

# 不同水汽条件下气溶胶对雷暴云电过程影响的数值模拟研究\*

林晓彤 师正 谭涌波 李璐滢 汪海潮  
LIN Xiaotong SHI Zheng TAN Yongbo LI Luying WANG Haichao

南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心/中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室, 南京, 210044

*Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters/Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China*  
2020-10-09 收稿, 2021-03-21 改回.

林晓彤, 师正, 谭涌波, 李璐滢, 汪海潮. 2021. 不同水汽条件下气溶胶对雷暴云电过程影响的数值模拟研究. 气象学报, 79(3): 458-476

Lin Xiaotong, Shi Zheng, Tan Yongbo, Li Luying, Wang Haichao. 2021. A numerical study of aerosol impacts on thunderstorm electrification under different water vapor conditions. *Acta Meteorologica Sinica*, 79(3):458-476

**Abstract** Numerical simulations are carried out to investigate the impacts of varying the cloud condensation nuclei (CCN) on dynamic and microphysical processes as well as electrification and charge structure in thunderstorm clouds under different water vapor conditions by changing the relative humidity and aerosol initial concentration. The results are as follows: (1) The thunderstorm clouds will produce more small cloud droplets and precipitation process is restrained as the aerosol concentration increases. When water vapor increases, the increase in cloud drop content is faster, the content of raindrops increase, and the trend of precipitation weakening is relieved. (2) When water vapor content is relatively low, more small cloud droplets are brought into the frozen layer to form abundant ice crystal particles as the aerosol concentration increases. The content of graupel increases, and thus the electrification is enhanced. When the aerosol concentration increases to a certain level ( $3000 \text{ cm}^{-3}$ ), the decrease in ice crystal size and raindrop content restrain the growth of graupel particles, and the electrification is restrained. Therefore, the occurrence of inductive electrification and non-inductive electrification increases first and then decreases as the aerosol concentration increases. The increase in water vapor promotes the growth of ice particles, and the electrification presents a continuous increasing trend, the charging rate reaches the maximum value at  $3000 \text{ cm}^{-3}$  aerosol concentration, and the amplification of charge density increases. (3) When water vapor content is relatively low, thunderstorm clouds are difficult to develop into a deep system and the change in aerosol concentration has little influence. The charge structure develops from tripolar to dipole in the dissipation period. When the water vapor content is relatively high, thunderstorm clouds can rapidly develop into a deep system. The charge distribution of thunderstorm shows a multi-layer complex structure as the aerosol concentration increases. Therefore, water vapor content plays an important role in the aerosol concentration impacts on the microphysics, electrification and charge structure of thunderstorm clouds.

**Key words** Water vapor, Aerosol, Charging rate, Charge structure, Numerical simulation

\* 资助课题: 江苏省自然科学基金项目(BK20180808)、国家自然科学基金项目(41805002)、南京信息工程大学人才启动项目(2016r042)。

作者简介: 林晓彤, 主要从事雷电物理学研究。E-mail: linxiaotong0218@126.com

通信作者: 师正, 主要从事大气电学、雷电物理学研究。E-mail: gyshiz@126.com

**摘要** 为全面了解水汽在气溶胶影响雷暴云电过程中的作用,本研究在已有的二维雷暴云起、放电模式基础上,通过改变相对湿度和气溶胶初始浓度(文中气溶胶浓度均指气溶胶数浓度)进行敏感性数值模拟试验。结果表明:(1)随着气溶胶浓度升高,雷暴云产生更多的小云滴,降水过程受到抑制。而当水汽含量升高时,云滴数浓度的增长速度更快,雨滴数浓度升高,缓解了降水变弱的趋势。(2)水汽含量较低时,随着气溶胶浓度升高,更多小云滴被带入冻结层形成大量小冰晶,霰粒含量升高,雷暴云起电过程增强。气溶胶浓度升高至一定的量级( $3000\text{ cm}^{-3}$ )时,冰晶尺度减小和雨滴浓度降低抑制霰粒生长,雷暴云起电过程受到削弱。感应起电和非感应起电过程随气溶胶浓度升高呈先增强后减弱的趋势。水汽含量的升高促进了冰相粒子的增长,起电过程呈现持续增强的趋势,气溶胶浓度为 $3000\text{ cm}^{-3}$ 时起电率达到极值,电荷密度的增幅扩大。(3)水汽含量较低时,雷暴云难以发展成深厚的系统,气溶胶浓度变化对其影响不明显,电荷结构由三极性发展,在消散期演变为偶极性电荷结构;水汽含量较高时,雷暴云迅速发展成深厚的系统,随着气溶胶浓度升高,在雷暴发展旺盛阶段电荷分布表现为多层复杂结构。研究显示水汽含量在气溶胶浓度变化对雷暴云微物理、起电过程及电荷结构的作用中扮演重要角色。

**关键词** 水汽含量, 气溶胶, 起电率, 电荷结构, 数值模拟

**中图法分类号** P401

## 1 引言

气溶胶与云、雾和降水的相互耦合作用一直以来是大气科学领域研究的核心问题,而起、放电过程作为雷暴云动力-微物理过程的产物之一,其与气溶胶的关系持续受到学者们的关注。目前,中外科学家们(Westcott, 1995; Lyons, et al, 1998; Murray, et al, 2000; Williams, et al, 2002; Steiger, et al, 2003; Kar, et al, 2009; Tan, et al, 2016; Shi, et al, 2020)通过光、闪电定位、卫星遥感等观测手段,获得了一大批有关气溶胶和闪电活动的观测事实,而通过对比分析不同情境(海洋与陆地、城市与郊区、火山喷发和森林火灾前后)的闪电活动特征发现气溶胶对闪电活动作用明显。

由于探测手段的限制,为了全面了解气溶胶影响雷暴云起、放电过程的物理原因,中外学者已开展相应的模式研究。例如: Mansell等(2013)基于一个三维云模式进行敏感性试验,结果表明气溶胶浓度(气溶胶数浓度,下同)为 $50\text{--}2000\text{ cm}^{-3}$ 时,雷暴云电过程随着气溶胶浓度升高而增强;大于 $2000\text{ cm}^{-3}$ 时,闪电活动呈现出急剧减弱和增强两种相反的趋势,这种差异归因于采用了不同的冰晶繁生参数化方案。师正等(2015)利用耦合了气溶胶模块的二维雷暴云起、放电模式分析了气溶胶对雷暴云电过程的作用,发现电过程随着气溶胶浓度升高而增强,但当气溶胶浓度较高时,云水竞争导致电过程保持稳定。此外,邓美玲等(2017)基于WRF中尺度模式模拟发现雷暴起电强度与气溶胶浓度呈正相关。但最新的模式研究(刘俊等, 2018)表明,气溶胶浓度与雷暴云起电量为非线性关系,

高气溶胶浓度会通过抑制霰粒的发展而导致云中起电量降低。由此可见,有关气溶胶与雷暴云电过程相互作用的研究结果存在一定的差异,这些差异一方面可能是由于模式中采用不同的微物理参数化方案引起的,另一方面雷暴云电过程与初始气象环境特征息息相关,而不同的水汽条件可能会给模拟结果带来极大的不确定性。

气溶胶可以通过改变雷暴云内的液态水和冰相粒子微物理过程发展来影响雷暴云的电活动。水汽是形成云的基本物质,充足的水汽提供了冰相粒子可持续生长的必要条件,对雷暴云起电和放电过程产生显著的影响(Shi, et al, 2018)。目前已有相关研究揭示了水汽条件在气溶胶影响云降水过程中发挥的作用。例如: Fan等(2006)认为在相对较干的环境下,气溶胶对云内微物理过程和降水的作用可忽略不计;而在相对湿润的环境下,气溶胶对降水过程影响较为明显。Carrió等(2014)发现低层水汽含量较低时,冰相降水质量随气溶胶浓度的升高而减小;随着低层水汽含量的升高,冰相降水质量随气溶胶浓度的升高单调递增。可见水汽在云和气溶胶相互作用过程中扮演着重要角色。现今的大部分研究要么针对气溶胶浓度对云动力、微物理及电过程的影响而不考虑水汽含量的影响(Mansell, et al, 2013; 师正等, 2015; 邓美玲等, 2017; 刘俊等, 2018);要么只分析水汽含量对闪电活动的作用未考虑气溶胶因素(Williams, et al, 2004; Shi, et al, 2018; 李春笋等, 2019),两因素都考虑的模式研究工作少见报道。目前仅有赵鹏国(2015)基于WRF模式揭示了不同湿度条件下气溶胶对雷暴云电活动的影响,研究发现这种影响对水

汽含量具有强依赖性。为了全面了解水汽在气溶胶影响雷暴云电过程中的作用,有必要开展相应的模式研究。

鉴于此,文中在已有的二维雷暴云起、放电模式基础上,通过分别设置不同水汽含量(较高、正常、较低)作为背景,再改变气溶胶浓度进行敏感性试验,进而分析不同水汽条件下气溶胶浓度对雷暴云动力、微物理及起电过程的影响,并就气溶胶浓度与雷暴云电荷结构的关系给出微物理解释。

## 2 模式简介

采用二维高分辨率雷暴云起、放电模式(谭涌波, 2006),该模式中的非静力积云模型来源于中国气象科学研究院(胡志晋等, 1987)。模式的计算域为 76 km×20 km,云模式框架分辨率为 250 m×250 m,放电过程在高分辨率 12.5 m 背景下计算完成。水成物粒子分为云滴、雨、冰晶、霰粒和冰雹 5 种。微物理转换过程包括 5 种粒子的蒸发、碰并、凝结凝华、自动转化、融化冻结以及核化繁生等。在该模式基础上刘俊等(2018)进行了冰晶核化方案的更新改进,进一步提高了模式的模拟能力。

模式主要考虑 2 种起电机理:(1)霰(雹)和云滴碰撞分离时产生的感应起电;(2)霰(雹)与冰晶(雪晶)碰撞回弹产生的非感应起电。

感应起电采用 Ziegler 等(1991)的参数化方案

$$\left(\frac{\partial Q_{eg}}{\partial t}\right)_p = \left(\frac{\pi^3}{8}\right) \left(\frac{6V_g}{\Gamma(4.5)}\right) E_{gc} E_{rc} N_c N_{0g} D_c^2 [\pi \Gamma(3.5) \cdot \varepsilon(\cos\theta) \cos E_z D_g^2 - \Gamma(1.5) Q_{eg} / (3N_g)] \quad (1)$$

式中,  $\left(\frac{\partial Q_{eg}}{\partial t}\right)_p$  为感应起电率,单位: pC/(m<sup>3</sup>·s),  $Q_{eg}$  为霰粒所携带的电荷量,  $D_c$  和  $D_g$  分别为云滴和霰粒的特征直径,  $V_g$  为霰粒的平均下落速度,  $N_c$  和  $N_g$  分别为云滴和霰粒的数浓度,  $N_{0g}$  为霰粒的截距数浓度,  $\Gamma$  为伽马函数,  $E_z$  为垂直方向上的电场强度,  $E_{gc}$  和  $E_{rc}$  分别为霰粒与云滴的碰撞系数和反弹系数,  $\theta$  为反弹角度。

非感应参数化方案基于 Gardiner-Pereyra 方案

$$\left(\frac{\partial Q_{eg}}{\partial t}\right)_{np} = \beta \delta_q E_r (1 - E_r)^{-1} \times \frac{1}{\rho_0} |\bar{V}_i - \bar{V}_g| \cdot \int_0^\infty \int_0^\infty \frac{\pi}{4} (1 - E_r) E_{gi} (D_g + D_i)^2 N_g N_i dD_g dD_i \quad (2)$$

式中,  $\left(\frac{\partial Q_{eg}}{\partial t}\right)_{np}$  为非感应起电率,单位: pC/(m<sup>3</sup>·s),  $D_i$  和  $D_g$  分别为冰晶和霰粒的直径,  $N_i$  和  $N_g$  分别为冰晶和霰粒的数浓度,  $V_i$  和  $V_g$  分别为冰晶和霰粒的平均下落末速度,  $E_{gi}$  为冰晶和霰粒的碰撞系数,  $E_r$  为霰粒和冰晶碰撞后的反弹系数,  $\beta$  系数由 Mansell 等(2005)给出,  $\delta_q$  为单次碰撞后电荷转移量,  $\rho_0$  为空气密度(详见师正等, 2015)。

为了限制云中电荷过量增长,模式考虑了闪电放电过程,放电参数化方案基于谭涌波(2006)和 Tan 等(2014)的二维随机高分辨率放电模型。

### 2.1 气溶胶的初始场和活化方案

考虑到布朗运动和重力沉降作用的影响,气溶胶浓度随高度的升高呈指数关系递减(Yin, et al, 2000)。定义为

$$N_{a(z)} = N_0 \times \exp(-Z/Z_s) \quad (3)$$

式中,  $N_{a(z)}$  为不同高度层的气溶胶浓度,  $N_0$  为地面处气溶胶浓度即初始浓度,  $Z$  为高度,  $Z_s$  为气溶胶标高(气溶胶浓度随高度分布保持不变时气溶胶层的等效厚度),取固定值 2 km(Yin, et al, 2000)。在初始时,文中假设每个高度层的气溶胶浓度是均匀的,初始气溶胶浓度即为整层气溶胶浓度。

模式中耦合了一种经典的气溶胶活化方案

$$N_{CCN} = C_0 S^k \quad (4)$$

式中,  $N_{CCN}$  为活化的云凝结核数浓度,  $C_0$  为气溶胶的初始浓度(Li, et al, 2008),  $S$  为云中的水汽过饱和度,  $k$  取 0.7(Wang, 2005),其值与气溶胶的物理性质及化学成分有关。可见,气溶胶活化成多少数目的云滴与气溶胶初始浓度和云内的水汽过饱和度均有关。同时参照谭涌波等(2017)给出的诊断过程来判断是否有新的云滴产生。

$$N_C = \max[(N_C^{new} - N_C^{old})/\Delta t, 0] \quad (5)$$

式中,  $N_C$  为云滴活化率,  $N_C^{new}$  为新时间步长算出的可活化云滴数浓度,  $N_C^{old}$  为前一时间步长的云滴数浓度,  $\Delta t$  为时间步长。如果  $N_C^{new} > N_C^{old}$ ,则有新的云滴生成。

### 2.2 试验个例及初始扰动条件

图 1 为雷暴天气探空廓线个例(Studies of Electrical Evolution in Thunderstorms, SEET)环境的温、湿度层结和风垂直廓线,0℃层位于 550 hPa 左右,地面温度为 20℃左右。初始时间设置的湿

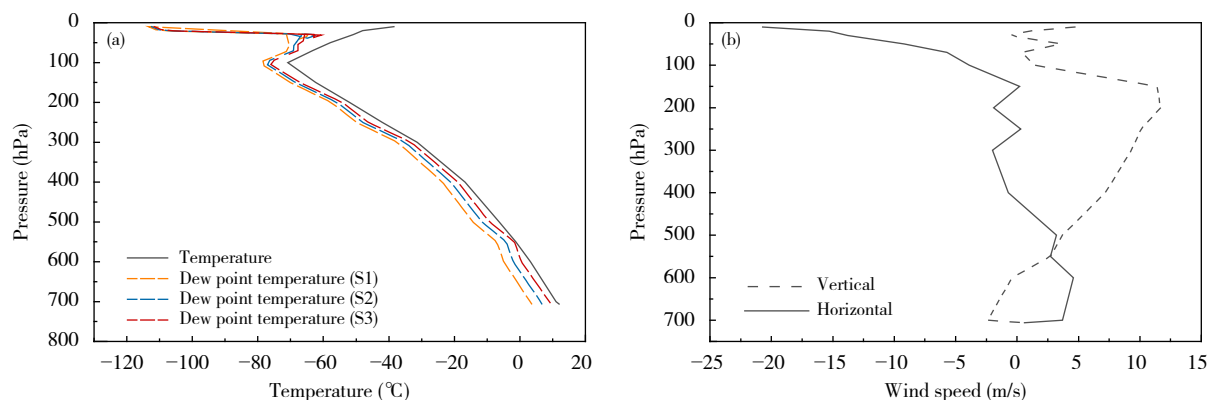


图1 雷暴天气探空廓线个例的(a)环境温、湿度层结(黑色实线为环境温度、虚线为露点温度(黄色: S1, 蓝色: S2, 红色: S3))和(b)风垂直廓线(黑色实线为水平风、黑色虚线为垂直风)

Fig. 1 Environmental temperature and humidity stratification (a, the black solid line represents the environmental temperature, the dashed line represents the dew point (yellow: S1, blue: S2, red: S3)) and vertical wind profile (b, the black solid line represents horizontal wind, the dashed line represents vertical wind profile)

热泡扰动大小为: 水平半径 5 km, 垂直半径 1 km, 中心所在的格点位于该模式区域中的左侧, 高度为 1 km, 中心取 70% 相对湿度扰动, 中心最高扰动温度取 4 K, 以余弦函数向外依次减小。文中将每层大气的相对湿度都乘以相应的系数(0.8(S1)、1.0(S2)、1.2(S3))来表征不同湿度环境模拟个例。在每种湿度环境基础上, 再通过改变式(3)中的气溶胶初始浓度( $N_0$ )进行模拟试验,  $N_0$  分别为 100、500、1000、3000  $\text{cm}^{-3}$ 。时间步长为 2 s, 模拟时间为 80 min。

### 3 模式结果与分析

#### 3.1 雷暴云动力和微物理特征对比

动力因素影响雷暴云内水成物粒子的垂直分布及其演变特征。雷暴云的发展与上升气流和下沉气流息息相关, 上升气流和下沉气流不仅可以影响云的生长周期, 还可以改变云内粒子的微物理过程。图2给出了3种水汽含量和4种气溶胶浓度情况下雷暴云内的最大上升气流和下沉气流速度随时间的变化。12种个例中, 最大上升气流和下沉气流速度的时间演变大致相似, 均经历了从快速增大到缓慢减小的过程。当水汽含量升高时, 最大上升气流的发展速度变快, 出现峰值的时间提前, 极值变大。这是由于上升气流将更多的水汽带到了过冷区, 有利于各相态粒子生长从而释放大量潜热, 大气被加热, 对上升气流有正反馈作用。上升气流

速度增大, 能够更快地将水汽向上带动, 从而进一步促进水成物粒子的生成过程。类似地, 在较高水汽条件下, 由于更大的水成物粒子的质量负载会降低浮力, 下沉气流速度随着水汽含量的升高而增大。值得说明的是, 在S3中气溶胶浓度为 500  $\text{cm}^{-3}$  时上升气流和下沉气流速度的峰值最大, 这可能是由于在更高的气溶胶浓度(1000  $\text{cm}^{-3}$ )情况下冰相粒子的出现时间变得更早, 数量更多, 尺度更大, 使得最大上升气流受到抑制。在S2的雷暴消散阶段(45 min之后), 最大上升气流速度在气溶胶浓度为 500  $\text{cm}^{-3}$  时达到最大, 之后随着气溶胶浓度升高而逐渐减小, 当水汽含量继续增多(S3)时, 上升气流速度的峰值随着气溶胶浓度升高而增大, 3000  $\text{cm}^{-3}$  时达到最大, 同时出现了较多的小峰值, 有些时刻最大上升气流速度甚至超过 10 m/s, 这可能是由于充足的水汽和气溶胶浓度有利于维持长时间的粒子间相互作用。

图3为不同水汽条件下气溶胶浓度分别为 100、500、1000、3000  $\text{cm}^{-3}$  时雷暴云中云滴的最大数浓度和最大混合比随高度的变化。在3种水汽条件下, 随着气溶胶浓度的升高, 云滴混合比和数浓度及其垂直分布均有所升高。在较低的水汽条件下, 虽然有大量的云凝结核, 但没有足够的水汽使其活化形成云滴。随着水汽增多, 云滴的数浓度和混合比的增幅均随着气溶胶浓度升高明显增大, 气溶胶浓度为 3000  $\text{cm}^{-3}$  时, 云滴在高度较低的位置大量

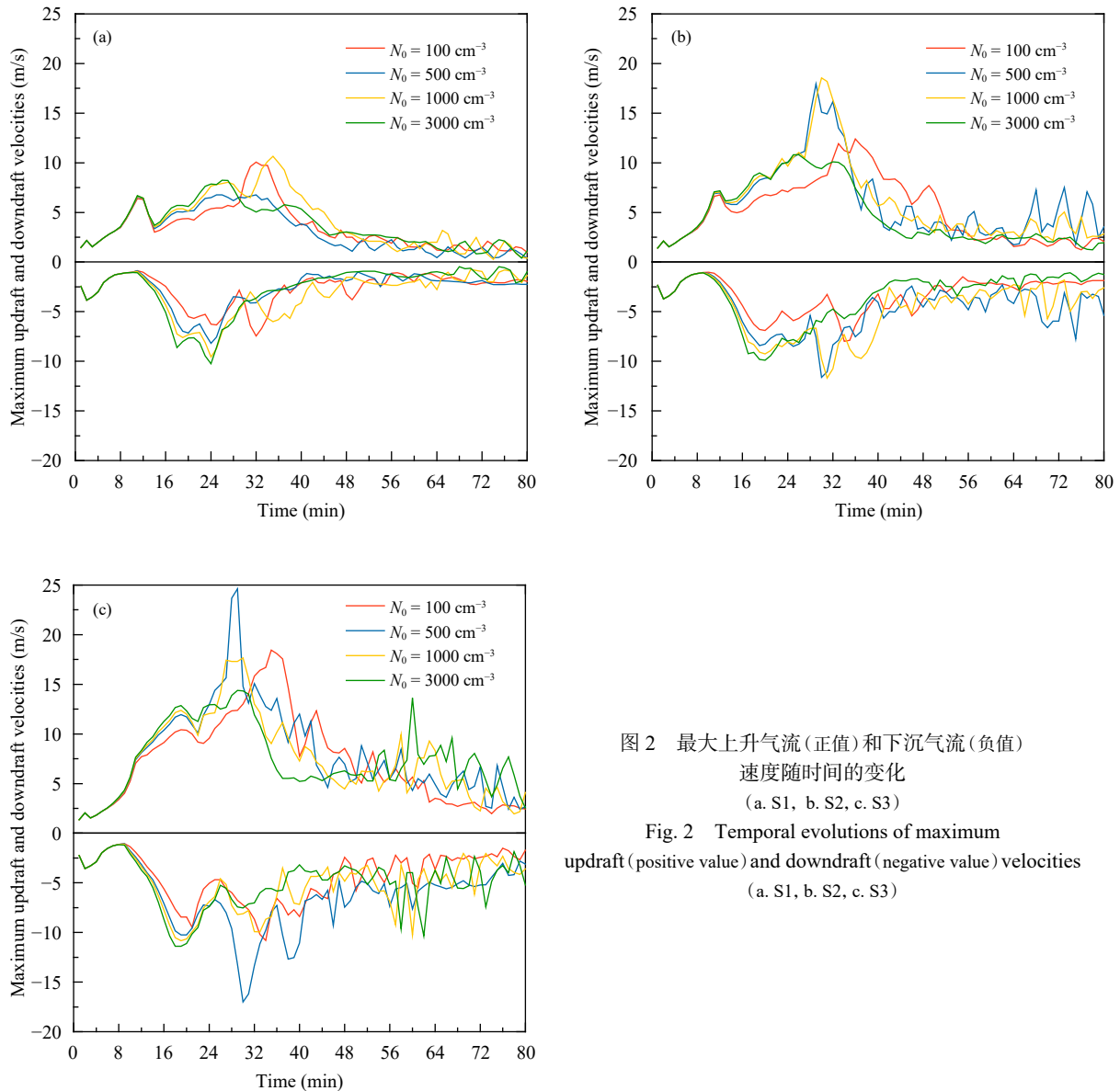


图2 最大上升气流(正值)和下沉气流(负值)速度随时间的变化  
(a. S1, b. S2, c. S3)

Fig. 2 Temporal evolutions of maximum updraft (positive value) and downdraft (negative value) velocities  
(a. S1, b. S2, c. S3)

生成。除此之外,云滴垂直分布的范围增大。值得注意的是,随着水汽含量的升高,云滴混合比的增幅远小于数浓度的增幅,但是在具有较高水汽含量(S3)情况下,二者的差距减小。这验证了之前研究(Yin, et al, 2000; Mansell, et al, 2013; 邓美玲等, 2017; 谭涌波等, 2017)的一些猜测:更多的气溶胶活化生成云滴并争食水汽,凝结增长过程受到抑制,产生大量小尺度云滴。

图4为不同水汽条件下气溶胶浓度分别为100、500、1000、3000  $\text{cm}^{-3}$ 时雷暴云中雨滴的最大数浓度和最大混合比随高度的变化。从中可以看出,在3种水汽条件下,雨滴含量都是随着气溶胶浓度的

升高而降低,这主要是由于随着气溶胶浓度的升高,云滴尺度变小,云滴谱变窄,使得云滴碰撞效率变低,更难转化为雨滴。许多研究(Yin, et al, 2000; Lynn, et al, 2007)表明,气溶胶浓度的升高会抑制暖云降水。在水汽条件较差的情况下(图4a和d),由于水汽含量有限,随着气溶胶浓度升高,雨滴含量变化相对较小,在气溶胶浓度达到1000  $\text{cm}^{-3}$ 时大幅度降低,继续升高气溶胶浓度,雨滴含量进一步降低,但在底层影响不显著。过高浓度(3000  $\text{cm}^{-3}$ )的气溶胶粒子会抑制暖云降水过程,而其他气溶胶含量中雨滴的数浓度和混合比均随水汽含量升高而明显升高,垂直分布范围也有所扩大。相对于低

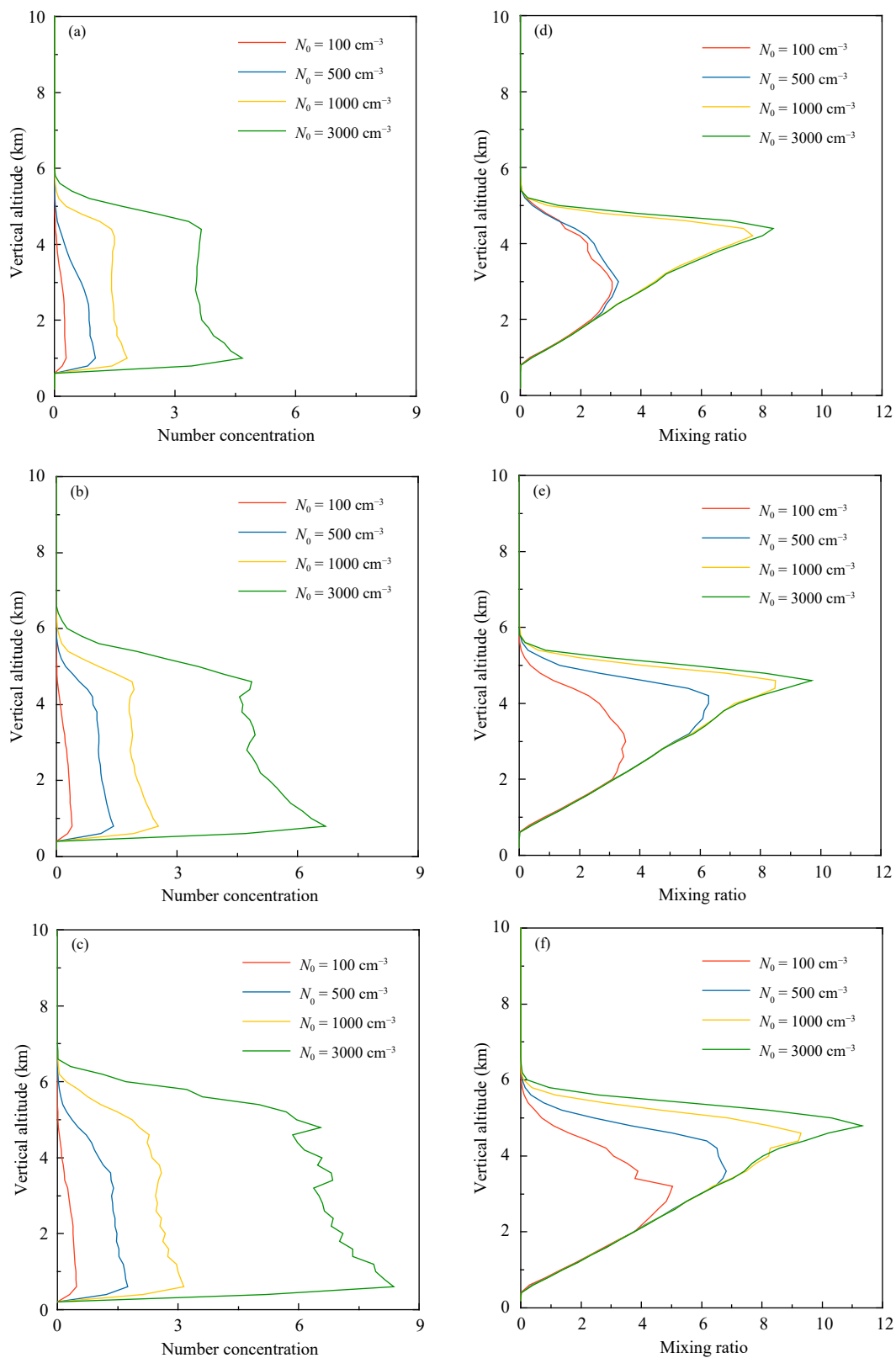


图 3 三种方案 (a, d. S1, b, e. S2, c, f. S3) 云滴的最大数浓度 (a—c, 单位:  $10^8 \text{ kg}^{-1}$ ) 和最大混合比 (d—f, 单位: g/kg) 的垂直剖面

Fig. 3 Vertical profiles of maximum number concentration (a—c, unit:  $10^8 \text{ kg}^{-1}$ ) and maximum mixing ratio (d—f, unit: g/kg) of cloud droplets for the three cases (a, d. S1; b, e. S2; c, f. S3)

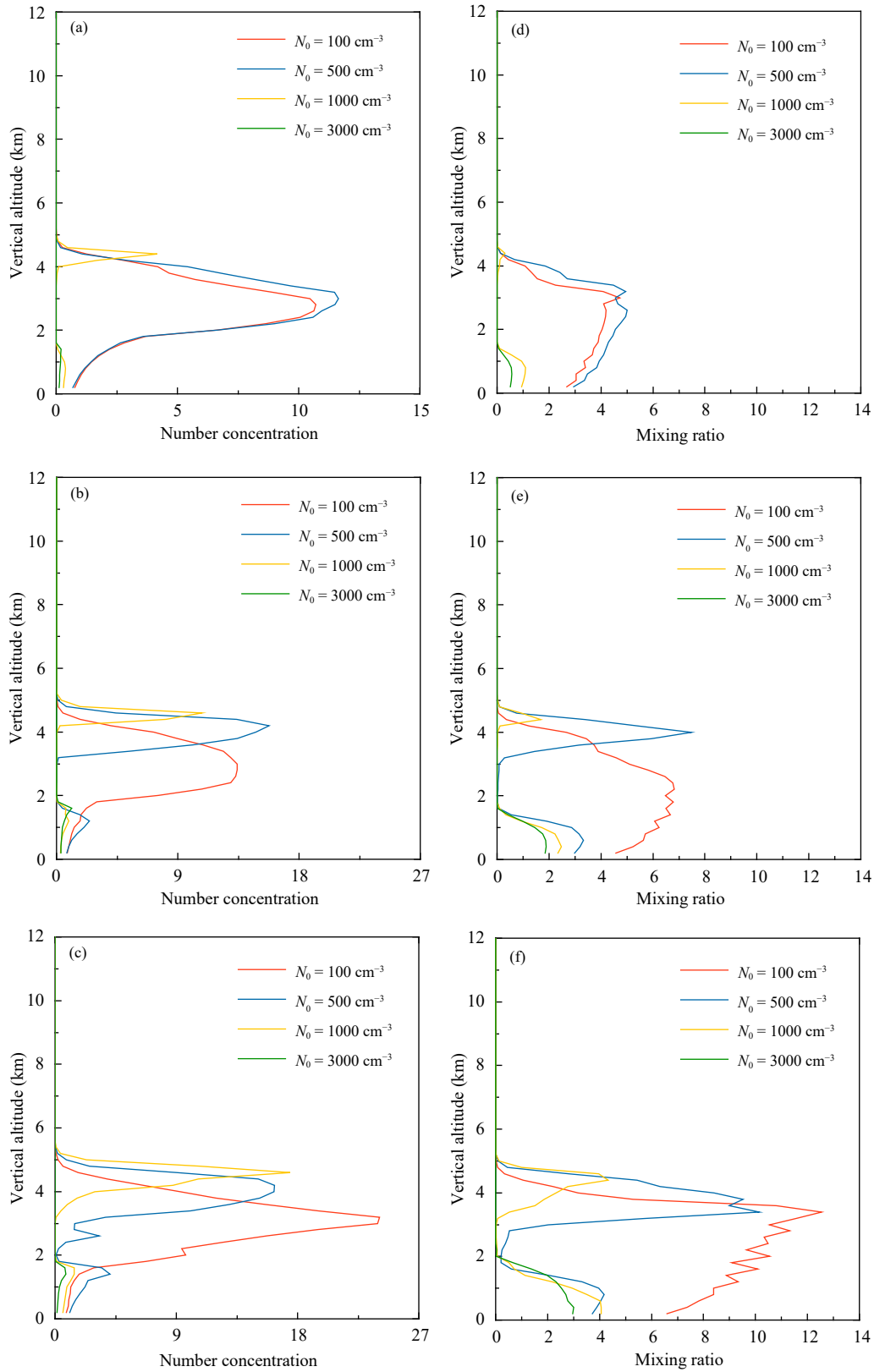


图 4 三种方案 (a, d. S1, b, e. S2, c, f. S3) 雨滴的最大数浓度 (a—c, 单位:  $10^4 \text{ kg}^{-1}$ ) 和最大混合比 (d—f, 单位: g/kg) 的垂直剖面

Fig. 4 Vertical profiles of maximum number concentration (a—c, unit:  $10^4 \text{ kg}^{-1}$ ) and maximum mixing ratio (d—f, unit: g/kg) of raindrops for the three cases (a, d. S1; b, e. S2; c, f. S3)

水汽含量,较高水汽含量下,气溶胶浓度对雨滴数浓度的作用更为显著,这与 Fan 等(2006)和赵鹏国(2015)的相关研究结论一致,在相对较干的环境下,气溶胶浓度对微物理过程和降水的影响几乎可忽略不计,而在相对较湿润的环境下,气溶胶浓度对降水的影响较为明显。

图 5 为不同水汽条件下气溶胶浓度分别为 100、500、1000、3000  $\text{cm}^{-3}$  时雷暴云中冰晶的最大数浓度和最大混合比随高度的变化。从中可以看出,在 3 种水汽条件下,气溶胶浓度低于 3000  $\text{cm}^{-3}$  时,改变气溶胶浓度,冰晶数浓度的变化并不明显,但当气溶胶浓度升到 3000  $\text{cm}^{-3}$  时,冰晶的数浓度明显升高,这可能是由于气溶胶浓度升高后,导致大量的小云滴未能转化成为雨滴,随上升气流到达冻结高度以上形成了更多的冰相粒子,这也与许多已有的研究 (Andreae, et al, 2004; Khain, et al, 2005; Koren, et al, 2005; Wang, 2005; Lin, et al, 2006; Van Den Heever, et al, 2006) 结论一致。随着水汽含量的升高,不同气溶胶浓度条件下的冰晶数浓度和混合比均有所升高。水汽含量越高,冰晶数浓度和混合比的增幅越大。对比来看,在较高水汽条件下的冰晶混合比增幅明显高于较低水汽条件下的增幅。这可能是因为在较低水汽条件下,虽然有足够多的气溶胶粒子,但没有足够的水汽使其活化成云滴输送到冻结层以上参与冻结过程;而当水汽含量充足时,气溶胶浓度升高会产生更多云滴粒子,随着上升气流进入对流云冰相区域冻结产生更多冰晶 (Khain, 2009)。较高的气溶胶浓度 (3000  $\text{cm}^{-3}$ ) 下冰晶数浓度的增长速度大于其混合比的增长速度,因此形成了大量的小尺度冰晶,而水汽含量的增加促进了这一过程的发展,如图 5a 和 c 所示, S1 的冰晶数浓度峰值为  $4.24 \times 10^8 \text{ kg}^{-1}$ , S3 则达到了  $17.7 \times 10^8 \text{ kg}^{-1}$ , 而冰晶混合比的峰值增幅仅为 2.84 g/kg。

Miller 等(2001)和 Mansell 等(2013)在相关研究中指出,霰粒对于雷暴云起电过程非常重要,霰粒微物理特征与雷暴云电活动密切相关。图 6 为不同水汽条件下气溶胶浓度分别为 100、500、1000、3000  $\text{cm}^{-3}$  时雷暴云中霰粒的最大数浓度和最大混合比随高度的变化。在较低的水汽条件下,气溶胶浓度的改变对于霰粒的影响较小。这可能是由于水汽含量有限,且气溶胶浓度变化较小时,气溶胶

对雨滴和冰晶的影响较小,冰晶碰并雨滴冻成霰粒较少;而气溶胶浓度较高(3000  $\text{cm}^{-3}$ )时冰晶数量虽多,但均为小尺度冰晶,很难转化为霰粒。较低的水汽含量抑制了气溶胶的影响。随着水汽含量升高,霰粒开始对气溶胶浓度的变化有所响应。在 S2 时霰粒的数浓度在气溶胶浓度为 500  $\text{cm}^{-3}$  时达到最大,随后减小,这可能是因为随着气溶胶浓度升高,冰晶尺度减小,冰晶-霰粒转化过程减弱,且雨滴含量同样减少,导致霰粒的生成受到抑制。由于霰粒碰并收集小云滴保持继续生长,因此霰粒混合比的下降程度不明显。当水汽含量较高(S3)时,气溶胶浓度为 1000  $\text{cm}^{-3}$  时霰粒数浓度最大(图 6c),这与前面分析的结果一致,当水汽含量升高时,水汽竞争导致霰粒生成的抑制作用被削弱。但水汽的升高对较高气溶胶浓度(3000  $\text{cm}^{-3}$ )个例的影响并不明显,这可能是因为较高水汽条件下,较高的气溶胶浓度使得冰晶的数浓度增长远大于其混合比增长,导致该浓度下的冰晶尺寸较小,不利于霰粒的生成。并且高气溶胶浓度(3000  $\text{cm}^{-3}$ )下霰粒混合比的变化不同于 S1 和 S2,含量没有继续升高,但垂直分布区域明显增大,这可能是因为水汽的增加使得更多的小云滴被带到冻结层以上转化为冰晶,小云滴含量减少,霰粒难以碰并收集小云滴继续长大,因此霰粒的生长受到抑制。

不难发现,随着水汽含量的升高,不同气溶胶浓度下的各水成物粒子的数浓度和混合比的增幅均逐渐增大。可见,气溶胶浓度变化对各水成物粒子的影响受水汽含量影响较大。水汽含量较低时,由于气溶胶活化成云滴需要争食水汽,气溶胶浓度升高后没有足够的水汽供其活化成小云滴,小云滴含量较低使得云雨自动转化率降低,雨滴含量难以增长,因此气溶胶浓度升高对云滴和雨滴影响不大,使得冰相粒子的发展受到抑制。水汽含量较高时,上升气流增强,随着气溶胶浓度的升高,云滴含量大幅增加,更多的小云滴被带到冻结层以上冻结成冰晶,保障了冰相粒子的生长。因此,水汽含量较高时,各水成物粒子对气溶胶浓度变化更为敏感,尤其是冰相粒子含量的增长,更有利于起电过程的发生。

### 3.2 雷暴云起电特征对比

非感应起电机理是雷暴云起电过程的研究重点,非感应起电转移电荷量的主要过程是冰晶和霰



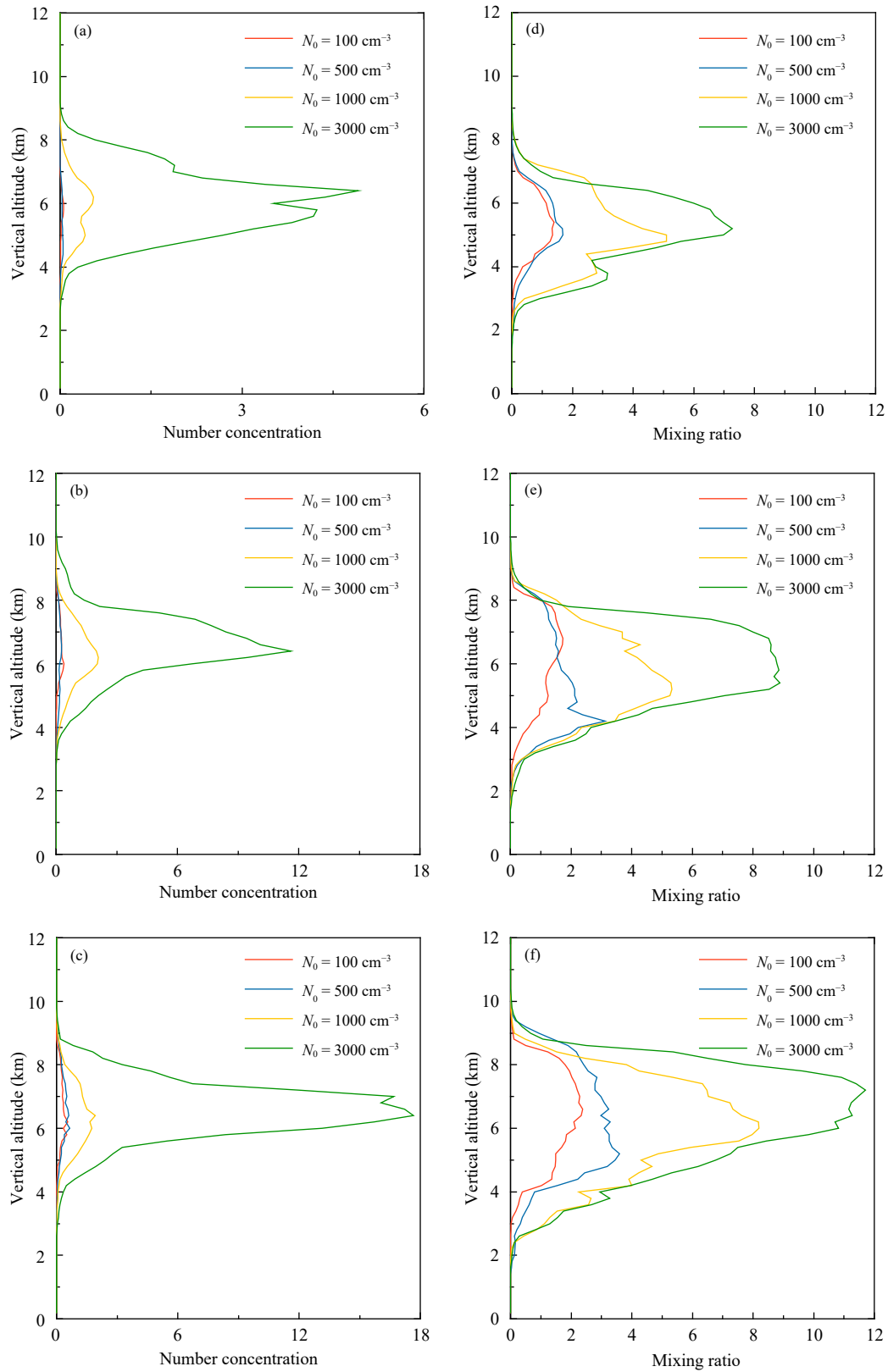


图 5 三种方案 (a, d. S1, b, e. S2, c, f. S3) 冰晶的最大数浓度 (a-c, 单位:  $10^8 \text{ kg}^{-1}$ ) 和最大混合比 (d-f, 单位: g/kg) 的垂直剖面

Fig. 5 Vertical profiles of maximum number concentration (a-c, unit:  $10^8 \text{ kg}^{-1}$ ) and maximum mixing ratio (d-f, unit: g/kg) of ice crystals for the three cases (a, d. S1; b, e. S2; c, f. S3)

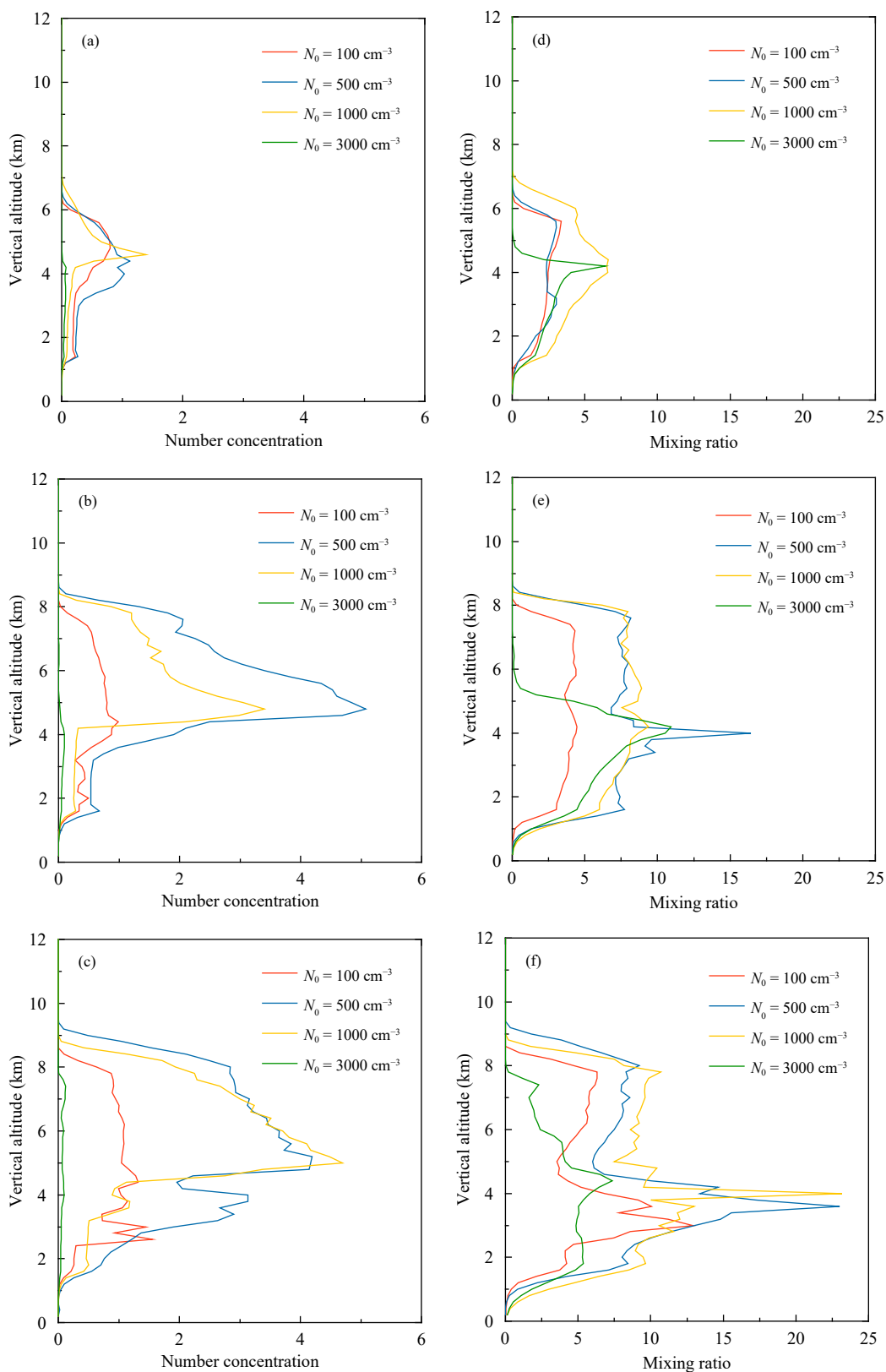


图 6 三种方案 (a, d. S1, b, e. S2, c, f. S3) 霰粒的最大数浓度 (a-c, 单位:  $10^5 \text{ kg}^{-1}$ ) 和最大混合比 (d-f, 单位: g/kg) 的垂直剖面  
 Fig. 6 Vertical profiles of maximum number concentration (a-c, unit:  $10^5 \text{ kg}^{-1}$ ) and maximum mixing ratio (d-f, unit: g/kg) of graupel for the three cases (a, d. S1; b, e. S2; c, f. S3)

粒(包括软雹)的相互作用(Mansell, et al, 2005; 谭涌波等, 2006)。在非感应起电过程中, 冰晶作为主要的荷电粒子, 其数浓度和粒径大小均影响着雷暴云起电的强弱。不同的水汽条件会影响到气溶胶浓度变化对于云内各种水成物粒子发展的作用, 使得冰晶的空间分布、数浓度、混合比等产生差异, 从而影响冰相粒子的荷电量和主电荷区的高度, 进而影响雷暴云的起电过程。随着水汽增多, 冰晶和霰粒对气溶胶浓度的变化更为敏感, 尤其是高气溶胶浓度下的冰晶, 其数浓度和混合比均大幅增大, 分布空间也有所扩大, 从而碰撞机会增多, 使得非感应起电率空间分布范围和数值变大。

图7和8分别为不同水汽和气溶胶浓度条件下冰晶产生的正、负极性最大非感应起电率随时间的变化趋势。如图所示, 海拔5—9 km高度处的正极性非感应电荷率最高, 负极性非感应电荷主要分布在3—5 km高度处。较低的温度( $< -15^{\circ}\text{C}$ )下, 冰晶带正电荷, 而在温度较高( $> -15^{\circ}\text{C}$ )的地区, 冰晶

获得了负电荷( $-15^{\circ}\text{C}$ 时冰晶不带电荷)。在水汽含量较低时, 起电过程大概在30 min开始发生, 较低的水汽含量会抑制霰粒的生成, 导致雷暴云的冰相过程较弱, 使得雷暴云的非感应起电受到抑制。在水汽含量较高的情况下, 起电过程大概在20 min开始发生, 随着气溶胶浓度增大, 起电过程将持续到80 min, 这是因为充足的水汽使得冰晶和霰粒对气溶胶浓度变化的响应更敏感, 非感应起电过程更强。因此, 随着水汽含量的升高, 电荷密度极值随气溶胶浓度变化的增幅有所增大, 起电过程的持续时间更长。另外, 由于在气溶胶浓度较低时水汽的改变对冰晶数浓度的影响变小, 因此主要关注 $3000\text{ cm}^{-3}$ 浓度情况下的非感应起电情况。S1和S2条件下的结果与Mansell等(2013)和刘俊等(2018)的研究结果一致: 随着气溶胶浓度升高, 非感应起电率升高, 在 $1000\text{ cm}^{-3}$ 浓度时达最大值, 之后降低, 但在水汽充足(S3)的条件下这种情况并不存在, 因为充足的水汽保证了霰粒和冰晶的增长,

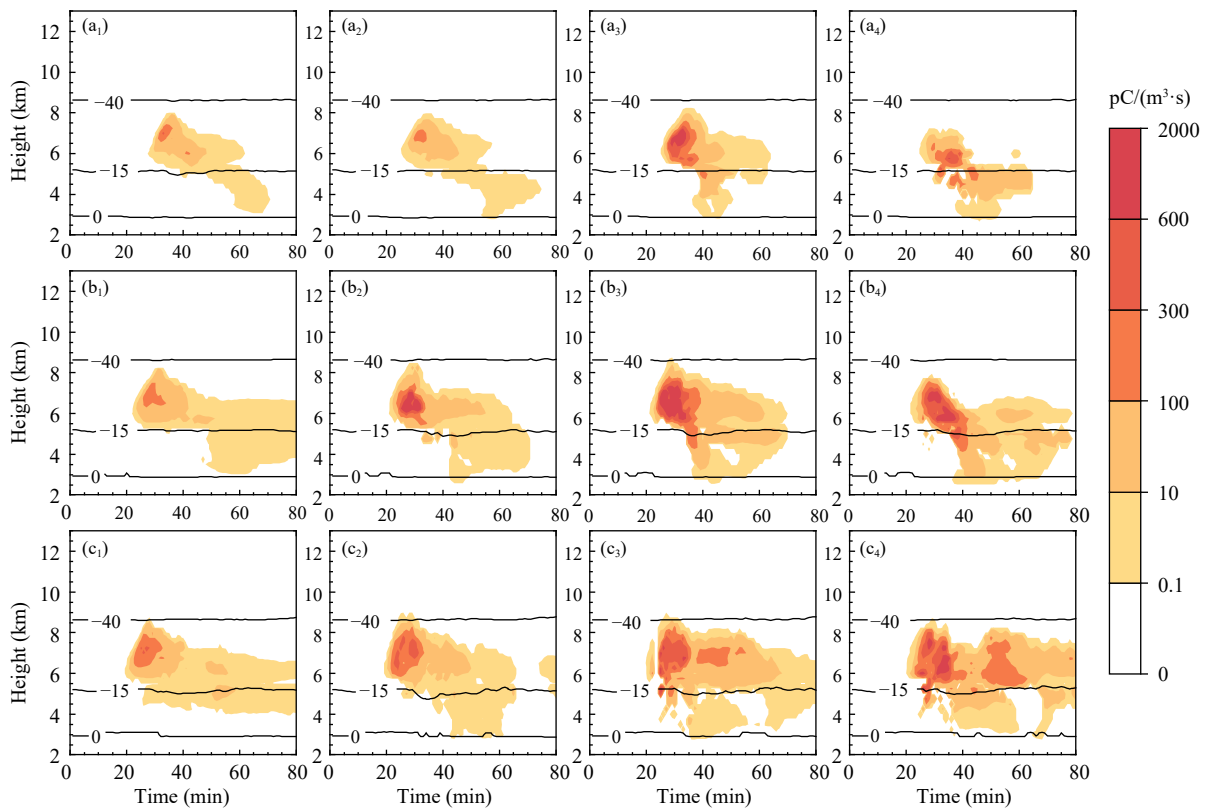


图7 不同方案下(a<sub>1</sub>—a<sub>4</sub>, S1, b<sub>1</sub>—b<sub>4</sub>, S2, c<sub>1</sub>—c<sub>4</sub>, S3; 下角标数字1—4分别代表气溶胶浓度100、500、1000、3000 cm<sup>-3</sup>)正极性的最大非感应起电率随时间变化(黑实线为等温线, 单位: °C)

Fig. 7 Evolution of positive non-inductive charging rate (black solid lines represent isotherms, unit: °C)

(a<sub>1</sub>—a<sub>4</sub>, S1, b<sub>1</sub>—b<sub>4</sub>, S2, c<sub>1</sub>—c<sub>4</sub>, S3; 1—4 represent aerosol concentrations of 100, 500, 1000 and 3000 cm<sup>-3</sup>)

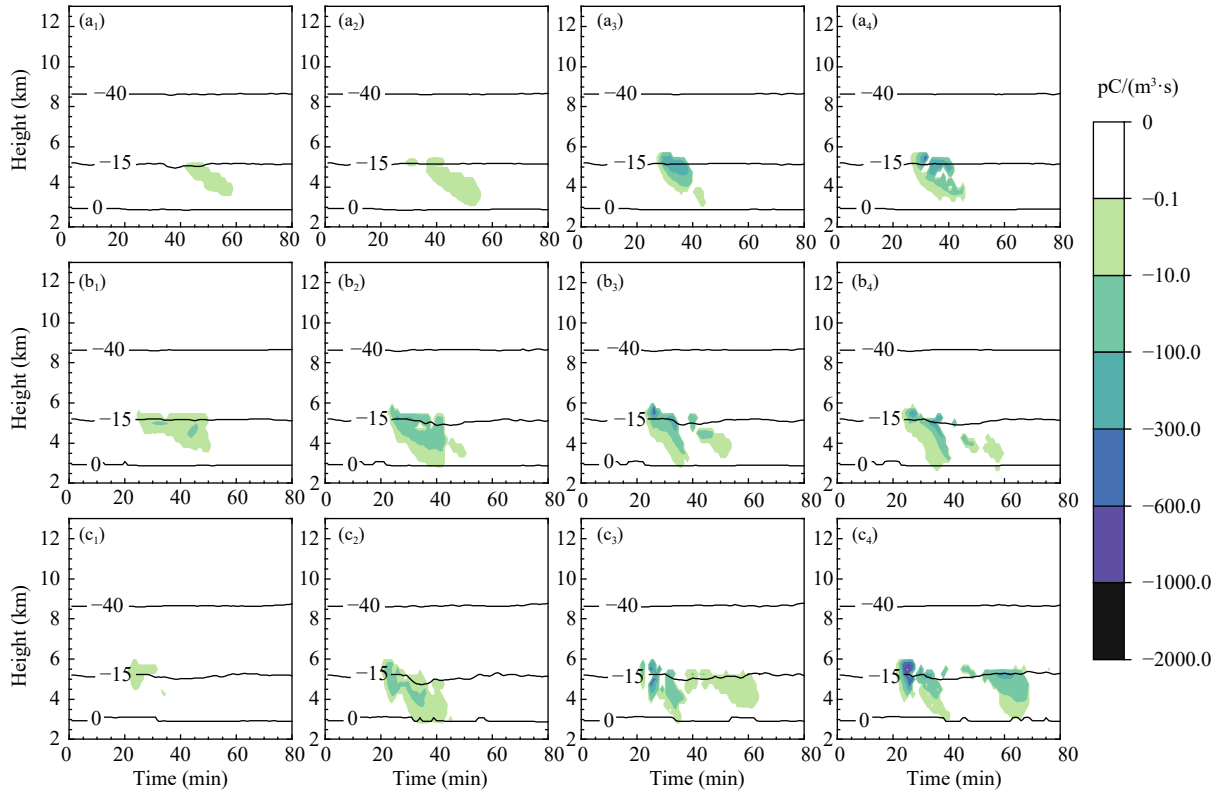


图8 同图7, 但为负极性的最大非感应起电率

Fig. 8 Same as Fig. 7 but for evolution of negative non-inductive charging rate

随着气溶胶浓度升高, 其非感应起电率逐渐增大, 在  $3000 \text{ cm}^{-3}$  气溶胶浓度下达最大值。

感应起电是在非感应起电过程引起的环境电场增强的情况下产生的。模式中的起电机理主要考虑的是云滴和霰粒的碰撞。虽然相较于非感应起电率来说, 感应起电率的数值较小 (Takahashi, 1978; Saunders, et al, 1991; Ziegler, et al, 1991; Mansell, et al, 2013), 但仍不能忽视其在雷暴云起电过程中的作用。图9和10为不同水汽条件下改变气溶胶浓度得到的正、负极性最大感应起电率随时间的变化趋势。随着气溶胶浓度升高, 云滴数量大幅增加, 起电率与气溶胶浓度存在正相关。由于较低的水汽抑制了霰粒的产生, 因此在水汽含量较低的情况下, 其感应起电过程也会受到一定的抑制。随着水汽含量升高, 各气溶胶浓度下霰粒的数浓度和混合比增幅逐渐增大, 同时充足的水汽缓解了较高气溶胶浓度下产生大量小尺度云滴的情况。因此, 充足的水汽含量使得起电过程的启动时间均有所提前, 感应起电对气溶胶浓度变化的响应敏感度增大。在较高水汽含量条件下, 起电过程发

展得更快、更强, 分布区域和持续时间均有明显的增大。水汽含量的升高促进了气溶胶对雷暴云起电过程的作用。

可见, 充足的水汽保证了冰相粒子的增长, 较高的水汽含量促进了气溶胶对雷暴云起电过程的作用。S1和S2条件下的感应起电率和非感应起电率均先增大, 在气溶胶浓度为  $1000 \text{ cm}^{-3}$  时达到最大, 随后减小。随着水汽含量的升高(S3), 感应起电和非感应起电不再遵循前两种情况的规律, 呈现持续增大的趋势, 起电率在气溶胶浓度为  $3000 \text{ cm}^{-3}$  时达到极大值, 且电荷密度值的增幅较前两种情况有所增大。

### 3.3 雷暴云电荷结构特征对比

由前面分析可知, 水汽含量将影响气溶胶对雷暴云内各水成物粒子的作用, 进而影响雷暴云的起电过程, 而起电过程将直接影响云内电荷结构的发展, 电荷结构又将影响雷暴云的放电特征 (Mansell et al, 2005, 2010)。此部分进一步探讨不同水汽条件下的气溶胶浓度在电荷结构中的作用。图11、12和13为不同水汽条件下雷暴云发展不同时期(初

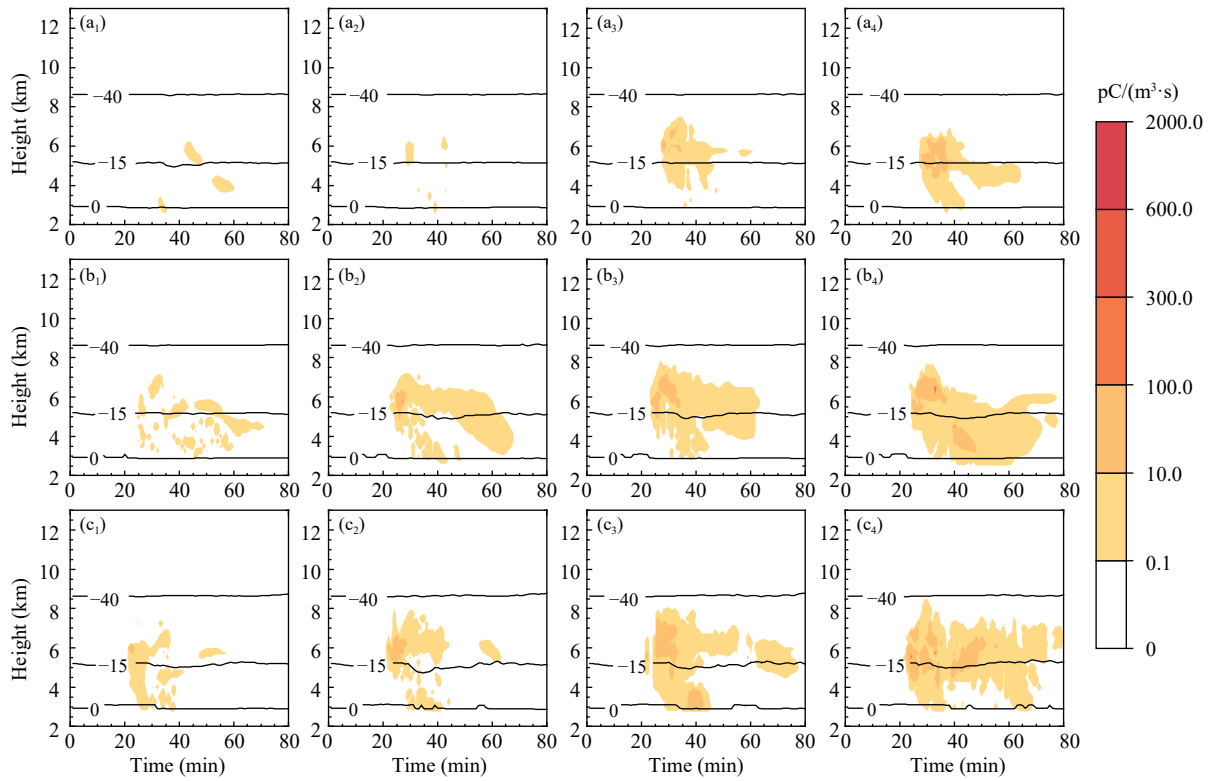


图9 同图7, 但为正极性的最大感应起电率

Fig. 9 Same as Fig. 7 but for evolution of positive inductive charging rate

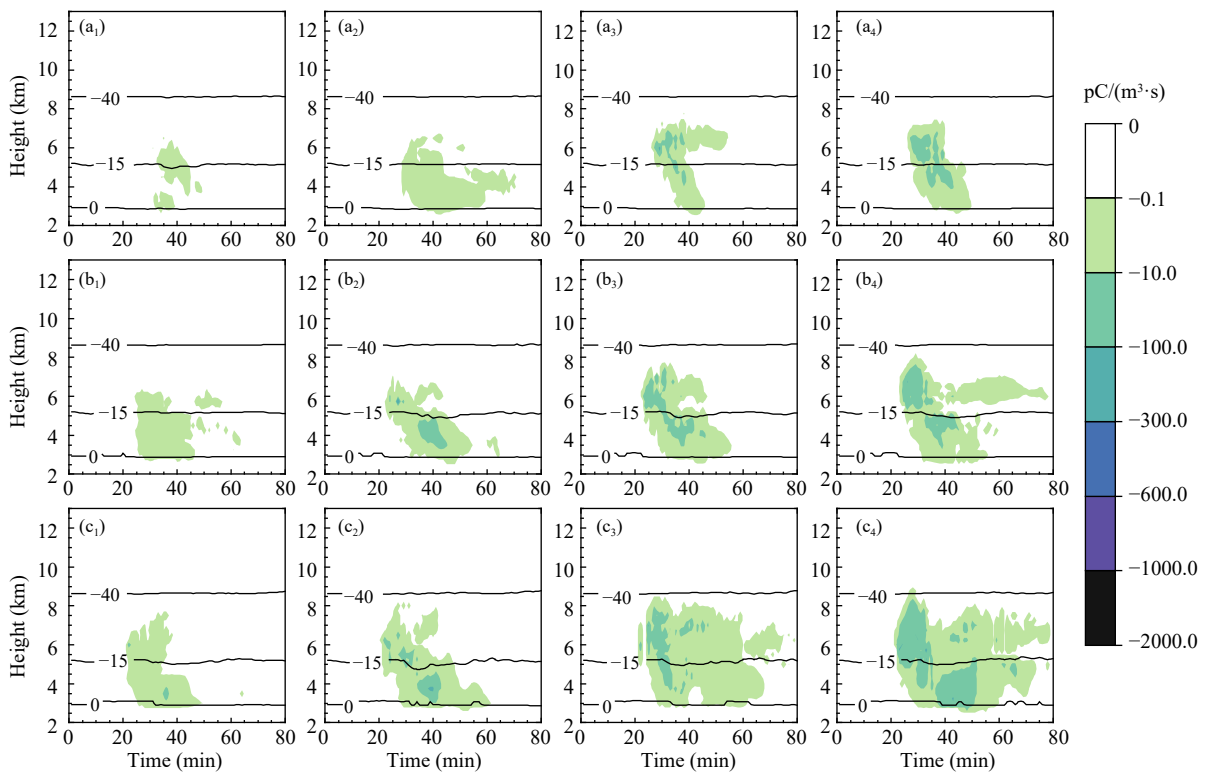


图10 同图7, 但为负极性的最大感应起电率

Fig. 10 Same as Fig. 7 but for evolution of negative inductive charging rate

期、旺盛期和消散期)的电荷结构剖面。因为雷暴云中存在放电这一不确定因素,所以文中只选取几个典型的个例进行分析。由于水汽含量不同,雷暴云的起电启动时间不同,分别取首次放电后的整分钟作为发展初期的时刻(29、24、23 min),旺盛期和消散期取相同的时刻分别为40和60 min。

电荷结构整体上以三极性为主,其中主正电荷区主要由冰晶通过非感应起电携带正电荷贡献,主负电荷区主要由霰粒通过非感应起电携带负电荷贡献,下部的次正电荷区由霰粒通过感应起电获得正电荷以及高出反转温度部分通过非感应起电带正电贡献。在较差的水汽条件下(图11),由于 $100\text{ cm}^{-3}$

气溶胶浓度的电荷密度数值太小,未形成足够量级的电荷结构(图11a<sub>1</sub>),而其他浓度下的电荷结构均由三极性结构开始发展,一直持续到旺盛期。到消散期,其底部正电荷区开始消散,演变成偶极性电荷结构。整体来看,水汽在一定程度上抑制了气溶胶的作用,使得不同气溶胶浓度下,雷暴云的电荷密度相差不大且雷暴云规模较小。同样,在正常水汽条件下(图12),不同气溶胶浓度下雷暴云的电荷结构均由偶极性始发,随着雷暴云发展到旺盛期,开始形成底部有少量正电荷的三极性电荷结构,并在消散期演变为偶极性电荷结构。电荷密度随气溶胶浓度升高而增大,在 $1000\text{ cm}^{-3}$ 时达到最大值,

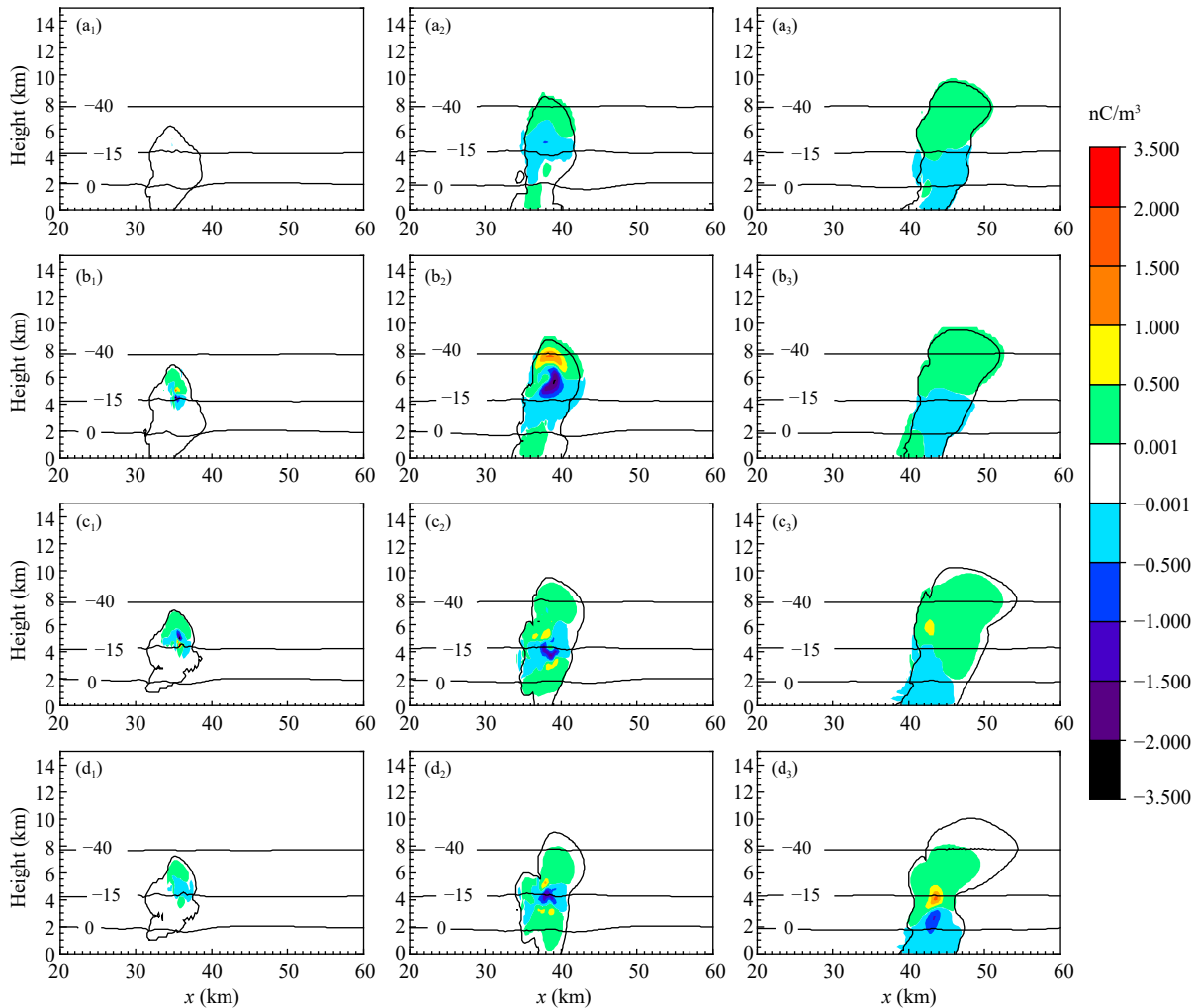
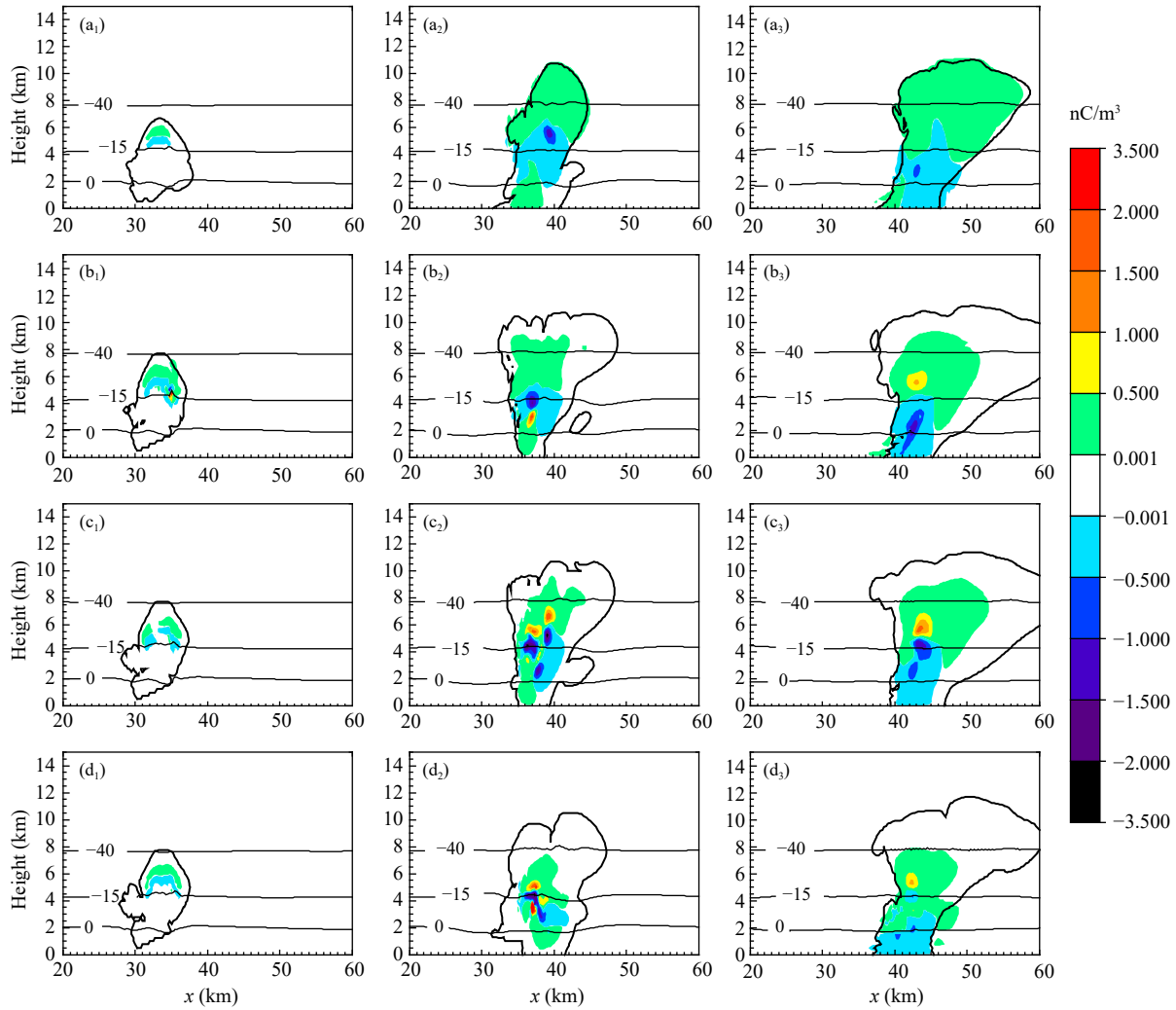


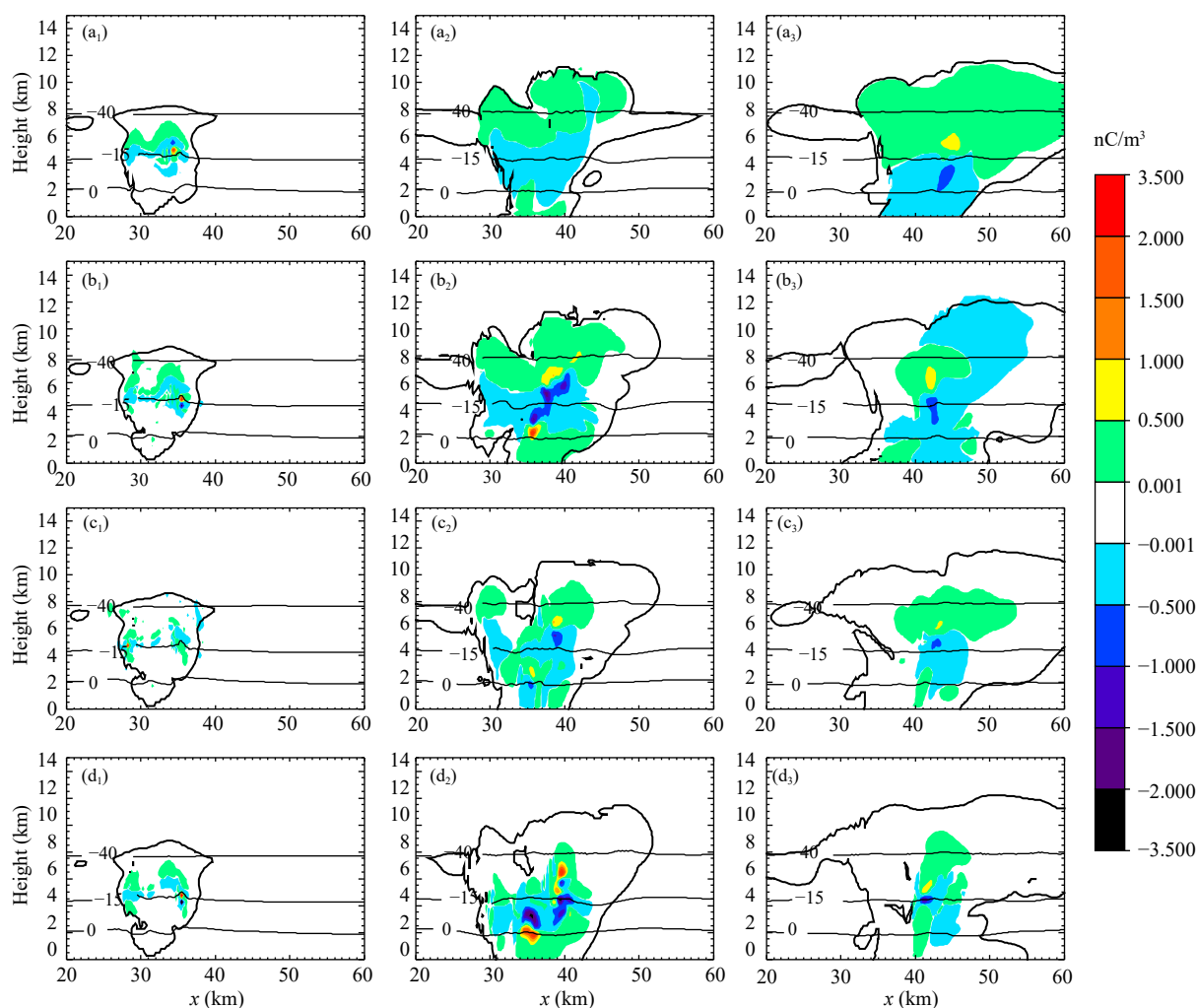
图 11 S1 条件下雷暴云发展不同时期(下标数字 1—3 分别代表第 29、40 和 60 min)的电荷结构  
(a—d 气溶胶浓度分别为  $100$ 、 $500$ 、 $1000$ 、 $3000\text{ cm}^{-3}$ ,粗黑线代表雷暴云的轮廓)

Fig. 11 Charge structures at different time of thunderstorm development in S1  
(a—d represent aerosol concentrations of  $100$ 、 $500$ 、 $1000$ 、 $3000\text{ cm}^{-3}$ ; 1—3 represent 29th, 40th, 60th min;  
the thick black line represents the shape of thunderstorm)

图 12 同图 11, 但为 S2 ( $a_1$ — $d_1$  代表第 24 min)Fig. 12 Same as Fig. 11 but for S2 ( $a_1$ — $d_1$  represent 24th min)

随后逐渐减小,这与其起电率的变化趋势一致。不论较低水汽含量还是正常水汽含量,均显示气溶胶浓度越高,雷暴云越早由三极性变为偶极性。随后,主负电荷区逐渐减小,主正电荷区变大,最终主正电荷区大于主负电荷区。在较高的水汽条件下(图 13),随着气溶胶浓度增大,雷暴云迅速发展,其生长规模在旺盛期就超过了 S1 和 S2 条件下消散期的大小,并且电荷结构也变得复杂多样。这可能是由于在雷暴云内产生放电的区域植入了异极性电荷(谭涌波等, 2007; 黄丽萍等, 2008; 郭凤霞等, 2015; 于梦颖等, 2019; Wang, et al, 2019)。除此之外,水汽含量升高后,充足的水汽保证了冰相粒子的增长,且对气溶胶浓度改变的响应敏感性提高,感应起电率增大,从而地闪次数增加,使得电荷结

构被打乱的频次更高。在发展初期,雷暴云在较低的气溶胶浓度情况下就呈现出了多极性的复杂结构。当雷暴云发展到旺盛期,随着气溶胶浓度增加,电荷结构同样呈现了复杂、不规则的多极性结构,且其电荷密度随着气溶胶浓度的变化增幅有所增大,并在气溶胶浓度为  $3000 \text{ cm}^{-3}$  时达到最大,与起电率的变化趋势一致。在消散阶段,不同气溶胶浓度下的电荷结构同样呈现出多样性,不再只是单一的演变为偶极性,甚至在气溶胶浓度为  $500 \text{ cm}^{-3}$  时,电荷结构出现反三极性,这可能是由于上升气流等因素影响了上升气流区液态含水量等微物理条件,从而对粒子碰撞起电有影响,使得霰粒荷正电,冰晶等粒子荷负电(张义军等, 2014)。另外,由于气溶胶浓度为  $3000 \text{ cm}^{-3}$  时的非感应起电率垂直

图 13 同图 11, 但为 S3 ( $a_1$ — $d_1$  代表第 23 min)Fig. 13 Same as Fig. 11 but for S3 ( $a_1$ — $d_1$  represent 23th min)

分布随着水汽含量增加而逐渐升高,其电荷结构中心高度随着水汽含量增加也逐渐升高。由此可见水汽含量的增加对气溶胶浓度变化带来的影响起到了促进作用,使得雷暴云对于气溶胶浓度变化的响应敏感性更高,更易发展为深厚的雷暴云,云内对流发展变得更强。

综上所述,水汽含量较低时,电荷结构由三极性开始发展,并在消散期演变为偶极性。较低的水汽含量对气溶胶的影响具有一定的抑制作用,气溶胶浓度升高需要充足的水汽来活化成小云滴,进而提高冰相粒子的含量,因此较低的水汽含量使得气溶胶浓度变化对雷暴云的影响不大。水汽含量较高时,电荷结构在旺盛期发展为多级性,电荷结构更加复杂。较高的水汽含量对气溶胶的影响具

有促进作用,充足的水汽促进了云中动力和微物理过程的进行,有利于起电过程的发生。因此,气溶胶浓度变化会使雷暴云发展的更迅速、更剧烈,云内电荷结构因地闪次数的增加变得复杂多样没有规律。

#### 4 结论和讨论

在已有的二维雷暴云起、放电模式上,结合一次山地雷暴个例,通过改变相对湿度和气溶胶初始浓度进行敏感性模拟试验。重点对比分析了不同水汽条件下气溶胶浓度变化对雷暴云微物理、起电过程以及电荷结构影响的差异。通过以上研究,得到如下几个主要结论:

(1)不同水汽条件下,雷暴云动力过程变化趋



势相似。当水汽含量升高时,不同气溶胶浓度的最大上升气流和下沉气流均明显增强。气溶胶浓度变化对雷暴云内微物理过程的作用受水汽条件影响较大,随着水汽含量升高,不同气溶胶浓度下各水成物粒子的数浓度和混合比的增幅均逐渐增大。较低水汽含量下,云滴含量随气溶胶浓度升高的增幅较小,同时雨滴和冰相粒子的生长对气溶胶浓度改变的响应相对较弱。较高水汽含量下,提高气溶胶浓度可以使云内生成更多的小云滴,这些小云滴被更强的上升气流带到冻结层以上区域形成更多的冰相粒子。水汽含量的改变对于较低气溶胶浓度下的冰晶数浓度作用不大,但可以大幅度提升冰晶在较高气溶胶浓度下( $3000\text{ cm}^{-3}$ )的数浓度。

(2)较低的水汽含量抑制了气溶胶对冰相粒子的作用,雷暴云的起电过程因此受到抑制。在水汽含量较高的条件下,充足的水汽保证了霰粒和冰晶的增长,冰晶和霰粒对气溶胶浓度变化的响应敏感度增大,非感应起电过程更强,使得电荷密度极值随气溶胶浓度变化的增幅增大,起电持续的时间更长。随着气溶胶浓度升高,非感应起电率不再是先增后减而是逐渐增大, $3000\text{ cm}^{-3}$ 浓度下达到最大。水汽含量较高时,云滴和霰粒的含量均明显升高,所以感应起电同样遵循这样的规律。因此,水汽含量的升高促进了气溶胶对雷暴云起电过程的作用。

(3)较低的水汽含量会抑制雷暴云的发展,雷暴云难以发展为深厚的系统,使得云内冰相过程较弱,气溶胶浓度对云内电过程的影响主要依赖于对冰相粒子的影响,因此较低的水汽含量抑制了气溶胶对雷暴云电过程及电荷结构的影响。当水汽含量较高时,雷暴云得到迅速发展,且很快就发展成为深厚的系统,云内起电过程剧烈,电荷结构变得复杂多样,且电荷密度随着气溶胶浓度变化的增幅明显增大。

在已有的二维雷暴云起、放电模式中加入气溶胶活化方案,分析了水汽含量在气溶胶影响雷暴云微物理、起电过程影响以及电荷结构中的作用,未来将基于三维雷暴云起、放电数值模式研究水汽含量在气溶胶影响雷暴云放电过程中所扮演的角色。与此同时,目前对于不同地区的气溶胶浓度和闪电活动的观测资料结果存在一定差异。例如:

Thornton等(2017)利用全球闪电定位系统12 a的高分辨率全球闪击数据发现闪电活动与气溶胶浓度呈正相关;Tan等(2016)通过对中国南京地区10 a的夏季观测资料分析发现闪电活动与气溶胶浓度呈负相关;Shi等(2020)通过对中国中东部地区观测资料研究发现气溶胶浓度较低时,闪电频率与气溶胶浓度呈正相关,气溶胶浓度较高时,无明显的线性关系。因此采用多种观测资料分析不同水汽条件下气溶胶与闪电活动之间的相关性是未来的研究方向之一。

致谢:文中所用的积雨云微物理过程由中国气象科学研究院胡志晋研究员提供。

## 参考文献

- 邓美玲, 银燕, 赵鹏国等. 2017. 云凝结核浓度对雷暴云电过程影响的数值模拟研究. *大气科学*, 41(1): 106-120. Deng M L, Yin Y, Zhao P G, et al. 2017. Effects of cloud condensation nuclei concentration on the electrification of thunderstorm: A numerical simulation. *Chinese J Atmos Sci*, 41(1): 106-120 (in Chinese)
- 郭凤霞, 王昊亮, 孙京等. 2015. 积云模式下三维闪电分形结构的数值模拟. *高原气象*, 34(2): 534-545. Guo F X, Wang H L, Sun J, et al. 2015. Simulation of three-dimensional fractal structure of lightning in a thunderstorm model. *Plateau Meteor*, 34(2): 534-545 (in Chinese)
- 胡志晋, 何观芳. 1987. 积雨云微物理过程的数值模拟——(一)微物理模式. *气象学报*, 45(4): 467-484. Hu Z J, He G F. 1987. Numerical simulation of microprocesses in cumulonimbus clouds (I): Microphysical model. *Acta Meteor Sinica*, 45(4): 467-484 (in Chinese)
- 黄丽萍, 管兆勇, 陈德辉等. 2008. 基于高分辨率中尺度气象模式的实际雷暴过程的数值模拟试验. *大气科学*, 32(6): 1341-1351. Huang L P, Guan Z Y, Chen D H, et al. 2008. Numerical simulation experiments of a thunderstorm process based on a high-resolution mesoscale model. *Chinese J Atmos Sci*, 32(6): 1341-1351 (in Chinese)
- 李春筭, 谭涌波, 师正等. 2019. 地面湿度对雷暴云电过程的影响. *科学技术与工程*, 19(25): 38-47. Li C S, Tan Y B, Shi Z, et al. 2019. Effects of relative humidity on electrification and lightning discharges in thunderstorms. *Sci Tech Eng*, 19(25): 38-47 (in Chinese)
- 刘俊, 谭涌波, 师正等. 2018. 气溶胶对雷暴云微物理过程和起电影响的数值模拟. *气候与环境研究*, 23(6): 758-768. Liu J, Tan Y B, Shi Z, et al. 2018. A numerical study of aerosol effects on microphysical process and electrification in thunderstorms. *Climatic Environ Res*, 23(6): 758-768 (in Chinese)
- 师正, 谭涌波, 唐慧强等. 2015. 气溶胶对雷暴云起电以及闪电发生率影响的数值模拟. *大气科学*, 39(5): 941-952. Shi Z, Tan Y B, Tang H Q, et al. 2015. A numerical study of aerosol effects on the electrification and flash rate of thunderstorms. *Chinese J Atmos Res*, 39(5): 941-952 (in Chinese)

- Chinese)
- 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]. 合肥: 中国科技大学, 173pp. Tan Y B. 2006. Numerical simulation of the relationship of the lightning discharge with the space charge and potential distribution in thundercloud [D]. Hefei: University of Science and Technology of China, 173pp (in Chinese)
- 谭涌波, 陶善昌, 祝宝友等. 2006. 雷暴云内闪电双层、分枝结构的数值模拟. 中国科学 D 辑: 地球科学, 36(5): 486-496. Tan Y B, Tao S C, Zhu B Y, et al. 2006. Numerical simulations of the bi-level and branched structure of intracloud lightning flashes. *Sci China Ser D*, 49(6): 661-672
- 谭涌波, 陶善昌, 祝宝友等. 2007. 云内闪电对云内电荷和电位分布影响的数值模拟. *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. *Chinese J Geophys*, 50(4): 1053-1065 (in Chinese)
- 谭涌波, 马肖, 向春燕等. 2017. 气溶胶对雷暴云电过程影响的数值模拟研究. *地球物理学报*, 60(8): 3041-3050. Tan Y B, Ma X, Xiang C Y, et al. 2017. A numerical study of the effects of aerosol on electrification and lightning discharges during thunderstorms. *Chinese J Geophys*, 60(8): 3041-3050 (in Chinese)
- 于梦颖, 谭涌波, 师正等. 2019. 通道感应电荷对放电活动特征的影响. *应用气象学报*, 30(1): 105-116. Yu M Y, Tan Y B, Shi Z, et al. 2019. Effects of channel-induced charge on discharge activity characteristics. *J Appl Meteor Sci*, 30(1): 105-116 (in Chinese)
- 张义军, 徐良韬, 郑栋等. 2014. 强风暴中反极性电荷结构研究进展. *应用气象学报*, 25(5): 513-526. Zhang Y J, Xu L T, Zheng D, et al. 2014. Review on inverted charge structure of severe storms. *J Appl Meteor Sci*, 25(5): 513-526 (in Chinese)
- 赵鹏国. 2015. 气溶胶对雷暴云电活动影响的模拟研究 [D]. 南京: 南京信息工程大学, 127pp. Zhao P G. 2015. A numerical study of aerosol effects on thunderstorm electrical activities [D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology, 127pp (in Chinese)
- Andreae M O, Rosenfeld D, Artaxo P, et al. 2004. Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, 303(5662): 1337-1342
- Carrió G G, Cotton W R. 2014. On the buffering of CCN impacts on wintertime orographic clouds: An idealized examination. *Atmos Res*, 137: 136-144
- Fan J W, Zhang R Y, Li G H, et al. 2006. Effects of aerosols and relative humidity on cumulus clouds. *J Geophys Res*, 112(D14): D14204
- Kar S K, Liou Y A, Ha K J. 2009. Aerosol effects on the enhancement of cloud-to-ground lightning over major urban areas of South Korea. *Atmos Res*, 92(1): 80-87
- Khain A, Rosenfeld D, Pokrovsky A. 2005. Aerosol impact on the dynamics and microphysics of deep convective clouds. *Quart J Roy Meteor Soc*, 131(611): 2639-2663
- Khain A P. 2009. Notes on state-of-the-art investigations of aerosol effects on precipitation: A critical review. *Environ Res Lett*, 4(1): 015004
- Koren I, Kaufman Y J, Rosenfeld D, et al. 2005. Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convective clouds. *Geophys Res Lett*, 32(14): L14828
- Li G H, Wang Y, Zhang R Y. 2008. Implementation of a two-moment bulk microphysics scheme to the WRF model to investigate aerosol-cloud interaction. *J Geophys Res*, 113(D15): D15211
- Lin J C, Matsui T, Pielke Sr R A, et al. 2006. Effects of biomass-burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin: A satellite-based empirical study. *J Geophys Res*, 111(D19): D19204
- Lynn B, Khain A, Rosenfeld D, et al. 2007. Effects of aerosols on precipitation from orographic clouds. *J Geophys Res*, 122(D10): D10225
- Lyons W A, Nelson T E, Williams E R, et al. 1998. Enhanced positive cloud-to-ground lightning in thunderstorms ingesting smoke from fires. *Science*, 282(5386): 77-80
- Mansell E R, MacGorman D R, Ziegler C L, et al. 2005. Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm. *J Geophys Res*, 110(D12): D12101
- Mansell E R, Ziegler C L, Bruning E C. 2010. Simulated electrification of a small thunderstorm with two-moment bulk microphysics. *J Atmos Sci*, 67(1): 171-194
- Mansell E R, Ziegler C L. 2013. Aerosol effects on simulated storm electrification and precipitation in a two-moment bulk microphysics model. *J Atmos Sci*, 70(7): 2032-2050
- Miller K, Gadian A, Saunders C, et al. 2001. Modelling and observations of thundercloud electrification and lightning. *Atmos Res*, 58(2): 89-115
- Murray N D, Orville R E, Huffines G R. 2000. Effect of pollution from central American fires on cloud-to-ground lightning in May 1998. *Geophys Res Lett*, 27(15): 2249-2252
- Saunders C P R, Keith W D, Mitzeva R P. 1991. The effect of liquid water on thunderstorm charging. *J Geophys Res*, 96(D6): 11007-11017
- Shi Z, Tan Y B, Liu Y P, et al. 2018. Effects of relative humidity on electrification and lightning discharges in thunderstorms. *Terr Atmos Ocean Sci*, 29(6): 695-708
- Shi Z, Wang H C, Tan Y B, et al. 2020. Influence of aerosols on lightning activities in central eastern parts of China. *Atmos Sci Lett*, 21(2): e957
- Steiger S M, Orville R E. 2003. Cloud-to-ground lightning enhancement over Southern Louisiana. *Geophys Res Lett*, 30(19): 1975
- Takahashi T. 1978. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *J Atmos Sci*, 35(8): 1536-1548
- Tan Y B, Tao S C, Liang Z W, et al. 2014. Numerical study on relationship between lightning types and distribution of space charge and electric potential. *J Geophys Res*, 119(2): 1003-1014
- Tan Y B, Peng L, Shi Z, et al. 2016. Lightning flash density in relation to aerosol over Nanjing (China). *Atmos Res*, 174-175: 1-8
- Thornton J A, Virts K S, Holzworth R H, et al. 2017. Lightning enhancement over major oceanic shipping lanes. *Geophys Res Lett*, 44(17): 9102-9111
- Van Den Heever S C, Carrió G G, Cotton W R, et al. 2006. Impacts of

- nucleating aerosol on Florida storms. Part I: Mesoscale simulations. *J Atmos Sci*, 63(7): 1752-1775
- Wang C. 2005. A modeling study of the response of tropical deep convection to the increase of cloud condensation nuclei concentration: 1. Dynamics and microphysics. *J Geophys Res*, 110(D21): D21211
- Wang F, Deng X H, Zhang Y J, et al. 2019. Numerical simulation of the formation of a large lower positive charge center in a Tibetan Plateau thunderstorm. *J Geophys Res*, 124(16): 9561-9593
- Westcott N E. 1995. Summertime cloud-to-ground lightning activity around major Midwestern urban areas. *J Appl Meteor Climatol*, 34(7): 1633-1642
- Williams E, Stanfill S. 2002. The physical origin of the land-ocean contrast in lightning activity. *C R Phys*, 3(10): 1277-1292
- Williams E R, Satori G. 2004. Lightning, thermodynamic and hydrological comparison of the two tropical continental chimneys. *J Atmos Sol-Terr Phys*, 66(13-14): 1213-1231
- Yin Y, Levin Z, Reisin T G, et al. 2000. The effects of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds: A numerical study. *Atmos Res*, 53(1-3): 91-116
- Ziegler C L, MacGorman D R, Dye J E, et al. 1991. A model evaluation of noninductive graupel-ice charging in the early electrification of a mountain thunderstorm. *J Geophys Res*, 96(D7): 12833-12855

## 欢迎订阅 2021 年度《气象学报》

《气象学报》中文版创刊于 1925 年，是由中国气象局主管，中国气象学会主办的全国性大气科学学术期刊，主要刊载有关大气科学及其交叉科学研究的具有创新性的论文；国内外大气科学发展动态的综合评述；新观点、新理论、新技术、新方法的介绍；研究工作简报及重要学术活动报道；优秀大气科学专著的评介以及有关本刊论文的学术讨论等。

《气象学报》中文版 2003 年和 2005 年连续两次荣获中华人民共和国新闻出版总署颁发的第二届、第三届“国家期刊奖百种重点学术期刊”奖；2013 年获“中国出版政府奖期刊奖提名奖”；2013、2015、2017 年入选国家新闻出版广电总局“百强报刊”；2007—2011 年和 2015—2017 年获得中国科学技术协会精品科技期刊工程项目的资助，2008、2011、2014、2017、2020 年被评为“中国精品科技期刊”；2003—2007、2009、2016、2019 年被中国科学技术信息研究所评为“百种中国杰出学术期刊”；2012、2013、2014、2015 年获评“中国最具国际影响力学术期刊”；2016、2017、2018、2019、2020 年获评“中国国际影响力优秀学术期刊”。

《气象学报》为大气科学研究提供了学术交流平台，一直致力于推动中国大气科学基础研究和理论研究的发展，服务于中国气象现代化建设事业。作者和读者对象主要为从事气象、海洋、地理、环境、地球物理、天文、空间及生态等学科的科研人员、高校师生。

《气象学报》中文版为双月刊，国内外公开发行。

2021 年全年共 6 期，定价 240 元/年。

邮发代号：2-368（国内） BM329（国际）

通讯地址：北京市中关村南大街 46 号 中国气象学会《气象学报》编辑部

邮政编码：100081

联系电话：010-68406942，68408571（传真）

邮 箱：cmsqxxb@263.net, qxxb@cms1924.org

期刊主页：[http://qxxb.ijournals.cn/qxxb\\_cn](http://qxxb.ijournals.cn/qxxb_cn)

开户银行：北京建行白石桥支行

户 名：中国气象学会

帐 号：11001028600059261046