

TRABAJO ESPECIAL DE LICENCIATURA EN FÍSICA

Estudio de gotas de lluvia cargadas y su relación con la estructura eléctrica de las tormentas.

FACULTAD DE MATEMÁTICA, ASTRONOMÍA, FÍSICA Y
COMPUTACIÓN

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CÓRDOBA



Lucía Belén Martínez

Director: Dr. Eldo Edgardo Ávila.

Marzo de 2021



Este trabajo se distribuye bajo la Licencia de Creative Commons Reconocimiento-No
Comercial-Sin Obra Derivada 4.0 Internacional.

AGRADECIMIENTOS

A mi director, Eldo Ávila, por quien tengo mucho cariño, respeto y admiración, gracias por confiar en mí y por su constante apoyo.

A Rolo, por sus valiosos aportes en los programas usados en este trabajo, esenciales para el desarrollo del mismo; gracias por su paciencia y ayuda.

A Rodrigo Bürgesser, por quien decidí seguir Física de la atmósfera, gracias por sus consejos y sugerencias a lo largo de toda la carrera.

A Analía Pedernera, Carlos Di Prinzio y demás integrantes del grupo de atmósfera por recibirme con tanto cariño y hacerme sentir realmente cómoda.

A mi familia que son mi sostén, que me lo han dado todo, y quiero agradecer especialmente a mi mamá, por siempre estar para darme consuelo y tranquilidad ante mis crisis y frustraciones.

A mis amigos, por haber entendido mis incontables "no puedo, tengo que estudiar", por seguir ahí, apoyándome y alentándome a cumplir mis metas, festejando mis logros como si fueran propios.

A todos los profes que me formaron y me guiaron en la carrera, y a toda esa gente hermosa que sólo se tiene el placer de conocer en FaMAF.

RESUMEN

La teoría más aceptada para explicar la electrificación de las tormentas es la Teoría No-Inductiva (TNI). Esta teoría propone que las colisiones entre los cristales de hielo y los granizos son las responsables del cargado de las nubes. En cada una de estas colisiones se separa una cierta cantidad de carga eléctrica, en forma sistemática, que deja a las partículas de precipitación (PP, granizos) con cargas de un dado signo mientras que las partículas de nube (CH) se llevan el signo opuesto (Ávila y col 2011). Después de colisionar los CH y los granizos son transportados a diferentes regiones dentro de la nube de tormenta movidos por las corrientes convectivas, la fuerza de arrastre y la fuerza gravitatoria que actúan sobre cada una de ellas. Bajo la hipótesis de TNI, se espera que las PP (granizos y/o gotas de lluvia que pueden ser granizos derretidos) transporten carga eléctrica neta. Existe una gran evidencia sobre la fuerte correlación entre la actividad eléctrica y las características dinámicas y microfísicas de las nubes (Mac Gorman & Rust 1998). El objetivo de este trabajo es el de determinar los tamaños y las cargas eléctricas que transportan las partículas de precipitación (PP) y estudiar la evolución temporal de las mismas durante las tormentas mediante un *estudio experimental de campo de gotas de precipitación cargadas*. Se realizan mediciones en superficie de la velocidad de caída (V) y carga eléctrica (Q) de gotas de lluvia individuales de 4 tormentas distintas, ocurridas en Córdoba Capital en los años 2018 y 2019. Por hipótesis de la TNI, cada una de estas gotas de lluvia cargadas corresponden a granizos dentro de la nube, que se derriten durante sus caídas a tierra. Con los datos de V es posible determinar los tamaños (D) de cada una de las gotas medidas (Pruppacher & Klett 1997). Para realizar las mediciones se utiliza un dispositivo especialmente diseñado, construido e instalado por el Grupo de Física de la Atmósfera en la FAMAFA-UNC, capaz de detectar $Q > 0,5$ pC (López, 2018), en conjunto con el software necesario.

Con la información obtenida en las distintas tormentas se analizará la evolución temporal de Q y D de las PP, la correlación entre Q y D para gotas con cargas positivas y negativas por separado, la distribución de tamaños de partículas cargadas y distribución de tamaños de gotas de lluvia totales. Estas últimas serán muestreadas con un disdrómetro de la NASA. Teniendo en cuenta el D y la V con la que llegan a superficie las gotas cargadas se puede estimar el tamaño del granizo antes de derretirse.

Para llevar a cabo estos análisis se calcularon distintos parámetros y se elaboraron diversos gráficos, sumado a datos de radar, satélite y de la red Lightning Mapping Array (LMA). Dichos resultados fueron comparados entre ellos y con otros autores.

ABSTRACT

The most accepted theory to explain the electrification of storms is the Non-Inductive Theory (NIT). This theory proposes that collisions between ice crystals and hail are responsible for the clouds to become electrically charged. In each of these collisions a certain amount of electrical charge is systematically separated. This leaves the precipitation particles (PP, hail) with charges of a given sign while the cloud particles (IC) carry the opposite sign (Ávila et al 2011). After colliding, IC and hail particles are transported to different regions

within the storm cloud driven by convective currents, the drag force and the gravitational force acting on each of them. Under the NIT hypothesis, PP (hail and / or raindrops that may be melted hail) are expected to carry net electrical charge. There is great evidence on the strong correlation between electrical activity and the dynamic and microphysical characteristics of clouds (Mac Gorman Rust 1998). The objective of this work is to determine the size and electrical charge of the precipitation particles (PP) and to study their temporal evolution during storms by an experimental field study of charged precipitation droplets. Surface measurements of the fall rate (V) and electric charge (Q) of individual raindrops from 4 different storms, which occurred in Córdoba Capital in 2018 and 2019 were made for this purpose. By NIT hypothesis, each of these charged raindrops correspond to hail inside the cloud, which melts during its fall to the ground. With the V data it is possible to determine the size (D) of each of the measured drops (Pruppacher & Klett 1997). A specially designed device built and installed by the Atmospheric Physics Group at FAMAF-UNC, which is capable of detecting $Q > 0.5$ pC (López, 2018) in conjunction with the necessary software, is used to perform these measurements. The information obtained in the different storms will allow the analysis of the following factors: the temporal evolution of Q and D of the PP, the correlation between Q and D for both positively and negatively charged drops, the size distribution of charged particles and the size distribution of total raindrops. The latter will be sampled with an NASA disdrometer. The size of the hail before it melts can be estimated taking into account the D and the V with which the charged drops reach the surface. To carry out these analyzes, different parameters were calculated and various graphs were created, added to data from radar, satellite and the Lightning Mapping Array (LMA) network. These results were compared with each other and with other authors.

Índice

1. Introducción	6
1.1. Formación de Nubes	6
1.2. Terminología de Hidrometeoros	9
2. Electrificación de las Nubes de Tormenta	10
2.1. Estructura Eléctrica de las Nubes de Tormenta	10
2.2. Teorías de Electrificación de Nubes de Tormenta	11
2.2.1. Teoría Convectiva	12
2.2.2. Teoría Precipitativa Inductiva	13
2.2.3. Teoría Precipitativa No-Inductiva	15
2.3. Mecanismos Microfísicos de separación de Carga	16
2.3.1. Transferencia de Carga por Tasas relativas de Crecimiento o Hipótesis de Baker	16
2.3.2. Electrificación por Ruptura de Gotas	17
2.3.3. Electrificación por Fusión de Hielo	17
2.3.4. Efecto Workman-Reynolds	18
2.3.5. Efecto termoeléctrico	18
2.3.6. Electrificación por diferencias en el Potencial Superficial	19
2.3.7. Cargado por Fragmentación del Hielo	19
2.4. Objetivos	20
3. Antecedentes	22
3.1. Ross Gunn (1946)	22
3.2. Ross Gunn (1948)	22
3.3. Ross Gunn(1950)	24
3.4. Ross Gunn & Charles Devin (1953)	25
3.5. López (2018)	25
4. Método Experimental	27
4.1. Descripción del dispositivo de medición.	27
4.2. Determinación de la carga eléctrica de las gotas.	29

4.3. Determinación del Diámetro y de la Velocidad Terminal de las Gotas de Precipitación.	30
4.4. Disdrómetro	32
4.4.1. Descripción y Funcionamiento	33
5. Resultados y Discusiones	35
5.1. Descripción de Mediciones Realizadas	35
5.1.1. Tormenta 17 de Marzo de 2019	35
5.1.2. Tormenta 15 de Marzo de 2019	51
5.1.3. Tormenta 20 de Diciembre de 2018	61
5.1.4. Tormenta 4 de Diciembre de 2018	73
5.2. Comparación entre las tormentas medidas	80
5.3. Comparación con otros autores	85
5.4. Reobtención de las características microfísicas	89
6. Conclusiones	90
7. Bibliografía	91

1. Introducción

1.1. Formación de Nubes

Inicialmente para poder entender la formación de nubes examinaremos un pequeño volumen de aire, llamado parcela de aire. Cuando la superficie de la tierra es calentada por la radiación solar la difusión del calor del suelo al aire calienta algunas parcelas del mismo haciéndolas flotantes con respecto a su entorno, esto se debe a que al aumentar la temperatura de la parcela esta se vuelve menos densa. La mezcla de gases que componen al aire atmosférico obedece la ecuación:

$$p = p_0 e^{-z/H} \quad (1)$$

Donde p_0 es la presión atmosférica en la superficie terrestre, z es la altura medida desde la superficie terrestre dada en Km , p es la presión a la altura z y H es una constante que indica la altura a la cual la presión decrece a un valor $e^{-1} = 0,37$ ($H \sim 8 Km$). H es constante para una atmósfera isotérmica. La ecuación (1) nos dice que la presión atmosférica del entorno disminuye a medida que nos alejamos de la superficie terrestre. Por lo que a medida que las parcelas se elevan debido a su flotabilidad, experimentan una disminución de la presión atmosférica. Estas a su vez se expanden a medida que la presión disminuye y se enfrían adiabáticamente. Es una buena aproximación suponer que estos cambios ocurren adiabáticamente, es decir que no hay intercambio de calor con el entorno. Esto se debe a que el proceso de transferencia de calor desde una masa de aire a su entorno es mucho más lento que el movimiento del aire. En los bordes se produce una mezcla turbulenta que no penetrará mucho en poco tiempo, debido a esto lo que pase en los bordes puede ser despreciado si la masa de aire es suficientemente grande. Además, cuando la parcela asciende y se enfría, la presión de vapor decrece con la presión total como:

$$e = N_v p \quad (2)$$

Donde la constante N_v , es la fracción molar de vapor. Simultáneamente, la temperatura T , decrece.

Por otro lado, llamamos *presión de vapor de saturación* e_s a la presión a partir de la cual el vapor de agua puede coexistir en equilibrio con el agua líquida e_{sw} o con el hielo e_{si} , a una determinada temperatura. e_s depende fuertemente de la temperatura y esta dada por la ecuación de *Clausius Clayperon*:

$$\frac{d}{dT} \ln e_s = \frac{lM_v}{RT^2} \quad (3)$$

Donde l es el calor latente correspondiente al cambio de fase *vapor – agua* o *vapor – hielo*, R es la constante universal de los gases y M_v es la fracción molar de vapor. La presión de vapor e_s decrecerá a gran velocidad con la expansión de la parcela y será igual o más lento disminuyendo que la presión de vapor e , hasta el punto en que el aire comience a saturarse.

La relación entre la presión de vapor e y la presión de vapor de saturación e_s con respecto al agua o al hielo, es lo que se define como *humedad relativa* con respecto al agua o al hielo, respectivamente. Esto es:

$$HR = \frac{e(T)}{e_s(T)} \cdot 100 \quad (4)$$

En otras palabras, la humedad relativa es el porcentaje de saturación de un volumen específico de aire a una dada temperatura. Cuando la presión de vapor alcanza el valor de la presión de saturación, la humedad relativa de la parcela será del 100% y se dice que la misma está saturada. Si la presión excede el valor de saturación el vapor de agua cambiará al estado correspondiente según las condiciones ambientales en las que se encuentre la masa de aire. En la figura 1 se muestra la curva de e_s en función de T . En una escala aumentada, se muestran las curvas de saturación con respecto al agua y al hielo.

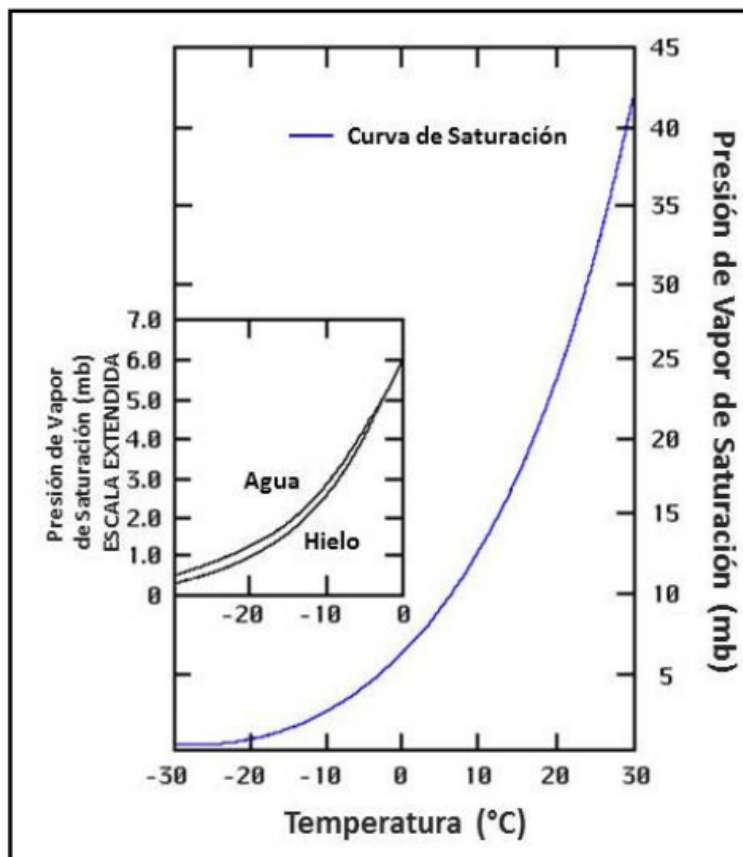


Figura 1: Curva de presión de vapor de saturación.

La altura en la cual la parcela enfriada adiabáticamente es saturada se llama *nivel de condensación de elevación*. La condensación de vapor de agua en la forma de gotitas en un medio físico, debido a la existencia de una fuerte supersaturación se denomina *Nucleación Homogénea*. Ésta no es de gran importancia en la atmósfera terrestre ya que debido a la gran saturación que se necesita para que una gota nucleee sin presencia de ninguna partícula externa, la energía de formación requerida es muy alta y no hay ninguna fuente en la atmósfera que proporcione esa sobresaturación. Sin embargo, en la atmósfera, se observa que las gotitas de nube se comienzan a formar cuando el aire ascendente alcanza la saturación. Este hecho obedece a la existencia de concentraciones de partículas, *aerosoles atmosféricos*,

de tamaño microscópico que tienen una gran afinidad con el agua y actúan como centros de condensación, tales partículas son llamadas *núcleos de condensación de nubes* (CCN). El proceso en el cual las gotitas de agua se forman sobre los núcleos se conoce como *Nucleación Heterogénea*. En el caso de formación de partículas de hielo también es necesaria la presencia de aerosoles atmosféricos, en este caso llamados *núcleos de hielo* (IN). Al contrario de los CCN, para que una partícula sea IN no tiene que ser soluble. A su vez estos son menos abundantes en la atmósfera y generalmente no se tornan activos hasta la temperatura de -10°C . Entonces, retomando el análisis sobre nuestra parcela de aire tendremos que una vez alcanzada la saturación, comenzarán a formarse “*embriones*” de gotas de agua sobre los CNN que crecerán por condensación de vapor. Si la parcela sigue ascendiendo por la atmósfera inestable hasta superar la isoterma de 0°C los IN se activan para formar cristales de hielo que crecerán por deposición de vapor, es decir el vapor de agua a temperaturas por debajo de 0°C se absorbe directamente sobre la superficie del IN, donde a temperaturas suficientemente bajas, se transforma en hielo; ya que el ambiente se encuentra sobresaturado con respecto al hielo. Las gotas de agua sobreenfriadas coexistirán con los cristales de hielo sin congelarse aunque se encuentren a temperaturas inferiores a 0°C . Este sistema en el que coexisten las tres fases del agua (vapor, gotas de agua sobreenfriadas, cristales de hielo) es *termodinámicamente inestable*. Sucede que, cuando una parcela compuesta inicialmente de vapor y gotitas de agua supera la isoterma de 0°C el vapor disponible toma valores que pueden ser representados por un punto ubicado entre las curvas de saturación con respecto al hielo y al agua (ver figura 1), siendo la presión de vapor de equilibrio sobre el hielo e_{si} menor que sobre el agua líquida e_{sw} a la misma temperatura, debido a esto podemos tener agua en estado gaseoso, líquido y sólido coexistiendo. En esta situación el ambiente está sobresaturado con respecto al hielo, por lo tanto las partículas de hielo presentes crecerán por deposición de vapor con el fin de disminuir la sobresaturación existente y así llevar el sistema al equilibrio. Además, el ambiente está subsaturado con respecto al agua y por lo tanto, las gotas de agua presentes evaporarán con el objetivo de elevar la presión de vapor intentando alcanzar el valor de saturación, valor de equilibrio. Este proceso de crecimiento es conocido como *mecanismo de Bergeron*.

Si en cambio la presión de vapor de la parcela toma un valor por encima de la presión de saturación sobre agua, las gotas y los cristales crecerán hasta que la presión de vapor alcance el valor de equilibrio sobre la curva (figura 1). A partir de ese momento, los cristales crecerán a expensas de este vapor para disminuir e y las gotas evaporarán con el fin de elevar e . En ambas posibles situaciones, el agua en estado líquido se habrá evaporado en su totalidad alcanzándose así un equilibrio cuando las partículas de hielo coexistan con el vapor. Por lo tanto las nubes, dependiendo de las condiciones atmosféricas, pueden consistir en una mezcla de gotitas líquidas, vapor de agua y partículas de hielo que coexisten a temperaturas inferiores a 0°C , denominadas *nubes mixtas* o *mezcla*; o estar compuestas por cristales de hielo coexistiendo con vapor, las cuales reciben el nombre de *nube fría* o *glaseada*, o por gotitas de agua en coexistencia con vapor a temperaturas mayores a 0°C , llamadas *nubes calientes*. Las *nubes de tormenta*, por lo general, son nubes de fase mixta ya que la presencia de las tres fases de agua mejora el proceso de separación de carga en la nube, como se verá más

adelante. Los cristales de hielo en las nubes crecen por tres mecanismos diferentes: deposición de vapor, *acreción* o *riming* (colección de gotitas superenfriadas por colisión) y *agregación* (crecimiento por colección de cristales de hielo). En las nubes mixtas, las observaciones indican que después de la formación en los IN los cristales de hielo individuales deben crecer por deposición de vapor hasta al menos un tamaño crítico antes de que puedan comenzar a coleccionar gotas de nubes[1].

1.2. Terminología de Hidrometeoros

Se conoce como *hidrometeoros* a las partículas de agua, ya sean líquidas o congeladas. Entre ellas se distinguen: gotas de nube, cristales de hielo y partículas de precipitación. Las *gotas de nube* son partículas líquidas con diámetros del orden de los micrones (diámetro $\leq 100\mu m$). Similarmente, los *cristales de hielo* son partículas muy pequeñas del orden de los cientos de los micrómetros. Las partículas con velocidades de caída $\geq 0,3 ms^{-1}$ y diámetros del orden de los milímetros y hasta a veces de los centímetros son llamadas de *precipitación*. Las partículas de precipitación líquidas a menudo son divididas por su tamaño y *velocidad terminal* en *llovizna* (radios de $\sim 0,1 - 0,25 mm$) y lluvia (radios $\geq 0,25 mm$). La precipitación sólida algunas veces es subdividida por su densidad y la velocidad de caída, en nieve (baja densidad, con velocidad de caída $\sim 0,3 - 1,5 ms^{-1}$), *granizo* (densidad $\leq 0,6 g cm^{-3}$), y *piedra* (densidad $\geq 0,9 g cm^{-3}$, velocidades de caída de hasta $50 ms^{-1}$).

2. Electrificación de las Nubes de Tormenta

2.1. Estructura Eléctrica de las Nubes de Tormenta

Desde que las palabras de Benjamin Franklin fueron escritas en 1752, se ha aceptado que las descargas son transferencia de carga eléctrica positiva o negativa, de una región de la nube a otra región de la misma, o entre nubes, o entre una nube y la tierra. Para que esta transferencia de carga tome lugar la nube debe estar *electrificada*, esto es, las cargas positivas y negativas deben ser separadas. Pero, *¿Cómo es que se produce la separación de carga?* Como será evidente, solo una respuesta parcial a esta pregunta puede ser dada. Muchos son los procesos microfísicos que podrían causar la separación de carga, con el resultado que, aunque el objeto como un todo permanece neutro, una región tiene más carga positiva o negativa que otra. La *estructura electrostática* de las nubes de tormenta fue expuesta sobre el curso del siglo *XX* por métodos de teledetección. Dos distintivos métodos fueron pioneros independientemente propuestos por dos científicos británicos, los cuales por más de dos décadas sostuvieron puntos de vista opuestos sobre la polaridad del momento dipolar de las nubes de tormenta. Los científicos fueron George C. Simpson y C.T.R Wilson. Wilson [4,5] midió los cambios en el campo electrostático acompañado de los relámpagos y, con estimaciones de la distancia de los truenos, basado en observaciones del retraso del trueno, interpretó estas mediciones para extraer la magnitud y la polaridad del momento de carga para ambos relámpagos, intra nube y nube tierra. Él sugirió que típicamente las nubes de tormenta tienen carga positiva por encima de la carga negativa, una configuración llamada ahora como *dipolo positivo*. Simpson [3] midió las cargas en la lluvia debajo de las nubes de tormenta, quien concluyó lo opuesto, que las regiones bajas de una nube de tormenta estaban cargadas positivamente y la región alta negativamente, un *dipolo negativo*. El desacuerdo entre Wilson y Simpson fue resuelto por una serie de sondeos de campo eléctrico por Simpson y Scrase [6] y Simpson y Robinson [7] en los cuales una *estructura tripolar electrostática* de la nube de tormenta fue identificada, carga positiva en la parte más alta de la nube, la región principal de carga negativa en la mitad y una región de carga positiva más chica en la parte más baja.

En la figura 2 se muestra La estructura tripolar de la nube de tormenta y el comportamiento predominante para los observadores a diferentes distancias de la tormenta. El dipolo invertido predomina para el observador cercano (Simpson) y el dipolo principal para el observador a distancia (Wilson).

Mediciones más recientes realizadas con los métodos previamente descriptos, con algunos refinamientos, soportan fuertemente la estructura básica tripolar en nubes de tormentas aisladas.

En la figura 3 se muestra la distribución clásica tripolar de carga de una nube de tormenta. La ubicación de los centros de carga en la región convectiva, parece estar determinada por la temperatura y no por la altura sobre el suelo. El centro de *carga negativa principal* generalmente es encontrado entre las isotermas de -5°C y -25°C , con una tendencia a alti-

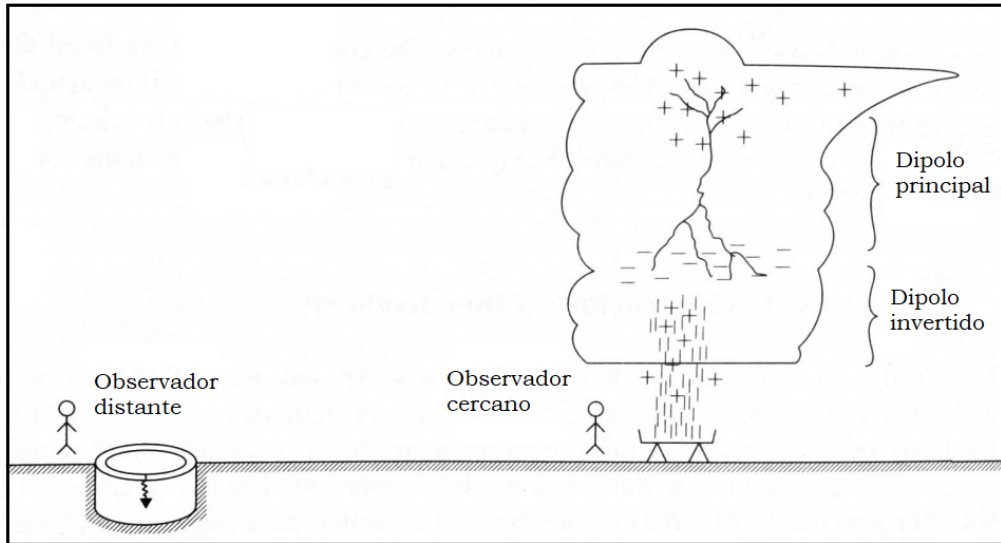


Figura 2: La estructura tripolar de la nube de tormenta (primero identificada por Simpson y Scrase [6]) y el comportamiento predominante para los observadores a diferentes distancias de la tormenta.

tudes ligeramente más altas y a más bajas temperaturas, en tormentas más vigorosas. La característica más notable de la capa principal negativa es una forma de panqueque, con un espesor menor a 1 Km pero se puede extender horizontalmente decenas de kilómetros o más. Unos 2 o 3 kilómetros por encima de la capa principal negativa se encuentra la *capa positiva principal*. Esta es más difusa que la capa negativa y puede extenderse verticalmente varios kilómetros, tan alta como la nube en sí misma. Por último, hay una *pequeña región de carga positiva* debajo del centro negativo principal cerca de la isoterma de 0°C. La magnitud de esta capa es tan pequeña que el campo eléctrico en la superficie de la tierra está frecuentemente dominado por la carga negativa principal. La carga positiva baja es típicamente de menor magnitud que la carga negativa principal, consistente con la presencia del campo eléctrico apuntando hacia arriba medido abajo de la nube de tormenta. A la derecha de la región convectiva está representada la región estratiforme de la nube (ver figura 3). Cuya región se encuentra libre de corrientes convectivas y la distribución de cargas es dipolar. Las cargas positivas se distribuyen por la parte superior de la región y en las partes bajas de la nube se ubican las cargas negativas. Otra característica que se observa en muchas nubes es una capa de carga negativa de unos 100 metros de espesor por encima de la región positiva superior, usualmente conocida como *screening layer*. Sin embargo, independientemente de su origen la screening layer parece ser una característica secundaria que no altera significativamente la estructura tripolar básica de la nube.

2.2. Teorías de Electrificación de Nubes de Tormenta

Al intentar explicar la estructura de las nubes de tormenta los investigadores han invocado distintas teorías de electrificación. Las mismas se detallan a continuación.

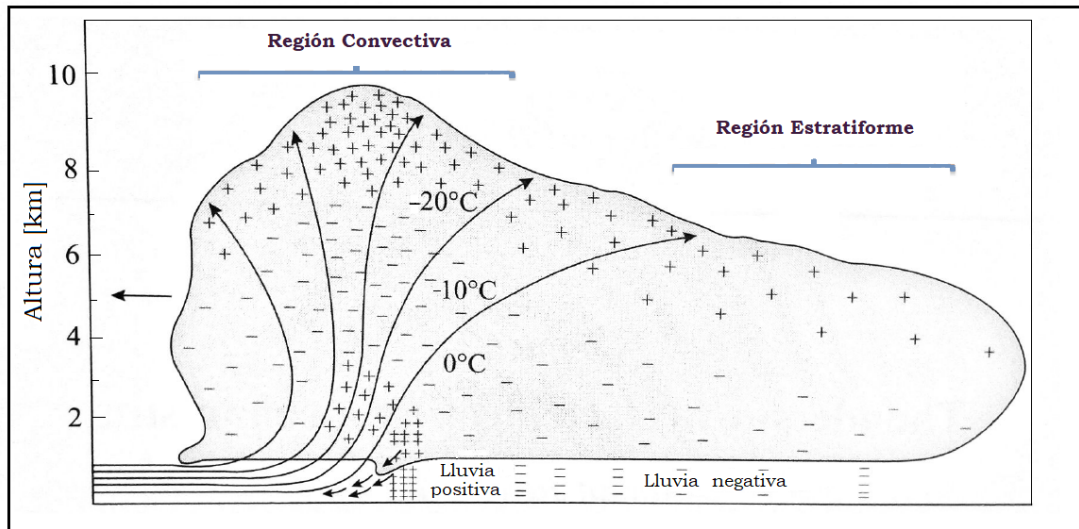


Figura 3: Estructura clásica tripolar de una nube de tormenta(Simpson y Scrase [6])

2.2.1. Teoría Convectiva

La hipótesis convectiva formulada primeramente por Gastón Grenet (1947) y extendida por Bernard Vonnegut (1953), ha sido durante muchos años la principal teoría de la electrificación de tormentas basada en la no-precipitación. El modelo convectivo supone que las cargas eléctricas en la nube son suministradas inicialmente por dos fuentes externas. La primera fuente son los rayos cósmicos, que inciden en las moléculas de aire sobre la nube y las ionizan (separan las cargas positivas y negativas). La segunda fuente es el fuerte campo eléctrico alrededor de los objetos puntiagudos en la superficie de la Tierra que producen una "Descarga en Corona" de iones positivos. Estos iones positivos son transportados hacia dentro de la nube por corrientes convectivas, y a través de corrientes ascendentes son llevados hacia el tope de la nube. Cuando se encuentran en las regiones superiores de la nube estos iones positivos atraen a los iones negativos, que se formaron por los rayos cósmicos sobre la nube, los cuales dentro de la misma se adhieren rápidamente a las partículas de nube. Estas partículas cargadas negativamente son capturadas por las corrientes descendentes en la periferia de la nube y son transportadas hacia la parte baja de la nube. Esto causa que más iones positivos sean atraídos de los puntos de descarga en la tierra hacia la nube, provocando una retroalimentación positiva del mecanismo. Wormell (1953) objetó esta teoría señalando que la concentración de iones presentes en la atmósfera alrededor de una nube de tormenta es insuficiente para dar cuenta de la tasa observada de regeneración de la carga dentro de la nube. Por otro lado, Chalmers (1963) ha cuestionado la validez de la teoría desde sus bases ya que las corrientes ascendentes deberían transportar no solo las cargas positivas, sino también las partículas cargadas negativamente que se han sido arrastradas por las corrientes descendentes hacia la base de la nube. Además las corrientes de iones de los puntos de descarga no deberían producirse hasta que el campo eléctrico en la superficie terrestre haya alcanzado el valor de aproximadamente 800 V m^{-1} . Para ese valor de campo terrestre el campo eléctrico dentro de la nube debería ser lo suficientemente alto como para dar lugar a descargas eléctricas. A esto se le suma que los iones positivos resultantes tardan

un tiempo considerable en llegar a la nube. Por lo tanto, la teoría es *incapaz* de explicar la electrificación inicial de las nubes de tormenta. Las características básicas de la teoría están esquemáticamente ilustradas en el boceto idealizado mostrado en la figura 4.

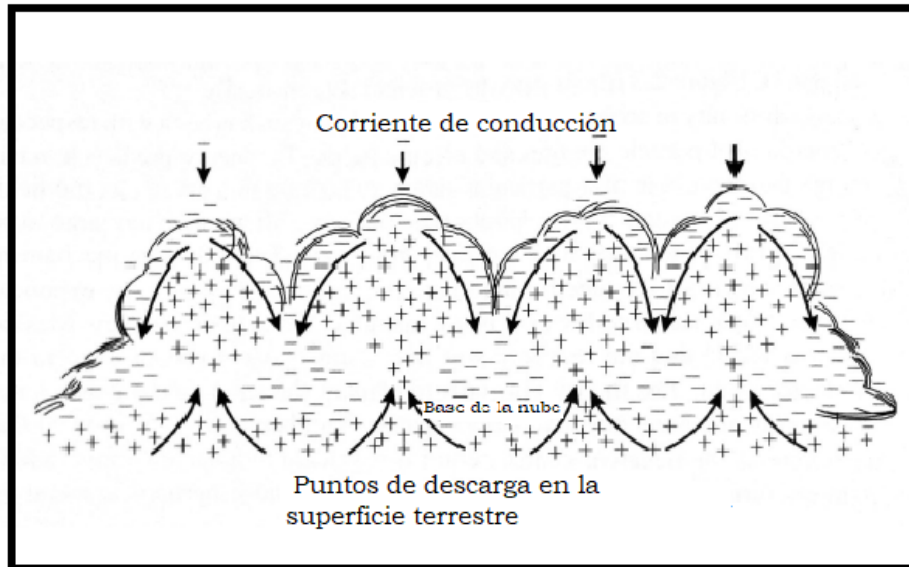


Figura 4: Diagrama esquemático que ilustra el mecanismo de carga convectiva (Vonnegut).

2.2.2. Teoría Precipitativa Inductiva

La teoría inductiva fue una de las primeras teorías que se propusieron para explicar la electrificación de las nubes de tormentas. Fue presentada por primera vez por Elster y Geitel en 1913 [8] y ha sido modificada por varios investigadores desde entonces. Esta teoría propone que una gota de agua en el interior de una nube de tormenta que cae a través de una región con campo eléctrico vertical es polarizada, es decir se inducen cargas de polaridad opuesta y de igual magnitud sobre las superficies superior e inferior de la gota. Si la dirección del campo eléctrico es dirigida hacia abajo, la gotita se polarizará de manera que su parte inferior quede cargada positivamente. Si luego gotas más pequeñas colisionan y rebotan en la mitad inferior de la gota que se encuentra cayendo, estas se llevarán parte de la carga positiva de la zona inferior de la gota más grande. Estas gotas pequeñas ahora tendrán un exceso de carga positiva, por lo tanto se encontrarán cargadas positivamente. Las mismas serán arrastradas por las corrientes ascendentes hacia la región superior de la nube, mientras que la gota más grande quedará cargada negativamente y contribuirá a la región central de carga negativa de la nube de tormenta. La teoría se extendió más tarde a partículas de hielo por Muller-Hillebrand en 1954 [9] y Latham y Mason en 1962 [10]. Aquí las partículas de mayor peso, como los granizos, caerán con respecto a las partículas más ligeras, como los cristales de hielo, que generalmente serán arrastrados hacia la parte superior de la nube. Los autores anteriores calcularon la magnitud de la carga separada cuando dos partículas esféricas interactúan en un campo eléctrico dado en términos de sus radios, tiempo de contacto y punto de impacto. Varios investigadores han demostrado desde entonces que es posible explicar el

campo eléctrico observado en las tormentas eléctricas dentro de los intervalos de tiempo requeridos en términos de la teoría precipitativa inductiva. Estas hipótesis se han basado en las tres combinaciones posibles de interacciones entre partículas de nubes: agua-agua, agua-hielo y hielo-hielo. Sin embargo, cada uno de estos casos tiene fuertes limitaciones, como discutiremos a continuación.

Consideremos primero el caso de interacción entre gotas. Cuando dos gotas colisionan hay más probabilidad de que coalescan a que reboten. Esto es aún menos probable en un campo eléctrico externo. Jennings en 1975 [11] demostró que la probabilidad de coalescencia tiende a uno en presencia de campos eléctricos mayores de aproximadamente 25 kVm^{-1} . Un problema similar limita la eficiencia de la interacción entre partículas de hielo y gotas de agua. Una gota de agua sobreenfriada que colisiona con un granizo que cae es mucho más probable que se congele en el impacto a que rebote. Estudios experimentales demuestran que 1 de cada 100 gotas rebotan, Aufdermaur y Johnson, 1972 [12]. Muchos investigadores han intentado probar experimentalmente la hipótesis precipitativa inductiva basada en las interacciones entre partículas de hielo. Latham y Mason, 1962 [10] pusieron en contacto dos partículas de hielo durante varios intervalos de tiempo en un campo eléctrico. Sin embargo, las colisiones de rebote no arrojaron resultados satisfactorios. No se encontraron transferencias de carga apreciables cuando se hizo que los cristales de hielo rebotaran en un blanco de hielo cilíndrico a velocidades de hasta 30 m s^{-1} en campos eléctricos de hasta 70 kVm^{-1} . Aufdermaur y Johnson, 1972 [12] impactaron gotas de agua congelada en un objetivo cubierto de hielo y encontraron cargas de 50 fC por colisión, pero este valor no se vio afectado por variaciones en el campo eléctrico. Todo esto generó algunas preguntas sobre la fuente de origen del proceso de transferencia de carga. Gaskell, 1981 [15] demostró que para que se transfiera una cantidad razonable de carga, el tiempo de contacto debe ser del mismo orden que el tiempo de relajación para la redistribución de la carga. Gross, 1982 [16] demostró que, para el hielo puro, el tiempo de relajación fue significativamente más largo que los tiempos de contacto estimados en las colisiones entre partículas de hielo. Illingworth y Caranti, 1985 [17] descubrieron que, en general, la conductividad del hielo puro era demasiado baja para una transferencia de carga completa durante los tiempos de contacto disponibles. Por otro lado, la teoría predice una carga máxima que una partícula de un tamaño particular puede adquirir en un campo eléctrico dado. Sin embargo, las cargas medidas en las partículas de precipitación a menudo son demasiado grandes para ser explicables en términos de la teoría expuesta. También se tiene que la teoría requiere que la recuperación del campo eléctrico entre las descargas sea exponencial. Sin embargo, Winn y Byerley, 1975 [18] usando globos instrumentados en tormentas eléctricas de Nuevo México descubrieron que la recuperación era lineal y, por lo tanto, no proporcional al campo eléctrico existente. La teoría tampoco puede explicar la dependencia de la temperatura con la ubicación del centro de carga negativa principal. Luego de plantear todas las limitaciones que posee dicha teoría podemos llegar a la conclusión de que si bien la teoría precipitativa inductiva es simple, presenta demasiadas dificultades considerables que es difícil imaginarla como una teoría viable generadora de carga en tormentas eléctricas.

2.2.3. Teoría Precipitativa No-Inductiva

La teoría precipitativa no-inductiva asume que cuando dos partículas de hielo (granizo y cristales de hielo) colisionan entre sí en ausencia de campo eléctrico externo, se produce una transferencia de carga entre las mismas. La microfísica básica para la teoría precipitativa no-inductiva es pobremente entendida, la mayoría de nuestros conocimientos en este mecanismo son empíricos pero entre todas las teorías que se han discutido hasta aquí podemos destacar que la teoría precipitativa no-inductiva es la más aceptada en la actualidad. En gran cantidad de estudios de laboratorio se ha observado que el cargado de esta teoría no-inductiva depende de muchos parámetros. Podemos destacar a Reynolds et al. 1957 [19] que demostró que el signo de la carga depositada sobre el granizo dependía de la temperatura, es decir que hay un rango de temperaturas para el cual la carga adquirida por el granizo es positiva y otro rango para el cual la carga es negativa, bajo las mismas condiciones ambientales. A la temperatura en la cual el signo se invierte se le llama *temperatura de inversión*, cuyo valor se encuentra aproximadamente entre los -20°C y -10°C . Además, los autores evidenciaron que ante la ausencia de gotas sobreenfriadas la corriente de cargado resultó, al menos, un orden de magnitud menor que la registrada ante la presencia de dichas gotas. Así, se concluyó que la acreción es un proceso importante para el cargado del granizo. Por otro lado se encuentra Takahashi 1978 [20], quien también realizó experimentos de cargado de granizo simulado. Su trabajo fue uno de los más completos, ya que no solo obtuvo el signo de la carga adquirida por el granizo en un amplio rango de temperaturas ambiente y diferentes contenidos de agua líquida sino que también presentó las magnitudes de la carga obtenida en cada caso. Jayaratne et al. 1983 [21] confirmaron las dependencias anteriores experimentalmente. Jayaratne y Saunders (1985) sugirieron que, además de la temperatura y del contenido de agua líquida, el espectro de tamaño de las gotas de agua sobreenfriadas influenciaba el signo de cargado del granizo durante su colisión con cristales de hielo. A su vez Ávila et al. 1998, 1999 [22,23], Ávila y Pereyra 2000 [24] llevaron a cabo experimentos donde estudiaron la influencia del espectro de tamaños de gotas sobreenfriadas. En este trabajo los autores pudieron observar un corrimiento de la temperatura de inversión hacia temperaturas más bajas si los tamaños de gotas son más pequeños. Por su parte Bürgesser et al. 2006 [25] llevaron a cabo experimentos registrando el signo de la carga adquirida por un granizo durante colisiones con cristales de hielo en un extenso rango de temperaturas, para distintos contenidos de agua líquida y un rango de velocidades de impacto. Los mismos pusieron en evidencia un corrimiento del valor de la temperatura de inversión hacia temperaturas más cálidas a medida que la magnitud de la velocidad de impacto incrementa.

Los resultados obtenidos de todas las experiencias se utilizaron para explicar la existencia de la estructura tripolar en las nubes de tormenta. A temperaturas superiores a la temperatura de inversión, el granizo adquiere carga positiva neta, mientras que los cristales de hielo que rebotan llevan carga negativa en las corrientes ascendentes. Para la región en donde las temperaturas son inferiores a la temperatura de inversión, el granizo se carga negativamente. Así, en las regiones de la nube donde la temperatura no supera a la temperatura de inversión, los cristales de hielo adquieren carga positiva luego de colisionar con los granizos y debido a

su pequeño tamaño, son transportados hacia lo alto de la nube por las corrientes convectivas ascendentes de la misma formando así la región superior de carga positiva. Luego, los granizos que poseen una carga neta negativa y que por su tamaño no pueden alcanzar las regiones superiores de la nube, se ubican en la región central de la nube y conforman la zona negativa principal. Algunos granizos cuya carga es negativa caen por debajo de la temperatura de inversión y al colisionar en esta nueva región con cristales de hielo adquieren carga positiva y forman la región inferior. Por otro lado, los cristales de hielo adquieren carga negativa luego de las colisiones y las corrientes ascendentes los acercan a la zona principal negativa y así incrementan el tamaño de la misma.

2.3. Mecanismos Microfísicos de separación de Carga

Las teorías de electrificación antes mencionadas proponen en términos generales explicaciones a la distribución de carga eléctrica observada en las nubes de tormenta. A su vez, aunque no hay un consenso sobre los mecanismos microfísicos responsables de la separación de carga en la teoría no-inductiva, se han propuesto y estudiado posibles mecanismos responsables de dicho cargado. A continuación se listan los mecanismos más relevantes con una breve descripción de los mismos.

2.3.1. Transferencia de Carga por Tasas relativas de Crecimiento o Hipótesis de Baker

Baker et al. (1987) desarrollaron una hipótesis en donde se establece que el signo que adquiere cada partícula de hielo al colisionar entre sí depende de la relación entre las tasas de crecimiento por deposición de vapor de agua de las partículas interactuantes. Más concretamente, establece que, cuando dos partículas colisionan la partícula que se encuentra creciendo por deposición de vapor a mayor velocidad adquirirá carga positiva mientras que la partícula de crecimiento más lento, quedará cargada negativamente. Esta hipótesis se basa en la existencia de una capa cuasi-líquida sobre la superficie del hielo cuando coexiste con vapor de agua, cuya existencia ha sido demostrada en estudios teóricos y experimentales. El espesor de esta capa depende de la temperatura como así de la tasa de crecimiento por deposición de vapor; Dash, 1989 [26]. Tal hipótesis considera los resultados obtenidos por Fletcher en 1968 [27], quien demostró que era energéticamente favorable que las moléculas de agua en la capa cuasi-líquida se orientasen con los iones H^+ apuntando hacia el lado del vapor, es decir hacia afuera de la superficie de la partícula. Tal orientación dipolar resulta en un desplazamiento de iones negativos hacia la capa cuasi-líquida con el fin de igualar la diferencia de potencial generada por la orientación de las moléculas de agua. Así, la capa cuasi-líquida se polariza quedando su cara más externa cargada negativamente. Durante el impacto y la separación de las partículas de hielo, parece razonable suponer que se intercambiaría alguna masa entre las capas cuasi-líquidas de las dos partículas. El espesor de la capa cuasi-líquida aumenta con la tasa de crecimiento por deposición de vapor y, por lo tanto, la partícula que más rápido esté creciendo tendrá una capa cuasi-líquida de mayor espesor. Se

espera que la masa fluya desde la capa cuasi-líquida de mayor espesor hacia la más delgada o, lo que es equivalente, desde la partícula con mayor tasa de crecimiento hacia la partícula de crecimiento más lento. La partícula que mayor cantidad de masa pierda, perderá también carga negativa, y, por ende, quedará cargada positivamente. Luego de una colisión entre dos partículas de hielo, la partícula que más rápido esté creciendo, quedará cargada positivamente y la de crecimiento más lento, negativamente.

2.3.2. Electrificación por Ruptura de Gotas

Una gota de agua no cargada suspendida en un campo eléctrico en dirección descendente se polarizará tal como predice la teoría inductiva, es decir, su hemisferio inferior llevará una carga positiva mientras que el hemisferio superior, negativa. Si la gota se rompiera a lo largo de la dirección perpendicular al campo, las dos gotas resultantes llevarían una carga aproximadamente igual y opuesta. Matthews & Mason, 1963 [28], mostraron a través de evidencias experimentales que un aumento en la magnitud del campo eléctrico provoca un aumento en la carga eléctrica de las gotas resultantes. Además comprobaron que el fragmento más grande generalmente lleva la carga positiva. Estos investigadores concluyeron que esta teoría podría explicar la formación de la región de carga positiva inferior en las nubes de tormentas eléctricas. Una limitación importante con esta teoría es que las gotas de gran tamaño no se rompen muy fácilmente a menos que estén involucradas en una colisión con otra gota y esta a su vez rebote. Además, no siempre es probable que las gotas se rompan en el ecuador y maximice así la carga separada. Estas limitaciones reducen así la cantidad de carga esperada que puede separarse y la relevancia de este mecanismo en el proceso de electrificación de nubes.

2.3.3. Electrificación por Fusión de Hielo

Se ha demostrado que durante el proceso de fusión el hielo adquiere una carga neta positiva (Dinger & Gunn, 1946 [29]; Drake, 1968 [30]). Se estima que si el proceso de congelamiento ha sido a baja temperatura, pequeñas burbujas de aire pueden haber quedado atrapadas en el interior de la estructura del hielo. Iribarne & Manson [31] demostraron que la carga esta separada por estas burbujas de aire, que luego son liberadas durante la fusión provocando explosiones que remueven carga negativa. De esta manera, resulta el trozo de hielo con carga positiva. La magnitud de carga eléctrica que adquiere el hielo al derretirse depende del contenido de burbujas de aire en su interior. Manson, 1972 [32] sugirió que esto podría explicar el centro de carga positiva más bajo en una nube de tormenta. De hecho, el centro de carga positiva inferior parece estar estrechamente asociado con la capa de fusión en muchos casos, pero hay casos en los que se ha observado muy por encima de este nivel.

2.3.4. Efecto Workman-Reynolds

Workman & Reynolds [34] observaron la aparición de una doble capa eléctrica en la interfase hielo-agua durante la congelación de soluciones acuosas diluídas. Se descubrió que el signo y la magnitud del potencial son sensibles a la naturaleza y la concepción del soluto. En las experiencias el agua destilada mostró efectos eléctricos insignificantes. El potencial eléctrico aparece durante el progreso del frente de congelación y desaparece pronto después de que finaliza el congelamiento. Este efecto se atribuye a la incorporación selectiva de iones del líquido al hielo durante la congelación; el hielo logra potencial negativo con la mayoría de los solutos, siendo las sales de amonio la excepción. Es bien sabido que los granizos son más cálidos que su entorno debido a la absorción del calor latente liberado por la acumulación de gotas de agua sobreenfriadas que acrecionan sobre el mismo. Cuando un granizo cae hacia la base de la nube, si el contenido de agua de la nube es lo suficientemente alto, el calor latente adquirido puede ser suficiente para elevar su temperatura a 0°C . Entonces, el granizo comenzará a derretirse y llevará una capa de agua considerable en su superficie, por lo tanto el granizo se encontrará en un estado de crecimiento húmedo. En algún punto, si el espesor de la capa de agua líquida crece lo suficiente, podría esperarse el Efecto Workman-Reynolds debido a las impurezas químicas presentes en las partículas de nube resultando así el granizo con carga negativa. La dificultad con este mecanismo es que solo puede ocurrir a temperaturas cercanas a 0°C . El contenido de agua de la nube presente en una tormenta eléctrica típica a temperaturas más frías es insuficiente para elevar la temperatura de los granizos para garantizar el crecimiento húmedo.

2.3.5. Efecto termoeléctrico

La movilidad de los iones H^+ en el hielo es mucho mayor que la de los iones OH^- y ambos aumentan con la temperatura. En un bloque de hielo con un gradiente de temperatura en su longitud, el extremo más cálido adquiriría una carga negativa neta debido a la difusión más rápida de iones H^+ lejos de ese extremo. Si los trozos de hielo a diferentes temperaturas se pusieran en contacto momentáneo, se separarían con la pieza más caliente llevando una carga negativa neta debido a la difusión de iones H^+ . Se han realizado varios experimentos de laboratorio simulados con pequeñas partículas de hielo en forma de cristales de hielo crecidos por deposición de vapor o de gotas congeladas hechas para rebotar en un objetivo de hielo calentado artificialmente [Baker et al., 1987; Jayaratne et al., 1983; Reynolds et al., 1957]. Los resultados muestran en todos los casos que la partícula más cálida adquiere carga negativa. Sin embargo, un inconveniente importante de la teoría del efecto termoeléctrico es que la concentración de iones en el hielo es extremadamente inadecuada para explicar la magnitud de la carga separada observada durante las interacciones entre las partículas de hielo.

2.3.6. Electrificación por diferencias en el Potencial Superficial

En su estudio del año 1969, Takahashi determinó el potencial eléctrico superficial del hielo bajo diversas condiciones [35]. Cuando el hielo era calentado y una película líquida delgada se formaba en su superficie, el mismo adquiría un potencial negativo de -100 mV con respecto a una superficie seca. El autor explicó la observación de la siguiente manera: los iones H^+ y OH^- están más concentrados en agua que en hielo debido a sus diferentes energías de activación. Al mismo tiempo, los iones H^+ tienen una mayor movilidad que el OH^- en el hielo y, por lo tanto, se difundirán más fácilmente del agua al hielo. Cálculos teóricos que realizó el autor arrojaron un potencial de -150 mV para el agua con respecto al hielo, en concordancia con el experimento. También sugirió que este mecanismo podría explicar el cargado positivo del granizo en condiciones de crecimiento húmedo en las regiones bajas de tormentas eléctricas. Usando un método de ionización, Takahashi, 1978 [36] observó que, en el aire ionizado, una superficie de hielo sublimada adquiría una carga negativa y una en crecimiento por deposición de vapor, se cargaba positivamente con una diferencia de potencia de aproximadamente 200 mV entre los dos casos. Subsecuentes experimentos confirmaron estos resultados [Baker et al., 1987; Caranti et al., 1991; Jayaratne et al., 1983]. Solo Caranti et al. (1980), quienes repitieron el experimento de Takahashi, no pudieron encontrar ninguna diferencia de potencial entre las superficies del hielo sublimando y creciendo por deposición de vapor. Sin embargo, sí reportaron una apreciable diferencia de potencial durante el crecimiento por acreción donde la superficie acrecida adquirió un potencial de unos cientos de mV con respecto a la superficie no acrecida. Los autores reportaron incrementos en el potencial a medida que la temperatura decrecía alcanzando un valor crítico de -400 mV a -15°C . Baker et al.(1987) llevaron a cabo mediciones del cargado eléctrico adquirido por un granizo expuesto a colisiones con cristales de hielo y que era artificialmente calentado o enfriado con respecto a la temperatura ambiente. Encontraron que el granizo, al calentarse, adquiría carga negativa mientras que, al enfriarse, adquiría carga positiva. Caranti et al. (1991) encontraron resultados similares advirtiendo que un granizo con una temperatura superior a la temperatura ambiente estaría siempre sublimando. Incluso en un ambiente sobresaturado, es necesario calentar solo 1°C el granizo para que este comience a sublimar si la temperatura ambiente es de -10°C y 2°C si la temperatura ambiente desciende a -20°C . Los autores concluyeron que la dependencia del signo del cargado del granizo no era debido a la temperatura del mismo sino debido a su estado superficial, es decir, estado de crecimiento o sublimación. Pero para entonces, Baker et al. (1987) ya habían sugerido que el signo de cargado del granizo estaba controlado por las tasas de crecimiento por deposición de vapor relativas de las partículas de hielo interactuantes resultando la partícula con crecimiento más rápido, con carga positiva (Hipótesis de Baker).

2.3.7. Cargado por Fragmentación del Hielo

Caranti et al. [37] estudiaron las colisiones individuales entre esferas de hielo de $100\ \mu\text{m}$ de diámetro y un granizo de hielo que crecía por difusión de vapor. Ellos demostraron que la mayoría de los eventos de carga iban acompañados de pequeños fragmentos de escarcha

que se desprendían de la superficie del granizo. El signo de la carga adquirida por el granizo fue positivo, y a medida que su temperatura se reducía de manera precursora por debajo de la temperatura ambiente la magnitud de la carga aumentaba. Las puntas de escarcha en crecimiento serían más cálidas que el sustrato (granizo) debido al calor latente generado en dichos puntos. Esto daría lugar a un gradiente de temperatura dirigido hacia el interior a lo largo de las puntas de hielo en la superficie del granizo. Caranti et al. sugirieron que romper estas protuberancias separaría la carga con el lado más frío, el granizo en este caso, adquiriendo la carga positiva. Mostraron que al invertir el gradiente de temperatura se invertía el signo de carga. Al calentar internamente se condujo a la sublimación de las puntas de escarcha que se enfriaron, con respecto al sustrato, debido al calor latente liberado en la sublimación. El signo de la transferencia de carga observada era explicable en términos de la teoría termoeléctrica pero, la magnitud observada de la carga separada era demasiado alta para explicarse en términos de la teoría. Por esta razón Caranti et al. (1991) propusieron una hipótesis modificada basada en la ruptura de los enlaces del hidrógeno en hielo durante el proceso de fractura. Utilizando un cálculo simplificado, demostraron que el proceso propuesto podría explicar la magnitud de la carga observada. Caranti demostró que los fragmentos que se desprendían del granizo tenían una carga igual y opuesta a la adquirida por el mismo. No parecía haber duda de que sus esferas de hielo de $100 \mu m$ que impactaban a una velocidad de 8 ms^{-1} eran capaces de romper fragmentos de escarcha del granizo. Sin embargo, existen experimentos en donde la carga se transfiere aún siendo las partículas que impactan cristales de hielo que tienen dimensiones de no más de $10 \mu m$. Estas partículas tienen una energía mucho menor que las esferas de hielo de $100 \mu m$ utilizadas por Caranti et al. y es muy poco probable de que lleguen a fracturar al granizo. Griggs y Choularton [38] demostraron experimentalmente que las protuberancias producto de escarcha o acreciones, pueden ser sorprendentemente fuertes. Esferas de vidrio de $485 \mu m$ de diámetro requerían una velocidad mínima de impacto de aproximadamente 20 ms^{-1} para fracturar incluso los depósitos de escarcha más frágiles estudiados. Por último, Jayaratne et al., 1983 [39] no detectó fragmentos de hielo cuando realizó sus experimentos de colisiones entre partículas de hielo, por lo que se terminó concluyendo que, aunque puede ocurrir, la fragmentación no era un requisito necesario para la transferencia de carga durante las colisiones de hielo-hielo.

2.4. Objetivos

Aunque es conocido por dos siglos que los rayos son una forma de electricidad, los procesos físicos exactos responsables de cargar las nubes de tormentas permanecen en disputa. La intratabilidad del problema proviene del hecho de que los procesos físicos que conducen al desarrollo de los rayos y tormentas eléctricas, se extienden por 15 órdenes de magnitud en escala, en un extremo están los fenómenos atómicos que inician la electrificación de las nubes de tormenta y que toman lugar sobre escalas de 10^{-13} km . En el otro extremo está el movimiento de aire en la nube de tormenta como un todo, que completa el proceso de carga y puede tener lugar sobre escalas de decenas o cientos de kilómetros. En cada una de estas escalas, los procesos o mecanismos físicos no son completamente entendidos. Encontrar

la distribución correcta de cargas y el mecanismo físico detrás de los grandes voltajes de las nubes de tormentas es la tarea principal de la física de nubes de tormenta.

El objetivo de este trabajo es el de estudiar la estructura eléctrica de las tormentas y la evolución temporal de las mismas, mediante un *estudio experimental de campo de gotas de precipitación cargadas*. En este trabajo se realizan mediciones en superficie de la velocidad de caída (V) y carga eléctrica (Q) de gotas de lluvia individuales. Cada una de estas gotas de lluvia cargadas corresponden a granizos dentro de la nube, que se derritieron durante sus caídas a tierra. Con los datos de V es posible obtener los diámetros (D) de cada una de las gotas medidas (K.V. Beard). Además, bajo la hipótesis de la teoría no-inductiva se estudiará la correlación entre los tamaños de las gotas con la magnitud y signo de las cargas eléctricas que transportan. Para realizar las mediciones se utiliza un dispositivo especialmente diseñado y construido en el Grupo de Física de la Atmósfera, este instrumento es capaz de detectar $Q > 0,5 \text{ pC}$ (López, 2018). Como información complementaria para poder describir la dinámica y evolución de las tormentas bajo estudio, se utilizan datos del satélite GOES, datos de un disdrómetro de NASA y datos de radares y redes de detección de descargas eléctricas que se montaron durante el proyecto RELAMPAGO. Con toda esta información se podrán hacer comparaciones de la estructura eléctrica de las nubes obtenidas con nuestro dispositivo, con la estructura eléctrica determinada por la red Lightning Mapping Array (LMA) que detecta las posiciones de las cargas que producen las descargas durante las tormentas.

Finalmente, con la información de la evolución temporal de D , V y Q de las gotas de lluvia obtenidas en este trabajo, es posible estudiar en un futuro las trayectorias realizadas por las gotas y así obtener información de cómo fue la distribución espacial de las cargas transportadas por las partículas de precipitación dentro de la tormenta asociada para tiempos anteriores y durante la medición.

3. Antecedentes

A continuación se presentan algunos trabajos con sus resultados en los cuales se realizaron mediciones de campo de las cargas eléctricas de las gotas como así el campo eléctrico en la atmósfera.

3.1. Ross Gunn (1946)

Este trabajo [41] se refiere a las características eléctricas de precipitaciones cayendo en un frente frío. Se realizaron mediciones de la carga eléctrica portada por las gotas de precipitación como así el campo eléctrico en el frente. Las mediciones se llevaron a cabo mediante un avión equipado con termómetros y dos instrumentos especializados de importantes diseños para medir el campo eléctrico en la superficie del avión y la carga eléctrica residente en las gotas de la precipitación encontrada. El montaje para medir la carga eléctrica de las gotas consistía en un cono de chapa truncada montado en el avión con la abertura circular más pequeña presentada hacia adelante de tal manera que la precipitación que entra por esa abertura no toque los lados internos del cono. Dentro del cono están montados dos anillos inductores. El anillo delantero está altamente aislado y conectado a través de cables y protectores apropiados a un oscilógrafo de rayos catódicos presurizado equipado con una cámara de cámara lenta. El anillo de popa en la parte más ancha del cono, es de mayor diámetro y actúa como un escudo electrostático, y está conectado a tierra al cono y al armazón de la aeronave. La salida del anillo inductor se alimenta a un amplificador estándar de alta sensibilidad y luego a un oscilógrafo de rayos catódicos presurizados. Las cargas eléctricas residen en la precipitación en todas las altitudes desde la más alta observada a ~ 8 *Km* hasta el suelo. En el frente investigado, la carga obtenida sobre la precipitación a grandes altitudes es de carácter positivo mientras que a bajas altitudes la carga en las partículas fue negativa. Sin embargo, a altitudes intermedias, por ejemplo de ~ 6 *Km* hacia abajo a ~ 3 *Km*, se encontró una mezcla de gotas positivas y negativas. A $4,8$ *Km* no se midieron gotas positivas, pero a $\sim 4,3$ *Km* unos pocos y a $3,6$ *km* se observaron bastantes. Sin embargo, a altitudes más bajas, solo se encontraron partículas cargadas negativamente. La carga eléctrica promedio en unas 500 gotas positivas por encima de los ~ 3 *Km* de altitud se aproximó a 11 *pC*. La carga negativa promedio en aproximadamente 700 partículas a altitudes inferiores a ~ 6 *Km* fue algo mayor y se aproximó a 13 *pC*. El autor llega a la conclusión a partir de sus datos de que incluso las nubes de lluvia con poca evidencia de actividad eléctrica son intrínsecamente capaces de producir rayos, y solo se necesitan efectos mecánicos en una tormenta normal para separar la carga ya existente en la nube de la precipitación asociada.

3.2. Ross Gunn (1948)

Utilizando un nuevo tipo de instrumento de inducción, Ross Gun[42] realizó mediciones simultáneas de la carga eléctrica libre y la masa de gotas de lluvia que caen de las nubes de tormenta activas. Durante la primavera de 1948 en Washington D.C., se recompilaron

datos en el suelo debajo de las nubes de tormenta activas, por ello se incluyen los datos solo para aquellos intervalos en los que el observador podía ocasionalmente escuchar truenos. El aparato empleado en estos experimentos consiste en un tubo conectado a tierra que contiene un par de hendiduras colimadoras expuestas a la lluvia que cae libremente para seleccionar solo aquellas gotas que caen en una dirección sustancialmente vertical. Dos anillos inductores altamente aislados separados por una distancia vertical conocida, están dispuestos debajo de cada ranura de tal manera que una gota de lluvia cargada que atraviesa el anillo induce una carga eléctrica proporcional a la carga en la gota de lluvia. La carga inducida por la gota de lluvia que pasa produce un pulso doble en un circuito de tubo electrónico. Este pulso se amplifica y se alimenta a un oscilógrafo de doble canal. El papel del registrador estándar utilizado con este oscilógrafo se reemplaza por un rollo de papel de impresión azul no expuesto de aproximadamente cuatro pulgadas de ancho que es arrastrado a través de la alimentación por un pequeño motor sincrónico. Las gotas, después de pasar los dos anillos inductores, caen sobre el papel plano y producen un punto. El tamaño de este punto se puede calibrar en términos de la masa de la gota. Por lo tanto, la dirección y la magnitud de los pulsos miden la carga libre que lleva la gota, mientras que el tamaño de la mancha en el papel proporciona directamente su masa o tamaño. Se realizaron tres mediciones: 27 de Abril, el 2 de Mayo y el 24 de Mayo de 1948, en Washington D.C.. Las tormentas del 27 de Abril y el 2 de Mayo fueron más o menos típicas tormentas de intensidad moderada en latitudes medias, que duraron aproximadamente 45 minutos. La tormenta del 24 de Mayo fue irregular y de tipo casi estancado. La lluvia de la misma era ligera y las gotitas llevaban cargas eléctricas inusualmente altas. La carga mínima que se mediría regularmente era 0,3 pC. El autor realiza un examen de los datos de las tormentas del 27 de Abril y 2 de Mayo y observa que una tendencia definida existe, las gotas más grandes generalmente llevan la carga más alta. En la tormenta del 24 de Mayo las gotas se midieron con cargas tan grandes que el campo eléctrico superficial se acercó al límite superior teórico para la producción de corona.

En la Tabla 1 se muestra la carga promedio tanto en las gotas positivas como negativas, y las masas promedios de las gotas que caen en estas tormentas.

Día de la Tormenta	Número de gotas		Q_-/Q_+	Carga promedio[pC]		Masa promedio[gr]	
	+	-		+	-	+	-
27 de Abril	35	29	1,3	4,33	6,67	0,0018	0,0033
2 de Mayo	13	29	2,3	4,67	4,67	0,0011	0,0034
24 de Mayo	22	31	1,6	6,00	7,00	0,0011	0,0016
Todo	70	89	1,6	5,00	6,33	0,0014	0,0027

Tabla 1: Resumen de las cargas provocadas por la lluvia que cae de las nubes de tormenta activas. Q_+ y Q_- son las cargas positivas y negativas totales, respectivamente, las cuales se obtienen de multiplicar el número de gotas con su correspondiente carga promedio.

En una investigación pionera, P. Gschwend [43] midió tanto la masa como la carga eléctrica libre en las gotas de lluvia naturales individuales colocándolas en un papel absorbente especialmente preparado, colocado en el sistema central de un electrómetro.

Resumiendo, de unas 88 gotas de lluvia que cayeron bajo condiciones de tormenta eléctrica, descubrió que las gotas negativas eran un 20 % más masivas y que las cargas libres promedio para las gotas positivas y negativas eran 2,70 pC y 1,96 pC, respectivamente. Los valores medios de carga medidos mucho más tarde por Banerji y Lele [44] fueron 2,30 pC y 2,43 pC para las gotas positivas y negativas, respectivamente.

Se puede ver en la Tabla 1 que la carga promedio es mayor en las gotitas negativas que en las positivas, y la magnitud de cada una es apreciablemente mayor que las magnitudes dadas por los primeros experimentadores.

3.3. Ross Gunn(1950)

En este trabajo [45] se midieron las cargas eléctricas libres transportadas en partículas de precipitación individuales en una nube de tormenta eléctricamente activa a varias altitudes de hasta $\sim 6km$, utilizando un avión y un método de medición de inducción mejorado que evitó tocar las partículas. El avión transportaba dos importantes instrumentos especializados diseñados para medir el campo eléctrico en la superficie del avión y también la carga eléctrica que reside en las gotas de la precipitación encontrada. Ambos instrumentos se han descrito adecuadamente en [41] por el autor. Los datos presentados se obtuvieron en una típica tormenta prefrontal de mediados de verano en las cercanías de Minneapolis, Minnesota, el 24 de Julio de 1945.

Los promedios generales se han calculado para todos los datos disponibles, y estos se resumen en la Tabla 2.

Altitud Metros	Temp. °C	Cargas positivas		Cargas Negativas	
		N°	Carga[pC]	N°	Carga[pC]
1524	14,7	89	27	171	-21
2286	10,3	43	93	171	-89
3048	6,7	71	49	133	-37,3
3810	2,4	0	–	196	-45
4572	-0,71	130	41	150	-25,5
5334	-5,5	45	12	79	-13,6
6096	-9,9	76	17	74	-20,7

Tabla 2: Resumen de las cargas provocadas por la lluvia que cae de las nubes de tormenta activas.

Se cree que los resultados presentados son confiables y son consistentes internamente, pero al autor no le gustaría asignarles el mismo peso que las mediciones reportadas en un artículo anterior [41].

Los datos presentados muestran claramente que a niveles por debajo del nivel de congelación (que ocurrió a aproximadamente 4267 Km), la electrificación por gota se eleva a valores altos y generalmente se encuentra una mezcla de gotas positivas y negativas. En esta zona eléctricamente activa, las cargas promedio residentes en las gotas son más del doble de la carga máxima jamás medida por el autor en el suelo bajo una nube eléctrica activa.

3.4. Ross Gunn & Charles Devin (1953)

En este trabajo [47] se informan las características eléctricas de dos tormentas activas en Washington. Se han realizado mediciones simultáneas en superficie, del signo y la magnitud de la carga libre en las gotas de lluvia individuales y la tasa de precipitación. Las gotas de lluvia que caían libremente quedaron atrapadas en una copa bien expuesta y altamente aislada, dentro de un escudo, justo debajo de una abertura redonda de 9,8 cm de diámetro. El aparato utilizado en esta investigación ha sido descrito en publicaciones anteriores del autor[14]. Se midieron más de 7000 gotas, que representan una muestra continua de las gotas que caen en las tormentas. Ambas tormentas exhiben aproximadamente las mismas características y duraron más de una hora. El promedio de carga libre provocada por la lluvia en estas dos tormentas se resume en la tabla 3.

Fecha Tormenta	Número de gotas		Q_-/Q_+	Carga promedio[pC]	
	+	-		+	-
5 de Mayo	2391	1643	1,0	9,33	13,6
10 de Junio	1457	1726	2,0	4,0	7,0
Ambas	3848	3369	1,2	7,33	10,3

Tabla 3: Resumen de las cargas libres transportadas por la lluvia. Q_+ y Q_- son las cargas positivas y negativas totales, respectivamente.

Las tormentas presentaban mezcla de cargas positivas y negativas observadas casi siempre en tormentas eléctricas, y verificada por varios escritores. La carga positiva promedio de las tormentas medidas fue de 7,33 pC por gota, y la lluvia cargada negativamente fue 10,3 pC por gota. La relación entre la carga libre negativa y la carga positiva positiva total que bajó mediante la lluvia fue de 1,2, mientras que la relación entre el número de gotas negativas y el número de gotas positivas fue de 0,88.

3.5. López (2018)

En este trabajo [40] se midió la carga eléctrica y el tamaño de las partículas de precipitación en superficie de 5 lluvias. Se utilizó un dispositivo similar a Ross Gunn[42]. En la tabla 4 se presentan los datos obtenidos de las mediciones. Donde N es el número total de gotas medidas por lluvia, N_+ el número total de gotas medidas con carga positiva, N_- el número total de gotas medidas con carga negativa, \bar{Q} la carga eléctrica promedio total, \bar{Q}_+ la carga eléctrica positiva promedio, \bar{Q}_- la carga eléctrica negativa promedio, \bar{D} el diámetro total promedio, \bar{D}_+ el diámetro promedio de las gotas positivas y \bar{D}_- es el diámetro promedio de las gotas negativas.

	Lluvia 1	Lluvia 2	Lluvia 3	Lluvia 4	Lluvia 5
N	274	79	139	172	155
N_+	213	78	132	118	112
N_-	61	1	7	54	43
\bar{Q} [pC]	65	16,9	9,3	4,8	33
Q_+ [pC]	101	17,1	10	9	50
Q_- [pC]	-63	-4,9	-3	-4,4	-10
\bar{D} [mm]	2,7	0,84	1,3	1,1	1,9
\bar{D}_+ [mm]	3	0,84	1,3	1,1	2
\bar{D}_- [mm]	1,9	0,6	1,3	1,1	1,7

Tabla 4: Resumen de los parámetros obtenidos en las mediciones de las lluvias.

4. Método Experimental

En este trabajo se determinó el signo y magnitud de la carga eléctrica de las gotas de precipitación, como así también su diámetro y velocidad. Para ello se utilizó el dispositivo experimental especialmente diseñado y construido en el Grupo de Física de la Atmósfera (López, 2018), con alguna pequeña modificación detallada más adelante, en conjunto con programas numéricos desarrollados especialmente para obtener los parámetros buscados.



Figura 5: Foto del dispositivo experimental.

4.1. Descripción del dispositivo de medición.

El dispositivo que se utilizó se muestra en la figura 5, y en la figura 6 se muestra el esquema del mismo. Este contiene 7 anillos conductores de bronce de 10 *cm* de diámetro, 5 *cm* de alto y 1 *mm* de espesor. Los mismos se encuentran posicionados sobre la superficie externa de un tubo de teflón de 4 *mm* de espesor, separados una distancia de 2 *mm*, de modo tal que no hay contacto eléctrico entre ellos. Tres de los anillos están conectados a un circuito amplificador de corriente-voltaje inversor, anillos “*activos*”. Los otros 4 anillos están conectados a masa y los llamamos anillos “*pasivos*”. La distancia entre los centros de dos anillos activos es de $(10,4 \pm 0,2)$ *cm*. El tubo de teflón con los anillos y el circuito amplificador están posicionados dentro de una estructura cilíndrica conductora de aluminio. El amplificador se conecta a una tarjeta conversor analógico-digital (AD) MEASUREMENT COMPUTING USB-1608FS-Plus, que se empleó conectada a una computadora con el software necesario para registrar los datos (LabVIEW). Este instrumento es capaz de detectar una carga $Q > 0,5$ *pC*. Para mayor detalle del diseño y funcionamiento del dispositivo dirigirse a “Estudio experimental de

campo de las cargas eléctricas y tamaño de las partículas de precipitación”, Andrés Yamil López [40].

El instrumento de medición diseñado y construido en [40] fue levemente reformado para hacer este trabajo, como ya se mencionó antes. Las modificaciones que se realizaron fueron las siguientes: Se agregó un anillo activo, ya que el original solo contaba con 2, con el fin de agregar una medición más y poder hacer un promedio más certero. Sin embargo esto también tiene sus consecuencias, mientras más larga sea la distancia recorrida por la gotita, mayor es la probabilidad de que una gotita, de trayectoria levemente desviada, choque contra alguno de los anillos. Otra modificación fue en la cantidad de canales de registro de las mediciones. Originalmente el dispositivo contaba con un solo canal que registraba el paso de la gota por los dos anillos, esto fue modificado y ahora cada uno de los 3 anillos tiene su propio canal de registro. Debido a esta modificación el inconveniente de que las señales de los anillos registradas en un mismo canal se superpongan, fue solventado.

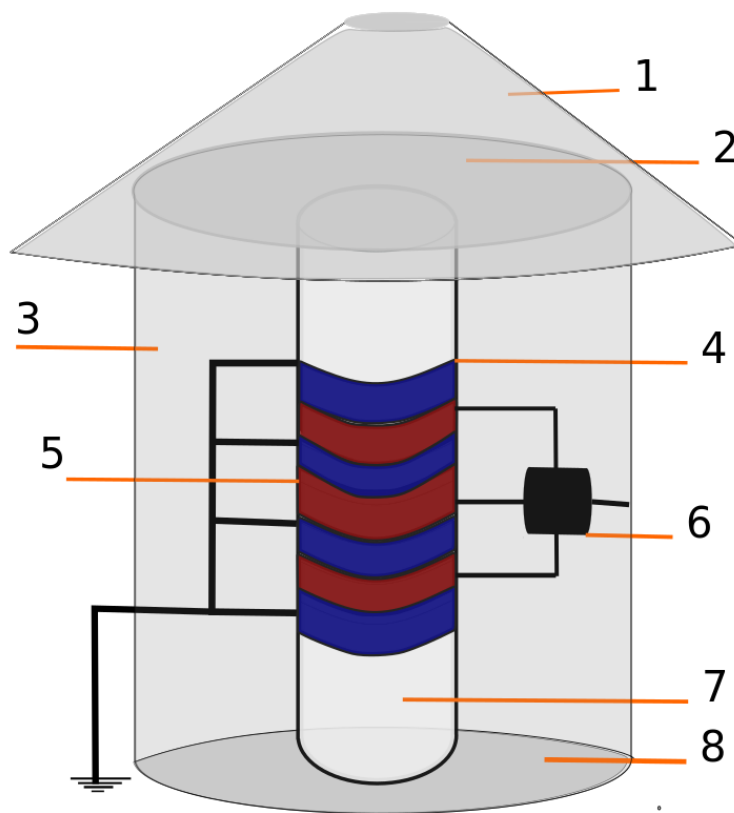


Figura 6: Esquema del dispositivo experimental. [1]: Cono protector. [2]: Tapa superior de la estructura cilíndrica. [3]: Estructura cilíndrica de aluminio. [4]: Anillos ‘Pasivos’ (azules). [5]: Anillos ‘Activos’ (rojos). [6]: Circuito amplificador corriente-voltaje inversor. [7]: Tubo de teflón. [8]: Tapa inferior de la estructura cilíndrica.

4.2. Determinación de la carga eléctrica de las gotas.

Cuando una gota cargada eléctricamente pasa por un anillo de inducción eléctrica provoca un pulso de corriente debido al campo eléctrico generado por la misma. El pulso tiene forma de una onda descendente y ascendente, o ascendente y descendente, según el signo de la carga. Esta corriente es traducida a voltaje al pasar por el amplificador de corriente-voltaje (inversor) y se registran junto con el tiempo cada 0.001 s. El paso por cada anillo es registrado por diferentes canales, como se muestra en la figura 7. En la imagen se pueden observar 3 pulsos similares de distintos colores negro, rojo y verde, cada uno de esos representa el pulso generado por la gota al pasar a través de cada anillo, medidos por los distintos canales, como ya se había mencionado. Los datos obtenidos por los canales son utilizados para obtener la carga eléctrica mediante una integración en el tiempo del voltaje registrado, que es proporcional a la corriente. Con un programa numérico realizamos la integración y calculamos la carga de cada uno de los anillos, las promediamos y tomamos ese valor como carga promedio de la gota (Q), dada en picocoulombs[pC]. La incertidumbre asignada a la carga promedio es la obtenida de calcular la desviación con respecto a la media.

Las gotas de lluvia que golpean el borde del cono y se rompen, o que chocan con las paredes del cilindro producen pulsos anchos que se separan fácilmente de los pulsos impresos mediante gotas que atraviesan el anillo inductor de manera normal. Por lo tanto, es posible descartar los datos espurios, dejando solamente los causados por las gotas que han atravesado el aparato sin tocarlo. Un ejemplo de esto se muestra en la figura 8.

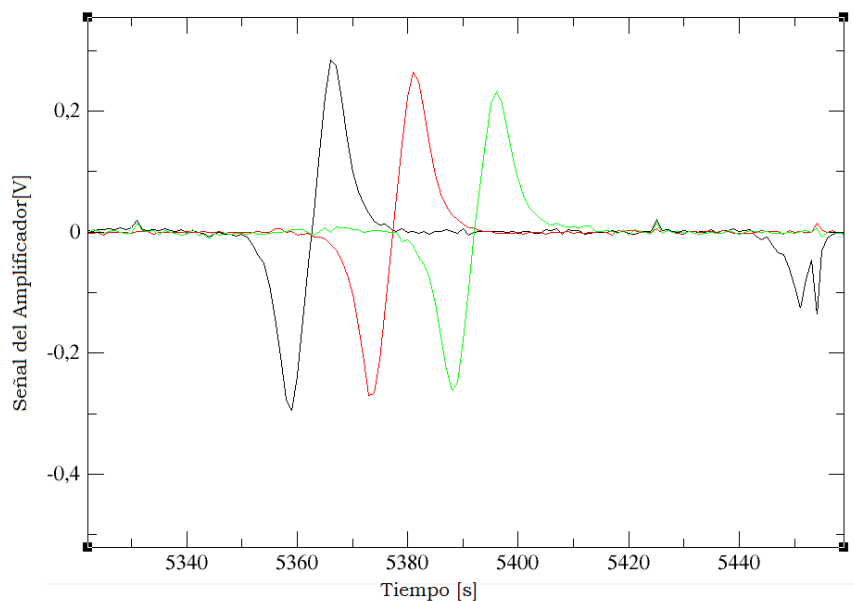


Figura 7: Ejemplo de una señal obtenida en las mediciones al pasar una gota a través de los 3 anillos.

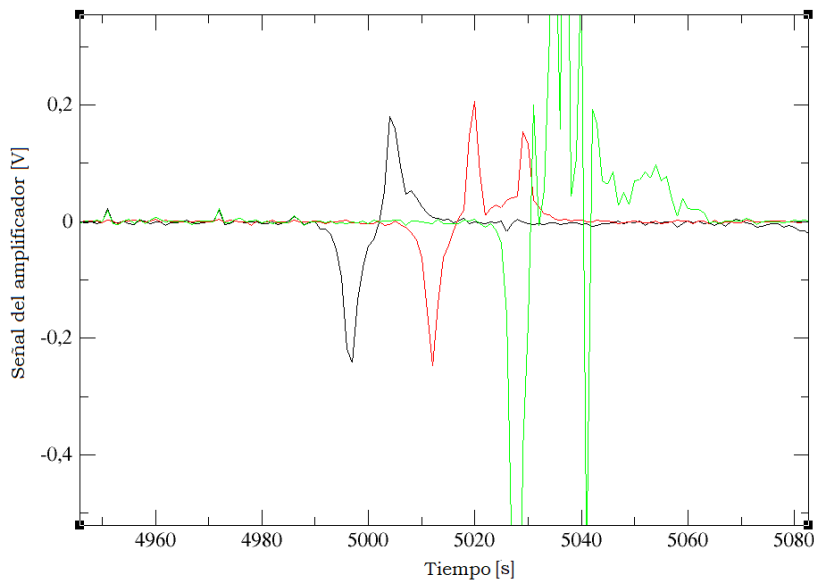


Figura 8: Ejemplo de una señal obtenida de una gota que posiblemente chocó con la pared del cilindro (Dato descartado).

En particular en la figura 7 se puede observar que la amplitud de los picos no es siempre la misma. Se piensa que esto puede deberse a que los anillos no midan exactamente igual, al menos no siempre, porque obviamente no es un instrumento perfecto. Por otro lado, tenemos el hecho de que si una gota se rompe o choca contra las paredes o una gota salpicó la pared modifica la carga que se mide. Si bien se tuvo en cuenta estas fluctuaciones en la carga medida para una misma gota, pues la incertidumbre asignada se obtiene de calcular la desviación con respecto a la media, no estudiamos a fondo por qué varias veces no se medía la misma cantidad de carga en los distintos canales.

4.3. Determinación del Diámetro y de la Velocidad Terminal de las Gotas de Precipitación.

En fluidodinámica la velocidad límite o velocidad terminal es la velocidad máxima que alcanza un cuerpo moviéndose en el seno de un fluido infinito en reposo o que se mueve a velocidad constante bajo la acción de una fuerza constante. Todo cuerpo que caiga atravesando la atmósfera bajo la fuerza de la gravedad acelera hasta alcanzar su velocidad terminal; es la velocidad a la que la fuerza de arrastre ascendente iguala el peso del objeto que cae. La base física-matemática completa para la velocidad terminal y la forma de una gota en caída viene modelada por las ecuaciones de movimiento de *Navier-Stokes* para el aire que fluye más allá de la gota, así como el movimiento del agua dentro de la gota sujeto a las condiciones de contorno dinámicas y cinemáticas apropiadas. Tratar con estas ecuaciones es bastante complicado, incluso en algunos casos no se encuentra solución analítica. Beard[2] estudió la velocidad terminal para 3 regímenes de flujos distintos haciendo una distinción entre las gotas en función del diámetro:

Régimen 1: Gotas de nube pequeñas; $1\mu m \leq d \leq 19 \mu m$.

Régimen 2: Gotas de nube grandes a gotas de lluvia pequeñas, $19\mu m \leq d \leq 1,07 mm$.

Régimen 3: Gotas de lluvia pequeñas a grandes, $1,07 mm \leq d \leq 7 mm$

Para el primer régimen hace una aproximación de las ecuaciones de Navier-Stokes y para los otros dos empleó fórmulas semiempíricas. Las funciones resultantes para computar la velocidad terminal en función del diámetro para los regímenes 2 y 3, que son los que usaremos en este trabajo son:

$$19\mu m \leq d \leq 1,07 mm.$$

$$V_{\infty} = \eta N_{Re} / (\rho d)$$

$$N_{Re} = C_{sc} \exp(Y)$$

$$C_{sc} = 1 + 2,51l/d$$

$$Y = b_0 + b_1X + \dots + b_6X^6$$

$$b_0 = -0,318657E + 1$$

$$b_1 = +0,992696$$

$$b_2 = -0,153193E - 2$$

$$b_3 = -0,987059E - 3$$

$$b_4 = -0,578878E - 3$$

$$b_5 = +0,855176E - 4$$

$$b_6 = -0,327815E - 5$$

$$X = \log_e(N_{Da})$$

$$N_{Da} = C_2 d^3$$

$$C_2 = 4\rho \Delta \rho g / (3\eta^2)$$

$$1,07mm \leq d \leq 7 mm$$

$$V_{\infty} = \eta N_{Re} / (\rho d)$$

$$N_{Re} = N_p^{1/6} \exp(Y)$$

$$N_p = \sigma^3 \rho^2 / (\eta^4 \Delta \rho g)$$

$$Y = b_0 + b_1X + \dots + b_5X^5$$

$$b_0 = -0,500015E + 1$$

$$b_1 = +0,523778E + 1$$

$$b_2 = -0,204914E + 1$$

$$b_3 = +0,475294$$

$$b_4 = -0,542819E - 1$$

$$b_5 = +0,238449E - 2$$

$$X = \log_e(B_o N_p^{1/6})$$

$$B_o = C_3 d^2$$

$$C_3 = 4 \Delta \rho g / 3\sigma$$

donde:

d : diámetro de la gota;

V_{∞} : velocidad terminal de la gota;

ρ : densidad del aire;

$\Delta\rho$: diferencia de densidades de agua y aire;

σ : tensión superficial del agua;

η : viscosidad del aire;

$l \approx 6,62 \times 10^{-6}$ cm: camino libre medio;

N_{Re} : Número de Reynolds;

C_{sc} : Factor de corrección deslizante;

N_{Da} : Número de Davis

N_p : Número de propiedad física;

B_o : Número de Bond modificado.

Para determinar los diámetros se utilizaron las ecuaciones propuestas por Beard [2], ya que estas ecuaciones nos permiten obtener una velocidad terminal para cada gota de un cierto

diámetro. Como nos era necesario conocer el diámetro a partir de la velocidad terminal y dado que, no se podía obtener una relación inversa de los parámetros mediante un despeje analítico de las ecuaciones de Beard, se generó una tabla de datos de velocidades en función del diámetro en Excel. Como se vió antes Beard[2] había realizado una distinción de las gotas en 3 regímenes en función del flujo y del diámetro de la gota. Para generar nuestra tabla de velocidades utilizamos el Régimen 2: Gotas de nube grandes a gotas de lluvia pequeñas, $19\mu m \leq d \leq 1,07 mm$, y el Régimen 3: Gotas de lluvia pequeñas a grandes, $1,07 mm \leq D \leq 7 mm$.

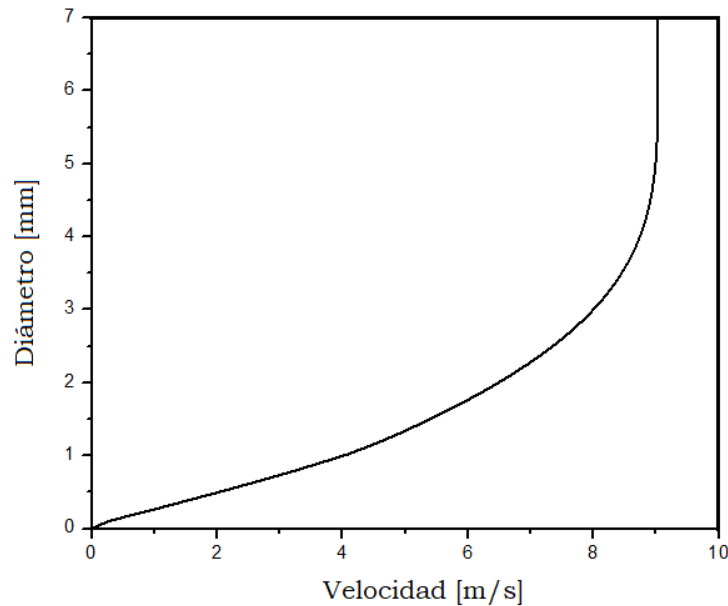


Figura 9: Diámetro de una gota cayendo en aire en función de la velocidad terminal resultante de graficar las ecuaciones dadas por Beard [2], en los rangos de interés 2 y 3.

Por otro lado, se utilizó un programa ideado especialmente para el trabajo, mediante el cual se obtenía la velocidad terminal v de nuestras gotas a través de la ecuación $v = \Delta x / \Delta t$, donde el tiempo Δt es el promedio de los tiempos transcurridos entre el paso por el primer y segundo anillo, y el paso por el segundo y tercer anillo, y Δx es distancia que hay entre los centros de los anillos activos, que es de $(10,4 \pm 0,2)cm$. A cada valor de velocidad terminal que obtuvimos le correspondía un dado valor de diámetro D según la tabla construída a partir de las ecuaciones de Beard. Para los valores de velocidades que no se encontraban en la tabla se realizó una interpolación lineal con los valores más próximos y así obtener sus respectivos diámetros.

4.4. Disdrómetro

Con el fin de poder comparar los diámetros obtenidos utilizamos además datos de un disdrómetro de NASA, que fue montado en las instalaciones de FaMAF durante el proyecto RELAMPAGO. El mismo puede verse en la figura 10.



Figura 10: Foto del Disdrómetro.

4.4.1. Descripción y Funcionamiento

El dispositivo de medición consiste en un disdrómetro óptico basado en un láser que mide el tamaño y la velocidad de caída de partículas de precipitación o hidrometeoros. En este caso se tomaron mediciones in situ de la distribución del tamaño de la gota, (DSD por sus siglas en inglés *drop size distribution*) de precipitación. El DSD describe la cantidad de gotas que se incluyen en un rango de diferentes clases de tamaños de gotas. El disdrómetro Parsivel consta de dos cabezales de medición: un transmisor y un receptor (figura 11). El transmisor genera un rayo láser plano u horizontal, o "lámina", con una longitud de onda de 650 nm , dirigido hacia el receptor para crear un área de medición entre ellos. El receptor luego convierte la energía luminosa recibida en una señal eléctrica que puede ser registrada y analizada. Cuando una partícula de precipitación atraviesa el área de medición, reduce la intensidad de la señal del láser transmitida que llega al receptor. El grado en que se reduce esta señal es proporcional al tamaño de la partícula de precipitación. La duración de la reducción de señal se utiliza para derivar la velocidad de caída del hidrometeoro.

Además, cuenta con un sistema de informe de datos APU, que clasifica las partículas de precipitación en 32 clases de tamaños diferentes que varían de 0 a 25 mm de diámetro y 32 clases de velocidades de caída que varían de 0 a 20 m s^{-1} . El sistema APU utiliza esta información de tamaño y velocidad para identificar la distribución del tamaño de la gota, el tipo, la intensidad y la cantidad de precipitación. A esta clasificación se la presenta en archivos de una hora, en tiempo universal(UTC) y con matrices de 32×32 , en donde cada lugar de dicha matriz corresponde a la cantidad de gotas que cayeron en un cierto rango de tiempo, con una velocidad y diámetro determinado. Cada matriz corresponde a 10 segundos de medición.

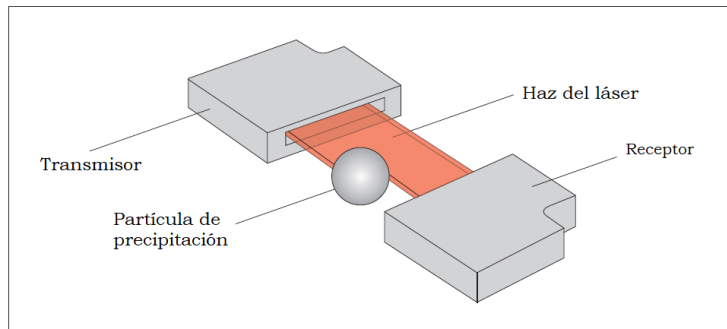


Figura 11: Principio del funcionamiento del Disdrómetro Parsivel

Para poder realizar un análisis de estos datos se generó un programa en Fortran que, en pocas palabras, realiza una suma sobre todas las matrices correspondientes a un intervalo de tiempo deseado para obtener la cantidad total de gotas que cayeron con una dada velocidad y su determinado diámetro.

5. Resultados y Discusiones

5.1. Descripción de Mediciones Realizadas

En este trabajo se analizaron 4 tormentas que fueron medidas con nuestro instrumento de medición de carga. Para todos los casos, el dispositivo experimental se montó al aire libre, sobre el techo de FaMAF.

5.1.1. Tormenta 17 de Marzo de 2019

La tormenta en cuestión ocurrió el 17 de Marzo de 2019. La lluvia comenzó alrededor de la 1:00 am hasta las 2:00 am hora local mientras que las mediciones de la tormenta se iniciaron alrededor de las 01:14 a.m. cuando comenzaron a sentirse las primeras gotas, con una duración de unos 30 minutos aproximadamente.

Con el propósito de realizar un análisis temporal de las tormentas medidas, en las figuras 12 y 14 se muestran la distribución de carga eléctrica, positiva y negativa, y la distribución de diámetros de las gotas, respectivamente, en función del tiempo de ocurrencia durante la tormenta medida; donde cada punto negro sobre el gráfico representa una gota. A lo largo de la toma de datos de dicha tormenta se obtuvieron 913 gotas cargadas que pudieron tomarse como buenas mediciones.

En la figura 12 puede observarse una mezcla de gotas tanto de carga positiva como de carga negativa, para todo tiempo. Sin embargo, cabe notar que se obtuvo para la primera mitad de la tormenta una predominancia de gotas con carga negativa invirtiéndose al signo positivo para la segunda mitad, alrededor de los 800 segundos, como se muestra en la gráfica. Por otro lado, las magnitudes de las cargas presentadas se concentran en su mayoría dentro de un rango delimitado por 20 pC y -20 pC , siendo por un lado $1,09 \text{ pC}$ y 45 pC la menor y mayor carga positiva obtenida, respectivamente mientras que para las cargas negativas se obtuvieron valores entre $-0,7 \text{ pC}$ y -40 pC . A modo de ilustrar la magnitud de las incertidumbres de las cargas obtenidas con que se está trabajando se presenta en la figura 13 una gráfica de la distribución temporal de la carga eléctrica de las gotas medidas, con unos pocos puntos y sus respectivas barras de error (representadas en color rojo) que abarcan todo el rango de incertidumbres obtenidas. La mayoría de las incertidumbres son $\leq 1 \text{ pC}$, siendo unas pocas mayores a 1 pC llegando hasta un valor de 5 pC , como se muestra en la figura para una gota de 40 pC .

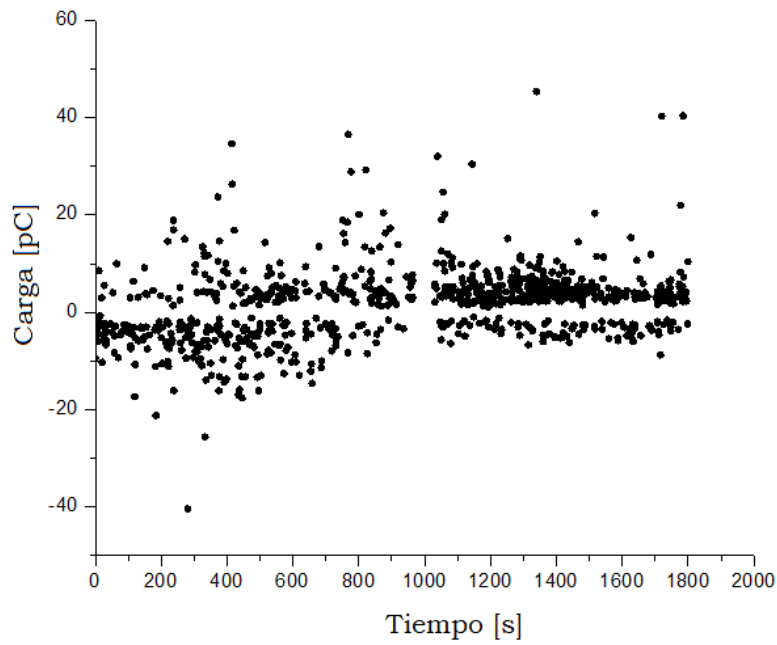


Figura 12: Distribución temporal de la carga eléctrica de las gotas medidas en función del tiempo de ocurrencia.

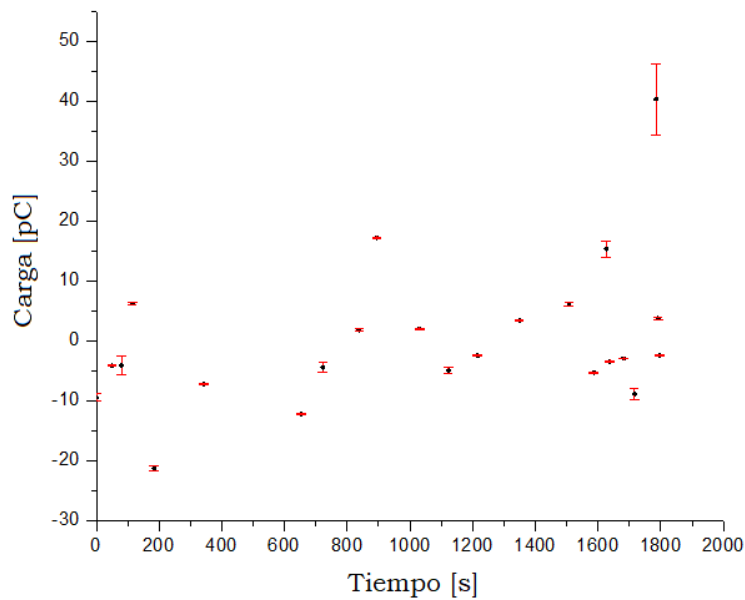


Figura 13: Distribución temporal de la carga eléctrica de las gotas medidas con barras de error.

En lo que respecta al comportamiento de los diámetros obtuvimos un rango cuyos valores máximo y mínimo fueron $3,5 \text{ mm}$ y $0,39 \text{ mm}$, respectivamente (ver figura 14). El rango de variación de los tamaños de las gotas es el mismo durante la tormenta.

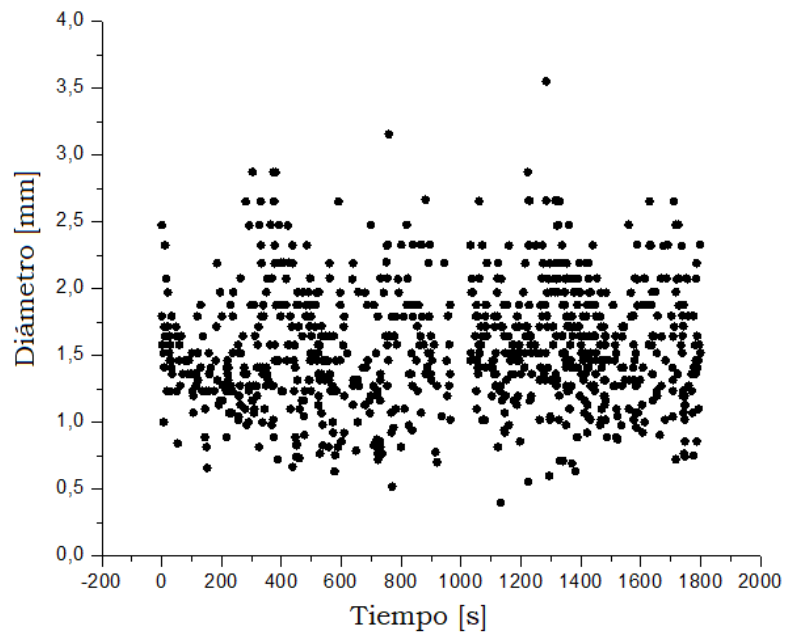


Figura 14: Comportamiento temporal del diámetro de las gotas medidas.

Para una mejor visualización de la distribución de cargas y diámetros obtenidos, presentamos a continuación histogramas de estas dos variables, en la tormenta medida.

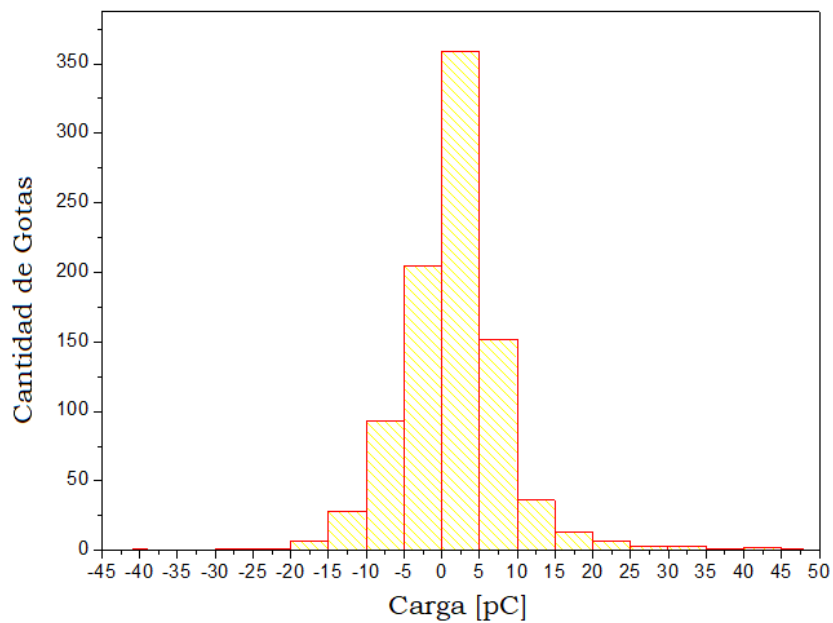


Figura 15: Histograma de la carga obtenida en la tormenta medida.

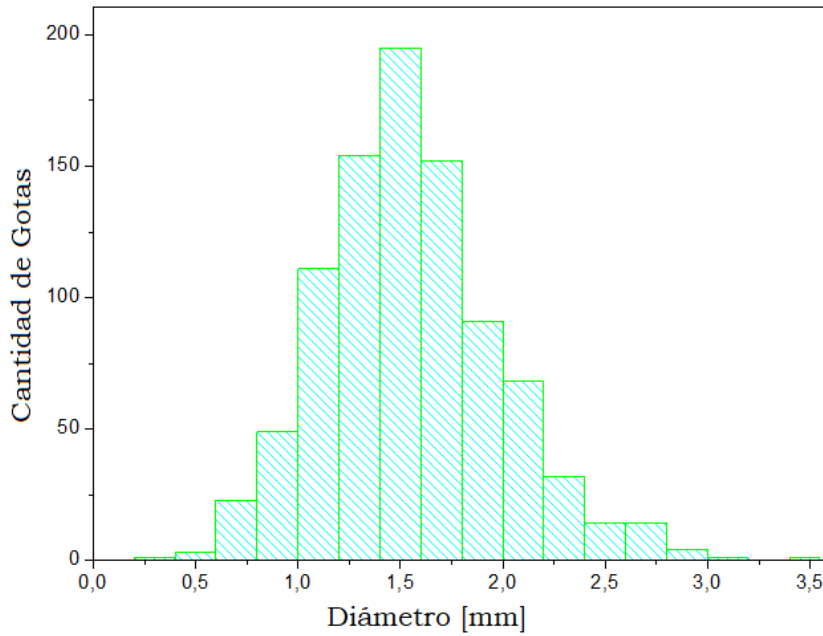


Figura 16: Histograma de los diámetros obtenidos en la tormenta medida.

En la figura 15 podemos ver que en realidad el 90 % de las gotas se encuentra en el rango de $-10 pC$ y $10 pC$. Se obtuvo también que la mayor cantidad de gotas del total son de carga positiva, teniendo el pico más alto entre 0 y $5 pC$.

Por otro lado, en la figura 16 podemos apreciar una distribución de diámetros bastante uniforme alrededor de $1,5 mm$, donde el 82 % de las gotas tienen diámetros entre 1 y $2 mm$, el 2 % son mayores a $2 mm$ y el 8 % son menores a $1 mm$.

Además, en la figura 17 se muestran las cargas obtenidas en función del diámetro. En dicha figura no se logra apreciar una correlación entre las variables carga y diámetro.

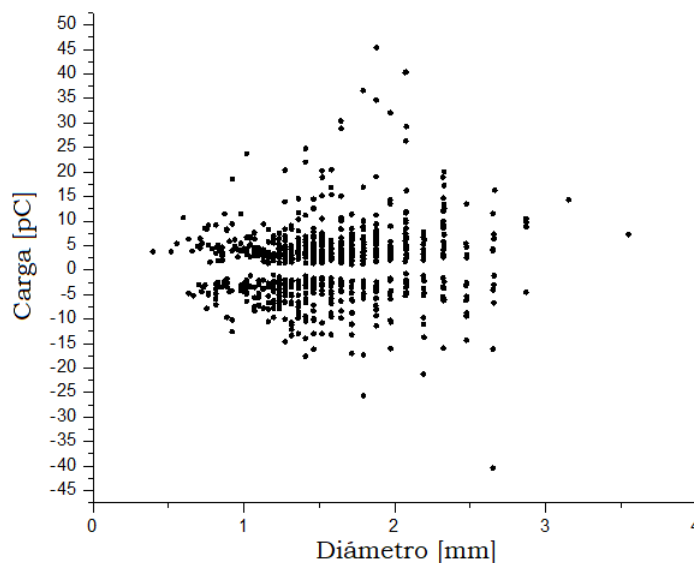


Figura 17: Carga vs Diámetro.

A fin de realizar un análisis estadístico de las variables *carga* y *diámetro* en el tiempo, como así de encontrar una correlación entre las mismas, se realizaron una serie de gráficos con ciertos criterios que se detallan continuación. Primeramente se promediaron en el tiempo las cargas y los diámetros de las gotas cada 120 segundos (*2 min*). Además, se hizo una distinción de las gotas según su diámetro promedio tomando como “gotas chicas“ a aquellas cuyo diámetro fueran menor a la mediana de los mismos y “gotas grandes“ a las que tuvieran su diámetro mayor. En esta tormenta la mediana obtenida para los diámetros fue de $1,5\text{ mm}$. Con estos promedios calculados se confeccionaron 2 gráficos. En la figura 18 se muestran las cargas promedio en función del tiempo, distinguiendo según nuestra clasificación las gotas chicas y grandes con dos colores. En la figura 19 se presentan los diámetros promedios en función del tiempo, señalando con colores el signo de la carga promedio de las gotas.

En la figura 18 podemos ver claramente el predominio de las cargas negativas en la primera parte de la tormenta y la inversión al signo positivo, para la segunda mitad. Además, se puede observar que mientras las gotas negativas presentan diámetros variados, tanto grandes como chicos, las gotas positivas resultaron ser en mayor cantidad gotas grandes. Las magnitudes de las cargas positivas promedio se encuentran entre 1 pC y 6 pC , mientras que las cargas negativas promedio van entre -4 pC y -1 pC .

Por otro lado, la figura 19 confirma una vez más el caracter dipolar de la tormenta. También, se puede observar un aumento de los diámetros a medida que la tormenta se desarrolla.

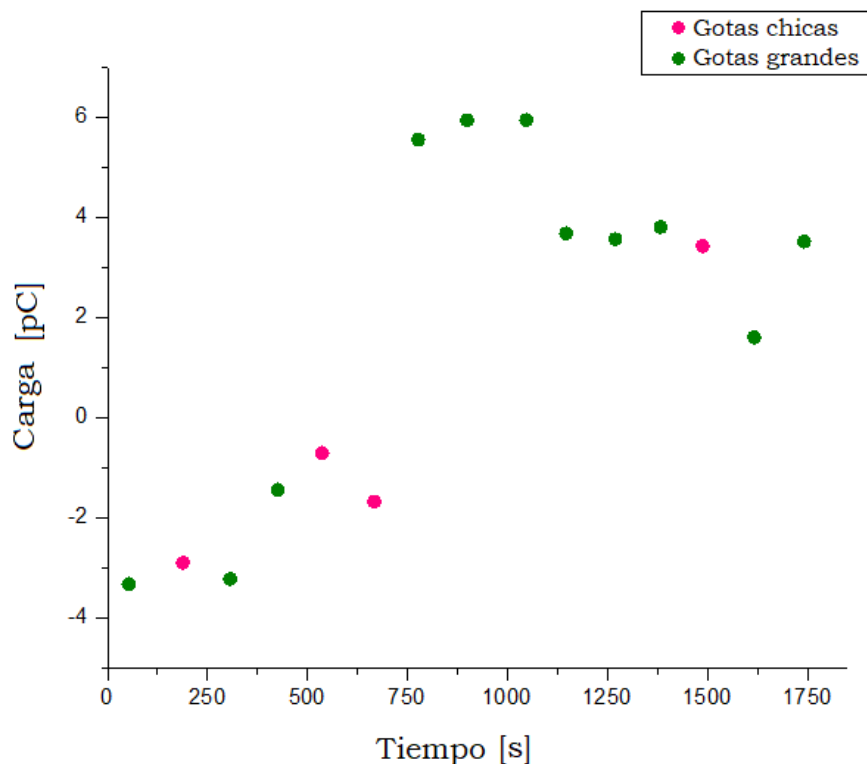


Figura 18: Carga vs Tiempo. Promedio temporal cada 120 segundos. Gotas chicas ($D \leq 1,5\text{ mm}$) y grandes ($D > 1,5\text{ mm}$)

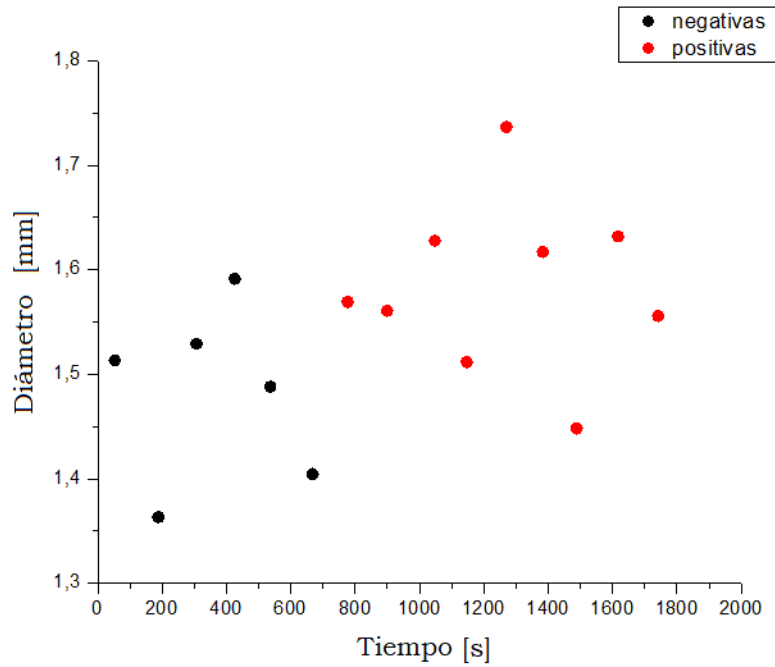


Figura 19: Diámetro vs Tiempo, promedio temporal cada 120 segundos. Cargas positivas y negativas.

Por último se realizaron promedios de las cargas positivas y negativas con sus respectivos diámetros, cada $0,5 \text{ mm}$. Los resultados obtenidos están presentados en la figura 20. Cabe notar que ambas aumentan de magnitud, en valor absoluto, a medida que su diámetro crece.

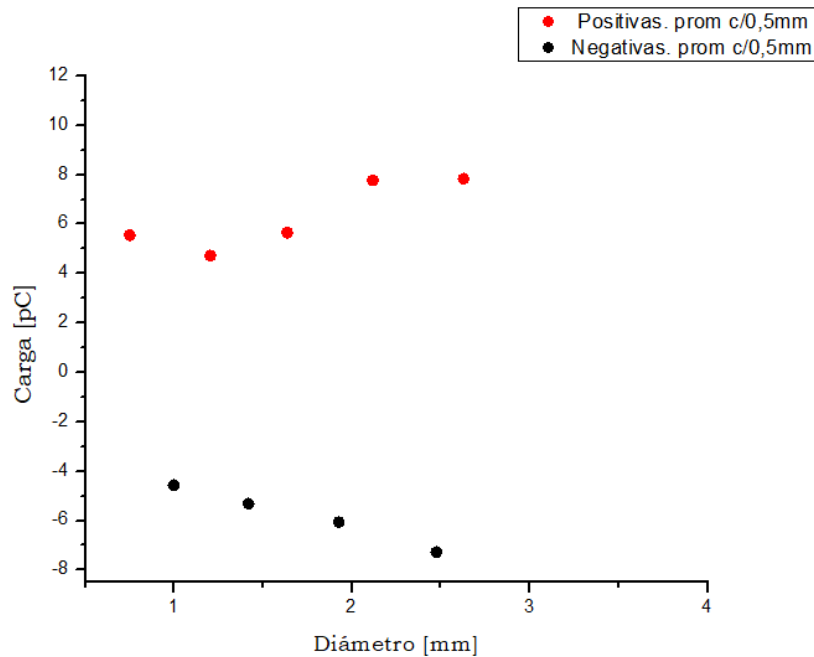


Figura 20: Carga vs Diámetro(promedio cada $0,5 \text{ mm}$).

A partir de estos resultados se hicieron ajustes lineales, como se muestra en las figuras 21 y 22, correspondientes a las cargas positivas y negativas, respectivamente. Para las cargas positivas (ver fig. 21) se obtuvo una pendiente de $(1,6 \pm 0,5) \left[\frac{\text{pC}}{\text{mm}} \right]$ mientras que para las

negativas (ver fig. 22) el valor absoluto de la pendiente fue de $(1,8 \pm 0,2) \left[\frac{pC}{mm} \right]$. Las pendientes obtenidas no discrepan pues los valores de las mismas están contenidos en las incertidumbres de las mismas.

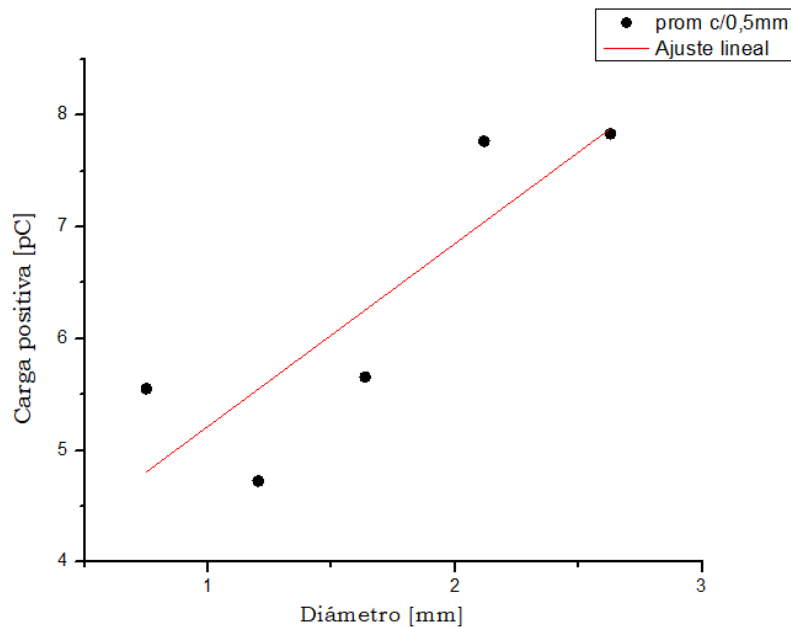


Figura 21: Ajuste Lineal. Carga positiva vs Diámetro(promedio cada 0,5mm).

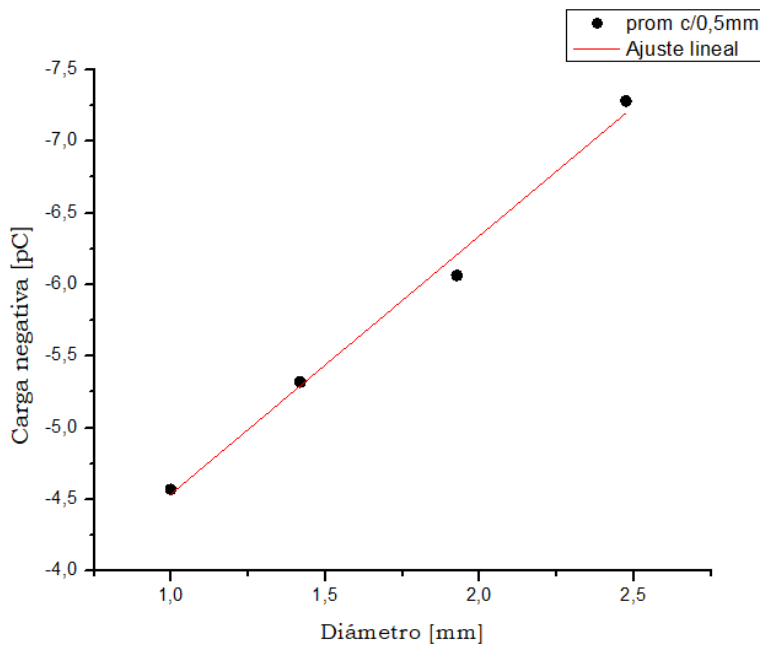


Figura 22: Ajuste Lineal. Carga negativa vs Diámetro(promedio cada 0,5 mm)

Como ya se dijo anteriormente, en este trabajo se utilizaron datos del disdrómetro de NASA con el fin de comparar la distribución del tamaño de las gotas cargadas frente a todas las gotas de precipitación (Disdrómetro Parsivel). Para esto se confeccionaron histogramas de gotas de precipitación e histogramas de gotas cargadas para 4 períodos consecutivos diferentes durante la tormenta, como se muestra en la figura 23. Cada período corresponde

a 400 segundos. La comparación entre gotas cargadas y gotas de precipitación en general se realiza en diferentes etapas de la tormenta para analizar posibles variaciones entre ellas.

En el período 1 (ver gráfico “a”, fig. 23) tenemos 173 gotas cargadas de un total de 913 y 6072 gotas de precipitación de un total de 16126 gotas. Podemos ver que para este período la fracción de gotas cargadas con diámetros menores a 0,5 mm es baja, mientras que más del 30 % de las gotas de precipitación tienen diámetro menor a 0,5 mm. Para diámetros entre 1 mm y 2 mm tenemos la mayor cantidad de gotas cargadas, con un pico cerca de los 1,5 mm. Entre 1 mm y 2,8 mm las curvas tienen formas muy similares, para diámetros mayores que 2,8 mm tenemos unas pocas gotas de precipitación y ninguna gota cargada. Los diámetros de las gotas que detectó el disdrómetro tienen valores entre 0,06 mm y 4,75 mm. En ambas mediciones, para diámetros mayores a 2 mm, a medida que aumenta el tamaño disminuye la cantidad de gotas.

En el período 2 (ver gráfico “b”, fig. 23) hay 189 gotas cargadas y 6483 gotas de precipitación. Nuevamente gran cantidad de gotas chicas (<1,5 mm), cerca del 85 %, tuvieron lugar en el parsivel, para diámetros mayores la cantidad de gotas empieza a disminuir notablemente. Por otro lado, para las gotas cargadas tenemos la mayor fracción de gotas entre 1 y 2 mm, mientras que para diámetros menores que 0,4 mm y mayores que 3 mm no se reporta ninguna gota.

En el período 3 (ver gráfico “c”, fig.23) contamos con 167 gotas cargadas y 7331 gotas de precipitación. Más del 60 % de las gotas de precipitación son de diámetros menores que 1 mm, mientras que las gotas cargadas tienen una baja fracción de gotas menores a 1 mm, teniendo su mayor fracción de gotas cargadas entre 1 y 2 mm y una fracción nula a diámetros cercanos a 3 mm y mayores.

En el período 4 (ver gráfico “d”, fig.23) tenemos 384 gotas cargadas y 2080 gotas de precipitación. El 89 % de las gotas de precipitación tienen diámetros menores a 1,5 mm, mientras que para gotas de diámetros mayores el porcentaje de gotas es bajo haciéndose nulo para diámetros cercanos a 3 mm. Por otra parte, para las gotas cargadas tenemos una baja fracción de gotas con diámetros menores a 1 mm, cerca del 70 % de las gotas tienen un diámetro entre 1 y 2 mm y una fracción nula para gotas mayores a 3,5 mm.

Como se puede observar en la figura 23 ambas distribuciones de tamaño no cambian significativamente durante la evolución de la tormenta, por lo que en las siguientes tormentas no se analizarán los períodos por separado.

Podemos resumir lo observado en la figura 23 como sigue:

- Se puede apreciar que todos los histogramas de las gotas cargadas tienen baja fracción de gotas con diámetros menores a 0,5 mm y mayor fracción de gotas entre 1,5 y 2 mm.

- Los histogramas de gotas de precipitación tienen una gran fracción de gotas con diámetros menores a 1 mm.

- Ninguno de los dos histogramas tienen una cantidad significativa de gotas con diámetros mayores a 3,5 mm.

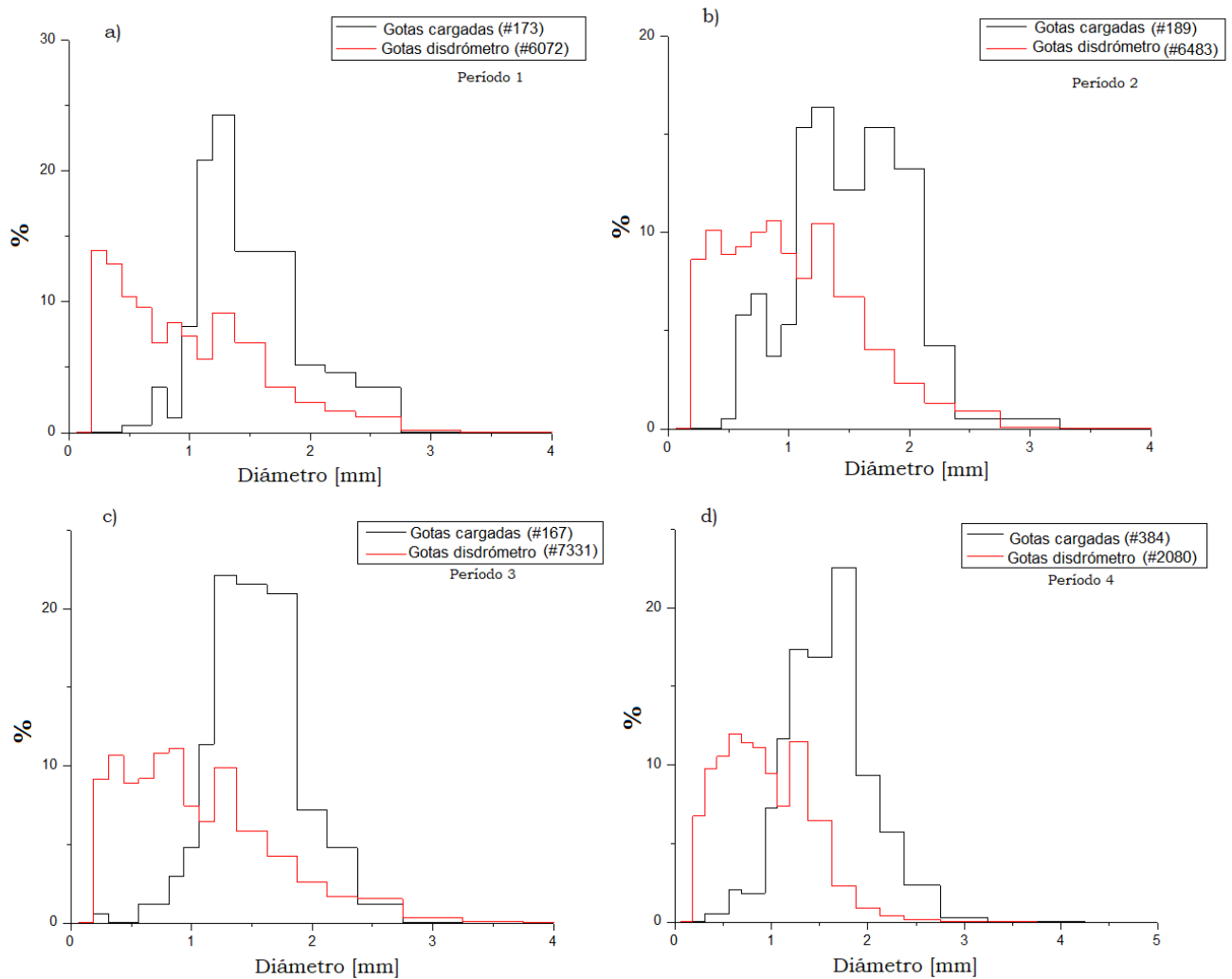


Figura 23: Histogramas de diámetros de las gotas cargadas y de precipitación(Disdrómetro). Gráfico a): período 1, gráfico b): período 2, gráfico c): período 3, gráfico d): período 4.

Por otro lado, la diferencia notable del número de gotas cargadas medidas y el número de gotas de precipitación nos hace preguntarnos *¿Todas las gotas están cargadas? ¿Existe algún rango de diámetros característico a las gotas cargadas?* Una de las razones que podemos dar por las que el número de gotas de precipitación (16126) es distinto al de las gotas cargadas (913) es que en nuestro sistema de medición el número de gotas que pasan a través de los anillos del instrumento (fig.6) sin chocar con las paredes es mucho menor que la cantidad de gotas que pasan por el haz plano del disdrómetro (ver fig.11), el cual tiene un ancho tal que pueden medirse diámetros de hasta 25 mm. Aunque si bien, el descarte de gotas cargadas que chocan con las paredes o que se rompen, afecta a los números finales de gotas cargadas, no es el principal motivo de esta discrepancia entre gotas cargadas y de precipitación. Por otro lado, podríamos pensar según los datos obtenidos en esta tormenta, que muestran una correlación diámetro carga, que las gotas de precipitación más pequeñas tienen carga de magnitud menor que la apreciación del instrumento de carga utilizado (0,5 pC), de modo que dichas gotas no habrían sido detectadas por el mismo. No obstante, no se midieron cargas menores a 1 pC en toda la tormenta lo que nos hace sospechar que de haber tenido carga, al menos mayor a 0,5 pC, hubieran sido medidas. Sin embargo, basándonos en la

Teoría No-Inductiva (ver sección 2.2.3.) se espera que las gotas de lluvia que transporten carga eléctrica neta sean granizos derretidos. Según esto podríamos afirmar que no todas las gotas de precipitación tienen carga neta, sino solo aquellas que fueron granizo.

Finalmente, para esta tormenta se contó con datos de del satélite GOES, datos del radar metereológico RMA1 y con datos de redes de detección de descargas eléctricas que se montaron durante el proyecto RELAMPAGO, Lightning Mapping Array (LMA).

Por un lado, las imágenes de radar nos dicen en escala de colores la reflectividad dada en decibelios [dBZ], dicha variable polarimétrica nos da información sobre el tamaño de las partículas. Cuando tenemos más de 30 dBZ quiere decir que estamos en presencia de partículas de precipitación grandes. Los datos de radar obtenidos nos dicen que durante la tormenta medida la reflectividad era mayor a 40 dBZ. Usualmente valores de tal magnitud se dan cuando hay presencia de fase hielo en la nube. A modo de que el lector pueda visualizar algunos de los datos obtenidos, se presentan en las figuras 24 y 25 las imágenes de radar correspondientes al comienzo de nuestra medición y al final de la misma, marcando con un punto blanco nuestra ubicación en Córdoba. Recordemos que las mediciones de gotas cargadas se iniciaron alrededor de las 01:14 a.m. y duraron unos 30 minutos. La figura 24 correspondiente al horario 1:12 a.m., expone que en ese momento el radar detectaba cerca de los 45 dBZ. Mientras que la figura 25, correspondiente al horario 1:46 a.m., muestra como la intensidad de la tormenta disminuyó obteniendo valores de reflectividad entre 30 y 35 dBZ.

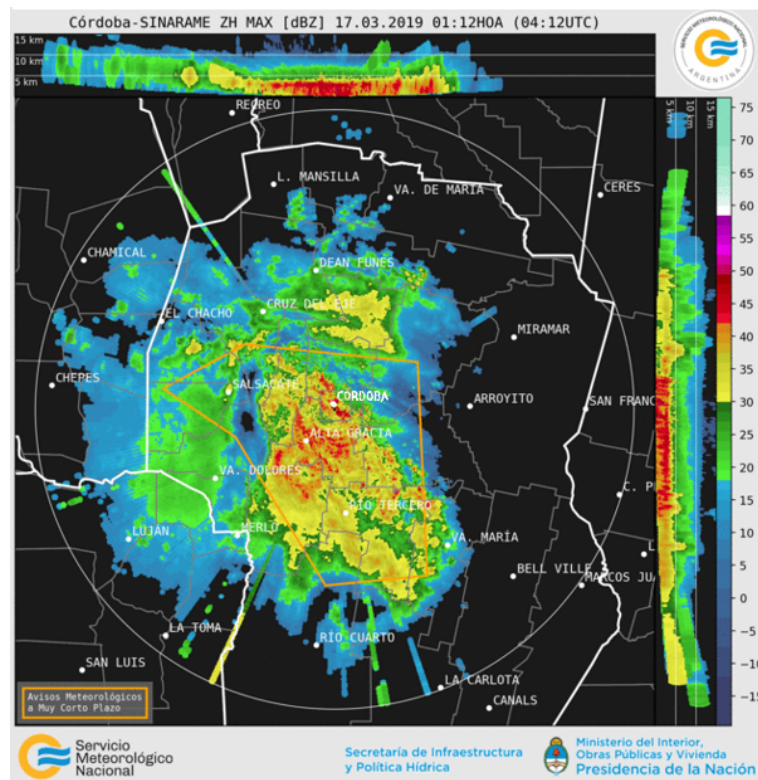


Figura 24: Imagen de Radar RM1 correspondiente al horario 01:12 a.m.

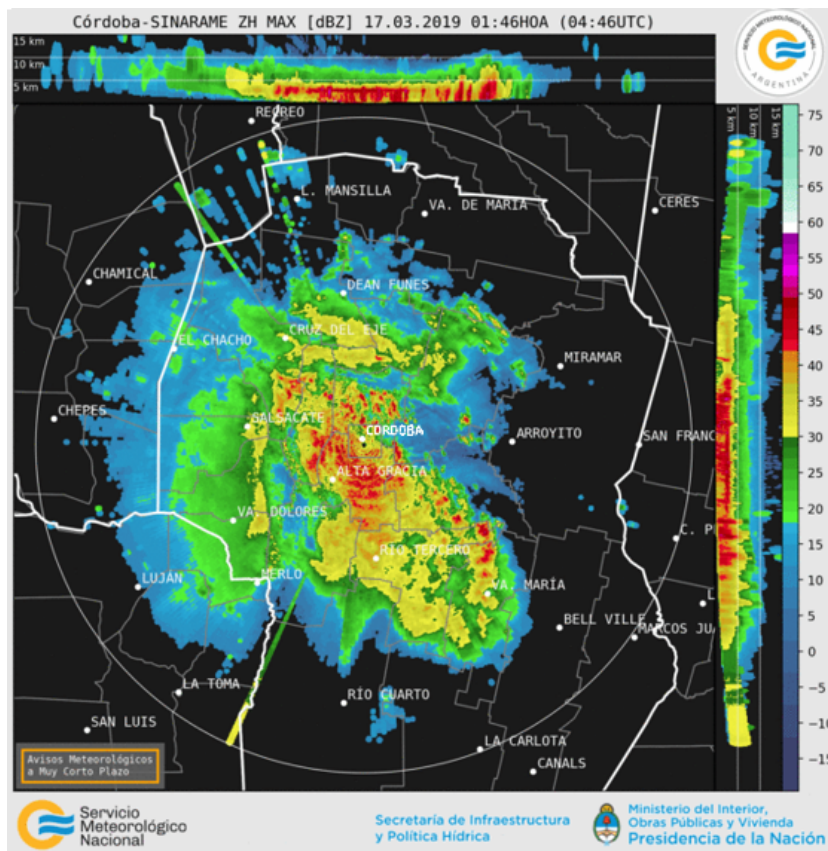


Figura 25: Imagen de Radar RM1 correspondiente al horario 01:46 a.m.

En las imágenes de satélites presentadas en las figuras 26 y 27 se muestra la provincia de Córdoba en el plano, delimitada con una línea amarilla. Donde el eje vertical representa la latitud y el horizontal la longitud. Con un triángulo negro se marca donde se encontraba nuestro instrumento de medición. En la parte superior de cada imagen se señala la fecha y el horario al cual corresponden las mismas, la hora está dada en Tiempo Universal (UTC). Además, la escala de colores nos dice cual es la temperatura que tenía la nube en ese punto, como el satélite está por encima de la nube la temperatura es la del tope de nube. Entonces, observando la figura 26 correspondiente al horario 4:15 UTC, es decir 1:15 a.m en horario local, podemos ver que la temperatura de tope de nube, en ese momento y lugar, se encontraba cerca de los $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$. Por otro lado, en la figura 27 podemos ver el aumento de la temperatura del tope de nube alcanzando un valor entre -30 y $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, cuya imagen corresponde al horario 4:45 UTC (1:45 a.m.).

En la figura 28 está graficada la temperatura del tope de la nube en función del tiempo, justo donde se encontraba el instrumento de carga midiendo. Si nos fijamos en la misma, podemos ver como la nube se hacía cada vez más alta al avanzar el tiempo, hasta llegar a su valor máximo a una temperatura de tope de $-44\text{ }^{\circ}\text{C}$. Luego, la temperatura comienza a aumentar y a su vez la altura de la nube a decrecer. También, en el gráfico se marcaron con un círculo los puntos correspondientes a las imágenes satelitales que se mostraron anteriormente, cuando se iniciaba y cuando se finalizaba la medición de gotas cargadas, aproximadamente. El punto encerrado con un círculo rojo corresponde a la imagen de la figura 26, cuyo horario es 4:15 UTC con una temperatura de tope de nube de aproximadamente $-35\text{ }^{\circ}\text{C}$, mientras

que el círculo verde corresponde a la figura 27 cuyo horario es de 4:45 UTC con temperatura de ~ -26 °C.

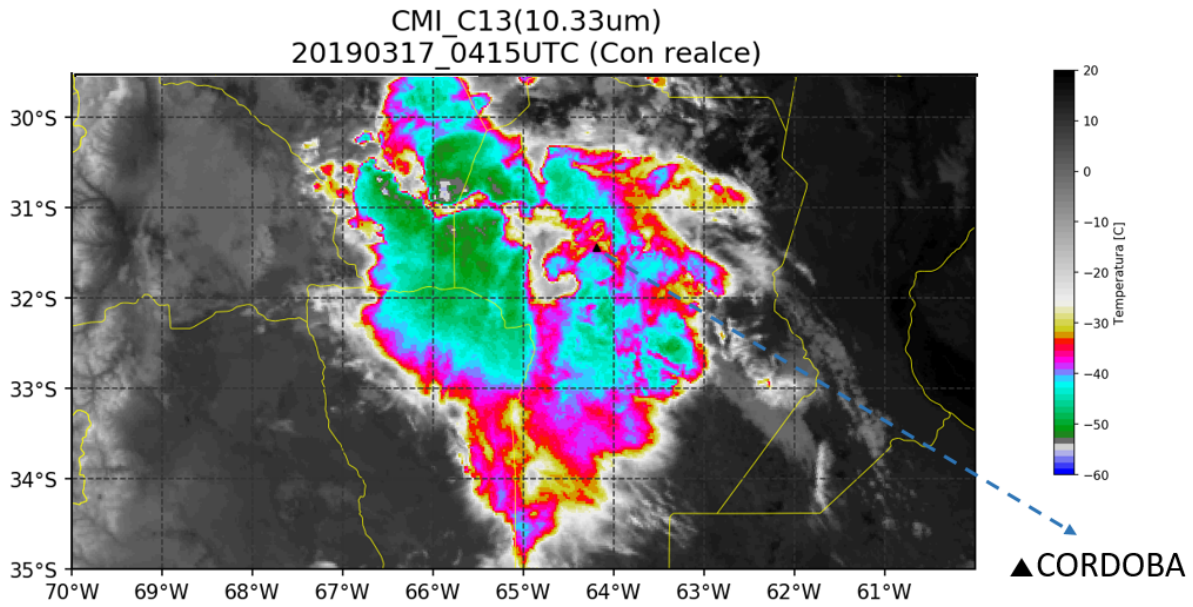


Figura 26: Imagen de satélite correspondiente al horario 1:15 a.m.

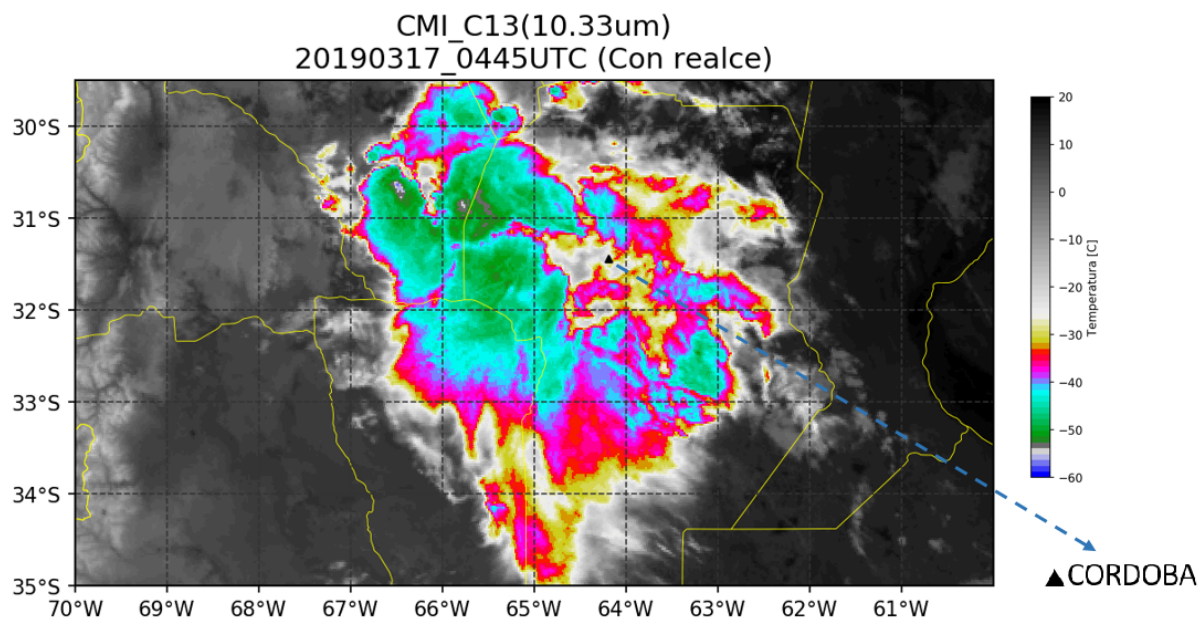


Figura 27: Imagen de satélite correspondiente al horario 1:45 a.m.

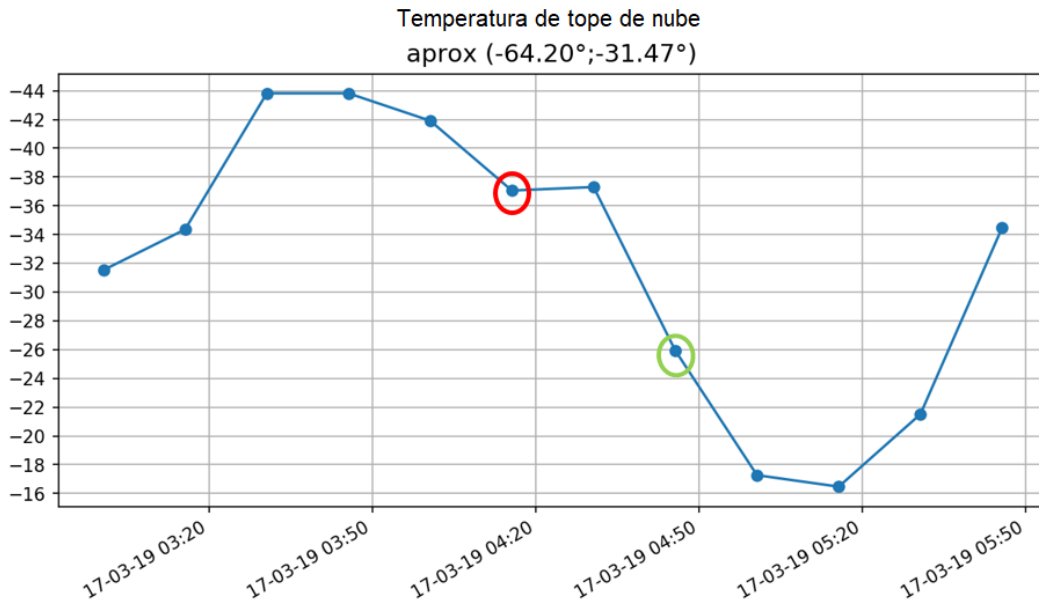


Figura 28: Temperatura de tope de nube en función del tiempo.

En cuanto a las descargas detectadas por el satélite, estas se muestran en las imágenes 29 y 30. En ambas imágenes se muestra la tormenta y sobre la misma marcados con puntos rojos, los lugares en donde el satélite detectaba descargas. La posición de nuestro equipo medidor es señalada con un punto negro sobre las figuras. La figura 29 la cual corresponde al inicio de nuestra medición, nos dice que el satélite detectaba descargas justo donde se encontraba el instrumento. Cabe notar que se detectaron descargas a lo largo de toda la medición, en nuestra posición. En la figura 30 podemos ver como el satélite ya no detectaba descargas en nuestra posición, lo cual concuerda con la finalización de nuestras mediciones, pues ya no se observaba presencia de gotas cargadas.

Respecto a los datos aportados por la red LMA, la cual mide las descargas eléctricas, y cuando decimos descargas nos referimos a cualquier movimiento de carga, se obtuvo que durante toda nuestra medición se detectaron señales eléctricas. A modo de ilustrarle al lector la información presentada por LMA se muestran las figuras 31 y 32, cuyas figuras contienen una serie de gráficos que proporcionan distintas informaciones sobre las descargas detectadas.

En el gráfico **(d)** señaladas con un punto blanco, se muestran las estaciones en el plano en la región de Córdoba. La escala de colores yendo de fríos a cálidos, nos dice la intensidad de las descargas detectadas, siendo el color azul el de menor intensidad y el rojo el de mayor intensidad. El gráfico **(a)** muestra la altitud de la cual provenía la señal eléctrica y la hora en que ésta se daba. Por su lado, el gráfico **(b)** presenta la altura en que se detectó la descarga en función de la posición longitudinal, mientras que en el gráfico **(e)** se muestra la latitud en función de la altura. Por último tenemos el gráfico **(c)** en donde se exponen todas las descargas juntas, la altura y la frecuencia con que estas ocurrieron.

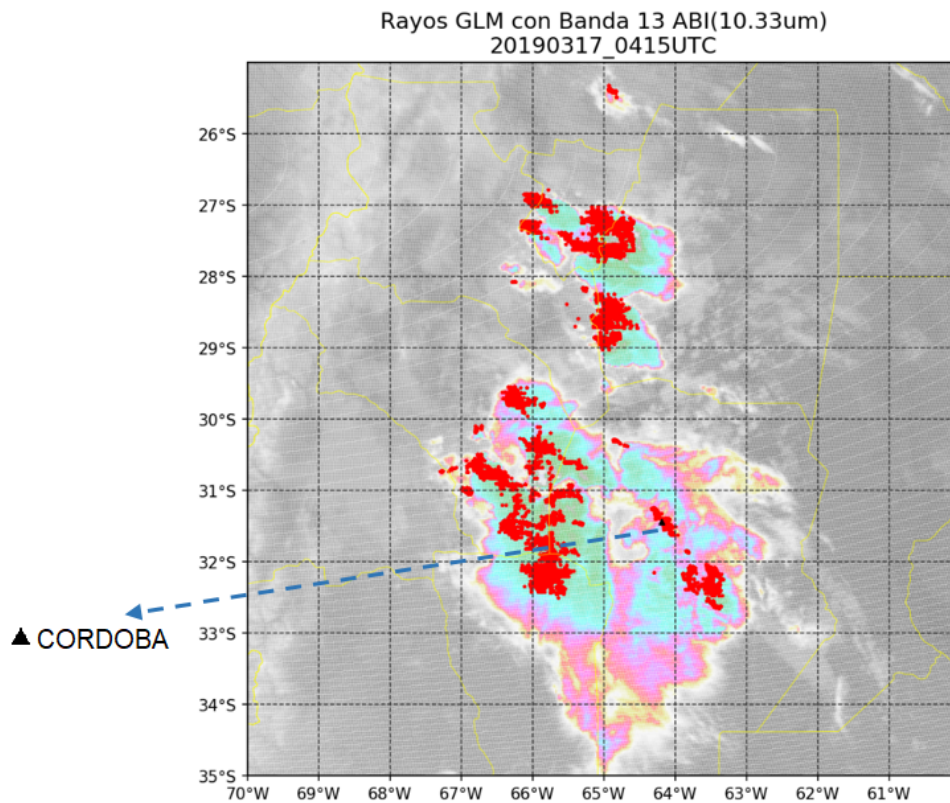


Figura 29: Imágenes satelitales de descargas detectadas en el horario 13:15 hs.

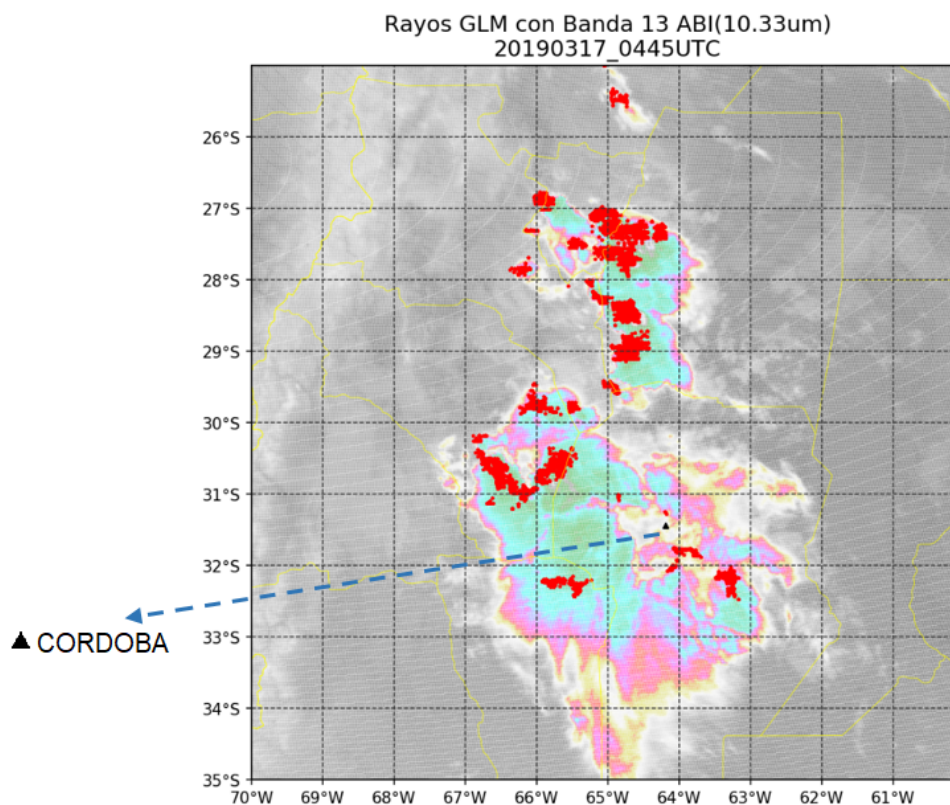


Figura 30: Imágenes satelitales de descargas detectadas en el horario 13:45 hs.

En la figura 31, se presenta la información obtenida en el intervalo de tiempo entre las 4:10 UTC (1:10 a.m.) y las 4:20 UTC (1:20 a.m.), donde está contenido el inicio de nuestra

medición de gotas cargadas, 4:15 UTC (1:15 a.m.). Dicha imagen nos dice que la estación que se encontraba instalada en FaMAF detectó descargas. Además, en promedio las descargas provenían de una altura de aproximadamente 5 Km. Cabe destacar que esta altura promedio se repitió durante toda la medición. Por otro lado, la figura 32 muestra el período de tiempo entre las 4:40 UTC (1:40 a.m.) y 4:50 UTC (1:50 a.m), cuyo período contiene el tiempo final de nuestras mediciones. Se puede observar que en estos tiempos ya no se detectaban más descargas en el sitio en donde estaba posicionado nuestro equipo de medición.

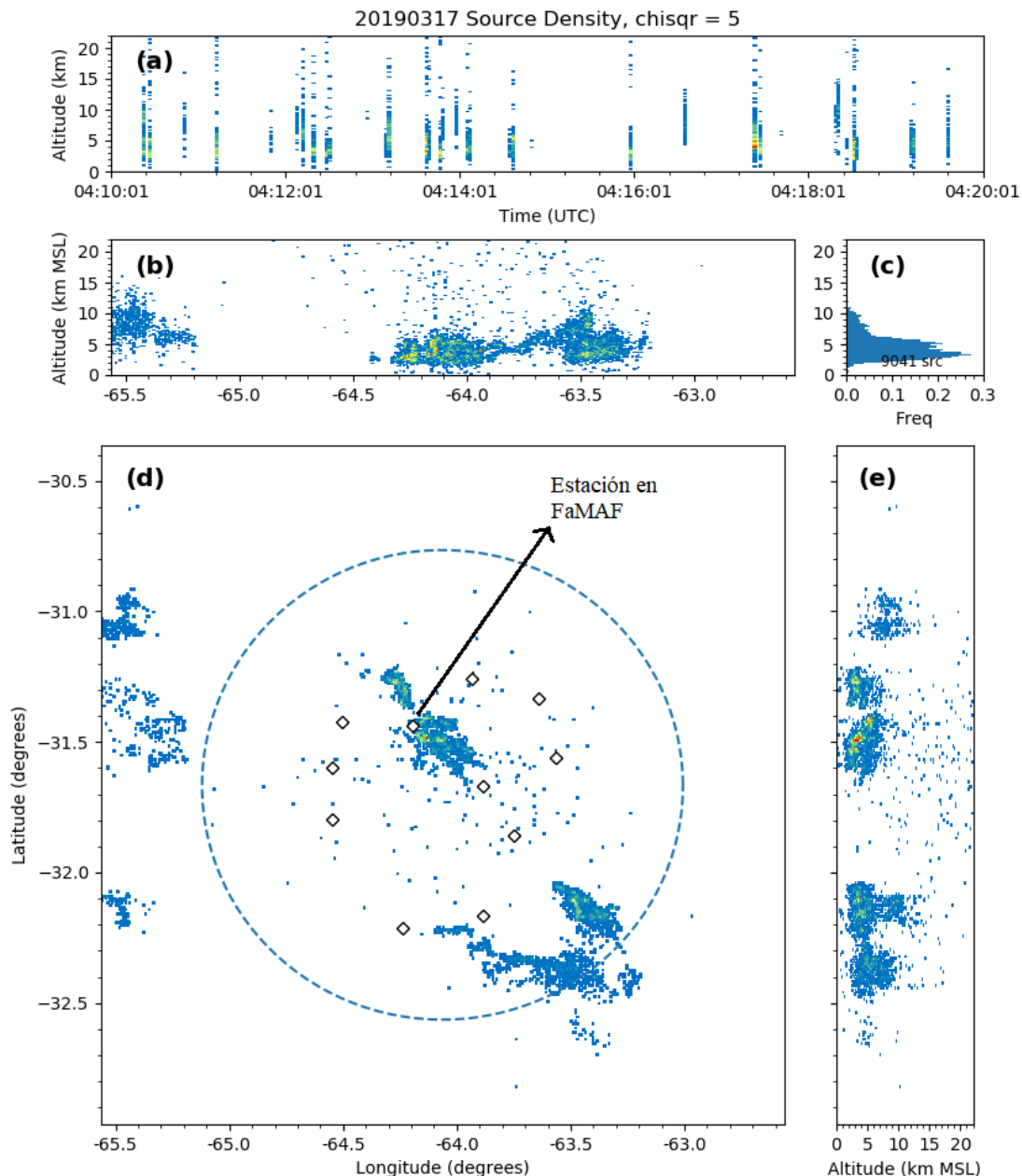


Figura 31: Imágenes de detección de descarga eléctrica proporcionada por LMA correspondiente al horario 4:10 a 4:20 UTC.

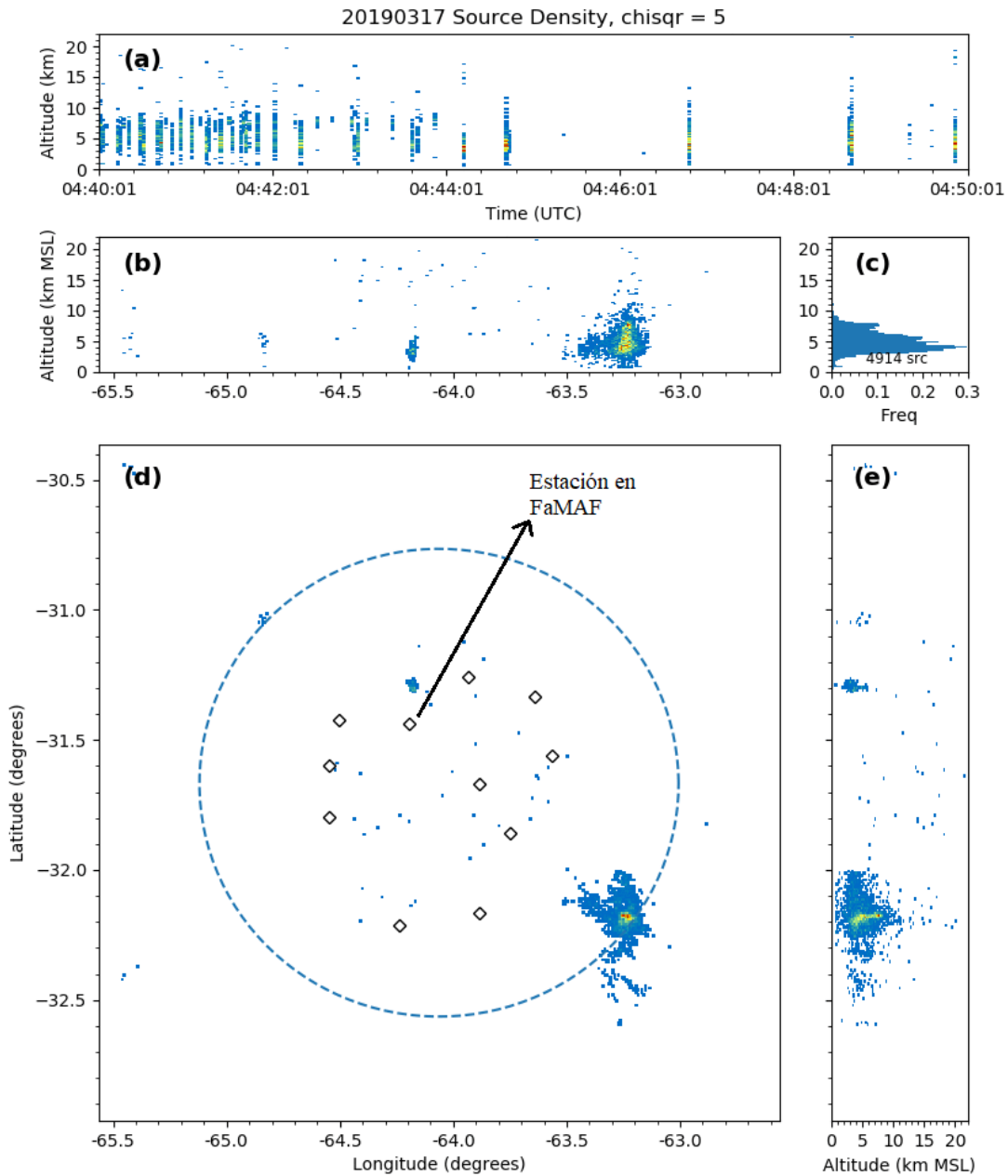


Figura 32: Imágenes de detección de descarga eléctrica proporcionada por LMA correspondiente al horario 4:40 a 4:50 UTC.

En la figura 33 se muestra la densidad de descarga por Km, la altura y el horario en que estas ocurrieron. Debido a la poca cantidad de descargas detectadas la zona bajo estudio se amplió a 100 Km a la redonda de UNC. Se puede observar que entre las 4:15 y 4:45 UTC se detectaban descargas, pero su densidad es bastante baja.

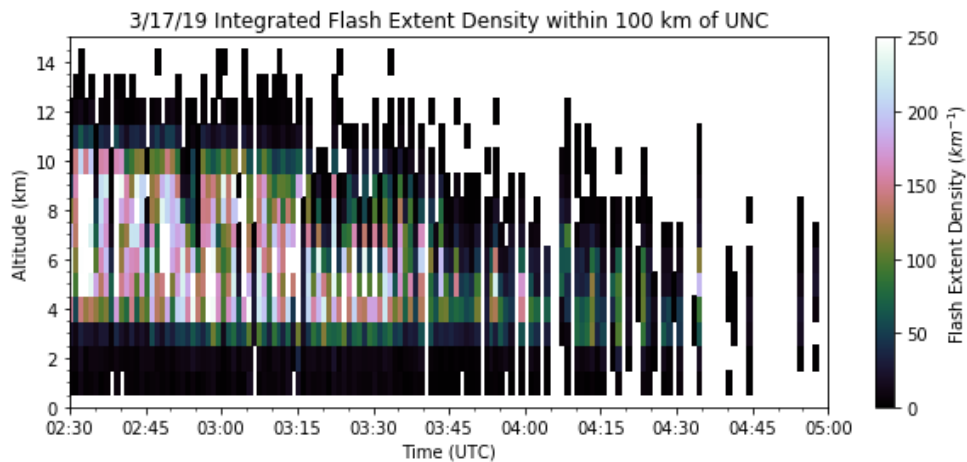


Figura 33: Densidad de descarga por Km. Tormenta 17/3/19

Comparando las distintas informaciones brindadas por satélite, radar y LMA vemos que todas concuerdan entre sí. Podemos concluir que se trataba de una nube de tormenta activa eléctricamente de fase mezcla, es decir, gotas de agua, cristales de hielo, granizos y vapor de agua coexistiendo dentro de la misma. En promedio las descargas provinieron de una altura de aproximadamente 5 Km.

5.1.2. Tormenta 15 de Marzo de 2019

La tormenta bajo estudio ocurrió el 15 de Marzo de 2019. La lluvia comenzó alrededor de las 13:15 hs. y las mediciones de partículas de precipitación cargadas se iniciaron alrededor de las 13:18 hs, cuando comenzaron a sentirse las primeras gotas, con una duración de 1 hora 50 minutos, de donde se obtuvieron 2134 gotas cargadas.

Los resultados obtenidos se presentan en las figuras 34, 35 y 36. Para esta tormenta obtuvimos una predominancia de cargas positivas al comienzo y una inversión a las negativas para la segunda parte de la tormenta, como se puede observar en la figura 34; a la inversa de la tormenta del 17 de marzo de 2019, presentada anteriormente.

Con respecto a la distribución de cargas eléctricas se puede observar (ver figura 34) que las gotas en su mayoría se encuentran entre -20 pC y 20 pC , con algunas pocas gotas superando este rango. Los valores máximo y mínimo de las cargas positivas medidos en las gotas fueron $45,6 \text{ pC}$ y $1,48 \text{ pC}$, respectivamente, mientras que para las cargas negativas los valores extremos fueron $-1,19 \text{ pC}$ y -39 pC . También es importante notar la constante mezcla de cargas positivas y negativas para todo tiempo. En cuanto a la distribución de diámetros obtenidos podemos decir observando la figura 35 que el rango de variación de los tamaños de las gotas pareciera que fuera disminuyendo durante la tormenta. Los valores de los diámetros obtenidos van desde $0,36 \text{ mm}$ a $4,26 \text{ mm}$.

Por otro lado, en la figura 36 se muestran las cargas obtenidas en función del diámetro. En dicha figura no se logra apreciar una correlación entre las variables carga y diámetro, sin embargo si se puede observar una acumulación de gotas con cargas entre 10 pC y -10 pC

para diámetros entre 0,5 mm y 1,5 mm.

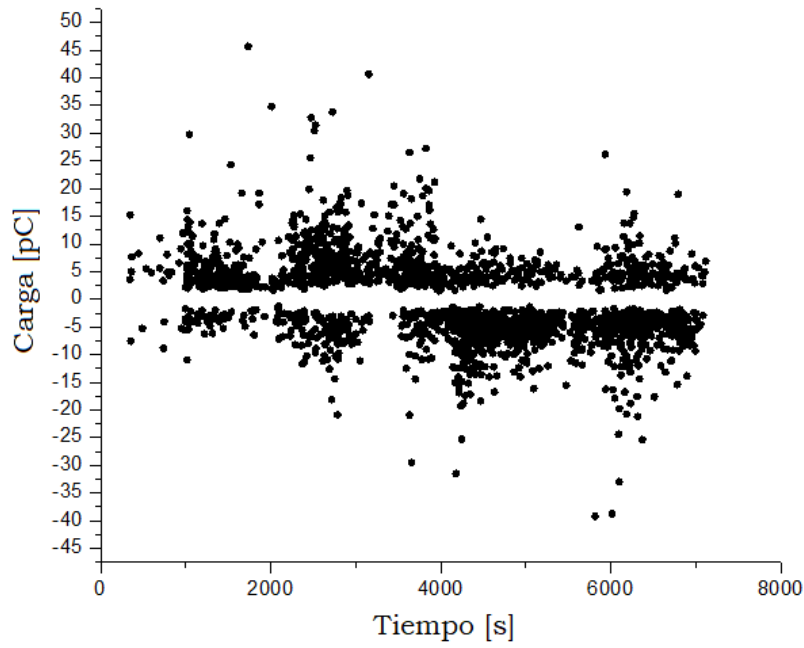


Figura 34: Distribución de las cargas eléctricas medidas durante la tormenta en función del tiempo.

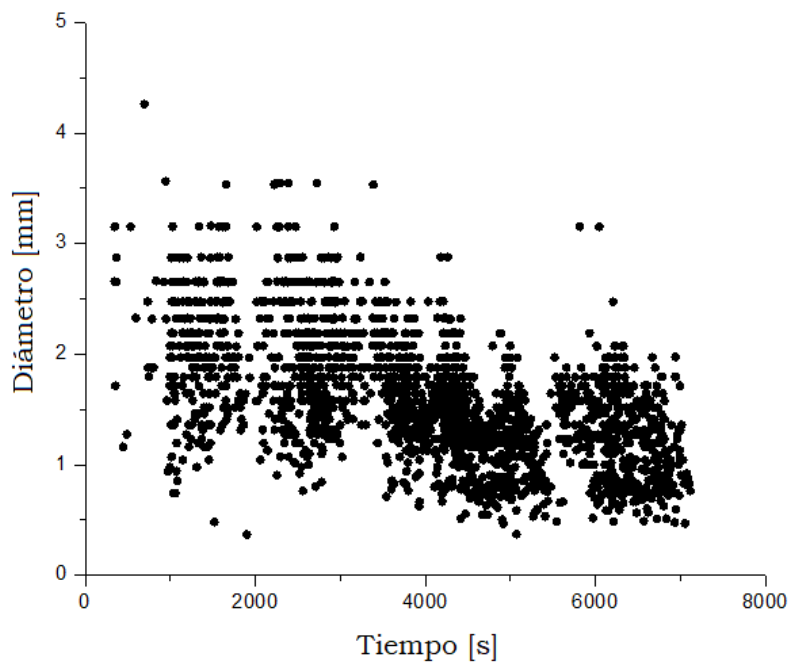


Figura 35: Distribución de los diámetros obtenidos durante la tormenta, en función del tiempo.

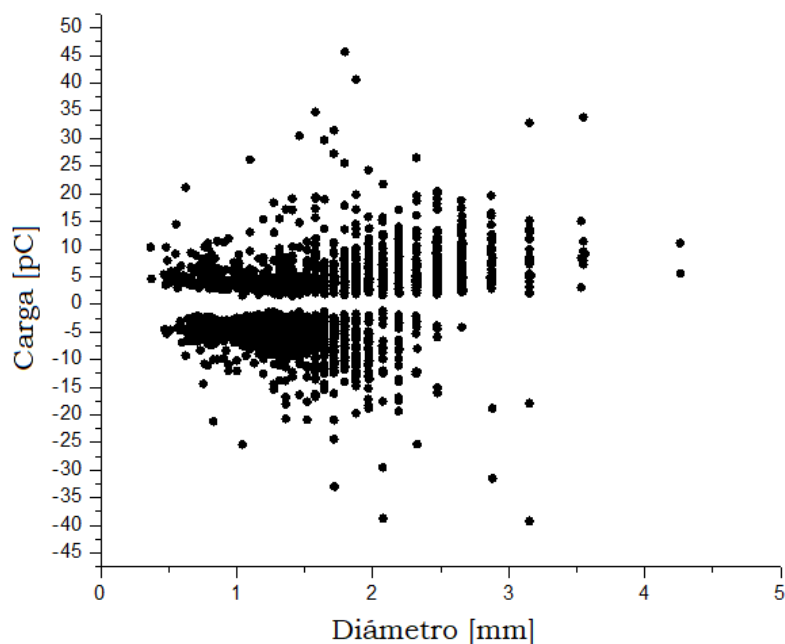


Figura 36: Carga vs Diámetro.

En las figuras 37 y 38 se presentan histogramas de las variables carga y diámetro obtenidas durante la tormenta medida. Con respecto a las cargas se obtuvo que el 90 % de las gotas tienen cargas entre 10 y -10 pC (ver fig.37). Además, se obtuvo una mayor cantidad de gotas con carga negativa que con carga positiva a lo largo de toda la medición. En cuanto a los diámetros obtenidos, se puede observar un amplio rango de valores que van desde 0,36 mm hasta 4,26 mm . Para el rango entre 1 y 2 mm tenemos un 65,7 % del total de gotas. Para valores mayores que 2 mm tenemos el 18 % de las gotas y para menores que 1 mm el 14,5 % (ver figura 38).

Por otro lado, para realizar el análisis estadístico se construyeron gráficos con criterios similares a los ya presentados en la tormenta del 17 de Marzo de 2019, con la diferencia de que como esta tormenta era de mayor duración los promedios en el tiempo se hicieron cada 400 segundos. En la figura 39 se presenta el gráfico Diámetro vs Tiempo, promediados cada 400 segundos mientras que en la figura 40 el gráfico Carga vs Tiempo también promediados cada 400 segundos. En esta tormenta la mediana obtenida para los diámetros promedios fue de 1,5 mm .

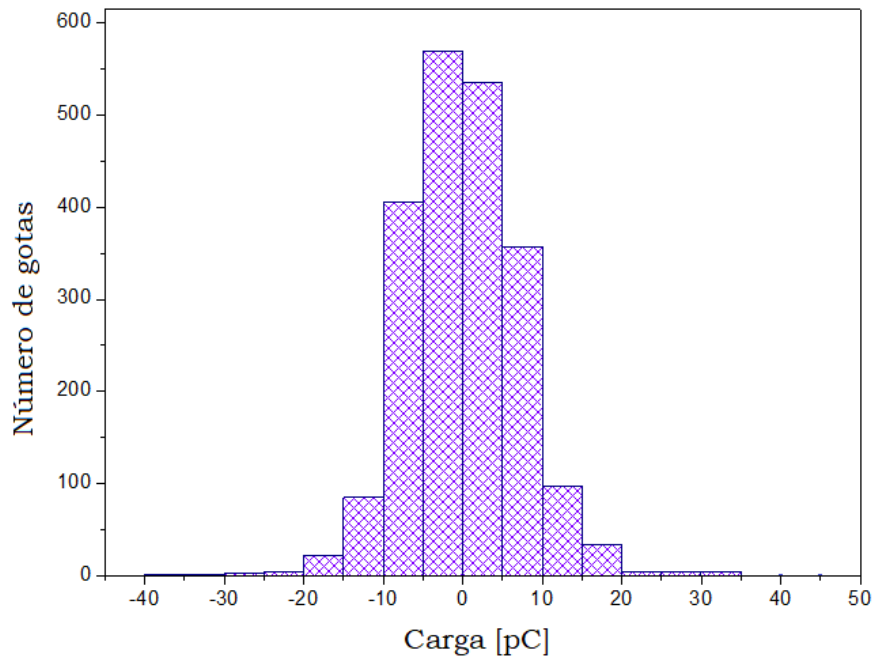


Figura 37: Histograma de la carga obtenida en toda la tormenta medida.

En el gráfico de la figura 39 podemos ver claramente la inversión en el signo de las cargas durante la tormenta, como comienza siendo mayormente positiva y cambia su polaridad a negativa alrededor de los 4000 segundos. También es notable la disminución del tamaño de las gotas a medida que la tormenta se desarrolla, siendo las gotas positivas en promedio más grandes que las negativas. Los diámetros promedio están entre 1 y 2,6 *mm*.

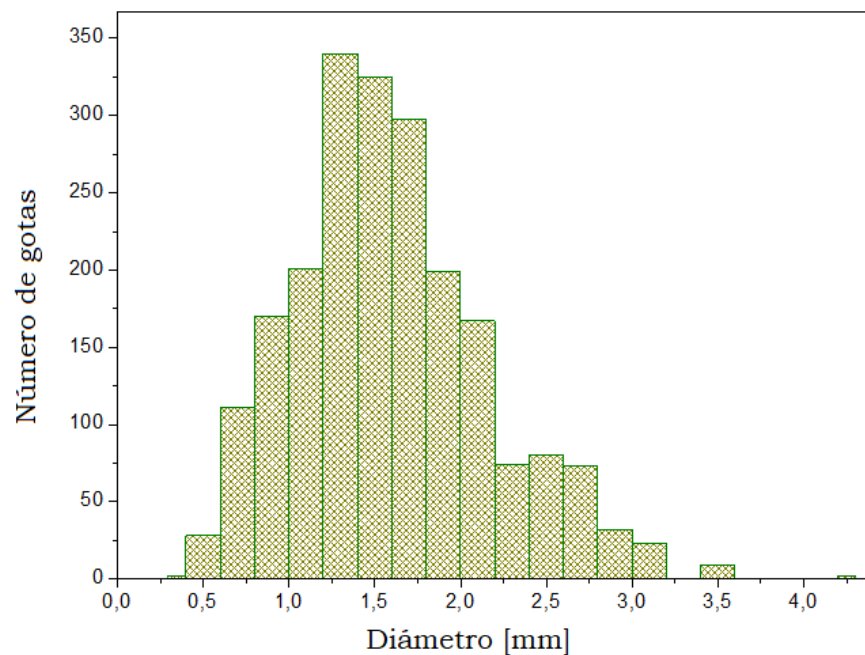


Figura 38: Histograma de diámetros obtenidos en toda la tormenta medida.

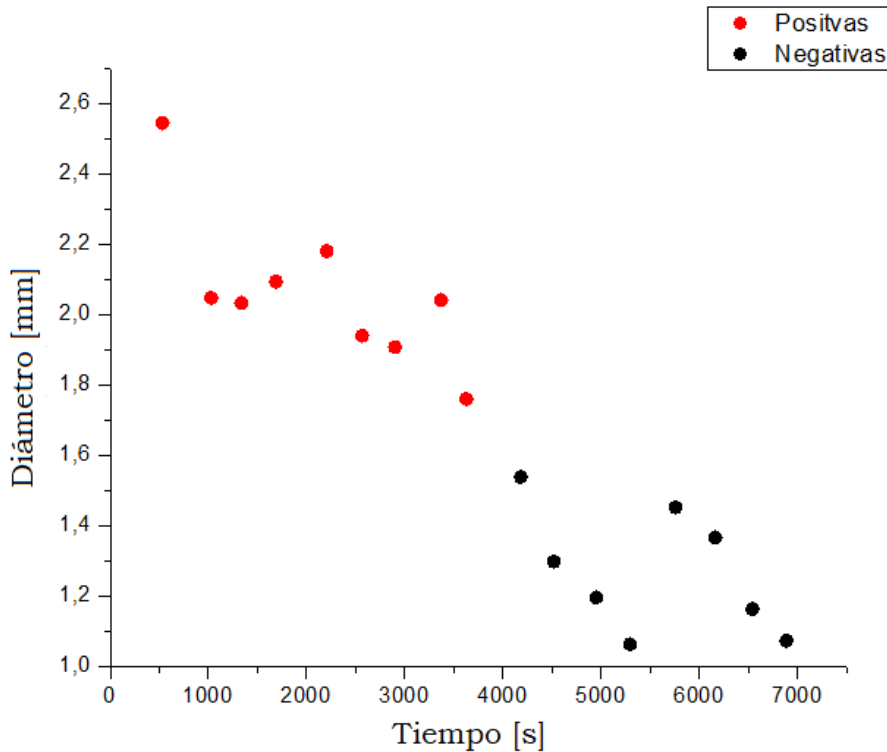


Figura 39: Diámetro vs Tiempo, promedio temporal cada 400 segundos. Cargas positivas y negativas.

En la figura 40 se corrobora nuevamente la inversión de las polaridades durante la tormenta como así también el hecho de que las gotas positivas son de mayor tamaño que las negativas. Para las cargas positivas podemos decir que la magnitud promedio muestra poca variación respecto de la carga media, ésta es $3,7 \text{ pC}$, excepto por un punto que tiene un valor de $6,7 \text{ pC}$. Por otro lado, puede observarse que la carga negativa va disminuyendo paulatinamente su magnitud, en valor absoluto, a medida que transcurre el tiempo.

Por último se realizaron promedios de las cargas positivas y negativas con sus respectivos diámetros, cada $0,5 \text{ mm}$, presentados en la figura 41. Se puede observar cómo ambas cargas, positivas y negativas aumentan su magnitud, en valor absoluto, cuando el diámetro crece. Es interesante notar cómo la carga negativa aumentó más rápido que la carga positiva con el diámetro.

En las figuras 42 y 43 se muestran los ajustes lineales realizados a los promedios de gotas positivas y negativas presentados en la figura 41. Para las cargas positivas (ver fig. 42) se obtuvo una pendiente de $(2,2 \pm 0,4) \left[\frac{\text{pC}}{\text{mm}} \right]$ y para las cargas negativas se obtuvo una pendiente de valor absoluto de $(3,3 \pm 0,8) \left[\frac{\text{pC}}{\text{mm}} \right]$. Volvemos a obtener pendientes que no discrepan pues los valores de las mismas están contenidos en las incertidumbres de las mismas.

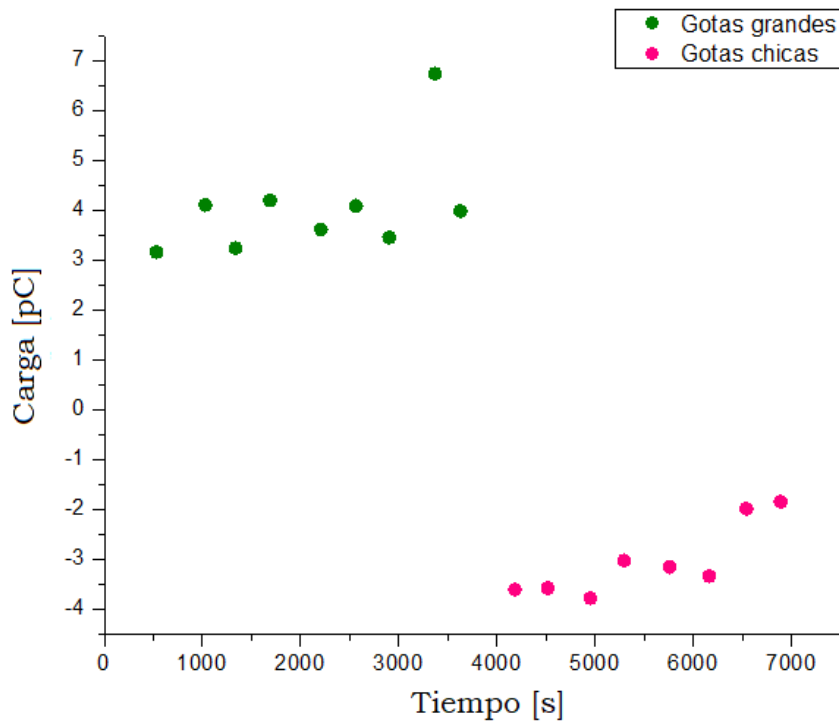


Figura 40: Carga vs Tiempo. Promedio temporal cada 400 segundos. Gotas chicas ($D \leq 1,5$ mm) y grandes ($D > 1,5$ mm)

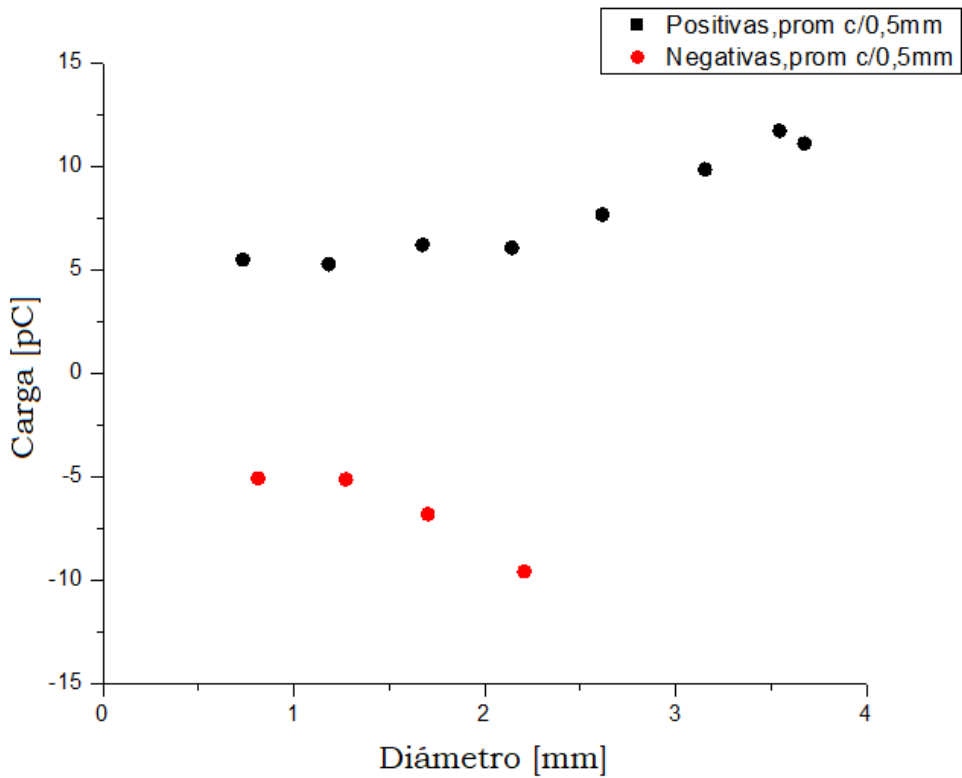


Figura 41: Carga vs Diámetro (Promedio cada 0,5 mm)

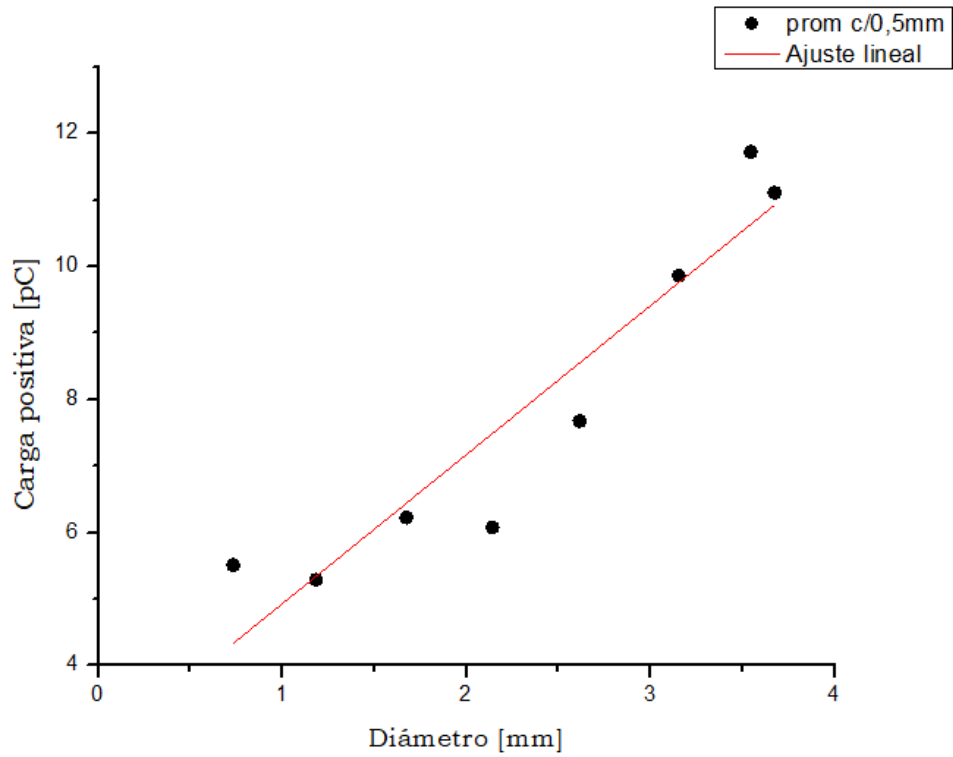


Figura 42: Ajuste Lineal. Carga positiva vs Diámetro(promedio cada 0,5 mm)

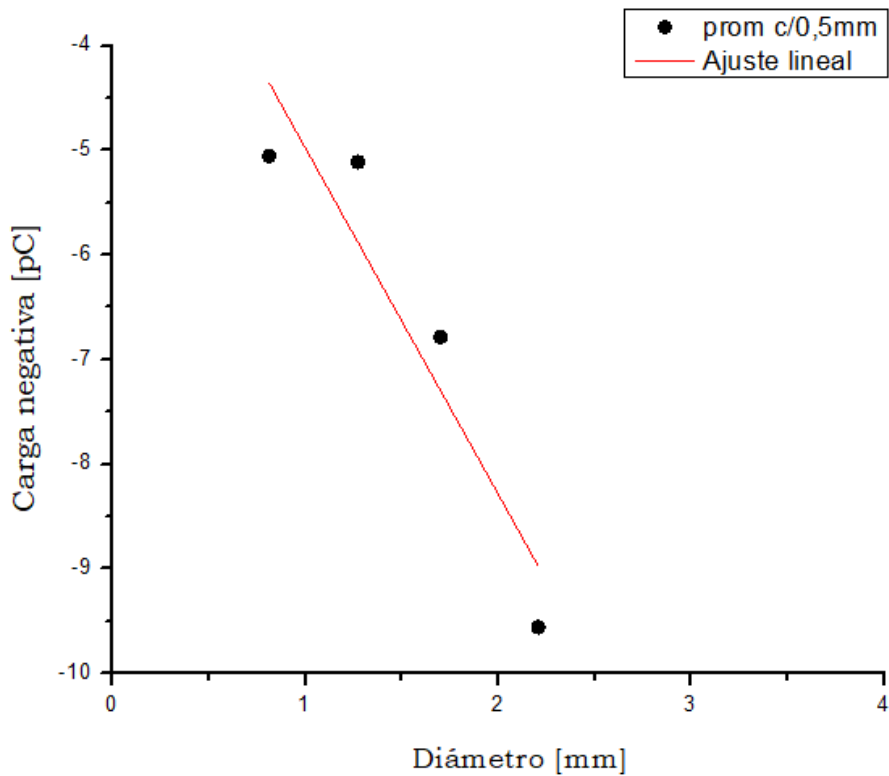


Figura 43: Ajuste Lineal. Carga negativa vs Diámetro(promedio cada 0,5 mm)

En lo que respecta a la comparación de la distribución del tamaño de las gotas cargadas frente a todas las gotas de precipitación (Disdrómetro Parsivel) se confeccionaron histogra-

mas de gotas de precipitación e histogramas de gotas cargadas para 5 períodos consecutivos diferentes durante la tormenta, como se muestra en las figuras 44 y 45. Cada período corresponde a 1200 segundos. Como solo se contaba con 2 archivos de Parsivel, el de las 13 hs y el de las 14 hs, los últimos 15 minutos de nuestra medición correspondientes a las 15 hs, no pudieron ser comparados con las gotas de precipitación.

En estos períodos de tiempo, es decir desde que se inició la medición de gotas cargadas, esto es 13:18 hs, hasta las 14:59 hs, horario en que se termina el archivo Parsival del disdrómetro, se tienen en total 1809 gotas cargadas y 48332 gotas de precipitación. Se puede observar en los histogramas presentados que los mismos presentan características similares entre sí; dejándonos así exponer conclusiones generales a todos ellos. Las mismas se enumeran a continuación.

- La mayor cantidad de gotas de precipitación tiene diámetros $< 1 \text{ mm}$.
- Los histogramas de gotas cargadas tienen baja fracción de gotas $< 0,5 \text{ mm}$ con respecto a todas las gotas de precipitación.
- Los histogramas de gotas cargadas tienen mayor fracción de gotas entre $\sim 1,5$ y $2,5 \text{ mm}$ con respecto a todas las gotas de precipitación.
- Tanto el histograma de las gotas cargadas como las de precipitación tienen baja fracción de gotas para diámetros $> 3 \text{ mm}$
- Ambas distribuciones de tamaño no cambian significativamente durante la evolución de la tormenta.

También cabe notar que la cantidad de gotas de precipitación por período fue disminuyendo, mientras que la de las gotas cargadas iba aumentando, característica no presente en la tormenta anterior.

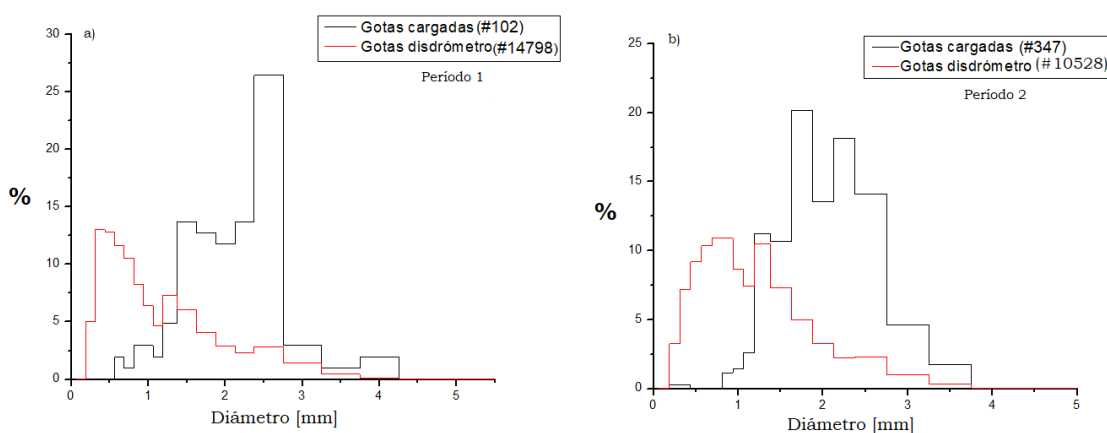


Figura 44: Histogramas de diámetros de las gotas cargadas y de precipitación(Disdrómetro). a) período 1, b) período 2

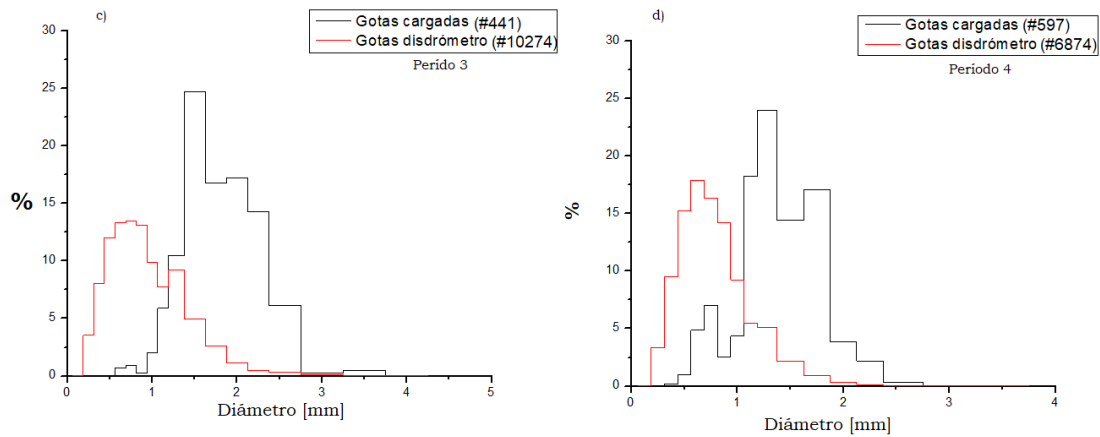


Figura 45: Histogramas de diámetros de las gotas cargadas y de precipitación(Disdrómetro). c) período 3, d) período 4

Por otro lado, para esta tormenta solo se contó con datos de temperatura de brillo o de tope de nube, dadas por las imágenes satelitales. En la figura 46 se muestra una imagen correspondiente al horario 16:15 UTC (13:15 hs), en donde se puede observar que sobre nuestra posición se encontraba una nube extensa y muy alta, con temperatura de tope entre -50 y -60 °C. Recordemos que nuestra medición de gotas cargadas comenzó a las 16:18 UTC (13:18 hs) con una duración de 1 hora 50 minutos. Por su lado, la figura 47 corresponde a una imagen tomada a las 18:15 UTC (15:15 hs), unos minutos después de que finalizáramos la medición de gotas cargadas. En la misma se puede ver como la nube seguía avanzando pero aún la nube sobre nuestra ubicación seguía siendo bastante alta, con una temperatura de brillo de -50 °C aproximadamente. Para eso de las 19:15 UTC (16:15 hs) la misma comenzó a disiparse.

Esta información recolectada nos pone de nuevo ante una nube de tormenta de gran desarrollo vertical, de fase mezcla, con muy bajas temperaturas de brillo y eléctricamente activa ya que durante su desarrollo se escucharon descargas.

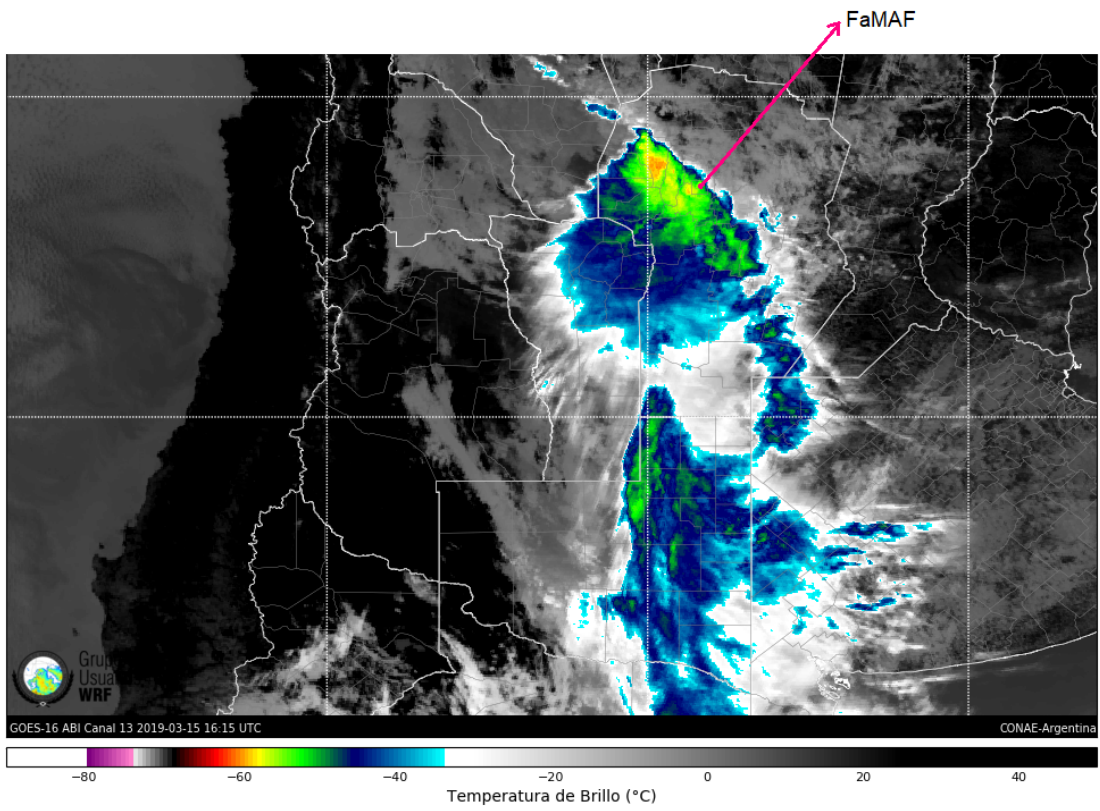


Figura 46: Imagen satelital- Temperatura de Brillo, tomada en el horario 13:15 hs.

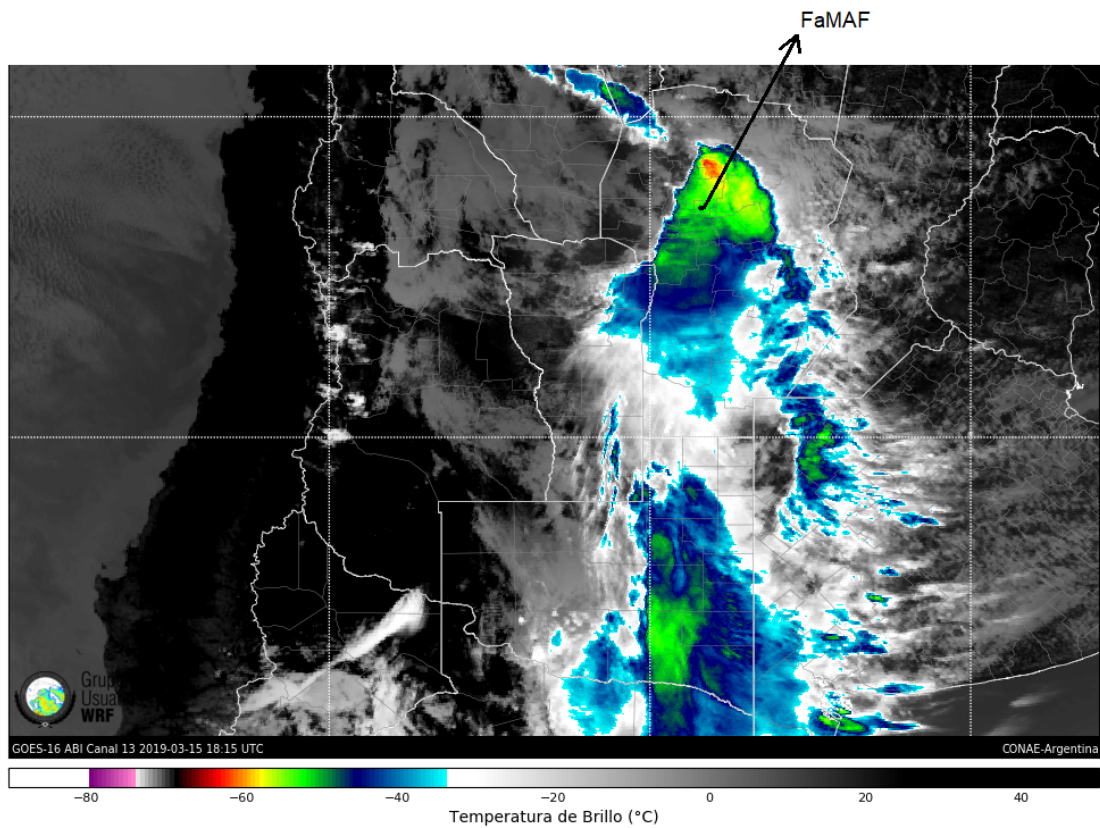


Figura 47: Imagen satelital- Temperatura de Brillo, tomada en el horario 15:15 hs.

5.1.3. Tormenta 20 de Diciembre de 2018

La tormenta que se presentará a continuación ocurrió el 20 de Diciembre de 2018. La lluvia comenzó alrededor de las 17:00 hs, mientras que la medición de partículas de precipitación cargadas se inició a las 17:22 hs con una duración de 40 minutos, donde se obtuvieron 682 gotas cargadas.

En las figuras 48, 49 y 50 se presentan los resultados obtenidos. Para esta tormenta se vió una predominancia de gotas positivas en la primera parte de la misma, para luego cambiar a una predominancia de gotas negativas en la segunda parte.

En cuanto a la distribución de cargas eléctricas se puede observar(ver fig.48) que en su mayoría las gotas se encuentran entre -10 pC y 10 pC , con algunas gotas fuera de este rango. Los valores máximo y mínimo de las cargas positivas medidos en las gotas fueron $50,4\text{ pC}$ y $1,35\text{ pC}$, respectivamente, mientras que para las cargas negativas los valores extremos fueron $-1,21\text{ pC}$ y $-23,8\text{ pC}$. Nuevamente nos encontramos con una constante mezcla de cargas positivas y negativas para todo tiempo. Con respecto a la distribución de diámetros obtenidos podemos decir que el rango de variación de los tamaños de las gotas es el mismo durante la tormenta, como muestra la figura 49. Los valores de los diámetros obtenidos van desde $0,53\text{ mm}$ a $3,54\text{ mm}$.

Por otro lado, en la figura 50 se muestra las cargas obtenidas en función del diámetro. En dicha figura no se logra distinguir fehacientemente una correlación entre las variables carga y diámetro, sin embargo nos arriesgamos a decir que se observa un aumento de carga con el crecimiento del diámetro, más adelante se analizará esta correlación.

En las figuras 51 y 52 se presentan histogramas de las variables carga y diámetro obtenidas durante la tormenta medida. Con respecto a las cargas medidas se obtuvo que más del 90 % de gotas tiene cargas entre 10 y -10 pC (ver fig. 51), con un pico entre 0 y -5 pC . Para las cargas mayores que 20 pC y menores que -20 pC se tiene un bajo porcentaje de gotas. Además, se midieron una mayor cantidad de gotas con carga positiva que con carga negativa. En cuanto a los diámetros obtenidos se puede observar un amplio rango de valores, que van desde $0,53\text{ mm}$ hasta $3,54\text{ mm}$. Para el rango entre 1 y $2,4\text{ mm}$ tenemos el 89 % de las gotas con un pico en $1,5\text{ mm}$, para diámetros mayores a $2,4\text{ mm}$ tenemos el 7 % y 4 % para diámetros menores a 1 mm (ver Fig. 52).

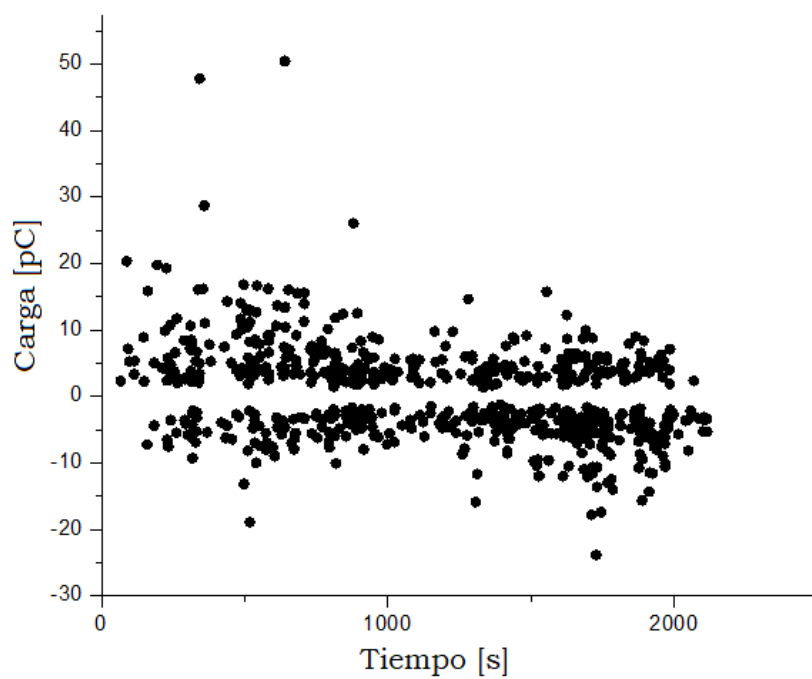


Figura 48: Comportamiento temporal de las cargas medidas durante la tormenta.

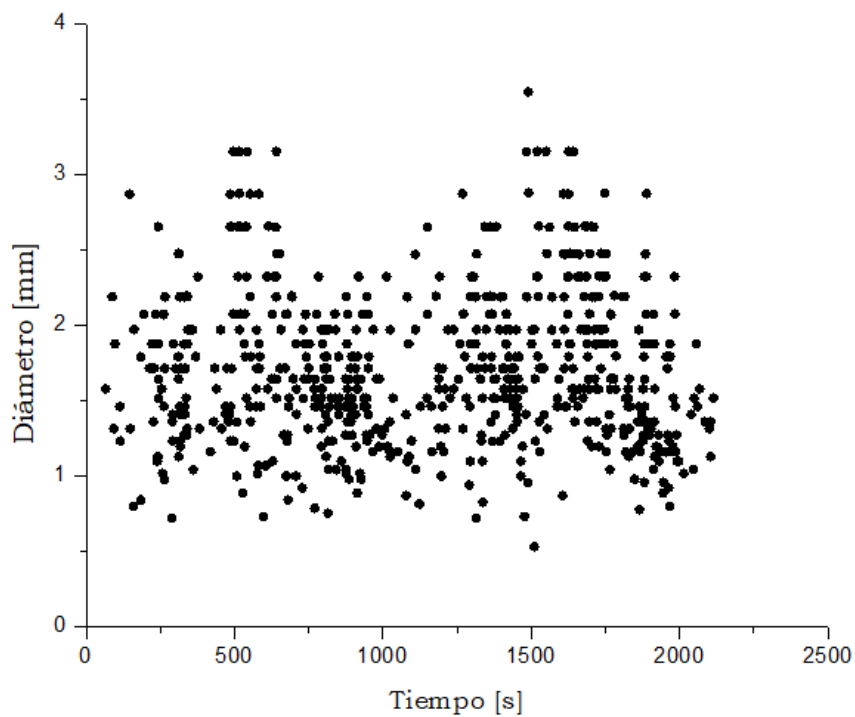


Figura 49: Evolución temporal de los diámetros medidos durante la tormenta.

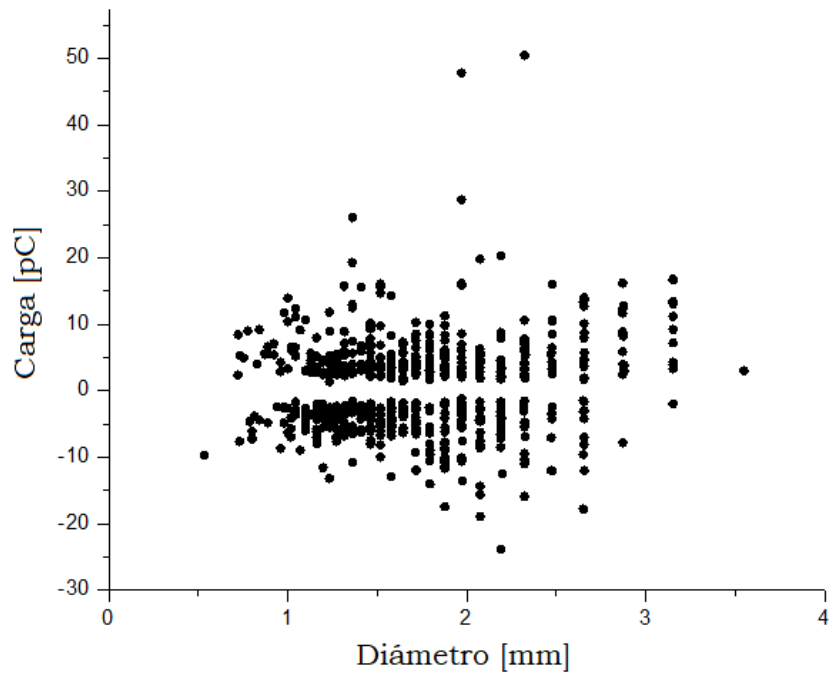


Figura 50: Carga vs Diámetro, durante toda la tormenta medida.

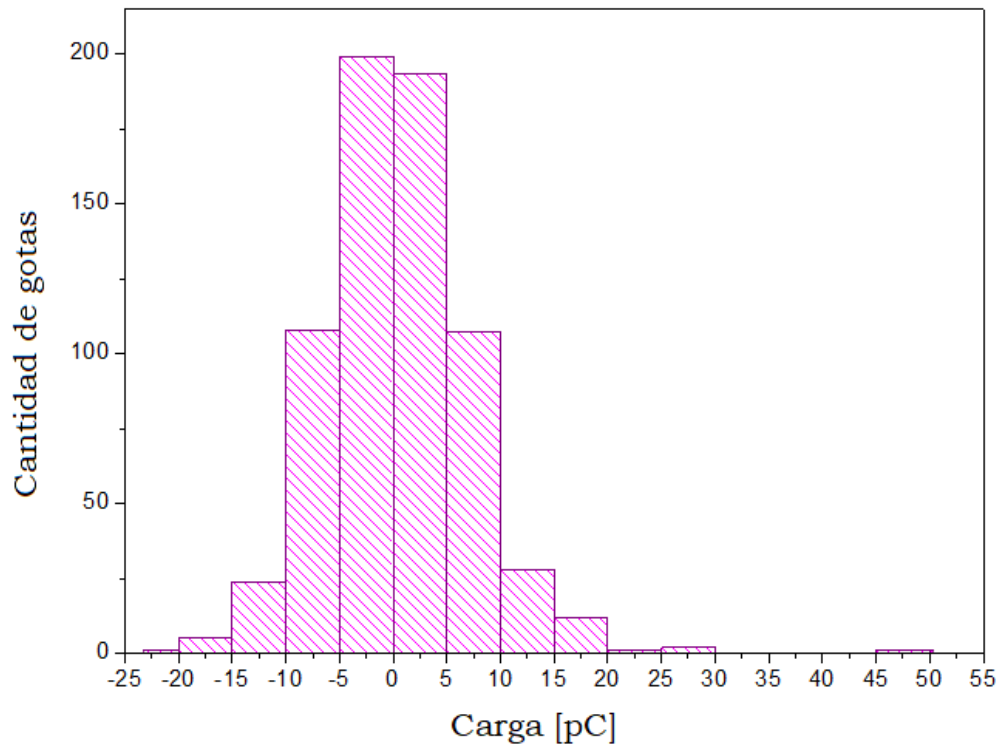


Figura 51: Histograma de la carga obtenida durante la tormenta medida.

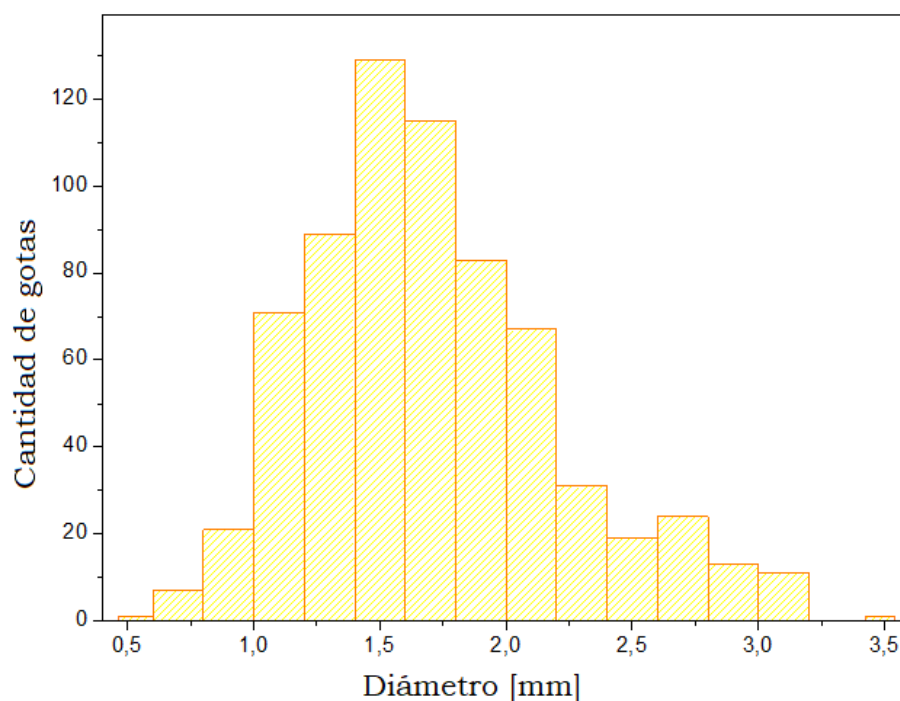


Figura 52: Histograma de los diámetros obtenidos durante la tormenta medida.

En la figura 53 se presenta el gráfico Diámetro vs Tiempo , promediados cada 120 segundos, mientras que en la figura 54 el gráfico Carga vs Tiempo también promediados cada 120 segundos. En la figura 53 se puede observar notoriamente el cambio de signo de las gotas durante la tormenta, como ya se había comentado anteriormente. Además, cabe notar el comportamiento similar que presentan las gotas positivas y negativas con respecto a sus diámetros promedios, aumentando y disminuyendo a lo largo de la tormenta. Entonces podemos decir que para ambos signos los tamaños de las gotas se mantienen entre los mismos rangos.

Con respecto a las cargas promedios expuestas en la figura 54 podemos observar que al inicio de la tormenta ésta era mayormente positiva, y como a su vez a medida que la misma se desarrollaba, la magnitud de las cargas positivas de las gotas iba disminuyendo hasta invertirse la carga predominante. Notar que las gotas negativas también aumentan su magnitud, en valor absoluto, durante la lluvia. Por otro lado, se observa cómo para ambas cargas no se tiene un patrón definido de gotas grandes y chicas durante la tormenta. La mediana obtenida en este caso fue de $1,6 \text{ mm}$

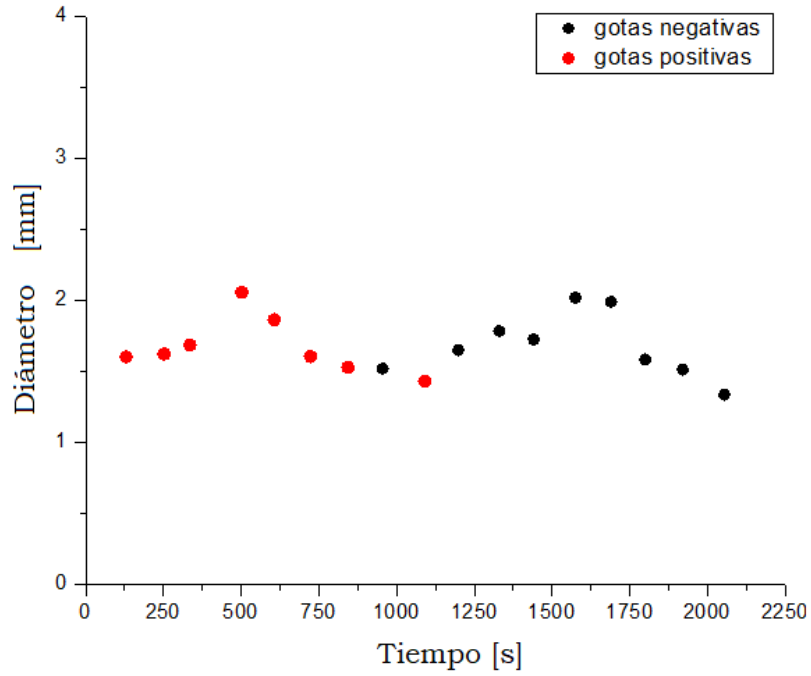


Figura 53: Diámetro vs Tiempo, promedio temporal cada 120 segundos. Cargas positivas y negativas.

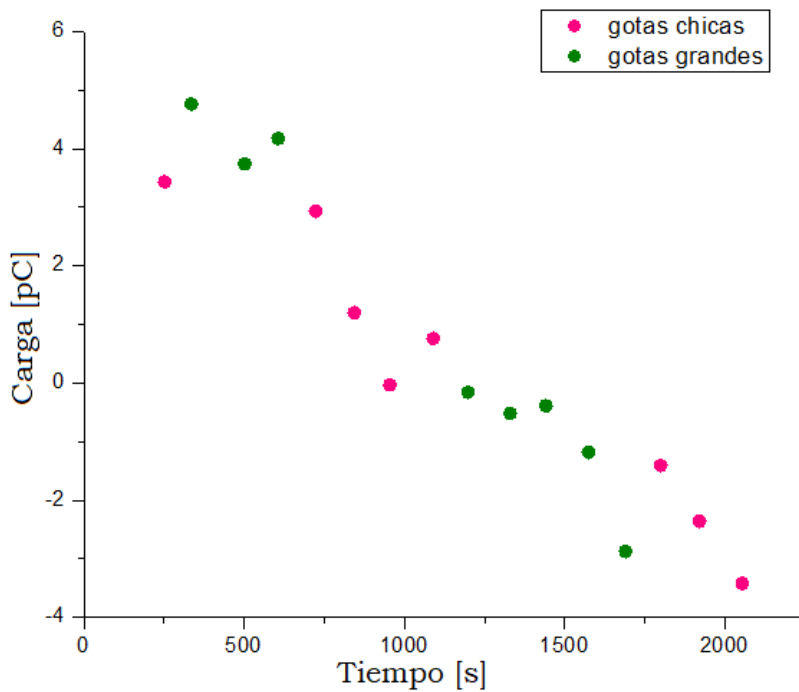


Figura 54: Carga vs Tiempo. Promedio temporal cada 120 segundos. Gotas chicas ($D \leq 1,6 \text{ mm}$) y grandes ($D > 1,6 \text{ mm}$)

Por último, los promedios de las cargas positivas y negativas con sus respectivos diámetros cada $0,5 \text{ mm}$, se presentan en la figura 55. Se puede observar como ambas cargas, positiva y negativa aumentan su magnitud en valor absoluto, cuando el diámetro crece. Las cargas positivas promedio están entre 5 y $8,6 \text{ pC}$, mientras que las cargas negativas están entre $-4,5$

y $6,5 \text{ pC}$. En las figuras 56 y 57 se muestran los ajustes lineales realizados a los promedios de las gotas positivas y negativas presentados en la figura 55. Para las cargas negativas (ver fig. 56) se obtuvo una pendiente de valor absoluto $(1,2 \pm 0,3) \left[\frac{\text{pC}}{\text{mm}} \right]$ y para las cargas positivas (ver fig. 57) se obtuvo una pendiente de $(1,7 \pm 0,3) \left[\frac{\text{pC}}{\text{mm}} \right]$. Las pendientes obtenidas no discrepan pues los valores de las mismas están contenidos en sus intervalos de error.

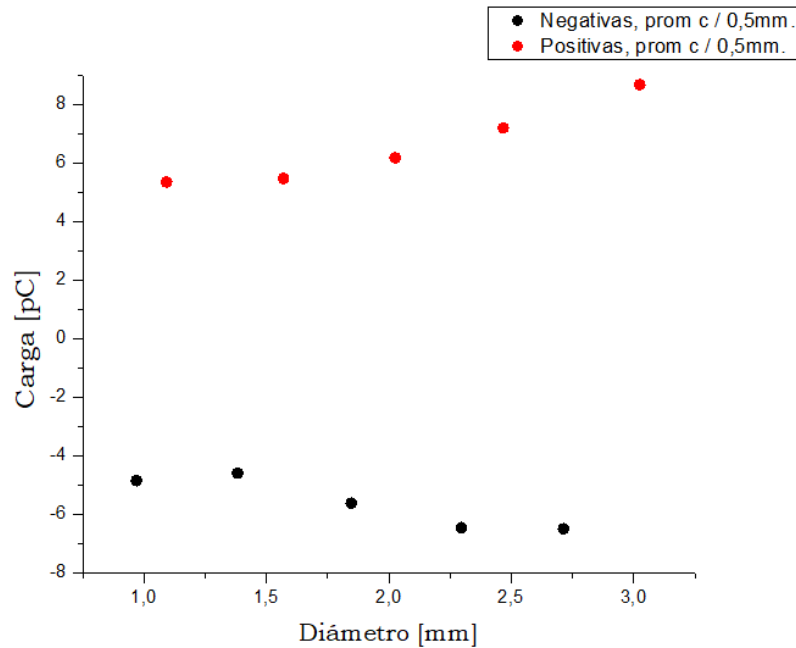


Figura 55: Carga vs Diámetro(promedio cada 0,5 mm).

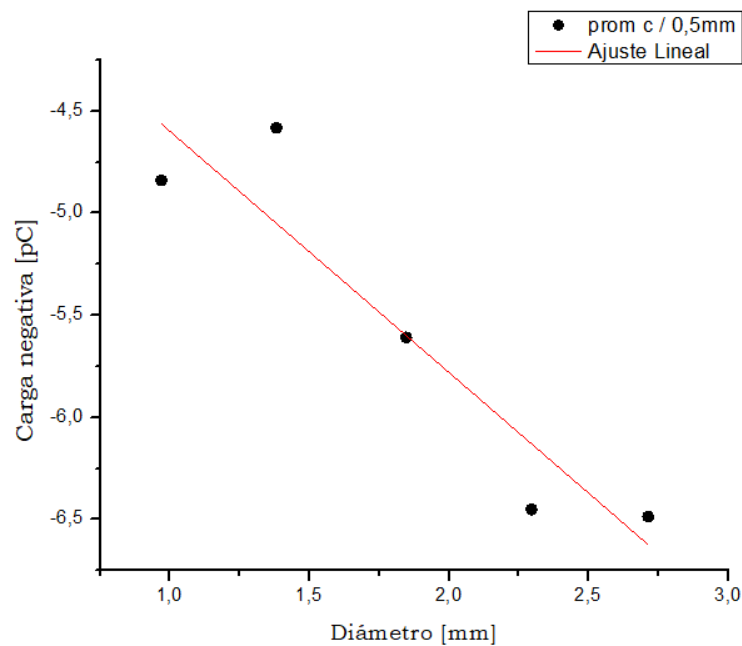


Figura 56: Ajuste Lineal. Carga negativa vs Diámetro(promedio cada 0,5 mm)

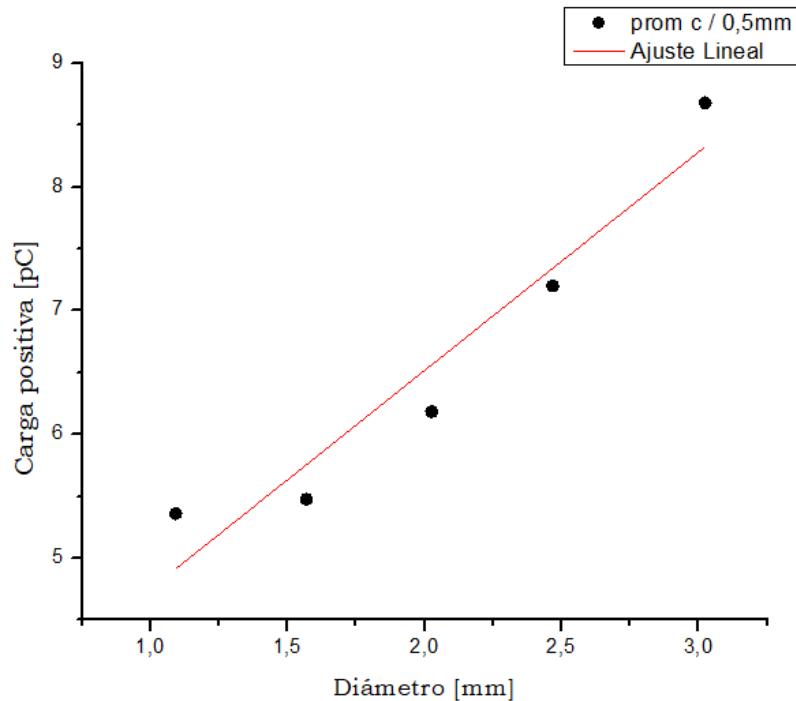


Figura 57: Ajuste Lineal. Carga positiva vs Diámetro(promedio cada 0,5 mm)

En cuanto a la comparación de la distribución del tamaño de las gotas cargadas frente a todas las gotas de precipitación (Disdrómetro Parsivel) se confeccionaron histogramas de gotas de precipitación e histogramas de gotas cargadas para 2 períodos consecutivos diferentes durante la tormenta, como se muestra en la figura 58. Cada período corresponde a 400 segundos. Como solo se contaba con 1 archivo Parsivel incompleto, el cual inicia a las 17hs y termina a las 17:36:10 hs y nuestros datos de gotas cargadas para esta tormenta comienzan 17:22 hs hasta las 18:03 hs, entonces solo pudimos comparar en el horario 17:22hs hasta 17:36:10 hs, es decir 840 segundos. En este período de tiempo se tienen en total 244 gotas cargadas y 13627 gotas de precipitación.

Se puede observar en los histogramas presentados en la figura 58 que los mismos presentan características similares entre sí; dejándonos así exponer conclusiones generales a ellos. Las mismas se enumeran a continuación.

- La mayor cantidad de gotas de precipitación tiene diámetros $< 1 \text{ mm}$.
- Los histogramas de gotas cargadas tienen baja fracción de gotas $< 1 \text{ mm}$ con respecto a todas las gotas de precipitación, y una fracción casi nula para diámetros $< 0,5 \text{ mm}$.
- Los histogramas de gotas cargadas tienen mayor fracción de gotas entre 1 y 2 mm con respecto a todas las gotas de precipitación, con un pico en 1,5 mm.
- Ambas distribuciones de tamaño no cambian significativamente durante la evolución de la tormenta.

Notemos además que como la tormenta del 15 de Marzo de 2019, también presenta un aumento de cantidad de gotas cargadas de un período a otro, mientras que las gotas de

precipitación disminuyen.

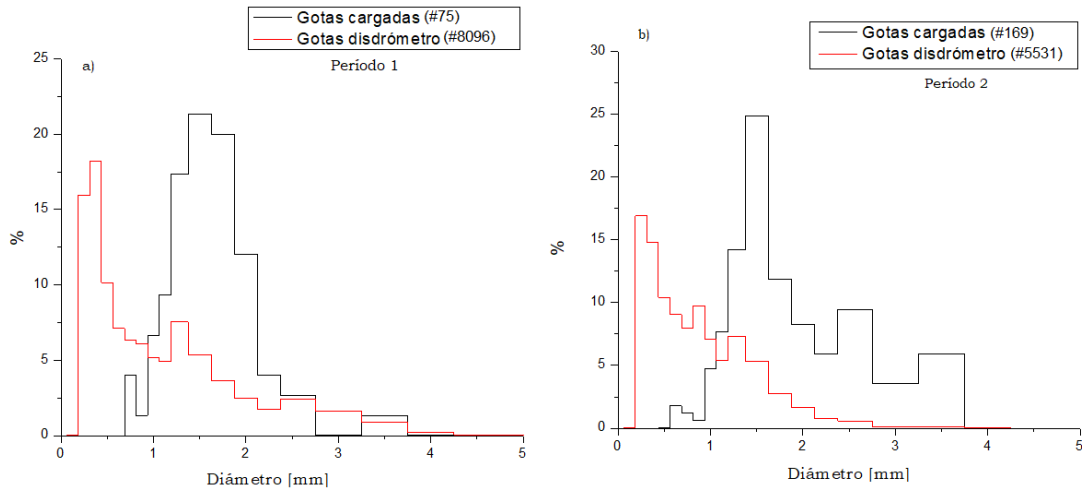


Figura 58: Histogramas de diámetros de las gotas cargadas y de precipitación(Disdrómetro).a) período 1, b) período 2.

Para esta tormenta contamos solo con datos de satélite y de LMA. En la figura 59 se muestra como evoluciona la temperatura del tope de la nube con el tiempo dado en UTC, justo en la posición en donde se encontraba nuestro instrumento de medición. En el gráfico se puede observar como la temperatura iba decreciendo, y por ende la altura de la nube iba en aumento a medida que avanzaba el tiempo, hasta que a las 20:15 UTC alcanza su mínima temperatura, rondando los $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$. Recordemos que nuestras mediciones se iniciaron 17:22 hs (20:22 UTC), unos minutos después de que la nube llegara a su máxima altura. Luego de alcanzar este máximo, la misma comienza a descender y aumentar su temperatura de tope. En el gráfico de la figura se señalaron los puntos con los que se contaba con información más cercanos a los horarios de inicio y finalización de las mediciones de gotas cargadas, siendo el círculo verde el inicio y el rojo el final de la medición, aproximadamente.

Para ambos tiempos se presentan las imágenes de satélite obtenidas. En la figura 60 correspondiente al horario 20:15 UTC (17:15 hs), se puede ver claramente cómo sobre nuestra ubicación está posicionada una nube con temperatura de tope de $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$, una nube muy localizada pero muy alta. Alrededor de las 20:30 UTC esta nube empezó a disiparse y a eso de las 21:00 UTC ya se había disipado totalmente, como puede observarse en la figura 61. Además, se detectaron descargas durante toda la medición, las cuales fueron disminuyendo a medida que se disipaba la nube. En la figura 62 se presentan las imágenes de satélite de las descargas detectadas a las 20:15 UTC y en la figura 63 correspondiente al horario 21:00 UTC se puede observar como en nuestra ubicación ya no se detectaban más descargas.

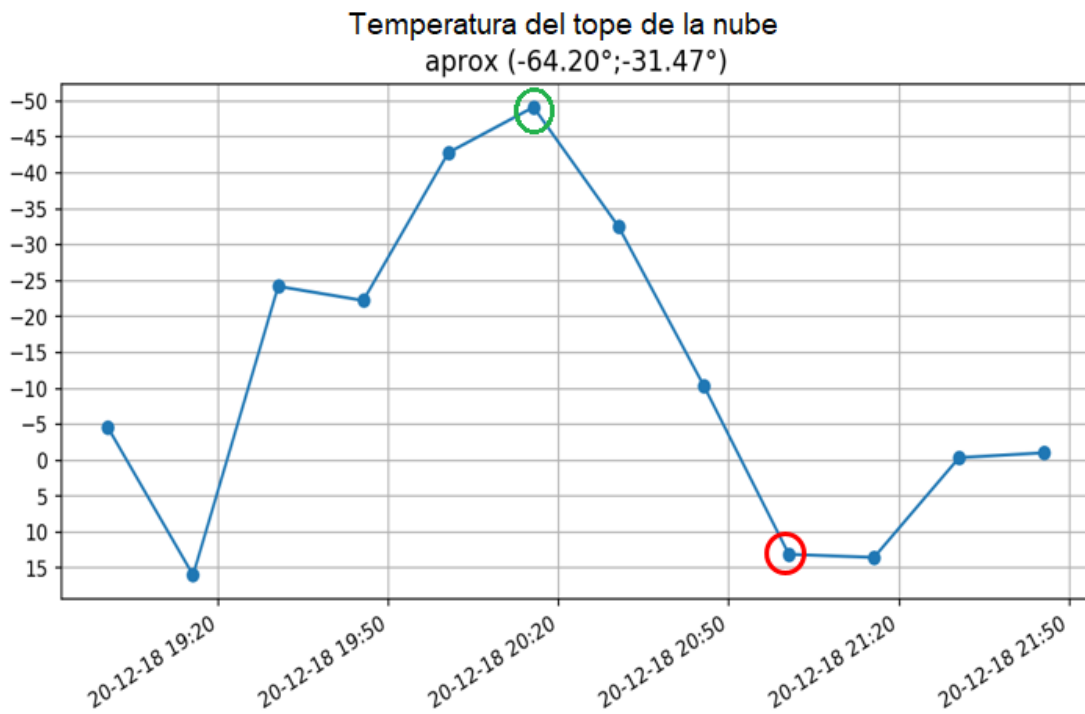


Figura 59: Temperatura de tope de nube

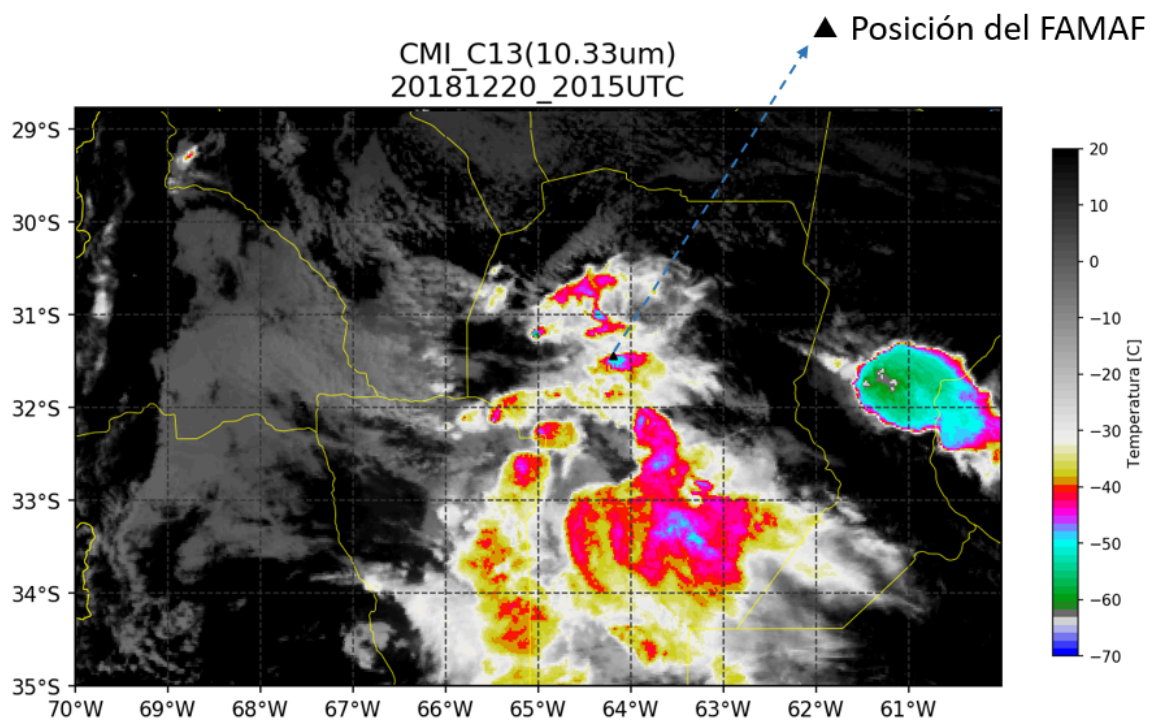


Figura 60: Imagen satelital correspondiente al horario 20:15 UTC.

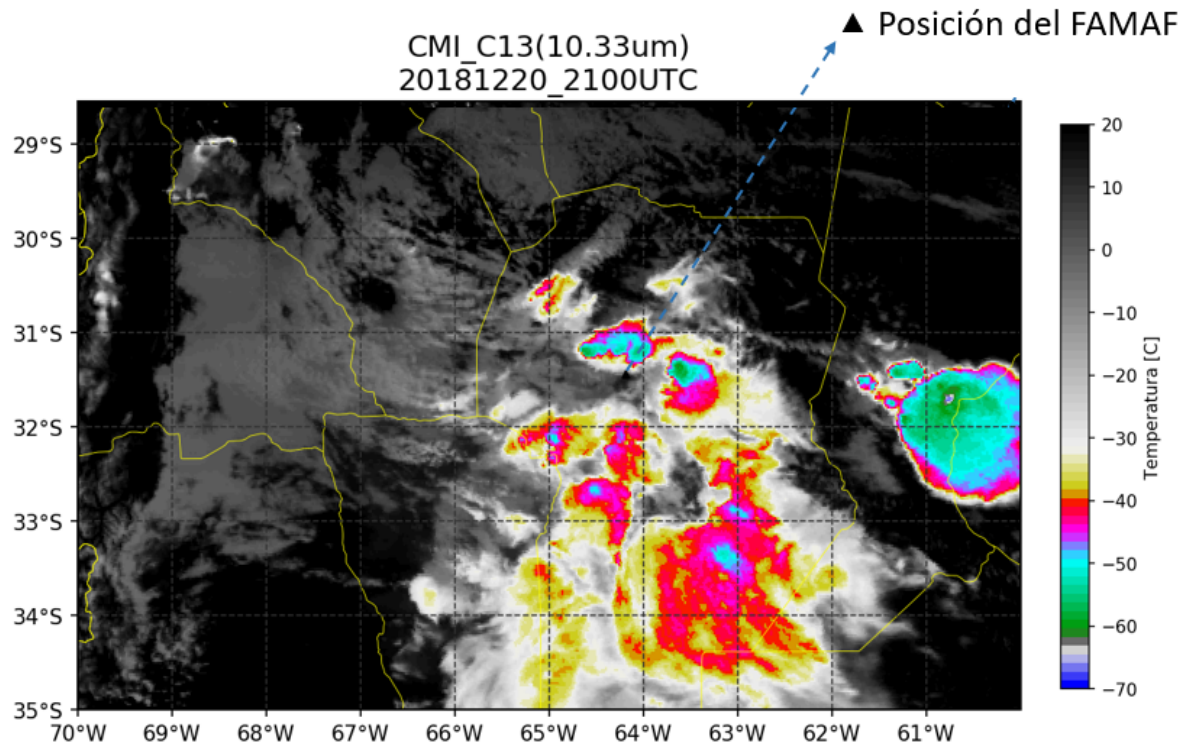


Figura 61: Imagen satelital correspondiente al horario 21:00 UTC.

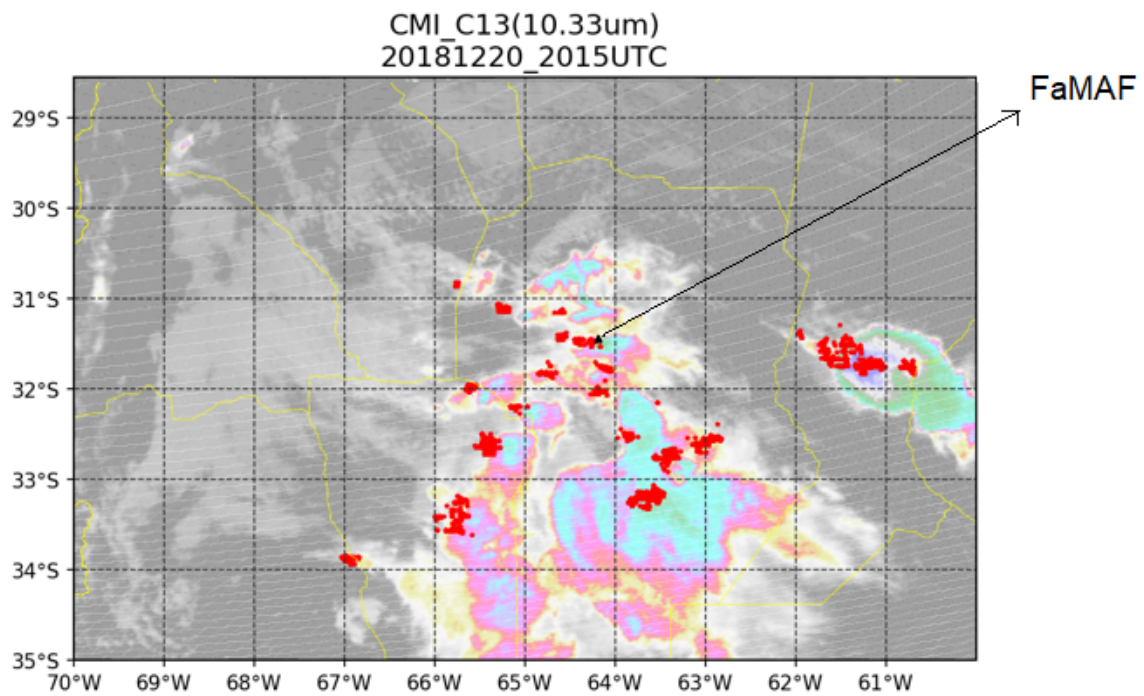


Figura 62: Imágenes satelitales de descargas detectadas en el horario 20:15 UTC.

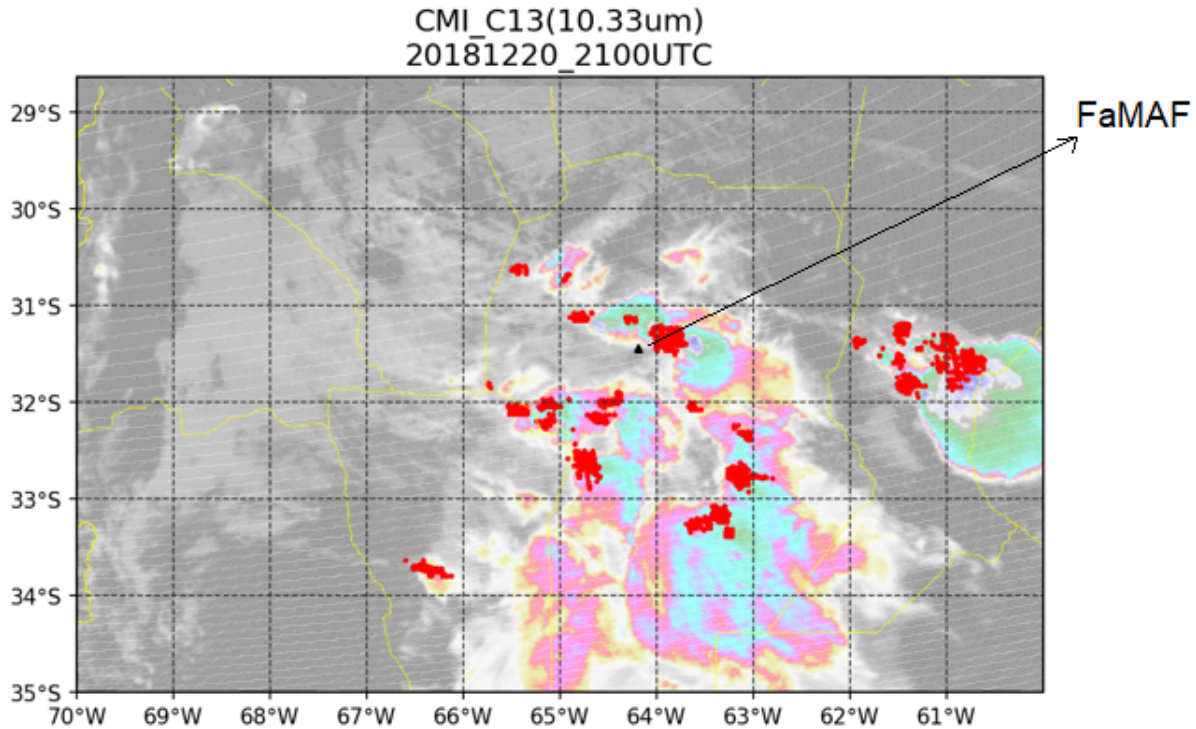


Figura 63: Imágenes satelitales de descargas detectadas en el horario 21:00 UTC.

En cuanto a la información obtenida por LMA, solo se cuenta con los datos correspondientes al intervalo de tiempo entre 20:30 UTC y 20:40 UTC, tiempo contenido dentro de nuestras mediciones. La misma se presenta en la figura 64, en donde se puede ver que aunque a los alrededores de la posición en donde se encontraba nuestro instrumento se detectaron bastantes señales eléctricas, la mayor densidad de descargas se dió sobre nuestra ubicación. La mayoría de las señales eléctricas en promedio provenían de los 5 Km de altura, aproximadamente.

Un dato interesante que tiene LMA es que según la altura a la que principalmente son detectadas las descargas pueden determinar la polaridad de la tormenta. Las señales que proporciona el LMA en las que se expone la altura son un indicador de donde se encuentran las cargas negativas. Ellos observaron que las tormentas de polaridad normal tienen su máxima densidad de descargas alrededor de los 10 Km mientras que para las tormentas de polaridad invertida está por debajo de los 7 Km (ver fig. 65).

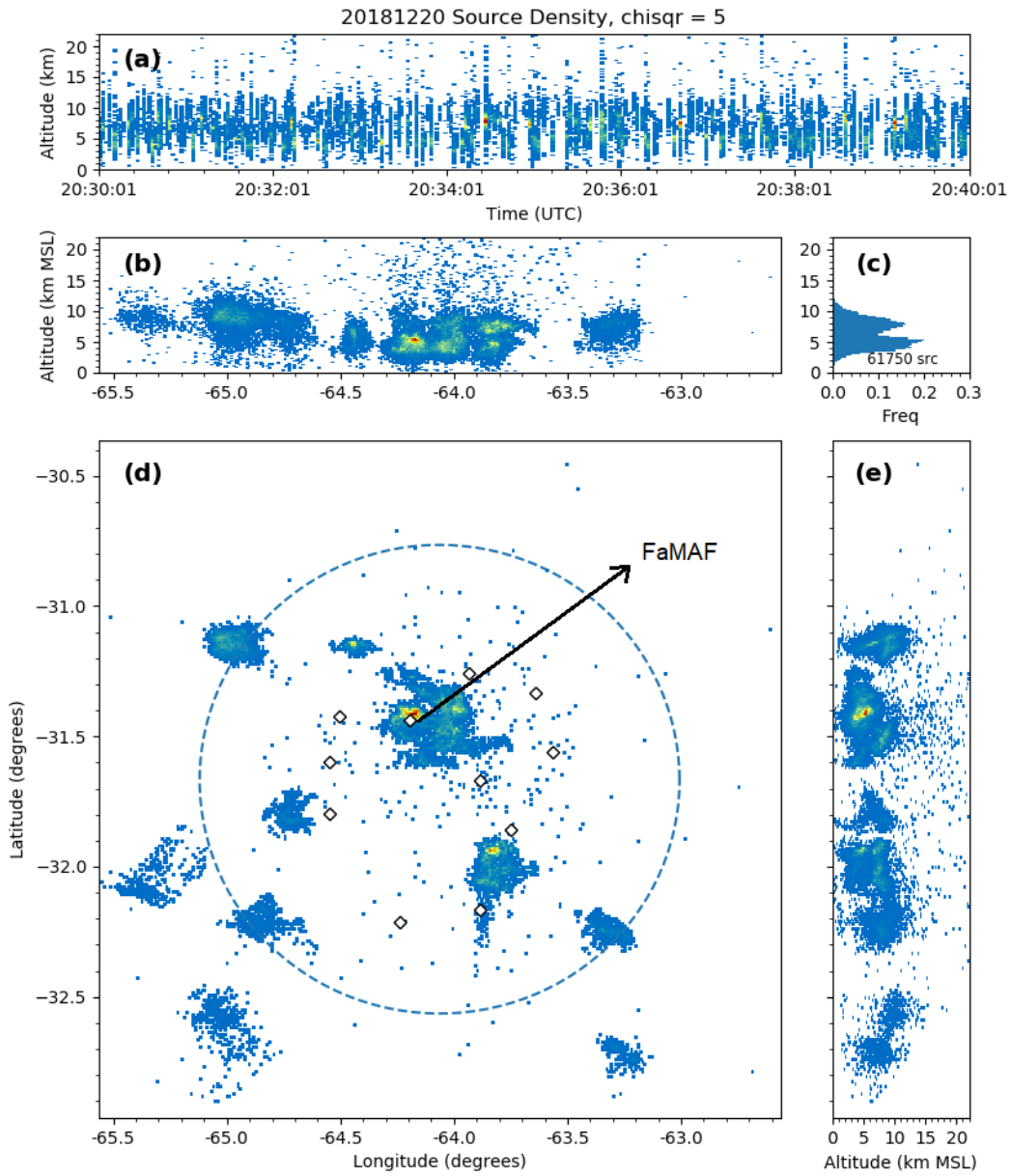


Figura 64: Imágenes de detección de descarga eléctrica proporcionada por LMA correspondiente al horario 20:30 a 20:40 UTC.

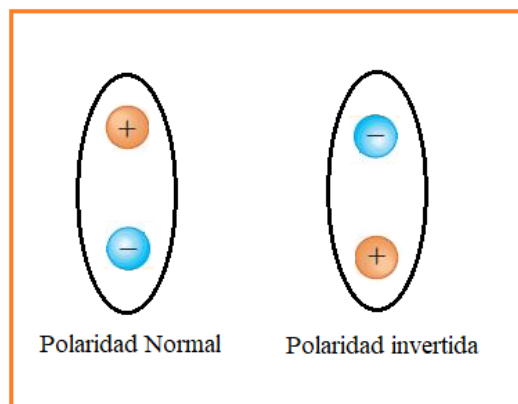


Figura 65: Dipolos con polaridad normal y polaridad invertida

Entonces observemos la figura 66, en ella se muestra la densidad de descarga por kilómetro en una región bajo estudio de 25 Km a la redonda de la ubicación de UNC. Se puede observar una gran cantidad de descargas entre las 20:15 y las 20:50 UTC, teniendo su máximo de descargas entre las 20:30 y 20:45 UTC a una altura entre 6 y 4 Km. Según esta información y según LMA estaríamos ante la presencia de una tormenta con polaridad invertida, lo cual concuerda con nuestras mediciones de gotas cargadas. Esta caracterización de la polaridad de la tormenta no pudo ser realizada para la tormenta del 17 de Marzo de 2019, la cual también contaba con datos de LMA, pues la cantidad de descargas detectadas era muy baja (incluso en un rango de medición lejano de 100 Km) como para inferir una polaridad.

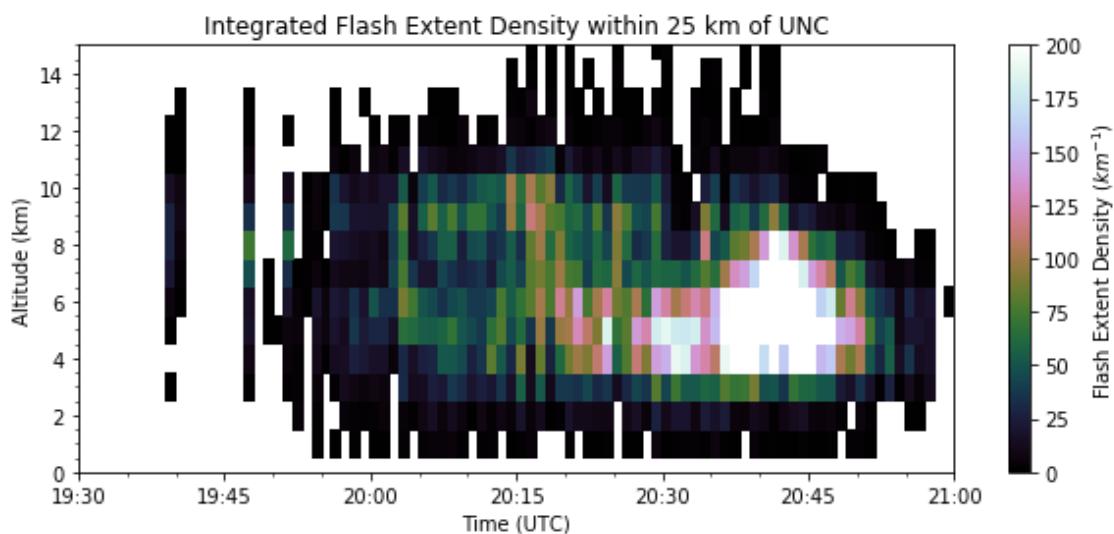


Figura 66: Densidad de descarga por Km. Tormenta 20/12/18

Toda la información proporcionada por las distintas fuentes, satélite y LMA, concuerdan entre sí. Entonces, resumiendo podemos decir que se trata de una tormenta con polaridad invertida cuya nube de tormenta presentó gran altitud y muy baja temperatura de tope y por ende presencia de fase hielo en la misma, también contó con una actividad eléctrica importante.

5.1.4. Tormenta 4 de Diciembre de 2018

La tormenta que se presenta a continuación ocurrió el 4 de Diciembre de 2018. La lluvia comenzó alrededor de las 18:30 hs, la medición de gotas de precipitación cargadas se inició a las 18:35 hs, cuando se comenzaron a escuchar las primeras gotas. La misma tiene una duración de 22 minutos y se midieron un total de 63 gotas cargadas.

Los resultados obtenidos se presentan en las figuras 67, 68 y 69. Para el poco tiempo de medición de esta tormenta obtuvimos una predominancia de cargas negativas al comienzo y de gotas positivas para la segunda parte, como se puede observar en la figura 67. Sin embargo, cabe destacar que al ser una medición tan corta y con tan pocas gotas los análisis de los datos tienen menor fiabilidad que los análisis de las tormentas presentadas anteriormente, ya que la mayoría de los promedios tienen menos de 10 datos.

En la fig. 67 se muestra la distribución de cargas eléctricas a lo largo de la tormenta medida, donde se puede observar un rango amplio de cargas llegando hasta magnitudes de 50 pC . Los valores máximo y mínimo de las cargas positivas medidos en las gotas fueron 51 pC y $3,9 \text{ pC}$, respectivamente, mientras que para las cargas negativas los valores extremos fueron $-3,9 \text{ pC}$ y -50 pC . Es importante notar la constante alternancia de cargas positivas y negativas para todo tiempo. En cuanto a la distribución de diámetros obtenidos podemos decir que el rango de variación de los tamaños de las gotas es el mismo durante la tormenta, como muestra la figura 68. Los valores de los diámetros obtenidos van desde $0,48 \text{ mm}$ a $2,65 \text{ mm}$.

Por otro lado, en la figura 69 se muestran las cargas obtenidas en función del diámetro. En dicha figura no se logra apreciar una correlación entre las variables carga y diámetro.

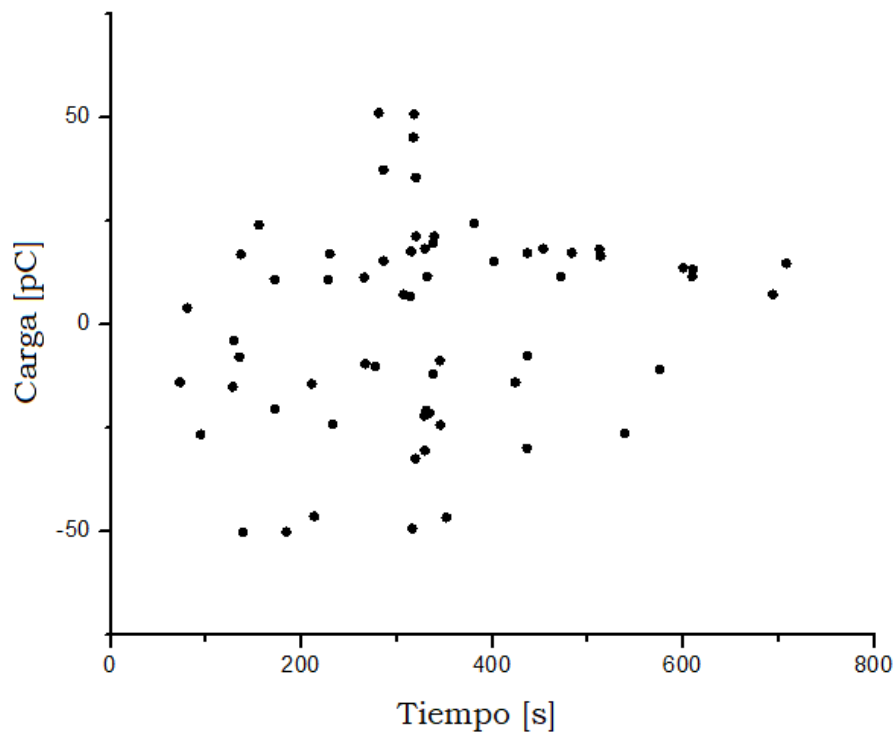


Figura 67: Distribución de las cargas obtenidos durante la tormenta, en función del tiempo.

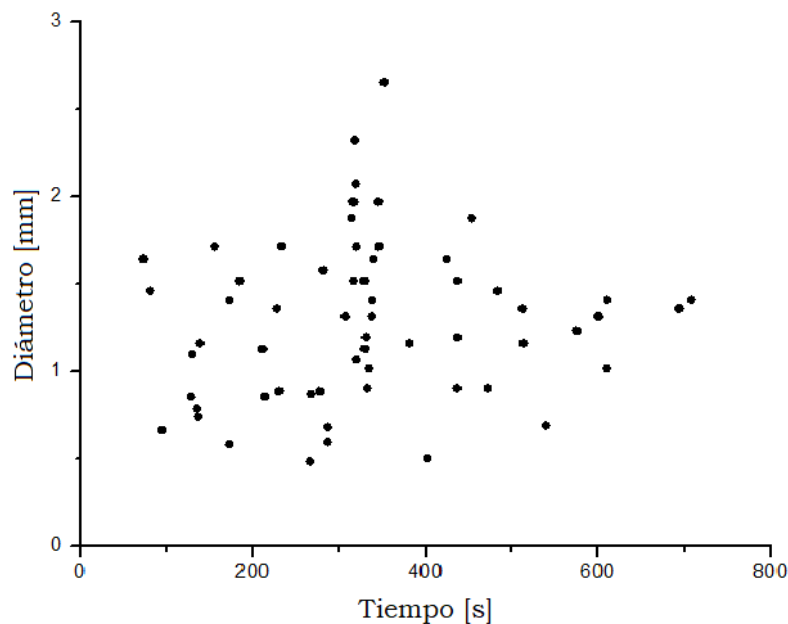


Figura 68: Distribución de los diámetros obtenidos durante la tormenta, en función del tiempo.

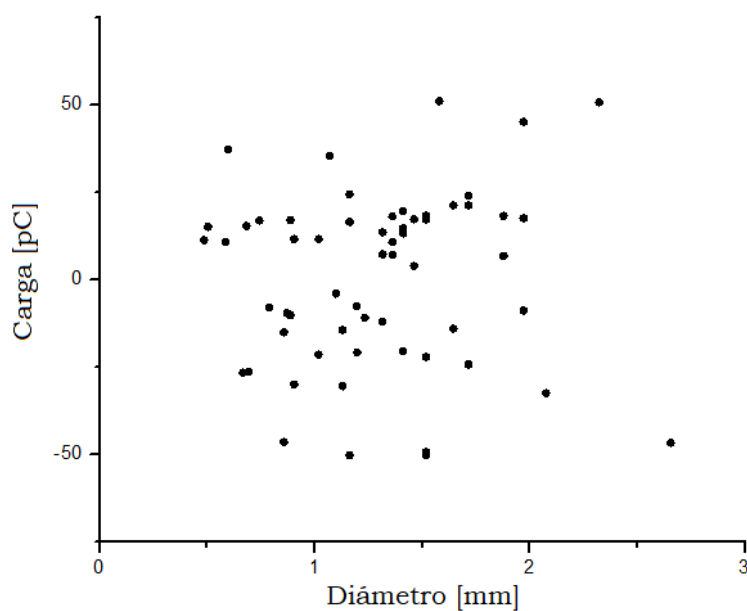


Figura 69: Carga vs Diámetro.

En las figuras 70 y 71 se presentan histogramas de las variables carga y diámetro obtenidas durante la tormenta medida. Con respecto a las cargas medidas se obtuvo que más del 40 % de gotas tiene cargas entre 10 y 20 pC (ver figura 70). A lo largo de toda la tormenta se midió una mayor cantidad de gotas con carga positiva que con carga negativa. En cuanto a los diámetros obtenidos se puede observar un rango de valores que van desde 0,48 mm hasta 2,65 mm . Para el rango entre 1 y 1,7 mm tenemos el 60 % de las gotas con un pico en 1,5

mm, para diámetros mayores a *1,7 mm* tenemos el 13 % y un 27 % para diámetros menores a *1 mm* (ver Fig. 71).

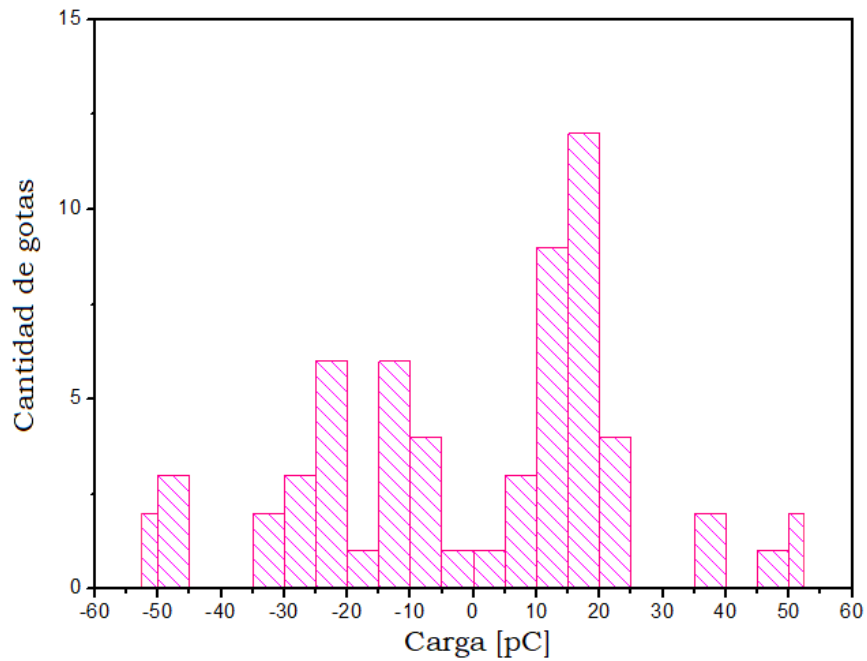


Figura 70: Histograma de la carga obtenida en toda la tormenta medida.

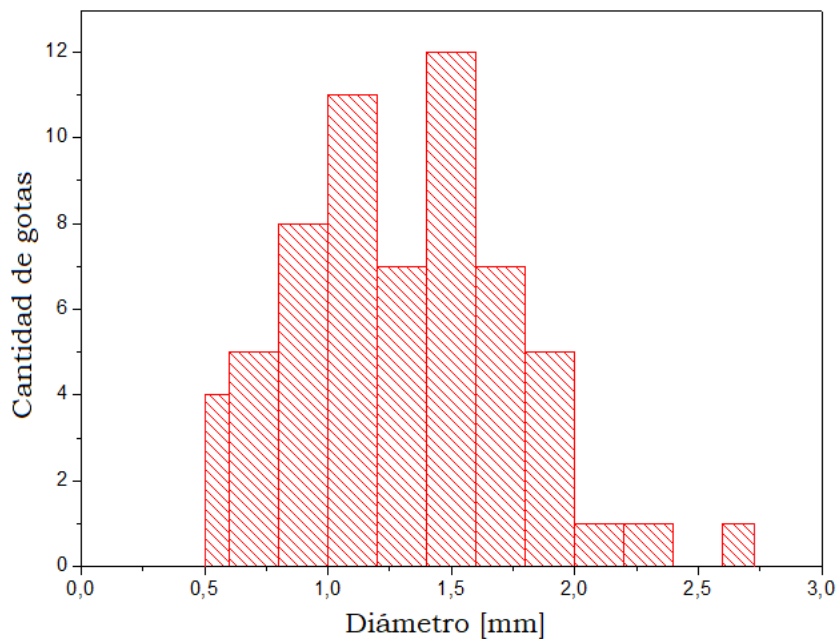


Figura 71: Histograma de diámetros obtenidos en toda la tormenta medida.

En la figura 72 se presenta el gráfico Carga vs Tiempo promediados cada 120 segundos mientras que en la figura 73 el gráfico Diámetro vs Tiempo también promediados cada 120 segundos. En la figura 72 se puede observar claramente el cambio de signo de las gotas

durante la tormenta, como ya se había comentado anteriormente. Además, para las gotas negativas tenemos que en promedio la magnitud en valor absoluto, es mayor que 10 pC , mientras que las positivas en su mayoría son más chicas que 10 pC . En lo que respecta a los diámetros promedios de las gota (ver fig.73) no presentan ningún patrón en el tiempo. La mediana obtenida para los diámetros promedios fue de $1,3 \text{ mm}$.

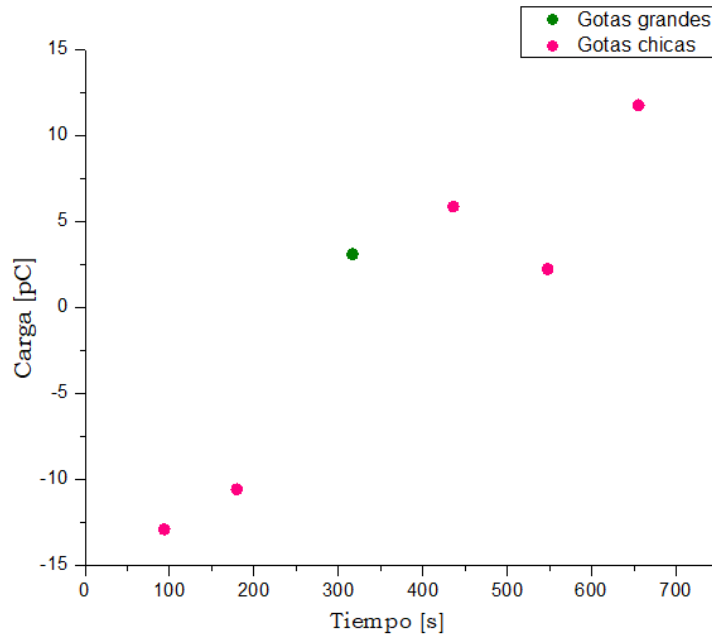


Figura 72: Carga vs Tiempo. Promedio temporal cada 120 segundos. Gotas chicas ($D \leq 1,3 \text{ mm}$) y grandes ($D > 1,3 \text{ mm}$)

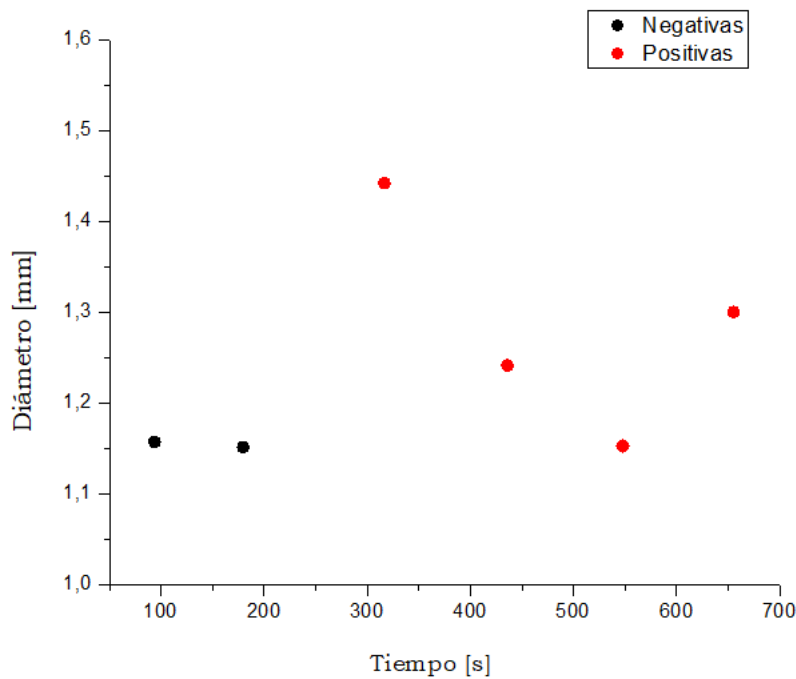


Figura 73: Diámetro vs Tiempo, promedio temporal cada 120 segundos. Cargas positivas y negativas

Por otro lado, los promedios de las cargas positivas y negativas con sus respectivos diámetros se hicieron cada $0,4 \text{ mm}$ en este caso por la poca cantidad de gotas. Los mismos se presentan en la figura 74. Se puede observar como ambas cargas, positivas y negativas aumentan su magnitud, en valor absoluto, cuando el diámetro crece.

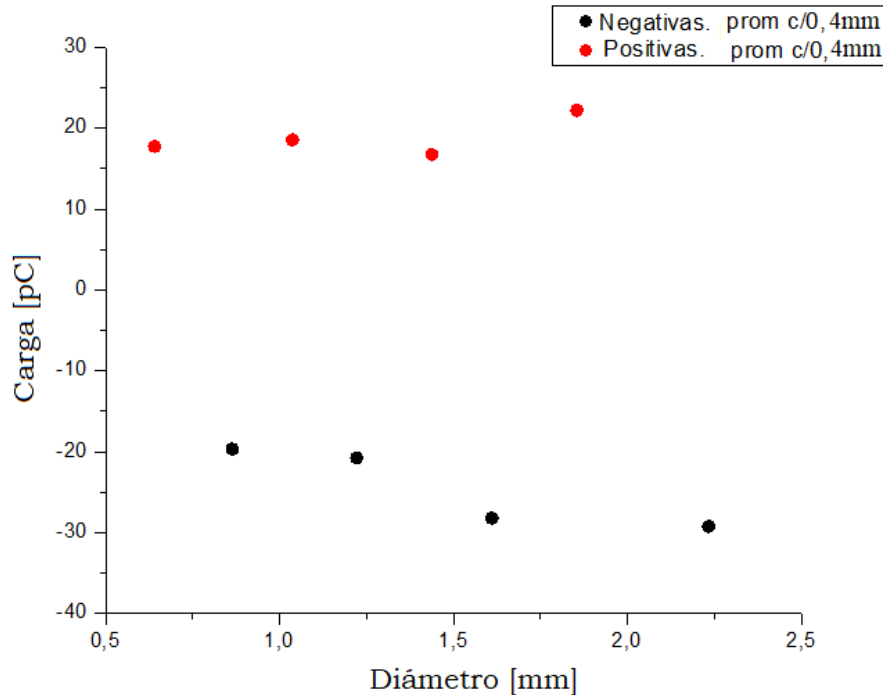


Figura 74: Carga vs Diámetro(promedio cada $0,4 \text{ mm}$).

Los ajustes lineales en esta tormenta no se llevaron a cabo ya que la mayoría de los promedios tenían menos de 10 gotas. Además, tampoco se contó con un archivo Parsivel.

Por último, para esta tormenta solo se contó con imágenes de satélite. En las mismas se pudo ver que durante el período de medición de gotas cargadas sobre nuestra ubicación, estábamos en presencia de una nube con temperatura de tope cerca de los $-50 \text{ }^{\circ}\text{C}$. A eso de las 19:00 hs su temperatura había aumentado a aproximadamente $-40 \text{ }^{\circ}\text{C}$ y alrededor de las 20:15 hs comienza a disiparse sobre nuestra posición. En las figuras 75 y 76 se muestra la temperatura de tope de nube correspondiente a los horarios 21:35 UTC (18:35 hs) y 21:55 UTC (18:55 hs), respectivamente. Recordemos que nuestras mediciones iniciaron a las 21:35 UTC y finalizaron a eso de las 21:50 UTC. En la figura 75 se puede observar que en la ubicación en donde se encontraba nuestro instrumento la nube presentaba una temperatura de brillo entre los -45 y $-50 \text{ }^{\circ}\text{C}$ y para el final de las mediciones de gotas cargadas la temperatura de tope se mantenía en el mismo rango (ver fig. 76).

Por lo tanto podemos asegurar que nos encontrábamos en presencia de una nube de gran altura y de fase mixta. En cuanto a la actividad eléctrica, se escucharon descargas antes de comenzar la medición.

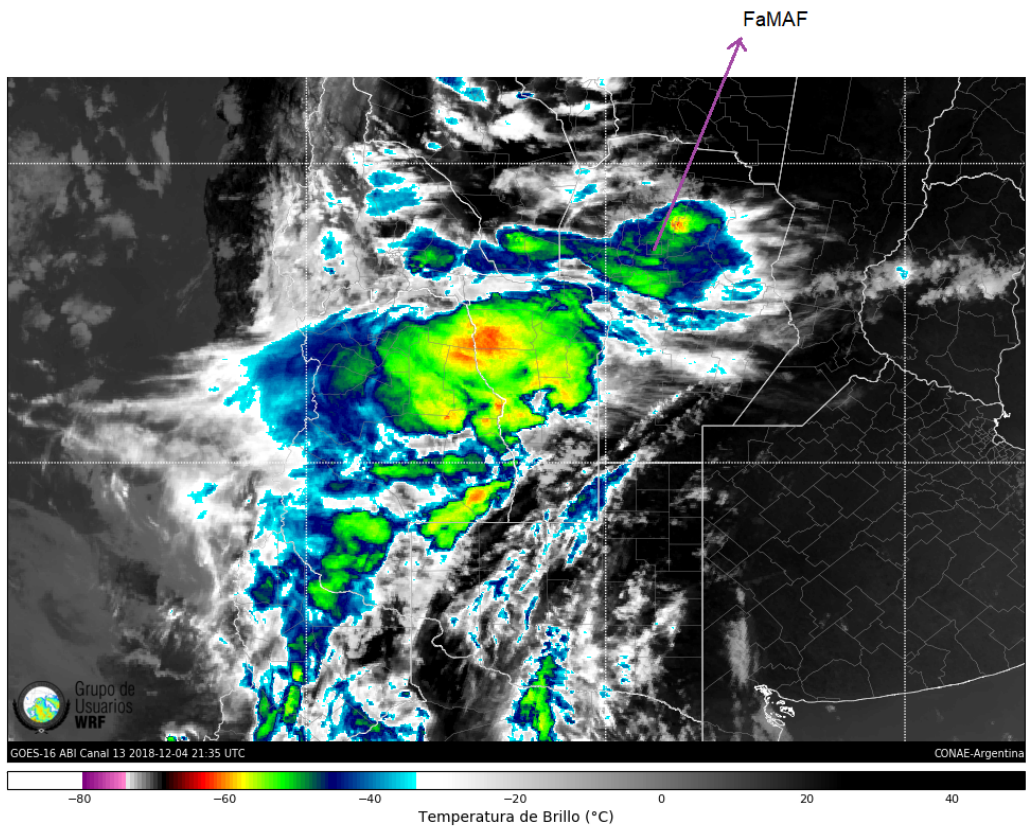


Figura 75: Imagen satelital- Temperatura de Brillo, tomada en el horario 18:35 hs.

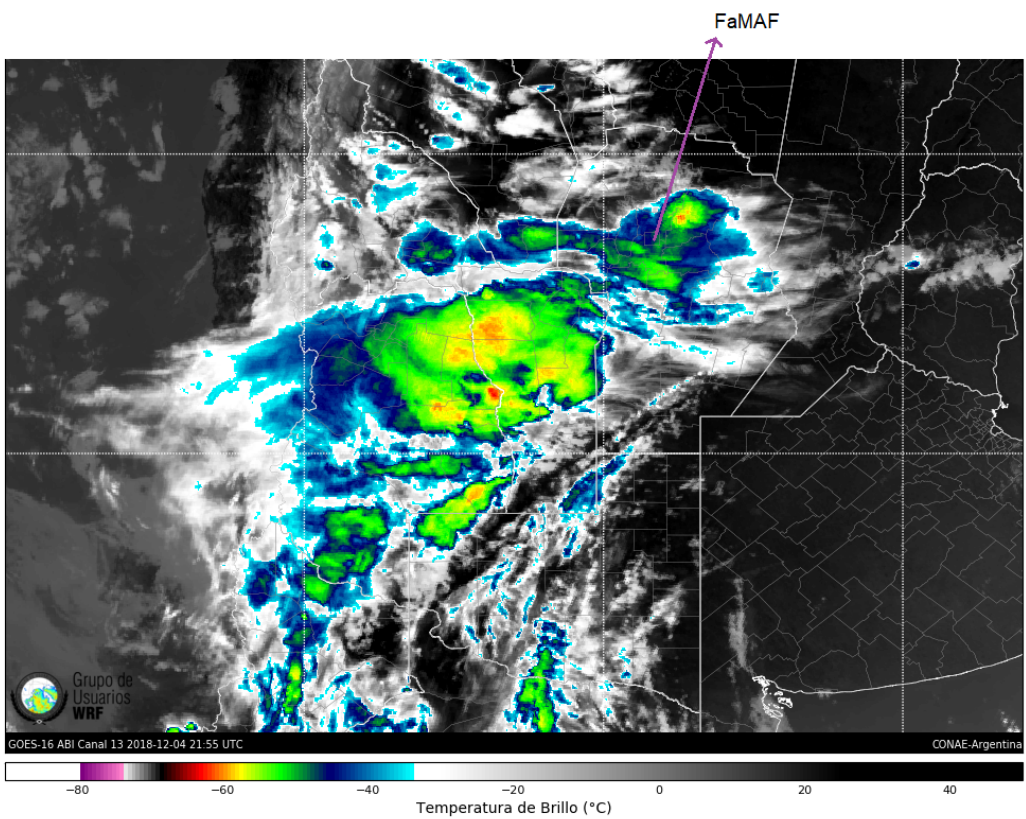


Figura 76: Imagen satelital- Temperatura de Brillo, tomada en el horario 18:55 hs.

5.2. Comparación entre las tormentas medidas

En las figuras 77 y 78 se muestran histogramas de las variables diámetro y carga de las gotas de las 4 tormentas presentadas anteriormente. Comparando los resultados mostrados en la subsección 5.2, podemos decir que para todas las tormentas estudiadas la mayor parte de las gotas tienen diámetros entre 1 y 2 mm , hecho que se confirma en el gráfico de la Fig. 77. De 3791 gotas cargadas que se obtuvieron en total, el 73 % tiene diámetros entre 1 y 2 mm , con un pico en 1,5 mm , el 11 % menores a 1 mm y un 16 % mayores a 2 mm . Además, la cantidad de gotas con diámetros menores a 0,5 mm es muy pequeña, así como para diámetros mayores a 3 mm , de hecho obtuvimos 1 sola gota con diámetro un poco mayor a 4 mm . El menor diámetro obtenido en nuestras mediciones fue de 0,3 mm y el máximo valor fue de 4,2 mm .

Con respecto a la carga medida se obtuvo que el 90 % del total de gotas tiene carga entre $-10 pC$ y $10 pC$, el 4% tiene carga menor a $-10pC$ y el 6% tiene carga mayor a $10 pC$. La carga positiva mínima medida fue de $1,3 pC$ y la máxima $51 pC$, mientras que para las cargas negativas la magnitud mínima, en valor absoluto, fue de $0,7 pC$ y la máxima fue de $50 pC$. Los rangos de las magnitudes de las gotas positivas y negativas medidas durante las distintas tormentas presentadas en este trabajo fueron bastante simétricos alrededor de cero, es decir que en una misma tormenta las gotas positivas y negativas tenían similares magnitudes de cargas, en valor absoluto. Inclusive en la Fig. 78 se puede ver esta simetría.

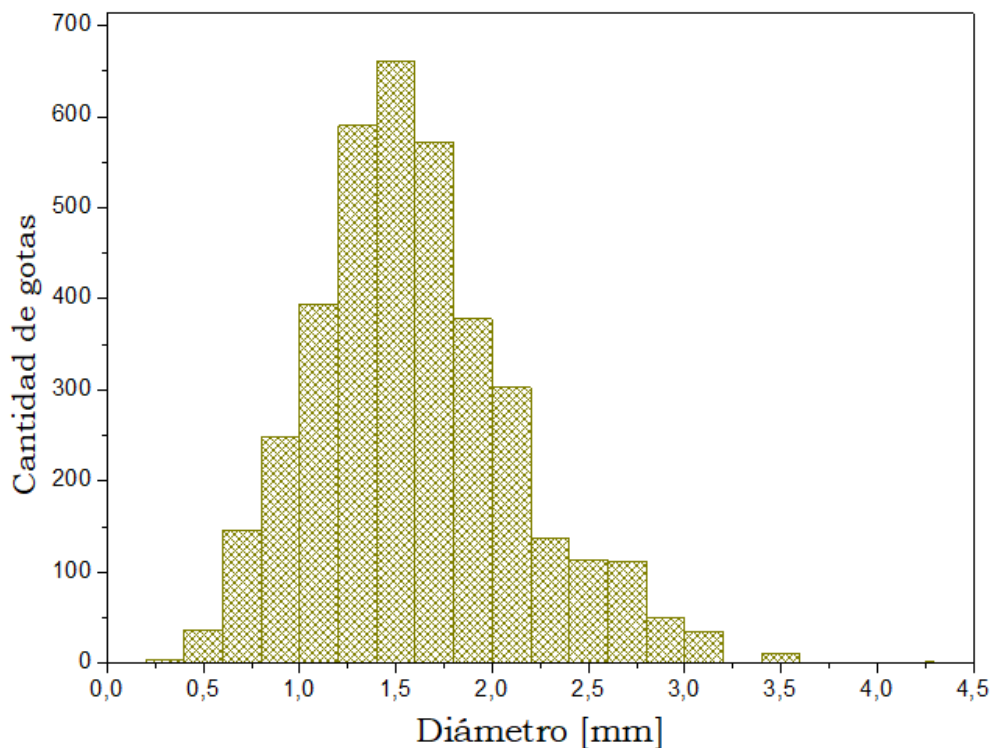


Figura 77: Histograma de diámetros obtenidos en las 4 tormentas medidas.

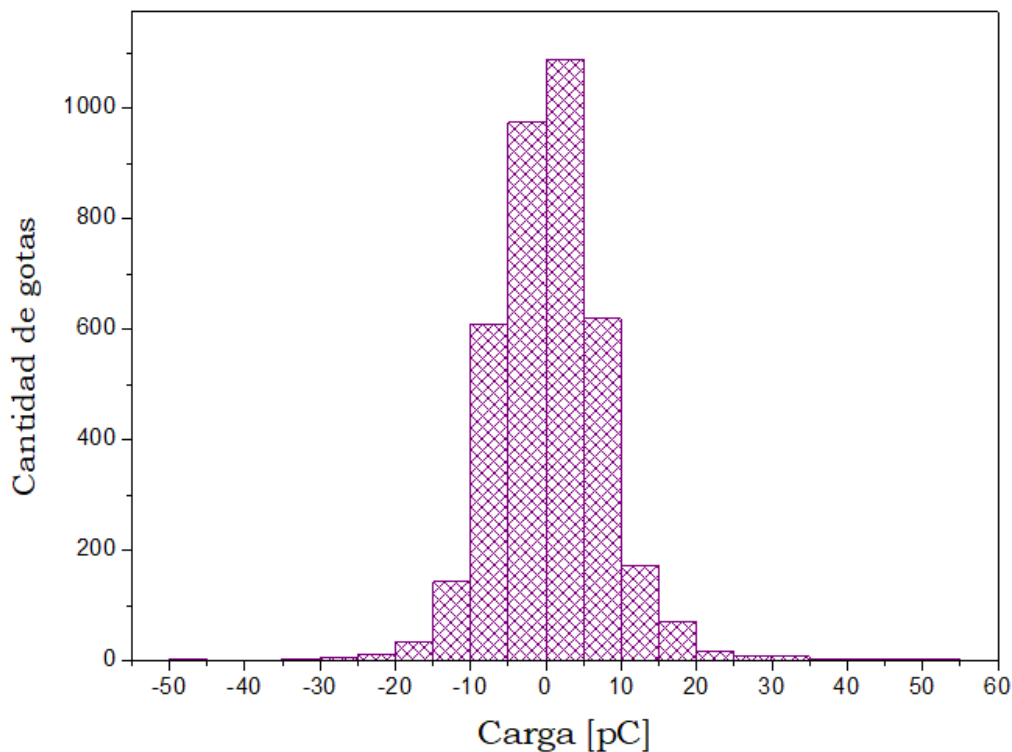


Figura 78: Histograma de las cargas obtenidas en las 4 tormentas medidas.

Por otro lado, una característica muy notable en las 4 tormentas analizadas fue la constante alternancia del signo de la carga en las gotas medidas. Esto nos sugiere que los mecanismos de cargados no son 100 % efectivos, es decir que las capas que conforman la estructura tripolar de una nube de tormenta (ver Fig.3) no son netamente de un signo, sino que en su totalidad predomina un tipo de carga. Además, esto se vio en todas las tormentas medidas, como estas comenzaban con un signo predominante, ya sea positivo o negativo, e invirtiendo su signo alrededor de la mitad de la tormenta. Según la clasificación dada por Simpson y Scrase (ver fig. 3), tenemos 2 tipos de lluvias. Por un lado están las *lluvias positivas* las cuales se dan en la región convectiva de la nube, las mismas comienzan con carga predominante positiva y se invierten a negativas. Por otro lado, tenemos a las *lluvias negativas*, estas se desarrollan en la zona estratiforme de la nube y comienzan siendo negativas y se invierten a positivas. En las figuras 79 y 80 se presentan los gráficos de Diámetro vs Tiempo y Carga vs Tiempo, respectivamente, de las 4 lluvias medidas; promediando cada 400 segundos para la tormenta del 15 de Marzo de 2019, mientras que para las otras 3 se promedió cada 120 segundos.

En la Fig. 79 se pueden observar claramente los diferentes tipos de lluvias (Simpson y Scrase [6]), ya mencionados. Para la tormenta del 17/3/19, clasificada como lluvia negativa, tenemos un aumento del diámetro de las gotas con el tiempo, a medida que se va invirtiendo el signo de la carga promedio. Por otro lado, para las tormentas del 15/03/19 y 20/12/18, caracterizadas como lluvias positivas, tenemos 2 comportamientos diferentes. Para la primera se observa una disminución del diámetro promedio de las gotas positivas y luego negativas,

a medida que se desarrolla la tormenta mientras que para la tormenta del 20/12/18 tenemos un aumento del diámetro de las gotas positiva para luego disminuir e invertir su polaridad, repitiendo el mismo comportamiento, de aumento de tamaño seguido de una disminución del mismo. En lo que respecta a la tormenta del 4/12/18, clasificada como lluvia negativa, no tenemos suficientes datos como para lograr hacer un buen estudio, como ya se dijo antes, los resultados obtenidos de los análisis de dicha tormenta tienen menos peso que los de las otras tormentas, sin embargo podríamos arriesgarnos a decir que presenta un comportamiento similar al de la tormenta del 17/03/19 que también es lluvia negativa, aumentando el diámetro promedio cuando se invierte la polaridad de la tormenta.

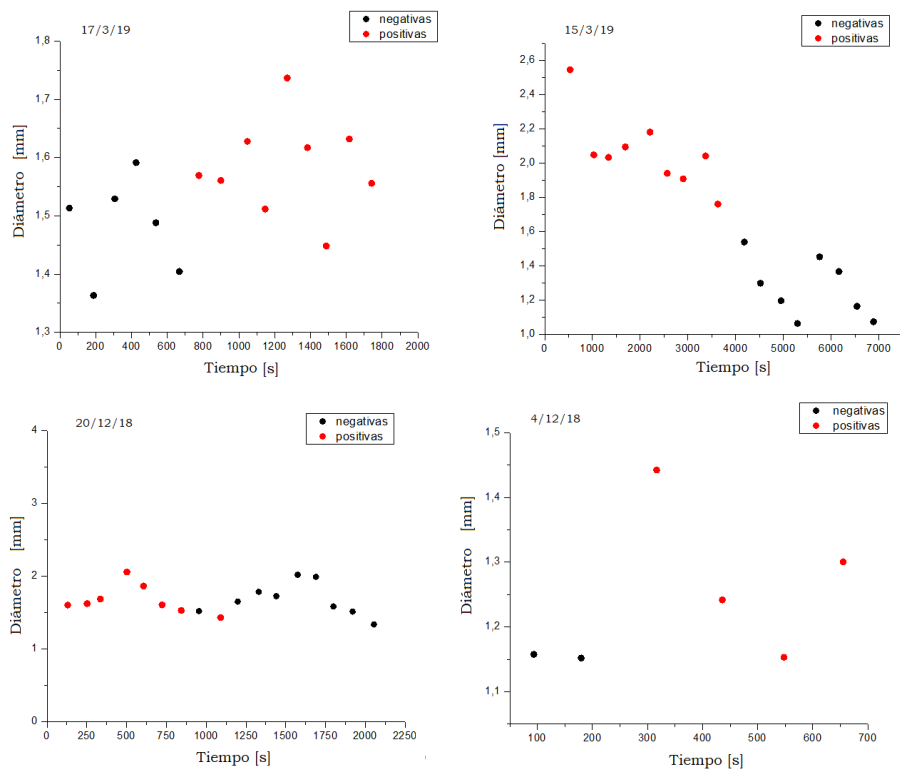


Figura 79: Diámetro vs Tiempo de las 4 tormentas medidas (Promedio temporal).

Por otra parte, comparando la evolución en el tiempo de las cargas medidas en las distintas tormentas estudiadas (ver Fig. 80) tenemos que para las tormentas del 17/03/19, 15/03/19 y 20/12/18 se tienen rangos de cargas promedio similares, para las gotas positivas éste se encuentra entre ~ 1 y $7 pC$, mientras que para las negativas los rangos van entre ~ -1 y $-4 pC$. Por un lado, que los rangos promedios entre las 3 tormentas medidas sean similares quiere decir que las magnitudes de las cargas no varían significativamente entre las lluvias, y por otro lado el hecho de que, la magnitud de las cargas positivas promedio sea mayor que el valor absoluto de la magnitud de las cargas negativas, parece indicar que la carga presente en las gotas positivas es mayor a la de las gotas negativas. Para la tormenta del 4/12/18 este rango de cargas promedios es mayor que el de las otras 3 tormentas, se cree que esto es así por la poca cantidad de datos promediados en cada punto del gráfico. También, podemos observar que la tormenta del 20/12/18 presenta una disminución de la magnitud de las cargas positivas promedio a medida que el tiempo transcurre, hasta invertir su signo

donde sigue aumentando la negatividad de las gotas en el tiempo. Sin embargo, en las otras tormentas no se observa un patrón o una correlación de la magnitud de la carga con el tiempo de caída de las gotas. Además, es interesante notar como en las tormentas 17/03/19 y 15/03/19 se obtuvo que las gotas positivas en promedio son gotas grandes, según la mediana de cada caso, es decir gotas de diámetro $> 1,5 \text{ mm}$, mientras que las gotas negativas son gotas chicas, o gotas chicas y grandes. Para la tormenta del 20/12/18 y 4/12/18 en cambio se obtuvo que el promedio de tanto las gotas positivas como de las negativas son una mezcla de gotas grandes y chicas, esto se ve en menor proporción en la tormenta del 4/12/18, cabe recordar que en esta tormenta se obtuvieron solo 63 gotas y en las demás se obtuvo más de 600 gotas.

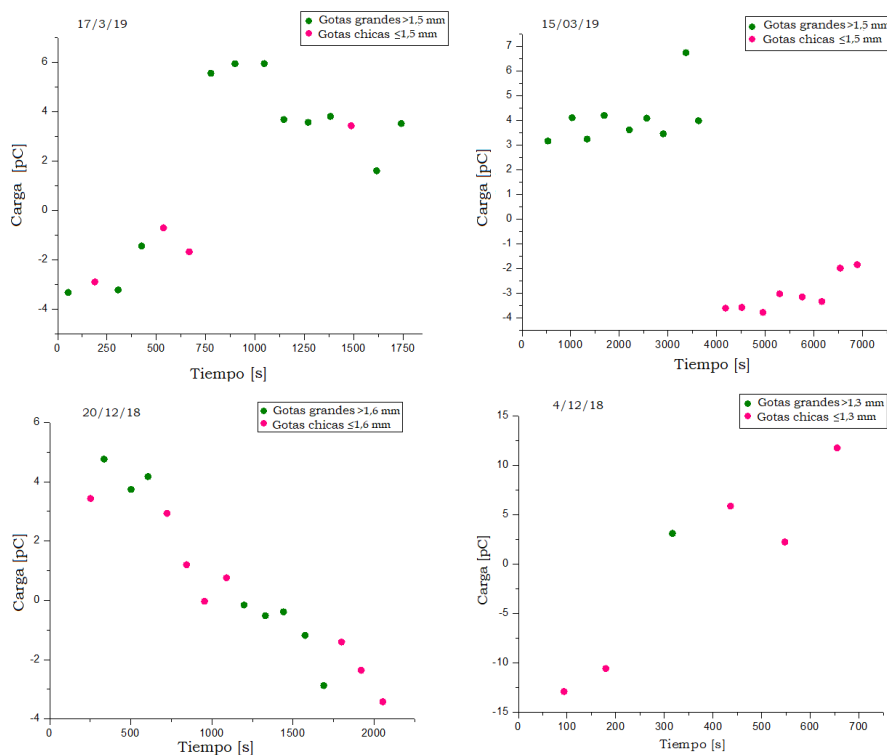


Figura 80: Carga vs Tiempo (promedio temporal). Gotas chicas y grandes

En la figura 81 se muestran los gráficos de Carga vs Diámetro promediados cada $0,5 \text{ mm}$, para las tormentas del 17/03/19, 15/03/19 y 20/12/18. Para la tormenta del 4/12/18 el promedio se hizo cada $0,4 \text{ mm}$. Podemos observar que para las 4 tormentas el valor absoluto de la magnitud, de tanto la carga positiva como la negativa, tiende a aumentar cuando el tamaño de la gota crece. Con respecto a las pendientes obtenidas en los ajustes lineales de dichos datos, las mismas se presentan en la tabla 5. Recordemos que para la tormenta del 4/12/18 no se hizo ajuste lineal pues los puntos promediados tenían bastante menos de 10 datos en la mayoría de los casos quitándole valor al mismo, ya que estos gráficos se construyeron con el criterio de dejar los puntos que tuvieran al menos 10 datos promediados.

Tormentas	Pendiente [pC/mm](valor absoluto)	
	Carga Positiva	Carga Negativa
17/03/19	1,6	1,8
15/03/19	2,2	3,3
20/12/18	1,7	1,2

Tabla 5: Pendientes obtenidas de los ajustes lineales de las tormentas 17/03/19,15/03/19 y 20/12/18.

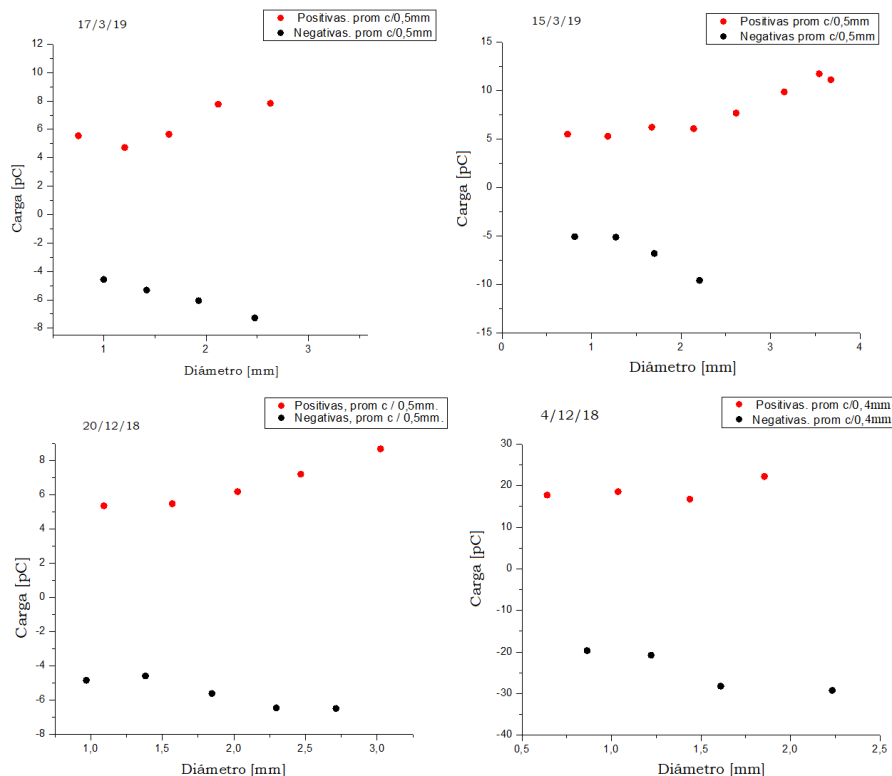


Figura 81: Carga vs Diámetro de las tormentas 17/03/19, 15/03/19, 20/12/18 (prom. cada 0,5 mm) y 4/12/18 (prom. cada 0,4 mm).

Los valores de las pendientes obtenidas se encuentran entre ~ 1 y $3,3$ pC/mm. Se tiene que para una misma tormenta, éstos no distan lo suficiente como para asegurar que las gotas de carga positiva aumentan su magnitud con el diámetro más rápido que las de carga negativa o viceversa, es más los valores de las mismas se encuentran contenidos en las incertidumbres. Además, no se encontró ninguna característica común entre las tres pendientes, lo cual nos parece lógico, pues el cargado de un granizo depende no solo del tamaño que tenga el mismo, sino también de la concentración de cristales presentes en la nube.

Por otro lado, los resultados obtenidos a partir de los histogramas de gotas cargadas y gotas de precipitación (Disdrómetro) para las tormentas 17/03/19, 15/03/19 y 20/12/18 (ver Fig.22, 44-45 y 58, respectivamente) nos dicen que todas las lluvias analizadas presentaban una baja fracción de gotas cargadas con diámetros menor a $0,5$ mm, mientras que las gotas de precipitación tenían su mayor fracción de gotas para diámetros menores a 1 mm. La mayor fracción de gotas cargadas se encontraba entre 1 mm y 2 mm, con un pico en $1,5$

mm. Tanto las gotas cargadas como las de precipitación cuentan con una baja proporción de gotas con diámetros mayores a 3 *mm*. En todos los casos, ambas distribuciones de tamaños no cambian significativamente durante la evolución de las tormentas.

Por último, luego de analizar la información dada por el radar, el satélite y la red LMA se puede concluir que durante las 4 tormentas estábamos en presencia de nubes de gran desarrollo vertical y de fase mezcla, es decir nubes con un conjunto de gotas de agua, cristales de hielo, granizos y vapor de agua todos coexistiendo dentro de la misma. En cuanto a la actividad eléctrica tenemos que tanto la tormenta del 17 de Marzo de 2019 y la del 20 de Diciembre de 2018 fueron tormentas activas, siendo la segunda la con mayor densidad de actividad eléctrica. Por otro lado, para la tormenta del 15 de Marzo de 2019 se escucharon descargas durante el desarrollo de la misma y para la del 4 de Diciembre se escucharon descargas antes de comenzar la tormenta, no durante.

5.3. Comparación con otros autores

En este trabajo se hizo un estudio temporal de las tormentas, esto es, se analizó el comportamiento en el tiempo de la distribución de tamaños de las gotas como de las magnitudes y signo de las cargas presentes en las gotas medidas a lo largo de toda una tormenta; a diferencia de los trabajos presentados en la sección 3, en donde varios de los autores exponen sus resultados promediando todas las magnitudes de las cargas presentes en las gotas y dando una carga promedio por gota, perdiéndose así la evolución y la estructura de la tormenta. A modo de realizar una comparación entre los distintos resultados obtenidos se creó una tabla en donde se exponen las distintas tormentas medidas por los autores Ross Gunn (1948)[42], Ross Gunn (1950)[45], Ross Gunn & Charles Devin (1953)[47], López (2018)[40] y las medidas en este trabajo. Por otro lado, tenemos a Ross Gunn (1950)[45] quien no se incluye en la tabla 6, pues él reportó la carga promedio a distintas altitudes, medida en precipitaciones individuales dentro de una nube eléctricamente activa; sus mediciones se muestran en la tabla 2. Observando los valores obtenidos en la tabla 6 podemos ver que, exceptuando las tormentas medidas por López que todas tienen mayor cantidad de gotas positivas (quizás esto se deba a que López no medía la tormenta completa) y Ross Gunn (1946) quien midió una sola nube de tormenta, todos los demás autores, incluyéndonos, medimos lluvias con mayor cantidad de gotas tanto negativas como positivas. Con respecto a la carga presentada en la tabla, ésta es la carga promedio por gota de todas las gotas medidas, separándolas por signo, positivas y negativas. Cabe destacar que unas cuantas gotas con cargas de gran magnitud afectan el promedio de todas las gotas haciéndolo aumentar, el promedio de las cargas no nos dice cual es el valor más frecuente entre las mismas.

Uno esperaría que las tormentas con mayor actividad eléctrica, tuvieran las cargas de mayor magnitud, pero lo que encontramos comparando los resultados de los distintos autores es algo muy variado. Empecemos por el trabajo realizado por Ross Gunn (1946), recordemos que se llevaron a cabo mediciones de la carga eléctrica portada por las gotas de precipitación cayendo por un frente frío con actividad convectiva insignificante y poca evidencia de activi-

dad eléctrica importante. El mismo fue atravesado con un avión equipado para la medición, en varias altitudes. El autor obtuvo para 500 gotas positivas una carga promedio de 11 pC y para 700 gotas negativas una carga promedio de 13 pC . En este trabajo también se hace alusión a que las mediciones de campo eléctrico en el avión mostraron que las cargas de partículas fueron neutralizadas en gran medida por cargas cercanas, presumiblemente en el aire o en las pequeñas gotas de nubes (los rayos cósmicos y la radiactividad, a veces complementados por corona y fotoionización, producen pares de iones en la atmósfera). Es decir que los valores absolutos de las magnitudes de las cargas promedios sin estas carga neutralizantes deberían ser aún mayores. Por otro lado, tenemos las tormentas medidas por Ross Gunn (1948), quien realizó mediciones en suelo debajo de las nubes de tormenta activas, para 3 tormentas, por ello se incluyen los datos solo para aquellos intervalos en los que el observador podía ocasionalmente escuchar truenos. El autor obtuvo una carga positiva promedio de $4,33 \text{ pC}$, $4,67 \text{ pC}$, 6 pC para la primera, segunda y tercera tormenta medida respectivamente. Mientras que para las cargas negativas obtuvo los valores $- 6,67 \text{ pC}$, $- 4,67 \text{ pC}$ y $- 7 \text{ pC}$. Podemos notar que la carga medida en estas tormentas eléctricamente activas es menor que la carga medida por Ross Gunn (1946) que era una lluvia sin actividad eléctrica, de hecho es prácticamente el doble. Si bien podemos pensar que quizás esto se deba a que Ross Gunn (1948) midió solo en los tiempos en que escuchaba actividad eléctrica y no toda la tormenta, donde pudo haber perdido muchas gotas con información valiosa y con cargas de magnitudes mayores, sumado al hecho de que Ross Gunn(1946) midió volando dentro de la nube con un avión y Ross Gunn(1948) midió en el suelo debajo de nube tormentosa y no necesariamente tienen que medir las mismas magnitudes ya que muchos factores pueden influir para que esto no suceda.

Por su parte, Ross Gunn & Charles Devin (1953) realizaron mediciones simultáneas en superficie, del signo y la magnitud de la carga libre en las gotas de lluvia individuales de dos tormentas eléctricamente activas, que duraron más de una hora. Los autores obtuvieron una carga positiva promedio de $9,33 \text{ pC}$ y 4 pC para la primera y segunda tormenta medida respectivamente. Mientras que para las cargas negativas obtuvo los valores $- 13,6 \text{ pC}$ y $- 10,3 \text{ pC}$. Vemos como en estas tormentas aumentó la carga promedio, quizás esto se deba a que se midió más de 1 hora por tormenta, obteniendo más de 3000 gotas por cada una, a diferencia de Ross Gunn (1948) que midió por tramos.

En cuanto a nuestras mediciones nos encontramos con que en 3 de las tormentas donde se encuentra incluida la del 20 de Diciembre de 2018, en la cual se detectó una importante actividad eléctrica, el valor absoluto de las cargas promedio obtenidas no superan los 7 pC , solo la tormenta del 4 de Diciembre de 2018 tiene un valor más elevado para las cargas promedio por gota, rondando los $\sim 20 \text{ pC}$. Comparando con los valores obtenidos por Ross Gunn (1946) nuestras cargas promedio en su mayoría se encuentran por debajo de la obtenida por el autor, mientras que comparando con las cargas promedio de Ross Gunn (1948) nuestros resultados concuerdan con los obtenidos por el mismo. Por su lado, el valor absoluto de la magnitud de las cargas promedio de Ross Gunn & Charles Devin (1953) superan los valores obtenidos en 3 de las 4 tormentas estudiadas en este trabajo, sobre todo en la carga negativa.

También, López (2018) hizo su aporte midiendo la carga eléctrica que poseen las partículas de precipitación en superficie, en 5 tormentas. De las cuales 2 de ellas fueron eléctricamente activas, éstas son las tormentas del 18 de Mayo de 2017 y la del 22 de Enero de 2018 (ver tabla 6), incluso la tormenta del 18 de Mayo presentó granizos a nivel del suelo. El autor obtuvo para las 3 tormentas medidas sin actividad eléctrica una carga positiva promedio de $17,1pC$, $10 pC$, $9 pC$ para la primera, segunda y tercera tormenta medida respectivamente. Mientras que para las cargas negativas obtuvo los valores $- 4,9 pC$ y $- 3 pC$ y $- 4,4 pC$. Para las tormentas activas obtuvo, por un lado para la tormenta del 22 de Enero de 2018 una carga promedio positiva y negativa de $50 pC$ y $-10pC$, respectivamente, por otro lado para la tormenta del 18 de Mayo de 2017 obtuvo una carga positiva promedio de $101 pC$ y una carga negativa promedio de $-63 pC$. Además de lo que ya habíamos notado con anterioridad de que todas las tormentas medidas por este autor tuvieron muchas más cargas positivas que negativas, otra característica notable es que en todas las tormentas, incluso en las tormentas sin actividad eléctrica, la carga positiva promedio es mayor a $9 pC$ llegando hasta valores poco vistos en la literatura como son los $101 pC$. Cabe notar que la carga promedio de $101 pC$ en esa tormenta el autor se la atribuye a posibles granizos. A diferencia de la mayoría de las tormentas medidas en este trabajo que la carga promedio obtenida (entre ~ 5 y $6 pC$) se encuentra bastante por debajo de las cargas medidas por López, inclusive para las tormentas en que no había actividad eléctrica.

Ross Gunn(1950) midió las cargas eléctricas libres transportadas en partículas de precipitación individuales en una nube de tormenta eléctricamente activa a varias altitudes de hasta $\sim 6km$, utilizando un avión y un método de medición de inducción. La distribución de carga libre dentro de una nube de tormenta activa es relativamente complicada. Debe enfatizarse que las descargas de rayos dentro de una nube modifican profundamente el estado eléctrico dentro de ella y, por lo tanto, se deben esperar grandes excursiones en la magnitud de las cargas libres medidas en las partículas de precipitación. Dado que la presente investigación involucró volar dentro de la nube de tormenta activa durante unos 30 minutos, está claro que los datos representan situaciones típicas y no debe considerarse descriptivo de un solo estado eléctrico específico. A pesar de todas las precauciones tomadas y la experiencia obtenida a través de un gran número de vuelos de tormentas anteriores, existe la posibilidad de que algunos de los puntos medidos sean apreciablemente erróneos. Se cree que los resultados presentados son confiables y son consistentes internamente, pero al autor y a nosotros no nos gustaría asignarles el mismo peso que datos reportados en mediciones en el suelo o en mediciones en nube pero sin presencia de actividad eléctrica. Las cargas promedio residentes en las gotas son más del doble de la carga máxima jamás medida por el autor en el suelo bajo una nube eléctrica activa (ver tabla 2). Podemos ver que aunque es una sola nube de tormenta, las magnitudes promedio, de al menos las cargas positivas, se asemejan a los valores promedios medidos por López(2018), no así a las medidas en este trabajo que se encuentran muy por debajo, excepto la tormenta del 4 de Diciembre de 2018, en la cual no se reportó actividad eléctrica significativa durante la misma. Se cree que la obtención de una carga promedio mayor se debe a la poca cantidad de gotas, la presencia de unas cuantas gotas con magnitud entre 40 y $50 pC$ hacen subir el valor del promedio .

Todos estos resultados nos sugieren que las cargas medidas dentro de la nube son de mayor magnitud, en valor absoluto, que las medidas en el suelo, bajo la nube.

Tormenta	Nº de gotas		Carga prom. [pC]		Diámetro prom. [mm]		Autor
	+	-	+	-	+	-	
1946	500	700	11	- 13	-	-	R.Gunn
27 de Abril, 1948	35	29	4,33	- 6,67	1,5	1,84	R.Gunn
2 de Mayo, 1948	13	29	4,67	- 4,67	1,28	1,86	R.Gunn
24 de Mayo, 1948	22	31	6,00	- 7	1,28	1,45	R.Gunn
5 de Mayo, 1950	2391	1643	9,33	- 13,6	-	-	Gunn y Devin
10 de Junio, 1950	1457	1726	4,0	- 10,3	-	-	Gunn y Devin
18 de Mayo, 2017	213	61	101	- 63	3	1,9	López
13 de Enero, 2018	78	1	17,1	- 4,9	0,84	0,6	López
14 de Enero, 2018	132	7	10	- 3	1,3	1,3	López
17 de Enero, 2018	118	54	9	- 4,4	1,1	1,1	López
22 de Enero, 2018	112	43	50	- 10	2	1,7	López
17 de Marzo, 2019	577	336	5,83	- 5,43	1,58	1,49	Martínez
15 de Marzo, 2019	1041	1093	6,34	- 5,93	1,82	1,39	Martínez
20 de Dic., 2018	345	337	6,0	- 5,22	1,72	1,65	Martínez
4 de Dic., 2018	34	28	19,2	- 23,1	1,3	1,29	Martínez

Tabla 6: Resumen de los resultados obtenidos en las tormentas medidas en Ross Gunn(1946)[41], Ross Gunn(1948)[42], Ross Gunn Charles Devin (1953)[47], López(2018)[40], Martínez L.(2020)(este trabajo)

En lo que respecta a los diámetros de las gotas obtenidos, tenemos solo 2 autores que realizaron este trabajo Ross Gunn (1948) y López (2018), además del presente estudio. En realidad, Ross Gunn (1948) midió la masa de las gotas, pero a modo de poder usar sus datos para comparar con los obtenidos en este trabajo se utilizó la masa de las gotas reportadas para calcular un diámetro aproximado. Utilizando la densidad del agua, cuyo valor es de 1 g/cm^3 y considerando a las gotas esféricas, con volumen $\frac{4}{3}\pi r^3$, se obtuvieron los respectivos diámetros aproximados correspondientes a las masas medidas (ver tabla 6). Los diámetros presentados van desde $0,6 \text{ mm}$ hasta 3 mm , donde este último diámetro promedio corresponde a la tormenta del 18 de Mayo de 2017, medida por López, cuya tormenta presentaba granizos a nivel del suelo y se especula que podrían haber sido medidos por el instrumento utilizado. Podemos notar que para las tormentas medidas en este trabajo y las medidas por López (2018), los diámetros positivos son iguales o levemente mayores a los negativos, mientras que para las tormentas medidas por Ross Gunn (1948) los diámetros positivos son menores a los negativos. Además, 8 de 12 tormentas tiene una tendencia de mayor magnitud de carga, mayor diámetro.

Por último, a excepción de las mediciones de López (2018) que observó muy pocas gotas negativas, todos los demás autores, incluyéndonos, hemos enfatizado el carácter alternativo del signo de la carga en las gotas que caen de las nubes de tormenta.

5.4. Reobtención de las características microfísicas

Según la estructura de una nube fase mixta, lo que uno esperaría ver en el tiempo es que las gotas cargadas (granizos derretidos) más grandes sean las primeras en llegar al suelo debido a la acción de la gravedad, sin embargo esto no fue lo que se obtuvo, como puede verse en la figura 79. Los comportamientos promedio de los diámetros en el tiempo fueron variados, como si cada tormenta tuviera su propio patrón, además, similarmente que para los signos de las carga, se obtuvo una mezcla constante de tamaños de gotas en el tiempo. Si uno posicionara estas gotas o granizos obtenidos en una nube imaginaria, con el tope de nube a los 10 Km y la base a aproximadamente 2 Km, distribuidas de forma tal que a medida que disminuye la altura disminuimos el diámetro de las mismas, y utilizando las velocidades calculadas en este trabajo se obtiene que todas las gotas tardarían en llegar al suelo entre 20 y 22 min aproximadamente. Lo cual podría explicar un poco la mezcla de tamaños para todo tiempo y el comportamiento de los diámetros promedios en el tiempo de la tormenta del 20/12/18 (ver Fig. 79). Recordemos que esta tormenta tiene una mediana de 1,6 mm y la curva mostrada en el gráfico no se aleja demasiado de este valor, lo cual puede ser porque al caer todas las gotas mezcladas el promedio temporal de los diámetros termina siendo parecido a la mediana. Sin embargo, las gotas no caen todas juntas como en bloque ni tampoco es viable el hecho de que estén todas distribuidas perfectamente por su tamaño, ya que la nube internamente está en constante movimiento y variando, sumado a todos los procesos que pueden ocurrir dentro de la misma de los que no somos conocedores aún. Por lo que suena lógico que la curva del diámetro vs tiempo de dicha tormenta no sea constante sino que tenga unas pequeñas variaciones. En cuanto a la tormenta del 15/3/19 su comportamiento concuerda con lo que esperábamos ver, si bien hay una constante mezcla de tamaños en las gotas para todo tiempo, en promedio las gotas más grandes llegaron a tierra antes. En contra posición a este comportamiento tenemos las tormentas del 17/03/19 y del 4/12/18 que en promedio llegan primero las gotas más chicas.

Por otro lado, a partir de las gotas cargadas podemos estimar el tamaño que tendrían los respectivos granizos antes de derretirse, considerando tanto a las gotas como a los granizos con geometría esférica. Recordando que se obtuvieron gotas con diámetros entre 1 mm y ~ 4 mm, y utilizando la densidad del granizo dentro del rango 0,1 y 0,45 $g\ cm^{-3}$ (Pruppacher & Klett 1997[13]), obtenemos que para gotas de lluvia de 1 mm el diámetro del granizo se encuentra entre 1,3 y 2 mm, para gotas de 2 mm los granizos tienen un tamaño entre 2,6 y 4,3 mm, para gotas de 3 mm tenemos diámetros entre 4,9 y 6,5 mm, mientras que las gotas de 4 mm corresponden a granizos entre 5,2 y 8,6 mm de diámetro. Cabe destacar que el rango de densidades para los granizos contempla los aspectos microfísicos propios del crecimiento de los mismos, es decir la temperatura del sustrato, la velocidad de impacto de las gotas acrecentadas y sus tamaños, como así el contenido de agua líquida de la nube.

6. Conclusiones

En este trabajo se presentan mediciones experimentales de la carga eléctrica de gotas de precipitación y sus respectivos diámetros, en 4 tormentas. Dos de ellas son de polaridad normal y las otras dos, polaridad invertida (ver figura). Los resultados obtenidos muestran que la carga medida se encuentra en su mayoría entre -10 pC y 10 pC, con diámetros entre 1 y 2 mm. En 2 de las 4 tormentas se obtuvo que las gotas positivas promedio tenían diámetros mayores que las negativas, mientras que en las 2 restantes no se observa ninguna tendencia definida. No se observó un patrón o una correlación de la magnitud de la carga con el tiempo de caída de las gotas común a todas las tormentas analizadas. Además, para una misma tormenta las gotas positivas y negativas obtenidas tenían similares magnitudes de cargas, en valor absoluto.

Se vio, para las 4 tormentas, una constante alternancia del signo de la carga en las gotas medidas. Esta característica debería ser una guía importante en el desarrollo de cualquier teoría satisfactoria para la electrificación de nubes. Un examen de los datos muestra que una tendencia definida existe y que las gotas más grandes generalmente llevan la carga más alta. Además, los diámetros obtenidos concuerdan con mediciones de otros autores, mientras que las cargas tienen rangos más variados. En cuanto a la pregunta que nos hemos planteado en este trabajo de si todas las gotas están cargadas, esta puede ser respondida a medias, es decir, los resultados obtenidos a partir de la comparación de los datos del disdrómetro y del instrumento de carga sugieren que no todas las gotas tienen carga eléctrica. Por otro lado el hecho de que el disdrómetro mida gotas de precipitación con diámetros pequeños que no son medidos en gotas cargadas también es consistente con nuestra teoría de que las gotas que transportan cargas provienen de granizos derretidos, y por ende suena lógico que sean de mayor tamaño que las gotitas que nunca fueron granizo. Se obtuvo que para gotas entre 1 mm y 4 mm, estas corresponderían a granizos de diámetros entre aproximadamente 1 y 9 mm. Sin embargo, es necesario seguir estudiando más tormentas y mejorar las técnicas para saber si esas gotas que no logramos medir realmente no transportan carga o simplemente nuestro instrumento de carga no las detecta por su baja magnitud.

Es posible que estas muestras no representen todas las tormentas eléctricas distribuidas en el mundo y, en algunos casos, las mediciones son contradictorias o al menos inconsistentes. Aunque gran parte de esta inconsistencia podría atribuirse a limitaciones en la técnica, las condiciones variables durante las diferentes observaciones inevitablemente producen estos resultados. Muchas preguntas permanecen sin respuestas, con la esperanza de que la mejora de los instrumentos y técnicas existentes y el desarrollo de otros nuevos ayuden a resolver los interrogantes en investigaciones futuras.

7. Bibliografia

- [1] E.E. Avila, N.E. Castellano, C.P.R Saunders, R.E. Bürguesser, G.G. Aguirre Varela: Initial stages of the riming process on ice crystals. *Geophysical Research Letters*, vol.36, 2009.
- [2] K.V. Beard: Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft. *J.Atmos.Sci*, 1977, vol.34, p.1293-1298
- [3] Simpson, G.C.: On the electricity of the rain and its origins in thunderstorms, *Philos. Trans. A*, 1909,209, pp.379-413
- [4] Wilson, C. T. R.: On some determinations of the sign and magnitude of electric discharges in Lightning flashes, *Proc. R. Soc. London*, 1916, 92, p.555
- [5] Wilson, C. T. R.: Investigations on lighting discharges and the electric field of thunderstorms, *Philos. Trans.*, A, 1920, 221, pp.73-115.
- [6] Simpson, G.C., and S, F.J Scrase.: The distribution of electricity in thunderclouds, *Proc.R.Soc. London*, Ser.A, 1937, 161, pp.309-352
- [7] Simpson, G. C., and Robinson, G.D.: The distribution of electricity in thunderclouds II, *Proc.R.Soc. London*, Ser.A, 1941, 177, pp.281-329
- [8] Elster J., and Geitell, H.: Zur Influenztheorie Der Niederschlagselektrizitat, *Phys. Z.*, 1913, 14, p.1287
- [9] Muhler-Hillebrand, D.: Charge generation in thunderclouds by collision of ice crystals with graupel falling through a vertical electric field, *Tellus*, 1954, 6, pp.367-381
- [10] Latham, J., and Mason, B.J.: Electrical charging of hail pellets in a polarizing electric field, *Proc. R. Soc.*,Ser. A, 1962, 266, pp.387-401
- [11] Jennings, S.G.: Charge separation due to water drop and cloud droplet interation in an electric field, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 1975, 101, pp.227-233
- [12] Aufdermaur, A.N., and Johnson, D.A.: Charge separation due to riming in an electrical field, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 1972, 89, pp.369-382
- [13] Prupppacher & Klett (1997) *Microphysics of Clouds and Precipitation*, Kluwer Academic Publishers.
- [14] Ross Gunn: Electronic apparatus for the determination of the physical properties of freely falling raindrops. *Rev. Sci.Instrum.*20,1949,291-296
- [15] Gaskell, W.: A laboratory study of the inductive theory of thunderstorm electrification, *Q.J.R. Meteorol.Soc.*, 1981, 107, pp.955-966.
- [16] Gross, G.W.: Role of relaxation and contact times in charge separation during collision of precipitation particles with ice targets, *J. Geophys.Res.*, 1982,87, pp.7170-7178.
- [17] Illingworth, A.J., and Caranti, J.M.: Ice conductivity restraints on the inductive theory of thunderstorm electrification, *J. Geophys. Res.*, 1985. 90, pp.6033-6039.
- [18] Winn, W.P., and Byerley, L.G.: Electric field growth in thunderclouds, *Q.J.R. Me-*

teorol. Soc., 1975, 101, pp.979-994.

[19] Reynolds, S.E, Brook, M., and Gourley, M.F.: Thunderstorm charge separation , *J.Meteorol.*, 1957, 14, pp.426-436.

[20] Takahashi, T: Riming electrification as a charge generation mechanism in thunders-torms, *J. Atmos. Sci.*, 1978, 35, pp.1536-1548.

[21] Jayaratne et al. 1983 [32] Jayaratne, E.R.,Saunders; C.P.R., and Hallett,J.: Labo-ratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 1983, 109, pp.609-630.

[22] Avila, E.E, Caranti, G.M., and Castellano, N.E.: Laboratory studies of the influence of cloud droplet size on charge transfer during crystal-graupel collisions', *J. Geophys. Res.*, 1998, 103, pp.8985-8996.

[23] Avila, E.E, Castellano, N.E., and Saunders, C.P.R.: Effects of cloud droplet spectra on the average surface temperature of ice accreted on fixed cylindrical collectors, *Q.J.R. Meteorol.Soc.*, 1999, 125, pp.1059-1074

[24] Avila, E.E., Pereyra, R.G.: Charge transfer during crystal-graupel collisions for two different cloud droplet size distributions. *Geophysical Research Letters*, 2000, 27(23): 3837-3840.

[25] Bürgesser R.E., Pereyra, R.G., Ávila, E.E.: Charge separation in updraft of convective regions of thunderstorm. *Geophysical Research*, 2006.

[26] Dash, J.G.: Surface melting, *Contemp. Phys.*, 1989, 30,pp.89-100

[27] Fletcher, N.H.: Surface structure of water and ice II: a revised model, *Philos. Mag.*, 1968, 18, pp.1287-1300

[28] Mathews, J.B., and Mason, B.J.: Electrification accompanying melting of snow and ice,*Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 1963, 89, pp.376-380

[29] Dinger, J.E., and Gunn, R.: Electrical effects associated with a change of state of water, *Terr. Magn. and Atmos. Elect.*, 1946, 51, pp.477-494

[30] Drake, J.C.: Electrification accompanying the melting of ice particles, *Q.J.R. Meteorol soc.*, 1968, 94,pp.176-191.

[31] Iribarne J.V. and Manson, B.J.: Electrification accompanying the bursting of bubbles in water and dilute aqueous solutions, *Trans. Faraday Soc.*, 1967, 63, pp.2234-2245

[32] Manson, B.J.: The physics of the thunderstorm, *Proc. R. Soc.*, Ser.A, 1972, 327, pp.433-466

[34] Workman, E.J, and Reynolds, S.E.: Electrical phenomena occurring during the free-zing of dilute aqueous solutions and their possible relationship to thunderstorm electricity, *Phys. Rev.*, 1950, 78, pp.254-259

[35] Takahashi, T.: Electric potential of liquid water on an ice surface, *J. Atmos. Sci.*, 1969, 26, pp.1253-1258

- [36] Takahashi, T.: Electrification of growing ice crystals, *J. Atmos. Sci.*, 1973, 30, pp.1220-1224
- [37] Caranti, G.M., Avila, E.E. and Ré, M.A. Charge transfer during individual collisions in ice growing from vapour deposition, *J. Geophys.Res.*, 1991, 96, pp.15365-15375
- [38] Griggs, D.J., and Choularton, T.W. A laboratory study of secondary ice particle production by the fragmentation of rime and vapour-grown ice crystals, *Q.J.R.Meteorol. Soc.* , 1986, 112, pp.149-163
- [39] Jayaratne, E.R., Peck, S.L., and Saunders, C.P.R. Comment on “a laboratory study of static charging by fracture in ice growing by rimming” by Avila, E.E., and Caranti, G.M..*Geophys.Res.*, 1996, 101, pp.9533-9535
- [40] López, Andrés Yamil: Estudio experimental de campo de las cargas eléctricas y tamaño de las partículas de precipitación, *Repositorio Digital UNC*, 2018.
- [41] Ross Gunn: The electrical charge on precipitation at various altitudes and its relation to thunderstorms.*Physical Review* vol.71, 1947, p.181-186
- [42] Ross Gunn: The free electrical charge on thunderstorm rain its relation to droplet size. *J. Geophys. Res.*, 1949, vol. 54, p.57-63
- [43] P. Gschwend, *Jahrb. Radioakt. Elektronik*, 1921, 17, 62, 192.
- [44] S. K. Banerji and S. R. Lele, *Nature*, 1932, 130, 998-999
- [45] Ross Gunn: The free electrical charge on precipitation inside in an active thunderstorm. *J. Geo. Res.*, 1950, vol.55, p.171-178
- [47] Ross Gunn: Raindrop charge and electric field in active thunderstorms *J. Meteo.*, 1953, vol. 10, p.279-284