第14卷第2期	气 候 与 环 境 研 究	Vol. 14	No. 2
2009 年 3 月	Climatic and Environmental Research	Mar.	2009

侯团结, 雷恒池, 牛生杰. 2009. 非感应起电参数化方案的对比性研究 [J]. 气候与环境研究, 14 (2): 143-152. Hou Tuanjie, Lei Hengchi, Niu Shengjie. 2009. A comparative study of prelightning thunderstorm electrification with different noninductive charging mechanisms [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 14 (2): 143-152.

非感应起电参数化方案的对比性研究

侯团结^{1,2} 雷恒池¹ 牛生杰³

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室,北京 100029

2 中国科学院研究生院,北京 100049

3 南京信息工程大学,南京 210044

摘 要为进一步研究不同的非感应起电机制对模拟云内电场的可适用性,把3种不同的非感应起电参数化 方案引入三维强风暴动力和电耦合数值模式,以2005年6月10日发生在长春的一次雹暴过程为例,模拟分析 第一次闪电发生前云内电场的发展情况。结果表明,电荷的产生始于过冷水含量中心,并随着过冷水含量中心 的向上发展而上移;在-20~-30℃层存在一电荷的累积区,雷达回波跃增出现后的10min左右,电场迅速 增长,且在4~8min内由不足50kV・m⁻¹增长到110kV・m⁻¹以上。采用方案一形成的主电荷区为偶极性结 构,而采用方案二和方案三形成的为比较常见的三极性结构。对比其他地区的观测资料及模拟结果,表明相同 的云体宏微观条件下,不同方案中极性反转温度的不同对云内中低层电荷的分布存在较大的影响。考虑低层正 电荷区的发展及冰相粒子与过冷水含量的配置关系,取极性反转温度为-10~-20℃,方案二的模拟结果与 实际较一致。

关键词 非感应起电 极性反转温度 电荷结构 文章编号 1006-9585 (2009) 02-0143-10 中图分类号 P427 文献标识码 A

A Comparative Study of Prelightning Thunderstorm Electrification with Different Noninductive Charging Mechanisms

HOU Tuanjie^{1, 2}, LEI Hengchi¹, and NIU Shengjie³

- Laboratory of Cloud Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029
- 2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract To provide further insight into the applicability of noninductive charging mechanisms to the modeling of intracloud electrification, three different parameterizations of noninductive charging were introduced into the 3D dynamics-electrification coupled model, and electrical evolution before the first lightning was simulated with hailstorm happened on 10 June 2005 in Changchun. The numerical results show that the main charging process moves upward with the development of cloud, and charges accumulated at the -20 °C to 30 °C level. About 10 min after the occurrence of the rapid growing radar echo, electric field proceeds rapidly, increasing to over 110 kV • m⁻¹ from less than

收稿日期 2007-11-05 收到, 2008-12-26 收到修定稿

资助项目 自然科学基金资助项目 40537034、中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX3-SW-225 和"十一五"国家科技支撑计划 重点项目 2006BAC12B00-01-06

作者简介 侯团结,女,1982年出生,博士研究生,从事云降水物理与大气电学研究。E-mail: houtj@mail. iap. ac. cn

50 kV \cdot m⁻¹ within 4-8 min. Dipole charge distribution is produced with the first scheme, while a more commonly tripole with the second and the third one. Comparing with observations and model simulations in other places, difference of charge reversal temperature in three schemes has a relatively important influence on the middle and lower level charge distribution with the same macro and micro scale cloud context. Considering the function of the lower positive charge center and the relationship between ice particles and supercooled liquid water content, the second scheme with the charge reversal temperature of between -10 °C and -20 °C is better than the others. Key words noninductive charging separation, charge reversal temperature, charge structure

1 引言

非感应起电是在过冷水存在的条件下,霰 (雹)与冰晶(雪晶)碰撞时,由于碰撞界面的表 面特性和生长速度的不同,从而使大小粒子间产 生电荷转移的起电机制。一系列的实验室研究 (Reynolds et al., 1957; Takahashi, 1978; Jayaratne et al., 1983; Saunders et al., 1991; Brooks et al., 1994)及Dye et al. (1986)采用 飞机穿云观测的结果证明非感应起电是云内引发 闪电的主要起电机制。然而对于影响非感应起电 机制转移电荷的因素有两种观点,一种观点(Takahashi, 1978)认为转移的电荷取决于云温和液 态水含量(Liquid Water Content,简称 LWC), 而另一种观点(Saunders et al., 1991; Brooks et al., 1997)则认为转移的电荷与有效液态水含量 有关。

数值模式是研究云内起电机制和电荷分布的 重要工具。Rawlins(1982)最早在三维积云对流 模式中引入较完整的非感应起电机制,得出冰相 间的起电需要转移的电荷是10×10⁻¹⁵~65×10⁻¹⁵ C。近年来,Helsdon et al. (2001)、Mansell et al. (2005)及Altaratz et al. (2005)同时用两种 实验结果来模拟风暴内电场发展状况,模拟结果 表明不同方案下形成的电荷分布存在一定的差异。 言穆弘等(1996a)建立了中国第一个二维轴对称 积云起电模式,在此基础上孙安平等(2002a)发 展了三维风暴动力-电耦合数值模式,张义军等 (2004)对电活动对冰雹的影响作了模拟研究,但 以上研究中仅设非感应起电机制中转移电荷为定 值,并未考虑粒子直径及降落末速对转移电荷数 量的影响。

每年我国有多个省市遭受雷暴和冰雹的袭击

(陈洪滨等,2006),为进一步研究不同的非感应 起电机制对模拟中国地区强对流云内电场的可适 用性,本文在以上工作的基础上,把以较新的实 验为基础的3种非感应起电参数化方案引入三维 强风暴动力电耦合数值模式(孙安平等,2002a)。 由于目前普遍认为非感应起电是云内最主要的起 电机制,本文不考虑其他的起电方式,并选用长 春地区的强对流云个例,分别用3种参数化方案 模拟第一次闪电发生前云内电场的发展情况。

2 模式及参数化方案介绍

2.1 模式设置

本模式的动力框架以中国科学院大气物理研究所建立的三维完全弹性冰雹云模式(孔凡铀等,1990)为基础,各种荷电粒子的电荷守恒方程同 孙安平等(2002a),微物理过程采用双参数谱(胡朝霞等,2003),主要包含水汽、云水、雨水、冰晶、雪晶、霰和雹7种水成物粒子。该模式的 模拟域尺度水平为36×36 km²,垂直18 km,水 平格距1 km,垂直格距0.5 km。模式大小时步步 长分别为10 s 和2 s。

由于只模拟第一次闪电发生前的电场,模拟 时间较短,暂不讨论电场的反作用。电荷载体仅 为冰相粒子,即冰晶、雪晶、霰和雹。

2.2 起电参数化方案

碰撞粒子的大小、相对降落末速、云温、液态水含量等对非感应起电率都有所影响。当在参数化方案中考虑的因素不同时,每次碰撞时所转移电荷的数量和极性均有所差异。根据相关实验结果,以下3种起电参数化方案中采用的公式由简单到复杂,以对比分析实际云内的电场结构。

利用平均落速差近似,大小两种粒子碰撞时 电荷浓度变率为

$$\frac{\partial \rho_{\rm e}}{\partial t} = \int_0^\infty \int_0^\infty \frac{\pi}{4} (1 - E_{\rm AB}) (D_{\rm A} + D_{\rm B})^2 |V_{\rm A} - V_{\rm B}|$$

 $\times n_A(D_A) n_B(D_B) \delta q dD_A dD_B$, (1) 其中, ρ_e 表示某类粒子所荷的电荷密度 D_A 和 D_B 分别是大(雹、霰)、小(冰晶、雪晶)粒子的直 径, E_{AB} 是碰并系数, $|V_A - V_B|$ 是相对降落末速 差, n_A 和 n_B 是大小粒子的数浓度。 δq 是每两个 粒子每次碰撞时转移的电荷,其值取决于具体的 非感应起电参数化方案。3 种方案如下:

方案一根据 Takahashi (1978) 的实验结果, 当液态水含量介于 0.1~4.0 g・m⁻³时,极性反 转温度为-10 ℃,每次碰撞转移的电荷是温度和 液态水含量的函数。根据其实验结果,大陆性雷 暴云内,降水粒子碰撞时转移电荷的数量级是 33 ×10⁻¹⁵ C,此量级可以在足够短的时间内产生放 电现象。考虑到每次转移电荷的复杂性,设每次 碰撞转移的电荷为定值。对霰(雹) 一冰晶, δq =2×10⁻¹⁵ C; 对霰(雹) 一雪晶, δq =2×10⁻¹⁴ C。

方案二在方案一的基础上,认为转移电荷的 极性取决于云温和液态水含量,而转移电荷的数 量是冰晶尺度、相对降落末速及液态水含量等的 函数(Jayaratne et al., 1983)。因此仅有过冷水 不可能产生非感应起电,而仅有软雹和冰晶起电 很弱。由 Gardiner et al. (1985)对 Jayaratne et al. (1983)的实验结果外推值得电荷浓度变率的 表达式。

方案三利用了 Saunders et al. (1991) 首先 提出的有效液态水含量(简称 E_w)的概念, E_w 主要是指被霰凇附的过冷云水。本方案与方案二 的主要区别在于不仅转移电荷的数量与降落末速 有关,转移电荷的极性也与降落末速有关,并且 用淞附撞冻率(Riming Accretion Rate,简称 R) 来表达转移电荷的极性(Brooks et al., 1997)。 其中, $R=E_w \times V_g$ (用 R_c 表示临界凇附撞冻率, 其值为温度的函数; V_g 为霰的降落末速),因此, 增加 E_w 或大粒子的降落末速对转移电荷极性有 同样的影响。每次碰撞转移的电荷为

 $\delta q = BD_{i(s)}^{a} \Delta V^{b} q_{\pm}(R)$, (2) 其中, D为冰晶或雪晶的直径, R_{c} 、 $q_{\pm}(R)$ 的取 值参考 Mansell et al. (2005), B、a、b分别为系 数,取自 Saunders et al. (1991)的实验结果, 如 表1所示。

表 1 方案三中所用的常数 Table 1 Constants used in the third scheme

编号	转移极性	冰晶直径/μm	В	а	b
S1	+	<155	4.9×10 ¹³	3.76	2.5
S2	+	$155 \sim \!$	4×10^{6}	1.90	2.5
S3	+	>452	52.8	0.44	2.5
S4	—	<253	5.24 $\times 10^{8}$	2.54	2.8
S5	_	>253	24.0	0.50	2.8

综上所述,以上3种方案中,方案一转移的 电荷为定值,而后两种方案转移的电荷为变值。 为防止后两种方案中转移的电荷过大而超出合理 的实验结果,规定雪晶碰撞时转移的电荷不超过 10⁻¹³ C,冰晶碰撞时转移的电荷不超过 10⁻¹⁴ C。 由于实验结果只限于 0~-30 ℃之间转移的电荷, 所以本文中电荷产生区也限制在 0~-30 ℃之间。

当云内电场强度达到某一阈值时,就有可能 产生闪电。由于随高度的增加,空气密度减小, 相应的单位距离内电子碰撞引起的能量损耗率降 低,因而维持电子能所需的场强减小。所以场强 击穿阈值随高度的增加而递减,此阈值函数的表 达式为

 $E_{init}(z) = \pm 167 \rho_{air}(z).$ (3) 其中, $\rho_{air}(z)$ 和 $E_{init}(z)$ 分別是 z 高度上空气的密 度(单位:g・m⁻³)和场强(单位:kV・m⁻¹) 击穿阈值 (Altaratz et al., 2005)。

2.3 模式初始场

受东北冷涡的影响,2005年6月10日18:00 ~22:00(北京时间,下同),吉林省中西部部分 地区遭受冰雹袭击,地面观测为雨加冰雹。由当 日21:20的雷达图可知,榆树一吉林一磐石一带 有东北一西南走向的强回波带,而永吉正好处于 强回波的"V"形缺口处。21:30永吉县遭受特大 冰雹。根据当日每小时一次的降水资料,21:00永 吉站降水量为0 mm,而22:00的降水量为18 mm。由此可知该次对流过程发展迅速且强烈。

因此,本文选取长春站 2005 年 6 月 10 日 20:00 的探空资料。由当日资料可知,整层相对湿度较 大,低层为西南风,900 hPa 以上逆转为东南风, 到 700 hPa 又转为西南风。900~700 hPa 风随高 度逆转,为冷平流;700 hPa 以上风随高度顺转, 为暖平流。高层环境风以西风为主,风速随高度 增加。其温度指数和沙氏指数分别为 31.9 和一 5.2,由此可以看出大气层结很不稳定,有利于雷 暴天气的发生。

将以上探空资料输入模式,采用湿热泡扰动法,扰动半径为(8,8,6),最大扰动温度为1.5℃。

3 模拟结果

3.1 云的宏观特征

图 1 给出了长春站 2005 年 6 月 10 日 21:20 的实际雷达回波(方位角为 114.9°,对应永吉) 和 20 min(地面出现降雹后)时模拟的雷达回波。 由图 1 可知,模拟的最大回波强度为 60 dBZ,比 实测值偏大;45 dBZ 回波顶高在 8 km 以上,云 体宽约 30 km;受偏西风的影响,云体向东倾斜。 云顶、云体宽度及回波结构与实际观测较符合, 能体现出云体发展的强烈程度。

3.2 电荷累积及电场发展对比分析

3.2.1 总的电荷结构

由于国内对云内电场结构的观测较少,本文 将模拟结果与其他相关的探测及模拟结果对比, 以衡量非感应起电机制的可适用性。

图 2 给出了 3 种方案下,电场达到击穿阈值 前总的电荷分布。由图 2a 可知,方案一的模拟结 果为,25 min 时云内有电场达到击穿阈值,主电 荷区是以-27 ℃为中心的偶极性结构,正负中心 最大值分别为3.6和-2.6 nC・m⁻³,其电荷载体 分别为冰晶和霰。此外,图 2a中主电荷区的右侧 延伸出弱的上负下正电荷区,这是由于云体受弱 切变的影响而出现的反偶极性结构,其正中心值 达到 0.5 nC・m⁻³,水平方向与主电荷区连在一 起。在-10 ℃层仍有一很弱的正电荷区,中心值 只有 0.1 nC・m⁻³,该弱正电荷区产生于起电的 初始阶段,是荷正电的霰及荷负电的冰晶共同作 用的结果,随着电荷产生区的上移和降水的出现, 该区域的电荷强度及范围逐渐缩小。

方案二,26 min 时在 6.5 km 高度上电场首先 达到阈值,形成以-25 ℃为中心的三极性结构,其 电荷中心值分别为 1.1、-3.0和 0.4 nC・m⁻³(图 2b),荷电载体分别为冰晶和雪晶,荷正电的霰及 荷负电的霰。与方案一相比,主要区别为-20 ℃ 层以下的正电荷区,其水平伸展超过 8 km,垂直 伸展达 1.5 km。-10 ℃层以下的正电荷区若能持 续存在,则有可能与上部的负电荷区产生放电。

方案三的模拟结果表明,25 min 时电场在 6.5 km 高度上达到阈值,为-98.6 kV・m⁻¹, 形成以-25 ℃为中心的三极性结构,电荷中心值 分别为 2.2、-3.1 和 0.2 nC・m⁻³ (如图 2c), 主正负电荷区的结构与方案二的结果类似,但是 水平伸展范围偏小。总体而言,方案三中冰晶、



图 1 (a) 实际雷达回波和 (b) 模拟雷达回波的 xz 剖面 (单位: dBZ) Fig. 1 The (a) observed radar echo and (b) simulated radar echo in the xz plane (units: dBZ) 雪晶及霰的荷电情况与方案二的结果接近,总的 电荷结构为三极性,冰晶和雪晶所荷的负电荷较 少,25 min 时形成的低层正电荷区的位置有所 偏高。

以上模拟结果表明,在电场达到阈值时,主 电荷区基本上位于-20~-30 ℃层,这与 Taka-



图 2 采用 3 种不同方案在电场达到击穿阈值时,总电荷沿 y = 18 km的 $x \cdot z$ 剖面分布 (单位: nC·m⁻³): (a) 方案一; (b) 方案二; (c) 方案三

Fig. 2 Contours of total charge density in the x-z plane while y =18 km, at the time of lightning from three schemes (units: $nC \cdot m^{-3}$): (a) scheme one; (b) scheme two; (c) scheme three

hashi(1984)提出的在云发展初期,云顶(-30 ℃ 层)存在一电荷的累积区一致。主负电荷区位于 -20~-25 ℃层,随着霰的降落,主负电荷区所 在高度必然下移,即在某一高度上维持较长时间, 然后随着云的发展,负电荷中心高度降低(言穆 弘等,1996b)。

国内的观测表明,西北地区雷暴内有相当一 部分云内闪电是云内主负电荷层和其下部的正电 荷层之间的放电,即主负电荷区的下面存在一个 电荷量和分布范围很大的正电荷区(邵选民等, 1987; 郄秀书等, 1998)。但是对于东北地区, 并 无相应的观测,因此由理论上分析,极性反转高 度的不同是3种方案起电状况有所差异的根本原 因。本文方案二和方案三中由于霰的正电荷产生 区较大,低层正电荷区域也较大。对第一种方案, 极性反转高度开始时基本上为一10℃等温线,对 第二种方案,极性反转高度为-21℃等温线,而 第三种方案并不存在明显的极性反转高度。但是 方案三在-15℃以下起电较弱,而且降落末速对 转移电荷极性的影响并未体现出来。不同的云体 宏微观条件下,极性反转温度存在一定差异,如 Ziegler et al. (1991) 认为新墨西哥风暴内的极性 反转温度应高于-21℃。而对同一云体,由于极 性反转高度与极性反转温度有关,因此极性反转 温度对云内电荷分布,尤其是中低层电荷的极性 及伸展范围存在较大的影响。参考以上模拟和观 测结果,取极性反转温度为-10~-20℃,方案 二的模拟结果与天气实况符合较好。

长春地区的雷暴多是由于受东北冷涡及高空 槽的影响而发展起来,层结相对湿度较大,对流 发展强烈迅速。与高海拔的青藏高原雷暴相比, -10℃所处的高度值较大,因而在起电之初,该 温度层以下起电较强;此外,由于云顶较高,主 负电荷区可伸展到-25℃层以上,而高原雷暴的 主负电荷区所处的温度值较高,仅在强雷暴情况 下伸展到-20℃以上(郭凤霞等,2007)。

3.2.2 极大电荷产生率与过冷水中心的关系

过冷水的存在是云内产生强起电的必要条件,因此液态水含量与起电率之间有密切联系。图 3a 给出了最大电荷产生率绝对值的时变曲线,由该 图可知,17 min 之前 3 种方案的电荷产生率都低 于 0.5 nC•m⁻³•s⁻¹,此后方案二的极大电荷产 由对电荷分布的发展知,电荷产生始于过冷 水含量中心。图 3b 为最大电荷产生率的绝对值及 过冷水中心所在温度层的时变曲线,总体上看电 荷产生率极大值与过冷水中心并不重合,电荷产 生率极大值随着液态水含量中心的上升而上升。 14~17 min 之间方案二的电荷产生率中心维持在 -22 ℃层,处于冰相粒子中心和过冷水中心之 间;而在方案一和方案三中最大电荷产生率中心 位于-30 ℃层,与冰相粒子中心所在的高度层一 致。此后 3 种方案的极大电荷产生率中心和液态 水含量中心所处的高度一致,都在-27 ℃层。总 的来看,方案二所得的电荷发展过程更能体现电 荷产生率不仅与冰相粒子有关,且与过冷水含量 及其所在的高度相关。

3.2.3 最大电场的发展

模拟结果表明,第一次闪电发生前最大电荷 浓度的绝对值介于 2.3~3.1 nC • m⁻³之间,这与 其他文献的结果一致。Helsdon et al. (2001)提 到,引发闪电的电荷浓度应大于 1.0 nC • m⁻³, 其用 Takahashi (1978) 和 Saunders et al. (1991) 两种方案模拟的电荷浓度最大值为 1.2~ 2.4 nC•m⁻³。Altaratz et al. (2005) 用同样的 方案模拟的最大电荷浓度为 1.0~2.5 nC•m⁻³。

电荷的累积决定电场的发展,由最大电场强 度的绝对值随时间的演变可知,初始起电时,电 场发展较平缓。此期间,电场一般低于 50 kV•m⁻¹。 但是在最大电场达到阈值前的几分钟内,电场增 长速度明显提高。

表 2 给出了最大冰晶、霰、雹、过冷云水含 量,上升气流,电荷密度和场强及其出现的位置 和时间。由表可知冰晶和霰含量极大值出现于 9.0 km 高度处,但是由于过冷云水含量中心(其极大 值位于 5.0 km 高度处)所处的高度较低,因而 3 种方案中电荷密度极大值位于 6.5~7.5 km 之间, 与最大上升气流中心所处的高度接近。最大电场 达到阈值的高度基本位于主负电荷区,即 6.5~ 7.0 km 高度处。

从最大值出现的时间可看出, 霰的含量达到 最大值以后, 电场开始迅速增长, 在本文的模拟 结果中, 3 种方案均在 4~6 min 内使电场由不足 50 kV·m⁻¹增长到 110 kV·m⁻¹以上。雷达回波



图 3 (a) 最大电荷产生率绝对值的变化和 (b) 最大电荷产生率绝对值及过冷水中心所在的温度层的时变曲线 Fig. 3 Time variation of (a) the maximum charging rate and (b) the temperature level for the maximum charging rate and supercooled liquid water

,	88 1			
变量	最大值	位置/km	高度/km	出现时间/min
冰晶	2.00 g \cdot m ⁻³	(20, 20)	9.0	18
霰	3.96 $g \cdot m^{-3}$	(20, 21)	9.0	20
雹	1.28 g • m^{-3}	(16, 18)	5.0	21
过冷云水	2.74 g \cdot m ⁻³	(17, 19)	5.5	12
上升气流	22.2 m \cdot s ⁻¹	(18, 19)	6.5	15
电荷密度 (方案一)	3.1 nC \cdot m ⁻³	(19, 19)	7.5	25
电荷密度 (方案二)	$-2.9 \text{ nC} \cdot \text{m}^{-3}$	(20, 19)	6.5	26
电荷密度 (方案三)	$-2.9 \text{ nC} \cdot \text{m}^{-3}$	(19, 19)	6.5	25
场强绝对值 (方案一)	$156 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$	(18, 19)	6.5	25
场强绝对值 (方案二)	133 kV • m^{-1}	(19, 15)	6.5	26
场强绝对值 (方案三)	99 kV \cdot m ⁻¹	(19, 18)	7.0	25

表 2 最大冰晶、霰、雹、过冷云水含量,上升气流,电荷密度和场强及其出现的位置和时间 Table 2 The maximum value of ice, graupel, hail, supercooled cloud water content, updraft velocity, charge density and electric field, and their corresponding grid points and time

跃增增长一般出现在降雹前的 5~10 min,是识别 冰雹云的重要方法(肖辉等,2002)。而电场的迅 速增长则出现在降雹后的 5 min 左右,同时也是 最大上升气流达到最大值后回落的阶段(孙安平 等,2002b)。因而,电场的迅速增长出现在雷达 回波跃增之后的 10 min 左右。分析其原因,主要 是云内强上升气流与高含水量区相配合,上升气 流达到极大值后,大降水粒子生长率增加,尤其 是霰、软雹等冰相粒子的含水量增加较快,因而 雷达回波的生长率有所增加,而冰相粒子含量的 增长为非感应起电率的提高创造了有利条件。这 与 Stolzenburg et al. (2007)提出的一旦大降水 粒子发展到-15℃层以上(雷达回波强度大于44 dBZ),地面电场开始迅速增长一致。

根据实际观测,该地区不少雷暴云在降雹前 已有闪电活动发生,对比本文的模拟结果可知, 在仅考虑非感应起电机制时,模拟得到的云内闪 电发生的时间有所推迟。国内的观测及理论计算 (袁箴等,1965)表明,暖云粒子的碰并等过程也 可产生引发雷电的电场强度。因而,雷暴云发展 初期,虽然云雨滴在重力场及湍流场等作用下的 扩散起电和电导起电机制自身的起电率较小,在 为感应和非感应起电提供背景场的同时,对云内 电荷的累积起电仍起着不可忽视的作用。

3.2.4 垂直输送项的作用

为了解垂直输送项对电荷分配所起的作用,

图 4 给出了采用方案二(取极性反转温度为一21 ℃)时不同高度层上霰和冰晶的起电率及垂直输 送率的时变曲线。图 4a 和 4b 为霰在 5 km 和 6 km 高度层上总的起电率和垂直输送率,由该图可 知,初始时电荷产生区在5km高度层上,因而起 电率不断增加,而后随着电荷产生区的上移,该 高度起电率呈下降趋势,而6km高度层上霰的起 电率则逐渐增大。在5 km 高度层上,初始时垂直 输送项以上升气流向上输送为主,之后以6km高 度层上荷正电的霰的沉降为主,总体上垂直输送 项有利于该高度上电荷区的维持;在6km高度层 上,垂直上升气流使下面的正电荷向上输送,但 是7~8 km 之间有不断增大的荷负电的霰,所以 霰的沉降起主导作用。对霰而言,初始时垂直输 送率比起电率小一个量级,21 min 后二者同数 量级。

图 4c 和 4d 为冰晶在 7 km 和 8 km 高度层上 总的起电率和垂直输送率, 7 km 高度是冰晶的主 正电荷区,电荷产生率为负值,因此冰晶荷正电, 而上升气流则将该高度上电荷向上输送; 8 km 高 度上冰晶所荷电荷的来源主要是下层的输送,其 垂直输送率比起电率大一个量级。

4 结论

利用三维完全弹性冰雹云模式,以2005年6



图 4 不同高度层上霰和冰晶的电荷产生率和垂直输送率的时变曲线: (a) 霰 5 km; (b) 霰 6 km; (c) 冰晶 7 km; (d) 冰晶 8 km Fig. 4 Time variation of the charging rate and vertical transport of graupel and ice at different levels: (a) graupel 5 km; (b) graupel 6 km; (c) ice 7 km; (d) ice 8 km

月 10 日长春地区的一次雹暴过程为例,分别采用 3 种非感应起电参数化方案,模拟第一次闪电前 云内电场的发展情况,得出以下结论:

(1)由方案一得到的为偶极性结构,由方案 二和方案三得到的为三极性结构,其中方案一往 往在云的中上层形成一区域稍小的反偶极性结构, 方案二则存在以大约-5℃层为中心的弱正电荷 区,而方案三在-15℃层以下起电很弱。因此, 相同的云体宏微观条件下,极性反转温度的不同 对云内中低层电荷的分布存在较大的影响。

(2) 电荷的产生始于液态水含量中心,并随

着过冷水中心的向上发展而上移。但是,电荷产 生率极大值区并非处于过冷水中心。对比其他地 区的模拟和观测结果,考虑低层正电荷区的发展 及冰相粒子与过冷水含量的配置关系,取极性反 转温度为-10~-20℃,方案二的模拟结果与实 际较一致。

(3)方案一的主要电荷载体为冰晶和霰,而 后两种方案的主要电荷载体为冰晶、雪晶和霰;3 种方案下雹所荷电荷都不足 0.1 nC•m⁻³。

(4)电场达到击穿阈值前,在-20~-30 ℃ 层存在一电荷的累积区。雷达回波跃增出现之后 的 10 min 左右,电场迅速增长,且在 4~8 min 内 由不足 50 kV·m⁻¹增长到 110 kV·m⁻¹以上,在 6.5~7.0 km 高度上电场首先达到阈值。对比本 文的模拟与其他观测可知,在仅考虑非感应起电 机制时,模拟得到的云内闪电发生的时间有所推 迟,即雷暴云发展初期云雨滴所荷的电荷对总的 累积起电起着不可忽视的作用,对此,需要结合 观测做深入的探讨。

(5) 垂直输送项对电荷的分配起着重要作用。 低层正电荷区的维持离不开高层霰的沉降,同时8 km以上冰晶所荷的正电荷主要来自于上升气流的 输送。此外,与高原雷暴相比,该地区雷暴云内 在起电之初,一10℃以下起电较强,主负电荷区 的伸展高度值较大。

雷暴电荷结构的发展对闪电放电有着重要的 影响,由于对雷暴云内电荷分布的直接观测较为 困难,因此有待于结合对云微物理过程的研究及 闪电观测资料作进一步的探讨。

参考文献 (References)

- Altaratz O, Reisin T, Levin Z. 2005. Simulation of the electrification of winter thunderclouds using the three-dimensional Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) model: Single cloud simulations [J]. J. Geophys. Res., 110 (D2), 0205, doi: 10.1029/2004JD005616.
- Brooks I M, Saunders C P R. 1994. An experimental investigation of the inductive mechanism of thunderstorm electrification [J].J. Geophys. Res., 99: 10627 - 10632.
- 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]. J. Atmos. Res., 43: 277-295.
- 陈洪滨,范学花,董文杰. 2006. 2005 年极端天气和气候事件及 其他相关事件的概要回顾 [J]. 气候与环境研究,11 (2):236 -244. Chen Hongbin, Fan Xuehua, Dong Wenjie. 2006. Some extreme events of weather, climate and related phenomena in 2005 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 11 (2):236-244.
- Dye J E, Jones J J, Winn W P, et al. 1986. Early electrification and precipitation development in a small, isolated Montana cumulonimbus [J]. J. Geophys. Res., 91: 1231–1247.
- Gardiner B, Lamb D, Pitter R L, et al. 1985. Measurements of initial potential gradients and particle charges in a Montana summer thunderstorm [J]. J. Geophys. Res., 90: 6079-6086.
- 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): 29-36. Guo

Fengxia, Zhang Yijun, Yan Muhong. 2007. A numerical study of the charge structure in thunderstorm in Naqu area of the Qinghai-Xizang Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (1): 29 – 36.

- Helsdon J H Jr, Wojcik W A, Farley R D. 2001. An examination of thunderstorm-charging mechanisms using a two-dimensional storm electrification model [J]. J. Geophys. Res., 106: 1165 - 1192.
- 胡朝霞,李宏宇,肖辉,等. 2003. 旬邑冰雹云的数值模拟及累积 带特征 [J]. 气候与环境研究,8(2):196-208. Hu Zhaoxia, Li Hongyu, Xiao Hui, et al. 2003. Numerical simulation of hailstorms and the characteristics of accumulation zone of supercooled raindrops in Xunyi County [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 8 (2): 196-208.
- Jayaratne 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: 609-630.
- 孔凡铀, 黄美元, 徐华英. 1990. 对流云中冰相过程的三维数值模 拟 I: 模式建立及冷云参数化 [J]. 大气科学, 14 (4): 441 – 453. Kong Fanyou, Huang Meiyuan, Xu Huaying. 1990. Three-dimensional numerical simulation of ice phase microphysics in cumulus clouds. Part I: Model establishment and ice phase parameterization [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 14 (4): 441-453.
- Mansell E R, MacGorman D R, Ziegler C L, et al. 2005. Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm [J]. J. Geophys. Res., 110 (D1), 2101, doi: 10.1029/2004JD005287.
- 郄秀书,余晔,张广庶,等. 1998. 中川地区一次负地闪的起始过 程研究 [J]. 高原气象,17 (1):34-43. Qie Xiushu, Yu Ye, Zhang Guangshu, et al. 1998. Initiative process during negative ground lightning discharge in Zhongchuan area [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 17 (1): 34-43.
- Rawlins F. 1982. A numerical study of thunderstorm electrification using a three dimentional model incorporating the ice phase [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 108: 779-800.
- Reynolds S E, Brook M, Gourly M F. 1957. Thunderstorm charge separation [J]. J. Meteor., 14: 426-436.
- 邵选民,刘欣生. 1987. 云中闪电及云下部正电荷的初步分析 [J]. 高原气象,6(4):317-325. Shao Xuanmin, Liu Xinsheng. 1987. A preliminary analysis of intracloud lightning flashes and lower positive charge of thunderclouds [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 6(4):317-325.
- Saunders C P R, Keith W D, Mizeva R P. 1991. The effect of liquid water on thunderstorm charging [J]. J. Geophys. Res., 96: 11007 - 11017.
- Stolzenburg M, Marshall T C, Krehbiel P, et al. 2007. Initial electrification of thunderstorms: Evidence for a connection between precipitation and charging [C]. Proc. 13th. Int. Conf. on Atmos. Electri, Beijing, China, 198-201.

- 孙安平,言穆弘,张义军,等. 2002a. 三维强风暴动力一电耦合数值模拟研究 I:模式及其电过程参数化 [J]. 气象学报,60
 (6):722-731. Sun Anping, Yan Muhong, Zhang Yijun, et al. 2002a. Numerical study of thunderstorm electrification with a three-dimensional dynamics and electrification coupled model. Part I: Model description and parameterization of electrical processes [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese),60
 (6):722-731.
- 孙安平,言穆弘,张义军,等. 2002b. 三维强风暴动力一电耦合 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. 2002b. Numerical study of thunderstorm electrification with a three-dimensional dynamics and electrification coupled model. Part 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.
- 肖辉,吴玉霞,胡朝霞,等. 2002. 旬邑地区冰雹云的早期识别 及数值模拟 [J]. 高原气象,21 (2):159-166. Xiao Hui, Wu Yuxia, Hu Zhaoxia, et al. 2002. Earlier identification and numerical simulation of hail storms occurring in Xunyu region [J]. Plateau Meteorology (in Chinese),21 (2):159-166.
- 言穆弘,郭昌明,葛正谟. 1996a. 积云动力和电过程二维模式研 究 I: 理论和模式 [J]. 地球物理学报, 39 (1): 52-64. Yan

Muhong, Guo Changming, Ge Zhengmo. 1996a. Numerical study of cloud dynamic-electrification in an axisymmetric, time-dependent cloud model. Part I: Theory and model [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 39 (1): 52-64.

- 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 I: 云内因子影响 [J]. 高原气象, 15 (4): 425 - 437. Yan Muhong, Liu Xinsheng, An Xuemin, et al. 1996b. A simulation study of non-inductive charging mechanism in thunderstorm. Part I: Affect of cloud factor [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 15 (4): 425 - 437.
- 袁箴,蒋本汤,任丽新,等. 1965. 强电场探空仪及雷雨云电场探 测结果的分析 [J]. 气象学报, 35 (4): 440 - 448. Yuan Zhen, Jiang Bentang, Ren Lixin, et al. 1965. The strong electricfield-radiosonde and the analysis of the results obtained in thunderclouds [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 35 (4): 440 - 448.
- 张义军,孙安平,言穆弘,等. 2004. 雷暴电活动对冰雹增长影响 的数值模拟研究 [J]. 地球物理学报,47 (1):25-32. Zhang Yijun, Sun Anping, Yan Muhong, et al. 2004. Numerical modeling for effects of electric activity during thunderstorms upon the growth of hail particles [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese),47 (1):25-32.
- Ziegler C L, MacGorman D R, Dye J E, et al. 1991. A model evaluation of non-inductive graupel-ice charging in the early electrification of a mountain thunderstorm [J]. J. Geophys. Res., 96: 12833 - 12855.