

刘冬霞, 郄秀书, 冯桂力. 2010. 华北一次中尺度对流系统中的闪电活动特征及其与雷暴动力过程的关系研究 [J]. 大气科学, 34 (1): 95–104. Liu Dongxia, Qie Xiushu, Feng Guili. 2010. Evolution of the lightning characteristics and dynamical structure in a mesoscale convective system over North China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (1): 95–104.

华北一次中尺度对流系统中的闪电活动特征及其 与雷暴动力过程的关系研究

刘冬霞¹ 郄秀书¹ 冯桂力²

1 中国科学院大气物理研究所中层大气与全球环境探测重点实验室, 北京 100029

2 山东省雷电防护与技术中心, 济南 250031

摘 要 利用地面闪电定位资料、多普勒天气雷达和常规气象资料, 分析了一次具有前部对流线和后部大范围层状云降水 (LLTS) 的典型中尺度对流系统 (MCS) 的闪电活动演变特征。整个 MCS 生命史中负地闪占主导地位, 正地闪则表现不活跃。观测得到 MCS 消散阶段云闪与地闪的比例为 2:1, 地闪主要分布在地面相对位温和对流不稳定能量均达到高值的区域; 负地闪主要密集地分布在大于 40 dBZ 的回波范围内; 正地闪则稀疏地分布在 30~40 dBZ 的回波范围内。在低于 -40℃ 的温度区域内地闪分布较多, 而密集的地闪分布在温度梯度大的区域内。结合单多普勒雷达的水平风场反演, 发现地闪集中出现在气流表现为气旋性切变或水平风呈现切变的区域。该区域与 MCS 的强回波区相对应, 并且地闪易发生在上升气流达到最大并开始出现下沉气流的阶段。

关键词 地闪 水平风场 雷达回波 云顶亮温 中尺度对流系统

文章编号 1006-9895 (2010) 01-0095-10

中图分类号 P427

文献标识码 A

Evolution Characteristics of the Lightning and the Relation with Dynamical Structure in a Mesoscale Convective System over North China

LIU Dongxia¹, QIE Xiushu¹, and FENG Guili²

1 Key Laboratory of Middle Atmosphere and Global Environment Observation, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029

2 Shandong Lightning Protection and Technology Center, Ji'nan 250031

Abstract Based on the lightning location detection data, Doppler radar data, and synoptic information, this paper presents the lightning characteristics of a typical mesoscale convective system (MCS) in the north of Shandong Province on 1 August 2005. It is found that the negative cloud-to-ground (-CG) lightning is predominant over the positive cloud-to-ground (+CG) lightning during the whole thunderstorm lifetime. At the dissipation stage, IC (intra-cloud lightning) /CG is 2:1 within the detection range. And when the electric field changed greatly, the lightning happened frequently. The CG lightning mainly occurred in the regions with high values of convective available potential energy (CAPE) and surface equivalent potential temperature. The comparison between the location of lightning activity and radar echo shows that -CG usually clusters in the intense echo region with high reflectivity (>40 dBZ), while +CG usually disperse in the weak echo (30 dBZ - 40 dBZ) region. Relation between the cloud-top brightness

收稿日期 2008-10-20, 2009-04-07 收修定稿

资助项目 中国科学院“百人计划”专项经费, 国家自然科学基金资助项目 40505001、40930949

作者简介 刘冬霞, 女, 1982 年出生, 博士研究生, 主要从事强对流灾害性天气和雷暴电学研究。E-mail: liudongxia13@163.com

temperature and the CG lightning location indicates that most flashes occurred in the area with temperature lower than -40°C , while the +CG lightning clustered in the region with the cloud-top temperature between -40°C and -50°C . The comparison between the wind field retrieved from Doppler radar and the location of CG flashes indicates that the flashes are usually located in the cyclonic shear or wind shear areas which corresponds to the intense echo. The CG flashes are easier to happen in the stage that updraft reaches the maximum and downdraft appears.

Key words cloud-to-ground lightning, wind field, radar echo, mesoscale convective system, cloud-top brightness temperature

1 引言

中尺度对流系统 (MCS) 通常伴随剧烈的天气活动, 带来暴雨、冰雹、大风和雷电等灾害。随着雷电探测技术的发展, 利用闪电定位网、多参数雷达以及卫星等探测手段对 MCS 中闪电活动特征进行的统计分析, 加深了我们对强对流天气中雷电活动的认识。Nikolai et al. (2005) 利用 NLDN (National Lightning Detection Network) 以及雷达资料分析了一次 LLTS (Leading-line, trailing straitiform) -MCS 中的地闪活动特征, 指出前部对流线的后部边缘和向层状云区倾斜的区域为主要的放电区。闪电发生在雷暴顶部刚达到 -15°C 时, Lhermitte and Williams (1979) 认为总闪电在上升气流大于 15 m/s 的混合相区域内达到最大。Dye et al. (1989) 发现雷暴中最大电场强度快速增加的阶段出现在软雹显著增加并较充足的时段, 同时指出探测到的雷暴内部电场强度超过 1 kV/m 的高度仅在雷达回波超过 36 dBZ 的 6 km 处。结合双偏振雷达对雷暴的研究结果表明, 闪电只发生在当上升气流强到足以产生软雹和液态水的混合相区域 (Bringi et al., 1997; Carey et al., 2003)。关于产生闪电电荷的分布和起源虽然仍没有统一的结论, 但多数观点认为雷暴中闪电的发生要求一定强度的上升气流和低于 -10°C 到 -20°C 的温度 (Dye et al., 1989; Michimoto, 1991; Zipser, 1994)。MacGorman and Morgenstern (1998) 指出多数负地闪起源于中部较大范围负电荷和底部小范围正电荷之间。

强对流天气过程以及雷电特征具有明显的地域特征和个体差异, 不同地域的雷暴具有不同的闪电活动特征 (Reap, 1991; Orville and Silver, 1997; Pinto and Pinto, 1999; Soriano et al., 2001; Zajac and Rutledge, 2001), 本文针对我国夏季雷暴的频发区域——山东半岛, 研究在该区域内一次典型

MCS 的闪电活动特征。

2 资料与方法

文中分析了 2005 年 8 月 1~2 日发生于山东滨州的一次具有前部对流线的中尺度对流系统 (LLTS-MCS), 雷暴电场和雷电的主要观测设备为大气平均电场仪、GPS 同步的快电场变化测量仪和慢电场变化测量仪, 其中大气平均电场仪的探测范围小于 20 km , 快电场变化测量仪的探测范围约为 40 km 。另外, 本文还用到了多普勒雷达资料、地闪定位资料、地面以及高空常规气象观测资料等。

历史资料统计结果显示, 滨州地区平均年雷暴日为 27 天, 其中夏季 (6 月~8 月) 为 21 天占全年的 77%。地闪定位资料来自山东省电力公司的地闪定位网, 该网络理论探测精度为 500 m , 可以探测到网络内 90% 的地闪, 详细介绍参见冯桂力等 (2008)。为了提高雷电资料在分析中的精确性, 文中采用地闪定位网中四站或四站以上的定位结果, 同时滤除了同一个闪电造成的多个闪击的影响。雷达资料为山东济南多普勒雷达产品, 该雷达位于 (36.81°N , 116.78°E), 北纬天线海拔高度为 72.9 m , 天线中心相对地面高度为 43 m , 雷达工作波长为 2830 MHz 。快、慢电场变化测量仪和大气平均电场仪的详细介绍参见 Qie et al. (2003)。

3 天气形势分析

8 月 1 日晚到 8 月 2 日凌晨, 在东北低涡和副热带高压的共同作用下, 一次典型的 LLTS-MCS 影响了山东省东北部。

从山东章丘探空站的 $T-\lg(p)$ 图上 (图略) 可知, 8 月 1 日 08 时到 20 时 (北京时, 下同) K 指数由 22 增加到 30, 稳定度 SI (Showalter Index) 指数由 -1.1 降低至 -8.8 , 该系统积累了大量的不稳定能量。在 116°N 对垂直速度、散度、涡度、

水汽通量场做垂直剖面得出, 30°N~36°N 为强上升气流区, 该范围覆盖了 MCS 整体的发生发展区域, 系统内部的上升气流很强, 20 时上升气流高度达到了 300 hPa, 并在两侧下沉; 低层为散度负值区, 高层为散度正值区, 即底层存在明显的辐合, 高层存在气流的辐散; 上升气流所在位置存在高湿区, 低层的辐合气流将水汽向系统的发展中心输送。强上升气流和充沛水汽为强雷暴的发生提供了动力条件。

闪电活动很大程度上依赖于空气的热动力特性, 进入云内能量越大, 其电活动也越强。图 1 为由 20 时 NCEP 再分析资料给出的对流有效位能 (CAPE) (将地面作为起始层计算得出整层对流不稳定能量) 以及地面相当位温与地闪的叠加, 地闪密集区域内 CAPE 值较高, 且多数落在 CAPE 呈现高值的脊状区域, 负地闪相比于正地闪则更易出现在 CAPE 值大的区域内。绝大多数地闪分布于地面相对位温较高的区域, 与 Smith et al. (2000) 得到的正、负地闪主要发生在相对位温高值区域的结果一致。

表 1 为图 1 中 2005 年 8 月 1 日 20 时正、负地闪分布密集区域内各环境参量的统计平均, 对流不稳定能量 CAPE 在负地闪密集区域平均值达到 3550 J/kg, 而在正地闪密集区域平均值则达到 3280 J/kg。850 hPa 相当位温在负、正地闪密集区

域平均值为 310 K、307 K, 对流层顶温度则分别达到 -64.8℃、-64.0℃, 表明负地闪比正地闪更易发生在云内温度高而云顶温度相对低的区域。Knapp (1994) 认为负极性雷暴多发生在相对温湿的环境里, 本次 MCS 过程中对流不稳定能量以及相当位温都比较高, 同时负地闪发生数量也较高。3 km 处的水平风 (u 、 v 分量) 在正地闪密集区域略大于负地闪集中区域。20 时探空资料中, 自由对流高度和抬升凝结高度均达到 2.5 km。McCaul and Cohen (2002) 在敏感性试验中发现强上升气流与较高的自由对流高度相对应。在本次雷暴过程中, 自由对流高度较高为 2.5 km, 表明系统上升气流很强。环境参量能直接影响中尺度系统中的结构、动力和微物理属性, 而这些物理属性又能直接

表 1 8 月 1 日 20 时强雷暴区域内地闪类型与雷暴发生时环境因子的关系

Table 1 The relation between the mesoscale environmental factors and types of CG lightning in the severe storm at 2000 LST 1 Aug

环境因子	负地闪密集区域(平均)	正地闪密集区域(平均)
对流不稳定能量	3550 J/kg	3280 J/kg
850 hPa 相当位温	315 K	313 K
对流层顶温度	-64.8℃	-64.0℃
3 km 水平风速 u	12.8 m/s	13.2 m/s
3 km 水平风速 v	6.5 m/s	6.9 m/s

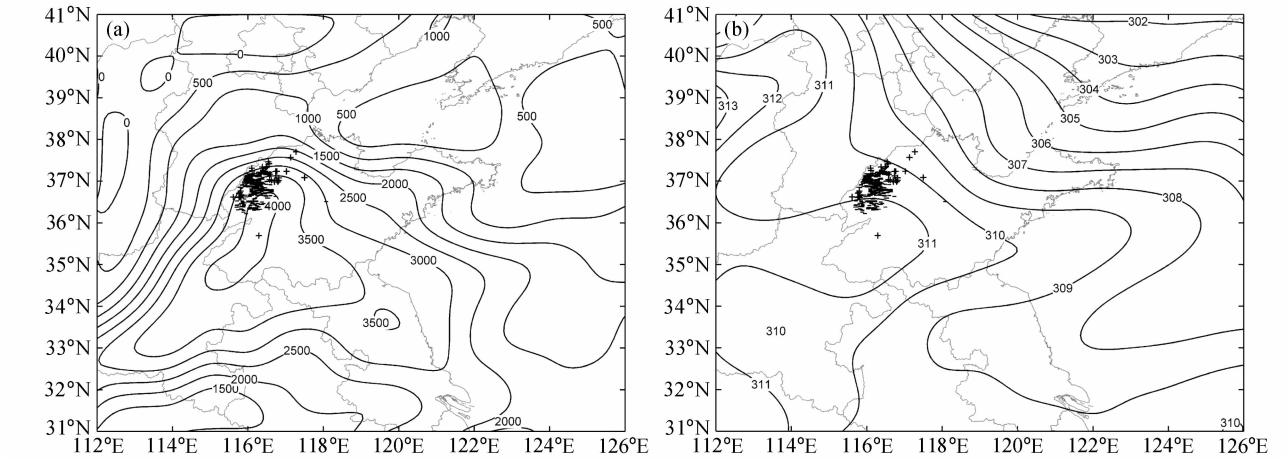


图 1 2005 年 8 月 1 日 20 时 (a) 对流有效位能 (单位: J/kg) 以及 (b) 地面相对位温 (单位: K) 与地闪分布。“-”为负地闪, “+”为正地闪 (下同)

Fig. 1 The location of cloud-to-ground (CG) lightning with convective available potential energy (CAPE, units: J/kg) and equivalent potential temperature (K) at 2000 LST 1 Aug 2005. “-” stands for negative CG (-CG) lightning and “+” stands for positive CG (+CG) lightning (the same below)

影响云内电特征和闪电极性,因而雷暴的环境因子可能在一定程度上间接影响其闪电的极性(Carey et al., 2005; Carey and Buffalo, 2007)。

4 中尺度对流系统的闪电活动演变特征

4.1 中尺度对流系统的地闪演变特征

虽然地闪定位网仅能给出雷暴对应的地闪特征(通常大多数闪电为云闪),但在一定程度上能够反映出雷暴的电活动特征。利用地闪定位资料分析了本次 MCS 过程的地闪空间分布(图略),发现本次 MCS 过程中负地闪数量占主导且呈密集态分布,而正地闪数量较少且分布稀疏。

图 2 是利用地闪定位网得到的发生于 2005 年 8 月 1~2 日晚 MCS 整个生命史期间的地闪频数随时间的演变。根据雷达以及闪电定位资料,可将 MCS 划分为三个阶段,20:00~21:30 是 MCS 的发展阶段,21:30~23:30 为其成熟阶段,23:30 以后则进入消散阶段。MCS 整个生命史中负地闪占主导地位,负地闪的持续时间和强对流的维持时间几乎一致。系统发展阶段,地闪频数存在明显的跃增,正、负地闪都增加较快。成熟阶段负地闪达到峰值,地闪频率的最大值出现的时刻正处于 MCS 云顶亮温达到最低值的时段。此后,地闪频数迅速下降,系统进入了地闪活动的低值期,随着系统消亡地闪频数也逐渐减少至消亡。

4.2 中尺度对流系统的地闪活动与云顶亮温的关系

卫星云图是分析和预测强雷暴信息和强度的有利工具,本文首先利用 MTSAT 静止卫星长波红外产品对闪电活动与云顶信息的关系进行分析。图 3 给出了 2005 年 8 月 1~2 日四个时次卫星云顶亮温

与前后 30 min 内地闪的叠加。从叠加图上可以看出,21 时山东东北部为大范围云团所覆盖,近似为圆形,半径大约为 100 km,中心冷云盖亮温达到 -60°C ,亮温达 -32°C 的云罩面积达 10^4 km^2 ,而此时地闪已经较多,主要分布在低于 -40°C 的范围内;22 时系统内部冷云盖的温度继续降低,低于 -40°C 的云顶区域达到最大,多数负地闪密集地出现在 -40°C 和 -50°C 之间温度梯度大的区域内;23 时中心内部亮温上升,系统开始扩散,地闪数量明显减少,但集中分布在亮温梯度大的区域。00 时系统东移入海,亮温低于 -50°C 的区域开始减少,地闪主要分布在沿海一带。

4.3 中尺度对流系统的地闪活动与雷达回波结构的关系

图 4 为 MCS 不同发展阶段雷达回波与地闪的叠加图。在发展阶段,大于 30 dBZ 的回波覆盖面积达到 250 km^2 。21:22 (图 4a),强回波区 ($>40\text{ dBZ}$) 集中在 MCS 移动方向的前缘,负地闪集中分布在强回波区的北部,而在强回波区的南部总地闪的数量相对较少且分布稀疏,正地闪则零星地分布在对流系统前部的层状云回波区域内 ($<30\text{ dBZ}$)。

系统的成熟阶段,雷达回波的强度增强,范围扩大。前部呈现出明显的线状强对流区,后部为大范围的层状云区。这个阶段也是地闪频数达到最高值的时段,22:35 (图 4b),负地闪几乎全部落在强回波内部,尤其在系统强回波区的北部;而正地闪数量很少,分散在系统后部零星的强回波中心内。23:17 (图 4c),强回波前部对流线东移并断裂。负地闪数量减少,并主要分布于回波梯度大的区域,此时正地闪数量增加,但分布在稳定性降水回波区内。

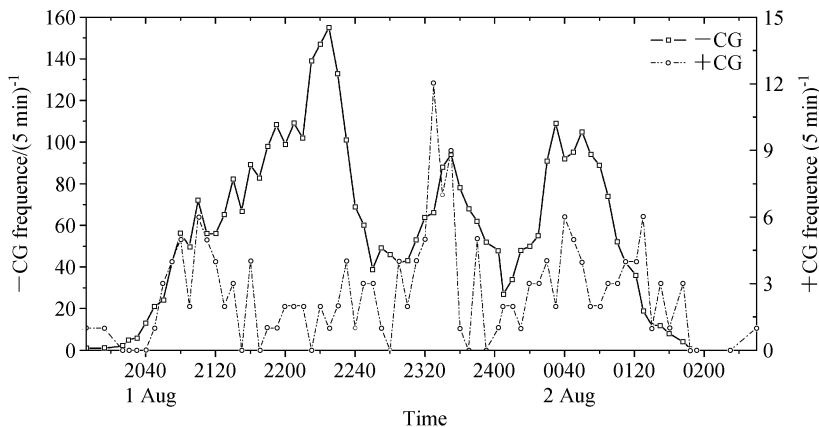


图 2 2005 年 8 月 1~2 日 MCS 发生时段内每 5 分钟正负地闪频数随时间的演变

Fig. 2 Evolution of flash rate of +CG and -CG per 5 min in the mesoscale convective system (MCS) during 1-2 Aug 2005

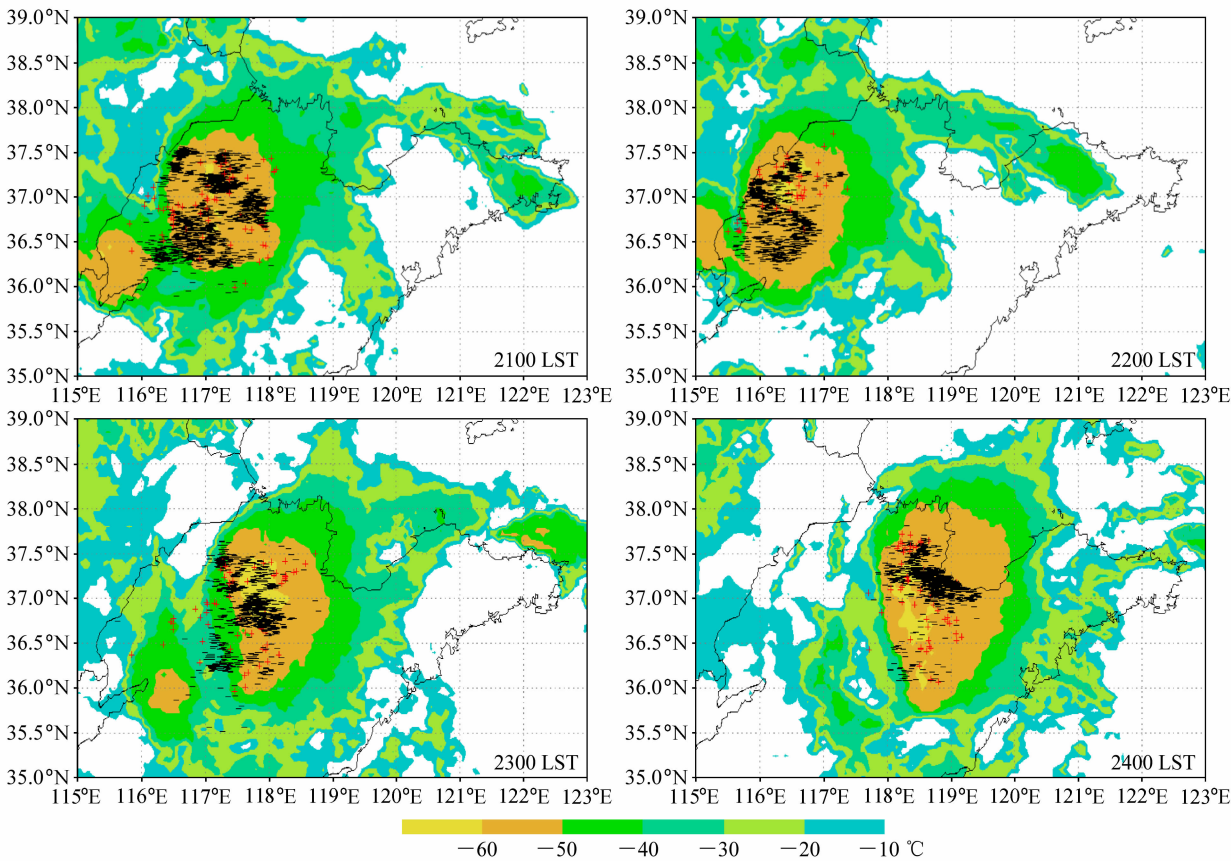


图 3 2005 年 8 月 1~2 日云顶亮温与前后 30 min 内地闪的叠加
Fig. 3 Cloud-top bright temperature during 1-2 Aug 2005 with CG lightning within ± 30 min

雷暴进入消散阶段后, 00:30 (图 4d), 强回波范围减小, 对流线的南段已消亡。总地闪数量明显减少, 负地闪的落点仍位于强回波中心 (>40 dBZ), 正地闪数量略有增加, 分布在稳定性层状云降水回波内。

4. 4 中尺度对流系统的地闪活动与云内风场结构的关系

为了清楚地了解闪电活动对应的雷暴动力结构特征, 本文利用单多普勒雷达反演的风场探讨地闪活动与雷暴云内水平风场的关系。水平风场采用 Sun et al. (1996) 建立的 4D-VAR 同化算法, 利用单多普勒雷达的径向风信息进行反演。图 5 为系统四个时刻的雷达反射率和 3 km 高度处水平风场的叠加, 横、纵坐标代表距反演中心的距离。强回波中心风速较大且呈气旋性切变, 对流回波周围存在中尺度切变、涡旋、辐合和辐散, 这些风场的中尺度结构与对流活动的演变有着密切的关系 (刘黎平等, 2004)。四个时刻的强回波北部均呈气旋性切变, 南部则呈反气旋切变, 对比图 5 发现, 地闪集

中分布在气流呈气旋性切变一侧。雷达风场反演的区域盛行西风气流, 20:40 强回波中心内部的风场由西北向转为东北向, 而地闪多数分布在其水平风转向的区域。21:41 随着强回波中心范围的扩大, 北部强中心呈现东北风, 南部为西北风。而地闪也多分布在强回波的北部边缘。从 22:41 的雷达风场信息可以看出, 强回波分为北段和南段, 而风场明显也分为两个部分, 上部呈气旋性切变, 下部呈反气旋性切变。而此时的地闪主要分布在强回波的北段且气流呈气旋性切变的区域。00:02 风场在北段强回波中心表现为西南风与东南风的切变, 地闪也多分布在此区域。风切变明显的区域通常雷达反射率因子较高, 垂直方向上存在强烈的气流扰动, 在这种扰动作用下粒子碰撞机率增大, 从而发生较多的地闪。

图 6 为 21:42 和 00:06 两个时刻系统在方位角 270° 方向上的垂直剖面上的垂直风场, 下面的竖线为对应时刻前后 3 分钟内 $\pm 5^\circ$ 发生的地闪, 由于资

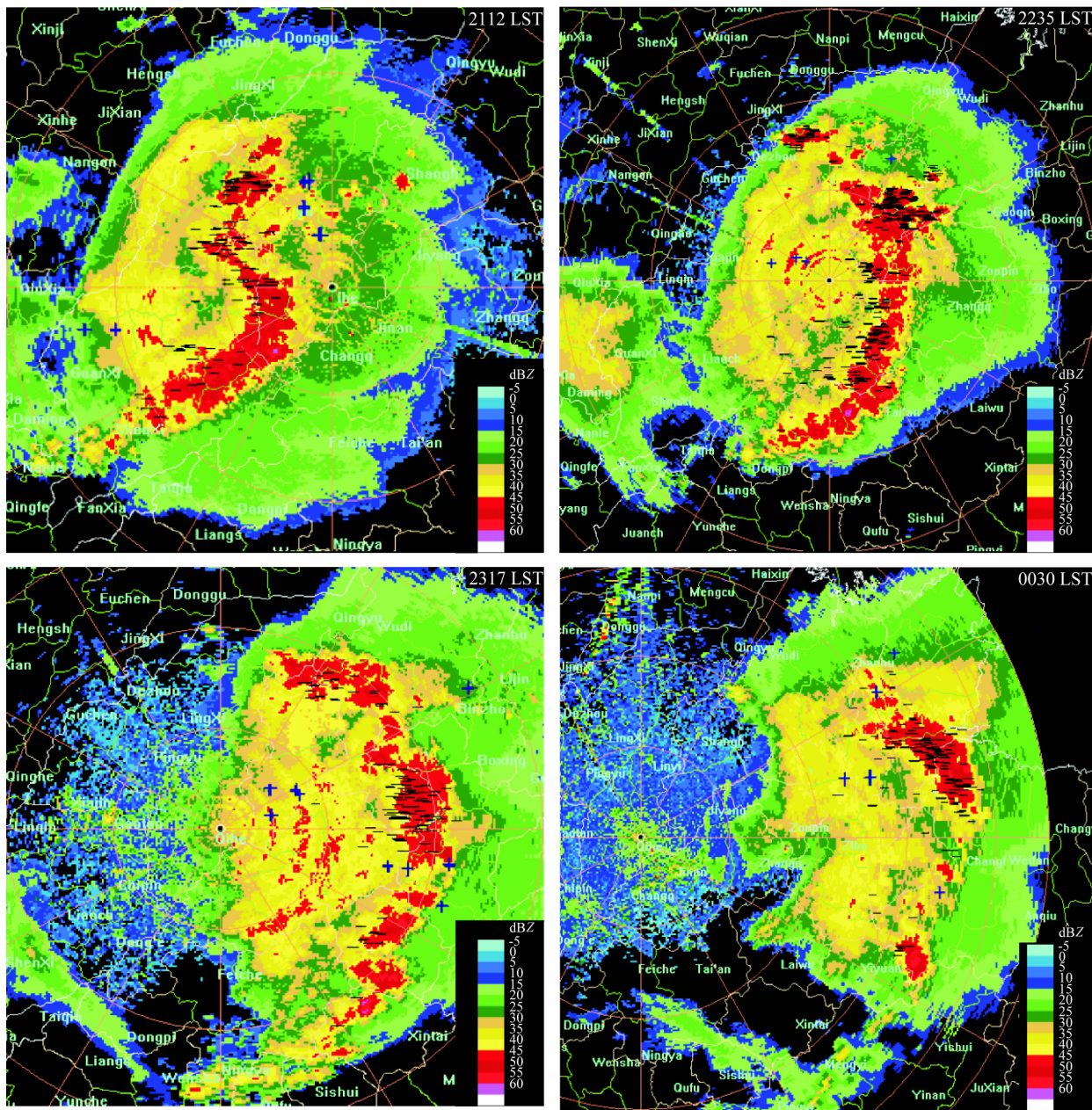


图 4 2005 年 8 月 1~2 日四个时次前后 3 分钟内的雷达组合反射率与正负地闪定位图。雷达回波每圈间隔为 50 km
Fig. 4 The distribution of combined radar reflectivity with superposed CG lightning within ± 3 minutes during 1–2 Aug 2005. The interval between the circles of radar echo is 50 km

料的局限性,反演的顶高只达到了 5 km 处。21:42 系统接近成熟阶段,剖面处存在一个强回波中心,强中心左侧较强盛且以上升气流为主,右侧则开始出现下沉气流。对应的地闪则集中分布在强回波区域,尤其在开始出现下沉气流的区域,这一结论与国外研究一致 (MacGorman et al., 1989; Williams et al., 1989; Weber et al., 1993)。当系统进入消亡阶段 (00:06),强回波中心位于 1.2 km 处,而其顶

部强回波已经消失,此时下沉气流较强,地闪在该区域分布较多,正是由于降水的作用以及流入底部边界气流的减少使上升气流开始减弱,导致电荷中心降低,从而地闪发生的机率增加。

4.5 中尺度对流系统的云闪、地闪分布特征

除了地闪外,一般雷暴中还会发生相当比例的云闪,甚至大部分都会是云闪。为了了解 MCS 的总闪电特征,这里结合大气平均电场仪和快、慢电

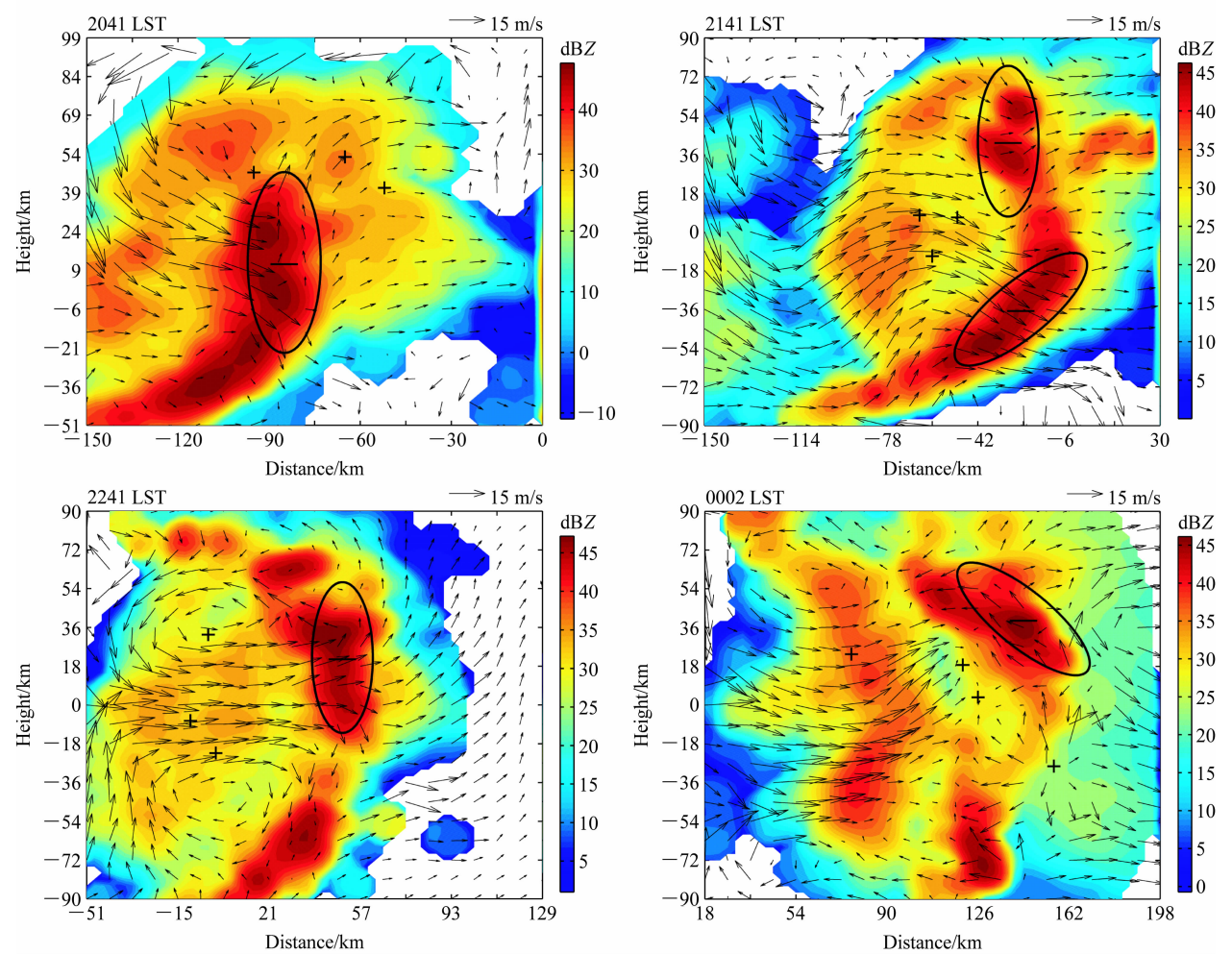


图 5 2005 年 8 月 1~2 日四个时刻雷达反射率、反演的水平风场与地闪的叠加图
Fig. 5 Radar reflectivity and retrieved wind at 3km with CG lightning during 1-2 Aug 2005

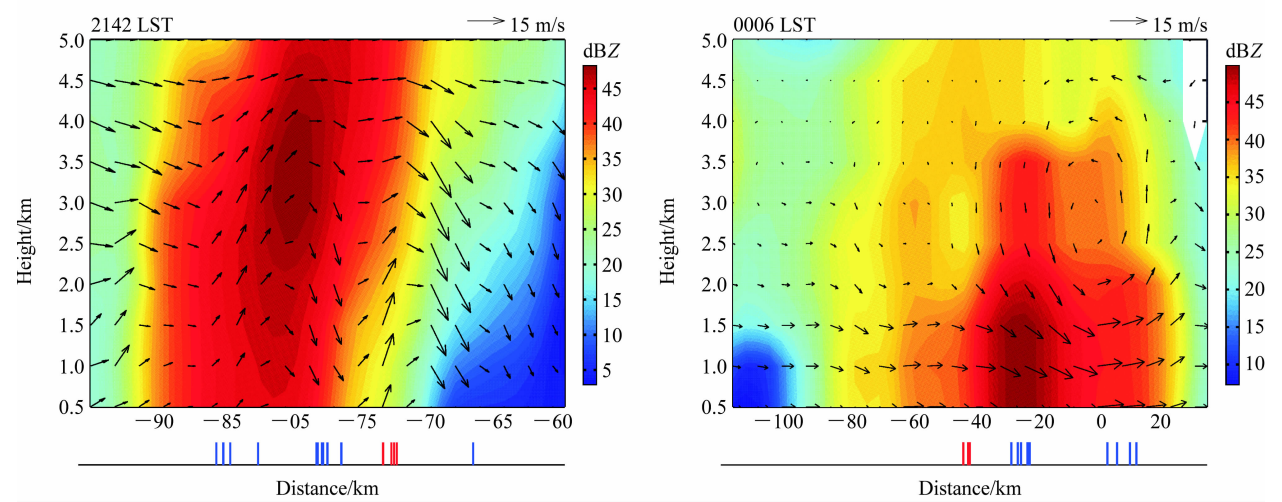


图 6 2005 年 8 月 1~2 日在方位角 270° 方向上两个时刻的雷达回波和垂直气流剖面。图下方竖线为对应时刻前后 3 分钟内 ±5° 内发生地闪数目（红色短线为正地闪，蓝色短线为负地闪）
Fig. 6 The cross sections of radar echo and updraft at azimuth angle 270° during 1-2 Aug 2005. The bars at the bottom show the +CG (red) and -CG (blue) flashes happening within ±5° and ±3 minutes

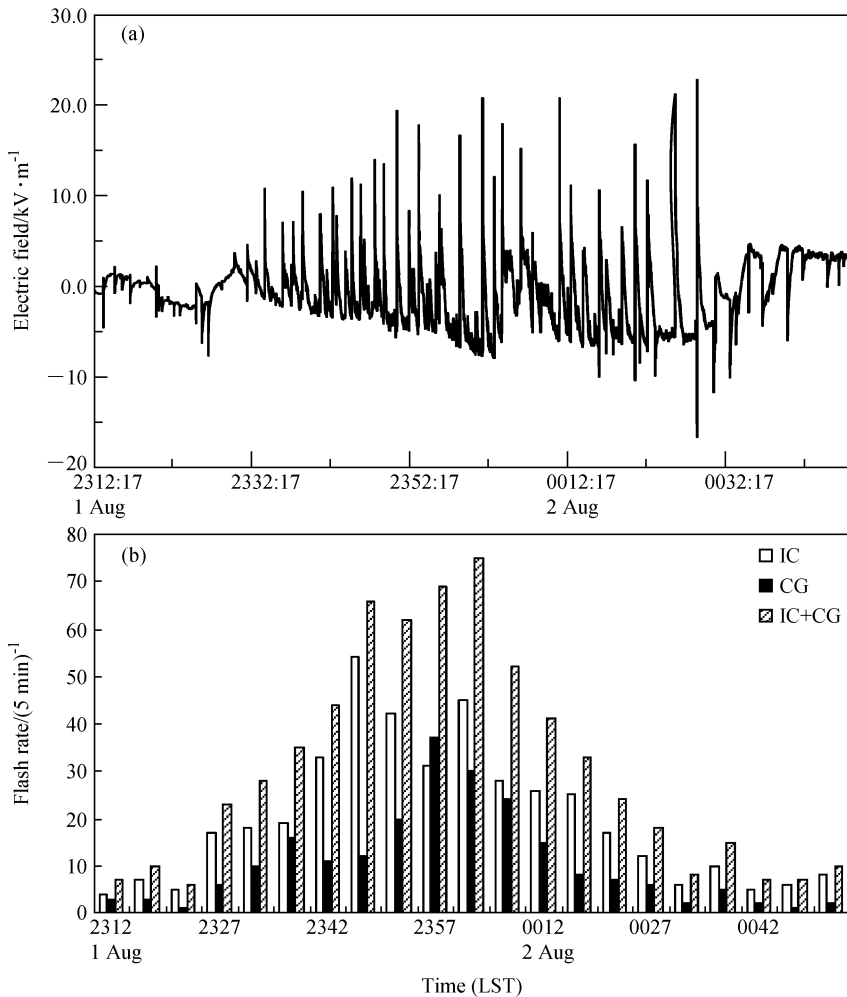


图7 2005年8月1~2日雷暴过程中产生的地面电场变化(a)和闪电频数随时间的变化(b)

Fig. 7 Evolutions of (a) the electric field change and (b) the flash rate during 1–2 Aug 2005

场变化仪资料进行分析, 由于它们的探测范围有限, 因此这里仅就发生于其附近的闪电或雷暴过境前后的闪电进行讨论。图7a为8月1日23:12到2日00:52时的地面电场随时间的演化, 此时MCS已开始减弱, 尖锐脉冲由地面大气平均电场仪探测范围内的雷电放电引起, 每个雷电脉冲对应一次雷电放电过程。这一时段雷电脉冲密集, 表明闪电放电频繁。雷暴距离测站较远时, 地面电场为较小负电场(这里假定头顶的正电荷在地面产生正电场, 即晴天电场对应地面正电场); 随着雷暴移近, 地面电场极性经历了由负变正, 再变负的过程, 当雷暴当顶时, 地面电场变化剧烈, 闪电间的地面电场约为 $-5 \sim -6 \text{ kV/m}$, 闪电频繁发生; 之后随着雷暴云远离测站, 地面电场又转为正极性, 并逐步减小并趋于晴天电场。闪电间地面电场极性的变

化, 在一定程度上反映了随着MCS的移近和远离测站, 云中不同高度上的电荷区域对地面电场的影响。

对快、慢电场变化测量仪探测得到的闪电资料进行挑选滤除, 得到639个闪电, 其中云闪418个, 地闪221个, 且探测到的地闪绝大部分为负地闪, 仅有3个正地闪。图7b为利用快电场变化测量仪资料得到的雷暴减弱阶段闪电频数随时间的演变, 闪电频数随时间先逐步增加, 达到峰值(15 min^{-1})后呈递减趋势。虽然电场仪和快、慢电场变化仪得到的只是其探测范围的闪电活动特征, 但可以得出本次MCS的较弱阶段地闪比例相当高, $\text{CG}:\text{IC}$ (地闪/云闪) = 1:2。

5 结论与讨论

本文利用地闪定位网、多普勒雷达和卫星云图

资料, 研究了一次 LLTS-MCS 中的地闪特征, 并结合地面电场仪和雷电快、慢电场测量仪, 研究了减弱阶段的总闪特征, 得出以下主要结论:

(1) 整个 LLTS-MCS 系统生命史期间, 负地闪占主导地位, 正地闪的表现相对不活跃。而在 LLTS-MCS 的消散阶段, 地闪频数与云闪频数的比例为 1:2, 闪电发生在电场呈快速变化的时段。

(2) 从闪电与雷暴的环境因子的关系讨论得出: 负地闪密集的区域, 地面相对位温以及对流不稳定能量都比较高; 而在正地闪呈密集分布的区域, 二者相对较低。地闪主要分布在云顶亮温低于 -40°C 的区域, 尤其在亮温变化大的区域内集中分布。

(3) 地闪分布与雷达回波有较好的对应, 负地闪大体上分布在强回波区域内, 尤其在强回波到层状云回波的过渡区域内负地闪呈密集状分布, Rutledge and MacGorman (1998) 对这一现象的解释是由于带电粒子在对流云区的边界向层状云区传输过程中不同相态粒子碰撞机率增大, 而该区域内的温度、粒子形态等有利于负电荷区的形成。而正地闪多数发生在云砧以及层状云区内, 其原因经推论是由于雷暴云内的上升气流将携带正电荷的粒子输送至该区域形成正电荷区从而产生的对地放电。

(4) 地闪在气流呈气旋性切变和较大水平风切变的区域集中分布。水平风切变的作用使该区域存在气流的扰动, 在这种扰动作用下气流携带的粒子易于碰撞, 云内起电放电强烈。在上升气流最大并开始出现下沉气流的时刻, 混合相区域内固态粒子与过冷却水的相互碰撞增多, 在起电与放电机制作用下, 最终增大了地闪的发生机率。雷暴云中水平风场的切变与上升气流的增大也可以作为闪电预报的指示性因子。

闪电发生的初始触发机制主要为云中正负极性电荷的碰撞放电, 雷暴云内电荷结构的复杂性导致了闪电发生的随机性和不确定性。目前, 虽然对雷暴云内的起电机理还没有清楚的结论(郭凤霞等, 2007; 黄丽萍等, 2008), 但普遍认为强上升气流和冰相粒子的碰撞是起电的基本条件。在强上升气流和对起电贡献较大的霰粒、冰晶等的共同作用下, 使雷暴云中电荷分布形成(Carey and Rutledge, 1996; Lopez and Aubagnac, 1997)。负地闪主要出现在对流云区, 而正地闪多数发生在层状云区, 主

要是由于强对流核心向层状云降水区倾斜区域的固态粒子造成的, 所以强对流是层状云区域发生正地闪的初始机制。Carey et al. (2005) 分析了中尺度天气系统中闪电活动特征, 认为雷暴对流区域为三极性电荷结构, 其中正电荷中心集中在 4.5 km 和 9.5 km 处, 而负电荷中心位于 6 km 高度处。但对于海拔较高地区的雷暴, 上部正电荷区在 5~6 km, 中部主负电荷区在 3~5 km, 下部存在大范围的正电荷区(张廷龙等, 2008)。尽管不能直接得到云中电荷分布信息, 但通过经典的雷暴云电荷分布模型可以推断出这次 MCS 过程中负电荷区范围较大, 且位于雷暴云体中部, 而正电荷区分布于雷暴云底部或其上部。在这种电荷区的分布情况下, 负电荷区易于对地放电, 而正电荷区被负电荷区屏蔽或是抬升得较高, 参与对地放电较少, 导致正地闪发生数目少。

本文仅针对一次中尺度对流系统研究了其闪电活动特征及与动力过程的关系, 虽然结果的普遍性仍需要更多的个例进一步证实, 但是考虑到这次 LLTS-MCS 动力结构的地域性以及闪电活动的随机性, 从雷暴动力过程与闪电活动的关系方面进行分析探讨并得到了一些初步结果。由于目前缺乏雷暴微物理信息以及云内电荷分布情况, 还不能全面地认识这次过程中的闪电活动特征。今后, 将结合电场和粒子的探空观测, 并利用中尺度模式模拟对流系统的电荷分布和闪电活动特征。

参考文献 (References)

- Brangi V N, Knupp K, Detwiler A, et al. 1997. Evolution of a Florida thunderstorm during the convection and precipitation/electrification experiment: The case of 9 August 1991 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 125: 2131–2160.
- Carey L D, Rutledge S A. 1996. A multiparameter radar case study of the microphysical and kinematic evolution of a lightning producing storm [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 59: 33–64.
- Carey L D, Rutledge S A, Petersen W A. 2003. The relationship between severe storm reports and cloud-to-ground lightning polarity in the contiguous United States from 1989 to 1998 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 131: 1211–1228.
- Carey L D, Martin J M, McCormick T L, et al. 2005. Lightning location relative to storm structure in a leading-line, trailing-stratiform mesoscale convective system [J]. *J. Geophys. Res.*, 110: D03105, doi: 10.1029/2003JD004371.
- Carey L D, Buffalo K M. 2007. Environmental control of cloud-to-ground lightning polarity in severe storms [J]. *Mon. Wea. Rev.*

- 135; 1327–1353.
- Dye J E, Winn W P, Jones J J, et al. 1989. The electrification of New Mexico thunderstorm 1. Relationship between precipitation development and the onset of electrification [J]. *J. Geophys. Res.*, 94: 8643–8656.
- 冯桂力, 郗秀书, 吴书君. 2008. 山东冰雹云的地闪活动特征 [J]. *大气科学*, 32 (2): 289–299. Feng Guili, Qie Xiushu, Wu shujun. 2008. Cloud-to-ground lightning characteristics of hail clouds in Shandong Province [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (2): 289–299.
- 郭凤霞, 张义军, 言穆弘. 2007. 青藏高原那曲地区雷暴云电荷结构特征数值模拟研究 [J]. *大气科学*, 31 (1): 28–36. Guo Fengxia, Zhang Yijun, Yan Muhong. 2007. A numerical study of the charge structure in thunderstorm in Nagqu area of the Qinghai–Xizang Plateau [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31 (1): 28–36.
- 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 [J]. *大气科学*, 32 (6): 1341–1351. Huang Liping, Guan Zhaoyong, Chen Dehui, et al. 2008. Numerical simulation experiments of a thunderstorm process based on a high resolution mesoscale model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (6): 1341–1351.
- Knapp D I. 1994. Using cloud-to-ground lightning data to identify tornadic thunderstorm signatures and nowcast severe weather [J]. *Natl. Wea. Dig.*, 19: 35–42.
- Lhermitte R, Williams E. 1979. Doppler radar and radio observations of thunderstorms [J]. *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, 17: 162–171.
- 刘黎平, 邵爱梅, 葛润生. 2004. 一次混合云暴雨过程风场中尺度结构的双多普勒雷达的观测研究 [J]. *大气科学*, 28 (2): 278–284. Liu Liping, Shao Aimei, Ge Runsheng. 2004. A study of mesoscale structures in heavy rainfall system [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 28 (2): 278–284.
- Lopez R E, Aubagnac J P. 1997. The lightning activity of a hailstorm as a function of changes in its microphysical characteristics inferred from polarimetric radar observations [J]. *J. Geophys. Res.*, 102 (14): 16799–16813.
- MacGorman D R, Burgess D W, Mazur V, et al. 1989. Lightning rates relative to tornadic storm evolution on 22 May 1981 [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46: 221–250.
- MacGorman D R, Morgenstern C D. 1998. Some characteristics of cloud-to-ground lightning in mesoscale convective systems [J]. *J. Geophys. Res.*, 103 (12): 14011–14023.
- McCaul E W, Cohen C. 2002. The impact on simulated storm structure and intensity of variations in the mixed layer and moist layer depths [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 130: 1722–1748.
- Michimoto K. 1991. A study of radar echoes and their relation to lightning discharge of thunderclouds in the Hokuriku District. Part I. Observation and analysis of thunderclouds in summer and winter [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 69: 327–335.
- Nikolai D, Rabin R M, Carey L D, et al. 2005. Lightning activity related to satellite and radar observations of a mesoscale convective system over Texas on 7–8 April 2002 [J]. *Atmospheric Research*, 76: 127–166.
- Orville R E, Silver A C. 1997. Lightning ground flash density in the contiguous United States: 1992–95 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 125: 631–638.
- Pinto I R C A, Pinto O. 1999. Cloud-to-ground lightning in southeastern Brazil in 1993. 2. Time variations and flash characteristics [J]. *J. Geophys. Res.*, 104: 31381–31387.
- Qie Xiushu, Yan Muhong, Guo Changming, et al. 2003. Lightning data and study of thunderstorm nowcasting [J]. *Acta Meteor. Sinica*, 7: 244–256.
- Reap R M. 1991. Climatological characteristics and objective prediction of thunderstorms over Alaska [J]. *Weather Forecasting*, 6: 309–319.
- Rutledge S A, MacGorman D R. 1988. Cloud-to-ground lightning activity in the 10–11 June 1985 mesoscale convective system observed during the Oklahoma–Kansas PRE-STORM Project [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 116: 1393–1408.
- Smith S B, LaDue J G, MacGorman D R. 2000. The relationship between cloud-to-ground lightning polarity and surface equivalent potential temperature during three tornadic outbreaks [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128: 3320–3328.
- Soriano L R, Pablo F, Diez E G. 2001. Cloud-to-ground lightning activity in the Iberian Peninsula: 1992–1994 [J]. *J. Geophys. Res.*, 106: 11891–11901.
- Sun J, Flicher D W, Lilly D K. 1991. Recovery of three-dimensional wind and temperature fields from simulated single-Doppler radar data [J]. *J. Atmos. Sci.*, 48: 876–890.
- Williams E R, Weber M E, Orville R E. 1989. The relationship between lightning type and convective state of thunderclouds [J]. *J. Geophys. Res.*, 94: 13213–13220.
- Weber M, Boldi R, Laroche P, et al. 1993. Use of high resolution lightning detection and localization sensors for hazardous aviation weather nowcasting [C]. 17th Conference on Severe Local Storms. Amer. Meteor. Soc., 739–744.
- Zajac B A, Rutledge S A. 2001. Cloud-to-ground lightning activity in the contiguous United States from 1995 to 1999 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 129: 999–1019.
- Zipser E J. 1994. Deep cumulonimbus cloud systems in the tropics with and without lightning [J]. *Mon. Wea. Res.*, 122: 1837–1851.
- 张廷龙, 郗秀书, 袁铁, 等. 2008. 中国内陆高原地区典型雷暴过程的地闪特征及电荷结构反演 [J]. *大气科学*, 32 (5): 1221–1228. Zhang Tinglong, Qie Xiushu, Yuan Tie, et al. 2008. The characteristics of cloud-to-ground lightning flashes and charge structure of a typical thunderstorm in Chinese inland plateau [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (5): 1221–1228.