

周志敏, 郭学良. 2009. 强雷暴云中电荷多层分布与形成过程的三维数值模拟研究 [J]. 大气科学, 33 (3): 600 - 620. Zhou Zhimin, Guo Xueliang. 2009. A three dimensional modeling study of multi-layer distribution and formation processes of electric charge in a severe thunderstorm [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (3): 600 - 620.

强雷暴云中电荷多层分布与形成过程的 三维数值模拟研究

周志敏^{1,2} 郭学良^{1,3}

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 中国气象科学研究院, 北京 100081

摘 要 通过建立云物理耦合电过程的冰粒子分档模式, 对北京一次强雷暴天气的云中空间电荷结构分布、形成机制及放电过程进行了模拟分析研究。结果表明: (1) 云水含量主要通过感应起电来影响云水、霰粒子之间的电荷转移, 然后再影响空间电荷分布。而包含了雨水后的液水含量主要通过非感应起电在不同含水量条件下的起电机理影响霰粒子同雪粒子 (或冰晶) 碰撞后转移电荷的极性与大小, 从而影响空间电荷结构。(2) 微物理过程的不均匀性将导致水成物含水量源汇项的不均匀性。而这种不均匀性首先会使得水成物在不同垂直剖面上的分布也不均匀, 从而使得感应、非感应起电变得更复杂。源汇项的不均匀性还会导致水成物之间因质量转移而产生的电荷转移也不均匀。(3) 强的上升气流将冰相物携带到较高处, 从而使得水成物间发生电荷转移的高度也比较高。雪粒子在强上升气流上部及两侧区域出现多个含量中心, 霰粒子含量分布相对均匀, 而质量中心向背风侧倾斜。因此, 非感应起电过程主要发生在背风侧的辐散区域, 从而导致空间电荷也主要分布在该区域。强上升气流使得冰相水成物在不同区域出现含量中心, 使得同一冰相物在不同区域携带不同电荷 (尤其是在强风暴的成熟期), 从而使得空间电荷易于出现多层结构。(4) 由于放电会改变空间电荷结构, 放电通道中的感应电荷会重新分配到各个水成物表面, 所以在微物理过程和动力过程等作用下, 在水成物质量转移过程中发生的电荷转移将会更加复杂, 从而使得空间电荷浓度分布更加复杂。但是该作用的重要性还需要进一步的研究。以上因子均是造成空间电荷多层分布的重要原因。

关键词 三维冰雹云冰粒子分档模式 电荷 多层分布 液水含量 微物理作用 动力作用 闪电

文章编号 1006 - 9895 (2009) 03 - 0600 - 21 **中图分类号** P427 **文献标识码** A

A Three-Dimensional Modeling Study of Multi-Layer Distribution and Formation Processes of Electric Charges in a Severe Thunderstorm

ZHOU Zhimin^{1,2} and GUO Xueliang^{1,3}

1 *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Graduate University of Chinese Academy of Science, Beijing 100049*

3 *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*

Abstract A three-dimensional cloud model with detailed hail-bin microphysics coupled with the electrification

收稿日期 2007 - 11 - 19, 2008 - 03 - 24 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40575003、40333033, 国家科技支撑计划重点项目 2006BAC12B03

作者简介 周志敏, 男, 1979 年出生, 博士, 主要从事大气电学和云降水物理研究。E-mail: lzld8379@163.com

process is developed to simulate electric charges and discharging processes in a severe thunderstorm in Beijing. The results indicate that the charge transfer between cloud droplets and graupel, and the spatial distribution of charge density are primarily influenced by cloud water through inductive charging mechanism. However, influences on the distribution of charge density from the liquid water content including rain water are mainly through influencing the polarity and quantity of transferred charges between graupel and snow (or ice) crystals in the non-inductive charging processes for different liquid water contents. Different cloud microphysical processes may produce an inhomogeneous distribution of the source and sink of hydrometeors, which causes the inhomogeneous distribution of hydrometeors on different vertical cross sections and leads to the complicated charge separation due to both inductive and non-inductive charging processes. At the same time, the charge transfer due to mass transfer of hydrometeors is not homogeneous. Ice phase hydrometeors are carried to higher altitudes by strong updraft, and therefore, lead to charges transfer occurring at higher altitudes. There are several centers of snow particles at the top and flanks of strong updraft. The graupel particles distribution is relatively homogeneous, but the content centers incline towards the lee side of updraft. Therefore, non-inductive charging process mainly occurs on the leeward side of updraft where the divergent airflow occurs, which causes the total charges to distribute primarily in this area. Due to strong updraft, several content centers of ice phase hydrometeors form in different areas, and this lead to that one type of hydrometeor may carry different charge polarity (or quantity) in different areas, especially at the mature stage of the severe thunderstorm, so that the multi-layer charge structure develops easily. Due to the changes of electrical charge structure by the discharge process, the induced charges at lightning channels redistribute on the surface of each hydrometeor category, and this process may complicate the charge transfer induced by the mass transfer of hydrometeors during the interaction between microphysical and dynamical processes. Further research on the effect of lightning on electric charge structure is needed. In all, the factors mentioned above play important roles in producing the multi-layer distribution of electric charges.

Key words three-dimensional hail-bin cloud model, electrical charge, multi-layer, liquid water, microphysical effect, dynamical effect, lightning flash

1 引言

强风暴的荷电、放电过程与云的动力、微物理过程的发展和演变紧密相连。雷电探测一直是一个难点,室内实验和数值模拟是研究云起电机制的重要手段。20世纪70年代以来,随着计算能力的提高,云物理的数值模拟工作开始更多的转向冷云过程,使得考虑起电过程成为可能。随着雷暴起电理论的发展,早期的离子迁移过程已经不再是数值模拟工作的重点。在数值模式中,研究者们开始在电荷的产生过程以及与起电相关的微物理过程中考虑更多的影响因素。Ziv et al. (1974) 在一个时变数值模式中考虑了液水含量和云水初始尺度以及电荷分离效率等因子对感应起电的影响。Scott et al. (1974) 在一个随机数值云模式中,使用感应起电机制研究了水成物表面电荷的形成和环境电场的发展。

Takahashi (1978) 通过实验发现,霰粒子和冰晶粒子发生碰撞时会产生大量的电荷分离。Ja-

yarantne et al. (1983) 也做了类似的实验,获得不同的结果。Saunders et al. (1991, 1998) 的结果与Takahashi (1978) 的相似。而Takahashi et al. (2002) 也对1978年的实验重新进行验证,依旧获得相同结果。

研究者们依据实验结果在云模式中加入感应和非感应起电,以期探讨电场和云的动力、微物理过程之间的关系。科研工作者利用二维模式 (Chiu, 1978; Takahashi, 1984; Helsdon et al., 1987; Ziegler et al., 1989; 言穆弘等, 1996a) 和三维模式 (Rawlins, 1981; 孙安平等, 2002a, 2002b; 郭凤霞等, 2003, 2007; Mansell et al., 2005) 肯定了感应和非感应起电过程在空间电结构形成过程中的优势地位,并模拟得出了双极性或三极性的空间电荷结构。而实际观测的雷暴云中,既可能呈现多层正负极性电荷层交替的结构,也可能发生电荷结构的倾斜 (Stolzenburg, 1996)。Krehbiel et al. (1999) 和张义军等 (2002) 曾观测到反极性空间电荷结构。并且,不同极性的电荷也可能出现在同一高度

(Mansell et al., 2005)。

研究者 (Takahashi, 1978; Jayaratne et al., 1983; Saunders et al., 1991, 1998) 通过实验证明, 液水含量是影响云内起电过程的一个重要因素。尤其是在非感应起电过程中, 它和反转温度一起决定降水粒子携带电荷的极性。微物理过程的发展对液水含量的分布有着重要影响, 从这个意义上来说, 微物理过程也对云内起电有着重要贡献。但有关云的微物理过程、动力过程对起电的影响机制、电荷的多层分布结构及闪电对空间电荷浓度的影响等问题一直没有完全弄清楚。

本文利用建立的闪电数值模式, 模拟研究了北京 2001 年 8 月 23 号一次强雷暴云发展的宏观动力特征、荷电特征, 着重讨论了液水含量、微物理过程、动力过程以及放电过程对空间电荷的影响。

2 模式描述及天气形式分析

2.1 模式描述

本文的数值模式以中国科学院大气物理研究所三维强风暴冰雹分档模式 (郭学良, 1997; 郭学良等, 2001a, 2001b) 为基础。动力学框架是一组时变、非静力以及可压缩的完全弹性方程组。微物理过程考虑了云水、雨滴、冰晶、雪团、霰 (分为 21 档) 等云中主要水成物的核化、凝结/蒸发、冻结/融化、凝华/升华、自动转化、连续碰并、冰晶丛集/繁生以及 Bergeron 过程等。我们在该模式中建立了起电和放电过程, 把云物理过程与电过程进行耦合, 研究强风暴的电荷结构形成机理。

模式中包含了感应和非感应起电过程。其中感应起电过程采用 Chiu (1978) 提出的参数化方案, 考虑云水和霰之间的电荷转移。非感应起电过程采用了 Takahashi (1978) 的参数化方案 (简称 TAK 方案), 考虑冰晶、雪团和霰之间的电荷转移。起电方程见孙安平等 (2002a)。在水成物电荷浓度源汇项中, 增加了除碰撞以外的质量变化 (目前没有考虑与水汽相关的微物理过程) 而导致的电荷转移, 转移的电荷与水成物表面积成正比。

根据 Marshall et al. (1995) 给出的结果, 闪电的初始击穿阈值 E_{bc} (单位: kV/m) 随空气密度变化:

$$E_{bc} = \pm 167\rho(z),$$

其中, z 为高度 (单位: km), $\rho(z)$ 为空气密度 (单

位: kg/m^3)。为了让闪电在较大范围内产生, 并且考虑到次网格扰动, 我们采用与 Mansell et al. (2002) 相同的方法, 将初始击穿阈值调整为 $0.9E_{bc}$ 。然后, 在所有满足放电条件的网格点中随机选择一个点, 作为初始点 (MacGorman et al., 2001)。

闪电的延伸采用 Kasimeier (1960) 提出的双向先导方法, 假设闪电启动后, 正负流光同时传播。正负流光的随机传播、通道与非通道中的电位调整, 以及放电后感应电荷的求解及其重新分配等均与 Mansell et al. (2002) 相同。

模式的水平范围为 $36 \text{ km} \times 36 \text{ km}$, 网格距 1 km , 垂直范围为 19 km , 格距 0.5 km 。采用热泡启动, 扰动中心在模拟域中心, 扰动半径为 $8 \text{ km} \times 8 \text{ km}$, 扰动高度为 2 km , 最大扰动位温为 1.5 K 。大时步为 5 s , 小时步为 0.125 s , 积分时间为 80 min 。

2.2 天气形势分析

该天气形势分析选自付丹红等 (2003)。

2001 年 8 月 23 日, 北京地区降水从西北向东南逐渐发展, 雷阵雨来势凶猛且持续时间较短, 降雨分布极不均匀, 青年湖降雨量仅为 1 mm , 而古观象台降雨量为 19 mm , 天安门降雨量达到了 1 小时 28.6 mm , 为大雨量级。同时有冰雹降下, 部分地区冰雹较大, 如延庆的佛爷顶的最大冰雹直径达 10 mm , 并伴有 8 级以上的瞬时大风。

根据卫星云图和天气图分析 (图略), 这次强对流天气是受蒙古南下冷空气影响。卫星云图较好地反映了这次强天气过程的云系活动。强风暴主要是由于高层冷空气的入侵, 导致局地对流活动所产生的。

本模式采用的探空资料是北京市气象局观象台 20 时 (北京时) 的探空, 该次探空资料能够较好地代表此次强风暴产生的环境。图 1 给出了 2001 年 8 月 23 日北京 20 时的温度露点廓线和环境风廓线。

由图 1a 可知, 此次雷暴发生在低层相对较干、中高层相对较湿的大气环境下。此时大气层结表现为明显的不稳定状态, 非常有利于对流的发生和发展。中尺度环境场对于对流云的发展与形成具有重要的影响, 特别是环境场风速的垂直切变对于局地强风暴发生发展有着重要的作用。图 1b 给出了各等压面上的风向、风速, 从图中可以看到, 此次强

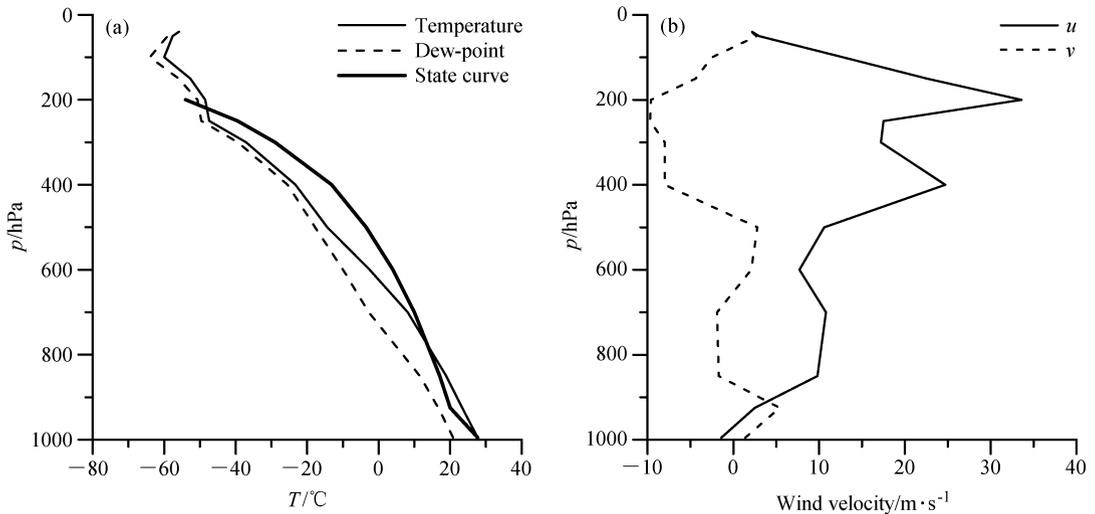


图1 2001年8月23日20时北京地区(a)温度、露点廓线、状态曲线和(b)环境风廓线

Fig.1 (a) Temperature, dew-point temperature, state curve and (b) environmental wind velocity profile observed at 2000 LST 23 Aug 2001 in Beijing

雷暴天气发生发展的环境风场存在较大的风切变。地面到700 hPa左右的风速切变大约为 $3.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, 而仅从500 hPa至400 hPa风速切变就达 $9.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。在250 hPa到200 hPa出现了风速切变的一个极大值 $10.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。同时, 在700 hPa至500 hPa和400 hPa至250 hPa两层之间出现风的逆切变。这种水平风有强的垂直切变是强风暴系统形成的一个显著的环境条件, 而且这种环境风切变能够组织对流不稳定能量的释放, 使对流系统得以维持。

3 结果分析

3.1 雷暴云的宏观动力特征

由于该个例具有较强的大气不稳定性, 因此, 在模拟到2 min时, 初始云泡就已经形成。从第4 min开始, 在0°C到20°C高度层之间, 开始有云水自动转化成雨水。

模拟到9 min左右时, 最大上升气流达到20.3 m/s。在主上升气流上方, -10°C到-20°C高度层之间, 冰晶通过凝华增长而产生。此时的冰晶含量比较小(最大值小于 0.01 g/m^3)。同时, 通过过冷雨滴的异质核化产生了少量霰和雪, 冰晶自动转换也产生了少量的雪。雪和霰的含量都小于 0.01 g/m^3 。云水含量在此时达到最大值, 达到 3.2 g/m^3 。

图2表示不同时刻 $y=18 \text{ km}$ 的垂直剖面上, 上升气流与温度场的分布情况。

模拟到第15 min时, 由于气流补偿性下沉, 在雷暴云6 km到13 km高度出现了较大下沉气流(图2a)。最大上升气流达到最大值, 为50.2 m/s, 最大下沉气流达到了20.7 m/s。最大上升气流中心穿过了一20°C高度层, 达到-24°C高度层附近, 满足了产生强起电的条件(言穆弘等, 1996b)。此时, 云顶高接近15 km, 云内最大液水含量达到 8.87 g/m^3 , 云中也出现了大量冰相物。冰晶的最大含水量达到 0.53 g/m^3 , 雪粒子的最大含水量达到了 0.25 g/m^3 。雨滴和霰粒子的最大含水量则分别达到了 7.73 g/m^3 和 6.71 g/m^3 。云水由于冰晶的同质核化、Bergeson过程、自动转化为雨滴以及与其他粒子的碰撞过程而大量消耗, 而冰晶融化产生的云水极其有限, 所以云水持续减少, 此时的最大含量为 2.0 g/m^3 。

第16.5 min时, 由于降水物的拖曳作用增强, 最大上升气流有所减弱, 回落为46.9 m/s, 上升气流中心爬升到-30°C高度层附近(见图2b)。从该时刻开始, 放电连续产生。在第18 min左右, 开始降水。随着降水粒子的拖曳作用增强, 下沉气流也开始增大。第20 min时, 下沉气流达到最大值30.6 m/s, 而上升气流则减小为30.0 m/s。7 min以后, 地面出现降雹。整个云区内的上升气流在不断增强的降水拖曳作用下不断减弱。模拟至第33 min时, 最大上升气流减弱为17.9 m/s。此时, 雷暴云下部完全被下沉气流控制, 其极值减为

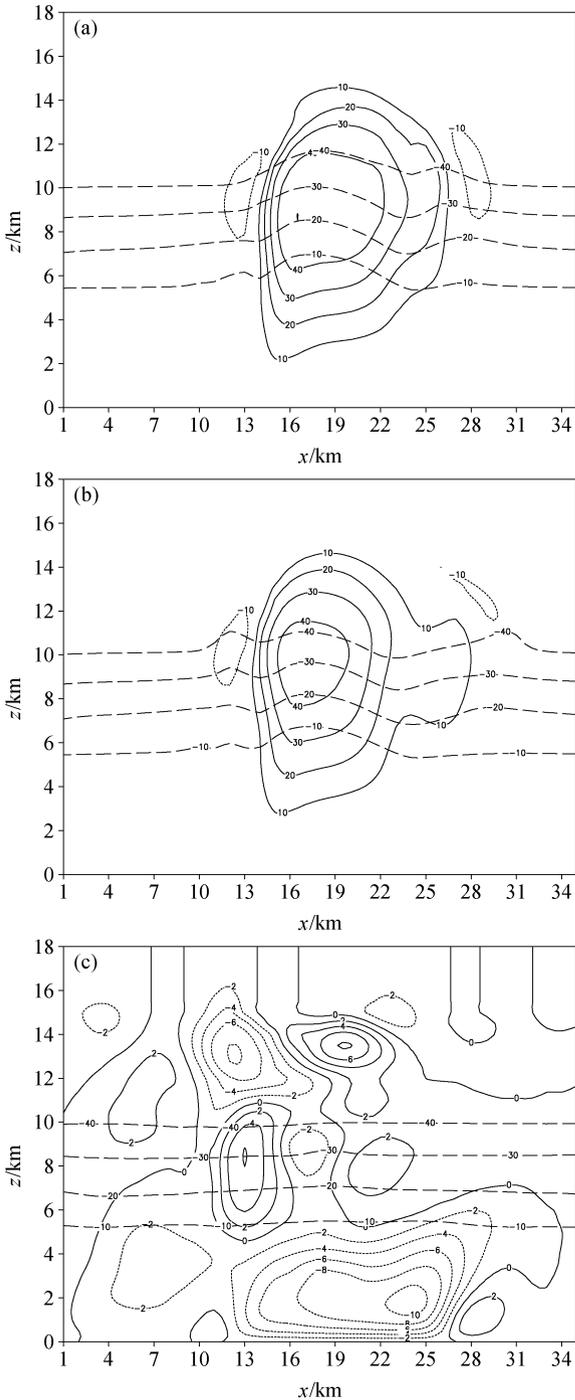


图2 不同时刻垂直速度场(实、点线,单位: m/s)和温度(长虚线,单位: $^{\circ}\text{C}$)沿 $y=18\text{ km}$ 垂直剖面的分布: (a) $t=15\text{ min}$; (b) $t=16.5\text{ min}$; (c) $t=33\text{ min}$

Fig. 2 The $x-z$ cross sections of vertical velocity (solid and dotted line, units: m/s) and temperature (long dashed line, units: $^{\circ}\text{C}$) along $y=18\text{ km}$ at (a) $t=15\text{ min}$, (b) $t=16.5\text{ min}$, (c) $t=33\text{ min}$

11.5 m/s (见图 1c)。由于降水消耗,云水含量减少为 0.65 g/m^3 。过冷雨水含量极值依然维持在

4.0 g/m^3 左右。

3.2 空间电荷结构形态及其影响因素

图3表示 $t=12\text{ min}$ 时, $y=18\text{ km}$ 垂直剖面上以及 $t=15\text{ min}$ 时, $y=18\text{ km}$, $y=11\text{ km}$, $x=18\text{ km}$ 和 $x=14\text{ km}$ 垂直剖面上空间电荷浓度和温度的分布情况。“max”和“min”表示指定垂直剖面上电荷浓度的最大值和最小值(本文所有图中,“max”和“min”均表示指定剖面上物理量的最大值和最小值)。

模拟至第 11 min 时,霰粒子出现,起电迅速产生。第 12 min 时,在 8 km 到 11 km 高度(对应约 -11°C 到 -45°C 温度层), $y=18\text{ km}$ 的垂直剖面上,空间电荷已经初步出现了“正负正”的三极结构(图 3a)。高层的正电荷中心浓度为 1.2 pC/m^3 ($\text{p}=10^{-12}$),位于 9.5 km 高度处,该区域主要由荷正电的冰晶和雪团组成。中层的负电荷区域主要由荷负电的霰粒子以及在反转温度以下与霰粒子碰并被上升气流输送到较高处的雪团组成,电荷浓度中心在约 8.0 km 高度,极值为 -1.0 pC/m^3 。低层的正电荷区位于反转温度层以上,主要由在从反转温度层以下抬升上来的霰粒子组成,电荷浓度中心在约 7.5 km 的高度,中心极值为 0.5 pC/m^3 。此时各水成物的总量有限,发生碰撞的区域也不大,所以该空间电荷强度较小,水平范围也只有 6 km 左右。

第 15 min 时,上升气流达到最大值,为 50.2 m/s 。在约 7.5 km 到 13 km 高度(对应约 -18°C 到 -60°C 温度层), $y=18\text{ km}$ 垂直剖面上,空间电荷呈现约五层的正负交替分布(图 3b)。而且,在同一高度上也出现了正负交替的分布。此时,每一种水成物都在不同的区域携带不同极性的电荷。总的电荷浓度中心极值分别为 0.6 nC/m^3 ($\text{n}=10^{-9}$) 和 -0.8 nC/m^3 。第一层正电荷区域主要由雪粒子和冰晶组成,第二、四层负电荷区以及第三、五层正电荷区主要由霰粒子组成。云水和雨滴的荷电相对较小,无法影响整个空间电荷浓度的分布,只是在局部地方有一些贡献。在 $y=11\text{ km}$ 的剖面上,空间电荷呈规则正偶极(上正下负)分布(图 3c)。正电荷区域主要由雪粒子和冰晶组成,此时,该区域的云水和雨滴均荷正电,但是由于量级相对较小,对正电荷区的贡献稍小。下部的负电荷区域则由霰粒子组成。空间电荷浓度正负中心分别在约

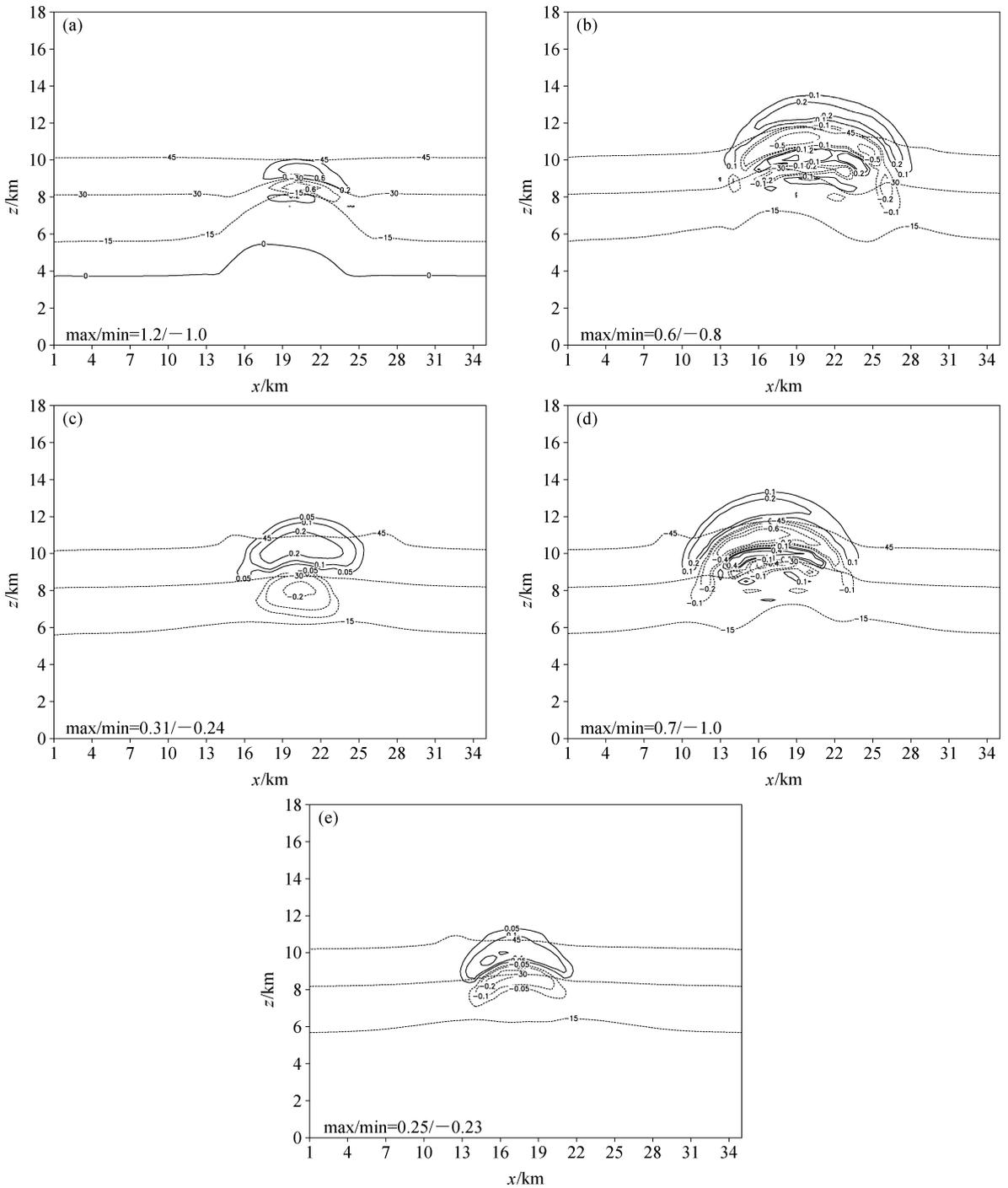


图 3 (a) $t=12$ min 和 (b~e) $t=15$ min 空间电荷浓度 (等值线, 单位: nC/m^3) 与温度 (水平等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 的垂直剖面分布: (a) $y=18$ km; (b) $y=18$ km; (c) $y=11$ km; (d) $x=18$ km; (e) $x=14$ km

Fig. 3 The vertical cross sections of charge density (units: nC/m^3 , contour) and temperature (units: $^{\circ}\text{C}$, horizontal contour) at (a) $t=12$ min and (b-e) $t=15$ min; (a) $y=18$ km; (b) $y=18$ km; (c) $y=13$ km; (d) $x=18$ km; (e) $x=14$ km

10 km 和 8 km 高度处, 极值分别为 $0.31 \text{ nC}/\text{m}^3$ 和 $-0.24 \text{ nC}/\text{m}^3$ 。

与 $z-x$ 垂直剖面上相似, 在 $x=18$ km 和 $x=$

14 km 的 $z-y$ 垂直剖面上, 空间电荷浓度也表现出不同的分布。 $x=18$ km 剖面上, 电荷分层较为复杂 (图 3d), 而在 $x=14$ km 剖面上, 电荷结构则

呈正偶极性分布(图 3e)。

由此可见,不同的垂直剖面上以及同一垂直剖面上的不同区域,空间电荷浓度的分布存在显著差异。下面,我们主要从四个方面讨论产生该现象的原因。

3.2.1 液水含量对电荷结构的影响

液水含量是影响起电的重要因素之一。目前,大多数研究表明,当液水含量过高或者过低时,霰粒子在非感应起电过程中荷正电(Takahashi, 1978; 张义军等, 1999; Pereyra et al., 2000)。为了考虑液水含量对电荷结构的直接影响,我们暂不考虑微物理过程对液水含量的贡献。

首先,单独考虑云水的作用。云水对电荷结构的影响,主要是通过和霰粒子的感应起电体现(另一部分影响将在 3.2.2 节中叙述)。图 4a 和 4b 分别给出了第 15 min 时 $y=11$ km 和 $y=18$ km 剖面上霰粒子和云水之间的碰撞区域。

图 5 给出了第 15 min 时 $y=11$ km 和 $y=18$ km 剖面上霰粒子和云水之间因感应起电而转移的感应起电浓度分布。在 $y=11$ km 剖面上,云水和霰粒子的碰撞区域比较规则(图 4a),因此感应起电产生的电荷区域也比较规则(图 5a)。而在 $y=18$ km 剖面上,云水在碰撞区域(约 -25°C 到 -40°C 高度层之间)分布比较混乱(图 4b),因此感应起电

产生的电荷区域也不规则(图 5b)。与 $y=11$ km 剖面上感应起电主要产生负电荷相比, $y=18$ km 剖面上的感应起电不仅在空间分布上不规则,而且在正电荷中心周围出现了多个负电荷中心。这是因为影响霰与云水之间感应起电的因子较多。从 Chiu (1978) 给出的公式可知,感应起电转移的电荷极性要受两种粒子发生碰撞时的数浓度、速度、半径、单个粒子的荷电量以及垂直电场等物理量的影响。云水分布的不规则(由于霰粒子的分布相对均匀,所以我们主要考虑云水分布的不规则)将导致感应起电转移电荷的极性也随之复杂。所以,当云水分布不均的时候,霰粒子与云水之间产生的感应起电浓度极性在空间分布较复杂,从而会影响云水、霰粒子电荷浓度的分布。

因此,不同剖面上的云水分布将影响相应剖面上的感应起电,然后对该剖面上的空间电荷浓度产生影响,从而影响整个空间电荷浓度。

第 12 min 时, $y=18$ km 剖面上的电荷分布情况和成因与第 15 min 时 $y=11$ km 剖面类似,不再详细分析。

下面,我们来讨论包括雨水在内的液水含量对电荷结构的影响。

由于本个例的上升气流较强,霰粒子开始发展的时候,冰晶的主体部分已经在 -40°C 的高度层

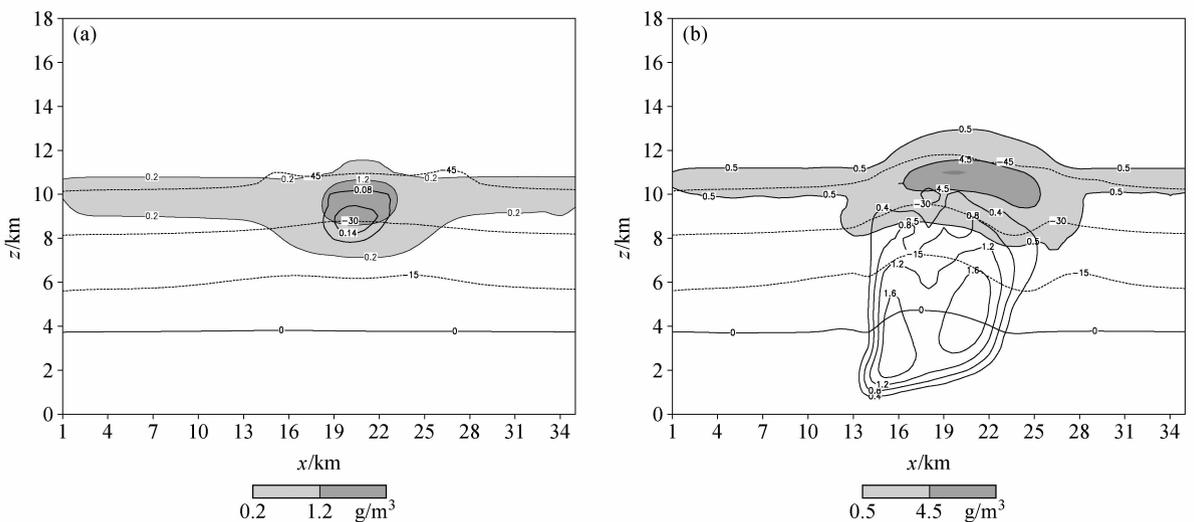


图 4 15 min 时霰粒子含水量(阴影)、云水含水量(等值线)以及温度(水平等值线,单位: $^{\circ}\text{C}$)在不同垂直剖面上的分布: (a) $y=11$ km, 云水含水量等值线间隔为 0.06 g/m^3 ; (b) $y=18$ km, 云水含水量等值线间隔为 0.4 g/m^3

Fig. 4 The $x-z$ cross sections of water content of graupel (shaded), water content of cloud water (contour) and temperature (horizontal contour, units: $^{\circ}\text{C}$) at $t=15$ min: (a) $y=11$ km, the contour interval of cloud water is 0.06 g/m^3 ; (b) $y=18$ km, the contour interval of cloud water is 0.4 g/m^3

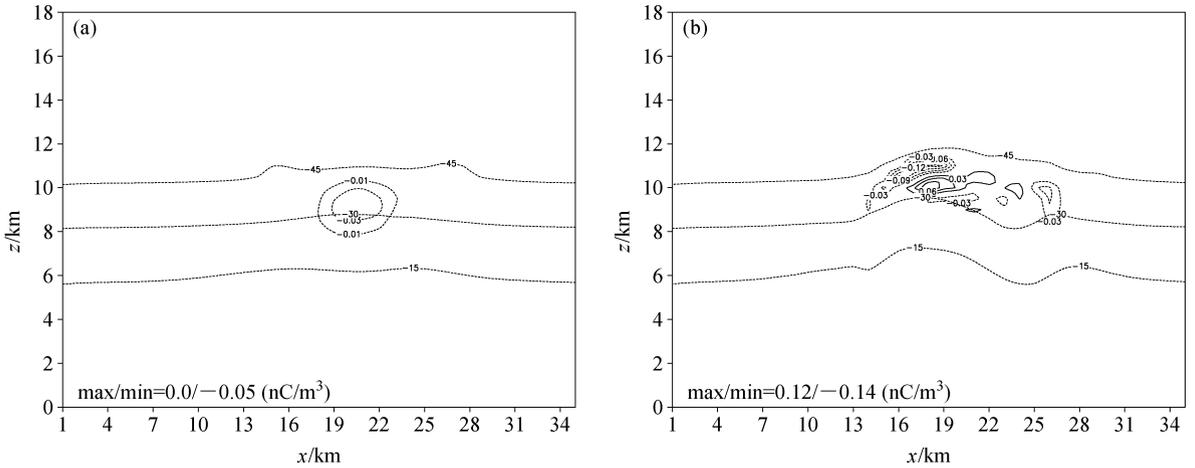


图5 15 min时垂直剖面上云水和霰粒子之间因感应起电而转移的电荷浓度(等值线, 单位: nC/m^3)以及温度(水平等值线, 单位: $^\circ\text{C}$)分布: (a) $y=11\text{ km}$; (b) $y=18\text{ km}$

Fig. 5 The $x-z$ cross sections of charge density (contour, units: nC/m^3) transferred due to inductive-charging between graupel and cloud water, and temperature (horizontal contour, units: $^\circ\text{C}$): (a) $y=11\text{ km}$; (b) $y=18\text{ km}$

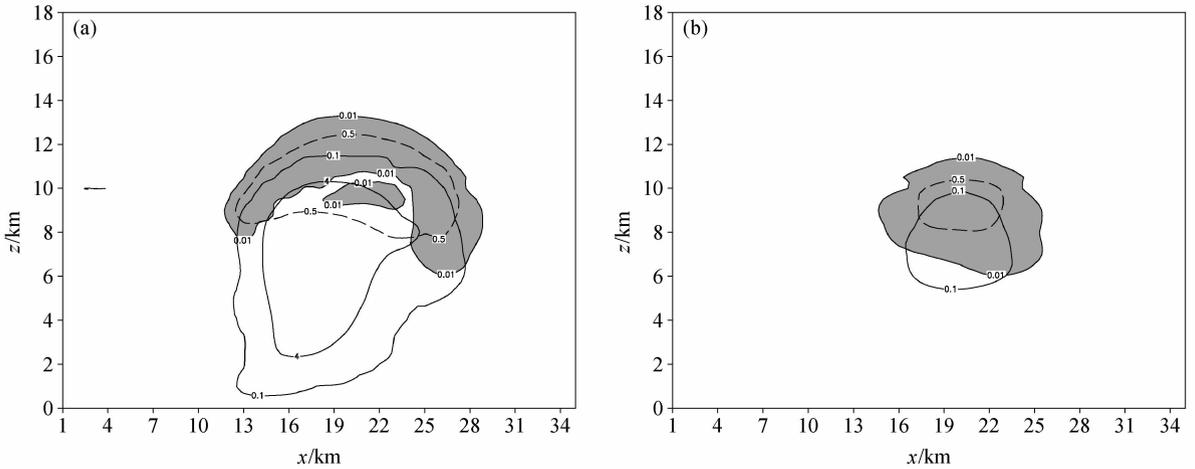


图6 14.5 min时液水(实线)、霰粒子(长虚线)和雪粒子(阴影)的含水量在 $x-z$ 垂直剖面上的分布(单位: g/m^3): (a) $y=18\text{ km}$; (b) $y=11\text{ km}$

Fig. 6 The $x-z$ cross sections of the water content (units: g/m^3) of liquid water (solid line), graupel (long dashed line) and snow crystal (shaded area): (a) $y=18\text{ km}$; (b) $y=11\text{ km}$

以上。所以，霰粒子和雪粒子之间的非感应起电对空间电荷浓度的分布起主要作用。我们在这里主要考虑霰粒子和雪粒子之间的非感应起电过程。

Takahashi (1978) 通过试验指出，当反转温度层以上的液水含量在 $0.1\text{ g}/\text{m}^3 \sim 4.0\text{ g}/\text{m}^3$ 范围时，霰粒子在非感应起电中获得正电荷，否则获得负电荷。从3.1节的分析可知，该单体的液水含量非常丰富。模拟至14.5 min时，在反转温度层以上，某些垂直剖面(如 $y=18\text{ km}$)上出现含水量超过 $4.0\text{ g}/\text{m}^3$ 的区域(图6a)。霰粒子在含水量大于上

限以及小于下限的地方都获得正电荷(图6b)。

而有些垂直剖面(如 $y=11\text{ km}$)上，反转温度层上以的液水含量在上限范围内，因此霰粒子只能在液水含量小于下限含水量的碰撞区域(图7a)获得正电荷(图7b)。

需要指出的是，在TAK方案中，当液水含量小于 $0.1\text{ g}/\text{m}^3$ 时，非感应起电分离的电荷量级随着液水含量的减小递减较快。因此，影响电荷分布的主要还是液水含量大于 $0.1\text{ g}/\text{m}^3$ 的区域。霰粒子和雪粒子主要荷电来源就是非感应起电，因此丰

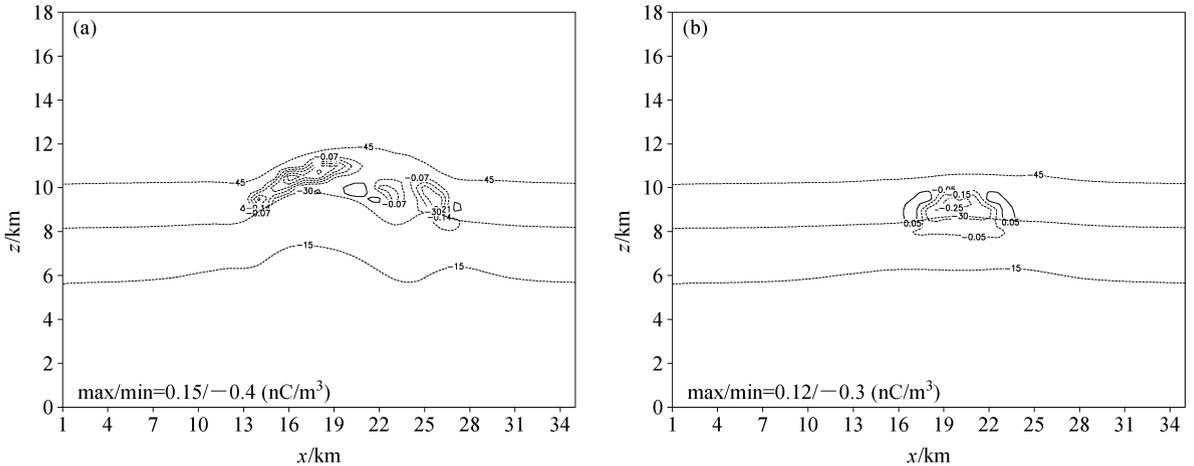


图7 14.5 min时霰粒子和雪粒子之间非感应起电转移的空间电荷浓度(等值线,单位: nC/m^3)和温度(水平等值线,单位: $^{\circ}\text{C}$)的垂直分布:(a) $y=18\text{ km}$; (b) $y=11\text{ km}$

Fig. 7 The $x-z$ cross sections of the charge density (contour, units: nC/m^3) transferred as a result of non-inductive charging between graupel and snow crystal, and temperature (horizontal contour, units: $^{\circ}\text{C}$) at $t=14.5\text{ min}$: (a) $y=18\text{ km}$; (b) $y=11\text{ km}$

富的液水含量将导致两者在反转温度层以上转移电荷的极性不再均一,从而有可能累积生成多层正负交替的电荷中心。

从以上分析可知,云水含量主要通过感应起电来影响云水、霰粒子的荷电,然后再影响空间电荷分布。而包含了雨水后的液水含量主要通过非感应起电在不同含水量条件下的起电情况,影响霰粒子同雪粒子(冰晶)碰撞后转移电荷的极性与大小。

3.2.2 微物理过程对电荷结构的影响

严格来说,微物理过程应该是与动力场、电场耦合起来相互作用的。但是为了考虑微物理过程对电荷结构的直接影响,我们主要从两个方面来进行分析:(1)微物理过程通过影响水成物分布,从而影响起电;(2)微物理过程通过影响水成物之间质量转换,从而影响起电。

从3.2.1节中讨论云水和霰粒子之间的感应起电可知,云水的复杂分布导致了和霰粒子之间复杂的电荷传输。尽管该传输会影响两种水成物各自的电荷分布,但是决定空间电荷结构的最主要因素还是非感应起电(Chiu, 1978; Takahashi, 1978, 1984; Helsdon et al., 1987; 郭凤霞等, 2003; Mansell et al., 2005)。前文已经提到过,在霰粒子开始发展的时候,冰晶的主体部分已经处于 -40°C 高度层以上了。因此,霰粒子与雪粒子之间的非感应起电就成为了影响空间电荷结构的最重要因素。

水成物在发展过程中涉及的相关微物理过程是

非常复杂的。在不同的垂直剖面上,影响某一类水成物生长的优势因子也不一定完全相同。本模式与雪粒子生长相关的微物理过程中,云水与雪粒子的碰撞以及过冷水冻结是两个重要因子。

图8表示 $t=14.5\text{ min}$ 时, $y=11\text{ km}$ 和 $y=18\text{ km}$ 垂直剖面上,雪粒子通过上述两个因子增长时的增量分布以及雪粒子含量的分布。

图8a、d表示第14.5 min时, $y=11\text{ km}$ 和 $y=18\text{ km}$ 垂直剖面上云水与雪粒子碰撞时导致雪粒子含量的增量(最小等值线为 $1\times 10^{-3}\text{ g}/\text{m}^3$)。图8a中雪粒子含量的增量比较均匀,含水量中心极值为 $5\times 10^{-3}\text{ g}/\text{m}^3$ 。该剖面上雪粒子分布比较均匀(见图8c),含量中心极值为 $0.18\text{ g}/\text{m}^3$ 。所以该物理机制对雪粒子含量影响并不算大。图8d中雪粒子的增量则并不均匀,在不同的区域出现多个含水量中心,最大含水量为 $0.02\text{ g}/\text{m}^3$ 。而雪粒子在该剖面上的最大含水量为 $0.35\text{ g}/\text{m}^3$,并且含水量中心的分布也与该含水量增量分布比较吻合(见图8f)。因此,云水与雪粒子碰撞导致的雪粒子增长在 $y=18\text{ km}$ 垂直剖面上相对重要一点。

图8b和8e表示第14.5 min时, $y=11\text{ km}$ 和 $y=18\text{ km}$ 垂直剖面上过冷水冻结而增加的雪粒子含量,两图中的最小等值线依然为 $1\times 10^{-3}\text{ g}/\text{m}^3$ 。前者含水量中心极值为 $0.01\text{ g}/\text{m}^3$,出现在约 $x=17.5\text{ km}$ 处(另外两个小中心由于量级稍小,对雪粒子含量分布影响也较小),与雪粒子含量中心比

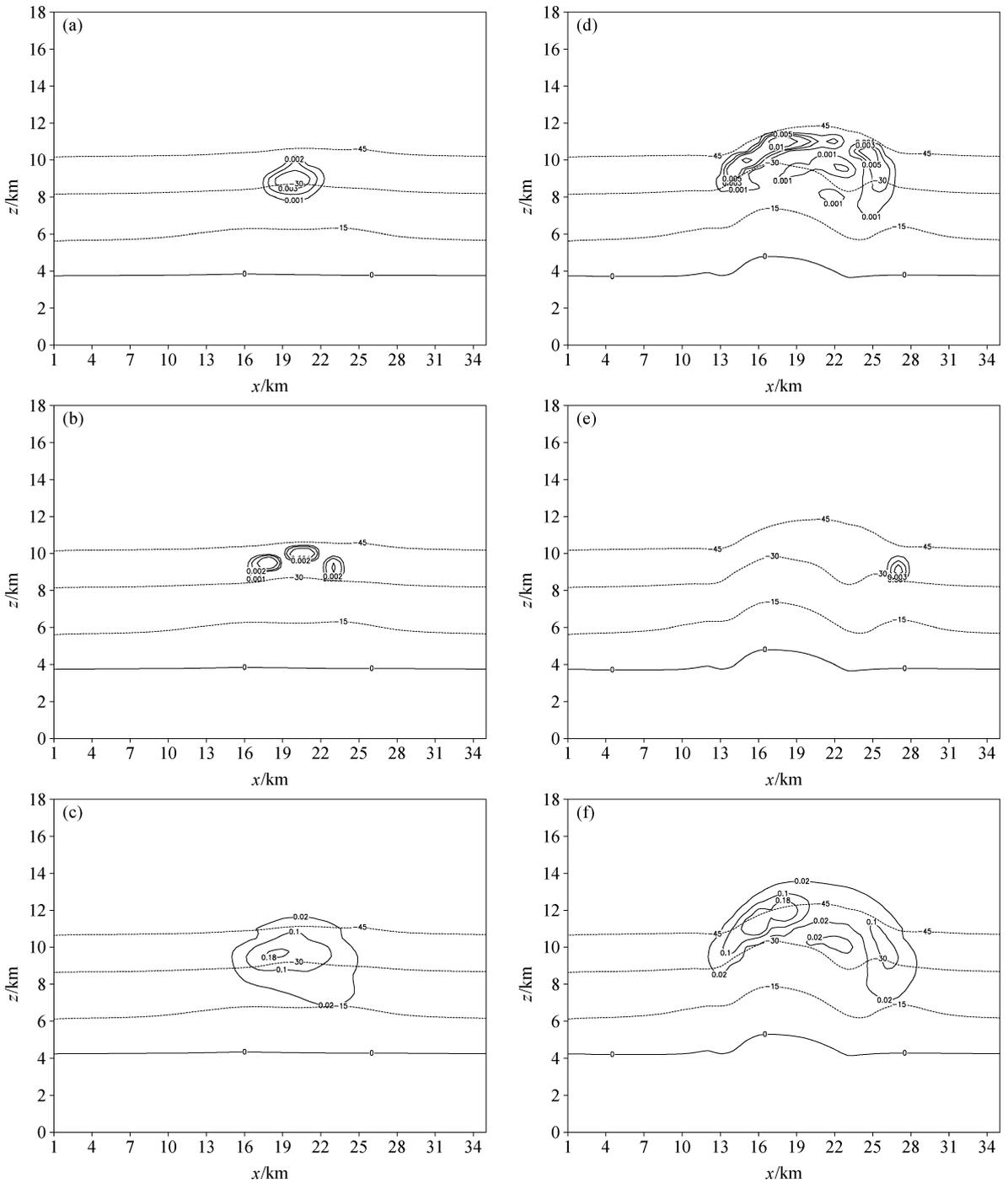


图8 14.5 min时雪粒子含量(单位: g/m^3)和温度(水平等值线,单位: $^{\circ}\text{C}$)在(a、b、c) $y=11\text{ km}$ 和(d、e、f) $y=18\text{ km}$ 垂直剖面上的分布:(a、d)云水与雪粒子碰撞导致雪粒子含量的增长;(b、e)过冷水冻结导致雪粒子含量的增长;(c、f)雪粒子含量

Fig. 8 The $x-z$ cross sections of the water content increment of snow crystal (solid line, units: g/m^3) as a result of (a, d) the collision between snow crystal and cloud water and (b, e) the freezing of supercooled raindrops, (c, f) the water content of snow crystal (solid line, units: g/m^3) and temperature (horizontal contour, units: $^{\circ}\text{C}$) at $t=14.5\text{ min}$: (a, b, c) $y=11\text{ km}$; (d, e, f) $y=18\text{ km}$

较一致。云水和雪粒子碰撞导致的雪粒子增量由于量级较小,影响稍小。 $y=18\text{ km}$ 剖面上,雪粒子增量中心极值为 $7 \times 10^{-3}\text{ g}/\text{m}^3$,与雪粒子含量极值

($0.35\text{ g}/\text{m}^3$)相比量级较小。该因子只是局部增强了雪粒子的含水量。因此,过冷水冻结导致的雪粒子增长在 $y=11\text{ km}$ 剖面上相对重要。

从以上分析可知：不同剖面上的微物理过程中，生成雪粒子的优势因子作用的非均匀性，导致了雪粒子含量分布的不均匀性。不同优势因子在不同区域的非均一作用，可能会加剧雪粒子含量的不均匀性。当然，雪粒子消耗也会造成雪粒子含水量分布的非均匀性，这里就不再给出分析过程。对其他粒子来说，同样存在和雪粒子一样的情况。

不同垂直剖面上，微物理过程导致水成物分布不均使得感应起电（在 3.2.1 节中已经讨论）、非感应起电也表现出不均匀性。在图 6a 中，由于雪粒子存在多个含水量中心，与霰粒子的碰撞区域也并不规则。因此，图 7a 表示的两者之间的非感应起电在空间上呈现出比较复杂的分布。而图 6b 中，雪粒子含量的分布较为均一，霰粒子含水量的分布也较为均一。因此，图 7b 表示的两者之间非感应起电在空间上表现出均一性。导致感应起电极性不均匀的原因已经在 3.2.1 节中讨论过，这里不再详述。

微物理过程在不同区域的非均匀性不仅仅导致了非感应起电的不均匀。由于在水成物间的相互转换过程中，电荷也随之传递，因此质量的非均匀传递必将导致电荷传递的非均匀性。

图 9 表示第 14.5 min 时， $y=18$ km 垂直剖面上水成物之间因为质量转化而产生的电荷转移（分别用 CMC、CMR、CMI、CMS、CMG 表示云水、雨滴、冰晶、雪粒子、霰）。

CMC（图 9a）的分布正负相间，正、负中心极值分别为 0.02 nC/m^3 、 -0.05 nC/m^3 。而感应起电传递给云水的电荷浓度极值分别为 0.16 nC/m^3 、 -0.06 nC/m^3 。两者量级基本相当，感应起电略占优势。此时，云水主要充当其他水成物电荷的源项，即因质量的减少而失去电荷。正、负电荷中心极值分别为 0.12 nC/m^3 、 -0.04 nC/m^3 。CMR（图 9b）的正、负中心极值为 0.02 nC/m^3 、 -0.01 nC/m^3 ，而雨滴正、负电荷浓度中心极值为 0.03 nC/m^3 、 -0.03 nC/m^3 。在雪粒子、霰粒子融化开始前，雨滴的主要电荷来源就是云水。因此，云水在不同区域“正负相间”的电荷分布也导致雨滴在不同区域获得不同极性电荷，使得云水的荷电均一程度极大影响雨滴。这就是 3.2.1 节中提到的云水对电荷分布的第二种作用。CMI（图 9c）在两个相隔比较远的地方存在两个小的正、负电荷中心，极

值分别为 0.015 nC/m^3 、 -0.03 nC/m^3 。冰晶的正、负电荷浓度极值则为 0.03 nC/m^3 、 -0.025 nC/m^3 。由于与霰粒子的碰撞面积有限，非感应起电转移到冰晶上的电荷浓度呈单极性分布，只有一个正电荷浓度极值，为 $4.5 \times 10^{-3} \text{ nC/m}^3$ ，比 CMI 对空间电荷浓度的影响要稍小。这是因为冰晶含水量的主体部分在 -40°C 高度层以上，冰晶和霰粒子之间非感应起电比较弱。但是在其他剖面上，非感应起电也可能会占优势（分析略）。总的来说，两者相当。CMS（图 9d）只有一个正电荷中心，极值为 $6 \times 10^{-3} \text{ nC/m}^3$ 。而非感应起电使雪粒子获得电荷的正、负中心极值分别为 0.35 nC/m^3 、 -0.1 nC/m^3 ，雪粒子电荷浓度极值分别为 0.5 nC/m^3 、 -0.3 nC/m^3 。CMG（图 9e）的正负中心极值分别为 0.06 nC/m^3 、 -0.02 nC/m^3 ，霰粒子电荷浓度极值为 0.4 nC/m^3 、 -0.8 nC/m^3 ，比 CMG 极值约大一个量级。CMC、CMR、CMI、CMS 以及 CMG 的共同特征就是：分布不均。

该时刻质量变化导致的电荷转移对水成物的影响是不同的。对云水、雨滴和冰晶来说，电荷浓度的量级分别与 CMC、CMR 和 CMI 相当。因此，CMC、CMR 和 CMI 的不均匀将加剧云、雨滴局部电荷浓度的不均匀性（包括空间不均匀和电荷极性不均匀）。CMS 相对雪粒子电荷浓度来说较小的原因可能与模式本身有关。因为在模式中，雪粒子的主要来源是云水、冰晶、雨滴，而这三者的空间电荷浓度值相对雪粒子和霰粒子来说，都要小一点。尽管 CMS 的分布范围比较广，但只是在电荷浓度较大的局部地区对雪粒子电荷浓度有一些影响。同样的原因，CMG 的量级也并不大，但是比雪粒子要稍大一点。这可能是因为电荷浓度量级较大的雪粒子通过自动转化和碰撞等微物理过程充当了霰粒子电荷的一部分源项。

在 $y=11$ km 剖面上，微物理过程相对均一，因而水成物相互转换而产生的电荷转移也相对均一。这里不再给出详细分析。

综上所述，微物理过程的不均匀性将导致水成物含水量源汇项的不均匀性。而这种不均匀性首先会使得水成物在不同垂直剖面上的分布也不均匀，从而使得感应、非感应起电变得复杂。对云水、霰粒子和雪粒子来说，受该影响较大。源汇项的不均匀性还会导致水成物之间因质量转移而产生的电荷

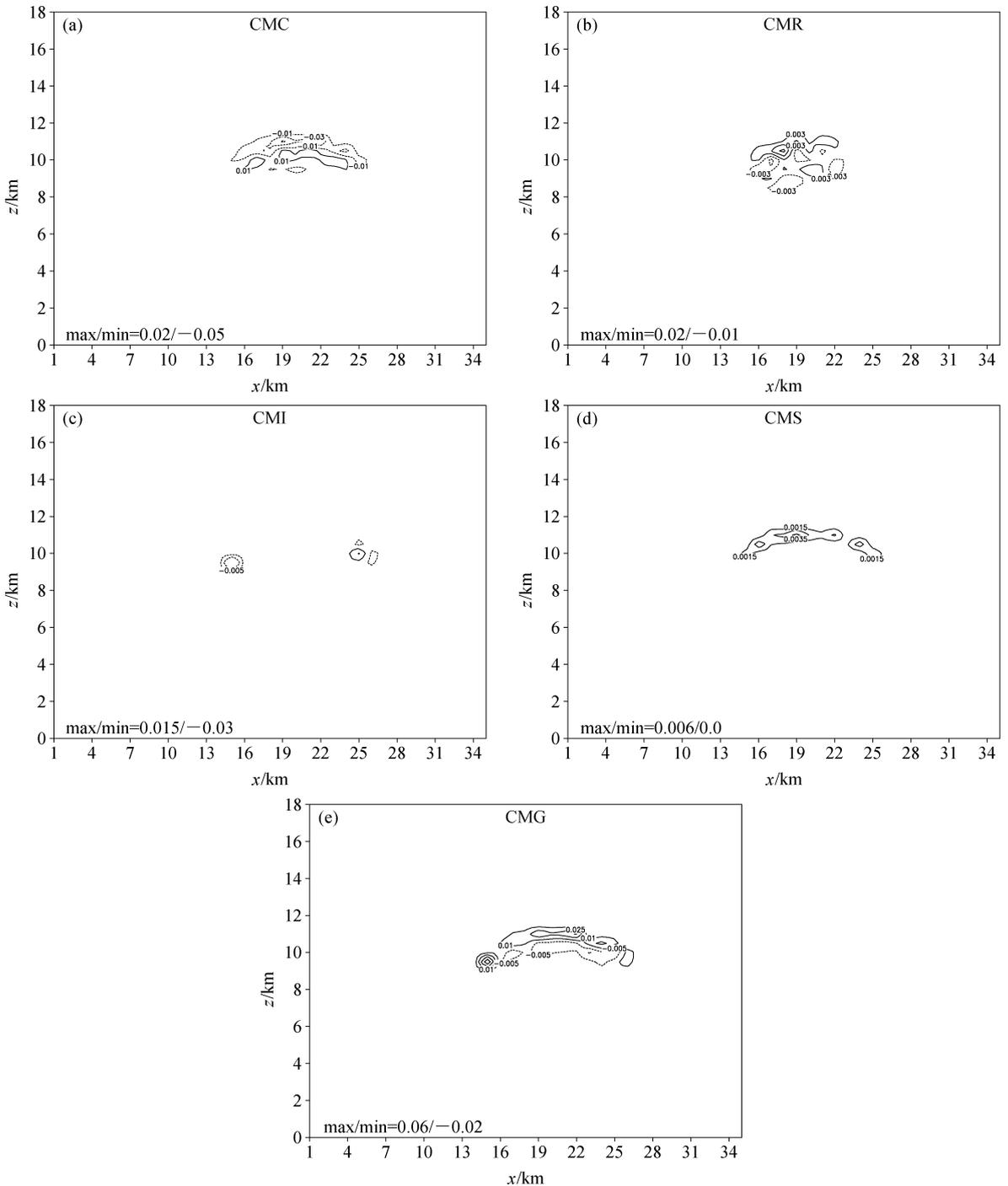


图 9 14.5 min 时水成物因质量转移而产生的电荷的源汇项之和 (等值线, 单位: nC/m^3) 在 $y=18 \text{ km}$ 垂直剖面上的分布

Fig. 9 The $x-z$ cross sections of the sum of source and sink terms of the charge density (contour, units: nC/m^3) as a result of the mass transfer of hydrometeors along $y=18 \text{ km}$ at $t=14.5 \text{ min}$

转移也不均匀。对雨滴来说, 则受该影响较大。但是对于冰晶来说, 两种作用的影响基本相当。

尽管我们只讨论了第 14.5 min 时两个不同垂直剖面上的情况, 但是这两种不同情况代表了整个

模拟过程中存在的两种现象, 具有普适性。其他剖面和其他时刻的现象与此类似。

根据以上分析, 在液水含量和微物理过程的直接作用下, 各种水成物 (尤其是雪粒子荷霰粒子)

都有可能在同一垂直剖面上携带不同极性电荷。当霰粒子和雪粒子的这种多极性电荷分布比较复杂的时候,空间电荷就会呈现三层以上的分布(比如前面已经讨论过的第15 min时 $y=18$ km垂直剖面上的分布)。其他水成物将在局部地区影响整个电荷浓度的分布。

3.2.3 动力场对电荷结构的影响

本节主要从上升气流和环境风场的角度来考虑动力场对电荷结构的影响。

图10表示垂直上升气流(大于30 m/s)、冰相粒子含量及温度的垂直分布。在 $t=12$ min时, $y=18$ km的垂直剖面上,最大上升气流中心在 -15°C 层以下。由于此时雷暴云处于初始发展期,冰相粒子尺度较小,在强上升气流作用下,大部分冰相物被携带到 -30°C 层以上。并且,此时上升气流对冰相物的分选作用并不明显。因此,如图3a所示,在 $y=18$ km垂直剖面上,空间电荷浓度的主体部分主要在 -15°C 层以上。

随着雷暴云的发展,上升气流迅速增加。如3.2.2节所述,本个例在发展过程中,大部分冰晶粒子主要分布在 -40°C 层以上。并且雪粒子和霰粒子之间的非感应起电是空间电荷的主要来源。因此,我们在下面将主要讨论上升气流和环境风场对雪粒子和霰粒子起电的影响。

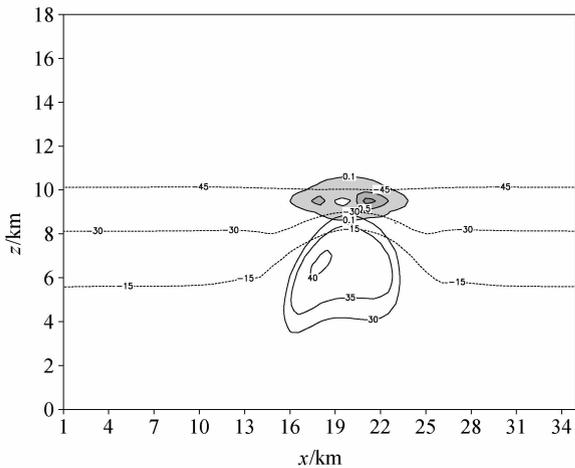


图10 12 min时垂直上升气流(等值线,大于30 m/s)、冰相粒子含量(阴影,单位: g/m^3)及温度(水平等值线,单位: $^{\circ}\text{C}$)在 $y=18$ km垂直剖面上的分布

Fig. 10 The $x-z$ cross section of vertical updraft (contour, greater than 30 m/s), the ice phase hydrometeors content (shaded area, units: g/m^3) and temperature (horizontal contour, units: $^{\circ}\text{C}$) along $y=18$ km at $t=12$ min

图11给出的是 $t=15$ min时,霰粒子和雪粒子含量与环境风场在 $y=18$ km和 $y=11$ km剖面上的分布。在 $y=18$ km剖面上,尽管此时上升气流非常强,但由于霰粒子尺度和质量较大,其分布依然较为均一,主要分布在上升气流区的上部(图10a)。并且,在高层强的西风场及辐散出流的影响下,霰粒子含量中心略向背风侧倾斜。而该剖面上尺度和质量均较小的雪粒子粒子则受强上升气流和辐散出流及西风场的影响较大:在上升气流顶部以及两侧,出现了三个雪粒子含量中心。即雪粒子主要在强上升气流顶部以及两侧发展。因此,雪粒子与霰粒子之间的非感应起电并没有发生在强上升气流中心,而是发生在上述三个地方。从而导致雪粒子和霰粒子更易在这些区域交换电荷。而在 $y=11$ km剖面上,上升气流并不明显,雪粒子和霰粒子主要受环境风场的影响。因此,两者的分布也较为均一,使得两者之间的非感应起电也相对均一。

图12给出了 $t=16.5$ min时(首次放电发生的时刻)霰粒子、雪粒子粒子含量与流场在 $y=18$ km剖面上的分布,在此剖面上,在环境风场及辐散气流作用下,霰粒子含量中心已经较为明显地偏向背风侧(图12a),而雪粒子含量则在上升气流上部及两侧区域出现了三个中心。在霰粒子和雪粒子的主要碰撞区域向背风侧倾斜的情况下,空间电荷浓度中心也开始向背风侧有了较为明显的偏移。

从以上分析可知,强的上升气流将冰相物携带到较高处,从而使得水成物间发生电荷转移的高度也比较高。在上升气流比较强的区域,雪粒子在上升气流上部及两侧区域出现多个含量中心,而霰粒子含量分布相对均匀,质量中心向背风侧倾斜。因此,非感应起电过程主要发生在上升气流背风侧的辐散区域,导致空间电荷浓度主要分布在该区域。因此,上升气流使得冰相水成物在不同区域出现含量中心,使得同一冰相物在不同区域携带不同电荷(尤其是在强风暴的成熟期,分析略),从而使得空间电荷出现多层结构。

在 $x=18$ km和 $x=14$ km剖面上的情况类似,不再赘述。

3.2.4 闪电对电荷结构的影响

第16.5 min时,上升气流有所回落,发生了首次云闪。

图13给出了不同垂直剖面上放电前电荷浓度

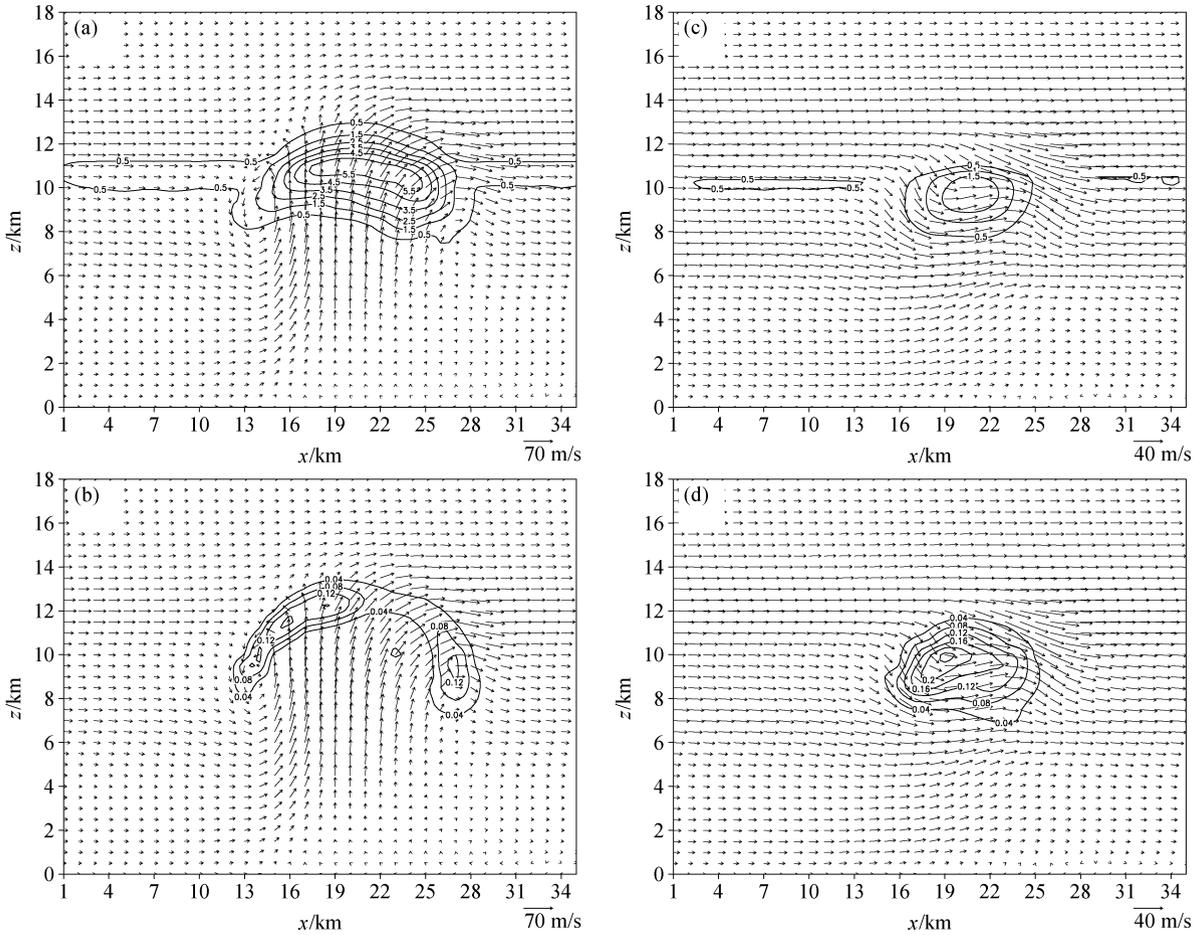


图 11 15 min 时 (a、c) 霰粒子和 (b、d) 雪粒子含量 (等值线, 单位: g/m^3) 与流场 (箭头) 沿不同 $x-z$ 垂直剖面上的分布: (a、b) $y=18$ km; (c、d) $y=11$ km
 Fig. 11 The $x-z$ cross sections of (a, c) graupel content and (b, d) snow crystal content (contour, units: g/m^3) and wind vector field (arrow) at $t=15$ min: (a, b) $y=18$ km; (c, d) $y=11$ km

与正负先导 (图 13a、d)、放电后电荷浓度与正负先导 (图 13b、e) 以及相应垂直剖面上放电一段时间以后的电荷浓度 (图 13c、f) 分布。需要说明的是, 各垂直剖面上的放电通道并不是所有通道的投影, 而是正负先导在相应剖面上经过的路径。

从图 13a 可知, $t=16.5$ min 时, 闪电在 $y=13$ km 的垂直剖面上触发。闪电在 $x=26$ km 处正负电荷交界处触发, 然后正流光从起始点向负电荷区域传播, 负流光从起始点向正电荷区传播。正负流光分别穿过了负电荷区域中心和正电荷区域中心。该结论与 MacGorman et al. (2001) 给出的放电概念模型以及 Shao et al. (1996) 和 Coleman et al. (2003) 的观测结论是一致的。放电通道周围的电荷分布发生了比较大的变化 (图 13b), 尤其是在正流光的几个末端点, 感应电荷极性出现反转。该

结论与 Mansell et al. (2005) 和谭涌波等 (2007) 的模拟结果比较相似, Coleman et al. (2003) 也曾在雷暴云中观察到放电通道中沉积异极性电荷的现象。30 s 以后, 该剖面上的闪电经过的地方, 主要空间电荷浓度分布基本上恢复了正偶极结构 (图 13c)。

图 13d 给出的是 $t=23.5$ min 时, $y=15$ km 的垂直剖面上闪电通道和电荷浓度的配置关系。由于上升气流进一步减弱, 冰相粒子持续增长, 因此冰相物 (尤其是霰粒子) 的高度也开始下降。在动力、微物理等过程作用下, 雪粒子在上升气流两侧出现两个含量中心, 而霰粒子也在上升气流附近以及背风侧出现两个质量中心, 使得空间电荷结构也出现了不同的浓度中心。闪电在 $x=15$ km 处正负电荷交界处触发。与 $t=16.5$ min 时相似, 正负流光从触发点开始分别向负电荷区域和正电荷区域传

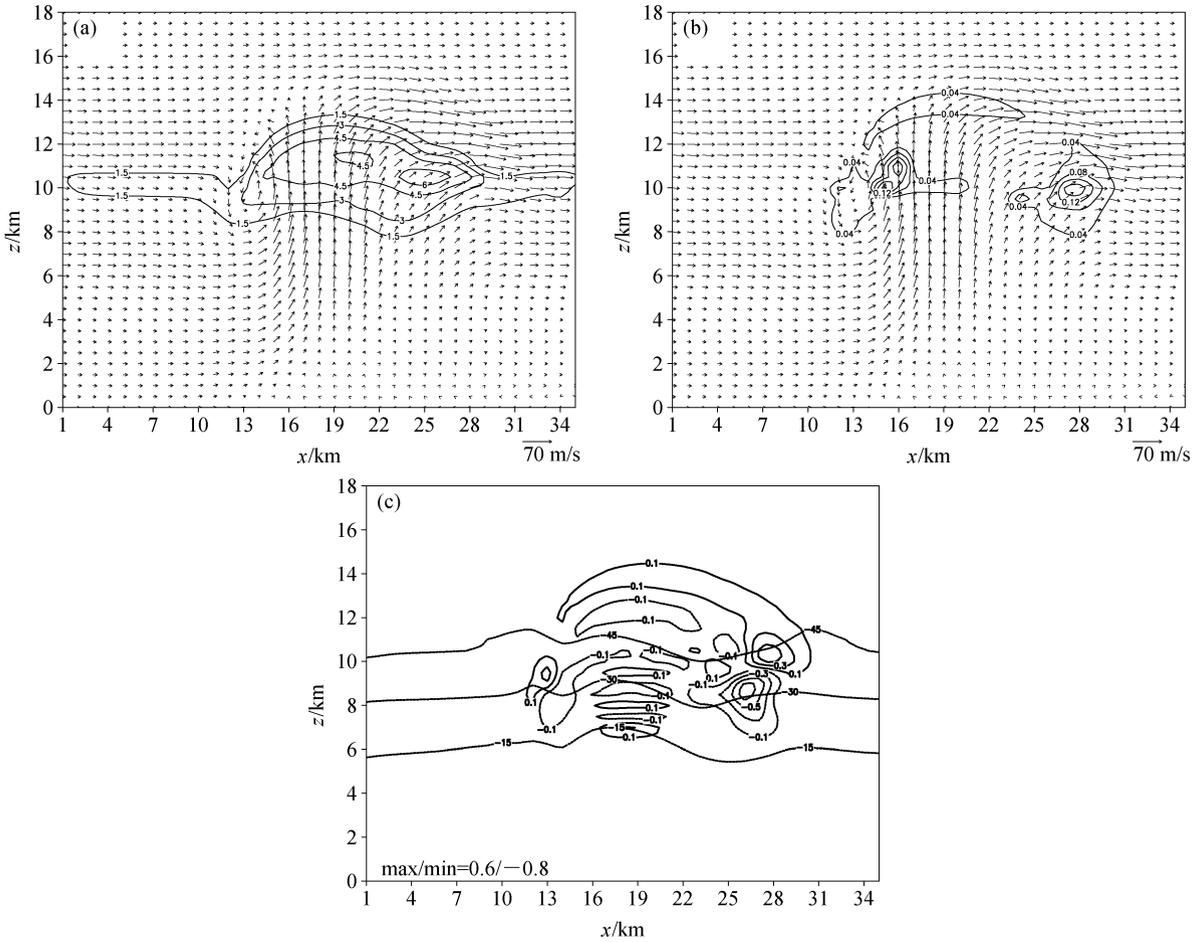


图 12 16.5 min 时 (a) 霰粒子和 (b) 雪粒子含量 (等值线, 单位: g/m^3) 与流场 (箭头) 以及 (c) 空间电荷浓度 (等值线, 单位: nC/m^3) 与等温线 (水平等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 在 $y=18$ km 的 $x-z$ 剖面上的分布

Fig. 12 The $x-z$ cross sections of (a) graupel content and (b) snow crystal content (contour, units: g/m^3) and wind vector field (arrow), (c) charge density (contour, units: nC/m^3) and temperature (horizontal contour, units: $^{\circ}\text{C}$) along $y=18$ km at $t=16.5$ min

播, 并分别穿过了负电荷中心和正电荷中心。与 $t=16.5$ min 时闪电的一个不同之处在于, 该次闪电通道中并没有留下异极性电荷, 而仅仅是改变了通道周围的电荷结构 (图 13e)。另一个不同之处在于, 前者在两个主要正负电荷区域之间触发, 通道延伸区域的电荷浓度都比较大; 后者则在两个“次要”正负电荷区域之间触发, 并且在闪电触发区背风侧的较低高度, 存在多个电荷浓度极值更大的正负电荷浓度中心。尽管通道延伸区域的电荷浓度并不大, 但该高度上的较小电场已经达到放电阈值。而较低高度上的多个正负电荷区域中, 尽管电场较大, 但相应高度上的放电阈值也较大。因此, 闪电在电荷浓度稍小的正偶极域触发和延伸。1 min 以后, 该剖面上闪电经过的地方, 主要空间电荷浓度也基本恢复了正偶极结构 (图 13f)。

从以上分析可知, 不管通道中是否留下异极性电荷, 闪电的产生都将改变电荷浓度的分布。通道中的电荷将被根据表面积大小分配到水成物上。通道延伸点越多, 参与电荷分配的水成物也越多。由于我们的放电方案将忽略水成物本身的电荷 (Mansell et al., 2002), 那么水成物可能就携带了与原来极性相反或者量级差别较大的电荷。根据前面的分析, 在微物理过程的作用下, 通道中水成物在质量转移过程中发生的电荷转移将会更加复杂: 放电前后可能在质量转移中交换正电荷的水成物, 在放电后会交换负电荷。并且, 交换的电荷量也会发生变化 (依通道中的感应电荷而定)。因此, 闪电的产生将使得空间电荷浓度分布更加复杂。

图 14 给出的是 $y=18$ km 垂直剖面上不同时刻的垂直电场分布。从该图我们可以看到雷暴云的

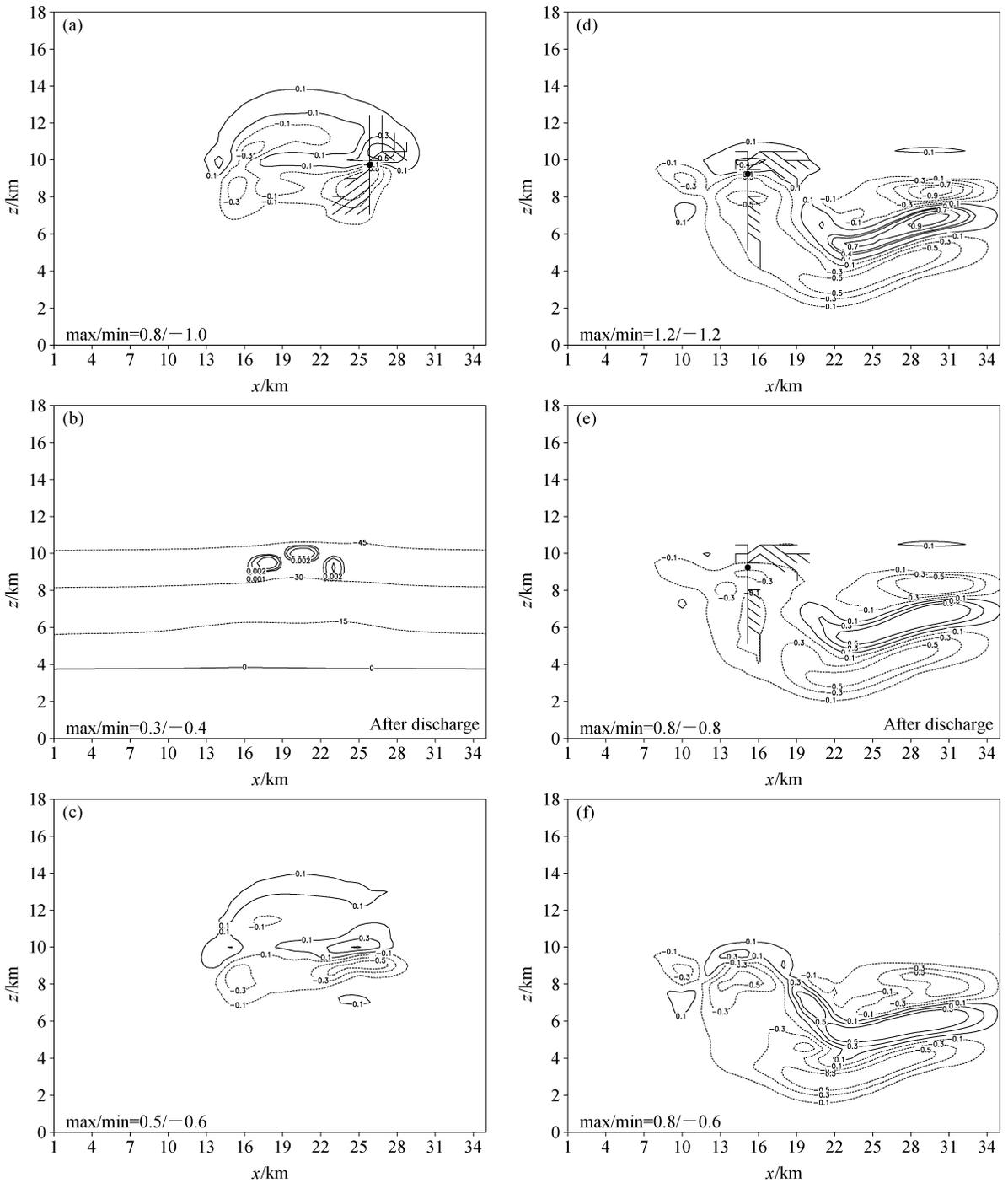


图 13 不同时刻空间电荷浓度 (等值线, 单位: nC/m^3)、正先导 (从实心圆圈向下的折线) 和负先导 (从实心圆圈向上的折线) 在 (a、b、c) $y=13 \text{ km}$ 和 (d、e、f) $y=15 \text{ km}$ 垂直剖面上的分布: $t=16.5 \text{ min}$ (a) 放电前和 (b) 放电后; (c) $t=17 \text{ min}$; $t=23.5 \text{ min}$ (d) 放电前和 (e) 放电后; (f) $t=24.5 \text{ min}$

Fig. 13 The $x-z$ cross sections of charge density (contours, units: nC/m^3), positive leaders (lines downward from the black dot) and negative leaders (lines upward from the black dot) along (a, b, c) $y=13 \text{ km}$ and (d, e, f) $y=15 \text{ km}$ at different time; (a) Pre-discharge and (b) post-discharge at $t=16.5 \text{ min}$; (c) $t=17 \text{ min}$; (d) pre-discharge and (e) post-discharge at $t=23.5 \text{ min}$; (f) $t=24.5 \text{ min}$

演变过程。 $t=16.5 \text{ min}$ 时, 上升气流刚开始回落, 冰相粒子所处位置较高, 非感应起电等过程发生的

区域也比较高, 导致空间电荷分布也较高 (图 14a)。因此, 垂直电场的中心值所处位置也较高, 正负极值

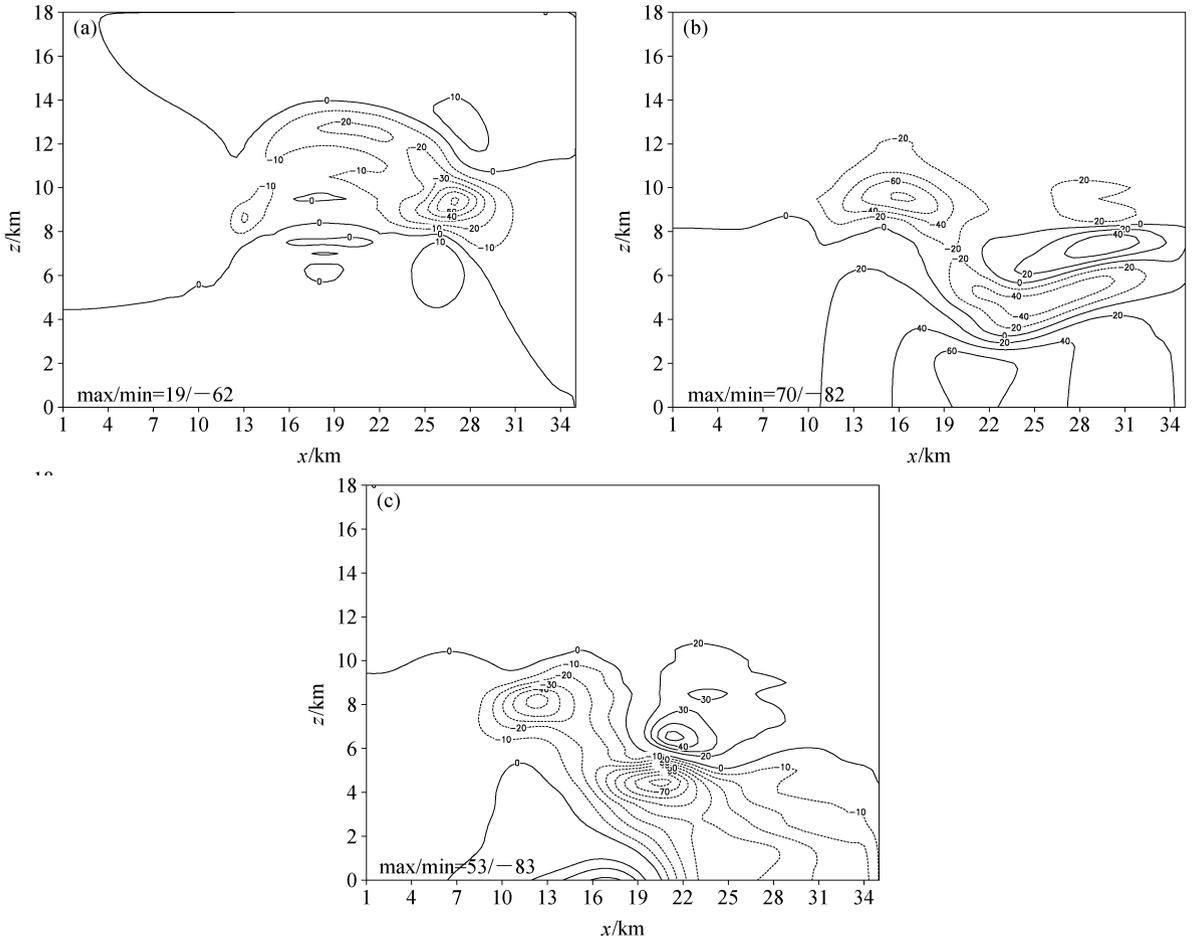


图 14 $y=18$ km 垂直剖面上不同时刻的垂直电场 (等值线, 单位: kV/m) 分布: (a) $t=16.5$ min; (b)

Fig. 14 The $x-z$ cross sections along $y=18$ km of vertical electric field (contour, units: kV/m) at different time: (a) $t=16.5$ min; (b) $t=23.5$ min; (c) $t=32$ min

分别为 19 kV/m 和 -62 kV/m。 $t=23.5$ min 时, 上升气流继续衰减, 冰相粒子高度下降, 该风暴处于成熟期。如前所述, 霰粒子在上升气流附近以及背风侧存在多个含量中心, 并且携带不同极性的电荷。而雪粒子也在不同区域携带不同极性的电荷 (图略)。两种冰相物的分布范围及含量都大大增加, 荷电区域分布较广。此时, 垂直电场也出现多个极值, 最大电场和最小电场分别为 70 kV/m 和 -82 kV/m (图 14b)。 $t=32$ min 时, 上升气流衰减很大, 冰相物所在高度继续下降, 并且, 冰雹和雨水陆续降落地面, 电荷区域也继续下降, 因此, 垂直电场的极值中心也下降 (图 14c)。此时的电场极值分别为 53 kV/m 和 -83 kV/m。之所以在强风暴生命史末期还有这么大的电场值, 主要是因为携带负电荷的霰粒子下将到了较低高度, 而由

于闪电没有经过该区域, 霰粒子电荷浓度依然保持较大, 极值为 -0.8 nC/m³。在该高度上的电场尽管相对较大, 但是并没有到达放电阈值。

4 讨论

(1) 霰粒子是起电的关键因子。分档模式采用霰粒子每一个尺度档的实际末速度, 即不同尺度霰粒子的下落末速度也不相同。因此, 霰粒子更易呈现出非均匀分布。冰雹分档以后, 每一档霰粒子都作为一类粒子和冰晶 (雪粒子) 产生电荷交换。因此, 感应起电和非感应起电过程也不均匀, 从而使得空间电荷浓度更易出现多层分布的现象。而其他方案 (孙安平, 2002a, 2002b; 郭凤霞等, 2003) 大都采用霰粒子的加权平均末速度, 因此霰粒子的增长也相对均匀, 导致感应和非感应起电过程也较

均匀, 从而使得空间电荷浓度分布相对均匀。

(2) 起电方案的选择对空间电荷浓度特征有着重要影响。Helsdon et al. (1987) 和 Ziegler et al. (1989) 认为, 在模式计算中, 碰并效率和碰撞角度等参数的不同取值对感应起电有着重要影响。Mansell et al. (2005) 在模式中分别使用了 5 种不同非感应起电方案, 获得的结果差别很大。有的方案产生“正负正”的普通三极性电荷浓度分布, 有的方案产生的电荷分布却与之几乎完全相反。并且, 除了个例本身的原因, 不同模式中, 对微物理过程的不同处理也会影响起电情况。张义军等 (1999) 利用二维时变和电模式对放电进行数值计算后表明, 雷暴的放电过程主要发生在模拟雷暴云发展到 30~45 min 期间, 对应于上升气流速度开始减弱阶段。而本文模拟的个例在上升气流达到最大值后开始回落 1.5 min (模式运行至第 16.5 min) 后开始放电。对同一个个例来说, 不同的起电方案可能会产生不同的结果。究竟哪一种方案可信, 需要实验结果和野外观测来进行验证。

(3) 在模式的微物理过程处理方案和强上升气流共同作用下, 整个模拟过程中, 冰晶主体部分主要在一 40 °C 温度层以上。因此, 霰粒子与雪粒子之间的碰撞成了非感应起电的主要来源。而霰粒子与云水之间因感应起电而转移的电荷从量级上来说, 比前者稍小。因此, 在本个例中, 空间电荷的主要来源是霰粒子与雪粒子之间的非感应起电, 而不是霰粒子与冰晶之间的非感应起电 (孙安平等, 2002b)。

(4) 液水含量对反转温度的影响尚无定论 (Takahashi, 1978; Gardiner et al., 1985; Brooks et al., 1997; Pereyra et al., 2000), 并且反转温度对雷暴的电荷结构有着重要影响 (Mansell et al., 2005)。Saunders et al. (1991) 和 Pereyra et al. (2000) 的实验结果与 Takahashi (1978) 的结果比较相似。并且, Takahashi et al. (2002) 对其早期的实验重新进行了验证, 仍得出相同结果。鉴于研究者们还没有提出一个具有普适性的试验方案来解决非感应起电实验结果差异的问题, 本文暂时采用了 Takahashi (1978) 的非感应起电方案。尽管该方案没有考虑液水含量对反转温度的影响, 但是并不会影响讨论液水含量的其他作用、微物理过程以及动力过程对空间电荷结构的贡献。因为方案的选择

只是影响转移的电荷极性和电荷量, 进而影响电荷结构的分布, 甚至会产生极性完全不同的偶极结构 (Mansell et al., 2005)。而水成物间发生碰撞区域的非均匀性导致起电区域电荷分布的非均匀性这一现象以及动力场对电荷结构的影响不会因起电方案的选择而有本质的区别。

(5) 由于本个例的上升气流太强, 冰相物能够被携带到较高的高度。该结论与郭凤霞等 (2007) 的结果是一致的。冰相物高度的抬升必将导致非感应起电区域的抬升, 即冰相物在较高处产生电荷分离。从图 4 可知, 由于雪粒子和霰粒子分布区域比较高, 所以图 3 中空间电荷浓度分布高度也比较高, 主要在一 15 °C 高度层以上。随着强风暴的发展, 上升气流减弱, 尺度较大的冰相粒子高度降低, 电荷区域也随之降低。如图 11c 中的电荷分布较图 3d 已经有所降低, 随着上升气流的持续减弱, 冰相物不断下沉, 图 13d 和图 13e 中的电荷分布更低。

(6) 由于计算能力的限制, 以前大都用二维数值模式考虑电过程。尽管用二维模式依然可以很好地模拟出许多与观测一致的电特征, 但是由于电荷浓度的空间复杂性, 仅仅考虑一个平面上的电荷分布并不利于对三维空间的电结构进行研究。本文使用三维冰粒子分档模式对强风暴进行模拟, 发现不同的垂直剖面上的起电情况差别很大。有的垂直剖面上, 空间电荷浓度呈规则的正偶极性分布。而有的垂直剖面上, 空间电荷浓度分布却非常复杂。因此, 触发闪电的垂直剖面也并不相同。例如, 当 $t=16.5$ min 时, 闪电在 $y=13$ km 的垂直剖面上产生, 而当 $t=23.5$ min 时, 闪电在 $y=15$ km 的垂直剖面上产生。

(7) 谭涌波等 (2007) 在 250 m 分辨率的二维模式中对闪电进行了模拟, 获得的闪电通道基本上呈垂直分布, 水平分支较少。本文的分辨率虽然更粗, 但还是出现了一定范围的水平分支。这可能与正负流光传播条件的选择有关。谭涌波等 (2007) 对正负流光的传播条件采用了固定阈值, 即当通道端点与邻近格点间环境电位差超过 150 kV/m 时, 正负流光可以传播。而本文采用了与 Mansell et al. (2002) 相同的方法, 即正负流光的传播阈值随空气密度而变化。因此, 在空气密度较小的高度, 正负流光的传播阈值也较小, 与实际观测相符合

(Marshall et al., 1995), 通道端点周围满足传播条件的格点更多, 正负流光也易于向水平方向延伸。

(8) 本文在模拟闪电时发现有的通道中留下异极性电荷。该结论与实际观测 (Coleman et al., 2003) 及部分模拟结果 (Mansell et al., 2005; 谭涌波等, 2007) 是相似的。但是, 闪电并没有在所有通道中都留下异极性电荷。如在 $t=23.5$ min 时, 正、负先导只是较大地改变了闪电通道内部及其周围的电荷分布。闪电从触发到基本恢复原电荷结构的所需时间 (迟豫时间) 也是不同的, $t=16.5$ min 时发生的闪电迟豫时间约为 30 s, 而 $t=23.5$ min 时发生的闪电迟豫时间约为 1 min。由于迟豫时间受微物理过程、动力过程以及起电过程等因素影响, 所以不同模式、不同精度得出的迟豫时间肯定会有差异。但是, 迟豫时间显然远大于云闪的持续时间。

(9) 本文的放电方案导致云闪过后, 通道周围的电荷结构变化很大, 尽管放电通道的延伸比较符合一般规律 (Coleman et al., 2003; 谭涌波等, 2007), 但是放电后电荷的分布并不理想。这可能与本文采用的感应电荷计算方法以及模式的粗分辨率有很大关系。由于目前并没有经验公式, MacGorman et al. (2001)、Mansell et al. (2005) 和谭涌波等 (2007) 在计算闪电通道中感应电荷方面只是作了一些尝试。准确的计算公式还需要进一步探索。三维粗网格的运用必将导致闪电通道的延伸范围偏短, 延伸范围有限 (谭涌波, 2007), 对闪电特征无法进行精确表述。例如, 在 $t=32$ min 时, $y=18$ km 的垂直剖面上, 霰粒子电荷浓度极值为 -0.8 nC/m³, 这很可能是由于闪电通道偏短, 导致霰粒子携带的电荷没能被中和。尽管如此, 闪电对空间电荷结构的影响是毋庸置疑的。闪电通道经过的地方, 电荷浓度必将发生变化, 然后各水成物携带的电荷将会被重新分配 (MacGorman et al., 2001)。因此, 在动力过程、微物理过程等作用下, 这部分感应电荷将会使得空间电荷的分布更加复杂, 更容易在不同区域形成电荷中心, 从而导致分层。由于目前关于闪电通道内感应电荷的观测较少, 因此, 闪电对空间电荷结构的影响还需要进一步的研究。本文利用三维模式只能作一个初步的探讨。

5 结论

本文通过建立云物理耦合电过程的冰粒子分档模式, 模拟分析了强雷暴发展的宏观动力特征、荷电特征, 着重讨论了液水含量、微物理过程、动力过程以及放电对空间电荷的影响。结果表明:

(1) 云水含量主要通过感应起电来影响云水、霰粒子的荷电, 然后再影响空间电荷分布。而包含了雨水后的液水含量主要通过非感应起电在不同含水量条件下的起电特征, 影响霰粒子同雪粒子 (冰晶) 碰撞后转移电荷的极性与大小, 从而影响空间电荷结构。

(2) 微物理过程的不均匀性将导致水成物源汇项的不均匀性。这种不均匀性首先会使得水成物在不同垂直剖面上的分布也不均匀, 从而使得感应、非感应起电变得复杂。源汇项的不均匀性还会导致水成物之间因质量转移而产生的电荷转移也不均匀。

(3) 强的上升气流将冰相物携带到较高处, 从而使得水成物间发生电荷转移的高度也比较高。雪粒子在强上升气流上部及两侧区域出现多个含量中心, 霰粒子含量分布相对均匀, 而质量中心向背风侧倾斜。因此, 非感应起电过程主要发生在背风侧的辐散区域, 从而导致空间电荷也主要分布在该区域。强上升气流使冰相水成物在不同区域出现含量中心, 使得同一冰相物在不同区域携带不同电荷 (尤其是在强风暴的成熟期), 从而使得空间电荷易于出现多层结构。

(4) 由于放电会改变空间电荷结构, 放电通道中的感应电荷会重新分配到各个水成物表面, 所以在微物理过程和动力过程等作用下, 水成物质量转移过程中发生的电荷转移将会更加复杂, 从而使得空间电荷浓度分布更加复杂。但是该作用的重要性还需要进一步的研究。

以上因子均是造成空间电荷多层分布的重要原因。

参考文献 (References)

- Brooks I M, Saunders C P R, Mitzeva R P, et al. 1997. The effect on thunderstorm charging of the rate of rime accretion by graupel [J]. *Atmos. Res.*, 43: 277 - 295.
- Chiu C. 1978. Numerical study of cloud electrification in an axisymmetric, time-dependent cloud model [J]. *J. Geophys. Res.*, 83:

5025 - 5049.

- Coleman L M, Marshall T C, Stolzenburg M, et al. 2003. Effects of charge and electrostatic potential on lightning propagation [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D9), 4298, doi: 10.1029/P2002JD002718.
- 付丹红, 郭学良, 肖稳安, 等. 2003. 北京一次大风和强降水天气形成过程机理的数值模拟 [J]. *南京气象学院学报*, 26 (2): 190 - 200. Fu Danhong, Guo Xueliang, Xiao Wenan, et al. 2003. Numerical study on the formation of a severe storm accompanied with gale and heavy rain in Beijing [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 26 (2): 190 - 200.
- Gardiner B, Jamb D, Pitter R L, et al. 1985. Measurements of initial potential gradient and particles charges in a Montana summer thunderstorm [J]. *J. Geophys. Res.*, 90: 6079 - 6086.
- 郭凤霞, 张义军, 郅秀书, 等. 2003. 雷暴云不同空间电荷结构数值模拟研究 [J]. *高原气象*, 22 (3): 268 - 274. Guo Fengxia, Zhang Yijun, Qi Xiushu, et al. 2003. Numerical simulation of different charge structures in thunderstorm [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 22 (3): 268 - 274.
- 郭凤霞, 张义军, 言穆弘. 2007. 青藏高原那曲地区雷暴云电荷结构特征数值模拟研究 [J]. *大气科学*, 31 (1): 28 - 36. Guo Fengxia, Zhang Yijun, Yan Muhong. 2007. A numerical study of the charge structure in thunderstorm in Nagqu area of the Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31 (1): 28 - 36.
- 郭学良. 1997. 三维强对流云的冰雹形成机制及降雹过程的分档数值模拟研究 [D]. 北京: 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 168 pp. Guo Xueliang. 1997. The studies on three-dimensional hail category numerical simulations of hail formation and hailfall process [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese). Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 168 pp.
- 郭学良, 黄美元, 洪延超, 等. 2001a. 三维冰雹分档强对流云数值模式研究 I. 模式建立及冰雹的循环增长机制 [J]. *大气科学*, 25 (5): 707 - 720. Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Hong Yanchao, et al. 2001a. A study of three-dimensional hail-category hailstorm model. Part I: Model description and the mechanism of hail recirculation growth [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25 (5): 707 - 720.
- 郭学良, 黄美元, 洪延超, 等. 2001b. 三维冰雹分档强对流云数值模式研究 II. 冰雹粒子的分布特征 [J]. *大气科学*, 25 (6): 856 - 864. Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Hong Yanchao, et al. 2001b. A study of three-dimensional hail-category hailstorm model. Part II: Characteristics of hail-category size distribution [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25 (6): 856 - 864.
- Helsdon J H, Farley R, Orville H D. 1987. A numerical modeling study of a Montana thunderstorm [J]. *J. Geophys. Res.*, 92: 5661 - 5675.
- Jayarathne E R, Saunders C P R, Hallett J. 1983. Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 109 (461): 609 - 630.
- Kasemir H W. 1960. A contribution to the electrostatic theory of a lightning discharge [J]. *J. Geophys. Res.*, 65: 1873 - 1878.
- Krehbiel P R, Thomas R J, Rison W, et al. 1999. Three dimensional lightning mapping observations during MEaPRS in central Oklahoma [C]// *Proceedings 11th Int. Conf. Atmospheric Electricity*, Guntersville, Alabama.
- MacGorman D R, Straka J M, Ziegler C L. 2001. A lightning parameterization for numerical cloud models [J]. *J. Appl. Meteor.*, 40: 459 - 478.
- Mansell E R, McGorman D R, Ziegler C L, et al. 2002. Simulated three-dimensional branched lightning in a numerical thunderstorms model [J]. *J. Geophys. Res.* 107 (D9), 4075, doi: 10.1029/2000JD000244.
- Mansell E R, MacGorman D R, Ziegler C L. 2005. Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm [J]. *J. Geophys. Res.*, 110: D12100 - D12101.
- Marshall T C, McCarthy M P, Rust W D. 1995. Electric field magnitudes and lightning initiation in thunderstorms [J]. *J. Geophys. Res.*, 100: 7097 - 7103.
- Pereyra R G, Avila E E, Catellano N E, et al. 2000. A laboratory study of graupel charging [J]. *J. Geophys. Res.*, 105: 20803 - 20812.
- Rawlins F. 1981. A numerical study of thunderstorm electrification using a 3D model incorporating the ice phase [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108: 779 - 800.
- Saunders C P R, Keith W D, Mitzeva R P. 1991. The effect of liquid water on thunderstorm charging [J]. *J. Geophys. Res.*, 96: 11007 - 11017.
- Saunders C P R, Peck S L. 1998. Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during crystal/graupel collisions [J]. *J. Geophys. Res.*, 103: 13949 - 13956.
- Scott C R, Arutledge S, Rich D F, et al. 1974. A modeling study on the early electrical development of tropical convection: continental and oceanic (monsoon) storms [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 122: 1852 - 1871.
- Shao X M, Krehbiel P R. 1996. The spatial and temporal development of intra-cloud lightning [J]. *J. Geophys. Res.*, 101: 641 - 668.
- Stolzenburg M. 1996. An observational study of electrical structure in convective regions of meso-scale convective systems [D]. Ph. D. dissertation. Norman: Univ of Oklahoma, 137 pp.
- 孙安平, 言穆弘, 张义军, 等. 2002a. 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. *气象学报*, 60 (6): 722 - 731. Sun Anping, Yan Muhong, Zhang Yijun, et al. 2002. Numerical study of thunderstorm electrification with a three-dimensional dynamics and electrification coupled model. I: Model description and parameterization of electrical process [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 60 (6): 722 - 731.
- 孙安平, 言穆弘, 张义军, 等. 2002b. 三维强风暴动力-电耦合数值模拟研究 II: 电结构形成机制 [J]. *气象学报*, 60 (6): 732 - 739.

- Sun Anping, Yan Muhong, Zhang Yijun, et al. 2002. Numerical study of thunderstorm electrification with a three-dimensional dynamics and electrification coupled model. II: Mechanism of electrical structure [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 60 (6): 732 - 739.
- Takahashi T. 1978. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms [J]. *J. Atmos. Sci.*, 35: 1536 - 1548.
- Takahashi T. 1984. Thunderstorm electrification—A numerical study [J]. *J. Atmos. Sci.*, 41: 2541 - 2558.
- Takahashi T, Miyawaki K. 2002. Reexamination of riming electrification in a wind tunnel [J]. *J. Atmos. Sci.*, 59: 1018 - 1024.
- 谭涌波, 陶善昌, 祝宝友. 2007. 云闪放电对云内电荷和电位分布影响的数值模拟 [J]. *地球物理学报*, 50 (4): 1053 - 1065. Tan Yongbo, Tao Shanchang, Zhu Baoyou. 2007. A simulation of the effects of intra-cloud lightning discharges on the charges and electrostatic potential distributions in a thundercloud [J]. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 50 (4): 1053 - 1065.
- 言穆弘, 刘欣生, 安学敏, 等. 1996a. 雷暴非感应起电的模拟研究 I: 云内因子影响. *高原气象*, 15 (4): 425 - 437. Yan Muhong, Liu Xinsheng, An Xuemin, et al. 1996a. A simulation study of non-inductive charging mechanism thunderstorm. I: Effect of cloud factor [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 15 (4): 425 - 437.
- 言穆弘, 刘欣生, 安学敏, 等. 1996b. 雷暴非感应起电机制的模拟研究 II: 环境因子影响 [J]. *高原气象*, 15 (4): 438 - 447. Yan Muhong, Liu Xinsheng, An Xuemin, et al. 1996b. A simulation study of non-inductive charging mechanism in thunderstorm. II: Effect of environmental factor [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 15 (4): 438 - 447.
- 张义军, 言穆弘, 刘欣生. 1999. 雷暴云中放电过程的模式研究 [J]. *科学通报*, 44: 1322 - 1325. Zhang Yijun, Yan Muhong, Liu Xinsheng. 1999. A modeling study on discharge process in thunderstorm [J]. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 44: 1322 - 1325.
- 张义军, Krehbiel P R, 刘欣生. 2002. 雷暴中的反极性放电和电荷结构 [J]. *科学通报*, 2002, 47 (15): 1192 - 1195. Zhang Yijun, Krehbiel P R, Liu Xinsheng. 2002. The reverse polarity discharge and electrical structure in thunderstorm [J]. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 47 (15): 1192 - 1195.
- Ziegler C, MacGorman D, Dye J, et al. 1989. A model evaluation of non-inductive graupel-ice charging in the early electrification of a mountain thunderstorm [J]. *J. Geophys. Res.*, 96: 12833 - 12855.
- Ziv A, Levin Z. 1974. Thundercloud electrification: Cloud growth and electrical development [J]. *J. Atmos. Sci.*, 31: 1652 - 1661.