

文章编号: 2096-1618(2017)04-0409-10

北京地区雷暴云微物理结构数值模拟 及其与双偏振雷达观测对比

谭天^{1,2}, 肖辉^{2,3}, 孙跃^{2,3}, 侯团结², 冯亮^{2,3}, 闻光², 周筠珩¹

(1. 成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225; 2. 中国科学院大气物理研究所中国科学院云降水物理与强风暴重点实验室、中国科学院减灾中心, 北京 100029; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 为了对华北地区雷暴云微物理和起电机制有更深入的认识, 利用三维雷暴云动力-微物理-电耦合数值模式对 2015 年 8 月 22 日发生在北京东北部的一次雷暴云过程进行了数值模拟, 并将模拟所得雷暴云微观结构与 X 波段双偏振雷达观测进行了对比分析。结果表明: 模拟的雷暴云宏观结构和各水成物粒子分布与双偏振雷达观测宏观结构和根据双偏振参量反演的粒子相态分布具有较好的一致性, 模拟的雷暴云宏微观结构有较好的可信度。在发展阶段雷暴云电荷结构出现为“上负下正”反偶极性, 在发展阶段后期, 在雷暴云上部的负电荷区中出现了正电荷中心。在成熟阶段雷暴云中总电荷结构呈现为典型的“正-负-正”三极性特征。

关键词: 大气物理学; 雷暴云; 微物理结构; 双偏振雷达观测; 电荷结构; 起电机制

中图分类号: P427.32⁺1

文献标志码: A

doi: 10.16836/j.cnki.jcuit.2017.04.011

0 引言

20 世纪 80 年代以来, 非感应起电成为雷暴云起电研究的重点, 利用耦合电过程的三维雷暴云数值模式开展雷暴云起电过程的数值模拟研究发展较快。Smith and Orville^[1]最早提出把电作用加入多维云模式中。之后, Chiu^[2]、Takahashi^[3]等建立了不同的雷暴云电过程数值模式, 并开展雷暴云起电机制研究。Takahashi^[4]利用二维时变轴对称模式研究得到了三极性的电荷垂直分布结构, 并发现非感应起电是云内主要起电过程。孙安平等^[5-6]建立了三维雷暴动力-微物理-电耦合数值模式, 侯团结等^[7-8]利用该模式模拟研究了不同非感应起电参数化方案对东北地区一次雷暴雷电过程的影响。郭凤霞等^[9-10]也在此模式的基础上进行雷暴云起电机制的模拟研究, 结果表明, 在雷暴云上升气流区中主要为冰晶和霰的非感应起电作用, 下沉区域和低层则主要为感应起电作用。丁鹏飞等^[11]对比研究了 6 种非感应起电参数化方案, 结果显示, 不同的方案有不同的电荷结构, 雪和霰是主要的电荷载体。周志敏等^[12]建立了考虑起电和放电过程的强雷暴云数值模式, 并指出, 强上升气流使霰和雪之间的非感应起电对电荷结构起着主要影响。

然而, 数值模式模拟能力的验证(包括模式雷暴

云微物理、电过程等的验证)一直是雷暴云数值模拟研究发展的关键。模式模拟的验证往往需要雷暴云精细的宏观观测资料, 但目前这方面的验证工作还很少, 而且验证简单, 多是与雷达观测的雷暴云回波强度进行对比验证, 而对模拟雷暴云微物理结构的观测验证还很缺乏。近年来, 随着双偏振雷达技术的发展, 利用双偏振雷达参数分析与反演能够判断出雷暴云降水粒子的形状、尺寸大小、相态分布、空间取向以及降水类型等气象信息^[13-14], 这些新的云物理信息可为雷暴云微物理结构模拟研究提供重要的验证数据, 必将对了解雷暴云微物理结构、演变及其与雷暴电场、电荷分布结构的关系产生重要的作用。

2015 年 8 月 22 日北京市东北部地区发生了一次强对流云过程, 并伴有雷电和局部较强降水。文中将利用三维雷暴云动力-微物理-电耦合数值模式^[6]对这一次强雷暴云过程进行数值模拟, 将模拟结果与双偏振雷达参数反演的相态分布结构进行对比分析, 以检验数值模拟的微物理结构的准确性, 进而研究雷暴云中电荷结构和起电机制。研究对进一步认识华北地区雷暴云微物理过程和电荷结构之间的关系具有重要意义, 也可为雷电预报预警提供参考。

1 模式简介

孙安平等^[6]在中国科学院大气物理研究所发展

收稿日期: 2017-03-28

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(973)资助项目(2014CB441403、2013CB430105); 国家自然科学基金资助项目(41575037、41605019)

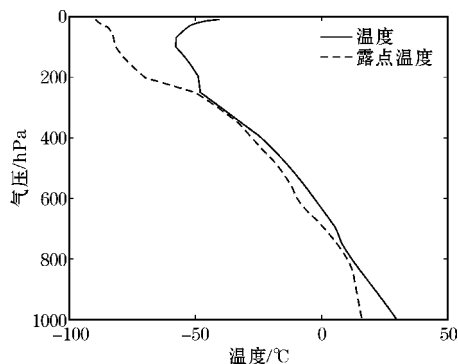
的三维冰雹云模式基础上,加入起电和放电参数化方案后建立了三维雷暴云动力-微物理-电耦合数值模式。文中使用该模式开展雷暴云的数值模拟研究。雷暴云起电参数化方案只考虑 Ziegler 等^[15]的感应起电参数化方案和 Takahashi^[3]的非感应起电参数化方案,而放电参数化方案则使用 Macgorman 等^[16]的整体放电参数化方案。

模式设置为:数值模拟域在水平方向为36 km,水平分辨率为1 km;在垂直方向为38 km,垂直分辨率为0.5 km。初始场采用热泡扰动法启动,扰动半径为水平12 km,垂直7 km,扰动中心在模拟域中心,最大扰动温度为1.5 K。考虑到北京污染环境条件下的云滴初始数浓度状况^[17],取云滴的初始数浓度为1000 个/cm³,模拟时间为60 min。

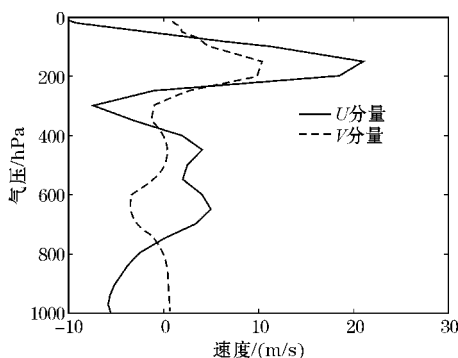
2 模拟个例及分析方法介绍

2015年8月22日中午,华北地区高空存在低涡系统,涡后有补充的冷空气影响,致使在北京东部与河北、天津交界处出现了一次持续4 h的强对流天气过程。由于2015年8月22日对流天气发生地远离北京南郊探空站,直接使用22日08时的北京南郊观象台探空资料难以正确地模拟出这次雷暴云过程。因此,根据 NCEP FNL 再分析资料读取到北京东北部地区08时的大气层结数据,以此作为模式启动的初始场,图1给出了相应的大气层结廓线。由图1可知,近地面空气较干燥,800 hPa高度以上相对湿度较大。风速在近地面为东风,650 hPa高度处变为西北风,300 hPa高度开始变为东风,之后往上风速变大,变为西南风。风切变较大且中层较湿,大气层结不稳定,在扰动因子影响下易发展出强对流天气。

使用中国科学院大气物理研究所车载 X 波段双线偏振雷达(IAP-714XDP-A)。何宇翔等^[18]利用卡尔曼滤波方法处理后的差分传播相移所进行的 X 波段反射率因子和差分反射率的衰减订正有较好的稳定性。刘亚男等^[19]在此方法的基础上建立了 X 波段双偏振参量的强对流云相态识别方法。文中使用文献[18]的方法对上述个例进行双偏振雷达观测的雷达回波强度衰减订正,并用文献[19]的方法进行雷暴云降水粒子相态识别。这些观测和反演的双偏振产品数据作为模拟结果的观测对比。



(a) 环境温度与露点温度廓线



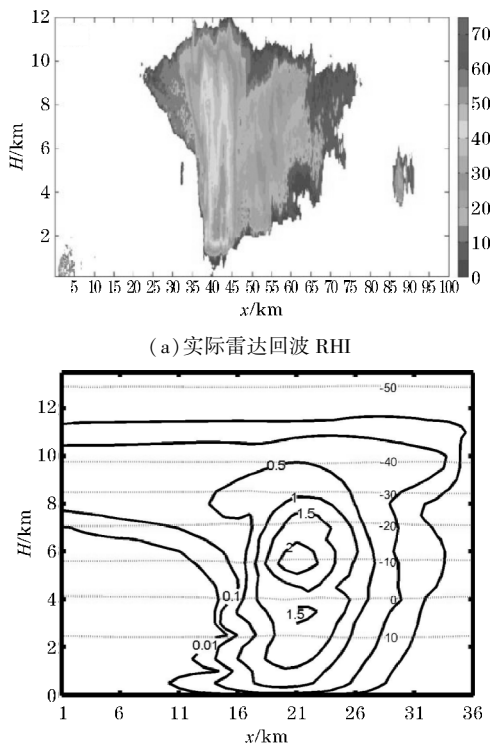
(b) 风速廓线

图1 2015年8月22日08时大气层结廓线

3 模式验证

3.1 观测云与模拟云的宏观对比

由图2(a)看出,2015年8月22日13:36雷达实测的雷暴云回波强度(已经过衰减订正,方位73.44°)顶高达到11.5 km,45 dBZ强回波主要出现在2~6 km高度,宽度约为10 km,最大回波强度达到60 dBZ,在7 km以上高度能够看到明显的云砧。图2(b)为模拟到40 min时水成物粒子的总含水量图(实线等值线为混合比含量,单位:g/kg;水平细点线为温度,单位:°C),最外层总含水量为0.01 g/kg,可以看出云顶高度接近12 km,总云宽超过35 km,强中心宽度为10 km,在6 km以上高度有很明显的云砧出现。通过模拟结果与雷达实测回波的对比,发现在整体形状、云宽、云顶高度、云砧、强中心位置以及发展高度等方面两者都对应较好,在6 km以上高度也能够明显看到云砧的存在。因此,文中所用数值模式模拟的回波结构能够较好地模拟出这次雷暴过程的基本特征。



(b) 模式积分 40 min 时水成物粒子的总混合比含量垂直分布

图2 实际雷达观测与模拟结果对比

3.2 模拟的雷暴云水成物粒子分布与雷达反演对比

图3(a)为根据雷达双偏振观测数据反演的雷暴云降水粒子相态分布结果,可以看出,在4 km高度(零度层)以上,云砧在6.5 km高度左右开始出现,使得云体宽度由20 km变为了50 km。在云体高层的最外部,也是组成云砧最外部分,为水平取向冰晶,这些冰晶出现的高度达到11.5 km,水平宽度达到45 km左右。在水平取向冰晶区域的里面则是干雪,干雪也为云砧的主要组成部分,高度最高达到11 km,宽度为35 km左右。在干雪区的里面则是霰,霰的高度可达到10 km,宽度只有10 km左右。雹出现在霰区的里面偏下部,其顶高达到6.5 km,宽度仅为2 km。而4 km以下高度主要分布为雨,宽度约20 km。雨区的中间夹有部分小雹,最低高度为2 km,宽度也仅为2 km。

图3(b)给出了模拟到40 min时雷暴云各水成物粒子比含水量组合垂直分布,可以看到,在4 km高度(零度层)之上区域,冰晶出现在雷暴云的最上部,温度为 $-20^{\circ}\text{C} \sim -45^{\circ}\text{C}$ 层,最大高度达到11 km,厚度达到4 km,水平宽度为几乎充满整个模拟域(图3b,c)。在冰晶区的中下部为雪,雪出现在温度为 $0^{\circ}\text{C} \sim -40^{\circ}\text{C}$ 层,高度达到10 km左右,宽度约为30 km,冰晶和雪共同组成了雷暴云的云砧(图3b,d)。在雪区的内部偏下部位则为霰,霰的高度达到9 km,对应的温度约为 -35°C ,水平宽度为20 km左右(图3b,e)。霰区的内部

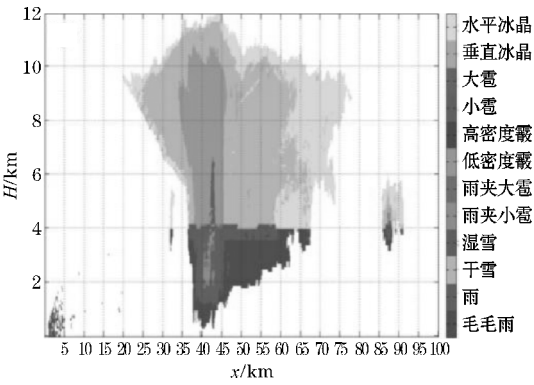
偏下为雹,高度为7.5 km,宽度为10 km左右(图3b,f)。在4 km高度(零度层)附近及以下区域则主要为雨,宽度为20 km。但在雨区的内部还有部分霰和雹出现,霰最低降到2 km高度,而雹则降到1 km高度。为了便于清晰地查看雷暴云各水成物粒子的垂直分布结构特征,图3(c-g)还分别给出了模拟到40 min时雷暴云中冰晶、雪、霰、雹、雨的比含水量垂直分布,构成了雷暴云各水成物粒子的垂直分布。冰晶比含水量区位于 $-46^{\circ}\text{C} \sim -20^{\circ}\text{C}$,其中心出现在9 km左右(图3c),雪比含水量区位于 $-42^{\circ}\text{C} \sim -3^{\circ}\text{C}$,其中心高度约为8 km(图3d),霰比含水量区位于 $-35^{\circ}\text{C} \sim 12^{\circ}\text{C}$,其中心高度在5 km(温度 -8°C)附近(图3e),雹的比含水量区位于 $-25^{\circ}\text{C} \sim 18^{\circ}\text{C}$,其中心约为4 km(温度 0°C)(图3f),雨的比含水量则主要出现在零度层以下的暖层,中心高度约为3 km(图3g)。

将上述的模式模拟的水成物粒子垂直分布结构与双偏振雷达观测反演的降水粒子相态识别结果进行对比,可以看到该雷暴云模拟的各降水粒子的垂直分布与观测反演的结果吻合得很好,整体形状和轮廓也对应较好。结果表明,在雷暴云发展到成熟阶段,在融化层之上,在雷暴云的上层以及云砧部分主要为冰晶和雪组成,在云体的中层由外到内分别为冰晶、雪、霰、雹,从外到内依次大致为冰晶、雪、霰、雹,宽度与高度都依次递减,而在融化层以下,则都为雨包围着少量雹。何翔宇等^[18]也进行了雷暴云的模拟及其与双偏振雷达观测的对比并获得了相似的结果。

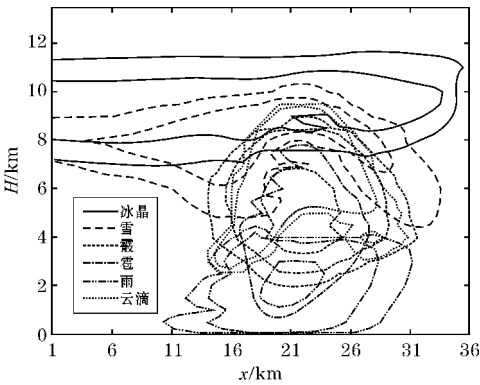
4 雷暴云电荷结构和演变分析

4.1 雷暴云电荷密度时间变化

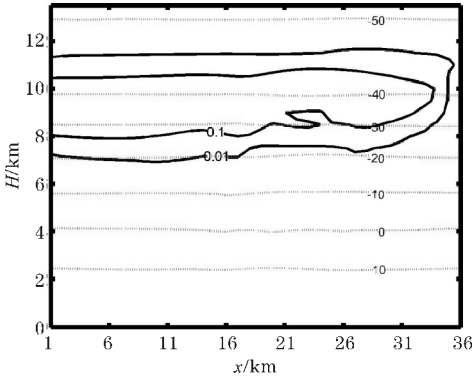
图4(a)给出模拟的雷暴云内云滴(eq_c)、冰晶(eq_i)、雪(eq_s)、霰(eq_g)等粒子所携带的电荷密度随时间的变化,雷暴云发展到第16 min时开始起电,最早产生电荷的云粒子是云滴和霰(eq_c、eq_g)。3 min后冰晶和雪也相继带电荷(eq_i、eq_s)。在24 min时,雷暴云中云滴、霰和冰晶所带电荷较多,而雪携带电荷相对较少。随着雷暴云的发展,在37 min时冰晶所带电荷密度达到最大值为 1.3 nC/m^3 ,此后冰晶电荷密度开始减少。42 min时,霰所带电荷密度达到峰值 1.7 nC/m^3 ,此后霰所带电荷密度开始减少。整个过程云水和霰所带电荷密度在不断增大,值较大,雪所带电荷密度在缓慢增大,但值并不大(在雷暴云的模拟时间里均小于 0.5 nC/m^3)。雨滴和雹所带电荷均很少,图4(a)中没有列出。



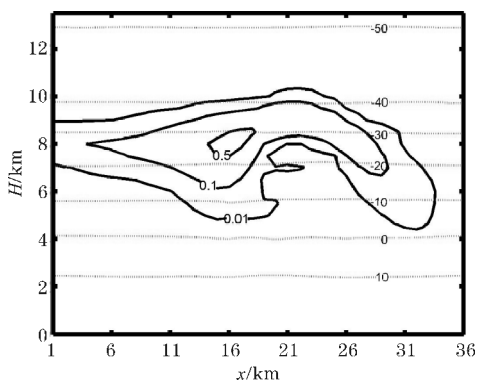
(a) 相态识别结果



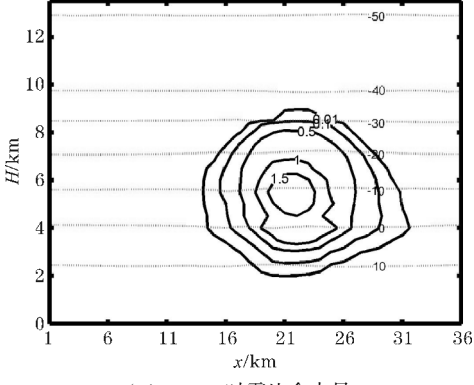
(b) 40 min 时总比含水量



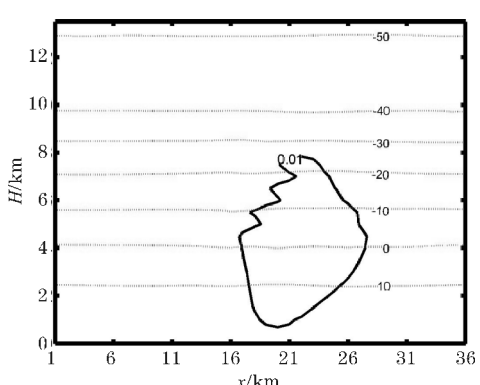
(c) 40 min 时冰晶比含水量



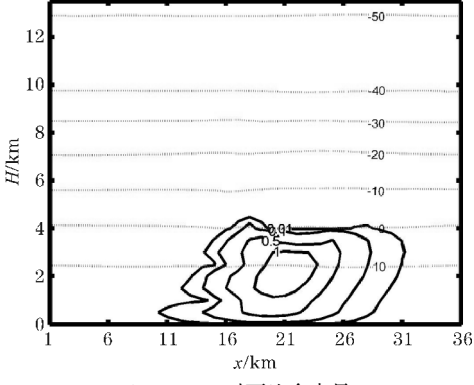
(d) 40 min 时雪比含水量



(e) 40 min 时霰比含水量



(f) 40 min 时雨比含水量



(g) 40 min 时雨比含水量

图3 雷达观测资料相态识别反演结果与模拟结果对比

4.2 雷暴云粒子间电荷转移特征时间变化

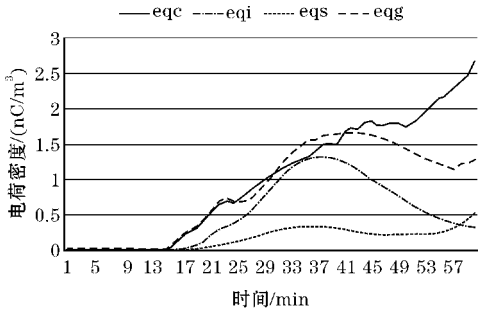
图4(b)给出模拟的雷暴云内单位空气体积内各种水成物粒子之间碰撞导致粒子感应电荷和非感应电

荷转移率随时间的变化。可以看出,模拟到第16 min 时雷暴云内水成物粒子开始带电以后,这些粒子的电荷转移主要通过云滴和霰之间碰撞导致两种粒子非感

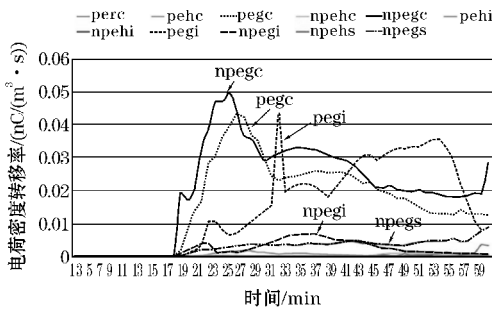
应电荷密度和感应电荷转移过程($npegc$ 和 $pegc$)。到 21–25 min, 云滴和霰之间碰撞导致的非感应电荷和感应电荷转移率先后达到峰值 $0.04 \sim 0.05 \text{ nC}/(\text{m}^3 \cdot \text{s})$, 而在随后的几分钟它们迅速减小到 $0.02 \sim 0.03 \text{ nC}/(\text{m}^3 \cdot \text{s})$ 。从 27–29 min 开始, $npegc$ 和 $pegc$ 均维持在一个较为平稳的水平, 甚至略有增大。在 39 min 后, $npegc$ 和 $pegc$ 均缓慢减小。冰晶和霰之间的感应起电过程($pegi$)从 17 min 开始缓慢增强, 一直到 53 min 时达到一个峰值, 随后随着雷暴云的消散, $pegi$ 迅速减小。在此期间 $pegi$ 还在 30 min 时出现了一个峰值, 这可能与云体上部发展到 $-40 \text{ }^\circ\text{C}$ 层之上后云中出現大量自然冰晶, 这些冰晶进而与霰碰撞的电荷转移过程有关。从第 16 min 开始, 霰和冰晶碰撞导致非感应电荷转移过程($npegi$)、霰与雪碰撞导致非感应电荷转移过程($npegs$)及雨滴与云滴碰撞导致感应电荷转移过程($perc$)的贡献相对于前述的 3 个电荷转移过程的贡献小一些, 而 $pehc$ 、 $pehi$ 、 $npehc$ 、 $npehi$ 、 $npehs$ 等与冰雹有关的感应电荷和非感应电荷转移过程的贡献更加小。

4.3 雷暴云电荷分布结构及其演变

在模式模拟到第 17 min 时, 雷暴云总电荷分布因为值太小没有在图 5(e) 上显示出等值线。在各种粒子的电荷分布中, 霰和云滴所携带的电荷空间分布形状和数值大小几乎相同但极性正好相反(图 5a, b), 而其他粒子所带电荷值都因很小, 没有在相应的分布图上显示。经过与第 16 min 结果(图略)的比较, 在图 5(a), (b) 可以看到, 第 17 min 时, 在 $x=16 \text{ km}$ 、 $0 \text{ }^\circ\text{C} \sim -10 \text{ }^\circ\text{C}$ 负温度区, 云滴和霰都新生成了两个小电荷



(a) 电荷密度最大值演变图



(b) 电荷密度转移率演变图

图4 雷暴云中各水成物粒子电荷密度最大值以及转移率随时间变化图

区, 其中, 云滴呈负中心, 霰呈正中心。这些新生电荷中心区的出现是因为那里发生了较强烈的微物理转换过程, 有更多的云滴转换为霰粒子, 使霰更多, 同时霰与云滴之间碰撞的机会增多, 导致云滴和霰的非感应起电。因此, 在图 5(a) 和 (b) 上表现为云滴和霰的非感应起电转移电荷浓度分布区域和大小以及电荷大值中心都对应非常好。

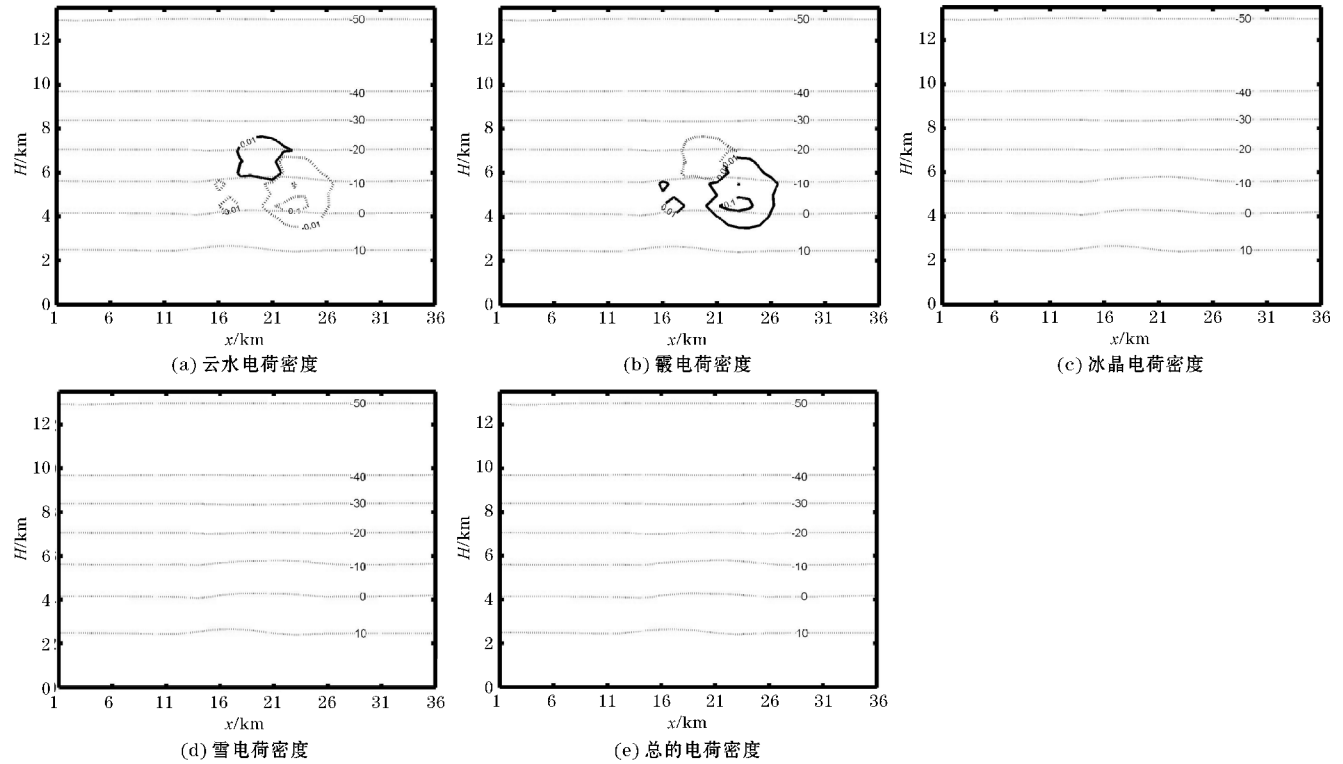


图5 17 min 时各水成物粒子电荷密度图

模式模拟到第22 min时,总电荷垂直分布(图6e)主要呈现“上负下正”偶极性结构特征,“上负”和“下正”的分界线约在 $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 高度上。但是,在上面大的负电荷区中间还包含有一个弱的正电荷区(中心电荷密度仅为 0.01 nC/m^3 ,位于 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 高度附近),这个正电荷区为该区域内的云滴、冰晶和雪所携带的正电荷(图6a,c,d)与霰所带负电荷(图6b)共同作用的结果。在图6(e),温度 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的云层附近分别有两个负电荷区,中心电荷密度分别为 -0.5 nC/m^3 和 -0.1 nC/m^3 。对比此时刻各水成物粒子的电荷密度分布图可以看到, $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层的负电荷中心主要是由云滴和霰所携带的负电荷贡献的(图6a,b),而 $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层的负电荷中心主要是该区域的云滴所带负电荷(电荷

密度为 $-0.4\sim-0.5\text{ nC/m}^3$,图6a)和雪所带负电荷(电荷密度为 $-0.01\sim-0.1\text{ nC/m}^3$,图6d)与霰所带正电荷(电荷密度约为 0.2 nC/m^3 ,图6b)和冰晶所带正电荷(电荷密度为 0.2 nC/m^3 ,图6c)共同作用的结果。在图6(e),总电荷在 $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 高度以下呈现一个大范围的正电荷区,但其中心的电荷密度仅为 0.1 nC/m^3 ,位于温度为 $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的高度层,该正值中心区主要由霰所带正电荷和云滴所带负电荷的贡献所致,而且霰的贡献明显大于云滴的贡献。总体来说,此时雨滴和冰雹的电荷量均很小,雨滴的电荷密度仅为 0.01 nC/m^3 ,而冰雹的电荷密度则远小于 0.01 nC/m^3 (图略)。因此,雨滴和冰雹的电荷对此时的总电荷贡献很小。

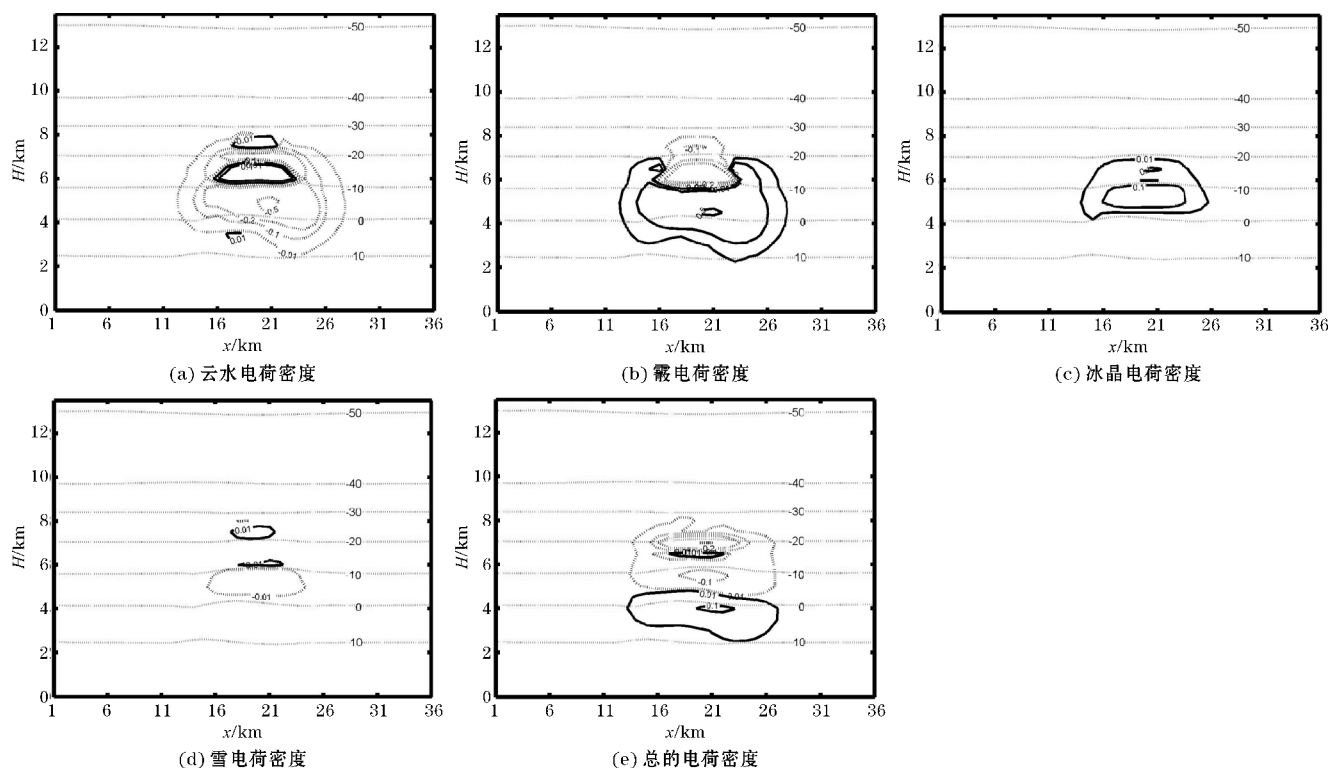


图6 22 min时各水成物粒子电荷密度图

当模式风暴云发展到第30 min时,上升气流达到了峰值。此时总电荷垂直分布与第22 min时相似,同样呈现“上负下正”的偶极性结构,而正负电荷分层的温度变为 $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (图7e)。最上面负电荷区中间包含有两个尺度较小、强度不大的正电荷区,它们的中心值为 0.01 nC/m^3 和 0.001 nC/m^3 ,分别出现在 $-27\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $-17\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层,这两个正电荷区主要由云滴和雪所带电荷贡献(图7a,d)。

在雷暴云的中上部,云滴出现正电荷区,中心最大密度为 0.5 nC/m^3 (图7a),而云的下部为范围很大的负电荷区,中心电荷密度达到 -1.0 nC/m^3 。此时,值得注意的是,在云下部大范围负电荷区的左侧出现了一个中心最大密度为 0.1 nC/m^3 的正值区。这个区域

正好对应于强上升气流区,那里新生的云水含量很丰富,达到 1 g/kg (图略),说明这个正电荷区的形成主要是由云滴的感应起电过程所致。

第30 min时,雷暴云中霰的电荷结构与第22 min时相比变化不大,主要表现是,在雷暴云中 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层以上霰电荷区为负电荷,强度达到 -0.4 nC/m^3 ,而在雷暴云中 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层以下霰电荷区为正电荷,强度发展到 0.5 nC/m^3 (图7b),并且,在雷暴云的两侧还有霰的正电荷区向上伸展到 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层把霰的负电荷区包围着,这些正负电荷区的范围和强度都比22 min时有所增加。雷暴云下部的霰正电荷强度在雷暴云前部比雷暴云后部明显大很多,而雷暴云上部的霰负电荷强度则是在雷暴云后部比雷暴云前部大一些,这可能与雷暴

云中霰、云滴等粒子以及温度水汽和上升气流的分布结构和配置有关。

对比图7(b)与(a)可以看到,雷暴云中霰的正、负电荷区分别与云滴的负、正电荷区在强度、位置和范围上都对应得较好。本文模拟采用文献[3]的非感应起电机制,并设定霰或者冰晶上的转移电荷极性发生改变的反转温度为 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。根据文献[3]的非感应起电机制,当液态水含量为 $1\sim 2\text{ g/m}^3$ 时,霰容易带电;当温度高于 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时,霰带正电荷,而当温度低于 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 并且液态水含量在 $0.1\sim 4\text{ g/m}^3$ 时,霰带负电荷,在其他温度和液态水含量范围,霰则带正电荷。因此,上述的模拟结果与文献[3]的非感应起电机制吻合得非常好。

冰晶主要在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}\sim -20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层有一个强度达到 0.5 nC/m^3 的正电荷区,并在这个区域的下方有一个很弱的负电荷区(图7c)。雪所带电荷密度较第22 min时有所增加,从上到下大致为“负-正-负-正”的电荷结构,主要的电荷区位于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}\sim -10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层,表现为负电荷,中心电荷密度为 -0.2 nC/m^3 ,而其他几个正负电荷中心的数值(绝对值)均小于 0.01 nC/m^3 。

当模式雷暴云模拟到第44 min时,雷暴云形成了典型的“正-负-正”三极性结构(图8e)。最上面的正电荷区位于雷暴云的顶部,温度范围在 $-25\text{ }^{\circ}\text{C}\sim -40\text{ }^{\circ}\text{C}$,正电荷中心密度达到 0.5 nC/m^3 ;中间的负电荷区,位于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}\sim -30\text{ }^{\circ}\text{C}$,由4个明显的负电荷中心组成,负电荷中心密度最大达到 -1.0 nC/m^3 ,该负电荷区的水平尺度范围很大。在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层以下为正电荷区,位于雷暴云的下部直至地面,正电荷中心密度最大达到 1.0 nC/m^3 ,该区的水平尺度范围也很大。

根据模拟结果进一步分析表明,位于雷暴云顶部的正电荷区是由过冷云滴、雪所带正电荷贡献(图8a,d),雷暴云中层负电荷区则主要由过冷云滴、雪和霰所带负电荷综合贡献(图8a,d,b),而雷暴云下部范围较大的正电荷区,主要由霰粒子所带正电荷贡献。

值得指出的是,44 min时雷暴云中霰的电荷分布(图8b)主要表现为,在 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 反转温度层以上为小范围的负电荷区,而在 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层以下则为大范围的正电荷区域,这个正电荷区构成了雷暴云下部大范围的总正电荷区的主要电荷来源。

综上所述,该模拟雷暴云的电荷垂直分布结构特征:在发展阶段(17~22 min)为“上负下正”的反偶极性结构,即主负电荷区在主正电荷区的上面,但22 min时在上部的主负电荷区中间出现了一个弱的小正电荷区。在发展旺盛阶段(30 min),雷暴云的电荷分布总体上依然是“上负下正”的反偶极性结构,主负电荷区在主正电荷区的上面,但此时上部的主负电荷区中间已出现了两

个弱的小正电荷区,并且这两个正电荷区有进一步加强和扩大的趋势,逐步破坏了上部的主负电荷区结构。在进入消散阶段,模拟雷暴云的电荷垂直分布呈现典型的“正-负-正”三极性结构特征,云上部的正电荷区较弱,范围较小,云中部的负电荷区强度较大,范围也很大,负电荷区有多个负值中心构成,而云下部的正电荷区强度和范围都比云上部正电荷区的大,并且,下部的正电荷区范围比经典的三极性模型给出的范围要大很多。这样的电荷分布结构与中国高原地区观测结果^[22-24]非常类似。郅秀书等^[20-22]根据雷暴电过程观测的综合研究指出,内陆高原地区雷暴电荷垂直分布基本呈典型的“正-负-正”三极性结构,且在有些雷暴的下方有异常大范围的正电荷区。赵中阔等^[23]对平凉雷暴云的观测发现,雷暴云电荷结构呈三极性,在中部呈负电荷区,上部和下部为正电荷区,并且,下部的正电荷区较经典的三极性要大。Li等^[24]对一次青海雷暴过程的观测显示,在雷暴云的发展和成熟阶段,电荷分布为“上负下正”的反偶极性结构,而在消散阶段则演变为“正-负-正-负”的四极性电荷结构。

进一步分析表明,雷暴云个例主要电荷密度来源及发生非感应起电作用的粒子主要是霰和云水,这与其他学者模拟个例得出的主要粒子是霰与雪或者霰与冰晶的结论^[9,11-12]有所不同。这是因为,首先,文中雷暴个例中雪粒生成量较其他粒子小很多,高含量雪主要出现在7 km(对应的温度 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$)以上的高层,并且,高含量冰晶主要出现在8~10 km(对应的温度 $-27\text{ }^{\circ}\text{C}\sim -40\text{ }^{\circ}\text{C}$)以上的高层。因此,这些雪和冰晶与霰碰撞的机会相对较少,它们之间的非感应起电作用较弱。其次,个例雷暴的最大上升气流只达到10 m/s量级,2 m/s上升速度的顶部仅达到8 km附近(大约 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$),这样的上升气流分布结构并不能将尺度较大的霰粒推送到较高的高度,霰与冰晶之间混合的区域并不大。由于在较暖区域冰晶含量很少,因此,在反转温度 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层附近冰晶与霰之间的碰撞率不高。综合这些原因,霰与冰晶之间的非感应起电较弱。正是因为上升气流不够强,使得更多的霰粒在反转温度层附近与云中大量云滴碰撞,碰撞率较高,发生非感应起电。按照Takahashi的非感应起电机制,在反转温度 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层之下(温度大于 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$),霰粒带正电荷,云滴带负电荷,而在反转温度 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层之上区域,在云水含量较高区(液态水含量为 $0.1\sim 4\text{ g/m}^3$),霰粒带负电荷,云滴带正电荷,在云水其他含量区,霰粒带正电荷,云滴则带负电荷。据此,可以解释霰电荷正值区和云滴电荷负值区均在 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层之上云的两侧发生上翘的原因。由于在 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层之下的较暖层,霰粒非感应电荷电作用大,带正电荷的范围也大,导致了整个电荷结构下部出现较大范围的正电荷区。

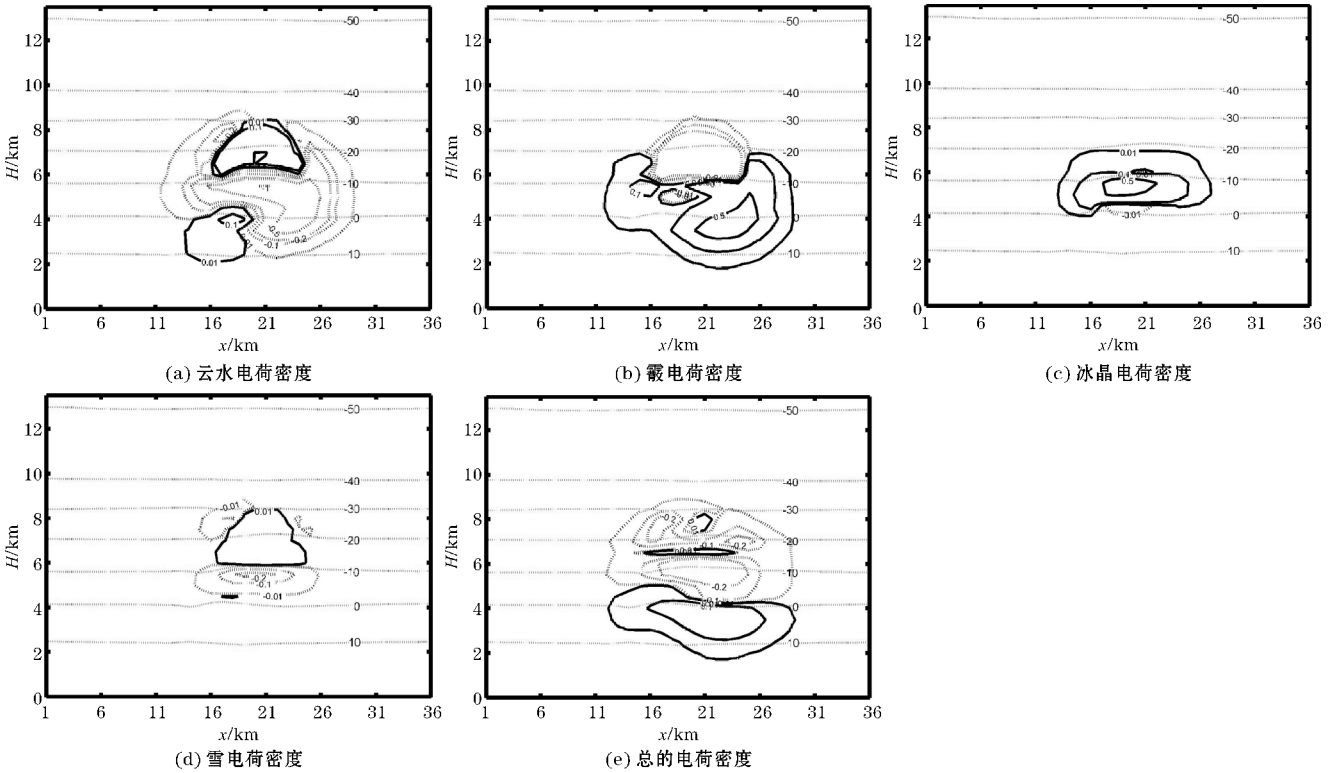


图7 30 min 时各水成粒子电荷密度图

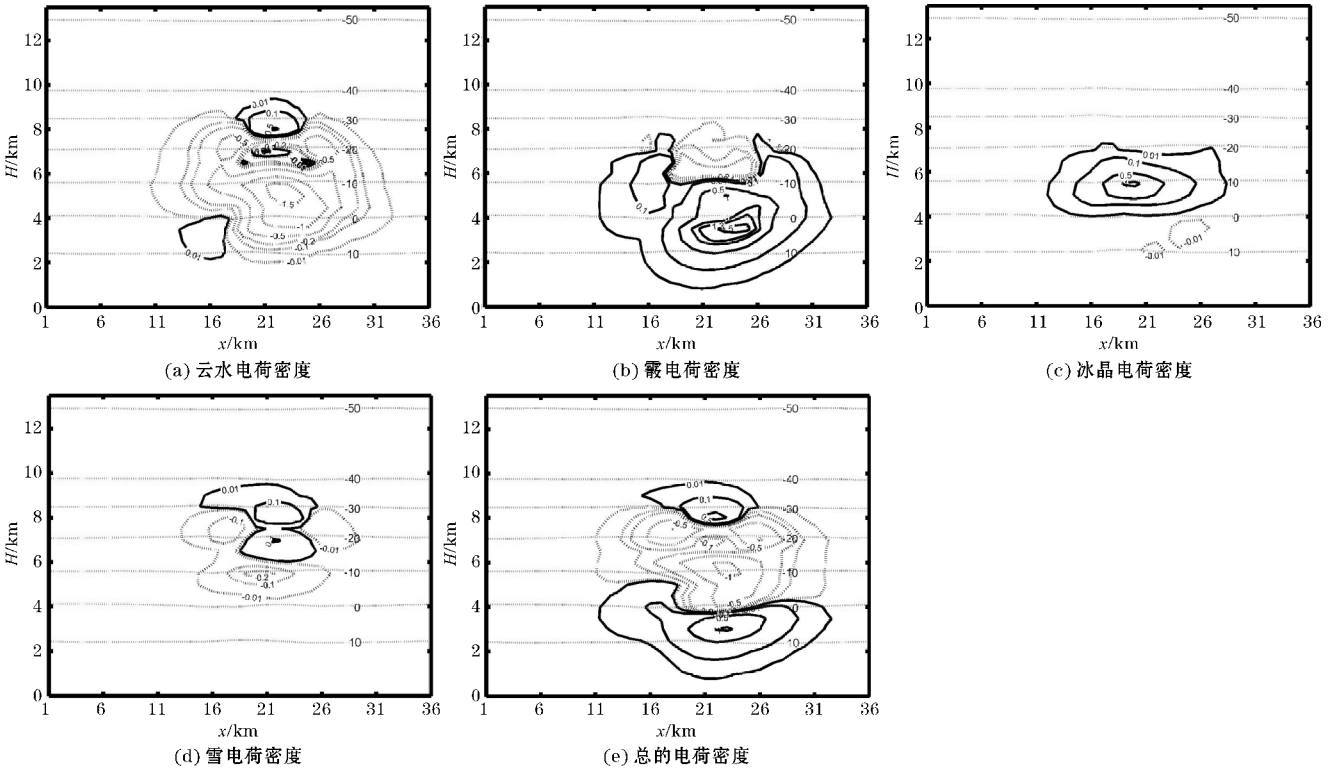


图8 44 min 各水成物粒子电荷密度图

5 结论与讨论

利用三维雷暴云动力-微物理-电耦合数值模式对2015年8月22日北京一次雷暴云过程进行数值模

拟,并结合X波段双偏振雷达观测资料和粒子相态识别反演结果的对比验证,研究雷暴云微物理结构和电荷分布结构及其演变过程,得到以下结论:

(1)模式模拟雷暴云的整体轮廓、强对流单体云宽、云顶高度、最大回波中心位置、形状和云砧等宏观

特征与双偏振雷达观测基本吻合。模拟雷暴云中各种水成物粒子的空间分布与双偏振雷达观测反演结果吻合很好,水成物粒子分布的整体形状和轮廓也很一致。在融化层高度以上,雷暴云从外到内依次大致为冰晶、雪、霰、雹,宽度与高度都依次递减,而在融化层以下,主要为雨滴,其中还包围着少量雹。这些对比结果说明这次模拟结果是可信的。

(2)在雷暴云整个发展过程中云滴、霰、冰晶所带电荷较多,雪带电荷较少,而雨滴和雹所带电荷最少;云滴-霰之间非感应起电和感应起电以及冰晶-霰之间感应起电的作用最大,冰晶-霰之间和雪-霰之间的非感应起电以及云滴-雨滴之间的感应起电作用较小,而与冰雹有关的非感应起电和感应起电以及与雨滴有关的非感应起电作用都很小。

(3)模拟雷暴云总体电荷垂直分布结构比较复杂。在雷暴云发展阶段为“上负下正”的反偶极性结构,即主负电荷区在主正电荷区的上面,但在发展阶段后期在上部的主负电荷区中间包含有弱的小正电荷区。在旺盛阶段,雷暴云总体上呈“上负下正”的反偶极性电荷分布结构,但在云上部的主负电荷区中间出现了一些弱的垂直排列的小正电荷区,并逐步加强和扩大,导致上部的负电荷区出现部分变性。在消散阶段,模拟雷暴云的电荷垂直分布呈现典型的“正-负-正”三极性结构特征,云上部的正电荷区强度较弱,范围较小,云中部的负电荷区强度大,范围也很大,并由多个负值中心构成,而云下部的正电荷区范围与中部的负电荷区相当,但强度要弱一些。本例模拟的雷暴云下部正电荷区范围也比经典的三极性模型所给出的云下部正电荷区范围要大很多。这样的电荷分布结构与中国高原地区观测结果非常类似。

(4)雷暴云下部大范围的正电荷区主要由霰粒所携带的正电荷贡献。从模式模拟的结果可以看出,在雷暴云发展阶段总电荷结构大致为“上负下正”的反偶极性结构。反偶极性的电荷结构已经被许多学者观测到,Li等^[24]利用宽带电场变化脉冲的三维定位发现,在发展阶段电荷结构为上负下正的反偶极性结构。Mansell等^[25]在三维SEM模式中对多种起电参数化方案进行了对比试验,发现Takahashi方案只能产生偶极性或三极性的电荷结构。郭凤霞等^[10]对两种起电参数化方案进行了对比研究,也认为Takahashi方案不能产生反极性的电荷结构,因而没有选择Takahashi方案作对比。最近,张义军等^[26]对反极性电荷结构的相关研究进行了综合回顾,认为反极性电荷结构往往在强风暴中出现。因此,关于雷暴云反极性电荷结构的形成机制,还有待更加深入的研究。

参考文献:

- [1] Smith M H, Orville H D. Electrical effects for a numerical cloud model[R]. South Dakota School of Mines and Technology Rapid City Institute of Atmospheric Sciences, 1970.
- [2] Chiu C S. Numerical study of cloud electrification in an axisymmetric, time-dependent cloud model[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 1978, 83(C10): 5025-5049.
- [3] Takahashi T. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1978, 35(8): 1536-1548.
- [4] Takahashi T. Thunderstorm electrification-A numerical study[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1984, 41(17): 2541-2558.
- [5] 孙安平, 张义军, 言穆弘. 雷暴电过程对动力发展的影响研究[J]. 高原气象, 2004, 23(1): 26-32.
- [6] 孙安平, 言穆弘, 张义军. 三维强风暴动力-电耦合数值模拟研究 I: 模式及其电过程参数化方案[J]. 气象学报, 2002, 60(6): 722-731.
- [7] 侯团结, 牛生杰, 雷恒池, 等. 长春地区对流云起电过程的数值模拟[J]. 南京气象学院学报, 2008, (2): 221-227.
- [8] 侯团结. 雷暴云起电过程的数值模拟研究[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2007.
- [9] 郭凤霞, 陆干沂, 吴鑫, 等. 强雷暴中正地闪发生的条件[J]. 中国科学: 地球科学, 2016, 46(5): 730-742.
- [10] 郭凤霞, 张义军, 言穆弘. 雷暴云首次放电前两种非感应起电参数化方案的比较[J]. 大气科学, 2010, 34(2): 361-373.
- [11] 丁鹏飞, 寇正, 邱实, 等. 六种非感应起电参数化方案对南京一次雷暴电荷结构的数值模拟分析[J]. 热带气象学报, 2016, (1): 125-136.
- [12] 周志敏. 强风暴云微物理与电过程相互作用机理研究[D]. 北京: 中国科学院研究生院(大气物理研究所), 2008.
- [13] Seliga T A, Bringi V N. Potential Use of Radar Differential Reflectivity Measurements at Orthogonal Polarizations for Measuring Precipitation[J]. Journal of Applied Meteorology, 1976, 15: 69-76.
- [14] Doviak R J, Zrníc D S. Doppler Radar and Weath-

- er Observations [J]. *Applied Optics*, 1994, 33 (21):4531.
- [15] Ziegler C L, Macgorman D R, Dye J E, et al. A model evaluation of noninductive graupel-ice charging in the early electrification of a mountain thunderstorm [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96(D7):12833-12855.
- [16] Macgorman D R, Straka J M, Ziegler C L. A Lightning Parameterization for Numerical Cloud Models [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 2001, 40(3):459-478.
- [17] 杨慧玲, 肖辉, 洪延超. 气溶胶对冰雹云物理特性影响的数值模拟研究[J]. *高原气象*, 2011, 30(2):445-460.
- [18] 何宇翔, 吕达仁, 肖辉等. X波段双线极化雷达反射率的衰减订正[J]. *大气科学*, 2009, (5):1027-1037.
- [19] 刘亚男, 肖辉, 姚振东, 等. X波段双极化雷达对云中水凝物粒子的相态识别[J]. *气候与环境研究*, 2012, 17(6):925-936.
- [20] 郝秀书, 张义军, 张其林. 闪电放电特征和雷暴电荷结构研究[J]. *气象学报*, 2005, 63(5):646-658.
- [21] 郝秀书, 刘冬霞, 孙竹玲. 闪电气象学研究进展[J]. *气象学报*, 2014(5):1054-1068.
- [22] Qie X S, Chen C P, Zhang G S, et al. The lower positive charge center and its effect on lightning discharges on the Tibetan Plateau [J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32.
- [23] 赵中阔, 郝秀书, 张廷龙, 等. 一次单体雷暴云的穿云电场探测及云内电荷结构[J]. *科学通报*, 2009, 554(22):3522-3536.
- [24] Li Y. J., G. Zhang, J. Wen, et al. Electrical structure of a Qinghai-Tibet Plateau thunderstorm based on three-dimensional lightning mapping [J]. *Atmospheric Research*, 2013, 134:137-149.
- [25] Mansell E R, MacGorman D R, Ziegler C L, et al. Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2005, 110(D12).
- [26] 张义军, 徐良韬, 郑栋, 等. 强风暴中反极性电荷结构研究进展[J]. *应用气象学报*, 2014, 25(5):513-526.

Numerical Simulation of Microphysical Structures of a Severe Thunderstorm in Beijing and their Comparisons with Polarimetric Radar Observations

TAN Tian^{1,2}, XIAO Hui^{2,3}, SUN Yue^{2,3}, HOU Tuan-jie², FENG Liang^{2,3}, WEN Guang², ZHOU Yun-jun¹

(1. Chengdu University of Information and Technology, Chengdu 610225, China; 2. Key Laboratory of Cloud-Precipitation and Severe Storms, and Center of Disaster Reduction, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: This paper used the three-dimensional dynamic-microphysical-electric-coupling thundercloud numerical model to make a numerical simulation of a severe thunderstorm occurred in northeastern Beijing on August 22, 2015, the simulation results were compared with the hydrometeor structures retrieved by X-band polarimetric radar observation. The model simulation results are in good consistent with the X-band polarimetric radar observations in the macro-structure of thunderstorm and the distribution of hydrometeor particles in the thunderstorm. Moreover, the simulation has high reliability. Under this condition, the evolutions of the charge structure and electrification process were analyzed. The results show that in the development stage of the thunderstorm, the general charge structure in the cloud presents an inverted dipole characteristic with a "negative-positive" polarity. And in the mature stage, the general charge structure shows a normal tripole characteristic of "positive-negative-positive" polarity. The electrification processes are further analyzed in the paper.

Keywords: atmospheric physics; thunderstorm; microphysical structure; polarimetric radar observation; charge structure; electrification process