

仇梦扬, 谭涌波, 师正, 等. 2019. 对流强度对雷暴云微物理发展和电荷结构影响的数值模拟 [J]. 气候与环境研究, 24 (2): 227–236. Qiu Mengyang, Shi Zheng, Tan Yongbo, et al. 2019. Numerical simulation of the convective intensity influence on the microphysical development and electric charge structure of thunderstorm clouds [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 24 (2): 227–236, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17159.

对流强度对雷暴云微物理发展和电荷结构影响的数值模拟

仇梦扬 谭涌波 师正 杜赛 林辉 周洁晨

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

摘要 为了探讨对流强度大小对雷暴云内微物理发展和起电过程的影响, 基于已有的二维积云起、放电模式, 改变其扰动温度进行敏感性试验。试验结果表明: 对流强度对雷暴云内微物理过程、起电率及后续电荷结构的产生均有一定程度的影响: 1) 对流强度较小时, 冰晶粒子极大值在高温区 (高于 $-13.8\text{ }^{\circ}\text{C}$) 出现, 对流强度较大时, 上升风明显增强, 将更多的气溶胶带入高空, 气溶胶活化过程明显增强, 使得云滴粒子明显增多, 冰晶粒子较早产生, 冰晶粒子极大值在低温区 (低于 $-13.8\text{ }^{\circ}\text{C}$) 出现, 发展过程更为剧烈; 同时, 较高的对流强度也使得降雨量增多, 霰粒子数目也在对流发展旺盛时期显著增多。2) 非感应起电率主要和冰晶-霰的碰并分离过程有关, 对流强度较大时, 非感应起电率较大, 电荷结构持续时间较长, 过程明显, 感应起电率也较强。3) 对流强度较大时, 电荷结构更为复杂, 雷暴云发展初期基本呈现为三极性, 发展旺盛时期底部正电荷区域嵌入一个较小的负电荷区, 呈现四极性电荷结构, 雷暴云发展末期基本呈现偶极性电荷结构; 对流强度较小时, 发展初期、旺盛时期均呈现三极性电荷结构, 发展末期呈现偶极性电荷结构。

关键词 对流强度 扰动温度 雷暴云 非感应起电率

文章编号 1006-9585 (2019) 02-0227-10

中图分类号 P401

文献标志码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17159

Numerical Simulation of the Convective Intensity Influence on the Microphysical Development and Electric Charge Structure of Thunderstorm Clouds

QIU Mengyang, TAN Yongbo, SHI Zheng, DU Sai, LIN Hui, and ZHOU Jiechen

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 and Technology, Nanjing 210044

Abstract In order to investigate the effect of different convective intensity on the microphysical development and electrification process of thunderstorm cloud, sensitivity experiments based on the existing two-dimensional convective cloud and discharge mode have been carried out with various disturbance temperatures. The results show that convective intensity has influences on the microphysical development characteristics, electrification rate and charge structure of the

收稿日期 2017-11-10; 网络预出版日期 2018-10-09

作者简介 仇梦扬, 女, 1993 年出生, 硕士研究生, 研究方向为雷电物理与监测预警。E-mail: 20151214342@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41475006, 南京信息工程大学人才启动基金资助项目 2016r042, 国家重点基础研究发展计划资助 (973 计划) 2014CB441403

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 41475006), Nanjing University of Information Science and Technology Talent Startup Fund Project (Grant 2016r042), National Basic Research Program of China (973 Program, Grant 2014CB441403)

thunderstorm cloud. (1) When the convective intensity is small, the maximum value of ice crystals is located in high temperature region (above $-13.8\text{ }^{\circ}\text{C}$); when the convective intensity is large, ascending motion obviously enhances, and more water vapor is brought to upper levels. Meanwhile, the aerosol activation process significantly intensifies, the number of cloud droplets obviously increases and ice crystal particles are produced earlier and the maximum value of ice crystals is located at low temperature region (below the $-13.8\text{ }^{\circ}\text{C}$), and the development process is more intense. At the same time, the stronger the convective intensity is, the more the rainfall would be. Besides, the number of graupel particles also increases during the convection development period. (2) The non-inductive charging rate is mainly related to the collision and separation process of ice crystals and graupels. When the convective intensity is large, the non-inductive charging rate is also large, and the polarity reversal duration is obvious. This is also the case for inductive charging rate. (3) When the convective intensity is large, more complicated charge structure appears. The charge structure is tripolar during the earlier stage of the lifespan of the thunderstorm, but a smaller negative charge region is embedded during the later stage of the lifespan of the thunderstorm. When the convective intensity is small, the tripolar charge structure presents during the early stage of the thunderstorm, and the dipolar charge structure appears in the dissipating period of the thunderstorm.

Keywords Convective intensity, Disturbance temperature, Thundercloud, Non-inductive charging rate

1 引言

雷暴是发生在对流云内的一种强对流天气,伴随着诸如大风、强降水、雷电等多种剧烈的天气活动。雷暴的形成主要跟抬升过程有关,如果空气中水汽含量充足,热度条件足够,就会形成一个不稳定环境,雷暴更易在此种条件下产生(鄯秀书等,2014)。抬升机制主要包括3种情况:一是地面受热不均匀导致的热力抬升;二是锋面移动形成的动力抬升;三是由于地形的阻挡,气流受到阻碍而形成的地形抬升。在上升风的作用下,地面空气不断上升膨胀,导致空气团内部温度下降,当到达露点所在高度后,水汽将发生凝结现象释放大量潜热。同时,雷暴的形成需要3个因素的共同作用:抬升力、水汽和不稳定层结(王婷婷等,2011)。曾庆存(1996)和樊明月(2007)在研究中指出,在环境初始场一定的情况下,对流云内的对流强度会对之后云内微物理过程的发展起决定性作用。Khain et al.(2004)在研究中发现随着对流强度增大,上升风增强,云滴由于尺度较小,会随着上升气流进入高空,达到冻结温度,冻结成冰相粒子,冻结过程会释放大量潜热,促进对流活动的进一步发展。另有观测表明,雷暴云的结构、强度以及整个风暴的移动路径也会因为扰动的不同而发生改变(Ulanski and Garstang, 1978; Chen and Orville, 1980),由此可以看出,对流强度对雷暴的发生发展具有重要影响。

雷暴云的动力、微物理过程决定了云内起、放电的特征,而动力、微物理过程又受到大气层结因

素的影响,所以大气层结因素对起、放电也有影响。郭凤霞等(2004)通过三维冰雹云模式分析发现闪电活动的强弱与对流有效位能和中层平均相对湿度相关性很大,雷暴云的电荷结构也和不同的层结参数密切相关。鄯秀书等(2005)在模式研究发现粒子的反转温度和中层相对湿度对雷暴云不同电荷结构的形成至关重要。言穆弘等(1996)利用数值模式研究指出,反转温度和中层平均相对湿度对雷暴云电荷结构的形成有着至关重要的作用,在相同层结条件下,通常南方地区对应的大气层结不稳定性较大,偶极性结构明显;高原地区层结不稳定性较小,对流发展弱,准反偶极性结构较明显;北方地区层结不稳定性介于两者之间,雷暴多呈典型的三极性电荷结构。张义军等(2000)选取了中国内陆3个地区,对比了不同地区的雷暴模拟结果,发现负电荷区中心都产生在 $-10\sim-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度层,这也说明该温度层高度表征雷暴电活动的一个重要因子。诸多研究也表明,层结因素、上升运动对闪电活动也有诸多影响。Petersen et al. (1996)结合一次热带海洋雷暴,得出在 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层内上升速度至少要达到 $6\sim7\text{ m/s}$ 才有可能发生闪电活动。Colson (1960)通过对一次雷暴的模拟得出当不稳定性较大和降水较强时,闪电频数也较大。Rutledge et al. (1992)、Williams et al. (1992)、Randell et al. (1994)针对对流有效位能进行研究,发现随着对流有效位能的增加,闪电活动也随之增强。Zipser (1994)通过对比雷达观测资料指出,在热带地区, $0\sim-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层中的上升气流平均速度达到 $6\sim7\text{ m/s}$,才会发生闪电活动。郑栋等(2014)结合雷达

资料发现闪电活动和雷暴云内垂直气流关系密切, 上升气流体积与地闪频次存在联系。

综上所述, 雷暴云内整个微物理发展及起电过程都和对流强度有关。目前有关对流强度对雷暴云影响研究比较缺乏, 究竟对流强度对雷暴云是怎样的影响值得深入研究。鉴于此, 本文基于已有的积云起、放电模式, 选取个例, 改变其扰动温度进行敏感性试验, 从而探讨不同对流强度对雷暴云起、放电的影响。

2 模式介绍

本文采用的二维积云模式由谭涌波等学者发展(马明, 2004; 谭涌波等, 2006; Tan et al., 2006; 谭涌波等, 2007, 2012), 在此基础上加入不同的参数化方案从而建立起一个包含完整起、放电过程的云模式(胡志晋和何观芳, 1987; 王谦和胡志晋, 1990; 于达维等, 2001)。模式包括多种微物理过程, 依据物理量的不同差异, 例如水成物粒子增长速率的不同, 在重力作用下引起的下降末速度的不同, 综合分成云滴、雨滴、冰晶、霰、雹 5 类成分, 其中云滴是小尺度粒子。本文主要考虑 21 个预报量, 其中 10 个与微物理过程相关。分别是 5 种水成物粒子的比含水量以及对应的比浓度, 比含水量单位为 g/kg , 比浓度的单位为 kg^{-1} 。模式中包括了多种微物理过程, 主要包括各粒子间的碰并过程、凝结凝华过程、融化冻结过程、自动转化过程以及包括冰晶核化、繁生、雹的干湿增长等 27 种过程。起电过程主要包括了霰—云滴的感应起电过程和冰晶—雹之间的非感应起电过程, 其中感应起电参数化方案(Ziegler et al., 1991) 如下列方程所示:

$$\left(\frac{\partial Q_{\text{eg}}}{\partial t}\right)_p = (\pi^3/8) \left[\frac{6.0V_g}{\tau(4.5)}\right] E_{\text{gc}} E_r N_c N_{0g} D_c^2 [\pi\tau(3.5)\varepsilon \cdot \cos\theta \cos E_z D_g^2 - \tau(1.5)Q_{\text{eg}}/(3N_g)], \quad (1)$$

其中, Q_{eg} 为冰相粒子(霰和雹)所携带的电荷量, t 为时间, D_c 和 D_g 分别是云滴和冰相粒子的特征直径, V_g 是冰相粒子的下落末速度, N_c 和 N_g 分别代表云滴和冰相粒子的数浓度, N_{0g} 是冰相粒子的截距数浓度, τ 是伽马函数, E_{gc} 是云滴与霰之间的碰撞系数, E_r 代表反弹系数, ε 为常数, E_z 是垂直方向上电场, θ 代表反弹角度。非感应电荷分离率为

$$\left(\frac{\partial Q_{\text{eg}}}{\partial t}\right)_{\text{np}} = \beta \delta_q E_r (1 - E_r)^{-1} \times \frac{1}{\rho_0} |\bar{V}_i - \bar{V}_g| \int_0^\infty \int_0^{\frac{\pi}{4}} (1 - E_r) E_{\text{gi}} (D_g + D_i)_2 N_g N_i dD_g dD_i, \quad (2)$$

其中, 系数 β 的取值随温度变化, δ_q 为单次碰撞后电荷转移量, ρ_0 为空气密度, \bar{V}_i 和 \bar{V}_g 分别为冰晶和霰的平均下落末速度。

本文选取 2005 年 6 月 10 日 20:00(北京时间, 下同) 长春站的气象参数进行模拟, 并采用二维云模式, 计算域为水平、竖直两个方向, 分别为 76 km 和 20 km, 持续时间 80 min, 时间步长为 2 s。图 1 为该气象条件下的温湿层结, 地面温度在 18°C 左右, 露点温度为 17°C 左右, 低层大气的相对湿度在 65%~78% 左右。

对流强度的改变会对雷暴云内微物理过程产生影响, 设置两个对流强度不同的个例分别进行模拟, 模式中湿度扰动均设为 0.8, 温度扰动分别设为 2.5 和 3.5, 分别称之为方案 1 和方案 2。

3 模拟结果

图 2 是两个方案中上升风分布随时间变化图。上升风速最大值均在 20 min 左右出现, 约为 35 m s^{-1} , 在达到最大速度之后, 迅速下降到 15 m s^{-1} 左右, 之后整体一直呈现较为平稳的下降趋势。在前 20 min, 扰动温度较高时的上升风速较大, 这也使得方案 2 在雷暴云发展初始时期较为迅速, 有效促进了云滴的凝结抬升; 雷暴云一直保持较强的上升气流, 水汽输送条件充足使得云内微物理过程的发生发展更为持续。

3.1 水成物粒子比含水量时间和空间分布对比

冰晶的比含水量和比浓度在本模式中是非常重要的预报量, 冰晶分布的不同不仅会直接影响起电率和电荷结构分布, 也会对其他水成物粒子的分布产生影响。图 3a 和 3b 给出了不同扰动温度下冰晶、云滴、雨滴、霰等 4 种水成物粒子的比含水量随时间的分布变化。由图可知: 扰动温度虽有差异, 但冰晶均在雷暴云早期发展阶段产生, 约在 15 min 出现, 在 20 min 时发展最为剧烈, 冰晶比含水量均达到最大值。随着雷暴云继续发展, 冰晶和其他粒子相互作用, 冰晶含量逐渐下降。扰动温度较低时, 冰晶高度分布区间为 3~10 km, 雷暴云发展至 20 min 时, 最大比含水量区域在高温区 -13.8°C (高度约为 5 km) 出现, 最大值约为 2.71 g/kg 。整体来

看, 扰动温度的增加没有改变冰晶分布范围, 但在雷暴云发展旺盛时期 (20 min 之后), 冰晶会在低温区 (低于 -13.8°C) 出现一个最大值中心 (最大值 3.93 g/kg), 且分布高度较为广泛, 从 5 km 处一直持续到 8.5 km 处。冰晶之所以能到达高处, 其中一个重要原因是在雷暴发展的前 20 min, 较强扰动温度下上升风较强 (见图 2), 且由于冰晶数浓度较大, 冰晶数目较多, 粒子间的碰撞效率更高, 云滴被大量输送到低温区, 云滴逐渐达到饱和并不断释放

潜热, 在核化过程的作用下, 生成更多的冰晶。当冰晶比含水量大于 1.0 g/kg 时, 我们认为冰晶发展处于旺盛阶段, 以该值来判断雷暴云发展的持续时间, 扰动温度较低时, 对流发展持续时间较长, 从 15 min 发展到 48 min 左右; 扰动温度较高时, 对流发展持续时间较短, 从 15 min 约持续到 40 min 左右, 这也说明较高的扰动温度使得雷暴发展更为强烈。

图 3c、3d 给出了不同扰动温度下云滴比含水量的时间、空间分布情况。云滴均在雷暴云发展初

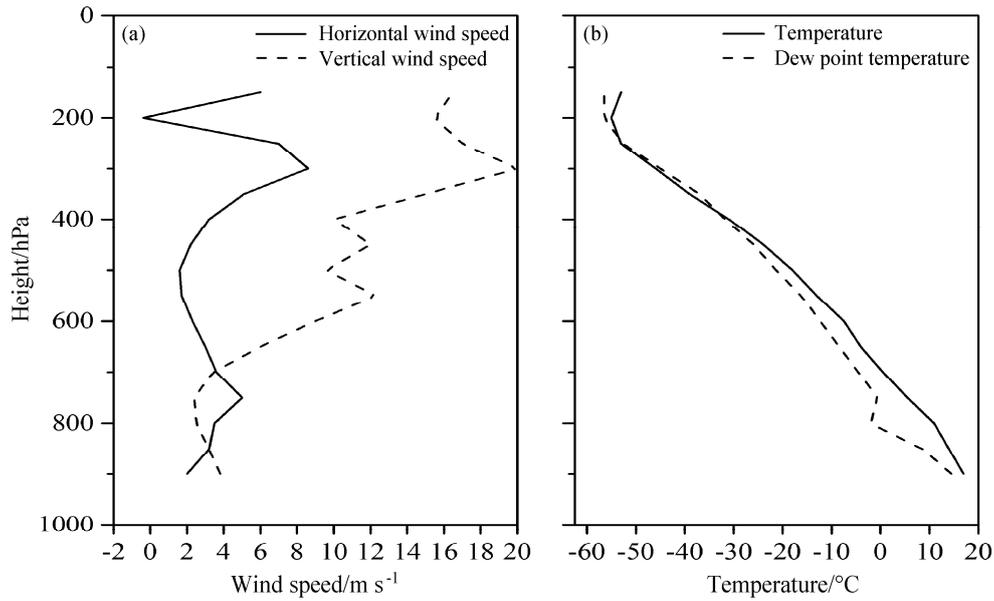


图 1 (a) 垂直风速和水平风速、(b) 环境温度和露点温度

Fig. 1 (a) The horizontal wind speed and the vertical wind speed; (b) the dew point temperature and environmental temperature

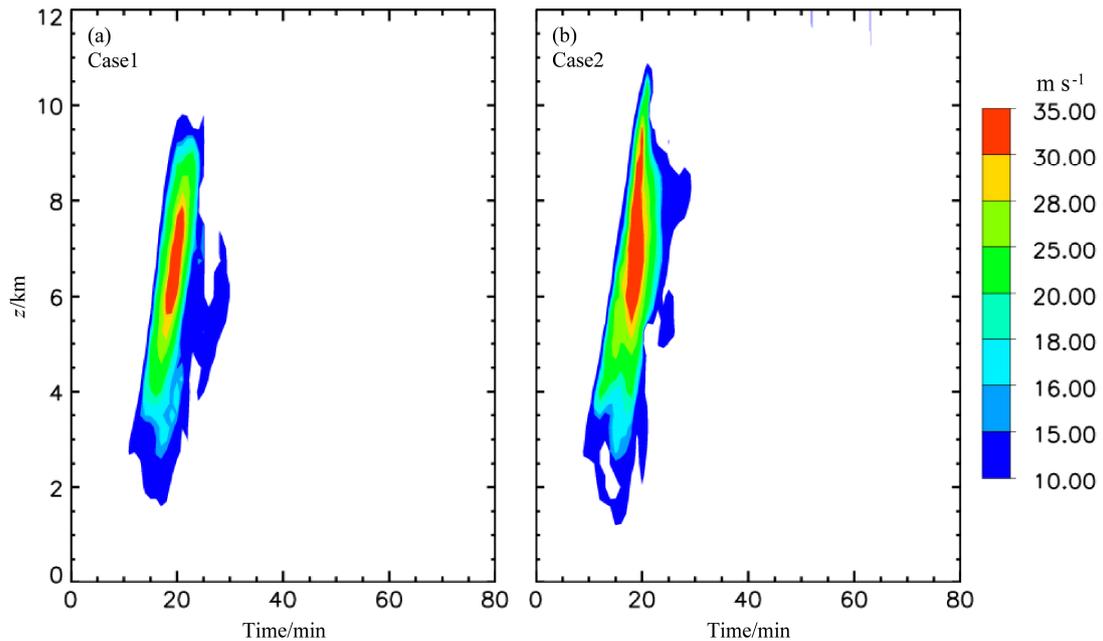


图 2 垂直风速随时间的变化

Fig. 2 The evolution of the vertical wind speed

期出现，起始高度比较一致。由于过冷云滴在较低温度下全部冻结形成冰相粒子，所以云滴均分布在 $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ (约为 8.5 km 处) 等温线以下，云滴中心集中在 $-13.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (约为 5 km 处) 等温线处。扰动

温度较低时，云滴分布高度区间为 $1\sim 10\text{ km}$ ，扰动温度较高时，分布高度为 $1\sim 11.5\text{ km}$ ，整体分布区域较为相似。但二者在 30 min 后出现了显著差异：方案 1 中 30 min 后云滴几乎消耗殆尽，而方案 2 中

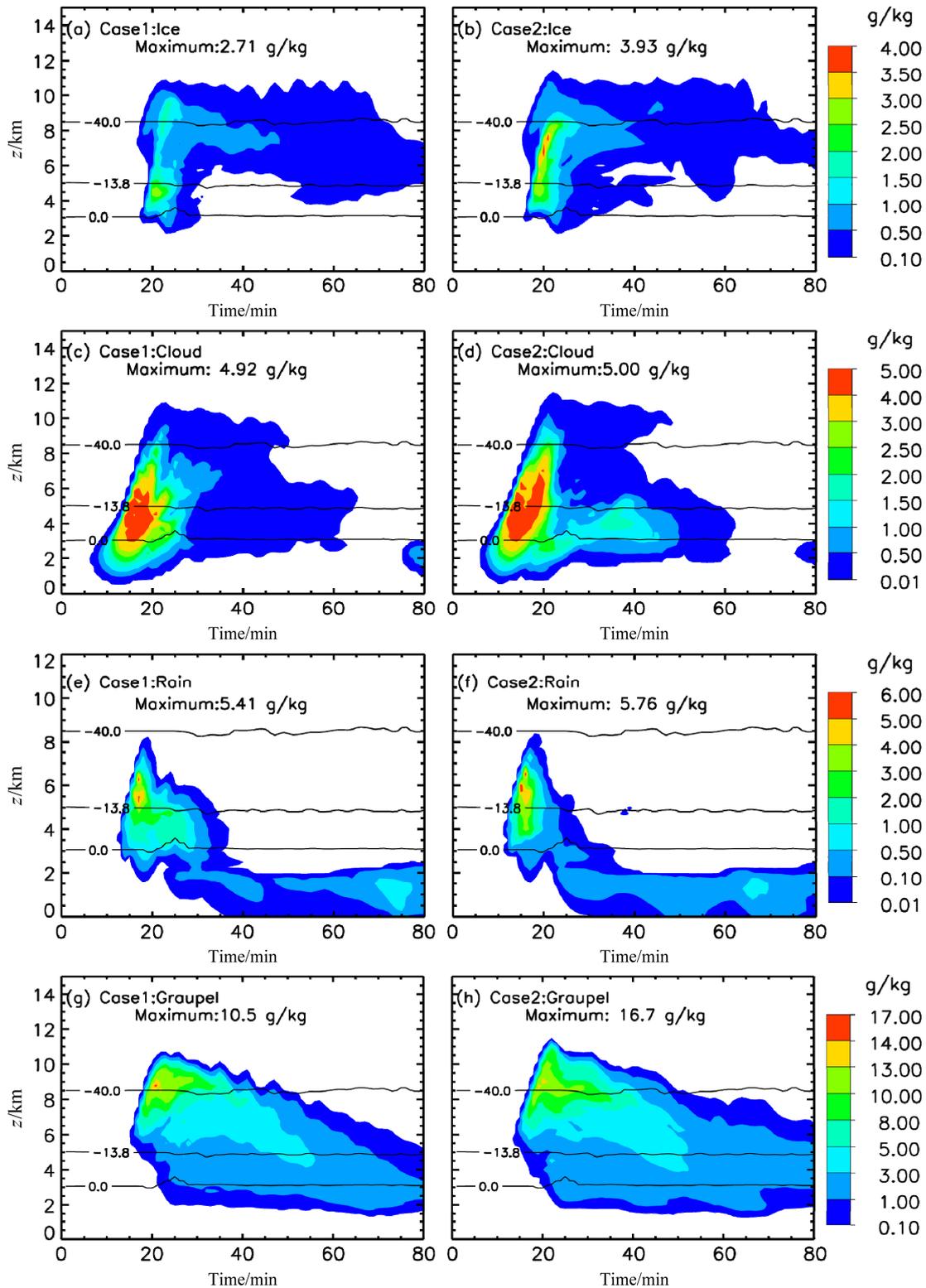


图3 (a、b) 冰晶、(c、d) 云滴、(e、f) 雨滴和 (g、h) 霰粒子比含水量随时间的变化

Fig. 3 The evolutions of the mixing ratio of (a, b) ice crystal, (c, d) cloud drop, (e, f) rain drop, and (g, h) graupel

云滴持续到了 50 min。这是因为随着扰动温度的增加,云滴数浓度也较大,导致云滴的有效半径减少,碰并过程减弱,使得少量云水停留空中,有利于云内小粒子(云滴)的凝结增长,从而导致云滴的比质量增大。不同的扰动温度下,云滴均在 25 min 左右开始急剧减少,直至雷暴过程结束云滴数浓度一直保持平稳,这是因为大量冰晶在发展旺盛时期(约在 20 min 左右)产生,各种粒子水汽的争夺更为激烈,在贝吉龙效应的作用下,冰晶尺寸较大,生长速度远远比云滴、雨滴的生长速度更快,大量过冷水来不及发生转化,直接冻结形成冰晶,由于反馈作用的存在,该过程也会减慢过冷云滴的生长,阻止云滴继续凝结增长。

扰动温度的强弱对冰晶、云滴产生影响,进而也会影响到雨滴的发生发展。两个方案中雨滴的最大分布高度均为 8.5 km,均在 -40°C 温度线以下,比含水量最大值分别为 5.41 g/kg 和 5.76 g/kg,扰动温度的增加使得雨滴最大比含水量也相应增加。雨滴最大值均出现在 -13.8°C 等温线附近,这是因为在该温度下大量水成物粒子融化,在重力作用下不断降落形成雨滴降落到地面上。在整个雷暴云发展

阶段,雨滴的出现、发展、消亡较为相似,二者出现差别主要在 25 min 之后。扰动温度较大时,雨滴在 30 min 左右降落到地面,降落时间较短,使得 25 min 后雨滴比含水量减少;扰动温度较低时 35 min 之后雨滴才开始不断降落到地面上。相似的是,两个方案下的降水都经历了在某个时间点大幅减小后又重新回升的情况,方案 1 中在 21 min 开始大幅减小,在 70 min 重新回升,方案 2 中在 20 min 左右开始不断减小,在 62 min 开始回升。这主要是由于雷暴云发展到 20 min 时,云内冰晶比含水量达到极大值,冰晶分布广、浓度高,使得冰晶和雨滴之间的碰并过程较强,消耗大量雨滴,导致雨滴含量减少;在雷暴云发展末期即消散阶段,雨滴含量的回升是由于大量霰、雹粒子融化并不断降落到地面上。

霰粒子参与的微物理过程较为繁多,如冰晶、云滴和霰的碰并,雨滴冻结成霰,以及冰晶、云滴自动转化为霰的过程。对比两个方案来看,霰的分布区域及比含水量大致相似,但在扰动温度较高时,霰的分布较均匀。在 20 min 左右,比含水量最大值出现了差异,这是因为扰动温度较高使得云滴、冰晶自动转化为霰的过程更加剧烈,霰大量生

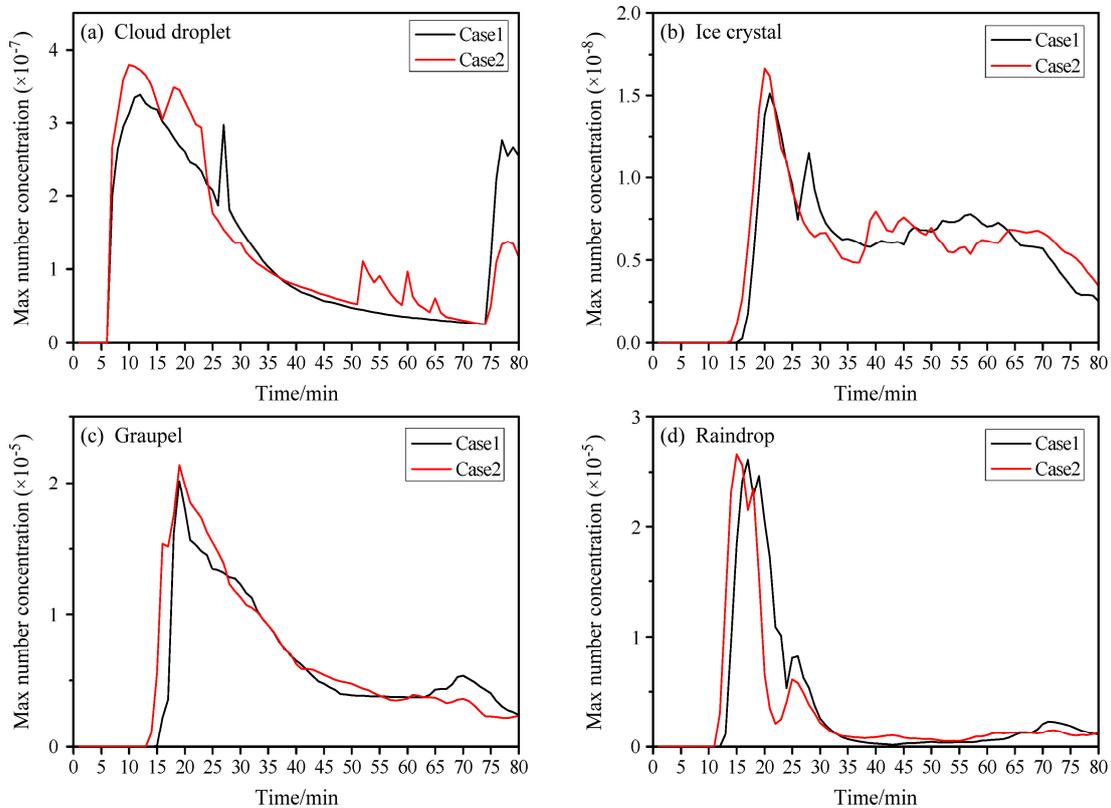


图4 (a) 云滴、(b) 冰晶、(c) 霰和 (d) 雨滴数浓度最大值随时间的变化

Fig. 4 The max number concentrations of (a) cloud droplet, (b) ice crystal, (c) graupel, and (d) raindrop

成, 在短时间内就达到了最大值。

3.2 起电率及电荷结构对比

起电率是霰和其他粒子发生感应或非感应碰撞分离后单位体积在单位时间内霰粒子所获得的电荷量。Mansell et al. (2005) 在研究中指出雷暴云中起电过程以非感应起电机理为主, 而霰和云滴的感应起电机理起次要作用, 所以我们主要讨论非感应起电率。图 5 给出了冰晶—霰之间的非感应起电率和霰—云滴之间的感应起电率的变化情况。由于方案 1 中霰比含水量相对较小, 其非感应起电率也相对较小。霰粒子非感应起电区域在 $-40 \sim -13.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, 与其比含水量分布范围保持一致, 中心区域分布在 8 km 左右。不同的扰动温度下, 非感应起电率均在雷暴云发展初期 (约 20 min) 处达到最大值, 分别为 $1590 \text{ pC m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ 和 $3030 \text{ pC m}^{-3} \text{ s}^{-1}$, 这是由于霰生成速度快, 霰粒子比含水量迅速达到最值, 这与图 3 中霰生成高度及分布范围一致。模式中采用的非感应起电方案中, 所带电荷与逆转温度关系较小, 主要和粒子含量有关。由于霰在 $-13.8 \sim -40 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 等温线之间产生, 所以该温度区间霰所带电荷极性反转现象明显, 但是当液态水含量较低时, 霰通过碰撞分离所获得转移电荷的极性不确定, 所以该温区的数值有正有负。

在起电过程中, 非感应起电机理是产生电荷的最重要的一种机制, 冰晶和霰是主要的荷电粒子, 因此两种冰相粒子出现时间及分布高度区间的不同都会影响起电过程。此外, 雷暴云中强电场产生的根本原因是由于冰晶、霰这两种冰相粒子的相互作用产生的, 空间内同时存在这两种大粒子, 会发生碰撞分离产生转移电荷, 由于感应起电需要初始强电场的作用才能进行, 冰晶和霰粒子又会影响感应起电过程。由之前的分析可知, 扰动温度的不同会使冰晶、霰、云滴、雨滴的空间分布均不同, 势必会影响雷暴云的电荷结构。

非感应起电过程中冰晶和霰碰撞分离进而形成不同的电荷结构, 其中, 冰晶获得正电荷并随着上升气流抬升, 霰获得负电荷在重力的作用下下降。图 6 给出了电荷结构随时间的变化, 对流强度很大程度上影响了电荷结构的分布。在方案 1 中, 电荷结构呈现偶极性和三极性共存的情况, 20~40 min 是整个对流发展的旺盛阶段, 呈现三极性电荷结构分布, 45 min 之后呈现偶极性电荷结构分布; 主正电荷区分布在 7.0~11.0 km 高度, 主负电荷区

主要分布在 5.0~9.0 km 高度, 次正电荷区主要存在于 20~40 min 之间, 存在时间较短, 分布高度在 5 km 以下, 这与之前的研究结论相符: 在电荷结构分布中, 主负电荷区下部会出现一个次正电荷区, 且高度低于 5 km。扰动温度较高的情况下电荷分布情况较为多元化, 在雷暴云发展旺盛时期, 在次正电荷区内嵌入了一个较小的负电荷层, 使得电荷结构呈现多极性。由于扰动温度较高, 所以雷暴云内的对流发展较旺盛, 霰粒子增长得更强, 在雷暴云发展后期 (50 min 左右), 霰粒子不断沉降, 形成固态降水, 又由于霰粒子带负电荷, 所以才导致底部正电荷区下出现了一个弱的负电荷区。

4 结论与讨论

本文利用加入起、放电参数化方案的二维积云模式, 结合个例进行了一次模拟, 对不同对流强度下水成物粒子不同分布特征进行了分析。由于水成物粒子分布形式会影响微物理过程, 导致起、放电过程的差异, 所以在此基础上, 又进一步对起电率及电荷结构的不同特征进行探讨。

(1) 冰晶比含水量、比浓度与对流强度密切相关。对流强度较小时, 冰晶集中分布在高温区 ($-13.8 \sim 0 \text{ }^{\circ}\text{C}$), 对流较强时, 冰晶生成时间早并集中在低温区 ($-13.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 下温度更低的区域)。随着对流强度的增大, 冰晶空间分布区域更广、数浓度更高, 这主要是由于较大的扰动使得上升风更强, 更多水汽被带入高空, 大量过冷水冻结形成更多冰晶。云滴、雨滴、霰的分布也存在差异。云滴均在 $-40 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 等温线以上出现, 这是因为较低温度下云滴会冻结形成冰相粒子。对流强度较高时, 上升风增强使得云内高处水汽条件充足, 气溶胶活化过程明显增强, 云滴数目明显增多。由于对流强度较高时云滴数浓度也较大, 导致云滴的有效半径减少, 云中碰并过程减弱, 使得少量云水停留空中, 有利于云滴凝结增长, 从而导致雨滴比含水量有所增加。对流强度较强时, 霰分布空间更广, 比含水量最大值增加, 过程更为剧烈。

(2) 霰和冰晶的分布在一定程度上决定了起电特征。对流强度低时, 雷暴云发展旺盛时期呈现三极性电荷结构, 消散时期呈现偶极性电荷结构; 对流强度高时, 发展旺盛时期呈现较为复杂的四极性电荷结构, 在原有的三极性电荷结构下部出现了一

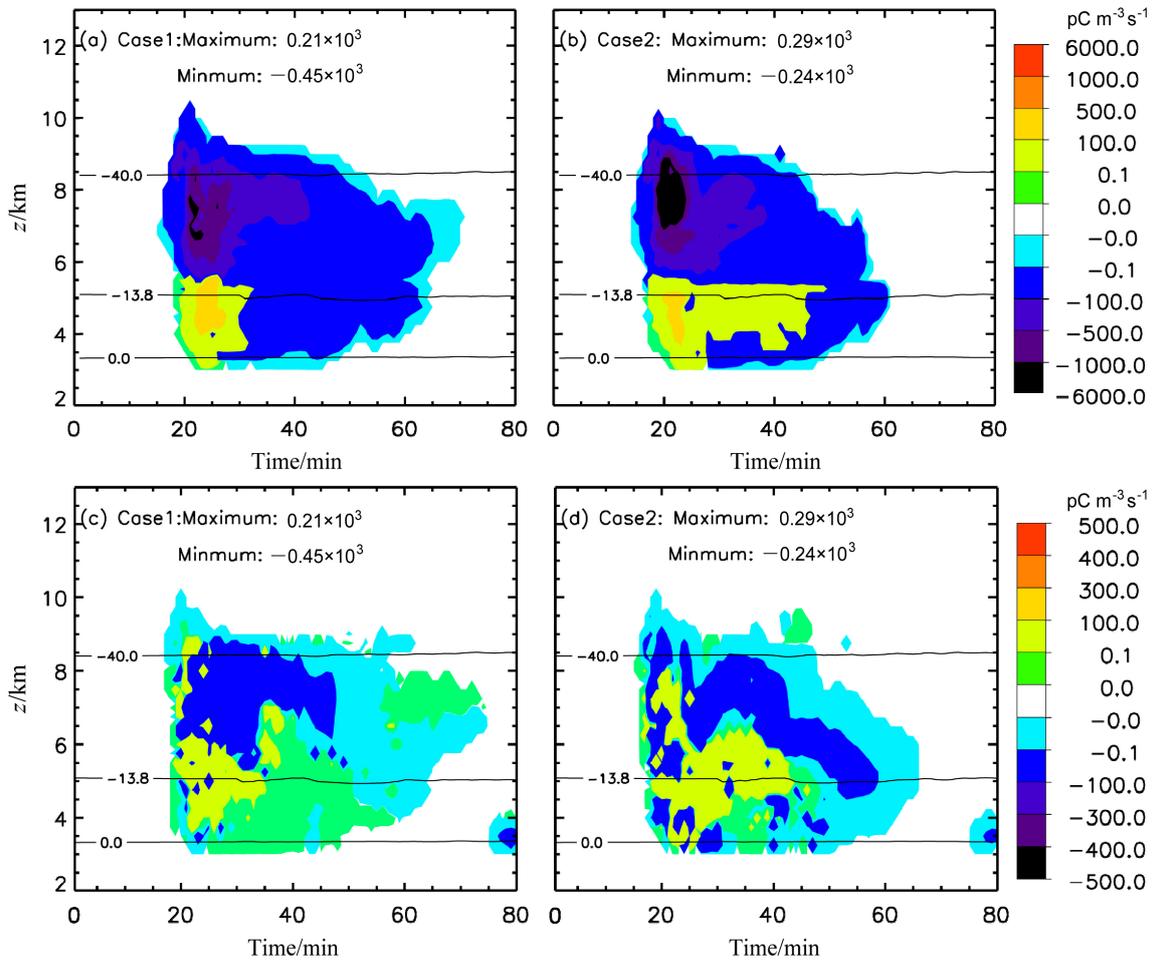


图5 (a、b) 非感应起电率、(c、d) 感应起电率随时间的变化 (黑色实线为等温线、0 °C、-13.8 °C、-40 °C)
Fig. 5 Comparison of the evolution of (a, b) the inductive charging rate and (c, d) the non-inductive charging rate (black solid lines represent the isotherm, 0 °C, -13.8 °C, and -40 °C)

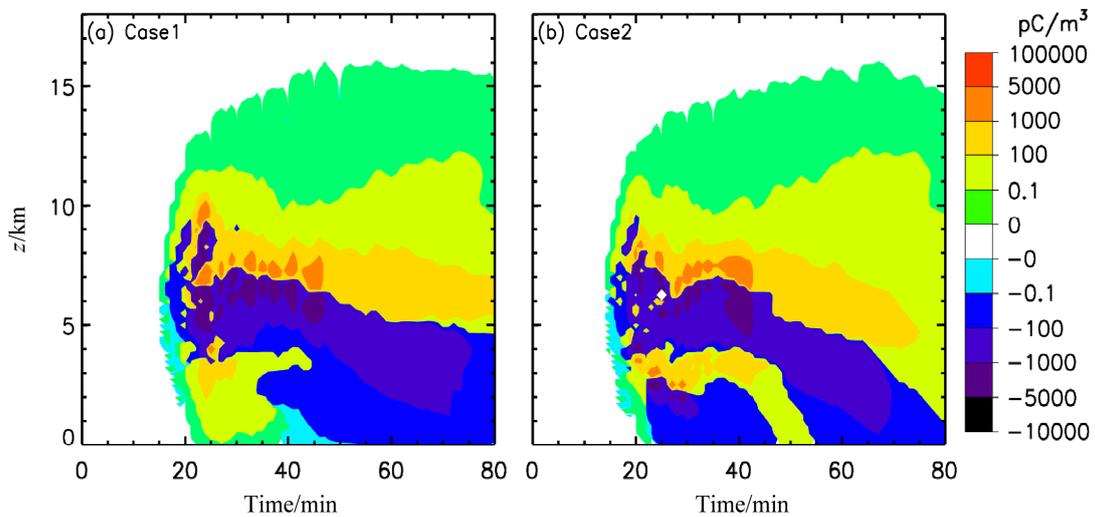


图6 霰粒子电荷量和极性随时间的变化
Fig. 6 Evolutions of the charge amount and polarity of graupel particles

个较小的负电荷区, 后期逐渐呈现偶极性电荷结构。这是由于对流强度的增加使得上升风更强, 霰粒子生成迅速, 消散时期霰粒子不断沉降, 形成固态降水, 又由于霰粒子带负电荷, 所以才导致底部正电荷区下出现了一个弱的负电荷区。

本文选取个例并结合二维积云起、放电模式探讨了对流强度对雷暴云内微物理过程及电荷结构的影响。由于篇幅限制, 并未深入探究对于放电过程的影响, 因此存在一定的局限性, 这也将是未来工作的重点。

参考文献 (References)

- Chen C H, Orville H D. 1980. Effects of mesoscale convergence on cloud convection [J]. *J. Appl. Meteor.*, 19 (3): 256–274, doi:10.1175/1520-0450(1980)019<0256:EOMCOC>2.0.CO;2.
- Colson D. 1960. High level thunderstorms of July 31–August 1, 1959 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 88 (8): 279–285, doi:10.1175/1520-0493(1960)088<0279:HLTOJA>2.0.CO;2.
- 樊明月. 2007. 初始扰动对对流云发生发展影响的数值模拟研究 [D]. 南京信息工程大学硕士学位论文, 238–252. Fan Mingyue. 2007. Numerical study on effects of initial perturbation on convective cloud development [D]. M.S. thesis (in Chinese). Nanjing University of Information Science and Technology, 238–252.
- 郭凤霞, 张义军, 言穆弘, 等. 2004. 环境温湿层结对雷暴云空间电荷结构的影响 [J]. *高原气象*, 23 (5): 678–683. Guo Fengxia, Zhang Yijun, Yan Muhong, et al. 2004. The effect of environment temperature and humidity stratification on charge structure in thunderstorms [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 23 (5): 678–683, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2004.05.016.
- 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 [J]. *气象学报*, 45 (4): 467–484. Hu Zhijin, He Guanfang. 1987. Numerical simulation of microprocesses in cumulonimbus clouds (I) Microphysical model [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 45 (4): 467–484, doi:10.11676/qxxb1987.060.
- Khain A, Pokrovsky A, Pinsky M. 2004. Simulation of effects of atmospheric aerosols on deep turbulent convective clouds using a spectral microphysics mixed-phase cumulus cloud model. Part I: Model description and possible applications [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61 (24): 2963–2982, doi:10.1175/JAS-3350.1.
- 马明. 2004. 雷电与气候变化相互关系的一些研究 [D]. 中国科学技术大学博士学位论文. Ma Ming. 2004. Study on the relationship between lightning and climate change [D]. Ph.D. dissertation (in Chinese), University of Science and Technology of China doctoral dissertation.
- 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 (D12): D12101, doi:10.1029/2004JD005287.
- Petersen W A, Rutledge S A, Orville R E. 1996. Cloud-to-ground lightning observations from TOGA COARE: Selected results and lightning location algorithms [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 124 (4): 602–620, doi:10.1175/1520-0493(1996)124<0602:CTGLOF>2.0.CO;2.
- 鄯秀书, 张义军, 张其林. 2005. 闪电放电特征和雷暴电荷结构研究 [J]. *气象学报*, 63 (5): 646–658. Qie Xiushu, Zhang Yijun, Zhang Yijun. 2005. Study on the characteristics of lightning discharges and the electric structure of thunderstorm [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 63 (5): 646–658, doi:10.11676/qxxb2005.063.
- 鄯秀书, 刘冬霞, 孙竹玲. 2014. 闪电气象学研究进展 [J]. *气象学报*, 72 (5): 1054–1068. Qie Xiushu, Liu Dongxia, Sun Zhuling. 2014. Recent advances in research of lightning meteorology [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 72 (5): 1054–1068, doi:10.11676/qxxb2014.048.
- Randell S C, Rutledge S A, Farley R D, et al. 1994. A modeling study on the early electrical development of tropical convection: Continental and oceanic (monsoon) storms [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 122 (8): 1852–1877, doi:10.1175/1520-0493(1994)122<1852:AMSOTE>2.0.CO;2.
- Rutledge S A, Williams E R, Keenan T D. 1992. The down under Doppler and electricity experiment (DUNDEE): Overview and preliminary results [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 73 (1): 3–16, doi:10.1175/1520-0477(1992)073<0003:TDUDAE>2.0.CO;2.
- Tan Y B, Tao S C, Zhu B Y. 2006. Fine-resolution simulation of the channel structures and propagation features of intracloud lightning [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (9): L09809, doi:10.1029/2005GL025523.
- 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 [J]. *中国科学(D辑: 地球科学)*, 36 (5): 486–496. Tan Yongbo, Tao Shanchang, Zhu Baoyou, et al. 2006. Numerical simulations of the bi-level and branched structure of intracloud lightning flashes [J]. *Science in China (Ser. D)*, 49 (6): 661–672, doi:10.1007/s11430-006-0661-5.
- 谭涌波, 陶善昌, 祝宝友, 等. 2007. 云内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, 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 Journal of Geophysics (in Chinese)*, 50 (4): 1053–1065.
- 谭涌波, 师正, 王宁宁, 等. 2012. 随机性与环境特征对地闪击地点影响的数值模拟 [J]. *地球物理学报*, 55 (11): 3534–3541. Tan Yongbo, Shi Zheng, Wang Ningning, et al. 2012. Numerical simulation of the effects of randomness and characteristics of electrical environment on ground strike sites of cloud-to-ground lightning [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 55 (11): 3534–3541, doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.11.003.
- Ulanski S L, Garstang M. 1978. The role of surface divergence and vorticity in the life cycle of convective rainfall. Part I: Observation and analysis [J]. *J. Atmos. Sci.*, 35 (6): 1047–1062, doi:10.1175/1520-0469(1978)035<1047:TROSDA>2.0.CO;2.
- 王谦, 胡志晋. 1990. 三维弹性大气模式和实测强风暴的模拟 [J]. *气象学报*, 48 (1): 91–101. Wang Qian, Hu Zhijin. 1990. Three-dimensional elastic atmospheric numerical model and the simulations of a severe storm case [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 48 (1): 91–101, doi:10.11676/qxxb1990.011.
- 王婷婷, 王迎春, 陈明轩, 等. 2011. 北京地区干雷暴形成机制的对比分析 [J]. *气象*, 37 (2): 142–155. Wang Tingting, Wang Yingchun, Chen Mingxuan, et al. 2011. The contrastive analysis of formation of dry and moist thunderstorms in Beijing [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*,

- 37 (2): 142–155, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2011.2.003.
- Williams E R, Geotis S G, Renno N, et al. 1992. A radar and electrical study of tropical “Hot Towers” [J]. *J. Atmos. Sci.*, 49 (15): 1386–1395, doi:10.1175/1520-0469(1992)049<1386:ARAESO>2.0.CO;2.
- 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 I: 云内因子影响 [J]. *高原气象*, 15 (4): 425–437. Yan Muhong, Liu Xinseng, An Xuemin, et al. 1996. A simulation study of non-inductive charging mechanism in thunderstorm I: Effect of cloud factor [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 15 (4): 425–437.
- 于达维, 何观芳, 周勇, 等. 2001. 三维对流云催化模式及其外场试用 [J]. *应用气象学报*, 12 (S1): 122–132. Yu Dawei, He Guanfang, Zhou Yong, et al. 2001. Three-dimensional convective cloud seeding model and its field application [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 12 (S1): 122–132, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2001.z1.016.
- 曾庆存. 1996. 自然控制论 [J]. *科技导报*, (11): 3–8. Zeng Qingcun. 1996. Natural control theory [J]. *Science and Technology Herald (in Chinese)*, (11): 3–8.
- 张义军, 言穆弘, 张翠华, 等. 2000. 不同地区雷暴电荷结构的模式计算 [J]. *气象学报*, 58 (5): 617–627. Zhang Yijun, Yan Muhong, Zhang Cuihua, et al. 2000. Model calculation of thunderstorm charge structure in different areas [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 58 (5): 617–627, doi:10.11676/qxxb2000.063.
- 郑栋, 王晨曦, 张义军. 2014. 闪电活动与雷暴内垂直气流关系研究 [C]//第 31 届中国气象学会年会 S9 第十二届防雷减灾论坛——雷电物理防雷新技术. 北京: 中国气象学会.
- 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]. *J. Geophys. Res.*, 96 (D7): 12833–12855, doi:10.1029/91JD01246.
- Zipser E J. 1994. Deep cumulonimbus cloud systems in the tropics with and without lightning [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 122 (8): 1837–1851, doi:10.1175/1520-0493(1994)122<1837:DCCSIT>2.0.CO;2.