

周志敏, 郭学良. 2009. 强雷暴个例云内闪电与上升气流及液水含量关系的三维数值模拟 [J]. 气候与环境研究, 14 (1): 31–44. Zhou Zhimin, Guo Xueliang. 2009. 3D modeling on relationships among intracloud lightning, updraft and liquid water content in a severe thunderstorm case [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 14 (1): 31–44.

强雷暴个例云内闪电与上升气流及液水含量关系的三维数值模拟

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 利用建立的三维闪电数值模式, 模拟研究了北京 2001 年 8 月 23 日一次强雷暴发展过程中的云内闪电通道特征及其与上升气流和液水含量 (LWC) 之间的关系。结果发现: 在强雷暴发展过程中, 由于雪晶往往在上升气流相对较弱及 LWC 较低的地方形成、发展, 与霰粒子之间的非感应起电过程首先发生在这些区域, 然后发生电荷分离。因此, 云内闪电往往在上升气流较弱和 LWC 相对较低的区域触发。闪电触发后, 上行先导延伸区域的 LWC 较小, 而下行先导延伸区的 LWC 取决于强风暴云发展的阶段。强风暴成熟期发生的闪电, 下行先导可以延伸到较大 LWC 区, 而无法延伸到 LWC 最大区。强雷暴衰退期发生的闪电, 下行先导可以延伸到 LWC 最大区。

关键词 三维冰雹云冰晶粒子分档模式 云内闪电 上升气流 液水含量

文章编号 1006-9585 (2009) 01-0031-14 **中图分类号** P427 **文献标识码** A

3D Modeling on Relationships among Intracloud Lightning, Updraft and Liquid Water Content in a Severe Thunderstorm Case

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 Sciences, Beijing 100049*

3 *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*

Abstract A three-dimensional hail-bin cloud model coupled with electrification process has been developed and used for simulating lightning process in a severe thunderstorm in Beijing City in China. The characteristics of intra-cloud lightning channel and its relationship with updraft and liquid water content have been analyzed. Results indicate that in the evolution of the thunderstorm, snow particles are often formed where updraft is weaker and liquid water content (LWC) is lower. Snow particles develop there, and gain charges in the non-inductive charging process with graupel there. Therefore, intracloud lightning flash often initiates where updraft is weaker and LWC is less. After initiation, the upward leaders propagate to the area where LWC is less, while LWC where the downward lead-

收稿日期 2008-03-11 收到, 2008-10-20 收到修定稿

资助项目 国家自然科学基金 40575003、40333033 和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, 博士生, 主要从事大气电学和云降水物理研究。E-mail: lzld8379@163.com

ers propagate to depends on the evolution stage of the thunderstorm. The upward leaders could propagate to the area where LWC is a little greater but not the maximum in the mature stage of the thunderstorm. However, the downward leaders could propagate to the center areas of LWC during the process of the decay of the thunderstorm.

Key words 3D hail-bin cloud model, intracloud lightning, updraft, liquid water content

1 引言

闪电作为自然界的强烈天气现象之一，一直备受关注。研究者 (Lhermitte et al., 1979; Krehbiel, 1981; MacGorman et al., 1981, 1983; Proctor, 1983; Taylor et al., 1984; Mazur et al., 1984, 1986; Maier et al., 1995) 利用雷达和闪电定位仪发现，闪电通道往往发生于 2~3 km 厚的高度层。部分研究者 (MacGorman et al., 1981; Shao et al., 1996) 认为，上下两层有广阔水平分支的通道往往由一个垂直通道相连接。MacGorman et al. (1981, 1998) 发现，两层被垂直通道连接的水平分支通道分别对应于两个不同极性的电荷层，并提出了闪电结构、电场、电位和雷暴电荷之间关系的概念模型 (见图 1)。

该模型中，闪电产生后同时向上传播，分别延伸到不同极性的电荷区域。观测表明，两层通道相应的高度对应于不同极性电荷层的高度 (Workman et al., 1942; Reynolds et al., 1955; Uman et al., 1978; Krehbiel et al., 1979)，雷暴云的正负电荷区域与两个通道层的高度吻合较好 (Shao et al., 1996)。以上观测结论都证实了 MacGorman et al. (1981, 1998) 提出的概念模型。

研究者在闪电的观察和模拟过程中，对闪电与液水含量 (LWC) 和上升气流之间的关系也给予了足够重视。Baker et al. (1995) 研究了闪电放电和云的各种属性之间的关系，发现闪电与降水率、上升气流速度等云属性关系密切。D'Arcangelo (2000) 认为，利用 LWC 作为变量描述特定区域的风暴结构可以改进闪电的预报方法。谢屹然等 (2005) 通过一维模式对闪电进行模拟，发现液水含量的增加将延迟首次放电时间，同时引起放电位置的下降和闪电频数的减少。李照荣等 (2007) 对一次强冰雹暴雨天气过程的闪电特征进行分析后发现，液态水的分布和时空演变可以表征对流云团发展的不同阶段，对冰雹、暴雨

甚至洪水有重要的诊断意义。Zipser (1994) 对海洋地区的雷电进行了研究，发现上升气流较小时，闪电相对不易发生。言穆弘等 (1996) 利用一个二维时变积云动力模式，研究发现云中起电明显依赖于上升气流，只有在上升气流中心穿过 -20℃ 温度层以上时才会产生强起电，而且强起电通常发生在云体达到最大上升速度并开始下降阶段。张义军等 (1999, 2003) 研究发现，雷暴中放电活动主要依赖于上升气流。Miller et al. (2001) 利用一个二维放电模式模拟了两个个例，也发现上升气流速度对放电有很大的影响。

随着计算机运算能力的增强，对雷暴云内起

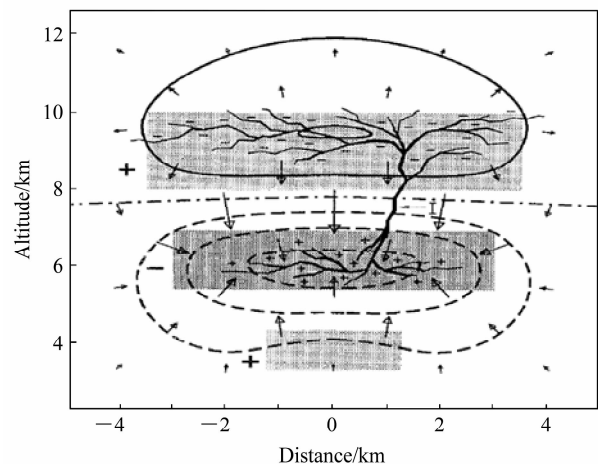


图 1 闪电结构和电场、电位 (等值线) 以及雷暴电荷之间关系的概念模型 (箭头表示电场矢量。闪电在 I 点触发以后，大致沿电力线开始双向传播，它的两端分别传播到正负电荷区域。闪电把正电荷带到含负电荷的区域，把负电荷带到含正电荷的区域。深色和浅色阴影区分别表示正和负电荷)

Fig. 1 A conceptual model of the relationship between lightning structure and the electric field, electric potential and charge of a thunderstorm. Arrows indicate electric field vectors in the plane of the figure. After being initiated at the point labeled I, lightning propagates bidirectionally, roughly along an electric field line, into the positively charged region and the negatively charged region on either side of the initiation point. The flash puts positive charge into the negatively charged region and negative charge into the positively charged region. Dark and shallow shaded area is for positive and negative area, respectively

电、放电过程的数值模拟研究逐渐从二维扩展到了三维。Rawlins (1982) 首次在三维云模式基础上加入了非感应起电过程, 并添加了一个简单的闪电参数化方案。当模式中任意区域的电场达到 $500 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$ 时, 通过减少放电通道中所有水成物电荷浓度的 70% 来考虑放电效果。Ziegler et al. (1994) 利用三维云模式在净电荷浓度超过 $0.5 \text{ nC} \cdot \text{m}^{-3}$ 的网格点上中和电荷来考虑闪电的效果。MacGorman et al. (2001) 在三维模式中考虑了正负先导的传播, 依然将 $0.5 \text{ nC} \cdot \text{m}^{-3}$ 作为电中和的阈值, 但是将击穿阈值减小为 $150 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$ 。孙安平等 (2002) 在三维强风暴模式中引入了 5 种起电过程, 将击穿阈值和传播阈值分别取为 $300 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$ 和 $150 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$ 。Mansell et al. (2002) 在粗分辨率的三维模式中使用随机放电的方法, 初步模拟出了闪电的三维分支结构。其他研究者 (Tan et al., 2006; 谭涌波, 2006; 谭涌波等, 2007) 采用相似方法也在二维和三维云模式中较好地模拟出了与 Mansell et al. (2002) 的结果相似的闪电分支。孙安平等 (2002) 及郭凤霞 (2007) 将建立的起、放电模式进行改进, 也模拟出了粗分辨率条件下的闪电分支结构。

尽管有关云闪通道及其与动力场和微物理场之间关系的观测、模拟结果较多, 但在模拟支状闪电通道的情况下对上述因子进行机理分析的研究还比较少。并且, 上述因子对闪电预警有着重要意义。因此, 本文利用建立的三维闪电数值模式, 模拟研究了北京 2001 年 8 月 23 日一次强雷暴云发展过程中的云闪通道及其与上升气流和液水含量之间的关系, 以期对闪电预警作一些初步的研究。

2 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, 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) 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) 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 (2002)。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。

由于 TAK 方案只给出了温度高于 -30°C 的实验结果, 考虑到温度降低导致电荷分离减少, 并且在模式中假定温度低于 -40°C 时, 云水全部冻结成冰晶。所以, 将每次碰撞分离的电荷乘以一个判断系数 β (Mansell et al., 2002) 来限定:

$$\beta = \begin{cases} 1, & T > -30, \\ 1 - [1 - (T + 30)/10], & -40 < T < -30, \\ 0, & T < -40, \end{cases}$$

式中 T 为温度 (单位: $^\circ\text{C}$)。

根据 Marshall et al. (1995) 给出的结果, 闪电的初始击穿阈值 E_{be} (单位: $\text{kV} \cdot \text{m}^{-1}$) 随空气密度变化:

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

式中, z 为高度 (单位: km), $\rho(z)$ 为空气密度 (单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)。为了让闪电在较大范围内产生, 并且考虑到次网格扰动, 我们采用和 Mansell et al. (2002) 相同的方法, 将初始击穿阈值调整为 $0.9 E_{\text{be}}$ 。由于此时满足放电条件的网格点比较多, 可随机选择一个作为初始点 (MacGorman et al., 2001), 闪电从该点开始延伸。

闪电的延伸采用 Kasemir (1960) 双向先导的方法, 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。

图 2 为闪电延伸的二维示意图 (Mansell et al., 2002)。在三维模式中, 所有的单元立方体方向都可能发生连接。

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 。

所用探空资料能够较好地代表强风暴的环境层结条件 (付丹红等, 2003)。

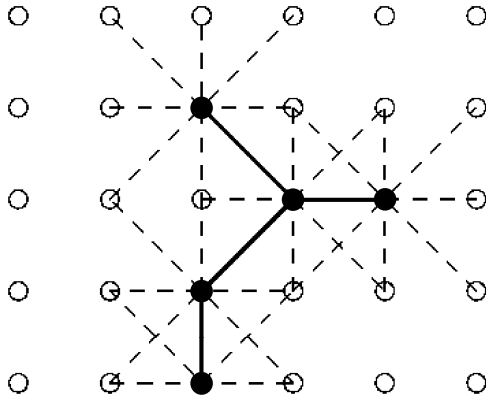


图2 二维放电通道（空心圆表示没有和放电相连的网格点，实心圆和实线表示放电路径，点线表示可能的新节点）

Fig. 2 Discharge channels in two dimensions. Open circles represent grid points not connected to the discharge. Solid circles and solid lines indicate the discharge path. Dashed lines indicate possible new bonds

3 结果分析

3.1 电场的时变曲线

在本个例的发展过程中， $t=11$ min 时，霰粒子开始形成，首次放电的时间为 $t=16.5$ min。从图 3 可知，霰粒子形成以后，首次放电前，正负电场迅速增加。而首次放电后，电场的变化是比较剧烈的。由于放电的原因， $t=18\sim 20$ min，正电场从 $80\text{ kV}\cdot\text{m}^{-1}$ 降到了 $40\text{ kV}\cdot\text{m}^{-1}$ ，负电场从 $-115\text{ kV}\cdot\text{m}^{-1}$ 降到了 $-70\text{ kV}\cdot\text{m}^{-1}$ 。而随着非感应起电过程对空间电结构的贡献，电场又重新开始增大，增大到一定程度又开始重新放电。 $t=46$ min 时，负电场达到极值，为 $-121\text{ kV}\cdot\text{m}^{-1}$ 。2 min 以后，正电场也达到了极值，为 $115\text{ kV}\cdot\text{m}^{-1}$ 。 $t=50$ min 以后，正负电场极值的减小是比较缓慢的，和 $t=18\sim 40$ min 时间段电场变化的剧烈形成鲜明对比。由于此时上升气流衰减很大，水成物都下落到了较低的高度，正负电荷区域高度也随之降低。尽管此时的正负电场都较大，但是较低高度的放电阈值也增大。因此 $t=50$ min 后电场的减小主要由降水粒子不断将电荷带到地面而产生。

下文主要选取了 $t=16.5$ min 和 $t=23.5$ min 两个时刻发生的云内闪电进行分析。

3.2 主要冰相物的电荷浓度分布及云内闪电通道特征分析

图 4 表示 $t=16.5$ min 和 $t=23.5$ min 时发生

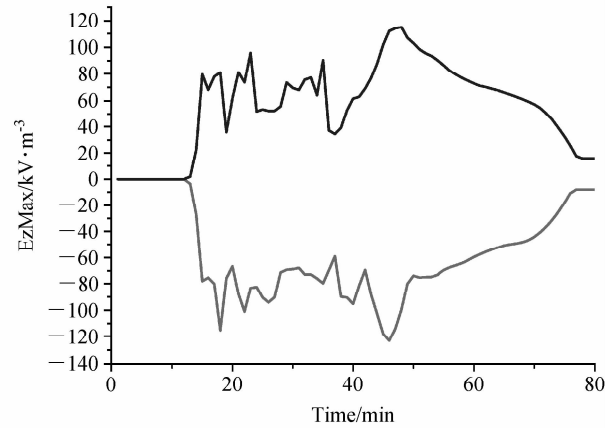


图3 正负垂直电场极值变化曲线

Fig. 3 The evolution of the maximum positive and minimum negative vertical electric field

的云内闪电的三维通道。 $t=16.5$ min 时，闪电在 $y=13$ km 的垂直剖面上触发； $t=23.5$ min 时，闪电在 $y=15$ km 的垂直剖面上触发。由于该雷暴云中上升气流较强，大部分的冰晶粒子来源于云水的同质核化，冰晶对云水的搜集、水汽的凝华等过程影响稍小，导致冰晶粒子主体部分位于 $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ 高度层以上，而位于 $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ 高度层以下的冰晶粒子数量较少，因此霰粒子和雪粒子之间的非感应起电是主要的起电来源（周志敏等，2009）。图 5 给出了这两个时刻的上述垂直剖面上霰粒子与雪粒子的电荷浓度分布。

从图 5a1 可知， $t=16.5$ min 时， $y=13$ km 的垂直剖面上，霰粒子主要荷负电。负电荷中心位于约 $x=24$ km 处，在 $x=14$ km 附近，存在一个荷电量和荷电范围均稍小的次负电荷中心。正电荷区域范围和荷电量均较小。正负电荷浓度极值分别为 $0.18\text{ nC}\cdot\text{m}^{-3}$ 和 $-1.2\text{ nC}\cdot\text{m}^{-3}$ 。从图 5b1 可知，雪粒子主要荷正电，两个电荷中心相隔较远，与图 5a1 中霰粒子的两个负电荷中心比较吻合，最大正电荷浓度为 $1.1\text{ nC}\cdot\text{m}^{-3}$ 。负电荷区域范围很小，浓度极值为 $-0.12\text{ nC}\cdot\text{m}^{-3}$ 。 $t=23.5$ min 时， $y=15$ km 的垂直剖面上，霰粒子电荷出现了较明显的多层分布现象（图 5b1）。主负电荷区域位于 $x=13\sim 20$ km 范围。在 $x=10\sim 13$ km 水平范围，存在一个小的正电荷区。在 $x=20\sim 35$ km 水平范围，霰粒子电荷呈现 4 层正负交替的分布。此时霰粒子的正负电荷浓度极值分

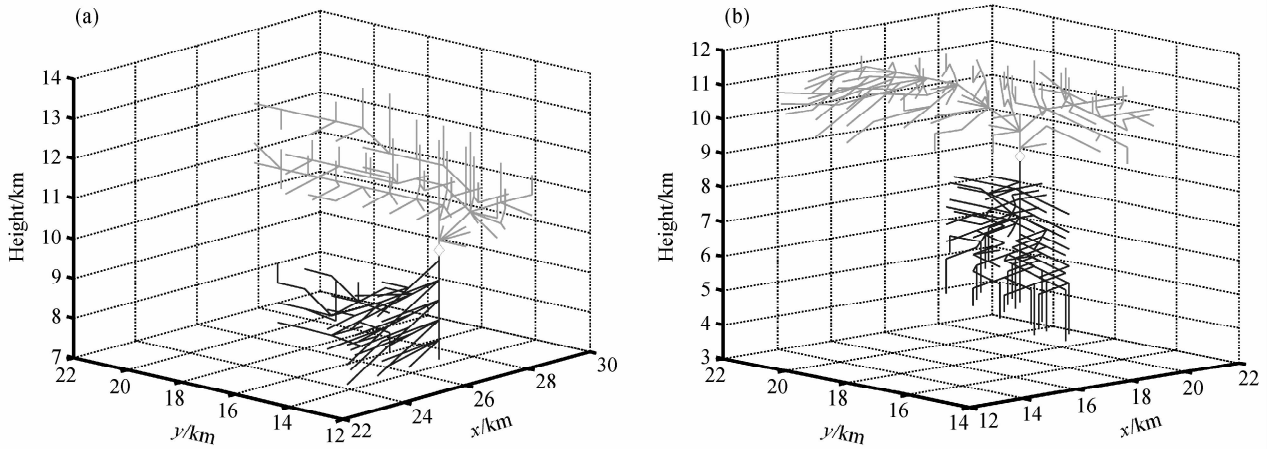


图4 不同时刻的闪电通道空间分布（菱形表示闪电触发点，菱形标志上部折线表示负先导，下部折线表示正先导）：（a） $t=13.5$ min；（b） $t=23.5$ min

Fig. 4 The lightning channels at different time: (a) $t=16.5$ min; (b) $t=23.5$ min. The diamond indicates initial point of lightning flash. The lines upward and downward from the diamond is negative leaders and positive leaders, respectively

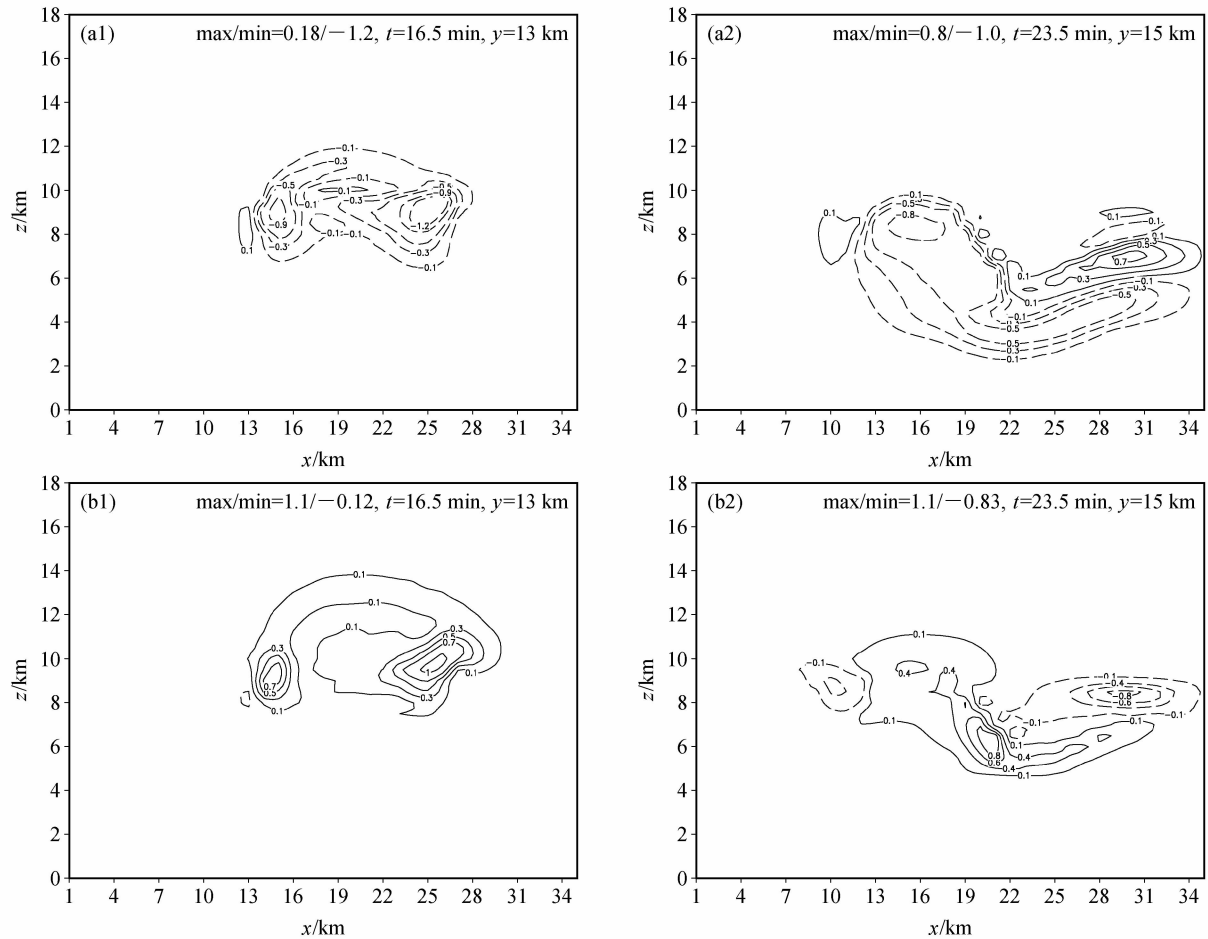


图5 (a1)、(a2) 霰粒子和 (b1)、(b2) 雪粒子电荷浓度（单位： $\text{nC} \cdot \text{m}^{-3}$ ）的 $x-z$ 垂直剖面分布

Fig. 5 The $x-z$ vertical sections of charge density (units: $\text{nC} \cdot \text{m}^{-3}$) of (a1), (a2) graupel and (b1), (b2) snow

别为 $0.8 \text{ nC} \cdot \text{m}^{-3}$ 和 $-1.0 \text{ nC} \cdot \text{m}^{-3}$ 。从图 5b2 可知, 雪粒子电荷浓度分布与霰粒子有些相似, 但电荷分层不如霰粒子复杂, 几个电荷浓度区域也和霰粒子的电荷浓度分布相对应。雪粒子正负电荷浓度极值分别为 $0.83 \text{ nC} \cdot \text{m}^{-3}$ 和 $-1.1 \text{ nC} \cdot \text{m}^{-3}$ 。

图 6 给出的是这两个时刻触发闪电的垂直剖面上电荷浓度、电场与先导通道之间的配置关系。需要说明的是, 该通道并不是投影, 而是闪电在垂直剖面上的路径。

$t=15 \text{ min}$ 时, 上升气流在 $y=18 \text{ km}$ 的垂直剖面上达到最大值, 为 $50.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 该次闪电是上升气流刚开始回落时产生的第一次放电。

从图 6a1 可知, $t=16.5 \text{ min}$ 时, 在 $y=13 \text{ km}$ 的垂直剖面上, 闪电在 $z=10.5 \text{ km}$ 的高度触发。然后在 $x=22 \sim 28 \text{ km}$ 水平范围的正偶极电结

构中延伸, 触发点恰好在正负电荷交界处。负先导从触发点向正电荷区域传播, 穿过正电荷中心; 正先导从触发点向负电荷区域传播, 穿过负电荷中心。正负电荷区域由一条约 1 km 的垂直闪电通道连接。该延伸规律与图 1 是一致的。图 6a2 表明, 闪电触发地方并不在场强最大处, 而是在该剖面上靠近最大场强的地方, 然后正负先导均向场强较弱处延伸。此时, 闪电触发点的场强为 $-51.3 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$ 。Gurevich et al. (1992) 和 Marshall et al. (1995) 通过探空资料发现, 在 10 km 的高度, 放电阈值绝对值只有 $61 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$ 左右。因此, 该次闪电的放电阈值应该也是合理的。

在该放电高度上, x 向的正负电场极值分别为 $17 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$ 和 $-28 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$, 而 y 向的正负电场极值分别为 $37 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$ 和 $-29 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$,

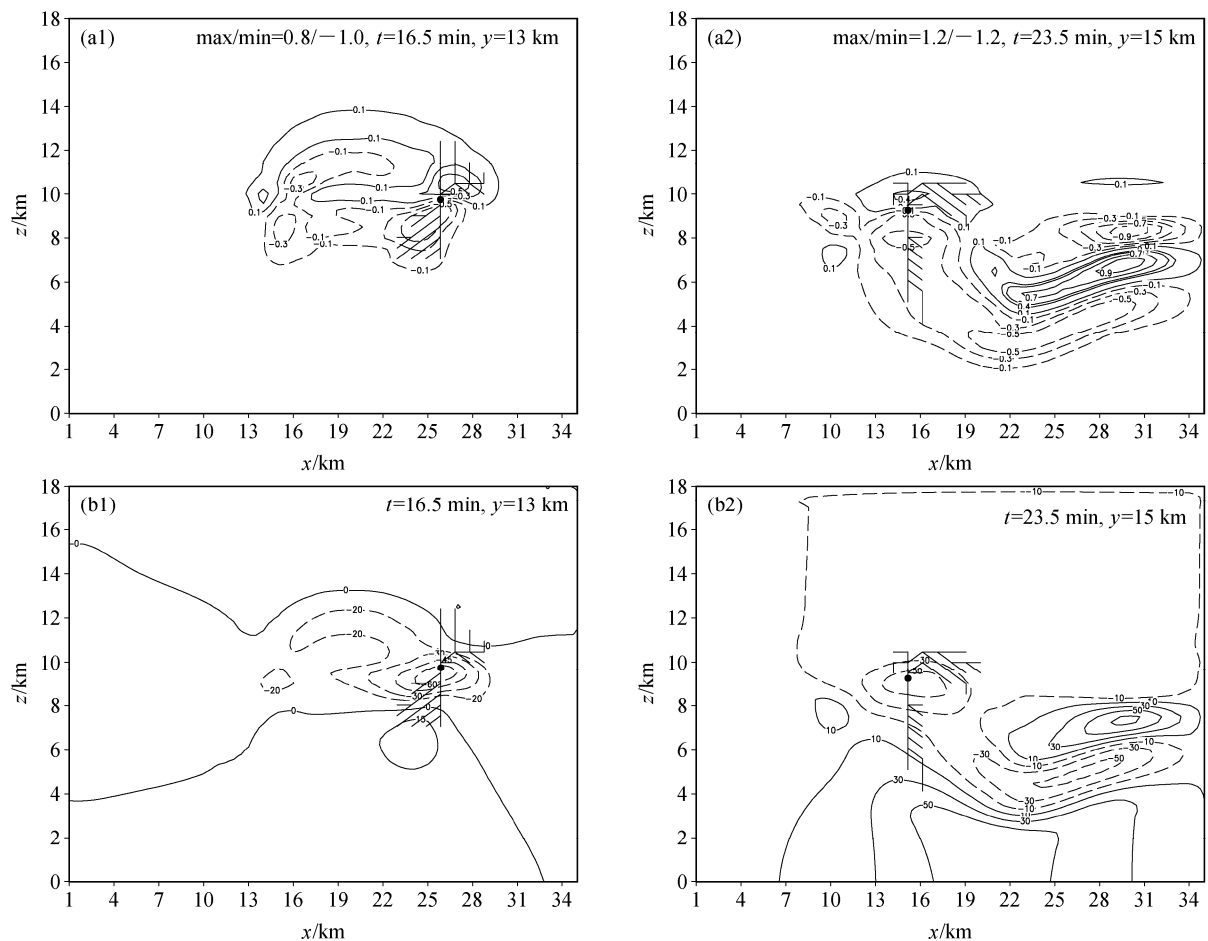


图 6 (a1)、(a2) 空间电荷浓度 (单位: $\text{nC} \cdot \text{m}^{-3}$) 和 (b1)、(b2) 电场 (单位: $\text{kV} \cdot \text{m}^{-1}$) 与先导通道 (从实心圆圈出发, 向上和向下的折线分别表示负、正先导) 的 $x-z$ 垂直剖面

Fig. 6 The $x-z$ vertical sections of (a1), (a2) charge density (units: $\text{nC} \cdot \text{m}^{-3}$) and (b1), (b2) electric field (units: $\text{kV} \cdot \text{m}^{-1}$) and leaders (the upward and downward fold lines from the circles denote negative and positive leaders, respectively)

均小于闪电触发点的垂直电场。因此, 闪电在触发后的短时间内, 更易于沿垂直方向延伸, 然后产生水平分支, 使得正负先导通过的正负电荷区域看起来好似被一条垂直通道连接。

$t=23.5$ min 时, $y=15$ km 的 $x-z$ 垂直剖面上, 闪电在 $z=9.5$ km 的高度触发 (图 6b1)。该次闪电依然起始于正负电荷浓度交界处, 但与 $t=16$ min 时的闪电有所不同。因其并非在“主”电荷区触发, 而是在呈现一个“次”正偶极结构的电荷区域产生。该电荷区域的顺时针方向较低位置, “主”电荷区电结构呈多层交替的分布 (主要是因为冰雹粒子分档使得霰粒子能够以不同的末速下落, 在风切变的作用下, 霰粒子能够形成多个含量中心。因此, 该区域荷电的霰粒子和雪粒子易于形成多层电荷结构), 范围比闪电产生区 (“次”电荷区) 广, 浓度值也更大。从图 6b2 可知, 该次闪电触发处场强值为 $-53 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$, 基本接近“次”正偶极区的场强最小值。而“主”电荷浓度区的正负电场极值分别为 $87 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$ 和 $-55 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$, 绝对值均较大。但是由于这些极值所处位置较低, 放电需要的阈值更大, 所以无法在该区域触发闪电。

“次”偶极电荷中的闪电通道延伸规律依然和图 1 比较一致。闪电在正负电荷交界处触发后, 负先导从触发点向正电荷区域传播, 穿过正电荷中心; 正先导从触发点向负电荷区域传播, 穿过负电荷中心。正负电荷区域由一条短的垂直闪电通道连接。在 $z=9.5$ km 的闪电触发高度上, x 向的正负电场极值分别为 $36 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$ 和 $-34 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$, 而 y 向的正负电场极值分别为 $32 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$ 和 $-33 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$, 均小于闪电触发点的垂直电场。与 $t=16.5$ min 时相同, 闪电在触发点开始, 更易于沿垂直方向延伸, 然后产生水平分支, 使得正负先导通过的正负电荷区域看起来好像被一条垂直通道连接。

实际上, 在其他闪电发生时刻, 几乎都是垂直电场比水平电场大。雷暴云在发展过程中往往伴随着比较强的上升气流, 从某种程度来说, 上升气流对水成物粒子及其荷电的形成和发展有着重要影响。水成物在发生碰撞产生电荷分离以后, 在上升气流分选作用下, 主要在垂直方向产生分离。即便发生垂直风切变, 该作用也应该比上升

气流弱一些。

因此, 上升气流的分选使得荷电水成物主要在垂直方向发生分离, 然后形成电位差, 导致垂直电场一般大于水平电场, 在同一高度上, 该方向上的电场首先达到放电阈值。因此, 单次云内闪电的触发往往发生在正负电荷浓度交界处, 正负电荷区域由一条短的闪电通道连接。

3.3 云内闪电通道与上升气流之间的关系

图 7 表示 $t=16.5$ min (图 7a) 和 $t=23.5$ min (图 7b) 时云内闪电通道和上升气流的垂直剖面分布。由图 7a 可见, $t=16.5$ min 时, $y=13$ km 的垂直剖面上, 闪电触发点的上升气流为 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。该剖面上的垂直气流极值分别为 $-18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $21 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。负先导在触发点向上延伸到了下沉气流区, 正先导则向下延伸, 其末端离最大上升气流区仍有一定距离。而由图 7b 可见, $t=23.5$ min 时, 在 $y=15$ km 的垂直剖面上, 闪电触发点的上升气流为 $7.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。该剖面上的垂直气流极值分别为 $-14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $19 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。负先导从触发点向上延伸时, 大部分通道段处于上升气流区, 有少部分通道段毗邻下沉气流区。闪电触发点及延伸处上升气流都相对较小。

从以上分析可知, 闪电并不是在最大上升气流区触发和延伸, 而是主要在上升气流较弱区触发。该结论与闪电的观测结果 (Rust et al., 1981) 比较一致。

图 8 表示霰粒子含量、雪粒子含量和上升气流在不同时刻的垂直剖面。 $t=16.5$ min 时, 强风暴云处于发展旺盛期, 尽管最大上升气流开始回落, 但是依然保持较大值。在 $y=13$ km 的垂直剖面上, 霰粒子含量中心和上升气流中心尽管所处高度不同, 但在 x 轴上的投影坐标均在 $x=17$ km 位置附近 (图 8a1)。在环境风场的作用下, 霰粒子主体部分向上升气流中心的顺风侧倾斜。由于霰粒子尺度较大, 所以其分布均匀性并没有受上升气流太大影响。雪粒子则受其影响较大, 被吹至气流中心顶部以及两侧, 形成了 3 个含量中心。上升气流中心顺风侧的含量中心值相对其他两个中心稍大 (图 8b1)。到该时刻为止, 上升气流顺风侧 (右侧) 的雪晶和霰粒子之间非感应起电过程比较充分。尽管碰撞区域的上升气流相对较弱, 但是该两类冰相物之间交换电荷比较显著, 形成

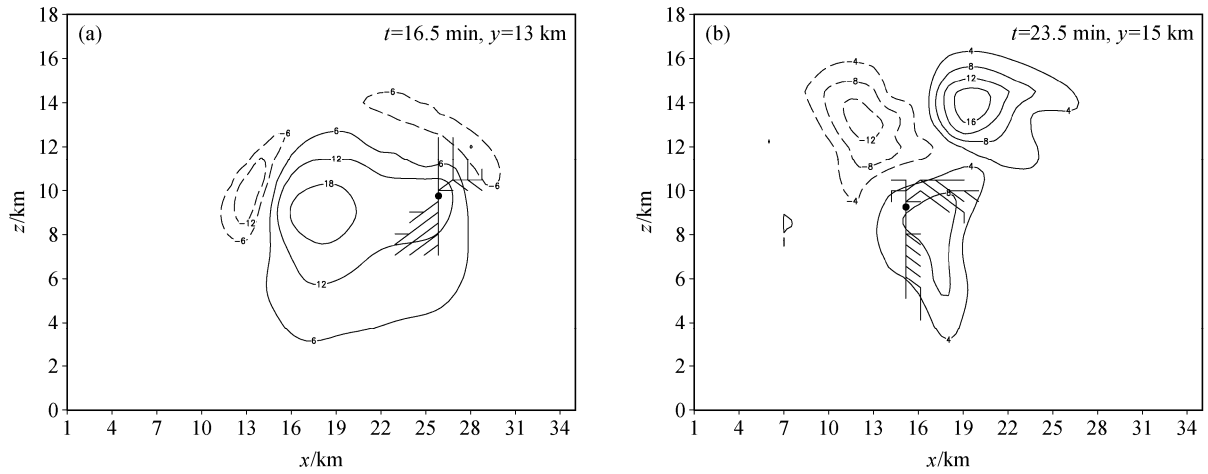


图 7 云内闪电通道和上升气流的垂直剖面分布 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$): (a) $t=16.5 \text{ min}$; (b) $t=23.5 \text{ min}$

Fig. 7 The $x-z$ vertical sections of updraft (contours, units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and leaders: (a) $t=16.5 \text{ min}$; (b) $t=23.5 \text{ min}$

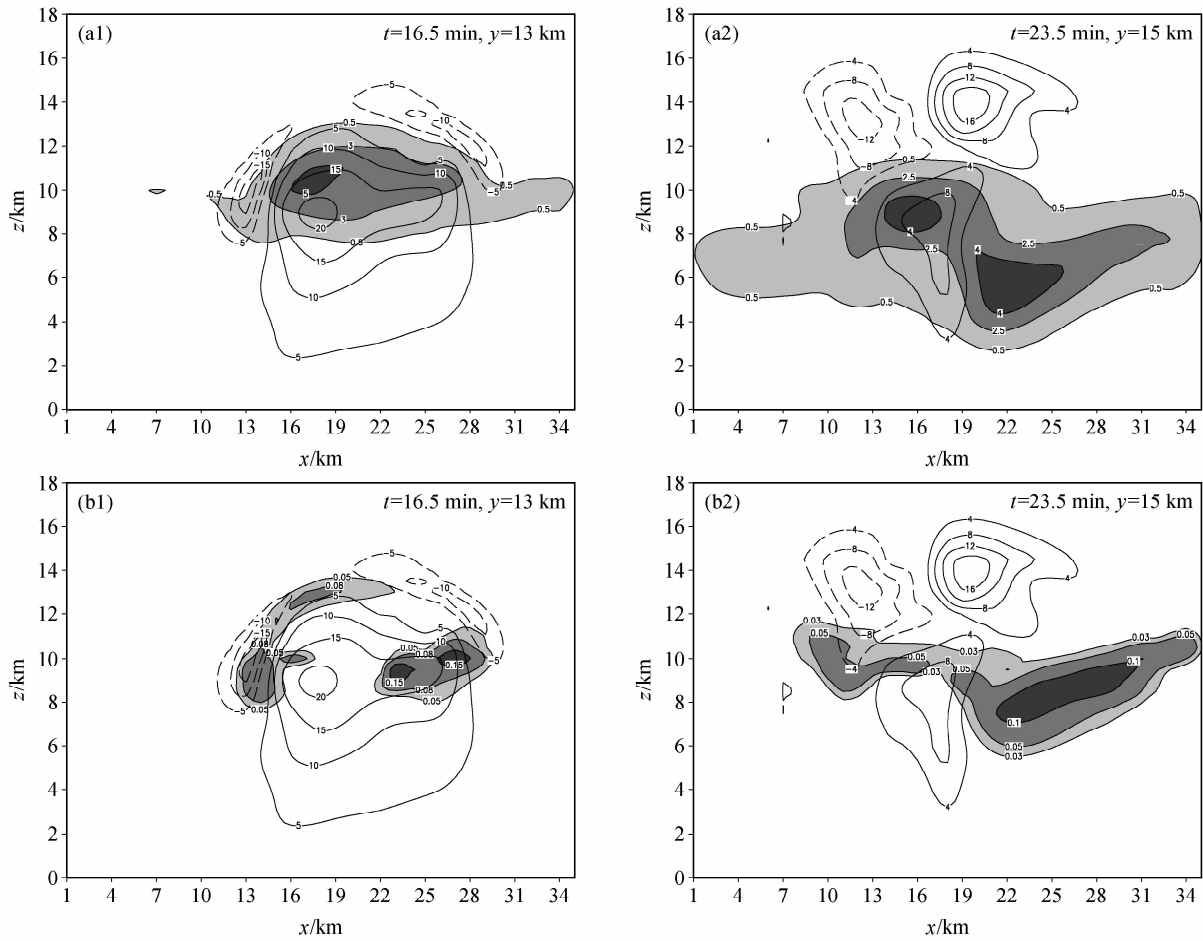


图 8 上升气流与 (a1)、(a2) 霰粒子含量和 (b1)、(b2) 雪粒子含量的 $x-z$ 剖面分布: (a1)、(a2) $t=16.5 \text{ min}$, $y=13 \text{ km}$; (b1)、(b2) $t=23.5 \text{ min}$, $y=15 \text{ km}$

Fig. 8 The $x-z$ cross sections of updraft and (a1), (a2) graupel content and (b1), (b2) snow content: (a1), (a2) $t=16.5 \text{ min}$, $y=13 \text{ km}$; (b1), (b2) $t=23.5 \text{ min}$, $y=15 \text{ km}$

图 8a1 所示的空间电荷结构: “主”电荷浓度区分布在上升气流的顺风侧。

$t=23.5$ min 时, 最大上升气流继续减弱。如前分析, 闪电在 $y=15$ km 的垂直剖面上触发。从图 8a2 可知, 上升气流区形成了上下两个中心, 霰粒子也呈现出两个分布相对均匀的含量中心。一个位于下部上升气流中心附近 (假定为左侧), 另一个则位于下部上升气流中心顺风侧 (假定为右侧), 该含量中心的值更大。左侧霰粒子中心区域上升气流相对较强, 将霰粒子维持在一定高度。而右侧霰粒子中心区域周围上升气流较弱, 该中心高度不断下降。雪粒子的发展区域和 $t=16.5$ min 时 $y=13$ km 垂直剖面上的情况类似, 在下部上升气流中心的上部及两侧均存在含量中心, 且离下部上升气流区均较远。而下部上升气流区的含量区范围及极值依然最大, 该区域雪粒子也随着上升气流的衰减开始下沉。同样, 霰粒子和雪晶在该区域充分发生感应起电, 使得该区域的电荷浓度相对较大, 形成“主”电荷中心。与此同时, 下部上升气流中心上部的雪晶与霰粒子通过非感应起电过程, 形成“次”电荷中心。整个空间电结构呈现图 8b1 所示的分布情况。如前所述, 由于“次”电荷区的电场满足了放电条件, “主”电荷区的电场未达到击穿阈值, 因此, 放电在“次”电荷区发生。由于此时强风暴本处于衰退期, 上升气流本身就较弱, 同时雪晶粒子依然在上升气流较弱地方发展, 所以放电发生的区域上升气流依然较弱。

综上所述, 在强风暴的发展过程中, 由于雪晶往往在上升气流相对较弱的地方形成、发展, 与霰粒子之间的非感应起电过程主要发生在这些区域, 然后发生电荷分离, 形成闪电。因此, 闪电往往在上升气流较弱的地方触发。

3.4 云内闪电通道和液水含量之间的关系

先导的发展主要依赖于局地强电场, 而强电场的产生取决于水成物粒子的带电。LWC 是决定水成物粒子带电的重要因素之一, 其分布对感应起电和非感应起电有着直接或间接的影响 (周志敏等, 2009)。在动力场作用下, LWC 通过多种微物理过程为冰相粒子提供增长源。因此, LWC 分布首先直接影响了冰相粒子的分布, 从而影响冰相粒子交换电荷的空间位置。而冰相粒子交换

电荷的空间位置必将影响整个空间电荷浓度的分布, 也将影响云闪的触发位置和先导传播方式。

图 9 给出 $t=16.5$ min 和 $t=23.5$ min 时两个触发闪电的垂直剖面上 LWC 和通道分布的关系。由图可知, 两次闪电基本都在 LWC 较弱的地方 (约 $0.1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 等值线处) 触发。闪电触发后, 向上的先导在 LWC 较小的地方传播; $t=16.5$ min 时, 向下的先导在 LWC 较大的地方传播; 而 $t=23.5$ min 时, 向下的先导延伸到了 LWC 中心附近。

下面主要从两个方面对该现象进行分析。首先, 考虑上升气流与 LWC 之间的配置关系。图 10 表示 $t=16.5$ min 和 $t=23.5$ min 时放电触发的垂直剖面上 LWC 与上升气流的分布关系。

上升气流携带低层水汽到较高的高度, 是强雷暴云发展的一个重要因素。在最大上升气流开始回落前, 上升气流中心与 LWC 中心 (或过冷水含量中心) 基本相对应。模拟结果显示, 由于最大上升气流开始回落以后起电更加强烈, 放电一般发生在该阶段 (言穆弘等, 1996; 张义军等, 1999)。此时部分雨滴增长至较大尺度, 而处于衰减过程的上升气流将无法使较大尺度的雨滴维持在较高高度, 因此雨水含量中心开始下落。而此时由于云水的大量消耗, 雨水在 LWC 中所占比重要大, 因此 LWC 中心的高度也开始降低。在同一垂直剖面上 (如 $x-z$ 剖面), LWC 与上升气流中心的高度不一定相同, 但其在地面的投影位置 (如 x 坐标的对应值) 比较接近。如在图 8a 中, 上升气流中心与 LWC 在 x 轴上的投影坐标分别为 $x=17$ km 和 $x=18$ km, 而在图 8b 中, 上升气流与 LWC 在 x 轴上的投影坐标分别为 $x=16$ km 和 $x=17$ km。即在闪电发生期间, LWC 与上升气流中心在地面上的投影位置比较接近, 而前者对应的高度稍高。

在 3.2 节已经分析过, 虽然霰粒子分布的均匀性受上升气流的影响相对较小, 由于雪粒子尺度较小, 在上升气流作用下, 主要分布在上升气流区中心上部以及两侧。对比图 10 与图 8b1、b2 可知, LWC 中心与雪晶之间的位置关系同上升气流与雪晶之间的位置关系比较相似: $t=16.5$ min 时 $y=13$ km 垂直剖面上, 在 LWC 中心上方以及两侧存在 3 个雪晶的含量中心, LWC 中心顺风侧

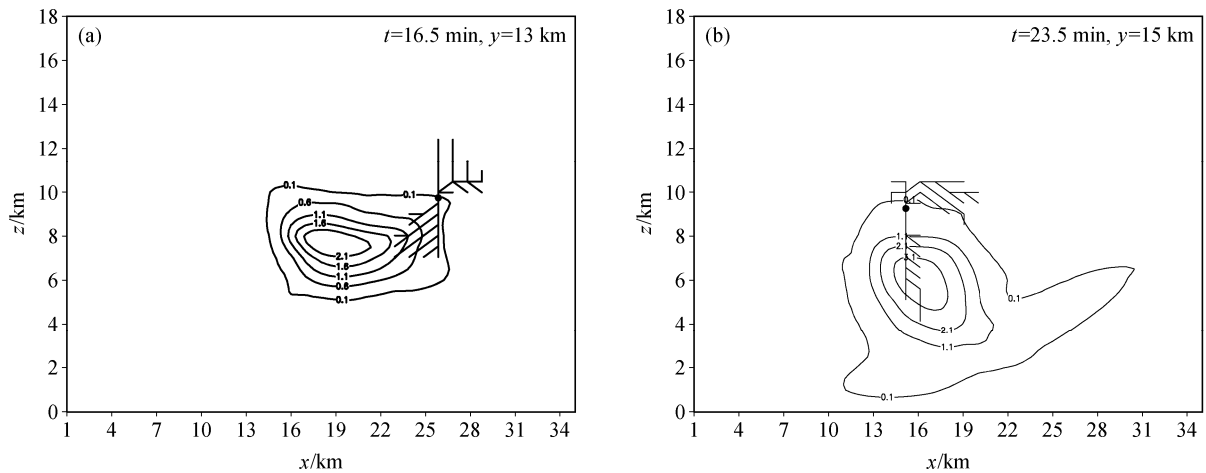


图9 同图7, 但等值线表示 LWC (单位: $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$)

Fig. 9 Same as Fig. 7, but contours is for LWC (units: $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$)

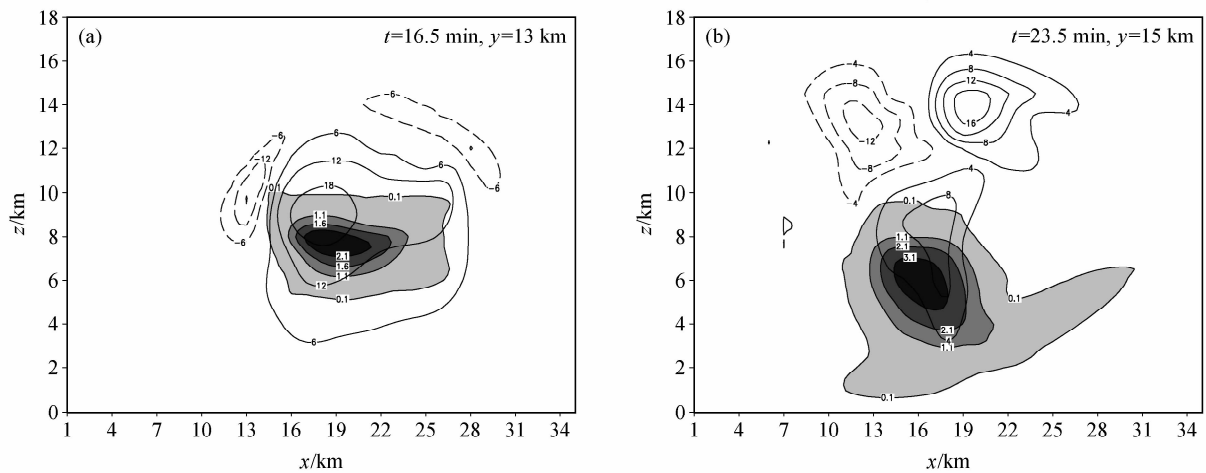


图10 上升气流和 LWC 的 x - z 垂直剖面 (阴影区为 LWC, 单位: $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$; 等值线为上升气流, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$): (a) $t=16.5$ min, $y=13$ km; (b) $t=23.5$ min, $y=15$ km

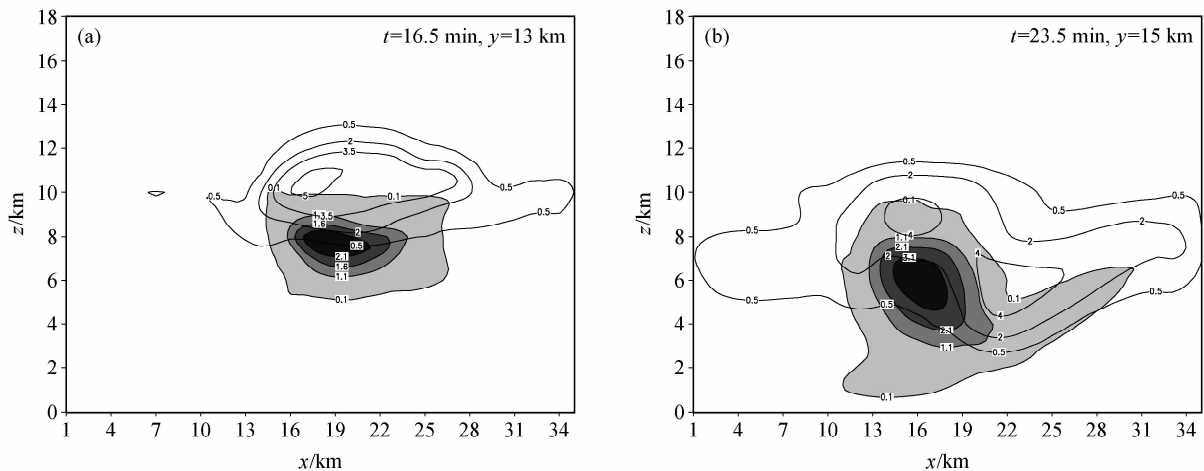
Fig. 10 The x - z cross sections of liquid water content (shaded area, units: $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$) and updraft (contour, units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$): (a) $t=16.5$ min, $y=13$ km; (b) $t=23.5$ min, $y=15$ km

(右侧)的雪粒子含量区的范围以及中心值均最大。并且, 3 个含量中心的 LWC 值均比较小。 $t=23.5$ min 时, $y=15$ km 垂直剖面上的分布情况也类似。由于雪晶所在区域的 LWC 均较小, 因此, 放电触发点的液水含量也比较小。

再从强风暴云发展的不同阶段来讨论云内闪电通道和 LWC 的位置关系。图 11 表示两次触发闪电的垂直剖面上 LWC (阴影区) 与霰粒子 (等值线) 含量的分布。

$t=16.5$ min 时, 上升气流刚开始回落, 强风暴云处于成熟期。在 $y=13$ km 的垂直剖面上, 霰

粒子所处位置较高, 含量中心高于 LWC 中心约 3 km (图 11a)。对比图 8b1 可知, 雪粒子的含量中心离 LWC 中心位置也较远。此时, 雪粒子主要携带正电荷 (图 5b1), 霰粒子主要携带负电荷 (图 5a1)。由图 9a 可知, 从闪电触发处开始, LWC 基本随高度增加而减少, 上行负先导在主要由雪粒子组成的正电荷区传播。如前分析, 闪电触发点的 LWC 较小, 因此, 上行先导延伸区的 LWC 也较小, 先导延伸至同质核化层高度以上时, LWC 为零。下行正先导主要在由霰粒子组成的主负电荷区域传播, 由于上升气流较强, 整个霰粒



荷结构。本文采用了 Takahashi (1978) 的非感应起电方案, 但是对云内闪电通道的基本特征及云内闪电触发点与上升气流、LWC 之间的位置关系不会有太大的影响。从分析可以看出, 决定初始放电点的重要原因之一就是冰相粒子之间的分布关系。如前所述, 本个例模拟过程中, 在强上升气流作用下, 冰晶粒子的主体部分位于 -40°C 以上, 雪粒子和霰粒子之间的非感应起电成了主要起电过程。因此, 雪粒子和霰粒子之间的相对位置将对电荷分离产生重要影响。孙安平等 (2004) 通过模式计算后认为, 雷暴内电过程在云体成熟阶段对雷暴发展有较大影响, 电场力可以改变三相水成物的时空结构。但是电场力不会改变动力场等因子影响雪粒子和霰粒子等形成、发展的本质, 由于非感应起电方案的不同主要表现为改变分离电荷的大小和极性, 所以即便采用了其他非感应起电方案, 图 8a 和 8b 中, 霰粒子依然会呈现相对均匀的分布, 在衰退期出现两个含量中心, 而雪粒子依然会在上升气流中心上部及两侧发展 3 个含量中心。改变非感应起电方案, 主要影响的可能是霰粒子和雪粒子出现上述分布的时间和放电时间, 或者是霰粒子和雪粒子分布形态稍有改变。

(3) 空间电荷结构的复杂分布容易导致放电区域的非均匀性, 即放电现象可能在多个区域触发。例如 $t=23.5\text{ min}$ 时, $y=15\text{ km}$ 的垂直剖面上, 闪电并不是在“主”电荷区触发, 而是触发于次电荷区。因为本模式采用的放电阈值随高度变化 (Marshall et al., 1995; Mansell et al., 2002; Tan et al., 2006), “主”电荷区所处位置较低, 触发闪电所需临界值较大, 即便该区域电场较大, 闪电也未必能产生。而“次”电荷区位于较高处, 放电阈值较小, 即使电场较小, 依然可以触发闪电。由于实际观测中的闪电放电具有一定随机性, 本模式采用了放电点的随机选择机制, 即从所有满足放电的网格点中随机选择一个作为闪电触发点。因此, 只要能满足放电条件, 无论“主”电荷区还是“次”电荷区, 均有可能成为闪电的触发区。

5 结论

本文利用建立的三维闪电数值模式, 模拟研

究了北京 2001 年 8 月 23 日一次强雷暴发展过程中云内闪电通道特征及其与上升气流和 LWC 之间的关系。结果发现: 在强雷暴发展过程中, 由于雪晶往往在上升气流相对较弱、LWC 较低的地方形成、发展, 与霰粒子之间的非感应起电过程主要发生在这些区域, 然后发生电荷分离。因此, 云内闪电往往在上升气流较弱, LWC 相对较低的区域触发。闪电触发后, 上行先导延伸区域的 LWC 也较小, 而下行先导延伸区的 LWC 取决于强风暴云发展的阶段。在强风暴成熟期发生的闪电, 下行先导可以延伸到较大 LWC 区, 而无法延伸到 LWC 最大区。在强雷暴衰退期发生的闪电, 下行先导可以延伸到 LWC 最大区。

参考文献 (References)

- Baker M B, Christian H J, Latham J. 1995. A computational study of the relationships linking lightning frequency and other thundercloud parameters [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121: 1525–1548.
- Chiu C. 1978. Numerical study of cloud electrification in an axisymmetric, time-dependent cloud model [J]. *J. Geophys. Res.*, 83: 5025–5049.
- D'Arcangelo D L. 2000. Forecasting the onset of cloud-ground lightning using layered vertically integrated liquid water [D]. Master thesis, Air Force Inst of Tech Wright-Pattersonafb Oh.
- 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.
- 郭风霞. 2007. 雷暴闪电、水成物结构和流场同步观测分析和模式研究 [D]. 中国科学院旱区寒区环境与工程研究所博士学位论文.
- Guo Fengxia. 2007. The synchronization observation, analysis and model study on lightning in thunderstorm, distribution of hydrometeors and wind field [D]. Ph.D dissertation (in Chinese), Cold and Arid Regions Environmental and Engineer Research Institute, Chinese Academy of Sciences.
- 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 Yan-chao, 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.
- 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]. 中国科学院大气物理研究所博士论文. 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.
- Gurevich A V, Milikh G M, Roussel-Dupre R A. 1992. Runaway electron mechanism for air breakdown and preconditioning during a thunderstorm [J]. Phys. Lett. A, 165: 463 - 468.
- Kasemir H W. 1960. A contribution to the electrostatic theory of a lightning discharge [J]. J. Geophys. Res., 65 (7): 1873 - 1878.
- Krehbiel P R, Brook M, McCrory R A. 1979. An analysis of the charge structure of lightning discharges to ground [J]. J. Geophys. Res., 84: 2432 - 2456.
- Krehbiel P R. 1981. An analysis of the electric field change produced by lightning [M]. New Mexico Institute of Mining and Technology, Rep. T-11, Socorro, NM, 245pp.
- Lhermitte R, Krehbiel P R. 1979. Doppler radar and radio observations of thunderstorms [J]. IEEE Trans. Geosci. Electron., GE-17: 162 - 171.
- 李照荣, 张强, 陈添宇, 等. 2007. 一次强冰雹暴雨天气过程闪电特征分析 [J]. 干旱区研究, 3: 321 - 327. Li Zhaorong, Zhang Qiang, Chen Tianyu, et al. 2007. Analysis on lightning characteristics of a hail-rainstorm weather [J]. Arid Zone Research (in Chinese), 3: 321 - 327.
- MacGorman D R, Few A A, Teer T L. 1981. Layered lightning activity [J]. J. Geophys. Res., 86: 9990 - 9910.
- MacGorman D R, Taylor W L, Few A A. 1983. Lightning location from acoustic and VHF techniques relative to storm structure from 10-cm radar [C]// Ruhuke L, et al. Proceeding in Atmospheric Electricity. Hampton, Virginia, USA: A. Deepak Publishing, 377 - 380.
- MacGorman D R, Rust W D. 1998. The electrical nature of storms [M]. New York: Oxford University Press, 422pp.
- MacGorman D R, Straka J M, Ziegler C L. 2001. A lightning parameterization for numerical cloud models [J]. J. Appl. Meteor., 40: 459 - 478.
- Maier L M, Lennon C, Krehbiel P, et al. 1995. Comparison of lightning and radar observations from the KSC LDAR and NEXRAD radar systems [C]. Preprints, 27th Conf on Radar Meteorology, Vail, CO, Amer. Meteor. Soc., 648 - 650.
- 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.
- 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.
- Mazur V, Gerlach J C, Rust W D. 1984. Lightning flash density versus altitude and storm structure from observations with UHF and S-band radars [J]. Geophys. Res. Lett., 11: 61 - 64.
- Mazur V, Gerlach J C, Rust W D. 1986. Evolution of lightning flash density and reflectivity structure in a multi-cell thunderstorms [J]. J. Geophys. Res., 91: 8690 - 8700.
- Miller K, Gadian A, Saunders C, et al. 2001. Modelling and observations of thundercloud electrification and lightning [J]. Atmos. Res., 58: 89 - 115.
- Proctor D E. 1983. Lightning and precipitation in a small multi-cellular thunderstorm [J]. J. Geophys. Res., 88: 5421 - 5440.
- Reynolds S E, Neill H W. 1955. The distribution and discharge of thunderstorm charge-centers [J]. J. Meteor., 12: 1 - 12.
- Rawlins F. 1982. A numerical study of thunderstorm electrification using a 3D model incorporating the ice phase [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 108: 779 - 800.
- Shao X M, Krehbiel P R. 1996. The spatial and temporal development of intra-cloud lightning [J]. J. Geophys. Res., 101: 641 - 668.
- Rust W D, Taylor W L, MacGorman D R, et al. 1981. Research on Electrical Properties of Severe Thunderstorms in the Great Plains [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 62: 1286 - 1293.
- 孙安平, 言穆弘, 张义军, 等. 2002. 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, 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]. Quarterly Journal of Meteorology (in Chinese), 60 (6): 722 - 731.
- 孙安平, 张义军, 言穆弘. 2004. 雷暴电过程对动力发展的影响研究 [J]. 高原气象, 23 (1): 26 - 32. Sun Anping, Zhang Yijun, Yan Muhong. 2004. Study on influence of electrical processes on dynamical development in thunderstorm [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 23 (1): 26 - 32.
- 谭涌波. 2006. 闪电放电与雷暴云电荷-电位分布相互关系的数值模拟 [D]. 中国科技大学博士学位论文. Tan Yongbo. 2006. Numerical simulation of the relationship of the lightning discharge with the space charge and potential distribution in thundercloud [D]. Ph.D dissertation (in Chinese), University of Science and Technology of China.
- Tan Y B, Tao S C, Zhu B Y, et al. 2006. Finer resolution simulation of the channel structures and propagation features of intracloud lightning [J]. Geophys. Res. Lett., 33, L09809, doi: 10. 1029/2005CL025523.

- 谭涌波, 陶善昌, 祝宝友, 等. 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 Y B, Tao S C, Zhu B Y, et al. 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.
- Takahashi T. 1978. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms [J]. J. Atmos. Sci., 35: 1536 - 1548.
- Taylor W L, Brandes E A, Rust W D, et al. 1984. Lightning activity and severe storm structure [J]. Geophys. Res. Lett., 11: 545 - 548.
- Uman M A, Beasley W H, Tiller J A, et al. 1978. An unusual lightning flash at Kennedy Space Center [J]. Science, 201: 9 - 16.
- 谢屹然, 郗秀书, 郭凤霞, 等. 2005. 液态水含量和冰晶浓度对闪电频率影响的数值模拟研究 [J]. 高原气象, 4: 598 - 603. Xie Yiran, Qie Xiushu, Guo Fengxia, et al. 2005. Numerical simulation of the effect of liquid water content and ice crystal concentration on lightning flash frequency [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 4: 598 - 603.
- Workman E J, Holzer R E, Pelsor G T. 1942. The electrical structure of thunderstorms [M]. Tech. Rep. 864, National Advisory Committee for Aeronautics, Washington, DC, 66pp.
- 言穆弘, 刘欣生, 安学敏, 等. 1996. 雷暴非感应起电机制的模拟研究: 1. 云内因子影响 [J]. 高原气象, 15 (4): 425 - 437.
- Yan Muhong, Liu Xincheng, An Xuemin, et al. 1996. A simulation study of non-inductive charging mechanism thunderstorm I: Affect of cloud factor [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 15 (4): 425 - 437.
- 张义军, 言穆弘, 刘欣生. 1999. 雷暴中放电过程的模式研究 [J]. 科学通报, 44: 1322 - 1325. Zhang Yijun, Yan Muhong, Liu Xincheng. 1999. A modeling study on discharge process in thunderstorm [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 44: 1322 - 1325.
- 张义军, Paul R Krehbiel, 刘欣生, 等. 2003. 闪电放电通道的三维结构特征 [J]. 高原气象, 22 (3): 217 - 220. Zhang Yijun, Paul R Krehbiel, Liu Xincheng, et al. 2003. Three dimensions structure of lightning discharge channel [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 22 (3): 217 - 220.
- 周志敏, 郭学良. 2009. 强雷暴云中电荷分层分布与形成机理的三维数值模拟研究 [J]. 大气科学, 33 (3): 待发表. Zhou Zhimin, Guo Xueliang. 2008. A 3D modeling study on multi-layer distribution and formation mechanism of electrical charging in a severe thunderstorm [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (3): in press.
- Ziegler C L, MacGroman D R. 1994. Observed lightning morphology relative to modeled space charge and electric field distributions in a tornadic storm [J]. J. Atmos. Sci., 51: 833 - 851.
- Zipser E. 1994. Deep cumulonimbus cloud systems in the tropic with and without lightning [J]. Mon. Wea. Rev, 122: 1837 - 1851.