

蒋大凯,才奎志,曲荣强. 辽宁省一次强对流天气的地闪特征[J]. 气象,2010,36(6):73-78.

辽宁省一次强对流天气的地闪特征^{* 1}

蒋大凯 才奎志 曲荣强

沈阳中心气象台, 沈阳 110015

提 要: 利用闪电定位系统、多普勒雷达和加密自动站资料对辽宁一次冷涡天气中暴雨、冰雹过程的地闪变化特征进行分析。结果表明,暴雨和冰雹过程均出现了地闪密集区,冰雹过程中正地闪占总地闪比例高于暴雨过程;暴雨过程以负地闪为主,主要分布在 45 dBz 以上的强回波区内,和暴雨持续时间相当,负地闪最密集区位于风暴的核心部位。负地闪频数比强回波面积提前 30 至 70 分钟到达峰值,对于短时暴雨预报预警具有一定意义。冰雹过程中,负地闪集中在雹云前部,正地闪位于雹云核心部位,与降雹区一致,正、负地闪发生区域分离。正地闪提前降雹 30 分钟左右发生,总地闪、正地闪频数在降雹前明显增加;降雹出现在总地闪、正地闪频数和强回波面积达到峰值及从峰值迅速下降时间段内;雹云减弱消散阶段总地闪次数减少但正闪增加。

关键词: 正、负地闪, 回波强度, 强对流

A Case Study of Cloud-to-Ground Lightning Activity on a Strong Convective Weather in Liaoning Province

JIANG Dakai CAI Kuizhi QU Rongqiang

Shenyang Central Meteorological Observatory, Shenyang 110015

Abstract: This paper analyzes the characteristics of cloud-to-ground (CG) lightning in rainstorm and hail event that caused by a cold vortex, by using data collected in lightning detection network, Doppler radar and intensive automatic weather stations. The results show that there are dense areas of CG lightning in the process of rainstorm and hail, and the proportion of positive CG lightning in hail is higher than in rainstorm; the negative CG lightning predominates in rainstorm, which is mostly located at the core area of rainstorm and mainly in the radar echo area of above 45 dBz, and its lasting time is equivalent to the duration of rainstorm. The negative CG lightning frequency and its growth rate reach the peak 30—70 min ahead of the area of strong radar echo, and it has a certain prediction significance for short-term rainstorm forecasting and early warning. In the hail process, negative CG lightning is concentrated in front of hail cloud, and the positive CG lightning is located at the core area of hail cloud, which is consistent with hail area, and the regions of positive and negative CG lightning begin to separate. The total number of CG lightning and the area of strong radar echo have a similar changing trend. Positive CG lightning occurs about 30 min ahead of hail. The total CG lightning and positive CG lightning frequencies are increasing considerably before hail. Hail occurs during the period that the total CG lightning, positive CG lightning and the area of strong radar echo reach the peak and decrease rapidly. The total CG lightning number decreases, but the positive CG lightning increases in the dissipating and weakening phase of hail cloud.

Key words: CG lightning, echo intensity, strong convection

* 中国气象局气象新技术推广项目预报员专项(编号:CMATG2006Y02)资助
2008 年 12 月 22 日收稿; 2009 年 12 月 10 日收修定稿
第一作者:蒋大凯,主要从事中尺度天气学方面的研究.Email:jdkjyt@126.com

引言

近年来,国内外利用闪电定位系统和多普勒雷达对强对流天气进行了大量的研究,揭示了强对流天气中地闪的特征。Rutledge 等^[1]分析了强对流系统的闪电特征,发现闪电频数和位置与风暴结构相关。Piepgrass 等^[2]发现闪电频数与降水密切相关,降水峰值落后地闪峰值约 10 min。Holle 等^[3]对 4 个中尺度对流系统(Mesoscale Convective System, 简称 MCS)的地闪分布的研究发现,风暴生成后几个小时出现地闪频数的峰值,在成熟阶段正地闪比例增加,在消散阶段负地闪频数急剧下降。Qie 等^[4]的观测研究表明,闪电资料可以用来确定对流过程及其发展趋势和强度,而且闪电资料有可能用来预报对流活动的发生发展。张义军等^[5]证实了雷暴中的放电过程与水成物粒子的大小以及空间分布的密切相关性。

冷涡天气系统可造成两类灾害性天气:一类是强降水,另一类是冰雹、龙卷等强对流天气。许多学者对于强对流天气中的闪电特征进行了分析,取得了许多有意义的结果^[5-9]。大量研究表明,在暴雨、冰雹天气中闪电的特征不同,暴雨产生的云地闪中负闪占绝大多数,而冰雹产生的云地闪中正闪的数量可以和负闪相当甚至超过负闪^[10-13]。Williams^[14]提到闪电和降水的相关性具有可变性,地理位置、气象条件、海拔高度都可能引起雷暴放电特征的差异。陈哲彰、苗爱梅等、冯桂力等分别研究了华北、山西、山东等地的强对流系统的闪电特征^[15-17], 得出了当地冰雹、暴雨中地闪发生位置、频数变化规律。本文利用辽宁闪电定位系统、多普勒天气雷达及辽宁省加密自动站资料,研究辽宁地区的对流天气系统中的地闪特征及地闪与回波强度、降水量、冰雹之间的关系,对于冰雹、暴雨系统的闪电演变特征做出解释,对于闪电资料在强对流天气分析预报中的应用有一定意义。

1 资料

本文所使用的地闪资料由辽宁闪电定位系统提供,该系统由 12 个 LD-2 型闪电定位仪(分别位于沈阳、彰武、义县、凌源、绥中、营口、瓦房店、旅顺、庄河、浪头、桓仁、长海)和一个中心数据处理总站组

成,覆盖辽宁全省。闪电定位系统能够实时监测地闪发生时间、位置、强度、极性等特征。本文研究的区域为沈阳、阜新地区,其闪电定位精度为 300 m,探测效率为 95%。

雷达资料来自位于沈阳辉山的 CINRAD-SC 型多普勒天气雷达,该雷达能提供强度、速度和谱宽等基本产品和垂直积分液态水含量(VIL)、回波顶高(ET)等导出产品。降雨量资料为辽宁加密自动站 10 分钟监测数据。

2 天气过程简介

2008 年 6 月 7 日受东北冷涡影响,辽宁中北部出现雷雨大风、冰雹等强对流天气。08 至 12 时沈阳、铁岭地区有 10 个加密自动站出现 20~40 mm/h 的短时暴雨,其中沈阳法库三面船、铁岭县阿吉、沈阳新民高台子 3 个加密自动站 2 小时降雨量达到 50 mm,为短时大暴雨;13 至 14 时阜新蒙古族自治县大五家子乡出现大风、冰雹强对流天气,造成 2739 hm² 农作物受灾,其中毁种面积 361 hm²。图 1 给出了冰雹区、暴雨区和地闪密度分布,可以看到暴雨、冰雹出现的位置与地闪密度大值区基本重合。

3 短时大暴雨过程地闪特征

6 月 7 日 08—12 时暴雨云团附近共发生地闪 2574 个,仅有 3 个正闪。08:10 分在彰武县、新民县附近有大范围回波,在彰武县南部出现 45 dBz 以上的强回波带,对应强回波带内出现 18 个负地闪,负地闪密集区位置与强回波带一致(图 2a);09 至 11 时强回波带发展至成熟阶段,10:43 形成 3 个相距 20 km 左右的 45 dBz 以上的强回波带,最大回波强度达到 55 dBz,此时出现 130 个负地闪,也形成 3 个密集区与强回波带相对应,且负地闪最密集区对应着最强回波强度中心(图 2b);12 时强回波带减弱,负地闪次数减少,分布稀疏(图 2c)。冯桂力等^[17]对于冷涡天气系统中地闪特征进行了分析,发现地闪主要发生在大于 40 dBz 的区域内,负地闪通常簇集在强回波区(大于 50 dBz)或邻近区域。此次短时暴雨过程负地闪主要分布在 45 dBz 以上的强回波范围内,负地闪最密集地区在 50 dBz 以上强回波区内,且持续时间和暴雨相当,说明负地闪可以很好地指示强对流区;系统发展至成熟阶段时负地闪频数

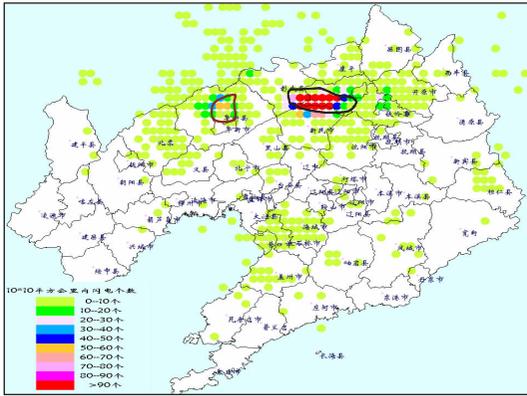


图 1 2008 年 6 月 7 日 08—15 时暴雨、冰雹与总地闪数分布图
黑色线内为暴雨区、棕色线内为冰雹区
Fig. 1 The area of rainstorm, hail and the CG lightning distribution at 0800—1500 BT 7 June, 2008
Enclosed by the black line is rainstorm area, by the brown line is the hail area

迅速增加,最密集地区位于风暴的核心部位;负地闪稀疏表明对流活动处于衰弱阶段。

图 3 给出了总地闪次数、10 分钟降雨量、强回波面积(≥ 50 dBz, 下同)随时间演变,总地闪次数有两个峰值,09:30 达到首次峰值,为 117 次/6 min,期间无一次正闪;10:40 达到第二个峰值,为 130 次/6 min,出现 3 次正闪。强回波面积亦体现为两个峰值:10:10—10:20 为第一个峰值,达到 91 km^2 ,10 分钟降雨量为 13.2 mm;11:40—11:50 为第二个峰值,达到 84 km^2 ,10 分钟降雨量为 11.1 mm。对于总地闪次数和降雨量关系,苗爱梅等^[16]对于山西大暴雨过程中的地闪特征研究中发现利用地闪频数峰值来预报强对流风暴产生的局地强降水有 30~45 min 的提前量。本次过程总地闪次数较强回波面积提前 40~70 min 达到峰值,但总地闪次数和降雨量关系比较复杂。

08:10 强回波面积为 9 km^2 ,09:50 增加到 56 km^2 ,强回波面积平稳增加,增长率为 2.76 $\text{km}^2/6$ min;总地闪次数表现为波浪式上升,总地闪次数增长率于 09:10 左右达到最大,为 38 次/6 min,09:30 达到第一个峰值后总地闪次数大幅下降;此时强回波面积出现快速增大,09:50 强回波面积增长率达到 30 $\text{km}^2/6$ min,并于 10:10—10:20 达到强回波面积第一个峰值,为 91 km^2 ,此时地面降水随之达到最大。10:20 之后到 11:10 强回波面积逐渐减小,而总地闪次数表现为一波上升后逐级下降:10:20 总地闪次数增长率达到 20 次/6 min,10:40 左右达到峰值后总地闪次数迅速下降;而强回波面积为于 11:30

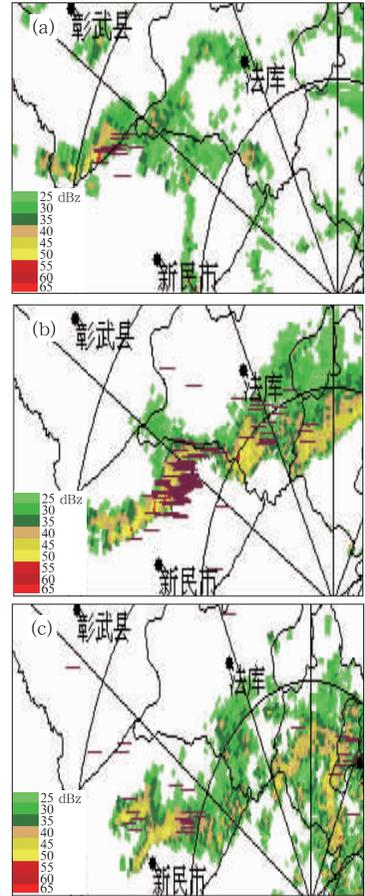


图 2 2008 年 6 月 7 日 08—12 时回波强度与地闪次数对比图
(a)、(b)、(c)为沈阳多普勒雷达 0.5°仰角基本反射率(单位:dBz 扫描半径:230 km)与地闪(红色为正地闪,蓝色为负地闪,单位:个)分布图
(a) 08:10 (b) 10:43 (c) 12:02
Fig. 2 Strong echo region and distribution of CG lightning at 08—12 BT 7 June, 2008
(a), (b) and (c) by Shenyang Doppler radar (the basic reflectivity=19, elevation=0.5°) and the distribution of the data from lightning detection system (red is positive, blue is negative)
(a) 8:10 (b) 10:43 (c) 12:02 BT

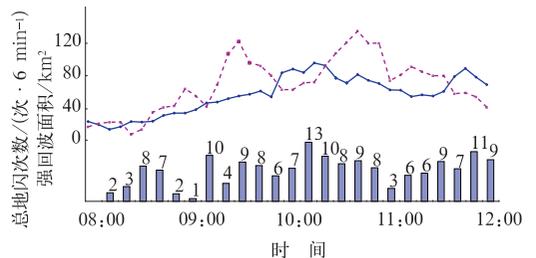


图 3 2008 年 6 月 7 日 8—12 时强回波面积(≥ 50 dBz)、10 分钟降雨量与总地闪次数对比图
红线为总地闪频数(次/6 min)、蓝线为强回波面积(km^2)、柱体为 10 分钟最大降水量
Fig. 3 Strong echo area(blue line, ≥ 50 dBz), CG lightning in 6 min(red line) and max precipitation in 10 min (column) at 08—12 BT 7 June, 2008

再次增大,强回波面积增长率达到 $19 \text{ km}^2/6 \text{ min}$,于 11:50 达到 84 km^2 ,降水达到第 2 个峰值,11:50 后总地闪次数、强回波面积、降水量均连续减少,暴雨云团减弱,短时大暴雨结束。

Rust 等^[18]的研究表明出对流云中电荷的分布一般为负电荷位于云体的下部,正电荷位于云体的上部,因此云的主体和地面之间的放电大多为负电,而云体边缘部分,特别是云砧部分和地面之间的放电大多为正闪。本次过程绝大多数为负闪,估计主要为云体的下部对地放电。当系统剧烈发展时,强上升气流会加剧云中的冰相粒子碰撞,相应起电更加剧烈,负地闪次数会出现陡增,而负地闪频数一定程度上反映了云中上升气流的强度^[19]。图 3 中 09:50 之前为系统发展阶段,地闪次数和强回波面积均出现增长,但总地闪次数经常出现陡增—突降,呈现波动性上升状态。罗霞等^[20]通过研究雷暴云电结构与闪电的关系中发现负电荷高度对地面电场影响较为重要,同时地面电场与云内电量成正比关系。在本次过程系统剧烈发展时一方面可能由于负地闪放电后,短时间云内电量迅速减少,导致负地闪次数降低,另一方面可能由于强上升气流虽然使起电过程加强,负地闪次数出现陡增,但抬高了雷暴中负电荷区的高度,相当于抬高了负电荷区离地面的距离,即出现“电荷抬升”^[12],Williams 等注意到不同闪电类型对于同一电荷源存在竞争^[21],负电荷区的高度抬高则减少了与正电荷区间距离,使云闪频数增加,地闪频数尤其是负地闪频数就会减小^[13]。于是负地闪次数出现了陡增—突降形态。当出现明显降水时,如 08:30、09:10,负地闪频数又出现陡增。这是由于降水物的下沉拖曳作用,使负电荷区的高度也随之降低,增加了对地放电的几率,负地闪重新活跃,频数再次出现陡增。根据上述推测,在强回波面积平稳增长时,负地闪频数呈现陡增—突降—陡增的波浪式上升形态(图 3)。09:50 后强回波面积迅速增长,地面降水量逐渐达到最大,系统发展到成熟阶段,此时负地闪频数由于“电荷抬升”和电量消耗出现急速下降,而后随着地面降水量增加,负地闪频数平稳上升,10:10—10:40 强回波面积减小,但回波强度达到最强(图 2b),表明回波梯度加大,地面出现连续强降水,负电荷中心区高度降低,负地闪频数再次出现陡增,达到第 2 个峰值,之后地闪频数与强回波面积同步下降。11 时负地闪频数再次出现陡增—突降形态,而强回波面积于 11:30 再次增大,

达到第 2 个峰值;而后系统崩溃,负地闪频数、强回波面积均大幅下降。

综上分析,此次短时大暴雨过程中以负地闪为主,系统剧烈发展时,可能由于云内电量变化和负电荷区高度变化等因素共同作用下负地闪次数呈陡增—突降—陡增式上升。负地闪频数比强回波面积提前 30~70 分钟到达峰值,对于短时暴雨预报预警具有一定意义。

4 冰雹过程地闪特征

6 月 7 日 12:20—15:00 时雹云附近共发生地闪 617 个,有 52 个正闪,正地闪占总地闪比例为 8.4%;12:35 A 云团处于发展状态,B 云团则为减弱的对流云团,此时地闪为零星负闪(图 4a);12:42 出现首次正地闪,13:09 A、B 云团合并加强,回波中心强度达到 58 dBz 且梯度大,ET 为 12 km,VIL 达到 48 kg/m^2 ,说明云内存有大量的冰相粒子,地面观测 13:10 到 13:30 出现冰雹,总地闪、正地闪密度亦达到峰值,分别为 59 次/6 min 和 5 次/6 min(图 4b),负地闪集中在雹云前部,正地闪位于雹云核心部位,基本与降雹区一致,正、负地闪发生区域分离;14:35 回波面积增大,但强回波区减弱,回波梯度减小,地面观测为雷雨,此时正地闪、负地闪区重叠,基本对应回波区前部,较稀疏(图 4c);15:01 回波向偏南方向移动,负闪较密集,无正闪发生,地面观测为雷雨。

MacGorman 等^[12]总结了在灾害性雷暴中正地闪占优势的原因,一是倾斜偶极性电荷结构,风切变使雷暴上部的正电荷区与中部的负电荷区发生倾斜,减少了负电荷对正电荷的屏蔽作用,使正地闪增多;二是雷暴云下部正电荷区增强,使正地闪增多。Williams 等^[14]还提出降水退屏蔽作用和反极性电荷结构也可能是降雹过程中正地闪居多的原因。本次过程正地闪发生区和冰雹发生区一致,对照雷达、云图等资料可看出(图略),正地闪发生区对应着云顶最高的区域,处于雷暴云团的下风侧,发生冰雹时正地闪与负地闪区分离,雷暴云团附近有强风垂直切变。因此是强风垂直切变使雷暴云内电荷结构发生倾斜,正地闪可能来自云顶部的正电荷区,负地闪来自于雷暴云中上部,罗霞等^[20]在研究雷暴云电结构时也发现类似现象。

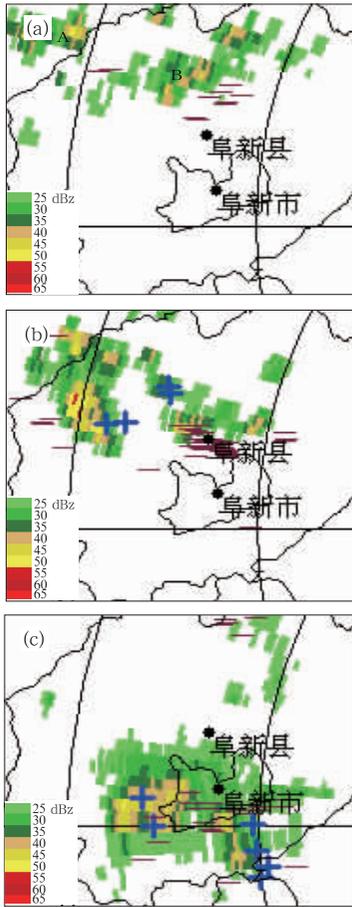


图 4 2008 年 6 月 7 日 12:35—15:00 时回波强度与地闪次数对比图 (a)、(b)、(c) 为沈阳多普勒雷达 0.5° 仰角基本反射率(单位: dBz 扫描半径: 230 km)与地闪(红色为正地闪, 蓝色为负地闪, 单位: 个)分布图 (a) 12:35; (b) 13:09; (c) 14:35

Fig. 4 Strong echo region and distribution of CG lightning at 12:35—15:00 BT 7 June, 2008 (a), (b) and (c) by Shenyang Doppler radar (the basic reflectivity=19, elevation= 0.5°) and the distribution of the data from lightning detection system (red is positive, blue is negative) (a) 12:35; (b) 13:09; (c) 14:35 BT

本次冰雹过程中总地闪次数和强回波面积变化趋势基本一致, 均只有一个峰值(图 5), 强回波面积略提前到达峰值, 但最强回波、ET、VIL 最大值均与总地闪、正地闪峰值同时出现。根据地面观测冰雹发生时间为 13:10—13:30, 12:42 出现首次正地闪, 提前降雹发生 28 分钟, 李建华等^[21]在研究北京强雷暴活动时提到正地闪一般会提前降雹几十分钟到 1 小时产生, 冯桂力等^[22]发现降雹时段为正地闪活跃时段, Carey 等^[23]研究也表明正地闪频数在降雹前 5~10 min 是增加的。本次过程中雹云快速发展

阶段, 总地闪、正地闪次数均出现明显陡增, 12:50 强回波面积为 22 km, 总地闪次数为 23 次/6 min, 正地闪次数为 2 次/6 min; 13:09 强回波面积达到 58 km, 总地闪次数达到 59 次/6 min, 正地闪次数也达到 5 次/6 min, 正地闪、总地闪次数和强回波面积均达到峰值, 降雹发生时正对应峰值及从峰值迅速下降时间段内。13:22 强回波面积迅速减小, 不稳定能量集中得到释放。在雹云减弱消散阶段总地闪次数减少但正闪比有所增加, 14:35 总地闪次数为 35 次/6 min, 而正地闪次数达到 7 次/6 min。李南等^[24]对于安徽闪电与雷达资料相关分析中发现雷暴消散后产生的云块会携带大量正电荷, 冯桂力等^[22, 28]也注意到在雷暴减弱消散阶段, 地闪频数显著减少, 但正闪比却有所增加。本次过程中 14:30 左右地面观测为雷雨, 抬高雷达仰角发现雹暴高低层位置重合, 表明雹暴为垂直结构。正、负地闪位置也基本重合, 说明正、负地闪是来自云中的不同荷电区域, 冰相粒子自云中上部落, 形成云下部次正电荷区, 造成较高的正地闪频数^[25]。

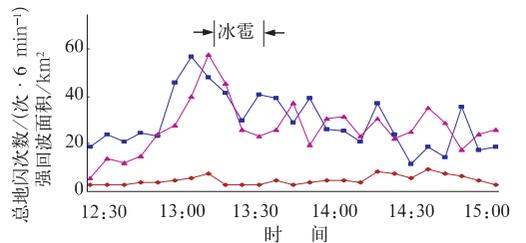


图 5 2008 年 6 月 7 日 12:30—15:00 时强回波面积(≥ 50 dBz)与总地闪次数对比图 蓝线为总地闪频数(次/6 min)、红线为正地闪频数(次/6 min)、棕线为强回波面积(km^2)、 ≥ 50 dBz)、CG lightning in 6 min (red line), positive CG lightning in 6 min (brown line) at 12:30—15:00 BT 7 June, 2008

从雷达资料上看本次冰雹和短时暴雨的回波特征有所不同, 短时暴雨回波形态呈“弓”型, 持续时间为 3.5 小时, 回波反射率最大达到 55 dBz, 抬高仰角后发现其高层回波较弱, 最大 ET 为 10~12 km, 而 VIL 最大值仅为 30 kg/m^2 ; 在雷达气象学理论^[26]中, 大冰雹和霰粒反射率比同体积的水球大得多, 而 VIL 实际上是反射率因子的垂直累积。说明短时暴雨过程中水汽大量在低层, 很难上升到高层生成冰相粒子; 其发展阶段强回波面积基本呈现平稳上升状态, 总地闪次数则表现为陡升—突降—陡升状态; 冰雹回波为块状回波, 持续时间为 2 小时左右, 回波反射率最大达到 58 dBz, 抬高仰角观测发现其高层

回波也较强,最大 ET 为 12 km, VIL 最大达到 48 kg/m², 俞小鼎等人在多普勒天气雷达原理及业务应用中提到 VIL 最大值常用来作为业务上判断冰雹的指标^[27], VIL 大说明冰雹过程中大量冰相粒子聚集在较高位置上,冰雹过程发展阶段强回波面积、总地闪次数、正地闪次数基本同时出现陡升-突降形态,而冰雹过程结束后,强回波面积、总地闪次数大幅下降,不稳定能量得到集中释放。

5 结 论

(1) 本次短时暴雨和冰雹过程中均出现了地闪密集区,冰雹过程中正地闪占总地闪比例达到 8.4%, 远高于短时大暴雨过程。

(2) 短时大暴雨过程中以负地闪为主,负地闪主要分布在 45 dBz 以上的强回波范围内,和暴雨持续时间相当,负地闪最密集地区位于风暴的核心部位,负地闪稀疏表明对流活动处于衰弱阶段;负地闪频数比强回波面积提前 30~70 分钟到达峰值,对于短时暴雨预报预警具有一定意义。

(3) 冰雹过程中,负地闪集中在雹云前部,正地闪位于雹云核心部位,与降雹区一致,正、负地闪发生区域分离。总地闪次数和强回波面积变化趋势一致,正地闪提前降雹 30 分钟左右发生,总地闪、正地闪频数在降雹前明显增加;降雹出现在总地闪、正地闪频数和强回波面积达到峰值及从峰值迅速下降时间段内;在雹云减弱消散阶段总地闪次数减少但正闪比有所增加。

参 考 文 献

- [1] Rutledgs S A, Lu C, MacGorman D R. Positive cloud-to-ground lightning in mesoscale convective system[J]. J Atmos Sci, 1990, 47; 4085-2100.
- [2] Piepgrass M V, Krider E P. Lightning and surface rainfall during Florida thunderstorms[J]. J Geophys Res, 1982, 87(c13): 11193-11201.
- [3] Holle R L, Watson A L, Lopez R E, et al. The life cycle of lightning and severe weather in a 3-4 June 1985 PRE-STORM mesoscale convective system[J]. Mon Wea Rev, 1994, 122: 1798-1848.
- [4] Qie Xiushu, Yan Muhong, Guo Changming, et al. Lightning data and study of thunderstorm nowcasting [J]. Acta Meteor Sin, 1993, 7: 244-256.
- [5] 冯桂力, 边道相, 刘洪鹏. 冰雹云形成发展与闪电演变特征分析[J]. 气象, 2001, 27(3): 33-37.
- [6] 许小峰. 雷电灾害与监测[J]. 气象, 2004, 30(12): 17-21.
- [7] 许爱华, 马中原, 郭艳. 7. 17 庐山雷击事件分析[J]. 气象, 2004, 30(6): 35-38.
- [8] 尹宜舟, 沈新勇, 陈渭民, 等. 雷暴天气过程中地闪分布的诊断分析[J]. 气象科学, 2008, 28(5): 521-527.
- [9] 许爱华, 李玉塔, 郑婧, 等. 两次致灾雷电天气过程对比分析[J]. 气象, 2008, 34(4): 71-79.
- [10] 张义军, 孟青, P R Krehbiel, 等. 超级单体雷暴中闪电 VHF 辐射源的时空分布特征[J]. 科学通报, 2004, 49(5): 499-505.
- [11] Perez A H, Wicker L J, Orville R E. Characteristics of cloud-to-ground lightning associated with violent tornadoes[J]. Weather and Forecasting, 1997, 121(3): 428-437.
- [12] MacGorman D R, Burgess D W, Mazur V, et al. Lightning rates relative to tornadic storm evolution on 22 May 1981[J]. J Atmos Sci, 1989, 46: 221-250.
- [13] 冯桂力, 郗秀书, 周筠璐. 一次中尺度对流系统的闪电演变特征[J]. 高原气象, 2006, 25(2): 220-228.
- [14] Williams E R. The electrification of severe storms[J]. Meteorol Monogr, 2001, 28: 527-561.
- [15] 陈哲彰. 冰雹与雷电网的云对地闪电特征[J]. 气象学报, 1995, 53(3): 365-374.
- [16] 苗爱梅, 贾利冬, 吴蓁, 等. 070729 特大暴雨的地闪特征与降水相关分析[J]. 气象, 2008, 34(6): 75-80.
- [17] 冯桂力, 郗秀书, 袁铁, 等. 一次冷涡天气系统中雹暴过程的地闪特征分析[J]. 气象学报, 2006, 64(2): 212-220.
- [18] Rust W D, Taylor, et al. Research on electrical properties of severe thunderstorms in the Great Plains[J]. Bull Amer Meteor Soc, 1981, 62(9): 1286-1293.
- [19] Zajac B A, Weaver J F. Lightning meteorology I: An introduction course on forecasting with lightning data. Preprints, Symposium on Advanced Weather Interactive Processing System (AWIPS) [C]. 2002 A MS Annual Meeting, Orlando, FL, AMS.
- [20] 罗霞, 陈渭民, 李照荣, 等. 雷暴云电结构与闪电关系初探[J]. 气象科学, 2007, 27(3): 280-286.
- [21] 李建华, 郭学良, 肖稳安. 北京强雷暴的地闪活动与雷达回波和降水的关系[J]. 南京气象学院学报, 2006, 29(2): 228-234.
- [22] 冯桂力, 郗秀书, 吴书君. 山东地区冰雹云的闪电活动特征[J]. 大气科学, 2008, 32(2): 289-299.
- [23] Carey L D, Rutledge S A. Positive cloud-to-ground lightning in severe hailstorms: A multiparameter radar study[C]. In: Preprints, 27th Conference on Radar Meteorology, October 9-13, Vail, Colorado, American Meteor Soc, Boston, 1995, 629-632.
- [24] 李南, 魏鸣, 姚叶青. 安徽闪电与雷达资料的相关分析及机理初探[J]. 热带气象学报, 2006, 22(3): 265-272.
- [25] 陈渭民. 雷电学原理[M]. 北京: 气象出版社, 2003: 137-229.
- [26] 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 雷达气象学[M]. 北京: 气象出版社, 2001: 1-33.
- [27] 俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南, 等. 多普勒天气雷达原理及业务应用[M]. 北京: 气象出版社, 2005: 185-187.
- [28] 冯桂力, 王俊, 牟容, 等. 一次中尺度雷暴大风过程的闪电特征分析[J]. 气象, 2010, 36(4): 70-77.