hPa 层为西南风,风向随高度逆转,250hPa 以上风向顺转,表现为典型的三层风特征。图 1 中看到的阴影部分代表的是对流有效位能,大气层结不稳定。在底层 995、925、850、700hPa 的露点温度差分别为 3℃、4℃、7℃、4℃,底层比较潮湿。0℃层高度在 4km 左右,有利于大冰雹的形成。

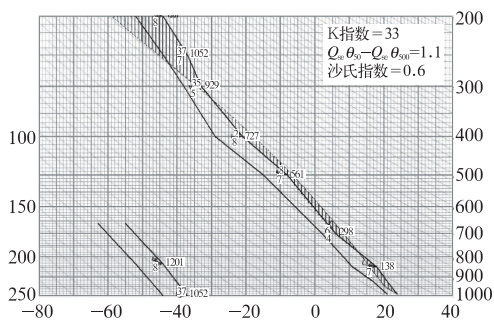


图 1 2002 年 7 月 18 日 08 时济南站
温度对数压力图

2 数值模式简介

本文采用中国气象科学研究院的三维对流云模式对冰雹云的宏微观结构特征进行数值模拟研究。模式采用的是 Gal-Chen 地形坐标系中全方程作为动力框架,由分裂时步法计算声波,并考虑了准弹性近似。模式考虑了云滴、雨滴、冰晶、雪晶、霰、冰雹等的微物理过程对云和降水的作用。

模拟域的水平范围为 $100\text{km} \times 100\text{km}$, 垂直高度为 15km , 网格间距 $\Delta x = \Delta y = 1\text{km}$, $\Delta z = 0.5\text{km}$, 模拟时间为 120 分钟。采用湿热泡启动技术, 在 $t=0$ 时刻, 在扰动中心(30、50、5)引入最大为 1.0°C 的位温扰动, 扰动的水平厚度为 40km 、垂直厚度 5km , 湿热泡离地面 2.5km 。资料选取的是 2002 年 7 月 18 日 08:00 的探空资料, 但由于冰雹云过程发生在午后, 近地层由于太阳辐射加热而增温, 因此取从地面到边界层顶(约 1.5km)按 $-0.8^\circ\text{C}/100\text{m}$ 向上进行订正。

3 数值模式模拟结果

3.1 地面降落物

数值模拟中, 第 46 分钟地面开始出现降雹, 在第 84 分钟结束, 持续时间 38 分钟; 而实况降雹半个小时, 实况和模拟非常接近。地面降水开始和结束的时间分别在第 34 和 114 分钟。模拟地面累积降雹量为 13mm , 累积降水 37mm 。

3.2 各高度层风场结构

分析各个时刻各高度层的风场结构(图 2a), 并与多普勒雷达观测的相对于风暴平均径向速度产品(SRM, 图 2b, 见彩页)进行对比。数值模拟底层和高层分别选取 1.0km

和 7.5km , 实况雷达选取相对应高度的 1.5° 和 6.0° 仰角的 SRM 进行比较。在数值模拟中, 低层 1.0km 高度处, 第 16 分钟开始出现弱辐合气流, 随着对流云的发展, 辐合气流逐渐加强; 在第 34 分钟辐合气流达到最强, 并且在气流辐合中心的东侧开始出现辐散气流, 此时地面开始出现降雨; 之后, 辐合气流逐渐减弱, 东侧的辐散气流则逐渐加强; 到第 52 分钟, 东侧的辐散气流相比西侧的辐合气流更加明显, 此时也是冰雹云发展到最旺盛的阶段; 此后, 底层逐渐被辐散气流控制。而在 1.5° 仰角上的 SRM 图上, 13:24, 底层呈现径向辐合气流; 到 13:37, 在风暴的西侧为径向辐合气流, 但在东侧则为径向辐散气流; 之后, 径向辐散气流加强; 到 14:13, 风暴呈现比较明显的径向辐散气流; 14:37, 风暴底层都呈现一致的径向辐散气流。

在数值模拟中, 高层 7.5km 高度处, 在第 16 分钟的时候, 高层的辐散比较弱, 随着对流云的发展, 辐散的范围和强度逐渐增大; 到第 34 分钟, 辐散已经比较明显, 辐散气流的强度继续加强; 并在雹云强盛的时候, 即第 52 分钟辐散达到最强; 到第 84 分钟, 辐散气流明显减弱。对应高度的 6.0° 仰角 SRM 图上, 13:24, 风暴的高层呈径向辐散气流, 随着对流云的发展, 辐散强度不断增大, 在 14:13 辐散达到最强, 在 14:37, 风速的范围迅速减

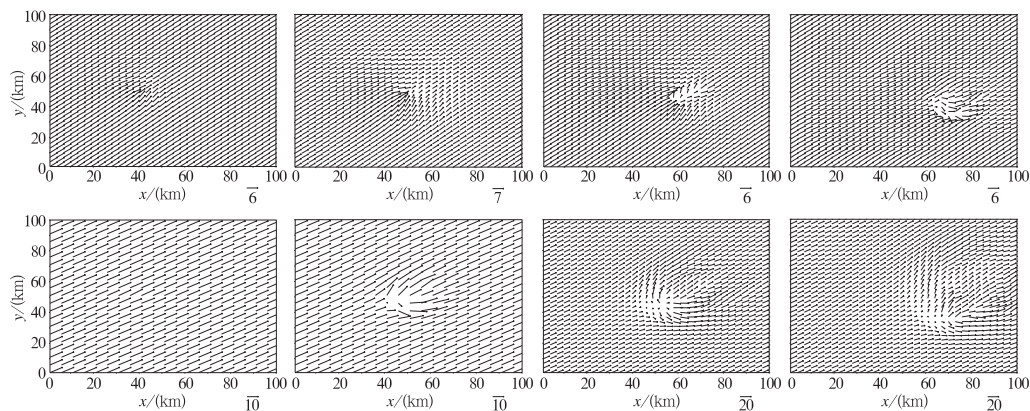


图 2a 模拟雹云第 16、34、52 和 84 分钟分别在 1.0 和 7.5km 高度上的水平风场结构

小,径向辐散气流减小。数值模拟的高层和底层的气流结构都与多普勒雷达观测的结果十分吻合。

3.3 数值模拟和多普勒实况观测雷达回波对比

在实况的 RHI 上(图 3a,见彩页),13:12,初始雷达回波产生于 4~7km 的高度上,最大回波为 14dBz;而数值模拟在第 16 分钟时出现初始回波(图 4a,见彩页),初始回波出现的云顶和云底高度分别为 7 和 4.5km,模拟和实况非常吻合;模拟最大回波反射率因子约 30dBz,比实况观测的 14dBz 稍大。

实况雷达回波反射率因子逐渐增大,并迅速向上向下发展,在发展的过程中,回波的西侧形成悬垂回波,在 14:07 达到最强盛,出现明显的悬垂回波和回波穹隆(如图 3c 箭头所示,见彩页)。之后,雷达回波逐渐减弱,悬垂回波和穹隆不再明显,回波顶高逐渐降低,强回波中心也越来越低,强大的回波墙也逐渐瓦解,对流单体趋于消散(图略)。而模拟的回波也成相同的特征,初生之后,模拟回波向上向下发展,反射率因子也逐渐增大,在第 26 分钟开始出现回波悬垂,并且在第 52 分钟悬垂回波和回波穹隆最为明显(如图 4e 箭头所示,见彩页),此时对应冰雹云最强盛的阶段。之后,反射率因子逐渐减小,悬垂回波和回波穹隆迅速消失,强大的回波墙也逐渐瓦解;并且回波顶高和强回波中心也越来越低,冰雹云最终趋于消亡(图 4g,见彩页)。

对比分析在冰雹云发展最强盛时的实况观测和数值模拟的回波结构。由于雷达显示的 2.4° 仰角的对应的高度约在 3.2~4.2km 高度处,因此可将实况观测的 2.4° 仰角的 PPI 产品和模拟的 3.5km 高度处的产品近似地进行比较。对比图 3b(见彩页)和图 4d(见彩页),回波都是西南—东北的椭圆形的走向,强回波中心位于冰雹云的西南侧。沿着西南—东北方向,回波反射率因子逐渐减小。在观测和模拟图中的强回波中心西南侧(图中箭头所

指的区域)都出现弱回波区。对比分析对流云最强盛时观测和数值模拟结果(图 3c 和图 4e,见彩页),可以得到表 1。

表 1 对流云最强盛时观测和数值模拟结果的比较

	观测结果	模拟结果
云顶高度/km	12	11
最大雷达反射率/dBz	68	66
有无弱回波区、悬垂回波和回波墙	有	有
强回波中心的高度/km	4.5 左右	4
60dBz 反射率因子最高高度/km	8.5	8.0

4 各个阶段的冰雹云内部的风场结构和雷达回波特征

发展阶段:第 16 分钟,上升气流在(37、48)附近达到最大(图 4a,见彩页),旁侧的上升速度较小。模拟强回波中心出现在 $x=40$ km 附近,即初生回波发生在主上升气流前侧。结合对发展阶段高低空气流场的分析,在底层气流辐合形成强上升气流,在高层气流向外辐散,有利于对流云的发展。如图 4a(见彩页),最大上升速度中心位置出现在 4.5~6km 高度处,而 30dBz 强回波中心出现在 5.5~6.5km 高度处,即在最大上升速度的上方,速度随高度逐渐减小处。气流在高层向外辐散,在上升气流向辐散气流的转向处用红色线连接,可以发现模拟强回波的位置和红色线的位置一致,即初始回波出现在气流由上升气流向辐散气流的转向处。强回波出现的高度所对应的环境温度为 -10°C 左右。

随着对流云发展,在第 18 分钟,上升速度增大,上升气流周围的向外辐散气流也增大,在向外辐散时伴有弱的下沉气流。沿 $y=48$ km 做的垂直剖面图(图 4b,见彩页),雷达回波的强度增大至 40dBz,向上向下分别发展到 8km 和 4km。在气流由上升气流向辐散气流的转向处用红色线连接,从图中可以看到模拟回波是沿红色线向上向下发展的,即回波沿着上升气流向辐散气流的转向处向上向下发

展。

分析沿 $x=40\text{km}$ 的垂直剖面(图 4c, 见彩页), 由于边界层的湍流作用, 在 1.5km 高度以下模拟的风向呈西南气流。在主上升气流区($y=48\text{km}$ 附近), 回波较弱, 而在主上升气流区旁侧上升气流较弱的区域回波较强, 并且在 $x=40\text{km}$ 的剖面上也可以发现, 回波是沿着上升气流向辐散下沉气流的转向处向上向下发展的。在 $y=51\text{km}$, $z=5\text{km}$ 高度处发现气流在向外辐散下沉之后, 与较低层(4km 高度处)的辐合气流汇合, 降水粒子重新被卷入上升气流, 形成上升气流和下沉气流之间的环流, 降水粒子在其中上下往返多次而循环增长, 有利于冰雹的生长。因此在上升气流和辐散下沉气流之间形成大的回波区。

成熟阶段: 第 52 分钟, 冰雹云发展到最强盛的阶段。此时的冰雹云具有很明显的成熟阶段雹云的特点。在 4km 高度剖面处(如图 4d, 见彩页), 在冰雹云的西南侧出现明显的回波缺口, 即弱回波区(图中箭头所指区域)。在 $y=44\text{km}$ 的垂直剖面图(如图 4e, 见彩页)上出现典型的有界弱回波区以及西侧的回波悬垂。弱回波区出现在上升速度最大的区域, 即主上升气流区, 而在其东侧出现回波墙, 最大回波反射率因子出现在回波墙上, 达 66dBz 。雷达回波继续向下发展, 回波墙及地。冰雹云的低层出现比较明显的下沉气流。

分析沿 $x=60\text{km}$ 做的垂直剖面(图 4f, 见彩页), 在高层由于风速较大, 使小冰雹粒子辐散到东北方向比较大的范围, 形成巨大的云砧, 在地面上形成小的冰雹粒子降落或者融化形成降雨。一部分冰雹粒子向东北方向辐散时被迅速带入下沉气流, 与较低层的偏南风汇合, 被重新卷入上升气流, 冰雹粒子在多次上下往返之间长大成为大的冰雹。当上升气流的速度已不能拖住大的冰雹粒子, 在地面形成降雹。在图 4f(见彩页)中可知, 上升气流和下沉气流之间的循环增长的环流中心约在 4km 高度处左右, 模拟的最大回波

也出现在这个高度, 即最大的冰雹粒子在这个环流中心生成。

消亡阶段: 第 84 分钟地面降雹结束。此时回波的顶高度下降至 9km 以下, 最大回波强度也减少到 60dBz (如图 4g, 见彩页), 强回波中心的高度也下降至 3km 左右, 冰雹云的回波墙和弱回波区消失。雹云内的上升气流和下沉气流之间的环流消失, 云体逐渐被下沉气流控制, 上升速度也迅速减弱。此后, 地面上有降雨, 但降雹结束。冰雹云趋于消亡。

5 风场结构和各类生成物在云中的分布特征

分析各发展阶段各微粒在垂直剖面上的分布(如图 5)。在冰雹云发展阶段的早期, 第 18 分钟, 从图 5a 中可以看到过冷雨水、冰晶和霰的含水量中心都位于主上升气流前侧, 在垂直方向上位于最大上升气流的上方, 速度随高度逐渐减小处, 约 7km 的高度。即雹胚就出现在这个位置, 播撒催化剂的位置应该在这附近, 这比洪延超等所认为的 6km 略高。冰晶含量中心所处的高度略高于霰和过冷雨水, 所对应的环境温度为 -20°C 左右。此时的冰晶含量较小, 但对于形成霰和冰雹粒子的形成却起着非常重要的作用。一部分冰晶粒子通过辐散下沉气流碰并过冷雨水, 并被带至较低的高空, 与低层的辐合气流汇合, 重新进入主上升气流。由于云水的含量中心位于主上升气流区, 冰晶在主上升气流区碰并过冷云水, 促使雹胚的形成。云中存在丰富的过冷云水和过冷雨水对雹胚的形成有十分重要的作用。随着冰雹云的发展, 到第 26 分钟(如图 5b), 各微粒的含量都迅速增长, 由图 5 过冷雨水、冰晶和霰含量中心都是沿着上升气流向辐散下沉气流转向处向上向下发展。此时出现 $0.1\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的冰雹含水量中心, 中心位于 7km 的高度处。

冰雹含量逐渐增大, 并且向下发展, 同时霰含水量中心也向下发展, 到冰雹云发展最

强盛的第 52 分钟,冰晶位于 8.5km 高度处,由于高空的巨大水平风,冰晶含量中心在水平方向上伸展的很远;霰含量的大值区在高度上低于冰晶所处的高度,在 7km 高度的水平上有一大片区域是霰含水量为 $4\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 等值线,主要是由于高空存在大风而形成云砧;冰雹含水量在水平方向上的分布则比较

窄,主要在主上升气流的前侧一比较小的区域,结合该时刻的风场结构,主上升气流将各降水粒子带至高空,在高空水平辐散气流作用下,部分冰晶粒子被吹到比较远的区域,在水平方向上伸展,而部分冰晶粒子由于下沉气流的作用被带至较低层,与低层的辐合气流相遇,重新被带入主上升气流,并且在主上升

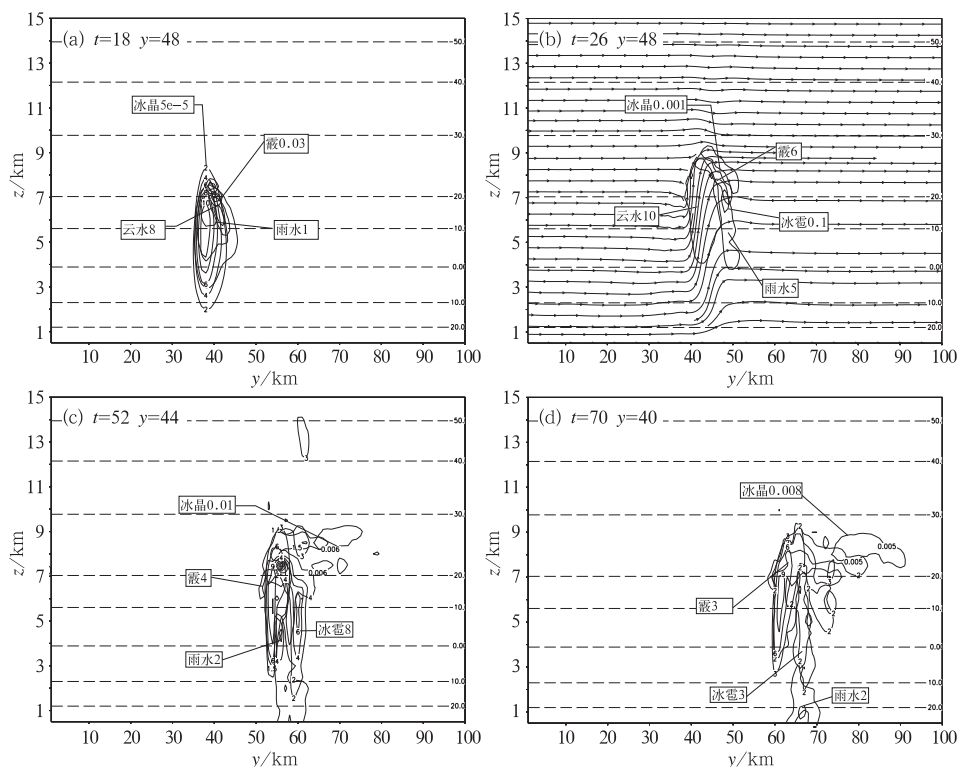


图 5 各发展阶段沿 YZ 剖面的各微粒分布图

长虚线为等温线

气流前侧上升气流向下沉气流之间循环增长,对应的 x 轴的坐标在 58~61km 之间,在图 5c 中可以看到,在这一区域内,冰雹含水量很大,霰含水量也比较大,冰雹在这里循环增长,即为胚胎帘出现的区域。并且在 2.5km 以下的高度,冰雹含量逐渐减少,而雨水含量则逐渐增加,这是因为:当上升速度不

能托住大的冰雹粒子时,大的冰雹降落在地面上,而一部分冰雹粒子由于低层的温度较高融化成雨降落在地面上。在冰雹云的衰亡阶段(如图 5d),各粒子的含水量中心都迅速减小,特别是冰雹含量减小迅速,而雨水含量中心中心下降至 1km 左右的高度,地面降落物主要以降雨的形式出现。冰雹云趋于衰亡。

6 结 语

本文利用三维对流云模式对山东省一例冰雹云进行数值模拟,结合实况观测,得到以下结论:

(1) 冰雹云的底层在初始时刻为辐合气流,且辐合气流逐渐增大,在冰雹云发展过程中,在辐合气流达到最大时,在其前侧开始出现辐散气流,辐散气流在冰雹云的最强盛阶段达到最大,在雹云消亡的时候,辐散气流逐渐减弱。高层一直都是辐散气流,在发展过程中辐散气流逐渐增强,在冰雹云强盛阶段达最强,在消亡阶段辐散减弱。

(2) 在冰雹云过程中,有强上升气流贯彻雹云云体。初始回波出现在主上升气流前侧上升气流向辐散下沉气流的转向处,垂直方向上位于最大上升速度上方。随着冰雹云的发展,上升气流逐渐增大,回波沿着上升气流向辐散下沉气流的转向处向上向下发展,在冰雹云发展成熟阶段时形成强大的回波悬垂和回波墙及有界弱回波区。在冰雹云消亡阶段,典型冰雹云回波特征消失,回波强度、回波顶高度迅速减小。

(3) 在发展阶段,冰晶含量中心位于主上升气流前侧上升气流向辐散下沉气流的转向处,在垂直方向上位于最大上升速度上方。即雹胚源区就出现在这个位置,大概位于7km左右的高度,对应环境温度为 -20°C 左右。在实际防雷业务中播撒催化剂时,应当在冰雹粒子形成的早期,在雹胚源区播撒适量的催化剂,争夺过冷水,使冰雹粒子不能长大成为大的冰雹,减少降雹所造成的损失。

(4) 主上升气流将各降水粒子带至高空,在高空水平辐散气流作用下,一部分冰晶水平方向上被吹至比较远的区域内,形成巨大的云砧,一部分冰晶粒子由于辐散下沉气流的作用被带至较低层,与低层的辐合气流相遇,重新被带入主上升气流,碰并过冷云水和过冷雨水成霰和冰雹粒子。冰雹粒子在主

上升气流前侧上升气流向下沉气流之间循环增长,大的冰雹粒子就在这里形成,胚胎帘的位置也在这里。当上升速度不能托住大的冰雹粒子时,冰雹粒子便降落在地面上。

论文在对冰雹云的雹胚源区和冰雹生长研究过程中,结合前人的研究成果,提出了“气流转向处”的概念,对实际人工防雷作业有一定的参考价值,但对冰雹云的微物理过程的分析有待进一步深入,以更好地掌握冰雹云的宏微观结构,为实际防雷业务提供更大帮助。

参考文献

- [1] Sulakvelidze, G. K., Bibilashvei, N. S., and Lapcheva, V. F.. Formation of Precipitation and Modification of Hail Processes[J]. Isr. Program Sci. Transl, 1967, J. erusalem. .
- [2] Browning, K. A. and Ludlam, F. H.. Airflow in convective storms, Quart. J. Roy. Meteor. Soc, 1962, 117-135.
- [3] Browning, K. A. and Foote, G. B. Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression[J]. Quart. J. R. Met. Soc, 1976, 02: 499-533.
- [4] Richard D. Farley, Ting Wu, Harold D. Orville, Mark R. Hjelmfelt. Numerical simulation of hail formation in the 28 June 1989 Bismarck thunderstorm. Part I. Studies related to hail production[J]. Atmospheric Research, 2004, 71: 51-79.
- [5] 许焕斌,段英. 强对流(冰雹)云中水凝物的积累和云水的消耗[J]. 气象学报, 2002, 60: 575-584.
- [6] 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[J]. 气象学报, 1987, 45(4): 467-484.
- [7] 洪延超. 冰雹云中微物理过程研究[J]. 大气科学, 2002, 26: 421-432.
- [8] 李江波,王福霞,买文明,等. 应用三维冰雹云模式制作河北省11地市冰雹预报[J]. 气象, 2005, 31(9): 48-51.
- [9] 刘术艳,肖辉,杜秉玉,等. 北京一次强单体雹暴的三维数值模拟[J]. 大气科学, 2004, 28: 455-470.
- [10] 李文娟. 山东省冰雹云宏微观特征观测及数值模拟研究. 中国气象科学研究院硕士论文, 2005.
- [11] 朱君鉴,郑国光,王令,等. 冰雹风暴中的流场结构及大冰雹生成区[J]. 南京气象学院学报, 2004, 27(6): 735-742.
- [12] 刁秀广,谢考现. 山东省强对流天气雷达回波气候特征[J]. 气象, 1999, 25(8): 39-42.
- [13] 郭艳,应冬梅,刘冬梅. 江西“4·12”降雹过程的多普勒雷达资料分析[J]. 气象, 2005, 31(11): 47-51.

宋斌等：山东省一次冰雹云过程的数值模拟

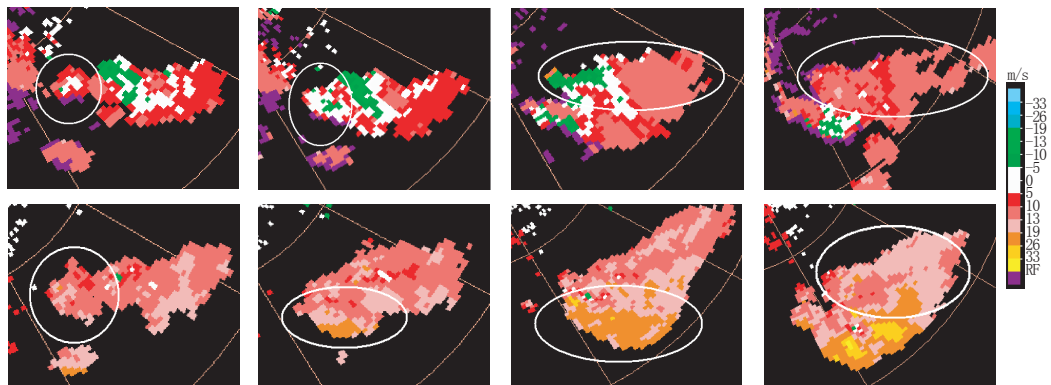


图 2b 雷达观测13:24、13:37、14:13和14:37分别在1.5°和6.0°仰角的平均径向速度图

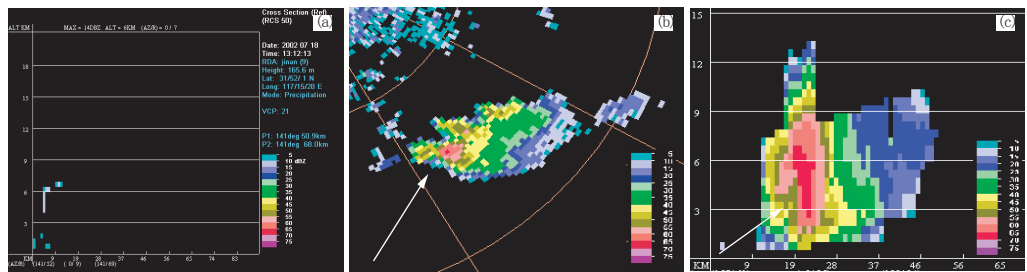


图 3 (a)雷达观测13:12的RHI产品 (b) 雷达观测14:07时2.4°仰角的PPI产品
(c) 雷达观测14:07时沿图3b中直线做的垂直剖面RHI产品

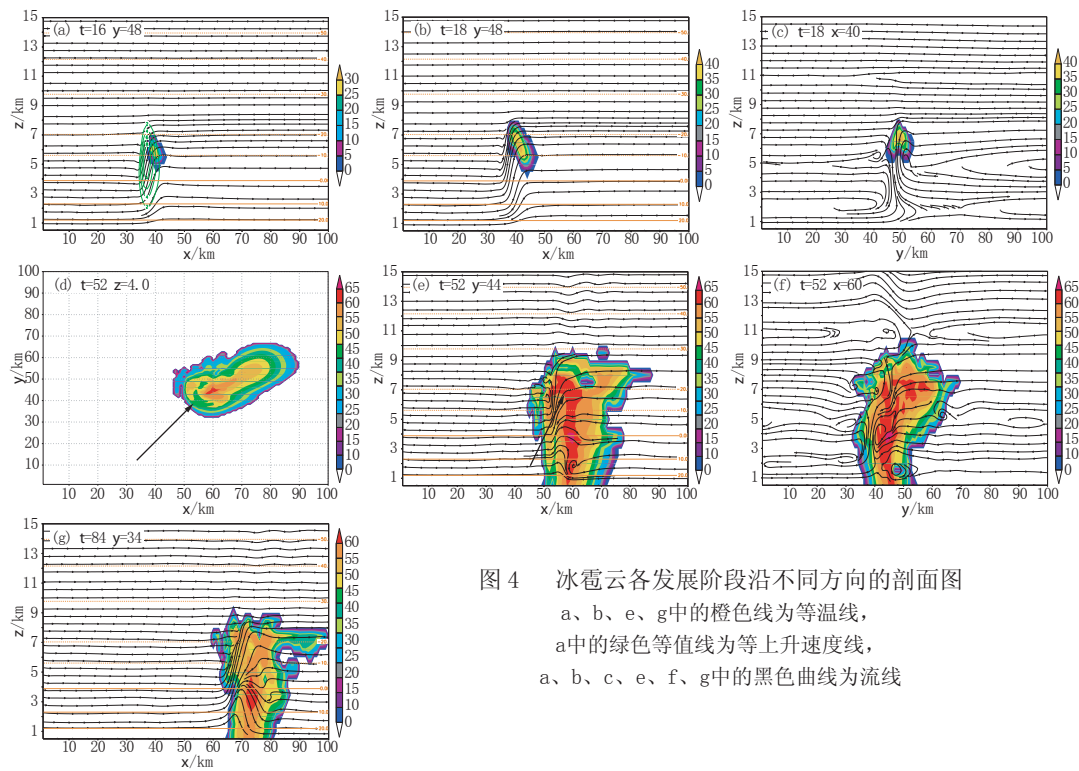


图 4 冰雹云各发展阶段沿不同方向的剖面图
a、b、e、g中的橙色线为等温线，
a中的绿色等值线为等上升速度线，
a、b、c、e、f、g中的黑色曲线为流线