

青藏高原那曲地区雷暴云电荷结构特征数值模拟研究

郭凤霞 张义军 言穆弘

中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000

摘 要 选取 2003 年藏北高原那曲地区的两次典型过顶雷暴过程, 首先总结了它们的层结特征, 然后利用一个只考虑感应和非感应起电机制的三维强风暴动力和电耦合模式模拟了两次雷暴过程的电荷结构, 最后从微物理场和流场出发讨论了高原雷暴电荷结构特征及其主要形成原因。结果表明, 由于高原平均地表温度较低, 雷暴云反转温度层以下的起电区域较小, 强的垂直上升速度使大粒子能够到达较高的高度, 增加了大小粒子碰并几率, 易形成明显的三极性电荷结构特征; 较弱的上升速度易使大小粒子比含水量中心受重力作用过早的分离, 高层的小粒子和低层的大粒子基本不参与起电活动, 云底部和上部的正电荷区减弱。

关键词 青藏高原 雷暴云 电荷结构 数值模拟

文章编号 1006-9895(2007)01-0028-09

中图分类号 P427

文献标识码 A

A Numerical Study of the Charge Structure in Thunderstorm in Nagqu Area of the Qinghai-Xizang Plateau

GUO Feng-Xia, ZHANG Yi-Jun, and YAN Mu-Hong

Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000

Abstract Due to Nagqu's unique geographical situation, dominated by large plateaus, valleys and basins which average altitudes are 4-5 km MSL, the thundercloud activity in the Qinghai-Xizang Plateau is particular. The characteristics of soundings in two thunderstorm days in Nagqu are analyzed. As the altitude of Nagqu is about 4.5 km MSL, the average surface temperature is 15.7°C, which is lower than Chinese inland plateau and littoral. The thickness between 0°C and -20°C levels is about 2.93 km. The average heights of cloud-base and top are 5.7 km and 12.2 km MSL, respectively. On the average, CAPE (convective available potential energy) is critical instability (0-1000 J/kg). The mean relative humidities in the middle and upper levels are 62.1% and 43.5%, respectively. The high humidity and dynamic force can provide the favorable conditions for the formation of line storms or MCSs.

The characteristics of charge structure in thunderstorm of Nagqu are analyzed by using the three-dimensional dynamic-electrification coupled model. This model only includes inductive and non-inductive charging mechanisms. Two thunderstorms are simulated. The result shows that the charge region under the temperature reversal is limited, because the surface temperature is lower in Nagqu. The mean duration of solid particles in strong updraft is longer than in weak updraft. Collision probability between big and small particles is increased in strong updraft, so it is easy to form tripole charge structure. The centers of specific water content of big and small particles are separated early in weak updraft. The small particle in the upper layer and big particle in the lower layer hardly take part in charge activity, so main positive charge region and LPCC (lower positive charge center) is small. On the average, LPCC is located in downdraft, while main positive charge region is located in updraft. Main negative charge region is

收稿日期 2005-09-20, 2006-04-10 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40575002, 中国科学院西部之光项目“西北地区人工增雨防雹减灾关键理论与技术研究”, 国家自然科学基金资助项目 40605002

作者简介 郭凤霞, 女, 1977 年出生, 博士研究生, 主要从事大气电学研究。E-mail: aguo_fx@yahoo.com.cn

distributed about zero vertical velocity. It is easy to form several alternate negative and positive charge layers in strong updraft.

Key words Qinghai-Xizang Plateau, thundercloud, charge structure, model simulation

1 引言

青藏高原特殊的热动力作用易形成活跃的湍流、对流活动，其年平均积雨云出现次数是我国其他地形区域整体平均的 2.5 倍，是全年对流云出现最多、发展最旺盛的地区之一^[1~3]。中小尺度对流风暴天气系统一般都伴随有强烈的雷电活动，因此青藏高原也是北半球同纬度地带雷暴日数最多的地区。

高原雷暴因其独特的地形条件呈现出一定的特殊性。在演变过程中移经观测站上空的雷暴云称为过顶雷暴，张义军等^[4]对那曲地区 2002 年 12 次过顶雷暴的分析表明，1/3 的雷暴过顶时地面电场主要为负极性，2/3 的雷暴过顶时地面电场主要为正极性。由点电荷分布模式推断，该地区雷暴云具有偶极性或三极性电荷结构，其中三极性占大多数，云底部大多情况下存在正电荷区 LPCC (low positive charge center)，这有别于我国南方地区的雷暴，与北方内陆地区相似^[5~7]。Qie 等^[8]通过分析那曲地区 2003 年 7 月 3 日的一次典型雷暴过程的地面电场演变和雷暴云中闪电引起的电场变化指出，这次雷暴云呈现出三极性电荷结构，且 LPCC 较大，云闪出现在中部负电荷区和 LPCC 之间。但是整个发展过程中，较大的 LPCC 并不能引起正地闪，仅在雷暴云的后期观测到负地闪。赵阳等^[9]和周筠珩等^[10]也对同一地区的雷电物理特征进行了分析，发现该地区雷暴电荷结构具有多样性和复杂性，地闪明显偏少。

复杂的地形和恶劣的气候使针对高原的野外大气电观测实验受到诸多限制，目前，对于高原雷暴诸多特殊性的物理机制认识尚少，鉴于此，本文利用数值模式初步讨论了那曲地区电荷结构的特征及形成原因。

2 两次雷暴过程的地面电场演变和环境参量特征

2.1 地面电场

为了认识、研究具有特殊热动特征的高原雷暴活动，确保青藏铁路沿线的雷电防护工作，2002、

2003 年夏季在藏北那曲地区 (31°29'N, 92°04'E, 海拔 4508 m) 进行了野外雷电综合观测试验。本文所用的观测资料来自地面电场仪的探测和那曲气象局常规探空观测[每日 07:30 和 19:30 (北京时，下同) 获取]。地面电场仪可以实时探测地面平均电场强度，探测范围为 18~20 km，测量范围为 50 kV/m。

2003 年观测到 7 次过顶过程，其中，7 月 8 日电场正负极性交替变化频繁；7 月 10 日、7 月 30 日地面电场整体上呈负极性；7 月 26 日过顶前和过顶时地面电场为正极性，过顶后为负极性；8 月 11 日和 8 月 13 日近地面电场整体呈正极性，放电中和电荷引起电场瞬间的负变化；8 月 14 日雷暴云过顶时地面电场为负极性，其余时间主要呈正极性。

7 月 26 日和 8 月 13 日的两次过程发生时间与探空获取时间相吻合，它们分别开始于 19:35 和 20:00 左右。7 月 26 日的雷暴过程发展到当顶位置的时间是 20:10 左右，8 月 13 日的雷暴过程当顶时间在 21:00 左右。

本文以这两次过程为代表，模拟讨论高原雷暴电荷结构特征及其形成原因。图 1 是两次过程对应的近地面电场随时间的演变特征。

2.2 环境参量

雷暴的特征与其特殊的层结条件密切相关。表 1 给出了 7 月 26 日和 8 月 13 日 19:30 的探空层结参数及云底部的电荷极性，后者根据雷暴过程实测地面电场变化曲线推断得到^[4]。

通常积雨云云底高度在 2.5 km 以下，那曲地区海拔高，即使在夏季，地面温度也较低，两次过程的地面平均温度为 15.7℃，云底平均高度仅为 1.2 km。8 月 13 日的地面温度比 7 月 26 日的高，所以其对流凝结高度和 -10℃ 层均相对较高。对流有效位能 (CAPE) 表征对流潜能的大小，两次过程中 CAPE 基本上均处于临界不稳定范围内 (0~1000 J/kg)，比郗秀书等^[11]利用 NCEP 资料计算得到的那曲 2001 年 8 月月平均 CAPE 值 89 J/kg 要大得多，因本文选取的个例与探空获取时间吻合，得到的 CAPE 值更符合实际情况。8 月 13 日的

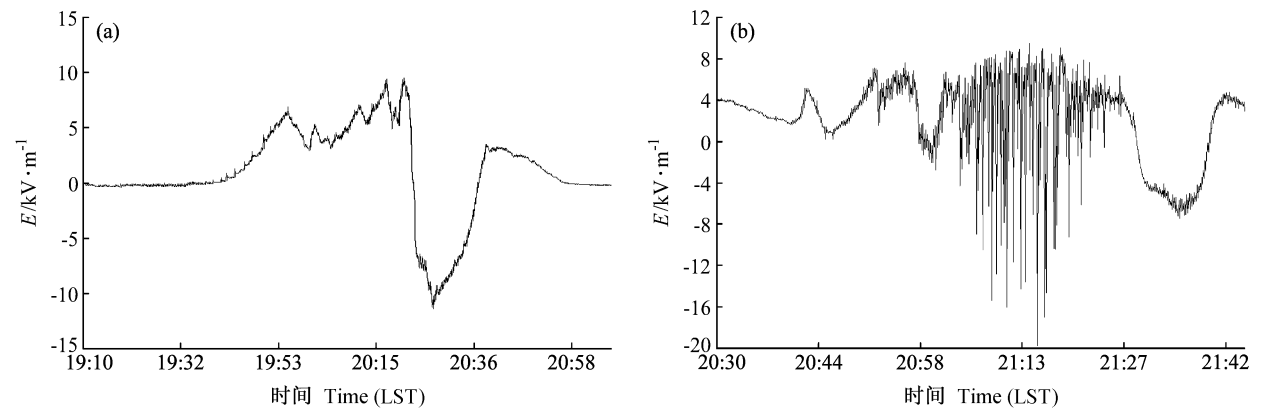


图1 2003年两次雷暴过程产生的近地面电场(E)随时间的演变:(a)7月26日;(b)8月13日
Fig. 1 The evolution of surface electric field (E) for two thunderstorms in 2003: (a) 26 Jul; (b) 13 Aug

表1 那曲地区雷暴日层结参数
Table 1 The parameters of atmospheric stratification for thunderstorm days in Nagqu

参数 Parameter	26 Jul	13 Aug
对流凝结高度 Convective condensation level / km	1. 14	1. 25
云顶 Cloud top height / km	6. 87	8. 50
云厚 Cloud depth / km	5. 73	7. 25
地面温度 Surface temperature / $^{\circ}\text{C}$	15. 0	16. 3
对流有效位能 CAPE / $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	306	1052
-10°C 层 -10°C Height / km	7. 40	7. 62
气块上升最大不稳定度 The max instability / $^{\circ}\text{C}$	2. 00	5. 98
0°C 与 -20°C 层高度差 Altitude difference between 0°C and -20°C / km	3. 08	2. 78
中层平均相对湿度 Mean relative humidity of middle layer/ %	70. 7	53. 5
上层平均相对湿度 Mean relative humidity of upper layer/ %	62. 0	25. 0
云底部电荷极性 Charge polarity of cloud base	正 Positive	正 Positive

注: 本文出现的高度值未经说明的均为相对高度。
Note: The height that is not accounted for in this paper is relative height.

CAPE为1052 J/kg,是7月26日的3倍多。气块上升不稳定度 $\Delta T = T_m - T$, T_m 为湿绝热温度, T 为层结温度,两次过程中气块上升最大不稳定度的差异和CAPE的差异基本相似。8月13日的云顶高度为8.5 km,7月26日的为6.87 km,两者平均值为7.69 km,高于张义军等^[12]在甘肃平凉地区的观测结果。云厚度也是衡量对流强弱的一个重要因子,厚度小于3 km左右的积状云中很少发生闪电。所分析的两次雷暴过程,8月13日的云厚高于7月26日的,平均云厚为6.49 km。 0°C 层和 -20°C 层所在的高度之差也可以表征对流的强弱,两者高度越低,差值越小,对流和起电活动越强。8月13日 0°C 层和 -20°C 层所在的高度之差为2.78 km,略

低于7月26日。由以上分析可见,8月13日的雷暴对流活动要强于7月26日的过程。
张喜轩等^[13]研究发现,83%的冰雹天气和63.7%的雷雨天气,中层平均相对湿度在30%~70%之间。由表1可见,这两次过程的中(500~300 hPa)、上层(300~100 hPa)平均相对湿度均较大。青藏高原是亚洲主要大河的发源地,且湖泊众多,此外,每年夏半年,为印度洋西南季风控制,湿润的气流给高原带来大量的降水,所以总体平均湿度较大,这也是形成高原对流性天气的一个重要因素。一般云底高度会随着地表相对湿度的降低而升高,所以高原云底高度较低与高原地表湿度较大也有一定关系。

3 数值模拟

3.1 模式简介

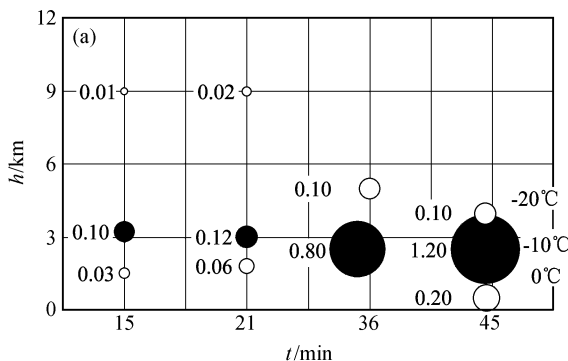
本文利用三维强风暴动力电耦合模式对所选两次过顶过程进行模拟, 讨论了这一地区雷暴云电荷结构特征及其形成原因。三维强风暴动力电耦合数值模式是在中国科学院大气物理研究所孔凡铀博士^[14, 15]所建立的冰雹云数值模式的基础上, 通过加入水成物起电过程发展起来的。模式由大气运动方程、热力学能量方程、水成物质量连续方程和水成物电荷方程等构成闭合方程组, 可以模拟积云发展过程中宏观、微观和电参量的时空演变。模拟域尺度为水平 $35\text{ km} \times 35\text{ km}$, 垂直 18.5 km , 水平格距 1 km , 垂直格距 0.5 km , 采用交错网格。模式采用热泡启动方式, 扰动场中心位置是 $(17\text{ km}, 17\text{ km}, 2\text{ km})$, 水平扰动区半径为 8 km , 垂直扰动区半径为 2 km , 最大扰动位温值取 3°C 。模式顶垂直电场强度取晴天大气电场强度 -3.7 V/m , 根据晴天大气电场的垂直分布, 对其积分到模拟区域顶部, 得到上边界电位为 716528 V 。假设地面为一平面良导体, 其电位为 0 。各水成物粒子的电荷密度在初始时刻均为 0 。模式的基本框架参阅文献^[14~16]。

用 7 月 26 日和 8 月 13 日 19:30 那曲的探空资料作为模式的初始场, 模拟空间电荷结构及水成物粒子的时空分布。

3.2 电荷结构模拟结果

3.2.1 7 月 26 日过程

图 2a 是 7 月 26 日雷暴过程中四个时刻电荷密



度的演变特征图。雷暴云发展到第 15 min 时已出现了三极性电荷结构: 3.2 km 高度上有一个电荷密度为 -0.1 nC/m^3 的负中心, 1.5 km 高度上有一电荷密度为 0.03 nC/m^3 的正中心, 9 km 高度上有一个弥散范围很大的正电荷层, 中心密度小于 $0.01\text{ nC} \cdot \text{m}^{-3}$ 。21 min 时, 负电荷区中心高度不变, 电荷密度值增加到 -0.12 nC/m^3 , 底部正电荷中心高度上升到 3 km 高度, 密度增加到 0.06 nC/m^3 , 上部正电荷层中心高度不变, 密度不到 0.02 nC/m^3 。36 min 时, 中部的负电荷区和上部正电荷区中心所在高度分别降到 2.5 km 和 5 km 高度, 中心电荷密度分别增大到 -0.8 nC/m^3 和 0.1 nC/m^3 , 此时底部的正电荷中心基本不存在, 整体呈现出较典型的偶极性电荷结构。45 min 时, 三极性电荷结构特征又开始变得明显, 上部正电荷区中心约在 4 km 高度上, 有一个明显的底部正电荷中心约在 0.5 km 高度上。上部正电荷区、中部负电荷区和下部正电荷区的中心电荷密度分别为 0.1 nC/m^3 、 -1.2 nC/m^3 和 0.2 nC/m^3 。整个过程中各极性电荷层之间基本呈垂直分布, 上部正电荷区范围大, 电荷密度很小, 中部负电荷区一直较明显。

3.2.2 8 月 13 日过程

图 2b 是 8 月 13 日雷暴的模拟电荷密度特征。雷暴发展到 15 min 和 21 min 时, 电荷结构特征与 7 月 26 日相似, 但各极性电荷区的中心密度值略大于 7 月 26 日。39 min 时, 负电荷区在 3.5 km 和 6 km 高度上出现了两个中心, 电荷密度分别为 -0.35 nC/m^3 和 -0.15 nC/m^3 , 次正电荷区中心高度不变, 电荷密度略有减小, 主正电荷区中心高

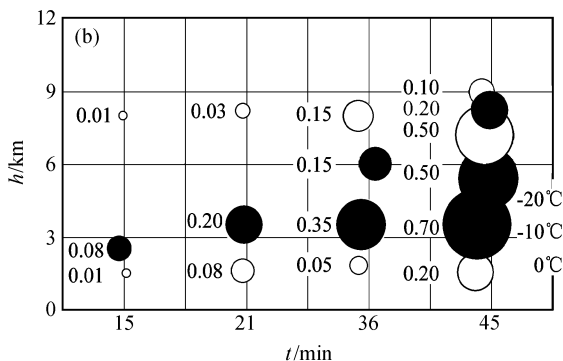


图 2 不同极性电荷区中心的高度 (h) 及密度 (单位: nC/m^3) 沿 $y=18\text{ km}$ 的 $x-z$ 剖面随时间 (t) 的分布: (a) 7 月 26 日; (b) 8 月 13 日。空心圆: 正电荷区; 实心圆: 负电荷区; 圆面积表示值大小

Fig. 2 The evolution of height (h) and density (nC/m^3) of different polarity charge regions along the cross section of $x-z$ at $y=18\text{ km}$: (a) 26 Jul; (b) 13 Aug. Open circle: positive charge region; solid circle: negative charge region; circle area corresponds with density value

度也基本不变,电荷密度增加较大,为 0.15 nC/m^3 。45 min 时,各原有的电荷区中心密度值都增大,次正和主正电荷区中心均略有下降,且上部的正电荷区中心发生了约 3 km 的侧向位移。同时其上部出现了中心电荷密度值较小的正负交替的两层电荷。从对这次过程总的模拟结果来看,雷暴云在开始阶段就呈现出三极性电荷结构,各电荷层基本垂直分布。成熟阶段,出现以三极性为主,不同极性电荷多层交替分布的结构。正电荷区中心有约 3 km 的侧向位移,负电荷区也呈倾斜分布。云内的电场探空发现负电荷区所对应的温度层为 $-5\sim-15^\circ\text{C}$,基本不随雷暴的发展而变化,厚度为公里量级^[17, 18],这与本文的模拟结果较一致,但由于 8 月 13 日这次过程比较强,负电荷区的范围一直延伸到了 -20°C 以下。

3.3 微物理场和流场对电荷分布的影响

3.3.1 水成物粒子

模式主要考虑了感应和非感应起电机制,一般认为这两种机制是主要的起电机制^[19~21]。非感应机制相对更重要,能解释观测到的雷暴云电荷结构^[22],它是因不同尺度固、液态粒子碰撞界面温差产生的表面接触电位差,导致粒子间发生电荷转移的机制。在某一特定的温度层高度以上小粒子带正电荷,大粒子带负电荷,以下大粒子带正电荷,小

粒子带负电荷,当液态水含量 (LWC) 大于 4 g/m^3 ,或小于 0.2 g/m^3 时,上述极性相反^[23]。这一特定的温度层被称为反转温度层 (T_r),本文 T_r 取 -10°C ^[15],冰-冰相碰,每次电荷转移量取 $3\times 10^{-15}\text{ C}$,冰-水相碰每次电荷转移量取 $1.5\times 10^{-15}\text{ C}$ ^[24]。

表 2、表 3 和图 3 给出了这两次过程中对起电活动贡献较大的几种水成物粒子比含水量分布及所携带电荷的情况。从图 3a 和 b 可见,在雷暴云初始发展阶段,两次过程中冰雹和软雹的比含水量都很小,而云滴的比含水量较大,对应图 2a、b 两次过程发展到 15 min 和 21 min 时,雷暴云底部主要是由携带正电荷的云滴形成较明显的次正电荷区,在其控制下,会使初始阶段的地面电场出现如图 1a、b 所示的较弱的正极性特征。

图 3a 中的冰雹在 33 min 后减小,软雹增加,在 36 min 时,冰雹的最大比含水量几乎为零,而软雹的最大比含水量达到峰值。而图 3b 中的冰雹和软雹最大比含水量在 33 min 前后变化比较平缓。从图 4 可见,8 月 13 日的最大上升速度在 24 min 时达到峰值,为 12 m/s ,而 7 月 26 日在 33 min 达到峰值,仅为 6.5 m/s 。所以 7 月 26 日这次过程,由于对流较弱,大多数雹胚没有足够的时间成长为冰雹,且冰雹在雷暴云中存在的时间不长,因此冰雹的比含水量减弱,软雹的比含水量增加,软雹成

表 2 7 月 26 日雷暴云 36 min 时各水成物粒子的电荷密度分布
Table 2 The distribution of charge density of thunderstorm at 36 min on 26 Jul

水成物粒子 Hydrometeor	高度范围 Height range/km	最大电荷密度/高度 Max charge density (nC/m^3)/height (km)	电荷区域 Vertical charge range/km
云滴 Cloud water	2.0~11.0	$-0.0006 / 8.0, 0.0005 / 3.8$	2.0~10.0, 2.0~7.0
冰雹 Hail	0.0~7.0	$-0.12 / 2.8$	0.0~4.0
软雹 Graupel	0.0~9.0	$-0.55 / 2.8$	1.0~4.5
冰晶 Cloud ice	6.0~11.0	/	/

表 3 8 月 13 日雷暴云 36 min 时各水成物粒子的电荷密度分布
Table 3 The distribution of charge density of thunderstorm at 36 min on 13 Aug

水成物粒子 Hydrometeor	高度范围 Height range/km	最大电荷密度/高度 Max charge density (nC/m^3)/height (km)	电荷区域 Vertical charge range/km
云滴 Cloud water	0~11.0	$-2.0 / 5.0, 1.0 / 6.4$	0~7.5, 4.2~11.0
冰雹 Hail	0~8.0	$0.05 / 2.3, -0.6 / 3.5$	0~3.0, 3.0~6.0
软雹 Graupel	0~10.0	$1.8 / 4.5, -1.2 / 6.2$	0~9.0, 4.0~11.2
冰晶 Cloud ice	3.5~11.8	$-0.7 / 8.0, 0.5 / 8.8$	5.5~9.5, 7.8~11.5

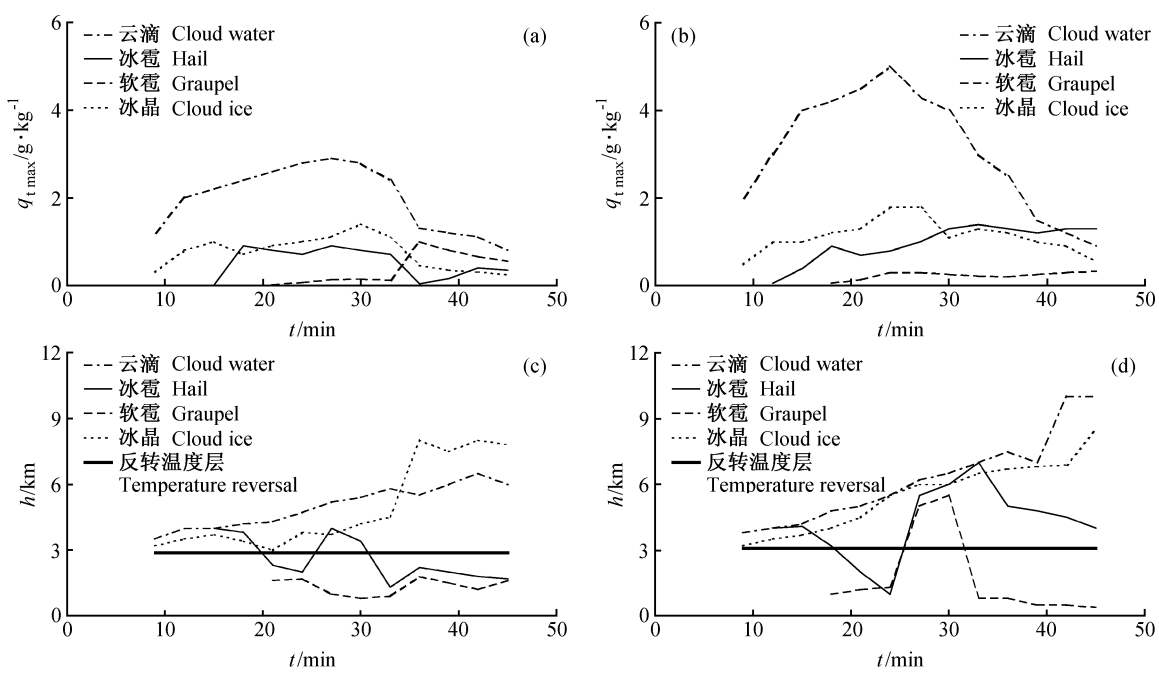


图 3 各类水成物粒子的最大比含水量 ($q_{t\max}$) (a、b) 及最大比含水量所在高度 (c、d) 随时间的变化: (a、c) 7 月 26 日; (b、d) 8 月 13 日
Fig. 3 The evolution of the max specific water content ($q_{t\max}$) of hydrometeors (a, b) and their height (c, d): (a, c) 26 Jul; (b, d) 13 Aug

为主要的携带电荷的水成物粒子。36 min 时因其本身的对流就弱，再由于冰雹下落的拖曳作用所致，最大上升速度仅为 3 m/s。此时冰晶和云滴的比含水量也有一个明显的减小。从表 2 可见，此时云滴和冰晶主要分布在 3 km 以上和 6 km 以上，0~9 km 高度之间有软雹，0~7 km 高度之间有冰雹，但这类粒子中的绝大多数分布在 0~6 km 高度之间。从图 3c 可见，大小粒子比含水量中心较分散。6 km 高度以上的小粒子（云滴和冰晶）和 2 km 以下的大粒子（冰雹和软雹）基本不参与起电，主要的起电区域为 3~6 km 高度之间，电荷转移是由于软雹和云滴及冰雹和云滴之间的碰撞产生，软雹和冰雹都带负电荷，因为软雹的比含水量及分布范围大于冰雹，所以它是最主要的荷电粒子，最大电荷密度为 -0.55 nC/m^3 。由于固态降水粒子的下落，负电荷区中心位于 2.8 km。云滴的比含水量在 36 min 减小，分布更加弥散，所以云滴携带的最大电荷密度仅为 0.0004 nC/m^3 ，其中心即正电荷中心在 3.8 km 高度上。因此此时电荷结构呈偶极性，没有底部的正电荷层，且上部的正电荷区范围及电荷密度也非常小，中部的负电荷区突出，地面电场主要受其控制，如图 1a 所示，雷暴云

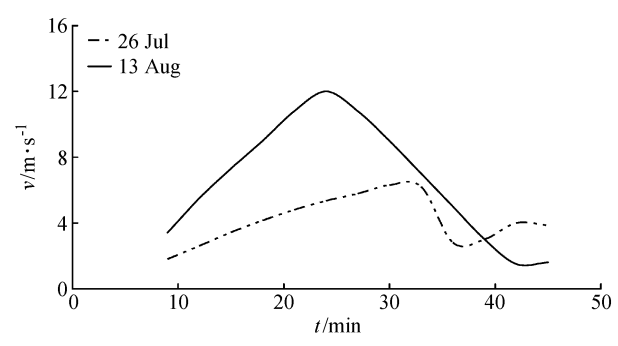


图 4 最大上升速度 (v) 随时间的变化
Fig. 4 The evolution of the max updrafts (v)

发展强盛后期地面电场出现强的负极性特征。

从图 3a、b 可见，两次过程 24 min 之前微物理场基本相似，但由于 8 月 13 日的上升速度大于 7 月 26 日的，所以 8 月 13 日冰雹和软雹出现时间比 7 月 26 日提前 3 min。24 min 时两者的冰雹、软雹最大比含水量所在高度都相对较低，在 T_r 以下，所以此时的 LPCC 比较明显（图略）。由图 4 可见，8 月 13 日的上升速度在 24~33 min 期间比较大，冰雹和软雹最大比含水量所在的高度也提升到了反转温度层高度以上，几种主要荷电水成物粒子比含水量中心靠近，增加了冰水粒子碰撞几率，起电活动

更强烈。从图 3b 可见, 8 月 13 日的过程在 33 min 以后, 冰雹最大比含水量明显大于软雹, 这是因为强的上升气流使固态粒子能在云中停留时间增加、上升高度增加、直径增大。此时, 软雹的最大数浓度为 10^4 个/ m^3 (大约位于 6 km), 大于冰雹的最大数浓度 10^3 个/ m^3 (大约位于 7 km) (图略), 软雹仍然是参与起电活动的主要粒子。从图 3d 和表 3 可见, 33 min 以后, 8 月 13 日的冰雹在 T_r 层以上, 所以小粒子一直到 9 km 高度上仍可参与起电活动, 使得中部的负电荷区扩大, 上部正电荷区明显。从表 3 可见, 云滴的负电荷中心是 5.0 km, 软雹的正电荷中心是 4.5 km, 所以在 0~2 km 的高度上形成了底部的次正电荷区。中部负电荷区由带负电荷的软雹、冰雹、冰晶和云滴共同组成, 云上部的正电荷区主要由带正电荷的冰晶组成。液态水主要分布在 T_r 高度以下, 所以在云上层区域, 液态水含量小于 $0.2 \text{ g}/\text{m}^3$ 的地方, 冰晶和软雹碰撞所带电荷的极性发生反转, 主正电荷区附近出现多层不同极性的电荷分布。由此可见, 发展旺盛期, 底部的次正电荷区仍存在, 地面电场出现如图 1b 所示的正极性特征, 其最大的正电场值小于图 1a 中最大的负电场值, 这是因为 7 月 26 日雷暴云的旺盛期控制地面电场的负电荷区中心电荷密度大于 8 月 13 日旺盛期云底部的次正电荷区中心电荷密度。

3.3.2 流场

19:30 的探空表明, 7 月 26 日地面到 450 hPa

为西北风, 450 hPa 以上到 200 hPa 为偏西风, 100 hPa 左右, 风向转为东风。最大风速在 300 hPa 左右, 风向偏西, 风速 8 m/s。8 月 13 日地面到 250 hPa 的高度上为西南风, 250~150 hPa 的高度上为西风, 100 hPa 左右为西南风。最大风速出现在 350 hPa 高度上, 风向西南, 风速 13 m/s。

如图 4 所示, 雷暴云发展的初始阶段, 两次过程的最大上升速度都在持续增大, 8 月 13 日的最大上升速度基本比 7 月 26 日的大一倍。此时云中的水成物主要集中在 6 km 高度以下, 这个范围内的水平风速较弱 (图略), 所以各极性电荷层中心之间呈垂直分布。

由图 2 见, 7 月 26 日的整个雷暴过程各电荷层中心基本为垂直分布, 而 8 月 13 日雷暴云成熟阶段后期, 各电荷层中心之间产生了侧向位移。图 5 给出了两次过程模拟云发展到 39 min 时的空间电荷分布和相应的 $u-w$ 流场。由图 5a 可见, 在 7 月 26 日个例中, 39 min 时最大上升气流分布在 3~8 km 高度, 下沉气流主要在 0.5~1.5 km 高度, 因为上部正电荷区和下部次正电荷区均不明显, 所以流场对其影响并不明显。主负电荷区主要集中在垂直风速为零的区域附近, 大约在 1.5~3.5 km 高度之间。由图 5b 可见, 在 8 月 13 日个例中, 39 min 时上升气流分布的范围较广, 从 4.5 km 一直延伸到 9.5 km 高空, 倾斜上升气流从云体前侧低层进入云底, 在云中上部上升气流达极大, 尔后

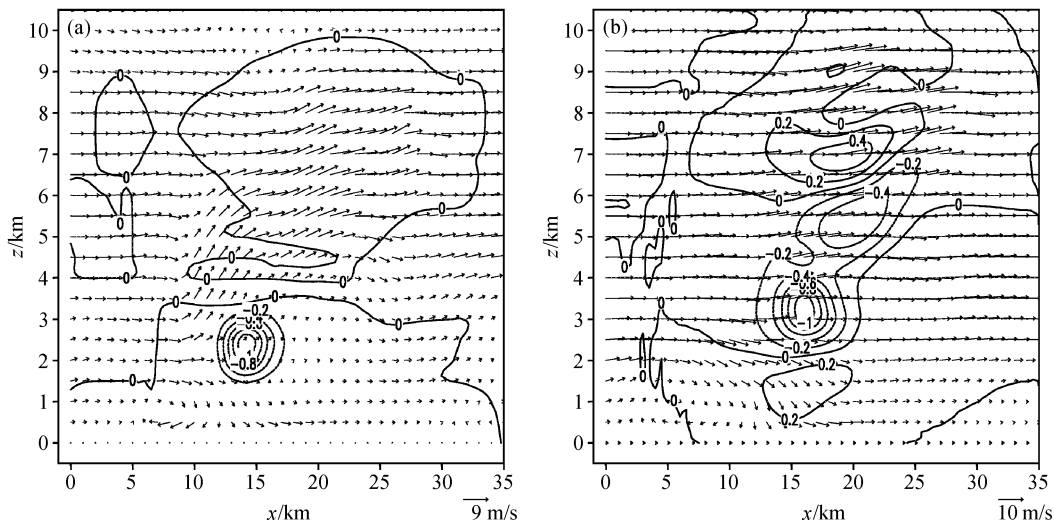


图 5 39 min 时雷暴云的流场 (箭头) 和空间电荷 (曲线, 单位: nC/m^3) 沿 $y=18 \text{ km}$ 的 $x-z$ 剖面的分布: (a) 7 月 26 日; (b) 8 月 13 日
Fig. 5 The distribution of wind vector field (arrow) and space charge (curve, nC/m^3) along the cross-section of $x-z$ at $y=18 \text{ km}$ at 39 min: (a) 26 Jul; (b) 13 Aug

迅速减小, 在高层随高空云移动方向流出。此时, 主负电荷仍主要集中在垂直风速为零的区域附近, 但其上部的部分负电荷被吹向气流的斜上方, 扩大了中层负电荷区的分布区域。云上部的正电荷区主要处在较大的垂直上升气流中, 区域也向气流的斜上方扩展。次正电荷区主要集中在下沉气流中, 主要是由于带正电荷的固态降水粒子的下落形成的, 其中心基本和主负电荷区中心垂直。可见倾斜上升气流更易使雷暴云中、上部的电荷层之间发生侧向位移, 且倾斜上升速度越大, 侧向位移越大。Willams等^[25]的研究也指出, 由于高空风很大, 积雨云顶部的云砧向下风方平移, 使得云中正、负电荷层发生倾斜, 这种情况发生于强风暴或冬季雷暴中。

4 结论

(1) 地处高海拔的那曲地区, 地表温度较低, 两次过程的平均值为 15.7℃, 云底平均高度仅为 1.2 km, 云厚平均为 6.49 km。相对湿度总体较大。对流不稳定能量基本处在临界不稳定范围内(0~1000 J/kg), 对流较弱。

(2) 那曲地区由于海拔高, T_r 层平均相对高度仅为 3 km, 所以 T_r 以下的起电区域小, 这是高原雷暴的特殊之处。强雷暴过程垂直上升速度大, 大粒子能在云内存在较长时间, 且可达到较高的高度, 使大小粒子的碰撞几率增加, 云内起电活动增强, 三极性电荷结构特征明显, 中部的负电荷区范围大。较弱的雷暴由于垂直速度小, 大小粒子比含水量中心因为重力作用过早的分离, 高层的小粒子和低层的大粒子基本不参与起电活动, 云上部和下部的正电荷区很弱, 起电活动集中在中层冰水粒子共存区。如果对流进一步减弱, 云底部的次正电荷会消失, 地面电场由中部负电荷区控制。

(3) LPCC 主要出现在下沉气流区, 主负电荷区主要集中在垂直风速为零的区域附近, 在雷暴云垂直气流较大的区域主要分布着上部正电荷层。雷暴云内倾斜的上升气流易使雷暴云中、上部的电荷层之间发生侧向位移, 使其分布范围更大。且雷暴对流越强, 倾斜上升速度越大, 电荷层之间的侧向位移越大。

(4) 雷暴云中各类水成物粒子比含水量和分布的演变及相应的流场条件是决定空间电荷结构, 进

而决定放电特征的关键因素, 所以空间电荷结构在同一次过程的不同阶段会呈现不同的分布特征。

参考文献 (References)

- [1] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979. 54~55
Ye Duzheng, Gao Youxi. *The Meteorology of Qinghai-Xizang Plateau* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1979. 54~55
- [2] 钱正安, 张世敏, 单扶民. 1979 年夏季高原地区对流云的分析. 青藏高原气象科学实验文集. 北京: 科学出版社, 1984. 258~268
Qian Zheng'an, Zhang Shimin, Shan Fumin. The analysis on convective cloud of plateau in summer 1979. *Corpus of Meteorology Science Experiment of Qinghai-Tibetan Plateau* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1984. 258~268
- [3] 戴加洗. 青藏高原气候. 北京: 气象出版社, 1990
Dai Jiaxi. *Climate of Qinghai Tibetan Plateau* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1990
- [4] 张义军, 董万胜, 赵阳, 等. 青藏高原雷暴电荷结构和闪电云内过程的辐射特征研究. 中国科学(D 辑), 2003, **33** (增刊): 101~107
Zhang Yijun, Dong Wansheng, Zhao Yang, et al. Study of charge structure and radiation characteristic of intracloud discharge in thunderstorms of Qinghai-Tibet. *Science in China* (Series D), 2004, **47**: 108~114
- [5] 邵选民, 刘欣生. 云中闪电及云下部正电荷的初步分析. 高原气象, 1987, **6**: 317~325
Shao Xuanmin, Liu Xinsheng. A preliminary analysis of intracloud lightning flashes and lower positive charge of thunderclouds. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1987, **6**: 317~325
- [6] Liu X, Ye Z, Shao X, et al. Intracloud lightning discharges in the lower part of thundercloud. *Acta Meteor. Sinica*, 1989, **3**: 212~219
- [7] Qie X S, Yu Y, Liu X S, et al. K-type breakdown process of intracloud discharge in Chinese inland plateau. *Progress in Natural Science*, 2000, **10** (8): 607~611
- [8] Qie X S, Zhang T L, Chen C P, et al. The lower positive charge center and its effect on lightning discharges on the Tibetan Plateau. *Geophys. Res. Lett.*, 2005, **32**, L05814, doi: 10.1029/2004GL022162
- [9] 赵阳, 张义军, 董万胜, 等. 青藏高原那曲地区雷电特征初步分析. 地球物理学报, 2004, **47** (3): 405~410
Zhao Yang, Zhang Yijun, Dong Wansheng, et al. Preliminary analysis of characteristics of lightning in the Nagqu area of the Qinghai-Xizang Plateau. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 2004, **47** (3): 405~410
- [10] 周筠珺, 郅秀书, 谢屹然, 等. 青藏高原腹地的雷电物理特

- 征. 中国电机工程学报, 2004, **24** (9): 198~203
Zhou Yunjun, Qie Xiushu, Xie Yiran, et al. Characteristics of lightning physics in the center of Qinghai - Tibetan Plateau. *Proceedings of the Chinese Society for Electrical* (in Chinese), 2004, **24** (9): 198~203
- [11] Qie X S, Toumi R, Yuan T. Lightning activities on the Tibetan Plateau as observed by the lightning imaging sensor. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108** (D17), 4551, doi: 10.1029/2002JD003304
- [12] 张义军, 华贵义, 言穆弘, 等. 对流和层状云系电活动、对流及降水特性的相关分析. 高原气象, 1995, **14** (4): 47~55
Zhang Yijun, Hua Guiyi, Yan Muhong, et al. The correlation analysis of electric activity, convection and precipitation in convective cloud and stratus. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1995, **14** (4): 47~55
- [13] 张喜轩, 孙秀霞. 大气层结演变对持续性雹暴天气过程的影响. 高原气象, 1987, **6** (2): 161~168
Zhang Xixuan, Sun Xiuxia. The influence of the evolution of atmospheric stratification on the continued hailstorm weather process. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1987, **6** (2): 161~168
- [14] 孔凡铀, 黄美元, 徐华英. 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. 大气科学, 1990, **14** (4): 441~453
Kong Fanyou, Huang Meiyuan, Xu Huaying. Three-dimensional numerical simulation of ice phase microphysics in cumulus clouds, Part I: Model establishment and ice phase parameterization. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (*Scientia Atmospherica Sinica*) (in Chinese), 1990, **14** (4): 441~453
- [15] 孔凡铀, 黄美元, 徐华英. 对流云中冰相过程的三维数值模拟 II: 繁生过程作用. 大气科学, 1991, **15** (6): 78~88
Kong Fanyou, Huang Meiyuan, Xu Huaying. Three-dimensional numerical simulation of ice phase microphysics in cumulus clouds, Part II: Effects of multiplication processes. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (*Scientia atmospherica sinica*) (in Chinese), 1991, **15** (6): 78~88
- [16] 郭凤霞, 张义军, 郅秀书, 等. 雷暴云不同空间电荷结构数值模拟研究. 高原气象, 2003, **22** (3): 268~274
Guo Fengxia, Zhang Yijun, Qie Xiushu, et al. Numerical simulation of different charge structures in thunderstorm. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2003, **22** (3): 268~274
- [17] Winn W P, Moore C B, Holmes C R. Electric field structure in an active part of a small, isolated thunderstorm. *J. Geophys. Res.*, 1981, **86**: 1187~1193
- [18] Byrne G J, Few A A, Weber M E. Altitude, thickness and charge concentration of charged regions of thunderstorms during TRIP 1981 based upon in situ balloon electric field measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 1983, **10**: 39~42
- [19] Kuettner J P, Levin Z, Sartor J D. Thunderstorm electrification—Inductive or non-inductive? *J. Atmos. Sci.*, 1981, **38**: 2470~2484
- [20] Takahashi T. Thunderstorm electrification—A numerical study. *J. Atmos. Sci.*, 1984, **41**: 2541~2558
- [21] Ziegler C, MacGorman D, Dye J, et al. A model evaluation of non-inductive graupel-ice charging in the early electrification of a mountain thunderstorm. *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**: 12833~12855
- [22] Williams E R. The tripole structure of thunderstorms. *J. Geophys. Res.*, 1989, **94**: 13151~13167
- [23] Takahashi T. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *J. Atmos. Sci.*, 1978, **35**: 1536~1548
- [24] 言穆弘, 葛正谟. 雷雨云极化降水起电机的一种计算. 高原气象, 1983, **2** (3): 26~39
Yan Muhong, Ge Zhengmo. A calculation of the mechanism of the electrification by polarized precipitation in thunderstorm. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1983, **2** (3): 26~39
- [25] Williams E, Dennis Boccippio. Dependence of cloud microphysics and electrification on mesoscale vertical air motions in stratiformprecipitation. 17th Conference on Severe Local Storms and Conference on Atmospheric Electricity, J52~57, October, 1993, 22~26, 825~831