



热带沿海地区一次局地雷暴消散阶段的云内电场

余海 张廷龙 陈阳 吕伟涛 赵小平 陈洁

Vertical electrical field during decay stage of local thunderstorm near coastline in tropical island

Yu Hai Zhang Ting-Long Chen Yang Lü Wei-Tao Zhao Xiao-Ping Chen Jie

引用信息 Citation: *Acta Physica Sinica*, 70, 109201 (2021) DOI: 10.7498/aps.70.20201634

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.7498/aps.70.20201634>

当期内容 View table of contents: <http://wulixb.iphy.ac.cn>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

雷暴云内电场力对起电和电荷结构的反馈作用

Feedback effect of electric field force on electrification and charge structure in thunderstorm

物理学报. 2018, 67(16): 169201 <https://doi.org/10.7498/aps.67.20180505>

电场和温度对聚合物空间电荷陷阱性能的影响

Simulations of the effects of electric field and temperature on space charge traps in polymer

物理学报. 2017, 66(8): 087201 <https://doi.org/10.7498/aps.66.087201>

局域交换场和电场调控的锗烯纳米带自旋过滤效应

Spin filter effect of germanene nanoribbon controlled by local exchange field and electric field

物理学报. 2019, 68(18): 187302 <https://doi.org/10.7498/aps.68.20190817>

外电场作用下MoS₂的分子结构和电子光谱

Molecular structure and electronic spectrum of MoS₂ under external electric field

物理学报. 2019, 68(17): 173101 <https://doi.org/10.7498/aps.68.20190781>

电荷媒介的磁电耦合: 从铁电场效应到电荷序铁电体

Charge-mediated magnetoelectricity: from ferroelectric field effect to charge-ordering ferroelectrics

物理学报. 2020, 69(21): 217502 <https://doi.org/10.7498/aps.69.20201193>

基于光学Parity-Time对称微腔结构的大范围电场传感器

Large-range electric field sensor based on parity-time symmetry cavity structure

物理学报. 2019, 68(19): 194201 <https://doi.org/10.7498/aps.68.20190784>

热带沿海地区一次局地雷暴消散阶段的云内电场*

余海¹⁾²⁾ 张廷龙^{1)†} 陈阳³⁾ 吕伟涛²⁾ 赵小平³⁾ 陈洁¹⁾

1) (海南省南海气象防灾减灾重点实验室, 海口 570203)

2) (中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081)

3) (西昌卫星发射中心, 西昌 615000)

(2020年10月2日收到; 2020年11月26日收到修改稿)

利用球载电场探空仪于2019年8月12日在海南岛东北部海岸线附近获得的一次局地雷暴消散阶段的云内电场探空资料, 结合S波段天气雷达、地面大气平均电场仪、地闪定位等观测资料, 详细分析了该雷暴的演变过程和电学特征. 由电晕电流反演的垂直电场廓线可知, 云内正、负电场最大值分别位于大约6.3和8.3 km处, 垂直方向上, 云内分布着6个电荷区, 最下部为负电荷区, 往上依次改变极性, 且所有电荷区都位于零度层以上的混合相区域. 由于数据中断, 无法准确判断上部负电荷区上部边界以及其上方的正电荷区信息, 其余四个电荷区分别位于海拔高度6.0—6.3 km, 6.3—6.6 km, 6.9—7.3 km以及7.3—8.3 km之间, 电荷密度分别为-1.84, 1.80, -1.46和1.04 nC/m³. 由已有数据推算, 最上部负电荷区电荷密度应大于-0.51 nC/m³, 其电荷区相对强度仅次于靠近其下部边界的正电荷区, 两者电荷区厚度都超过1 km.

关键词: 热带, 局地雷暴, 电场探空, 电荷结构**PACS:** 92.60.Pw, 92.60.Ta**DOI:** 10.7498/aps.70.20201634

1 引言

已有的研究表明, 雷暴云的电荷结构是雷暴云动力结构、水成物粒子分布和起电机共同作用的结果, 在雷暴发展的不同阶段, 其电荷结构也存在一定的差异. 由于雷暴云内电荷区的分布及其强度很大程度上决定了雷暴的闪电活动特征, 因此, 关于雷暴云电荷结构的研究一直是大气电学的热点问题.

雷暴云电荷结构的研究方法大致可以分为三类: 第一类是通过电场探空仪实现对云内电场的直接测量和电荷区的识别^[1-8]; 第二类是通过对闪电的多站同步观测, 计算闪电中和电荷源位置或对闪电脉冲的定位实现对电荷结构的反演^[9-19]; 第三类

是基于耦合了起电参数化方案的数值模式模拟雷暴发展过程中的电荷区分布^[20-23].

早期的电场探空观测发现云内的电荷结构呈三极性特征, 即雷暴云的上部和下部为正电荷区, 中部为负电荷区. 后来的一些电场探空观测进一步证实了这一电荷分布模型^[24-28]. 另外, 基于耦合了非感应起电机起电参数化方案为主的雷暴云数值模式, 其模拟结果也基本符合偶极性和三极性的结构特征^[20-23, 29-33]. 这些研究使得三极性电荷结构被学术界广泛认同和接受. 然而, 有些观测表明雷暴云的电荷结构远远比三极性结构复杂. Marshall和Rust^[2]分析了12次电场探空的观测数据, 发现大部分雷暴的电荷区数目都在3个以上, 个别甚至达到了10个. Rust和Marshall^[34]指出云内电荷结构非常复杂, 仅以偶极性和三极性电荷结构模

* 海南省自然科学基金创新研究团队项目(批准号: 2017CXTD014)、中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室开放课题(批准号: 2019LASW-B13)和国家自然科学基金(批准号: 41775011)资助的课题.

† 通信作者. E-mail: 55962271@qq.com

型讨论电荷结构特征过于简单, 需要一个更为合理的电荷结构模型. Stolzenburg 等^[35–37]通过一系列探空观测实验, 总结分析了单体雷暴和中尺度对流系统的电荷结构, 研究表明在雷暴云上升气流区内部和外部具有多个电荷区 (分别为 4 个和不少于 6 个), 且最下部均为正电荷区. 对于中尺度对流系统而言, 对流降水区电荷分布与雷暴云内基本一致, 而层云降水区垂直方向分布 5 个电荷区, 底部为负电荷区, 往上依次改变极性. 另外还有些雷暴的中部为正电荷区, 而上下为负电荷区^[4,38–43], 这与经典的三极性电荷结构相反, 被称为反极性电荷结构. 有些雷暴的电荷结构具有明显的地域性和季节性差异, 如中国青藏高原地区的夏季雷暴^[10,17,44], 大多呈现三极性结构特征但下部正电荷区比低纬度地区雷暴要大得多; 以及对流层顶高度相对较低, 成熟阶段电荷结构呈现三极性结构的日本冬季雷暴^[45,46]. 这些观测事实进一步表明雷暴电荷结构的复杂性和多样性.

目前, 有关雷暴云电荷结构的研究主要集中在中纬度地区. 热带地区雷暴及雷电活动频繁, 且其电学特征具有一定的区域性特征, 但相关雷暴电学特征的观测研究仍然有限. Takahashi 和 Isono^[47]在夏威夷岛莫纳克亚山开展了暖云内雨滴等粒子荷电信息的探空观测, 根据荷电粒子估算云内电荷区分布及其强度. 观测结果表明, 暖云下部主要分布着带正电荷的雨滴粒子, 而暖云上部则以负极性降水粒子为主. Takahashi^[48]在夏威夷岛希洛机场附近获取的暖云内粒子探空观测数据表明, 成熟阶段的电荷结构符合三极性电荷结构模型, 但不同尺度的暖云内部电荷结构存在较大差异. 另外, Takahashi^[49]还在西太平洋的密克罗尼西亚群岛的波纳佩岛进行了雷暴云内荷电粒子的探空观测, 指出该地区雷暴云内电荷分布与中纬度地区常规雷暴电荷结构基本一致. Takahashi 和 Keenan^[50]采用摄像探空对澳大利亚爬线进行了多达 14 次的带电粒子观测研究, 雷暴整体呈三极性电荷结构特征且上部正电荷区一直延伸到了云砧处. Mohanty 和 Kumar^[51]在印度的普纳通过地面电场观测设备分析了当地雷暴云电荷结构特征, 指出雷暴云内存在范围较大的主负电荷区和下部正电荷区. Falade 和 Adesanya^[52,53]利用数值模式模拟了雷暴云内电荷结构分布, 结果显示, 典型的热带雷暴云内电荷结构比经典三极性电荷结构更为复杂, 底层正电荷

区可能不止一个, 另外尺寸有可能比常规的大.

海南岛位于北回归线以南, 属热带海洋性气候, 岛上及周边区域对流活动频繁. 余海等^[54]研究发现, 海南岛闪电活动主要在 4 月—10 月, 呈双峰变化特征, 峰值分别出现于 5 月和 8 月. 除了雷暴天气, 台风也可产生大量的闪电. 关于该地区雷暴电学特征的研究主要依赖于地面电场和地闪定位的多站观测, 缺乏雷暴云内电场特征直接观测结果. 为了进一步研究热带地区雷暴云的电荷结构, 本团队于 2019 年夏季在海南岛东北部沿海地区开展了电场探空观测实验, 虽然海南岛夏季全岛局地对流较多, 但测站上空适合开展探空观测的天气过程较少, 而且无法保证探空气球次次成功穿越雷暴云, 因此目前获取的热带地区雷暴云内电场探空数据样本非常有限, 本文选取了 2019 年 8 月 12 日的一次局地雷暴过程在消散阶段的电场探空资料, 详细地分析了该雷暴的云内电荷结构, 这对于进一步理解和认知热带地区海洋性气候显著影响下的雷暴及其电荷结构具有重要意义.

2 设备及观测

2019 年夏季, 项目组在海南省文昌市龙楼镇 (110.96°E, 19.64°N, 海拔高度 20 m) 开展了雷暴云内电场探空的穿云观测实验. 观测实验采用的是自行研制的雷暴云内电场探空观测系统 (以下简称探空系统).

探空系统包括球载探空仪和地面数据接收终端 (地面接收) 两部分^[8,55]. 探空仪部分集成了 GPS 传感器、电晕电流传感器、温湿度传感器. 探空系统在之前工作基础上作了一定的改动, 主要体现在通讯方式上, 探空仪将采集的位置和高度、电晕电流、温湿度等数据经由 433 MHz 频段传输至地面接收终端, 数据的采样速率为 1 Hz. 探空仪的空中电场信息采集部分采用双电晕探针作为传感器, 根据电晕放电的原理设计而成. 而通过室内标定实验结果和野外观测数据, 可以拟合出电晕电流与电场的相关关系式为^[55]

$$I = 4.48 \times 10^{-3} E(E - E_0), \quad (1)$$

$$|\rho| = \varepsilon |\Delta E_z / \Delta z|, \quad (2)$$

其中 I 为电晕电流, 单位为 μA , E 和 E_0 分别为实时大气电场强度和阈值电场强度, 单位为 kV/m .

考虑到电晕探针测量的仅是电场值在探针平行方向的分量,在实际观测中,为保证探空仪在飞行过程中尽量垂直于地面,内部较重组件安装在探空仪底部,双电晕探针垂直于地面安装在探空仪外侧,尽可能保证在探空过程中探针保持垂直,这样测到的电场主要以垂直分量为主,虽然在空中不可避免地有一定摆动,造成直接测量值受到水平电场分量的影响.但考虑到云内电荷区的分布主要依赖于温度层结且电荷水平分布近似均匀^[2,3],那么,电场垂直分量要远大于水平电场,若忽略水平电场的贡献,反演得到的电场值就是垂直电场值,那么可根据一维高斯近似方法计算探空仪穿越的电荷区电荷密度 ρ (单位: nC/m^3),如(2)式所示,其中 ϵ 为空气的介电常数 ($8.86 \times 10^{-12} \text{ F}/\text{m}$)^[55].为准确描述电场演变,本文定义电晕电流方向竖直向下时,电流极性为正,对应的空中电场也为正电场.地面大气电场以竖直向下的电场方向为正,即测站上方受正电荷区控制时,地面电场为正电场.

另外,为准确判断雷暴的发生发展情况,进而更好地分析雷暴的电荷结构,本文还分析了海口市 S 波段多普勒天气雷达资料和文昌龙楼站的大气地面电场资料以及海南省地闪定位资料等.站点位置分布如图 1 所示,探空点位于雷达站 (110.25°E , 20.00°N) 的东南方向,距离雷达站直线距离约为 84.6 km,靠近海南岛东北部海岸线.地面大气电场仪与探空点安置在同一位置.

海南省地闪定位网是中国气象局统一布局的地闪定位系统 (advanced digital thunder detecting,

ADTD),具有数据实时性好、覆盖面广等优点,被广泛用于科研和业务^[56,57].ADTD 能够实时监测探测范围内的地闪活动,由 6 个子站组成,其中包括三沙子站和海南岛上的 5 个子站,分别是海口 (110.25°E , 20.00°N),三亚 (109.54°E , 18.23°N),琼中 (109.83°E , 19.04°N),琼海 (110.46°E , 19.24°N) 以及东方 (108.64°E , 19.09°N),如图 1 所示.因探测范围限制,位于三沙的定位子站未列在图中.为确保定位精确,本文处理地闪定位资料时,根据地闪多站定位原理,对地闪定位数据进行了筛选,剔除了 2 站及 2 站以下定位方式获取的数据.

3 结果及分析

3.1 天气形势分析

为了对分析的雷暴有更为深刻的认识,这里对雷暴发生的大气背景条件进行简要介绍.图 2 给出了 8 月 12 日 08 时 850 hPa 风场和相对湿度以及 500 hPa 等高线,500 hPa 中高纬为“两槽一脊”的环流形势,在 110°E 附近有一深厚的西风槽,槽底向南延伸至广西地区,移速缓慢,其西侧的新疆地区也有一个高空槽发展.低纬地区,台风“罗莎”在西太平洋上逐渐向西北移动,印度洋孟加拉湾海域有低涡,海南岛位于副高北侧,副高北侧的西到西南气流向海南岛输送暖湿空气,与西风槽后部的偏北气流相互作用,为对流性天气的发展提供背景条件.850 hPa 海南岛位于孟加拉湾低涡与台风“罗莎”之间,孟加拉湾低涡南侧的西南气流越过中

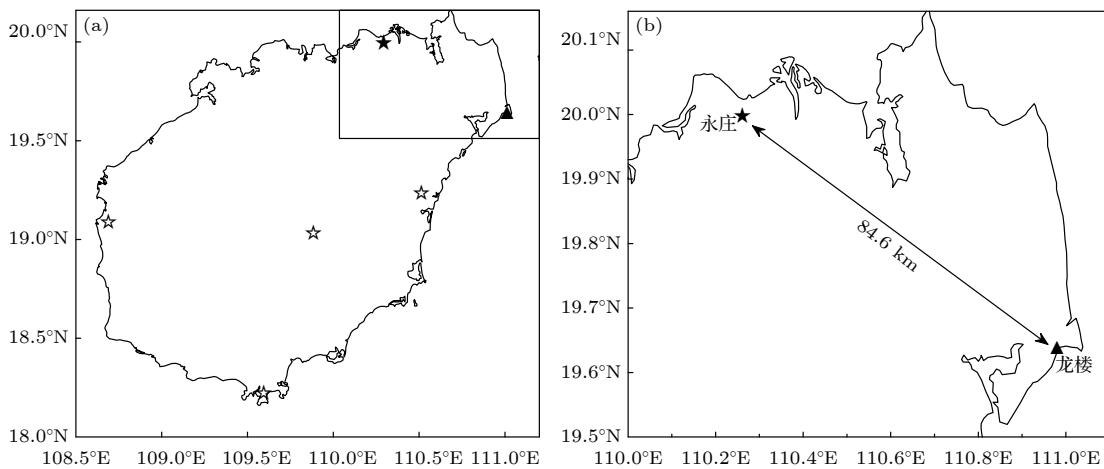


图 1 (a) 探空观测设备分布图; (b) (a) 图方框部分放大图. \blacktriangle : 探空点; \star : ADTD 定位子站; \star : 雷达站和 ADTD 定位子站
 Fig. 1. (a) Distribution of Sounding observation in Hainan Province; (b) enlarged view of the section in the square of picture (a).
 \blacktriangle : Sounding site; \star : Substations of ADTD; \star : Radar site and ADTD substation.

南半岛下沉进入南海, 海南岛位于平直的偏西风气流中, 无切变线系统, 且关键区背景场风速较小,

高压控制下具有弱背景风场的环流形势, 有利于海陆风和低层辐合线的形成和发展, 且海口站 08 时探空数据显示对流有效位能为 1025 J/kg, 此背景下有利于局地对流的生成.

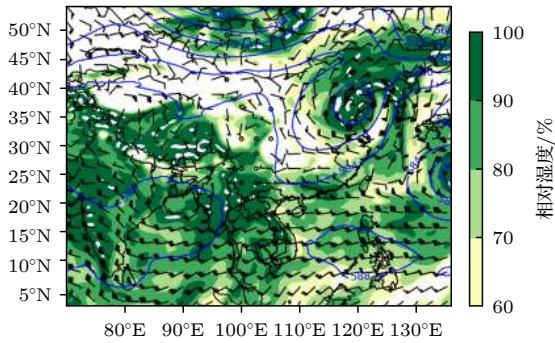


图 2 8 月 12 日 08 时 850 hPa 风场和相对湿度以及 500 hPa 等高线 (北京时间, BJT)

Fig. 2. The wind, relative humidity (850 hPa) and geopotential height field (500 hPa) at 8:00 (BJT) on August 12, 2019.

3.2 雷达回波特征

2019 年 8 月 12 日 16:24 左右 (北京时间, 下同), 海南岛东部沿海和中部区域出现了对流性天气, 文昌东部局地出现了尺度较小的局地对流系统, 从格点化处理^[58]的雷达回波图³可知, 此时回波面积较小 (16:24), 强回波中心位于探空点北侧且强度达到 45 dBZ 以上. 随着天气系统的发展, 该云团向东部沿海移动, 强回波中心面积继续扩大 (16:47). 天气系统呈西南-东北方向狭长形态, 主体位于探测站的正北方向. 云团后方 (相对于

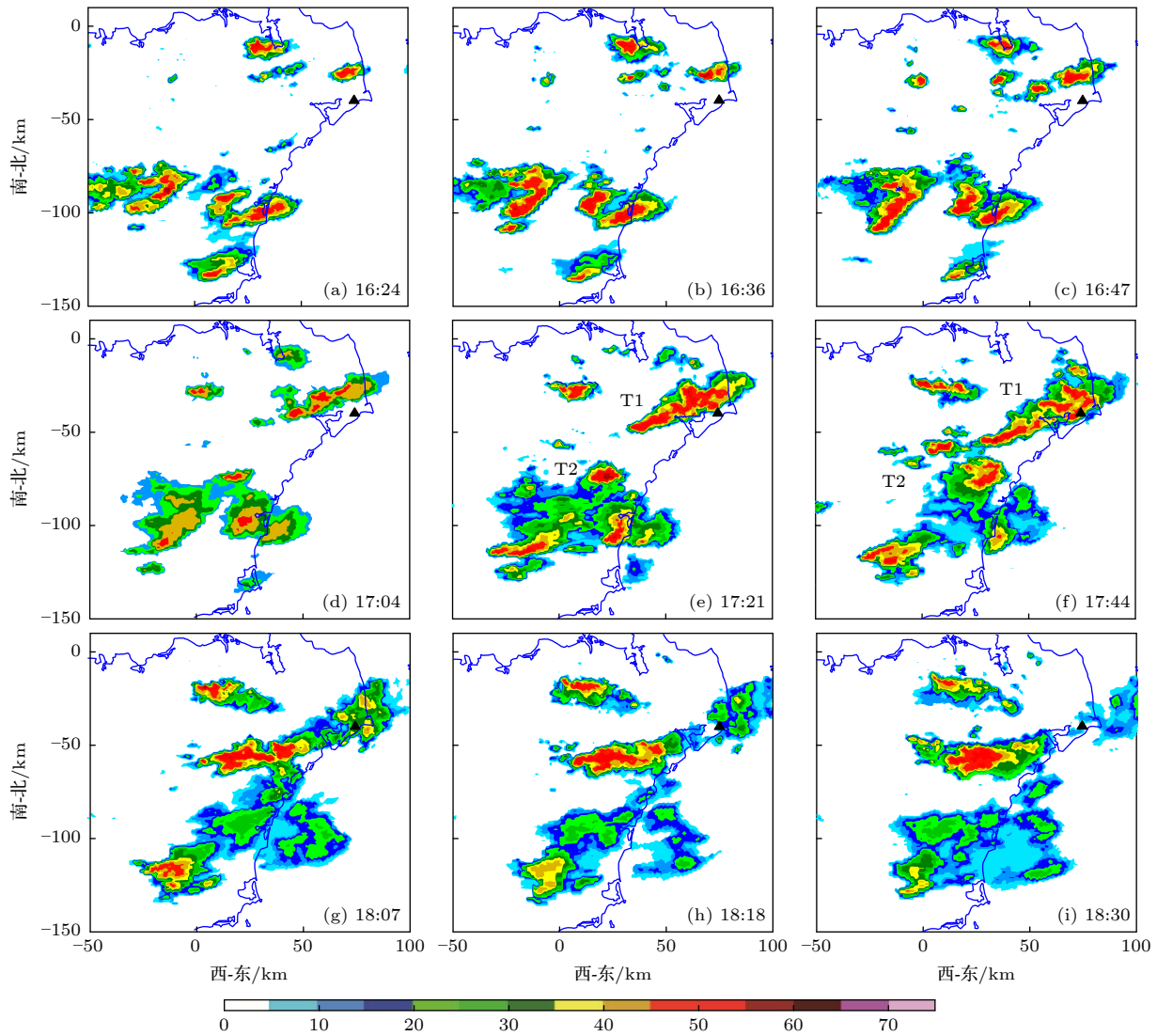


图 3 雷暴不同阶段的回波强度 (高度 2 km). ▲: 探空点

Fig. 3. Radar echo intensity of thunderstorm in different stages ▲: Sounding site.

移动方向)局地发展起来的对流单体开始合并到整个系统中,回波强度超过 45 dBZ,云团前端回波强度开始减弱(17:04),整个天气系统面积进一步扩大,系统南部边缘逐渐靠近探空点上空.随后雷暴系统继续往东往南移动,17:21左右合并后的雷暴系统(T1)发展至最旺盛阶段,雷暴系统强回波中心已经到达探空点附近,之后回波强度逐渐减弱,17:44左右探空点已完全被雷暴云覆盖(此时测站已经开始降雨并伴有雷声),雷暴云强度进一步减弱,此时位于海南岛东部沿海地区的另一雷暴系统(T2)往北移动过程中,云体边缘已经影响到T1雷暴云后端.18:07,雷暴系统T1后端已与T2合并,强回波中心再一次扩大且强度超过了50 dBZ,而T1前端回波强度已减弱至40 dBZ,雷暴系统T1云体开始分裂.随着T1云体前端继续东移,云体前端和尾部分裂成两部分.到18:30雷暴云前端已减弱成降水云,测站上空以层云为主.雷暴系统T2继续发展,但未影响到探空点.

3.3 探空路径

本次探空时段为18:03:26—18:37:49,探空时长约为34 min,气球施放后大约3 min探空仪进云,云底高度位于海拔900 m高度处.图4给出了探空气球的飞行轨迹,探空仪从18:03分放飞后,探空仪随时间变化一直保持着上升状态,最大高度信息停留在10.2 km左右(图4(a)).探空仪水平向东偏南飞行,向东漂移超过10 km(图4(c)),而在南北方向仅向南移动约3 km(图4(d)).此后GPS接收失效,探空仪未能继续传输数据.结合雷暴系统回波演变情况,可以确定,这次探空开始于雷暴消散阶段.图5给出了18:07雷暴系统在高度2 km处的回波平面图(图5(a)),并按AB直线方向获取雷达回波的垂直剖面图(图5(b)),该直线方向基本与探空路径水平投影重合.由图5(b)可知,雷暴系统已完全覆盖探空点,强回波中心位于雷暴系统的尾部,强度为45 dBZ,对应云顶高度的海拔超过了13 km,但探空点上空回波强度已经减弱.从探空路径与回波剖面的叠加来看(图5(b)),探空仪放飞后,朝着东部海域逐渐上升,探空仪沿强回波中心边缘上升,穿越的云层回波强度较弱,也并未进入云顶雷暴最强中心.该雷暴云顶超过13 km,而探空数据在10.2 km高度处发生中断,该高度对应的回波在15—20 dBZ,探空穿过了云体大部分区域.根据张廷龙等^[8]关于不同探空路径

对探空结果的模拟研究结果,若探空气球不是沿着雷暴边缘上升,那么探空观测结果能够较好地代表雷暴云内电荷结构,根据图5(b)及上述分析结果,此次实验的探空路径上获取的实验数据能够较好地反映云内的电荷结构及其强度.

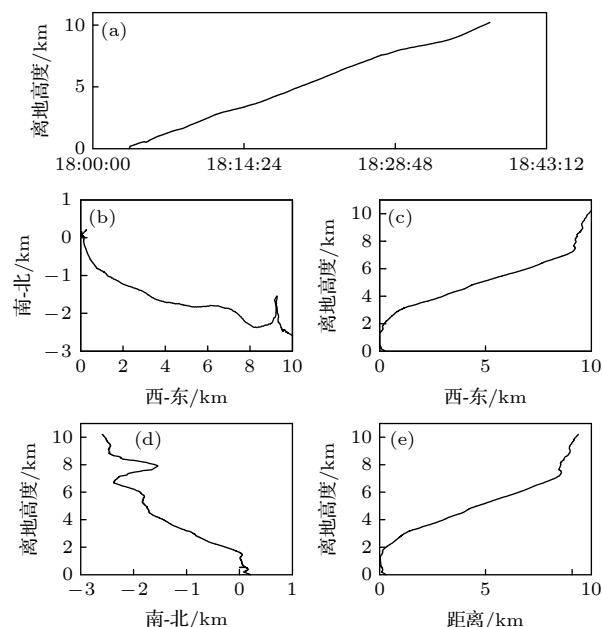


图4 探空气球路径 (a) 气球飞行高度随时间变化曲线; (b) 水平投影; (c) 东西方向的立体投影; (d) 南北方向的立体投影; (e) 空间飞行轨迹

Fig. 4. The Sounding path: (a) Height-time plots; (b) plan view; (c) west-east ward vertical projection; (d) north-south ward vertical projection; (e) height-distance plots.

3.4 上升速度及电场廓线特征

通过计算GPS位置信息和电晕电流,得到了图6所示的探空气球的上升速度、电晕电流、反演的空中电场强度以及电荷密度(电荷区)随高度的变化情况.可以看出,7.5 km高度以下,气球上升时无明显的加速和减速过程,速度基本保持在5 m/s左右,这与雷暴云内垂直气流比较稳定有关.而在7.5—9.0 km高度之间(对应云内15—25 dBZ的回波区),气球上升速度先是逐渐减小,在8.2 km高度左右达到最小值2 m/s,然后又逐渐增大至6 m/s左右.离地9.0 km高度以上气球上升速度又恢复至平均值水平.

由图6(b)可知,电晕电流在云底附近(海拔900 m)已经开始变化,空中电场向负极性变化,电场强度达到约-26.0 kV/m开始向正极性方向减小.直到6 km高度左右,电晕电流出现较大变化,电场强度逐渐增强;从电场廓线来看,最强负电场

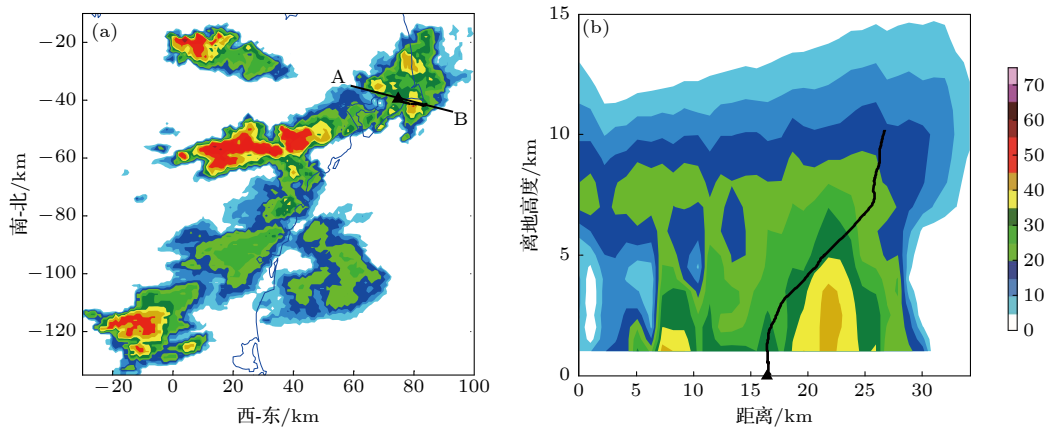


图 5 探空路径及雷达回波特征 (18:07) (a) 回波平面图, 直线 AB 为垂直剖面位置; (b) 探空路径与回波垂直剖面叠加. 其中 ▲ 为探空点位置

Fig. 5. Sounding path and the corresponding Radar echo characters (18:07): (a) Radar echo characters during the sounding stage; (b) superposition image of radar echo vertical cross section of line AB in Fig. (a) and sounding path. ▲: Sounding site.

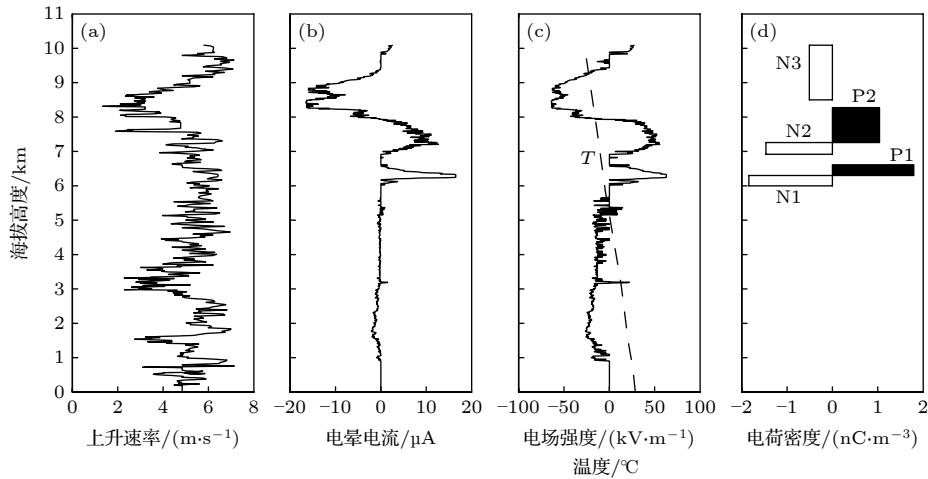


图 6 8月12日探空分析结果 (a) 气球上升速度; (b) 电晕电流; (c) 空中电场 (E) 和温度 (T); (d) 电荷密度

Fig. 6. Sounding results in thunderstorm on August 12, 2019: (a) Ascending velocity; (b) corona current; (c) E -field (E) and temperature (T); (d) charge density.

出现在海拔 8.2—8.4 km 范围, 电场达到饱和状态, 电场强度为 -63.8 kV/m . 而最强正电场出现在海拔 6.2—6.4 km, 电场强度达到 62.8 kV/m 并且也达到饱和.

3.5 电荷区垂直分布特征

依据高斯定理在垂直方向的一维近似, 计算各电荷区的位置和电荷密度. 如图 6(d) 所示, 探空仪依次穿越了 5 个电荷区, 分别为 N1, P1, N2, P2 和 N3, 其中 N 代表负电荷区, P 代表正电荷区. 可见, 该雷暴云在探空时段底部为负极性电荷区, 往上的 4 个电荷区极性依次交替变化, 最上部为负电荷区, 由温度曲线可知, 5 个电荷区均位于 $0 \text{ }^\circ\text{C}$ 层以上的混合相区域.

结合电场廓线 (图 6(c)) 可知, 电场在海拔高度 6.3 km 左右趋于饱和, 但电场达到饱和的高度区间较短, 对计算最下部的负电荷区 (N1) 和其上部正电荷区 (P1) 电荷区电荷密度和厚度影响较小, 在计算过程中根据电场廓线饱和前后的变化趋势, 推断 N1 和 P1 电荷区的边界位于 6.3 km 高度左右. 因此得出, 电荷区 N1 处于海拔高度 6.0—6.3 km 之间, 电荷密度为 -1.84 nC/m^3 , 厚度约 300 m. 其上部正电荷区 P1 底部边界位于 6.3 km 高度左右. 按照电场廓线实际情况, P1 电荷区处在 6.3—6.6 km 之间, 电荷密度约为 1.80 nC/m^3 . 上部负电荷区 (N2) 分布在 6.9—7.3 km 之间, 电荷密度约为 -1.46 nC/m^3 . 另外最上部两个正负电荷

区 (P2 和 N3) 电荷密度依次为 1.04 和 -0.51 nC/m^3 . 电荷区 P2 和 N3 厚度较大, 分别约为 1.0 和 1.5 km , 其中 P2 位于海拔 $7.3\text{--}8.3 \text{ km}$ 之间, 而 N3 处于海拔 8.3 km 以上区域. 由于在海拔高度 10.1 km 处探测到的电场为正极性, 这表明正极性电场必然会在数据缺失的区域 ($10.1\text{--}12.0 \text{ km}$) 回归到零值, 那么 N3 负电荷区的厚度及电荷密度可能比当前结果更大, 而且在其上方必然存在一个正电荷区, 但由于数据中断, 无法给出该电荷区的垂直范围和强度等信息. 综上所述, $0 \text{ }^\circ\text{C}$ 层上方区域应该存在至少 6 个较大范围的电荷区, 其中底部电荷区为负极性, 往上极性依次交替改变. 需要指出的是, 从电场廓线的变化可以看出, 在 $8.3\text{--}9.0 \text{ km}$ 以及 $9.5\text{--}10.0 \text{ km}$ 之间, 电荷区 N3 还可以细分出几组电荷区, 但考虑到其厚度太小 (100 m 左右), 未将其描绘在图 6 中, 这可能是雷暴系统处于消散阶段, 云内下沉气流占主导, 在其影响下, 上层的正电荷随下沉气流降至这些区域.

一维高斯公式的计算是基于云内电荷水平均匀分布的假设条件 [2-4,59], 因此, 电荷区的电荷密度与其厚度的乘积可以用来大致判断各电荷区的相对强度 ($\rho\Delta z$). 由 (2) 式可知, $\rho\Delta z$ 与 ΔE 是线性关系, 那么可以用 ΔE 来表征各电荷区的相对强度, 云内自下而上的 5 个电荷区相对强度分别约为 62.76 , -62.76 , 55.95 , -119.79 和 90.82 kV/m , 这表明上部正电荷区 (P2) 强度最强, 其次是上部负电荷区 (N3), 而其他几个电荷区电场强度值相对较小. 底部的正负电荷区 (N1 和 P1) 强度相差很小且厚度也相差不大.

3.6 雷暴的地面电场及闪电活动特征

探空点安装的倒置场磨式电场仪获取的资料显示 (图 7), 测站附近地面电场从 $16:33$ 开始出现震荡, 雷暴云开始发展并逐渐靠近探空点. 整体来看, 电场波形先负极性震荡后转变为正极性, 最后又变化为负极性. 直至 $18:25$, 地面电场都呈现负极性震荡特征, 而从图 3 雷暴系统演变规律可知, 这一时段包含该雷暴系统发展阶段、成熟阶段以及消散阶段早期, 这说明该雷暴系统在不断靠近直至覆盖探测点的过程中, 负电荷区一直占据着主导地位, 影响着地面电场的变化. 而 $18:25$ 以后, 电场逐渐转变至正极性, 地面电场受正电荷控制长达

1 h 左右. 图中红色竖直线间时段表征的是探空施放时段. 探空施放期间地面电场主要以负极性为主, 测站上空受负电荷区控制, 这与探空仪首先穿越的是负电荷区是一致的. $18:36$ 后地面电场呈现正极性变化且电场强度最高达到了 12 kV/m , 随后电场向负极性方向变化, 这一现象与测站上空云层覆盖有关. 从该时段雷达回波的垂直剖面 (图略) 上可发现探空点上空海拔高度 5 km 左右云内回波强度达到 25 dBZ , 处于消散阶段的雷暴云仍旧影响着地面电场的变化.

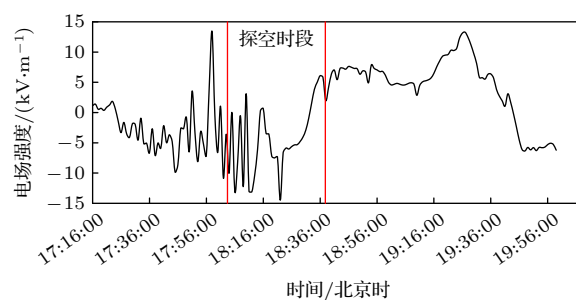


图 7 雷暴地面电场演变特征, 其中红色竖线之间区域为探空观测阶段

Fig. 7. Evolution characteristics of ground E-field of thunderstorm, in which the duration between two red vertical lines was the sounding stage.

本次雷暴过程过境测站上空时已经减弱, 从 ADTD 闪电定位监测结果 (图略) 发现, 探空时段 (前后各一小时时段) 探空测站 20 km 范围未监测到地闪活动, 闪电活动集中发生在探空测站西侧雷暴系统 T1 尾部 (图 8), 探空时段内共计发生 43 次地闪, 其中正地闪 4 次, 其余都为负地闪. 而 $18:00$ 前, ADTD 闪电定位系统未监测到雷暴系统 T1 发生地闪活动. 由图 3 可知, $17:21$ 左右, 该雷暴系统发展成熟, 但无地闪活动发生. 直至该雷暴系统尾部与南部的雷暴系统 T2 合并, 闪电活动开始发生, 主要发生在强回波中心. 但从地面电场演变特征 (图 7) 可知, 探空观测阶段, 地面电场波形中也存在着闪电引起的跳变脉冲, 而地面大气电场仪有效探测半径一般约为 15 km , 这个探测半径远小于探空点与雷暴系统 T1 尾部强回波中心之间的距离, 电场仪无法探测到该强回波中心的电场变化, 因此这部分闪电活动应该是地面电场仪探测半径区域内上空云内的放电或是 ADTD 未监测到的地闪引起的.

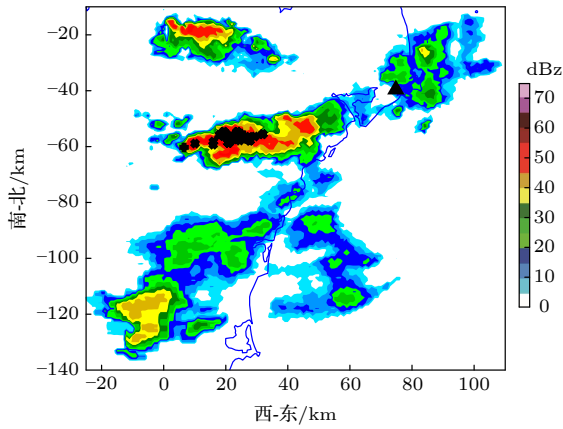


图 8 18:18 时刻雷达回波与其前后 10 min 地闪活动叠加图。+：正地闪，×：负地闪

Fig. 8. Superposition image of radar echo reflectivity at 18:18 and CGs flashes for 10 minutes before and after the moment. +: Positive CGs flashes, ×: Negative CGs flashes.

4 结论与讨论

本文利用天气雷达以及地面大气电场仪等对海南岛东北部沿海地区一次雷暴过程进行了详细分析，并在雷暴消散阶段进行了雷暴云的电场探测观测，详细分析和讨论了其云内电荷结构。

由雷暴的演变及回波特征分析，此次探空时段处于雷暴的消散阶段，而消散阶段的电荷结构是连续变化的，Marshall 等^[60]通过对比多个消散阶段雷暴云电场探空结果发现，雷暴进入成熟阶段后期云内电荷区开始随下沉气流、降水等不断下降直至地面，云底的正电荷区最先消散。Zhang 等^[6]在甘肃平凉地区开展的雷暴云电场探空观测发现雷暴云消散阶段云内电荷结构呈三极性特征且随时间变化，电荷区出现整体的下移且下部正电荷区最早消散。由本文的探空结果来看，云内强度较大的电荷区均处于 0 °C (5.4 km) 以上的混合相区域，电荷区出现下沉的情况并不明显，因此可以推断，此次探空结果应该代表了明雷暴云消散阶段初期云内的电荷结构特征。

探空气球虽未穿越对流回波最强中心，但基本上都处于雷暴云内部区域。空中电场在海拔 6 km 高度左右 (约 -5.7 °C) 开始急剧变化，在此高度上方至少分布着 6 个范围较大的电荷区，底部为负电荷区，从底部往上电荷区极性依次改变。由于数据中断，无法断定上部负电荷区的上边界以及电场归零的位置，也就不能准确判断上部负电荷区的上边界和顶部正电荷区的准确位置和电荷密度

信息。自下而上可以完全识别位置和电荷密度的四个电荷区分别位于海拔高度 6.0—6.3 km, 6.3—6.6 km, 6.9—7.3 km 及 7.3—8.3 km 之间，它们的电荷密度分别为 -1.84, 1.80, -1.46 和 1.04 nC/m³。由已有数据推算，最上部负电荷区电荷密度应大于 -0.51 nC/m³。云内范围最大的两个优势电荷区 (P2 和 N3) 要明显强于其余电荷区。

根据温度廓线可知 0 °C 层大致位于 5.4 km 处，根据探空气球入云时间，估算得到云底高度约为海拔 0.9 km，因此，暖云区处于 0.9—5.4 km 之间。由图 6(c) 可知，在海拔高度约 0.9—5.4 km 的范围内电场强度基本保持负极性变化，最强负电场位于 1.8 km 高度处，其值约为 -26 kV/m。由高斯定理的计算，暖云区内存在一个厚度达 3600 米 (1.8—5.4 km)、电荷密度仅为 -0.06 nC/m³ 的负电荷区，在其下方有一个厚度约为 900 m 的正电荷区 (0.9—1.8 km)，电荷密度为 0.26 nC/m³，两者强度相当。Zhao 等^[25]对平凉地区一次雷暴的电场探空观测发现，在离地 2.65—3.3 km 的暖云区内也存在一对上正 (2.8—3.3 km, 0.6 nC/m³) 下负 (2.65—2.8 km, -2 nC/m³) 的电荷区，并推断是由带电的暖云与近地面电晕电荷层形成。张廷龙等^[8]分析一次高原雷暴电场探空结果也发现了一对电量相当、上正下负的电荷区，但位置处于暖云下边界处，二者的厚度总共只有 500 m，也推断是电晕电荷形成。不同的是，本次探空结果显示暖云内的电荷对的分布在极性上是相反的，呈上负下正形式，且负电荷区与混合相区紧邻 0 °C 层的负电荷区应该是连续的，初步推断此负电荷区很有可能是由云内混合相区内负电荷区下沉造成的，而暖云下部的正电荷区可能是电晕离子层的贡献。

不同于雷暴成熟期，云内电荷区分布相对较为稳定且持续时间长，在消散期，由于下沉气流引起云内水成物粒子的沉降和消散，使得下部的电荷区过早地消失，而雷暴云上部又可能有较弱的起电过程形成新的电荷区，且这是一个连续变化的过程^[60]。Li 等^[19]利用三维闪电定位系统观测了一次高原雷暴过程，研究结果表明：雷暴系统进入消散阶段之前，云内主要电荷区分布与雷暴云经典电荷结构类似，而在消散阶段，不同对流单体合并，云内电荷区分布发生了变化，一共出现四个电荷区，其中最下部为负电荷区。上述研究结果虽不是热带地区雷暴云电荷结构特征，但存在着相似的可能：下部存在正电荷区，随着云层不断下移以及降水等

情况下部正电荷区已经消散. 当然, 还存在着另一种可能, 热带地区雷暴云消散期的电荷结构就如探测结果所描述的, 但这需要更多的观测数据进行验证和分析.

衷心感谢文昌卫星发射基地气象台高空观测站同事们, 特别是张春峰同志等在探空场地使用、探空耗材准备以及地面观测保障方面的大力支持.

参考文献

- [1] Maccready P B, Proudfit A 1965 *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **91** 44
- [2] Marshall T C, Rust W D 1991 *J. Geophys. Res.* **96** 22297
- [3] Marshall T C, Rust W D 1993 *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **74** 2159
- [4] Marshall T C, Rust W D, Stolzenburg M 1995 *J. Geophys. Res.* **100** 1001
- [5] Bateman M G, Marshall T C, Stolzenburg M, Rust W D 1999 *J. Geophys. Res.* **104** 9643
- [6] Zhang T L, Zhao Z K, Zhao Y, Wei C X, Yu H, Zhou F C 2015 *Atmos. Res.* **164-165** 188
- [7] Zhang T L, Yu H, Zhou F C, Chen J, Zhang M H 2018 *Ann. Geophys.* **36** 979
- [8] Zhang T L, Yu H, Wang J, Zhang M H, Zhou F C, Chen J 2019 *Chin. J. Geophys.* **62** 1591 (in Chinese) [张廷龙, 余海, 王军, 张茂华, 周方聪, 陈洁 2019 *地球物理学报* **62** 1591]
- [9] Liu D X, Qie X S, Wang Z C, Wu X K, Pan L X 2013 *Acta Phys. Sin.* **62** 219201 (in Chinese) [刘冬霞, 郗秀书, 王志超, 吴学柯, 潘伦湘 2013 *物理学报* **62** 219201]
- [10] Qie X S, Zhang T L, Chen C P, Zhang G S, Zhang T, Wei W Z 2005 *Geophys. Res. Lett.* **32** L05814
- [11] Qie X, Kong X, Zhang G, Zhang T, Yuan T, Zhou Y, Zhang Y, Wang H, Sun A 2005 *Atmos. Res.* **76** 231
- [12] Zhao Y, Zhang Y J, Dong W S, Zhang H F, Chen C P, Zhang T 2004 *Chin. J. Geophys.* **47** 405 (in Chinese) [赵阳, 张义军, 董万盛, 张鸿发, 陈成品, 张彤 2004 *地球物理学报* **47** 405]
- [13] Zhagn Y J, Dong W S, Zhao Y, Zhang G S, Zhang H F, Chen C P, Zhang T 2004 *Sci. China, Ser. D Earth Sci.* **47** 108
- [14] Zhang Y J, Meng Q, Lu W T, Paul K, Liu X S, Zhou X J 2006 *Chin. Sci. Bull.* **51** 198
- [15] Cui H, Qie X, Zhang Q, Zhang T, Zhang G, Yang J 2009 *Atmos. Res.* **91** 425
- [16] Zhang T L, Qie X S, Yuan T, Zhang G S, Zhang T, Zhao Y 2009 *Atmos. Res.* **92** 475
- [17] Zhao Z K, Qie X S, Zhang T L, Zhang T, Zhang H F, Wang Y, She Y, Sun B L, Wang H B 2009 *Chin. Sci. Bull.* **55** 872
- [18] Li Y J, Zhang G S, Wen J, Wang Y H, Zhang T, Fan X P, Wu B 2012 *Chin. J. Geophys.* **55** 3203 (in Chinese) [李亚珺, 张广庶, 文军, 王彦辉, 张彤, 范祥鹏, 武斌 2012 *地球物理学报* **55** 3203]
- [19] Li Y J, Zhang G S, Wen J, Wang D H, Wang Y H, Zhang T, Fan X P, Wu B 2013 *Atmos. Res.* **134** 137
- [20] Takahashi T 1978 *J. Atmos. Sci.* **35** 1536
- [21] Saunders C P R, Keith W D, Mitzeva R P 1991 *J. Geophys. Res.* **96** 11007
- [22] Saunders C P R, Peck S L 1998 *J. Geophys. Res.* **103** 13949
- [23] Mansell E R, MacGorman D R, Ziegler G L, Straka J M 2005 *J. Geophys. Res.* **110** D12101
- [24] Winn W P, Moore C B, Holmes C R 1981 *J. Geophys. Res.* **86** 1187
- [25] Marshall T C, Winn W P 1982 *J. Geophys. Res.* **87** 7141
- [26] Marshall T C, Stolzenburg M 1998 *J. Geophys. Res.* **103** 19769
- [27] Bateman M G, Rust W D, Smull B F, Marshall T C 1995 *J. Geophys. Res.* **100** 16341
- [28] Bruning E C, Rust W D, Schuur T J, MacGorman D R, Krehbiel P R, Rison W 2007 *Mon. Wea. Rev.* **135** 2525
- [29] Jayaratne E R, Saunders C P R, Hallett J 1983 *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **109** 609
- [30] Hou T J, Lei H C, Hu Z X 2009 *Atmos. Res.* **91** 281
- [31] Liu D X, Qie X S, Peng L, Li W L 2014 *Adv. Atmos. Sci.* **31** 1022
- [32] Li W L, Liu D X, Qie X S, Fu S M, Duan S, Chen Y C 2012 *Acta Phys. Sin.* **61** 059202 (in Chinese) [李万莉, 刘冬霞, 郗秀书, 傅慎明, 段树, 陈羿辰 2012 *物理学报* **61** 059202]
- [33] Li J L, Yu Y, Li W L, Li Y J 2019 *Chin. J. Geophys.* **62** 2366 (in Chinese) [李江林, 余晔, 李万莉, 李亚珺 2019 *地球物理学报* **62** 2366]
- [34] Rust W D, Marshall T C 1996 *J. Geophys. Res.* **101** 23499
- [35] Stolzenburg M, Rust W D, Smull B F, Marshall T C 1998 *J. Geophys. Res.* **103** 14059
- [36] Stolzenburg M, Rust W D, Marshall T C 1998 *J. Geophys. Res.* **103** 14079
- [37] Stolzenburg M, Rust W D, Marshall T C 1998 *J. Geophys. Res.* **103** 14097
- [38] Zhang Y J, Xu L T, Zheng D, Wang F 2014 *J. Appl. Meteor. Sci.* **25** 513 (in Chinese) [张义军, 徐良韬, 郑栋, 王飞 2014 *应用气象学报* **25** 513]
- [39] Tessendorf S A, Wiens K C, Rutledge S A 2007 *Mon. Wea. Rev.* **135** 3665
- [40] Tessendorf S A, Rutledge S A, Wiens K C 2007 *Mon. Wea. Rev.* **135** 3682
- [41] Bruning E C, Rust W D, MacGorman D R, Biggerstaff M I, Schuur T J 2010 *Mon. Wea. Rev.* **138** 3740
- [42] Bruning E C, Weiss S A, Calhoun K M 2014 *Atmos. Res.* **135-136** 274
- [43] Fuchs B R, Rutledge S A, Bruning E C, et al. 2015 *J. Geophys. Res.* **120** 6575
- [44] Qie X S, Zhang Y J 2019 *Adv. Atmos. Sci.* **36** 994
- [45] Takahashi T, Tajiri T, Sonol Y 1999 *J. Atmos. Sci.* **56** 1561
- [46] Suzuki T, Matsudo Y, Asano T, Hayakawa M, Michimoto K 2011 *J. Geophys. Res.* **116** D06205
- [47] Takahashi T, Isono K 1967 *Tellus* **19** 420
- [48] Takahashi T 1975 *J. Atmos. Sci.* **32** 123
- [49] Takahashi T 1978 *Mon. Wea. Rev.* **106** 1598
- [50] Takahashi T, Keenan T D 2004 *J. Geophys. Res.* **109** D16208
- [51] Mohanty M, Kumar P P 2004 *Indian J. Radio. Space. Phys.* **33** 310
- [52] Falade J A, Adesanya S O 2015 *Adv. Phys. Theor. Appl.* **44** 72
- [53] Falade J A, Adesanya S O 2015 *Adv. Phys. Theor. Appl.* **44** 107
- [54] Yu H, Zhang T L, Gao Y, Lao X Q, Wei C X, Fan X P 2016 *Journal of University of Chinese Academy of Sciences* **33** 195 (in Chinese) [余海, 张廷龙, 高焱, 劳小青, 韦昌雄, 范祥鹏 2016 *中国科学院大学学报* **33** 195]
- [55] Zhao Z K, Qie X S, Zhang G S, Zhang T L, Zhang T, Guo F X, Dou Z Q 2008 *Plateau. Meteor.* **27** 881 (in Chinese) [赵中阔, 郗秀书, 张广庶, 张廷龙, 张彤, 郭凤霞, 窦志强 2008 *高原气象* **27** 881]
- [56] Feng G L, Qie X S, Wu S J 2008 *Chin. J. Atmos. Sci.* **32** 289 (in Chinese) [冯桂力, 郗秀书, 吴书君 2008 *大气科学* **32** 289]
- [57] Zhang T L, Zhao G, Wei C X, Gao Y, Yu H, Zhou F C 2017 *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* **154** 226
- [58] Xiao Y J, Liu L P 2006 *Acta Meteor. Sin.* **64** 647 (in Chinese) [肖艳娇, 刘黎平 2006 *气象学报* **64** 647]
- [59] Stolzenburg M, Marshall T C 1994 *J. Geophys. Res.* **99** 25921
- [60] Marshall T C, Stolzenburg M, Krehbiel P R, Lund N R, Maggio C R 2009 *J. Geophys. Res.* **114** D02209

Vertical electrical field during decay stage of local thunderstorm near coastline in tropical island*

Yu Hai¹⁾²⁾ Zhang Ting-Long^{1)†} Chen Yang³⁾ Lü Wei-Tao²⁾
Zhao Xiao-Ping³⁾ Chen Jie¹⁾

1) (*Key Laboratory of South China Sea Meteorological Disaster Prevention and Mitigation of Hainan Province, Haikou 570203, China*)

2) (*State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*)

3) (*Xichang Satellite Launch Center, Xichang 615000, China*)

(Received 2 October 2020; revised manuscript received 26 November 2020)

Abstract

In order to directly observe the electric field characteristics and study the charge structure in thunderstorms occurring in tropical regions, a balloon-borne strong electric field sounding is used to measure the vertical component of the electric field, temperature within the cloud and real-time location information of the sounding. Based on the principle of corona discharge, two 1-m-long metal probes are used as the sensors to detect the vertical electric field. In the summer of 2019, a result of electric field sounding within a local thunderstorm was obtained in the northeastern coastal area of Hainan Island, China. With the combination of an S-band weather radar, atmospheric electric field instrument and lightning locating network, the charge structure of the thunderstorm is analyzed in detail. The results show that the thunderstorm is a small-scaled local thunderstorm occurring in the afternoon, the sounding starting to be observed at the decay stage of the thunderstorm. In this period, lightning activities is rare, and the variation of ground electric field is similar to that of conventional summer thunderstorms. The whole sounding process lasts 34 min, during which the vertical airflow in the cloud is relatively stable, basically keeping 4–6 m/s. It can be seen from the electric field profile that the charge distribution in the thunderstorm cloud shows a complex charge structure which is composed of six charge regions. A negative charge region is lowermost, and above this the polarity alternates successively from bottom to up, where all charge regions are located above the melting-layer. Due to data interruption, it is impossible to accurately judge the upper boundary of the upper negative charge region and the information about the positive charge region above. The remaining charge regions are located in an altitude range of 6.0–6.3 km, 6.3–6.6 km, 6.9–7.3 km and 7.3–8.3 km, respectively. The charge densities in these four regions are -1.84 nC/m^3 , 1.80 nC/m^3 , -1.46 nC/m^3 , and 1.04 nC/m^3 , respectively. According to the existing data, the charge density of the uppermost negative charge area should be greater than -0.51 nC/m^3 . Moreover, the upper positive charge region (the fourth from bottom up) has the largest strength, followed by the negative charge region above it, both of which are more than 1 km in thickness. The electric field intensities in the other charge regions are relatively small. The pairs of positive and negative charge regions at the bottom are slightly different in strength and thickness.

Keywords: tropics, local thunderstorm, electric field sounding, charge structure

PACS: 92.60.Pw, 92.60.Ta

DOI: 10.7498/aps.70.20201634

* Project supported by the Science Fund for Creative Research Groups of the Natural Science Foundation of Hainan Province, China (Grant No. 2017CXTD014), the Open Research Program of the State Key Laboratory for Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, China (Grant No. 2019LASW-B13), and the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 41775011).

† Corresponding author. E-mail: 55962271@qq.com