



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CIENCIAS ATMOSFÉRICAS, ESPACIALES Y PLANETARIAS

ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD ATMOSFÉRICA Y SU INFLUENCIA
SOBRE EL FLUJO DE RAYOS CÓSMICOS DETECTADOS POR EL
OBSERVATORIO DE RAYOS CÓSMICOS DE SIERRA NEGRA

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTORA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
BERTHA JANIA NEWTON BOSCH

TUTOR PRINCIPAL
DR. LUIS XAVIER GONZÁLEZ MÉNDEZ
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

CIUDAD UNIVERSITARIA, CDMX, FEBRERO 2025



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas

Tesis Digitales

Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©

PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Juan Américo González Esparza

Secretario: Dr. Luis Xavier González Méndez

Vocal: Dr. Mario Rodríguez Martínez

1er. Suplente: Dr. Luis Antonio Ladino Moreno

2o. Suplente: Dr. Julio César Mejía Ambriz

La tesis se realizó en el Instituto de Geofísica, Ciudad Universitaria, UNAM.

TUTOR PRINCIPAL:

Dr. Luis Xavier González Méndez

Agradecimientos

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM por la formación académica y el apoyo para asistir a congresos y realizar una estancia de investigación en el extranjero.

Al Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías (CONAHCyT) por la beca para estudios de Doctorado.

A la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos, por el apoyo para instalar una estación meteorológica en Sierra Negra y por los datos utilizados en este estudio.

Esta investigación fue parcialmente apoyada por la Agencia Espacial Mexicana (AEM), el proyecto AEM-2018-01-A3-S-63804, el Fondo Sectorial CONAHCyT-AEM y el proyecto CONAHCyT-LN315829.

Al Dr. Luis Xavier González Méndez y a mi comité tutor por la confianza y el tiempo dedicado a este trabajo.

Resumen

En el presente trabajo se muestra el análisis de los efectos meteorológicos sobre los rayos cósmicos secundarios detectados por el Observatorio de Rayos Cósmicos en Sierra Negra (ORC-SN), Puebla, México. Instalados en el ORC-SN se encuentran el Telescopio de Neutrones Solares (TNS), el Telescopio Centellador de Rayos Cósmicos (SciCRT -por sus siglas en inglés-), un detector de campos eléctricos atmosféricos y una nueva estación meteorológica. Se logró la corrección atmosférica completa para los datos del TNS, por presión, temperatura y electricidad atmosférica.

Se analizaron y se corrigieron los efectos de la presión y la temperatura atmosférica en los canales principales del TNS, utilizando los métodos tradicionales de corrección y un nuevo método basado en el Análisis de Componentes Principales (PCA - por sus siglas en inglés). La corrección por PCA redujo el 68.96 % de la varianza total en la serie temporal del canal C2 y el 76.52 % de la varianza del canal N2 del TNS, superando los resultados obtenidos con métodos tradicionales.

Se estudiaron los efectos de los campos eléctricos atmosféricos producidos por tormentas eléctricas, con base en las mediciones del detector Boltek EFM-100. Con los resultados de simulaciones de chubascos atmosféricos, usando el software de CORSIKA, se calculó el porcentaje de variación (1.15 % - 3.47 %) de la componente total cargada de los rayos cósmicos secundarios con base en la teoría desarrollada por Lev I. Dorman. Estos resultados coinciden con las variaciones observadas en los canales C2, C3 y C4 del TNS durante tormentas eléctricas.

Abstract

This work presents the analysis of the meteorological effects on secondary cosmic rays detected by the Sierra Negra Cosmic Ray Observatory (SN-CRO), Puebla, Mexico. At the SN-CRO, the Solar Neutron Telescope (SNT), the Cosmic Ray Scintillator Telescope (SciCRT), an atmospheric electric field detector, and a new weather station are installed. Full atmospheric correction was achieved for SNT data, by pressure, temperature and atmospheric electricity.

The effects of the atmospheric pressure and temperature on the main channels of the SNT were analyzed and corrected, using traditional correction methods and a new method based on Principal Component Analysis (PCA). The PCA correction reduced 68.96 % of the total variance in the time series of the C2 channel and 76.52 % of the variance of the N2 channel of the SNT, exceeding the results obtained with traditional methods.

The effects of the atmospheric electric fields produced by thunderstorms were studied, based on measurements from the Boltek EFM-100 detector. With the results of simulations of extensive air showers, using the CORSIKA software, the percentage variation (1.15 % - 3.47 %) of the total charged component of the secondary cosmic rays was calculated based on the theory developed by Lev I. Dorman. These results coincide with the variations observed in SNT channels C2, C3 and C4 during thunderstorms.

Índice general

Índice de figuras	IX
Índice de tablas	XII
Abreviaciones	1
1. Introducción	2
1.1. Objetivo	4
1.2. Justificación	4
1.3. Planteamiento del problema	5
1.4. Estructura de la Tesis	5
2. Marco Teórico	6
2.1. Rayos Cósmicos (RC)	6
2.1.1. RC y la Atmósfera Terrestre	9
2.1.2. Tormentas Eléctricas	13
2.2. Simulaciones de RC Secundarios	15
2.2.1. CORSIKA	16
2.2.2. EXPACS	18
2.3. Antecedentes de Investigación	19
2.4. Efectos Meteorológicos en los RC	22
2.4.1. Efecto Barométrico	22
2.4.2. Efecto de la Temperatura	23
2.4.3. Efecto de la Electricidad Atmosférica	25

2.4.3.1. Mecanismo de Electrones	26
2.4.3.2. Mecanismo de Muones	27
2.5. Observatorio de Rayos Cósmicos de Sierra Negra	28
2.5.1. Telescopio de Neutrones Solares	29
2.5.2. Clima en Sierra Negra	32
3. Metodología	34
3.1. Instalación de la Estación Meteorológica en SN	34
3.1.1. Sensores Meteorológicos	34
3.1.2. Elementos de Control	37
3.2. Efecto de la Electricidad Atmosférica	40
3.2.1. Simulaciones con CORSIKA y EXPACS	42
3.3. Corrección por Presión Atmosférica	46
3.4. Corrección por Temperatura Atmosférica	48
3.5. Corrección por Análisis de Componentes Principales	50
4. Resultados	57
4.1. Tormentas Eléctricas y el TNS	57
4.2. Datos Corregidos del TNS	66
5. Discusión	71
5.1. Electricidad Atmosférica	71
5.2. Corrección de Datos del TNS	73
Conclusiones	75
Bibliografía	77
Anexos	87

Índice de figuras

2.1. Electroscopio de hojas de oro	7
2.2. Experimento de los lagos de Millikan	8
2.3. Perfil de la atmósfera de la Tierra	10
2.4. Cascada de Rayos Cósmicos (RC) secundarios	13
2.5. Fases de desarrollo de una TE	14
2.6. Distribución de carga eléctrica en una nube cumulonimbus	15
2.7. Simulación de una cascada de RC secundarios	17
2.8. Sistema de coordenadas de CORSIKA.	18
2.9. Red Mundial de Telescopios de Neutrones Solares.	30
2.10. Esquema de la estructura del Telescopios de Neutrones Solares de SN.	31
3.1. Cima de Sierra Negra, de izquierda a derecha: el Pico de Orizaba, el Gran Telescopio Milimétrico y el Observatorio de Rayos Cósmicos de Sierra Negra 05/05/2022.	35
3.2. Sensores meteorológicos de la estación del ORC-SN.	36
3.3. <i>Datalogger</i> Campbell Scientific CR1000X	38
3.4. Trabajo de campo realizado para la instalación de los sensores meteorológicos en el ORC-SN. De izquierda a derecha: fijación de los tubos de soporte, colocación del piranómetro, colocación del anemómetro.	40
3.5. Flujo de protones, muones, electrones y positrones a la altura de SN, obtenido con EXPACS.	43

3.6. Suma del número de partículas producidas por RC primarios con multiplicidades $m=1,2,3$ en función de su energía.	45
3.7. Regresión lineal entre la desviación de la presión atmosférica ΔP y la variación relativa de la tasa de conteo del canal C2. La línea roja está dada por $Y=-0.0002-0.00066*X$	47
3.8. Regresión lineal entre la desviación de la presión atmosférica ΔP y la variación relativa de la tasa de conteo del canal N2. La línea roja está dada por $Y=0.0003-0.0035*X$	48
3.9. Regresión lineal entre la desviación de la temperatura atmosférica ΔT y la variación relativa de la tasa de conteo del canal C2. La línea roja está dada por $Y=-0.0002+0.00014*X$	49
3.10. Regresión lineal entre la desviación de la temperatura atmosférica ΔT y la variación relativa de la tasa de conteo del canal N2. La línea roja está dada por $Y=0.0002-0.00021*X$	50
3.11. Mapa de calor diagonal de correlación entre las 17 variables atmosféricas que se utilizarán posteriormente en el PCA.	52
3.12. Diagrama de <i>Scree</i> del PCA: porcentaje de varianza explicada para los 17 componentes principales (PC -por sus siglas en inglés-). . .	53
3.13. Regresión lineal entre PC12 y la variación relativa de la tasa de conteo del canal C2. La línea roja está dada por $Y=-0.000045-0.0061*X$	54
3.14. Regresión lineal entre PC1 y la variación relativa de la tasa de conteo del canal N2. La línea roja está dada por $Y=0.0003-0.0042*X$. . .	55
3.15. Círculo de correlación de las variables originales para el PC1 (eje horizontal) y el PC2 (eje vertical).	56
4.1. Tormenta eléctrica del 21/10/19. El panel superior muestra la intensidad del CEA. Los tres paneles inferiores muestran las variaciones de los canales de partículas cargadas del TNS.	62
4.2. Tormenta eléctrica del 22/10/19. El panel superior muestra la intensidad del CEA. Los tres paneles inferiores muestran las variaciones de los canales de partículas cargadas del TNS.	63

4.3. Tormenta eléctrica del 24/10/19. El panel superior muestra la intensidad del CEA. Los tres paneles inferiores muestran las variaciones de los canales de partículas cargadas del TNS.	64
4.4. Tormenta eléctrica del 26/10/19. El panel superior muestra la intensidad del CEA. Los tres paneles inferiores muestran las variaciones de los canales de partículas cargadas del TNS.	65
4.5. Tormenta eléctrica del 29/10/19. El panel superior muestra la intensidad del Campos Eléctricos Atmosféricos (CEA). Los tres paneles inferiores muestran las variaciones de los canales de partículas cargadas del TNS.	66
4.6. Datos por hora registrados en el ORC-SN del 1 de septiembre al 1 de noviembre de 2022. Paneles superior e inferior: datos normalizados de los canales C2 y N2, paneles centrales: mediciones de presión y temperatura.	67
4.7. Datos del canal C2 sin corregir y corregidos por presión observados entre el 1 y el 15 de septiembre de 2022. Todos los datos se presentan en valores medios por hora.	68
4.8. Datos del canal N2 sin corregir y corregidos por presión observados entre el 1 y el 15 de septiembre de 2022. Todos los datos se presentan en valores medios por hora.	69
4.9. Datos del TNS normalizados, no corregidos y corregidos por PCA, observados entre el 1 de septiembre y el 1 de noviembre de 2022. Panel superior: C2 (canal de partículas cargadas), panel inferior: N2 (canal de partículas neutras). Todos los datos se presentan en valores medios por hora.	70

Índice de tablas

- 4.1. Índices de actividad geomagnética para las fechas de tormentas eléctricas. Valores (por hora) mínimos y máximos de Dst y valor promedio de Kp. 59
- 4.2. Tormentas eléctricas con su duración aproximada, variaciones porcentuales máximas y desviación estándar de la tasa de conteo de los canales C2-C4 del TNS. 61

Abreviaciones

RC Rayos Cósmicos

ORC-SN Observatorio de Rayos Cósmicos de Sierra Negra

SN Sierra Negra

TNS Telescopio de Neutrones Solares

SciCRT Telescopio Centellador de Rayos Cósmicos

GTM Gran Telescopio Milimétrico

RUOA Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos

CEA Campos Eléctricos Atmosféricos

TE Tormentas Eléctricas

INAOE Instituto Nacional de Astrofísica, Óptica y Electrónica

CORSIKA COsmic Rays Simulation for KAskade

EXPACS EXcel-based Program for calculating Atmospheric Cosmic-ray Spectrum

Capítulo 1

Introducción

Los Rayos Cósmicos ([RC](#)) son partículas cargadas que llegan a la Tierra constantemente desde el espacio exterior. Su composición es de $\approx 93\%$ protones, 6.3% partículas alfa y el resto son núcleos pesados, que se distinguen por su amplio rango de energías [1]. Al llegar a la atmósfera, los [RC](#) interactúan con el aire y generan cascadas de partículas conocidas como chubascos atmosféricos o [RC](#) secundarios. El estudio de los [RC](#) secundarios en el ámbito experimental se ha llevado a cabo en su mayoría mediante el análisis del registro de observatorios a nivel de tierra y subterráneos [1].

El Observatorio de Rayos Cósmicos de Sierra Negra ([ORC-SN](#)) es de alta montaña (4580 m s.n.m.) y se encuentra en la cima de Sierra Negra ([SN](#)) en Puebla, México. En este sitio se encuentran el Telescopio de Neutrones Solares ([TNS](#)), el Telescopio Centellador de Rayos Cósmicos ([SciCRT](#)) y un monitor de campos eléctricos Boltek EFM-100, entre otros. Estos detectores son parte de la red mundial de observatorios, son de última generación y han sido utilizados para numerosos estudios [2–4]. Además, todos son manejados de forma directa por el Grupo de Rayos Cósmicos del Instituto de Geofísica de la UNAM.

El [ORC-SN](#) es uno de los pocos observatorios de gran altura (del orden de 10^3 m) en el mundo. La importancia de este tipo de observatorios es que las partículas que ahí se detectan atraviesan menos material atmosférico y sufren menos interacciones nucleares con el mismo. Así, se detecta un flujo mayor de [RC](#) y se obtiene mayor información de las mediciones. De esta manera, los efectos

1. INTRODUCCIÓN

atmosféricos en los RC son más evidentes y es posible estudiarlos mejor.

Por otro lado, es importante conocer la interacción de los RC con la atmósfera y saber cuál es el efecto neto de las condiciones atmosféricas en el sitio. La intensidad de los RC que atraviesan la atmósfera depende de parámetros como la temperatura, la presión, la humedad, la gravedad y los CEA [1].

Se han realizado los siguientes estudios sobre la variabilidad atmosférica en la cima de Sierra Negra: en 2018, se analizaron los efectos de la presión barométrica, la presión dinámica, la temperatura ambiental y la humedad relativa con base en los datos obtenidos por una estación meteorológica cercana al ORC-SN. Los datos obtenidos a partir de esta estación produjeron series de tiempo mensuales inestables para algunas fechas. La estación es manejada por el Instituto Nacional de Astrofísica, Óptica y Electrónica (INAOE) en SN y se encuentra a 200 m de distancia [5]. Sin embargo, aunque la distancia entre el ORC-SN y el INAOE es relativamente pequeña, las condiciones atmosféricas a esa altitud pueden ser significativamente distintas. Además, es necesario actualizar los estudios de las variaciones atmosféricas para años recientes con equipo de última generación. La incorporación de una nueva estación meteorológica de alta montaña en el mismo ORC-SN es entonces favorable para realizar estudios cada determinado tiempo, manteniendo los datos actualizados. Los datos registrados por la estación permitirán también calcular, con mayor precisión que los estudios previos, los coeficientes de corrección atmosféricos para el flujo registrado de RC.

Con la estación meteorológica, en este trabajo se estudia el efecto de los principales parámetros atmosféricos sobre el registro del TNS. Desde la década de 1950, Lev I. Dorman ha desarrollado la teoría general de los efectos meteorológicos sobre los RC a través de diversas publicaciones reunidas y consolidadas en su libro [1]. Con base en esta teoría es posible calcular las variaciones en la intensidad de los RC secundarios atribuidas a las condiciones meteorológicas. Como apoyo teórico adicional, se llevarán a cabo simulaciones con el programa EXcel-based Program for calculating Atmospheric Cosmic-ray Spectrum (EXPACS)¹ y el software de uso libre COsmic Rays Simulation for KAskade (CORSIKA)², el

¹Sitio web en inglés <https://phits.jaea.go.jp/expacs/top-eng.htm>

²Sitio web en inglés <https://www.iap.kit.edu/corsika/>

cual se utiliza para la simulación específica de **RC** secundarios y es posible incluir parámetros y modelos atmosféricos. De esta manera, se podrá observar el desarrollo de chubascos atmosféricos bajo diferentes condiciones meteorológicas.

1.1. Objetivo

El objetivo de este trabajo es el análisis de las condiciones atmosféricas en **SN** y su influencia sobre los **RC** detectados por el **ORC-SN**, a partir de la incorporación de una estación meteorológica de alta montaña estable y de última generación al **ORC-SN**. Adicionalmente, analizar el efecto atmosférico sobre los **RC** secundarios detectados en el **ORC-SN**, con una base teórica para estos efectos a través de las ecuaciones planteadas por L. I. Dorman y las simulaciones realizadas con **CORSIKA** y **EXPACS**.

1.2. Justificación

Es de suma importancia conocer los efectos de la presión, temperatura y campos eléctricos atmosféricos sobre las partículas cargadas de los **RC** a gran altura ($\sim 10^3 m$), dado que la intensidad de los **RC** secundarios es mayor a menor profundidad atmosférica. El **ORC-SN** es el segundo observatorio de rayos cósmicos de alta montaña con mayor altitud en el mundo. Esta posición es privilegiada y permite analizar los efectos de la variabilidad atmosférica sobre los **RC** secundarios de forma efectiva.

Además, realizar un estudio atmosférico de sitio para el **ORC-SN** permitirá obtener coeficientes de corrección atmosféricos más precisos, con principal énfasis en las correcciones por presión y temperatura para el **TNS**. Para estudios atmosféricos posteriores la información recopilada durante este proyecto resultará de utilidad. La incorporación de una estación meteorológica de alta montaña y de última generación permitirá también el monitoreo de las condiciones atmosféricas; manteniendo los datos actualizados y recientes.

1.3. Planteamiento del problema

¿Cuál es el efecto de las condiciones meteorológicas sobre el flujo de RC detectados a gran altura por el ORC-SN? La variabilidad de las condiciones atmosféricas produce fluctuaciones en las tasas de conteo de los detectores de RC secundarios y es importante determinar con mejor precisión la magnitud de éstas para corregir las cuentas por presión y temperatura. Una estación meteorológica *in situ* permite el establecimiento de patrones de variabilidad atmosférica de manera directa. Una vez establecidos estos patrones, es posible calcular la influencia de éstos sobre la intensidad de RC secundarios con base en la teoría de L. I. Dorman.

1.4. Estructura de la Tesis

Este trabajo está dividido en 5 capítulos, incluyendo esta introducción, el marco teórico, la metodología, los resultados, su discusión y, por último, las conclusiones con algunas recomendaciones.

En el capítulo 2 se muestra un estudio general de los RC y su interacción con la atmósfera terrestre. Se enfatizan los efectos meteorológicos en la intensidad de los RC. Se incluyen los antecedentes de la investigación presentada en este trabajo y la explicación de los componentes del ORC-SN. Se describe el diseño, principio de funcionamiento, canales y capacidad de detección del TNS y se muestra la red mundial de observatorios.

En el capítulo 3 se encuentra la metodología utilizada en este trabajo. Se describe la instalación de la estación meteorológica del ORC-SN, las técnicas utilizadas para el análisis de datos del TNS y la corrección atmosférica de los mismos.

En el capítulo 4 se muestran los resultados de los análisis de datos de distintos canales del TNS, y su corrección barométrica, por temperatura y, especialmente el método de corrección por análisis de componentes principales. Finalmente se muestra la interpretación de los resultados y lo que implican.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Rayos Cósmicos (RC)

Los RC son, en su gran mayoría, núcleos de átomos ordinarios despojados de sus electrones mediante procesos de aceleración. Debido a estos procesos, los RC son muy energéticos, con un intervalo de energía que va desde 10^6 eV hasta 10^{20} eV. Se clasifican principalmente de acuerdo a su origen como RC extragalácticos, galácticos, solares y anómalos. Estos dos últimos, son acelerados dentro de la heliósfera [6]. Los RC también se clasifican de acuerdo a su interacción con otras partículas, siendo primarios aquellos que no han interactuado con otras y secundarios aquellos que son producto de una interacción [1].

Los RC fueron descubiertos al estudiar las causas por las cuales la atmósfera mantiene una conductividad eléctrica. Inicialmente, en el siglo XIX, se consideraba que la radiación que ionizaba a la atmósfera provenía de la superficie terrestre [7]. Sin embargo, esta idea fue desacreditada por Victor Hess, entre 1910 y 1913, quien realizó una serie de ascensos en globo aerostático con tres electroskopios de hojas de oro, en Viena, Austria [8,9].

Los electroskopios de hojas de oro son instrumentos que se utilizan para medir la carga eléctrica. Consisten en una esfera metálica conectada con una varilla metálica vertical a dos láminas delgadas de oro. La varilla está sostenida en la parte superior de una caja de vidrio transparente con un armazón de cobre en contacto con tierra [10]. Como se muestra en la Figura 2.1, al acercar un objeto

cargado a la esfera, las láminas de oro se cargan y se repelen, separándose, siendo su divergencia una medida de la cantidad de carga que han recibido. Si se aleja el objeto de la esfera, las láminas, al perder la polarización, vuelven a su posición normal. Un electroscope pierde gradualmente su carga debido a la conductividad eléctrica del aire. Por ello, la velocidad con la que se carga un electroscope en presencia de un campo eléctrico puede ser utilizada para medir la densidad de iones en el aire [11].

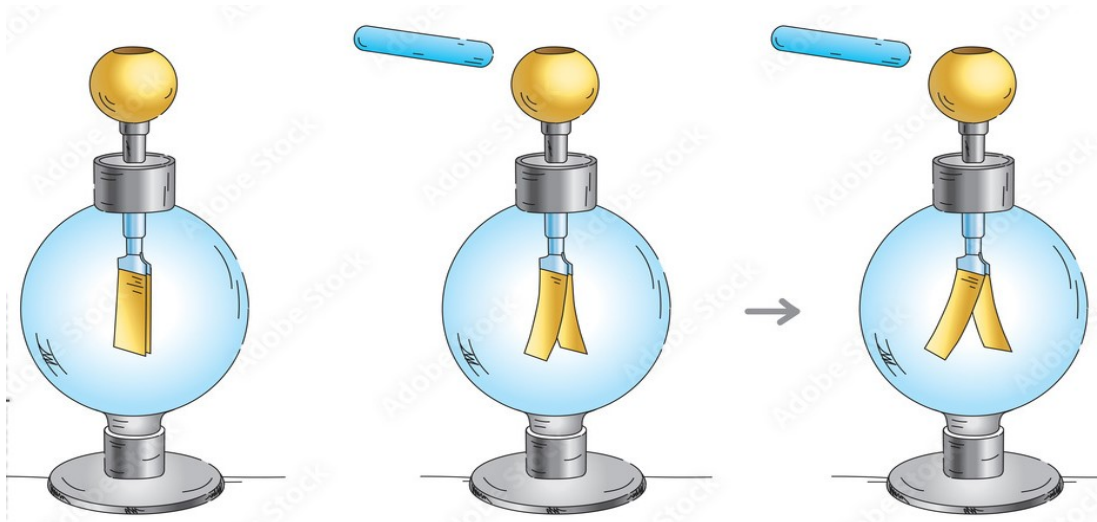


Figura 2.1: Esquema de un electroscope de hojas de oro, al cual se le aproxima un objeto cargado eléctricamente. Tomada de [12].

De esta manera, V. Hess midió la radiación en el aire con respecto a la altura y encontró que la tasa de ionización incrementaba en comparación con la que podía medirse a nivel del suelo. Se descartó al Sol como la fuente de radiación responsable mediante un ascenso en globo durante un eclipse solar casi total el 12 de abril de 1912 y cinco ascensos de noche. Se concluyó que existe una radiación que proviene del espacio exterior, y que no es provocada por el Sol, dado que los resultados no variaban con la noche o el día. Este descubrimiento le otorgó a Victor Hess el premio Nobel en 1936 [9].

En 1913-1914, Werner Kolhörster confirmó las primeras observaciones de V. Hess al medir el incremento de la tasa de ionización a 9.3 km de altitud, donde la ionización era 50 veces mayor a la medida a nivel del suelo. Esta radiación recibió

el nombre de “rayos cósmicos” en 1926, otorgado por Robert Millikan [13]. En ese año, Robert Millikan realizó experimentos en los lagos Muir y Arrowhead de California, que se encontraban a 3590 y 2060 m.s.n.m., respectivamente (ver Figura 2.2). Los experimentos consistieron en colocar electroskopios, en la superficie del lago Arrowhead y a 2 m de profundidad en el lago Muir [14]. La diferencia de altura entre ambos lagos corresponde a 2 m equivalentes de agua, por esta razón, la radiación cósmica debería ser la misma en ambos puntos. De esta forma, se confirmó que la radiación provenía del espacio exterior con una gran energía. La radiación es la emisión o transmisión de energía en forma de ondas o partículas a través de un medio.

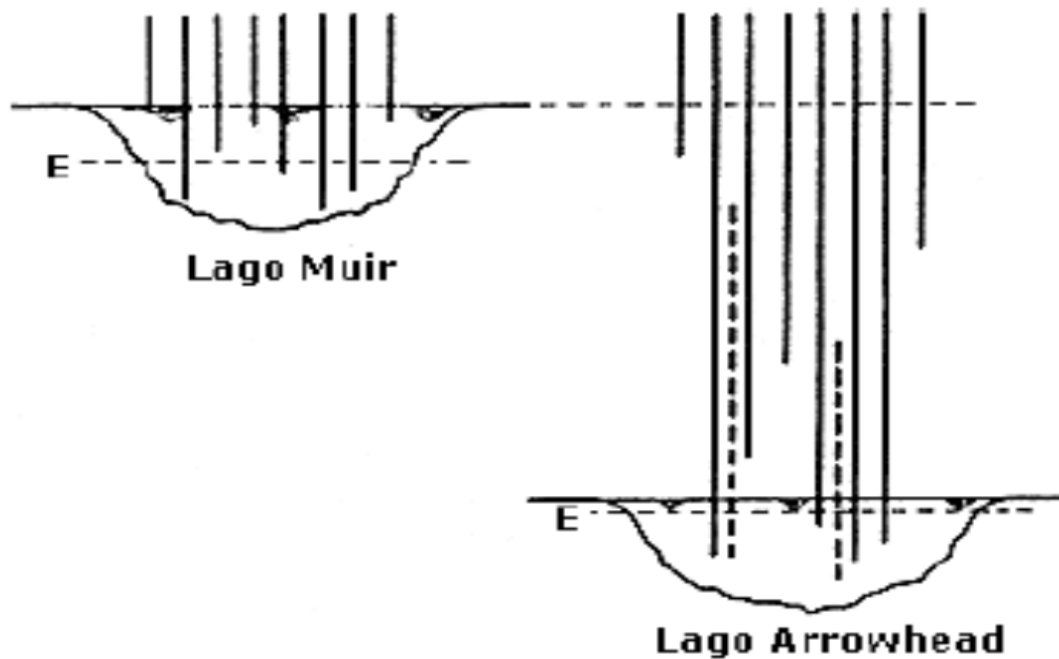


Figura 2.2: Esquema de los lagos donde Millikan realizó sus experimentos. La letra 'E' representa los puntos donde se colocaron los electroskopios. Tomada de [15].

En ese entonces se especulaba que los RC eran fotones de muy alta energía. Millikan, al nombrarlos, planteó también que eran rayos gamma (γ) producidos a partir de interacciones en los núcleos estelares [14]. Una segunda posibilidad era que se tratara de partículas cargadas. La cuestión podía resumirse en determinar si los RC poseían masa y carga eléctrica. Esto se logró en 1933, cuando el esta-

dounidense Arthur Compton estableció que los RC eran efectivamente partículas, dado que estaban influenciados por el campo geomagnético [16]. Compton demostró que llegan preferentemente a los polos terrestres, y que tienen una intensidad mínima en el ecuador. Estudios posteriores, como los del mexicano Manuel Sandoval Vallarta, mostraron que existe además una diferencia entre las intensidades medidas hacia el Este y hacia el Oeste, la cual indica que las partículas tienen carga positiva [17].

La conclusión final fue que la gran mayoría de los RC son protones. De los RC primarios, aproximadamente el 93 % son núcleos de hidrógeno, 6.3 % consiste de núcleos de helio, seguidos de elementos ligeros ($Z=3-5$) con una abundancia de 0.1 %, medianos ($Z=6-9$) que representan el 0.42 % y 0.18 % de elementos pesados ($Z \geq 10$) [18]. Es importante señalar que las abundancias de los RC sólo han podido determinarse hasta energías de alrededor de 10^{16} eV.

Más que su composición, el aspecto más relevante de los RC es la energía que tienen, por lo que se catalogan también en función de su energía: ultra alta energía ($\geq 10^{18}$ eV), alta energía ($\geq 10^{10}$ eV) y baja energía ($< 10^9$ eV) [15]. Los RC de ultra alta energía son los extragalácticos y son acelerados dentro del núcleo de una clase de galaxias denominadas activas. Este tipo de galaxias tienen en su centro un agujero negro supermasivo que acelera la materia cercana [19]. Los RC de alta energía (galácticos) se producen dentro de la Vía Láctea, en explosiones de supernovas principalmente, y son modulados por el viento solar y la actividad solar, misma que produce los RC de baja energía (o solares) en eventos eruptivos como las fulguraciones. Para detalles en el espectro de energía y la composición de los RC primarios ver [20].

2.1.1. RC y la Atmósfera Terrestre

Los RC primarios provienen de distintas fuentes en el Universo. Una vez que atraviesan la heliósfera, y llegan a la Tierra, se encuentran con la atmósfera terrestre e interactúan con sus átomos [1]. Las colisiones entre un RC primario y un átomo atmosférico (principalmente de nitrógeno u oxígeno) pueden ser de dos tipos: con la estructura electrónica del átomo o con el núcleo del átomo. Las

colisiones con la estructura electrónica del átomo son más frecuentes, dado que requieren menos energía de la partícula primaria, y, generalmente, producen la liberación de uno o más electrones; es decir, lo ionizan [21].

Las colisiones con núcleos de los átomos atmosféricos provocan la desintegración de estos, produciendo una cascada de partículas secundarias que se conoce como chubasco o cascada atmosférica [1]. La Figura 2.3 presenta el perfil vertical de la atmósfera de la Tierra y un chubasco atmosférico, los cuales comienzan en promedio a 30 km de altura. La atmósfera terrestre posee un perfil vertical determinado por su composición, temperatura y conductividad eléctrica [22].

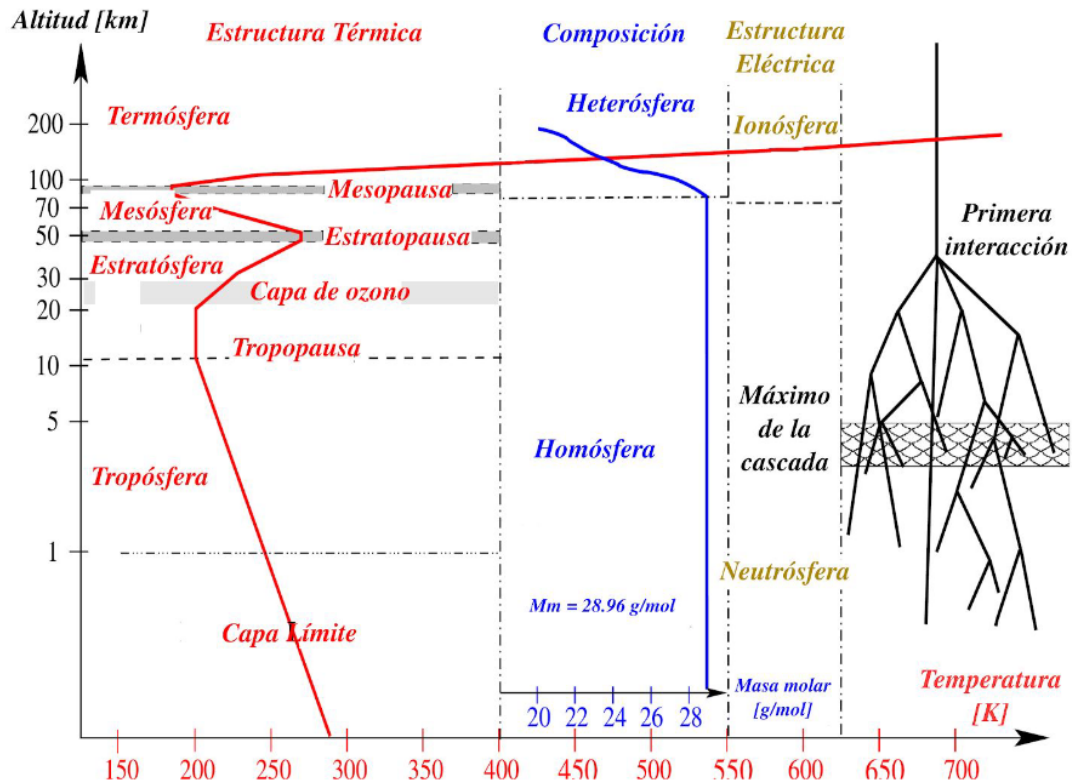


Figura 2.3: Perfil vertical semilogarítmico de la atmósfera terrestre que muestra su estructura y una cascada de RC secundarios. Modificado de [22].

La estructura atmosférica por composición se basa en la distribución de sus gases y tiene dos capas: la homósfera y la heterósfera. La homósfera tiene una frontera superior entre los 80-100 km de altura y se caracteriza por la concen-

tración constante de la mayoría de sus gases. Por encima de la homósfera, se encuentra la heterósfera, caracterizada por el asentamiento de gases pesados y el ascenso de gases más ligeros. La heterósfera se extiende hasta los 10,000 km de altura [23].

Las capas de la estructura térmica son la tropósfera, estratósfera, mesósfera y termosfera. En la tropósfera, se presentan pequeñas variaciones temporales de temperatura, por lo que es en esta zona donde ocurren la mayoría de fenómenos meteorológicos [24]. El gradiente adiabático de la tropósfera se caracteriza por ser continuo. En esta capa ocurren los ciclos de evaporación y precipitación del agua, y es donde se concentra la mayor cantidad de vapor de agua.

La tropopausa es la frontera superior de la tropósfera. Se caracteriza por ser una mezcla prácticamente homogénea en la que ocurren escasos procesos químicos. La tropopausa se encuentra a 16-17 km cerca del ecuador y a 8-9 km en los polos. La temperatura en la tropopausa depende también de la latitud, alcanza un mínimo en altas latitudes ($T = -45^{\circ}\text{C}$) y un máximo en latitudes ecuatoriales ($T \approx -75^{\circ}\text{C}$) [23].

Por encima de la tropopausa, se encuentra la estratósfera, donde la temperatura incrementa con la altura, debido a las reacciones químicas que tienen lugar por la radiación solar UV. En la estratósfera se encuentra la capa de ozono. El ozono es la forma alotrópica del oxígeno, compuesto por tres átomos de oxígeno (O_3). La formación del ozono de la estratósfera terrestre es catalizada por los fotones UV que, al interaccionar con las moléculas de oxígeno (O_2), las separa; el oxígeno atómico se combina con el oxígeno molecular que aún permanecen sin disociar, formando, de esta manera, O_3 [25].

El límite de la estratósfera, la estratopausa, tiene una presión atmosférica de 1 hPa. Por encima de esta capa, está la mesósfera, caracterizada por una actividad química importante debida a la radiación solar incidente, así como por una disminución de temperatura similar a la de la tropósfera. Dicha disminución alcanza un mínimo atmosférico a una altura de 90-100 km, donde se forma una nueva discontinuidad denominada mesopausa [23].

En la termosfera, la radiación solar UV es absorbida, particularmente por

oxígeno molecular y atómico, los cuales calientan el aire rápidamente. En esta última capa, la temperatura incrementa con la altura y es altamente influenciada por los ciclos de actividad solar [24].

De acuerdo con la clasificación de la Figura 2.3, la atmósfera puede dividirse en una parte neutra o neutrósfera, la ionósfera y la plasmasfera, estas últimas constituyen parte de la magnetósfera terrestre. La ionósfera es un plasma, ionizado principalmente por la radiación solar y los RC. En promedio se extiende entre 65 km y 2000 km de altura, sin embargo, su extensión varía con las condiciones locales y la actividad geomagnética [26].

Cuando sucede la primera interacción de un RC primario con un átomo atmosférico, que se ejemplifica en la Figura 2.4, se producen fragmentos nucleares como protones (p), neutrones (n), kaones y piones, dando lugar a la cascada o componente hadrónica [22]. De estos productos iniciales, los kaones cargados ($K^\pm$) decaen en muones con la misma carga, mientras que los piones cargados ($\pi^\pm$), decaen en muones, neutrinos y antineutrinos (dependiendo de su carga), conformando así la componente muónica. Los piones neutro (π^0), producen la cascada electromagnética, debido a que decaen en dos rayos gamma (γ), de los cuales, cada uno a su vez produce un par electrón (e^-) positrón (e^+) y que también pueden producir más rayos gamma [27]. Para más detalles acerca de cada una de estas componentes, consultar [20]. En resumen, los chubascos atmosféricos tienen tres componentes: suave o electromagnética, dura o muónica y la nucleónica o hadrónica [28].

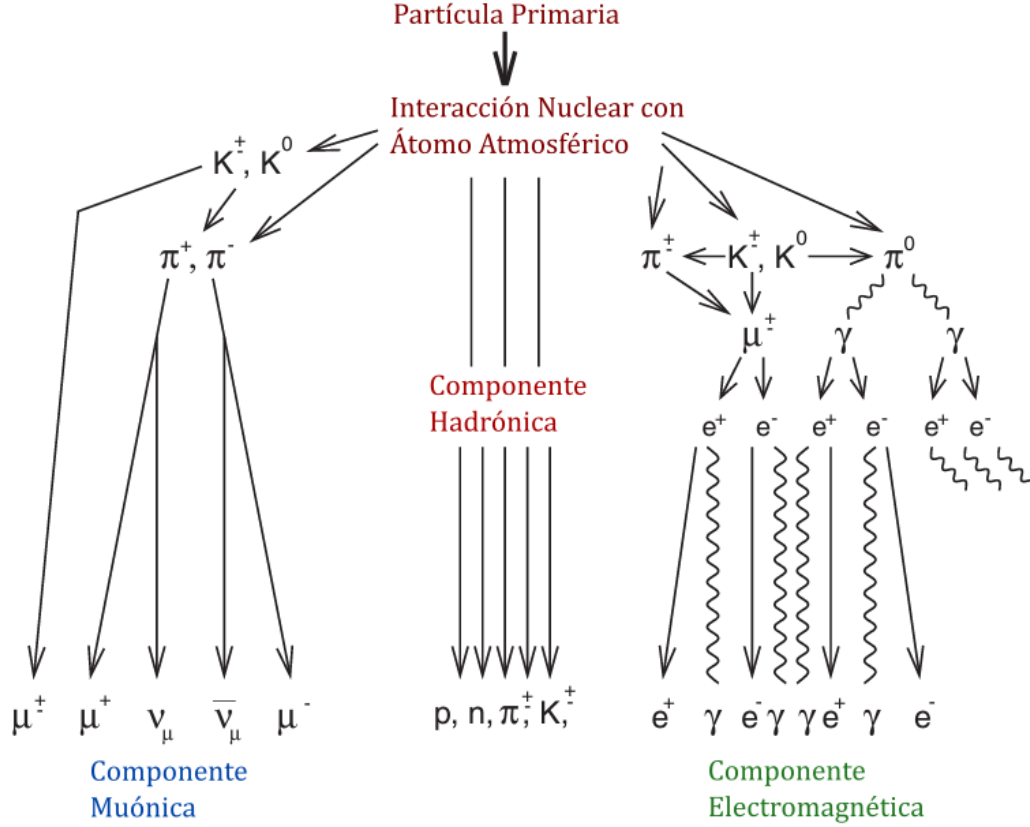


Figura 2.4: Esquema de una cascada de RC secundarios y sus componentes. Modificado de [27]

2.1.2. Tormentas Eléctricas

Las Tormentas Eléctricas (TE) y los CEA que producen constituyen la base para la selección de datos registrados por el monitor Boltek EFM-100 del ORC-SN. Por lo tanto, a continuación, se describen brevemente las TE y cómo éstas afectan a los RC.

Una tormenta eléctrica se define como una nube tipo cumulonimbus capaz de producir descargas eléctricas. Las TE se desarrollan en la tropósfera y pueden alcanzar la estratósfera, y, están acompañadas de precipitación y viento. Las cumulonimbus pueden encontrarse aisladas o como parte de grandes sistemas convectivos de mesoescala, con TE multicelda y las superceldas. Las multiceldas

tienen dos a cuatro nubes (celdas) en diferentes etapas de desarrollo. Las celdas promedio tienen un diámetro de 24 km [29].

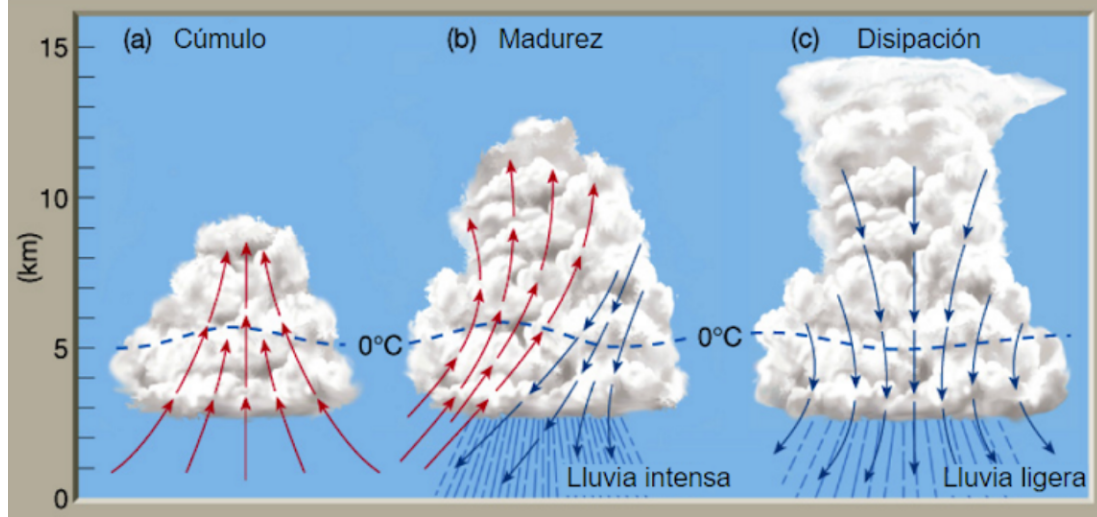


Figura 2.5: Fases de desarrollo de una TE. Modificado de [30]

Una nube de tormenta se desarrolla en tres etapas: cúmulo, madurez y disipación. Estas etapas se muestran en los esquemas de la Figura 2.5. Dependiendo de las condiciones atmosféricas, cada etapa tarda 20 minutos en promedio para llevarse a cabo. En 1977, se define como TE ordinaria a aquella que pasa por las tres etapas de desarrollo en 45 a 60 minutos [29]. La forma de yunque típica de estas nubes se puede presentar en la fase madura o en la fase de disipación.

La distribución de carga eléctrica de una nube de tormenta, mostrada en la Figura 2.6 da lugar a un CEA que apunta hacia arriba, en dirección a la atmósfera superior. De esta forma, las tormentas mantienen una diferencia de potencial de ~ 300 kV entre la tierra y la ionósfera [29]. Este CEA acelera partículas cargadas como los RC, dando lugar a los mecanismos de muones y de electrones.

La distribución de carga en las nubes de tormenta se debe al contenido de hielo y granizo. El hielo en las nubes se genera por la condensación de vapor de agua alrededor de un núcleo, o por la acreción de gotas sobreenfriadas. Las gotas sobreenfriadas son aquellas que, a pesar de estar a 0°C , no se congelan debido a la tensión superficial [29]. Al acretarse producen cierto tipo de granizo. Si ocurren colisiones entre este granizo y cristales de hielo, en presencia de vapor de agua

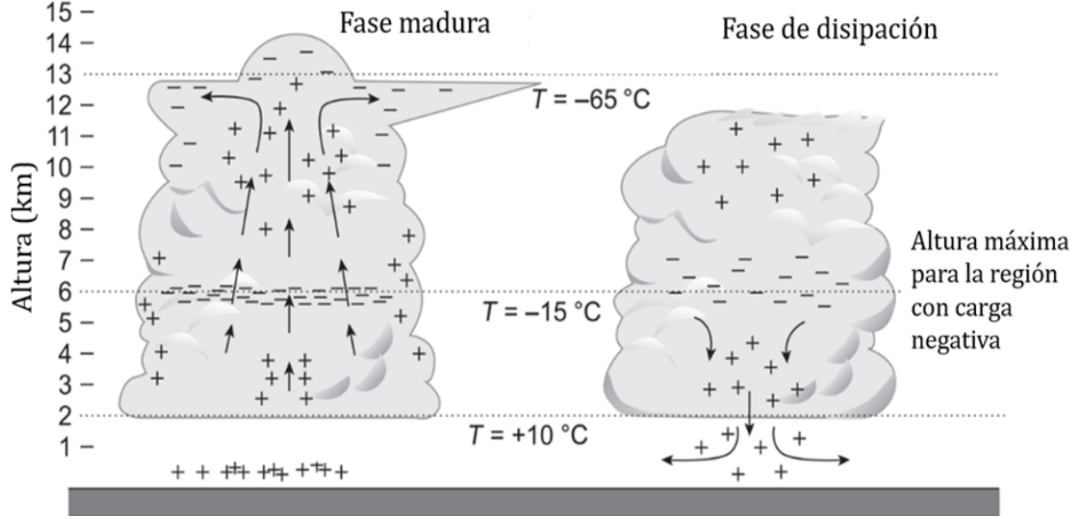


Figura 2.6: Distribución de carga eléctrica en una nube cumulonimbus. Modificado de [30]

y a una temperatura entre -10°C y -20°C , resultan en la transferencia de carga eléctrica negativa al granizo. Si la temperatura es mayor, la transferencia es de carga positiva. En la parte de la nube alrededor de seis km de altura y a -15°C (ver Figura 2.6), el granizo adquiere una carga negativa y deja cristales de hielo con carga positiva [30]. Estos cristales ligeros se quedan en la parte superior de la nube y son arrastrados por corrientes de aire ascendentes. El granizo se queda en la parte inferior, y, el de mayor peso sigue descendiendo y se carga positivamente una vez que la temperatura sobrepasa los -10°C [30].

2.2. Simulaciones de RC Secundarios

En el estudio de RC secundarios, comúnmente se utilizan simulaciones para modelar el desarrollo de una cascada o chubasco atmosférico. En la actualidad, existen distintos modelos y *softwares* diseñados con este propósito, como lo son *COsmic Rays Simulation for KAskade* (CORSIKA) [31] y *EXcel-based Program for Calculating Atmospheric Cosmic ray Spectrum* (EXPACS) [32].

2.2.1. CORSIKA

CORSIKA es una herramienta para la realización de simulaciones Monte Carlo detalladas de chubascos atmosféricos. Sus aplicaciones van desde experimentos con telescopios Cherenkov ($E_0 \approx 10^{12}$ eV) hasta las energías más altas observadas ($E_0 > 10^{20}$ eV) [31]. Inicialmente, fue desarrollado para las simulaciones del experimento KASCADE en Karlsruhe, Alemania. La primera versión de CORSIKA fue liberada en 1989; desde entonces, se han liberado versiones actualizadas. Para este trabajo, se utilizó la versión CORSIKA V-7.7100.

El código de CORSIKA fusiona modelos de interacciones hadrónicas, que producen las componentes muónica y hadrónica, en diferentes niveles de energía e interacciones electromagnéticas como parte de los chubascos atmosféricos. Con CORSIKA, los RC primarios son rastreados a través de la atmósfera hasta que se desintegran o interactúan con las moléculas de aire. Se realiza un seguimiento de los RC secundarios hasta que alcanzan los niveles de observación establecidos por el usuario. Además, CORSIKA puede determinar parámetros físicos de la cascada, tales como la multiplicidad, la elasticidad, longitud de interacción, número de interacciones por intervalo de energía cinética, entre otros. La Figura 2.7 muestra una visualización de una cascada simulada con CORSIKA.

Las coordenadas en CORSIKA son cartesianas con el eje X positivo apuntando al norte magnético, el eje Y positivo hacia el oeste y el eje Z hacia arriba. El origen se sitúa al nivel del mar. El ángulo cenital θ de la trayectoria de una partícula se mide entre el vector de momento de la partícula y el eje Z negativo. El ángulo azimutal Φ se mide entre el eje X positivo y la componente XY del vector de momento de la partícula en sentido antihorario [31]. Este sistema de coordenadas se muestra en la Figura 2.8.

Para CORSIKA, el paso de la partícula primaria a través de la atmósfera comienza en el borde superior del modelo atmosférico. A partir de este punto de partida se calcula el lugar de la primera interacción. La altura y el núcleo objetivo de esta interacción se seleccionan al azar [31].

El programa está construido con rutinas en lenguaje FORTRAN, por lo que no

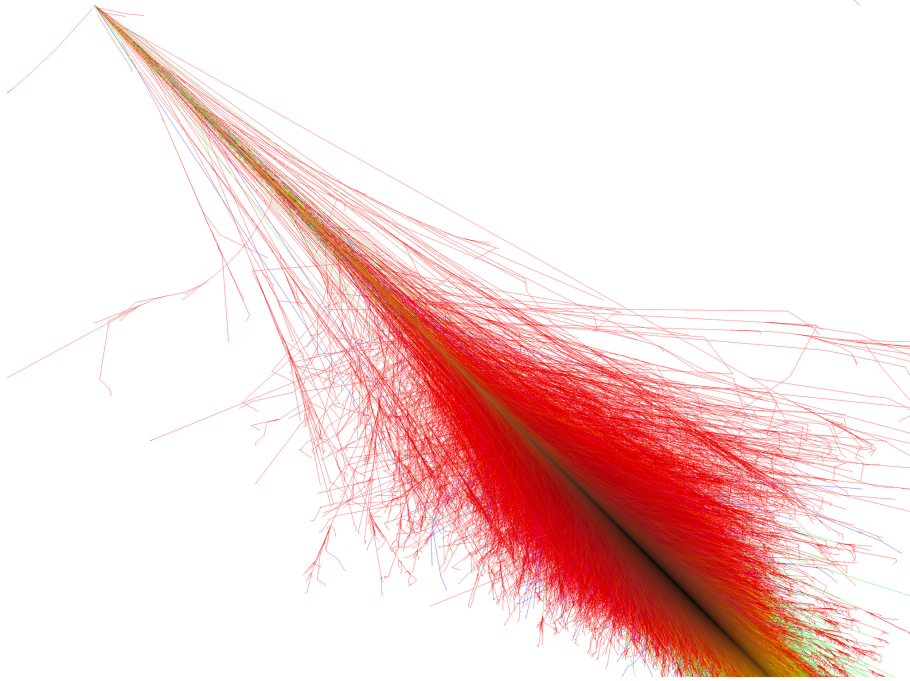


Figura 2.7: Simulación con CORSIKA de una cascada producida por un protón primario de 10^{15} eV, con un ángulo cenital de 45° .

es necesario utilizar bibliotecas adicionales. Su funcionamiento puede dividirse en cuatro partes:

- Marco general que se encarga de los datos de entrada y salida de cada simulación, del seguimiento a las trayectorias y procesos de decaimiento que desempeñan las partículas inestables.
- Rutinas que se encargan de las interacciones a altas energía de hadrones y núcleos con las partículas del aire.
- Rutinas que se encargan del desarrollo de interacciones hadrónicas en el régimen de bajas energías.
- Rutinas que describen el transporte e interacciones de electrones, positrones y fotones.

Las rutinas precompiladas funcionan en conjunto con los modelos de interacción. Para el desarrollo de la primera, segunda y cuarta parte, el código de

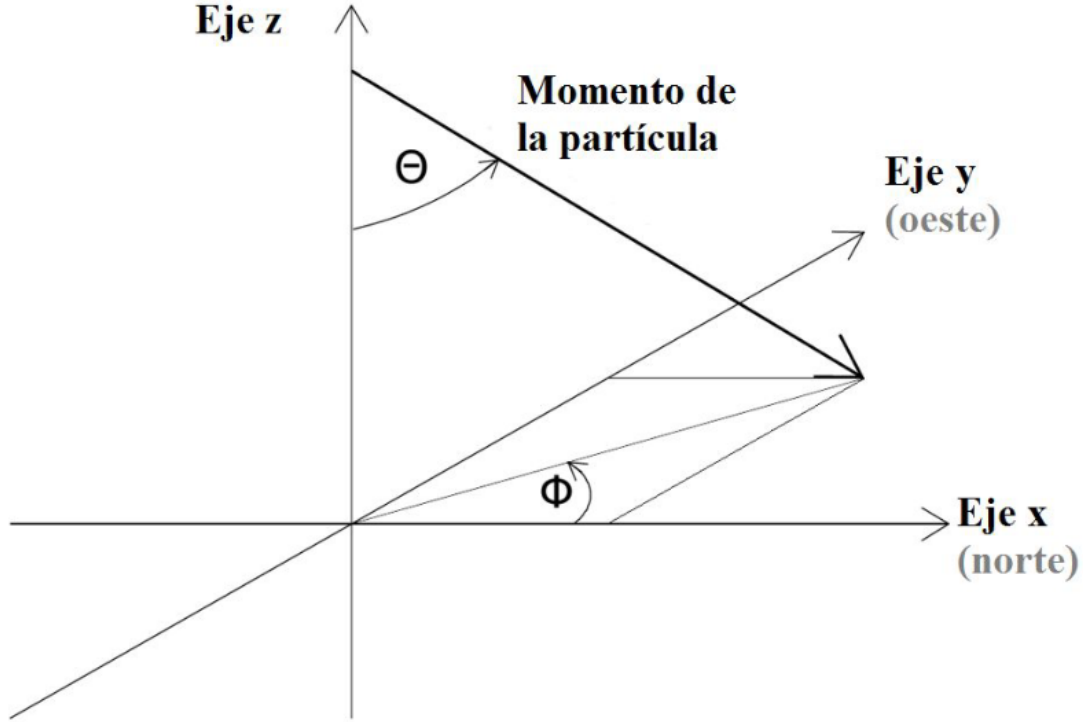


Figura 2.8: Sistema de coordenadas de CORSIKA.

CORSIKA cuenta con diferentes modelos de interacción a altas y bajas energías, cuya precisión varía de acuerdo a los requerimientos de estudio, y, por ende, son elegidos por el usuario.

2.2.2. EXPACS

EXPACS es un software de acceso libre (descargable en <http://phits.jaea.go.jp/expacs/>) que calcula flujos de RC secundarios omnidireccionales casi en cualquier momento y en cualquier lugar de la atmósfera terrestre. Utiliza el modelo analítico de radiación en la atmósfera (PARMA -por sus siglas en inglés-) basado en el sistema de código de transporte de iones pesados y partículas (PHITS -por sus siglas en inglés-), que comprende numerosas funciones analíticas [33].

EXPACS es un modelo analítico para estimar los flujos de RC secundarios, de acuerdo a su energía, que llegan al nivel de observación establecido por el usuario,

con excepción de altitudes superiores a 20 km [32], modelando los resultados de una simulación de cascada atmosférica realizada con PHITS. El modelo representa a la atmósfera dividida en 28 capas esféricas concéntricas, suponiendo que su altitud máxima es de 86 km. Hay que tener en cuenta que la atmósfera realmente supera estos 86 km, pero esta altitud tan elevada tiene poca influencia en la simulación de una cascada. Las densidades de cada capa se determinan tomando como referencia la norma estadounidense atmosférica de 1976. La Tierra se representa como una esfera con un radio de 6378.14 km, con composición igual que la del aire a nivel del mar, con el objetivo de obtener flujos de RC en condiciones ideales, es decir, sin perturbaciones del suelo [32].

El modelo comprende varias ecuaciones teóricas o empíricas con parámetros libres cuyos valores numéricos se determinaron a partir del ajuste de mínimos cuadrados de los datos de la simulación. Los flujos de neutrones, protones, partículas alpha, muones, electrones, positrones y fotones se pueden calcular utilizando el modelo, y su energía aplicable está en el rango de 1 MeV a 100 GeV (por nucleón para partículas alpha), con la excepción de los neutrones, cuyos flujos se pueden calcular desde 0.01 eV [34].

En la simulación, los RC inciden desde la altitud establecida como límite superior. Los protones de origen galáctico y los iones pesados con energías y cargas de hasta 1 TeV/n y 28 (Ni), respectivamente, se consideraron como partículas fuente [34]. Las descripciones detalladas de los modelos y ecuaciones se encuentran en [34], [32], y [35].

2.3. Antecedentes de Investigación

Los estudios de los efectos meteorológicos en los RC iniciaron formalmente en la década de 1920. Comenzando por el descubrimiento del efecto de la electricidad atmosférica, a partir de la publicación de la hipótesis de aceleración de partículas β [36] en 1925. Se propuso que los intensos campos eléctricos asociados a las TE son capaces de acelerar los electrones presentes en la atmósfera. Se realizaron experimentos para probar la hipótesis de Wilson mediante la detección de variaciones en la tasa de conteo de las cámaras de ionización [37], contadores

de tubos de Geiger-Müller [38] y cámaras de niebla [39]. Los resultados de estos experimentos fueron contradictorios o poco claros. En 1971 [40], las primeras variaciones de RC asociadas con TE fueron observadas en un detector de muones, pero se sugiere que la causa más probable de tales variaciones era el cambio de temperatura atmosférica y no el CEA.

En [41] y [42] se examinaron con detalle, por primera vez, las variaciones temporales en la intensidad de los RC, medidas en el Observatorio de Baksan, Rusia, asociadas con las fluctuaciones del CEA. Se analizaron la influencia de 140 TE en la tasa de conteo de dos canales (I_{90} con una energía umbral de 90 MeV e I_{20} con una energía umbral de 20 MeV) del conjunto de centelleadores que opera en Baksan (1700 m s.n.m., rigidez cortada de 6.5 GV). Para casi el 100 % de los eventos, se observaron cambios significativos, que duraron horas en ambos canales, 10-20 minutos después del inicio de las TE. Los cambios promedio en la tasa de conteo de I_{90} fueron de 0.2-0.3 % para los aumentos y 0.8-1.5 % para las disminuciones. Los cambios promedio en la tasa de conteo de I_{20} fueron de alrededor del 1 %. Se concluyó que los efectos observados no podían atribuirse a variaciones de temperatura o presión, y probablemente se debían al CEA producido por las TE.

En [43] se presentaron datos sobre variaciones más recientes a corto plazo de la intensidad de los RC secundarios durante las TE. El efecto se estudió cuidadosamente y por separado para las componentes blanda y dura. La componente electromagnética se aisló midiendo la intensidad de los centelleadores descubiertos en dos umbrales diferentes ($E=10-30$ MeV), mientras que la componente muónica se estudió en un umbral más alto ($E>80$ MeV). El comportamiento de ambas componentes fue bien descrito por los mecanismos de electrones y muones, explicados en las siguientes secciones.

El efecto de la presión atmosférica en los RC fue descubierto en 1926 y se ha investigado desde entonces. Myssowsky y Tuwim [44] y Steinke [45] fueron de los primeros en estudiar la relación entre las variaciones temporales de los RC y los cambios en la presión atmosférica. Al principio se pensaba que el efecto barométrico se podía relacionar únicamente con los procesos de absorción de

partículas en la atmósfera [46]. Sin embargo, en [1] se demostró que hay tres efectos asociados con la presión atmosférica:

- Absorción: Una explicación simple al efecto barométrico se asocia con la absorción de partículas; las cuales pierden energía al atravesar la atmósfera. Al incrementar la presión atmosférica, la densidad de la atmósfera aumenta y la probabilidad de que una partícula sea absorbida antes de llegar a tierra es mayor.
- Generación: Producción adicional de RC secundarios asociada con un incremento de presión atmosférica. Al aumentar la presión, aumentan las probabilidades de colisión entre partículas e interacciones nucleares. Este efecto es despreciable a nivel del mar.
- Disminución: Un incremento en la presión produce un incremento en la altura donde los piones y los muones son generados, lo que provoca una disminución en la intensidad de RC detectados en tierra. El incremento en la distancia del nivel de observación de la zona donde se generan piones y muones ocurre por el incremento en la densidad y en la presión atmosférica.

A finales de la década de 1930 se descubrió el efecto negativo de la temperatura, es decir, que a medida que la temperatura atmosférica aumenta, el flujo de RC secundarios, específicamente los muones, disminuye. En [47], se explicó que la disminución en la intensidad de muones se debía a su decaimiento. Los métodos para cuantificar este efecto eran empíricos. En [48], se verificó el método empírico más usado, a partir de mediciones de temperatura a nivel tierra.

Hasta 1951 se comenzó a desarrollar la teoría completa de los efectos meteorológicos en los RC secundarios, con una aproximación unidimensional por Lev Dorman. Con esta teoría se demostró que el efecto barométrico tiene tres componentes y que el efecto de la temperatura está determinado no sólo por el decaimiento de muones, sino por el decaimiento de piones y su función de distribución en la atmósfera [1].

A partir del desarrollo teórico se crearon nuevos métodos para determinar el efecto de la temperatura; comenzando en 1954 con el método integral de Maeda

y Wada [49]. Los estudios del efecto de la temperatura siguen vigentes en la actualidad y cada sitio de observación es influenciado de manera diferente por la temperatura atmosférica a diferentes alturas.

2.4. Efectos Meteorológicos en los RC

La propagación de los RC secundarios a través de la atmósfera terrestre está en función de las condiciones atmosféricas. Debido a esto, los efectos meteorológicos son importantes para la intensidad de RC registrada a nivel de tierra [1]. Las variaciones más significativas en la intensidad de los RC que atraviesan la atmósfera son ocasionadas por cinco parámetros: la temperatura, la presión, la humedad, la gravedad y los campos eléctricos atmosféricos [1]. El efecto de la gravedad es despreciable en la gran mayoría de los casos. La presión atmosférica y la temperatura producen las variaciones más grandes, por lo que los datos de cualquier detector deben corregirse antes de estudiar otro tipo de efectos [50].

La manera en que cada parámetro atmosférico afecta a los RC secundarios depende del tipo de partícula que se detecta y es diferente para cada componente de los chubascos atmosféricos. Para la componente hadrónica, los efectos de la humedad, la electricidad atmosférica y la gravedad son despreciables comparados con el efecto de la presión o efecto barométrico [1]. En el caso de los muones, las principales influencias atmosféricas están relacionadas con las variaciones de presión y temperatura [1]. En las siguientes secciones se describirán de manera general los efectos más significativos para el TNS en SN.

2.4.1. Efecto Barométrico

El efecto barométrico se observa como una anticorrelación entre las variaciones en la intensidad de RC y la presión atmosférica a nivel tierra. Este efecto se considera generalmente negativo y es más notable cuando eventos como ciclones tropicales, que constituyen una región de presión atmosférica baja, atraviesan el sitio de observación. En estas situaciones, se observa un incremento significativo en la intensidad de RC [50].

Para tomar en cuenta el efecto barométrico en detectores de RC a nivel tierra, se encontró que la intensidad I de RC secundarios observada por un detector varía con un cambio pequeño de presión ($\Delta P = P - P_0$) como:

$$I = I_0 e^{\beta(P-P_0)}, \quad (2.1)$$

donde β es el coeficiente barométrico en unidades de %/mb y I_0 es la intensidad a presión P_0 [50]. El factor exponencial de la ecuación 2.1 puede sustituirse por su expansión por serie de Taylor, para el primer orden:

$$I = I_0(1 + \beta(P - P_0)). \quad (2.2)$$

La ecuación 2.2 se utiliza comúnmente para obtener el valor de β mediante la correlación de la intensidad de RC con la presión. Sin embargo, se puede calcular con cualquiera de las dos ecuaciones [51].

2.4.2. Efecto de la Temperatura

El efecto de la temperatura sobre los RC secundarios se relaciona con los procesos de generación y decaimiento de muones y piones en la atmósfera. La temperatura tiene una influencia directa sobre el proceso de generación de muones y una influencia indirecta sobre su decaimiento antes de llegar a tierra [1]. Los muones se generan mediante el decaimiento de piones y kaones, cuya probabilidad es directamente proporcional a la temperatura de la atmósfera. Cuanto mayor sea la temperatura, menor será la absorción de piones y kaones que atraviesen la atmósfera, lo cual implica una tasa de producción de muones mayor [52]. Por otro lado, durante el calentamiento y la expansión de la atmósfera, una mayor cantidad de muones decaen [47]. De esta manera, el efecto de la temperatura se separa en negativo y positivo [50]. Para los detectores de muones a nivel tierra, el efecto negativo es predominante. Mientras que, para los muones de alta energía detectados bajo tierra, el efecto positivo es más importante.

El efecto de la temperatura decae conforme la altura sobre el nivel del mar

incrementa [50]. Las condiciones atmosféricas para el método empírico de determinar el efecto de la temperatura en los RC secundarios se caracterizan por los siguientes parámetros: la temperatura del aire a nivel de tierra, la temperatura del nivel donde ocurre la generación de muones (usualmente son niveles de 100 o 200 mbar) y la temperatura promedio de la atmósfera en general, entre otros [1].

En general, los estudios experimentales del efecto de la temperatura se basan en la ecuación:

$$\left(\frac{\Delta I}{I}\right)_T = K_G \Delta T(h_G) + C_H \Delta H(h_M) + K_M \Delta T(h_M), \quad (2.3)$$

donde $(\Delta I/I)_T$ es la desviación normalizada de la intensidad de RC relacionada con la temperatura, K_G es el coeficiente de temperatura en el nivel de observación h_G , $\Delta T(h_G)$ es la variación de la temperatura en h_G , $\Delta H(h_M)$ y $\Delta T(h_M)$ son las variaciones de altura y temperatura, respectivamente, en el nivel de máxima producción de partículas secundarias h_M (100-200 mb), K_M es el coeficiente de temperatura en h_M , y C_H es el coeficiente de altura [50].

Distintos experimentos han considerado uno o más términos del lado derecho de la ecuación 2.3. En ausencia de mediciones del perfil atmosférico de temperatura, la mayoría considera únicamente el primer término, como en [53].

También existe otro enfoque para definir el efecto de la temperatura: el método integral, que tiene en cuenta la temperatura a lo largo de toda la trayectoria atmosférica vertical, dado por

$$\left(\frac{\Delta I}{I}\right)_T = \int_0^P \alpha(x) \Delta T(x) dx, \quad (2.4)$$

donde P es la presión atmosférica, $\alpha(x)$ es el coeficiente de temperatura en la profundidad atmosférica x , y $\Delta T(x)$ es la variación de la temperatura en la misma x [50].

Durante el verano, cuando la temperatura atmosférica aumenta, la atmósfera se expande. Esto provoca que los muones tengan que atravesar una mayor distancia

antes de alcanzar los detectores a nivel de tierra. Debido a esto, una mayor cantidad de muones suaves o de baja energía decaen antes de ser detectados. Mientras que en invierno se generan una mayor cantidad de muones a menor altura, permitiendo que los muones suaves alcancen la tierra. La temperatura atmosférica cambia con las estaciones del año y es una causa adicional para las variaciones anuales en la intensidad de RC detectados en tierra. La modulación estacional tiene un máximo y un mínimo en verano e invierno respectivamente.

El enfoque estándar para analizar las variaciones estacionales de temperatura en muones de alta energía se caracteriza por un coeficiente de correlación $\alpha_T(E_{mu})$ obtenido por la regresión lineal de la tasa de conteo de muones frente a la temperatura efectiva T_{eff} [54]. La variación en la intensidad I_{mu} , se relaciona entonces con la variación de la temperatura mediante un coeficiente de correlación α_T según

$$\frac{\delta I_\mu}{\langle I_\mu \rangle} = \alpha_T \frac{\delta T_{eff}}{\langle T_{eff} \rangle}, \quad (2.5)$$

donde los promedios se toman típicamente para un año completo [55]. La temperatura efectiva es una convolución del perfil de temperatura atmosférica con la producción de muones a lo largo de una trayectoria definida por el ángulo cenital [56], y estadísticamente es un promedio ponderado sobre la región de la atmósfera donde se originan los muones.

Las ecuaciones 2.3, 2.4 y 2.5 corresponden a los métodos tradicionales de corrección del efecto de la temperatura atmosférica. La ecuación 2.4 se refiere al método integral y la ecuación 2.5 al método de temperatura efectiva. En este caso, en ausencia de mediciones del perfil atmosférico de temperatura en SN, se utiliza únicamente el primer término de la ecuación 2.3, que corresponde a mediciones en el nivel de observación.

2.4.3. Efecto de la Electricidad Atmosférica

Este efecto se debe a la influencia de los campos eléctricos atmosféricos producidos por TE con las componentes secundarias cargadas de los RC. Las nubes

de tormenta generan campos eléctricos, que se oponen a la dirección del CEA en condiciones meteorológicas de buen tiempo, y aceleran partículas cargadas [2].

A primera vista, la influencia del CEA (~ 0.12 kV/m [24]) en los RC sería insignificante, recordando que la diferencia de potencial entre la ionósfera y la tierra en condiciones de tiempo quieto es de 200-500 kV. La energía de los RC primarios que alcanzan la atmósfera excede 1 GeV debido al campo geomagnético, y los efectos producidos por el CEA en el espectro de los RC primarios tienen un orden menor a 10^{-3} [57]. Sin embargo, el CEA local durante TE es mucho más intenso. Las observaciones indican que las tormentas generalmente producen campos eléctricos con una intensidad en el rango de 85-130 kV/m y en algunos casos alcanzan el orden de 200 kV/m [58]. Además, los RC secundarios pierden energía al ir atravesando la atmósfera y éstos sí son influenciados por los campos eléctricos de tormenta. Los principales efectos de las TE sobre los RC secundarios, resumidos en [57], son:

- Grandes incrementos en las partículas de baja energía con una escala temporal típica de horas.
- Correlaciones significativas entre la intensidad de las componentes electromagnética y muónica con la intensidad del CEA.
- Incrementos significativos en la intensidad de la componente electromagnética antes de una descarga eléctrica, relacionados con la teoría de electrones “fugitivos” (*runaway electrons*).

La mayoría de los investigadores concuerdan en que el primer fenómeno se debe a la precipitación de núcleos de radón durante la precipitación de lluvia [24]. Mientras que los otros dos efectos se explican mediante el mecanismo de muones y el mecanismo de electrones.

2.4.3.1. Mecanismo de Electrones

En 1992, Gurevich et al. [59] propusieron el mecanismo de avalancha de electrones relativistas fugitivos. El mecanismo establece que en un CEA, producido por una tormenta, los electrones en la atmósfera pueden ser acelerados. Cuando

adquieren energías mayores a la energía crítica ($E > 84$ MeV [60]), comenzarán a ionizar las moléculas atmosféricas, produciendo nuevos electrones libres, los cuales a su vez serán acelerados y producirán un efecto avalancha. De esta forma, el número de electrones incrementa exponencialmente.

De acuerdo con la teoría de electrones fugitivos, se encontró que el CEA capaz de desencadenar el mecanismo de avalancha está relacionado con la altura. La relación está dada por:

$$E_{EF} = E_0 e^{-Z/8.4}, \quad (2.6)$$

donde E_{EF} : campo eléctrico de electrones fugitivos, Z : altura (km), $E_0 = 2800$ V/cm es el campo eléctrico de electrones fugitivos a nivel del mar [58]. Si el CEA producido por una tormenta alcanza la magnitud de E_{EF} , los electrones son acelerados a energías mayores a 40 MeV y posiblemente hasta el orden de 100 MeV [60]. Por otro lado, las descargas eléctricas son capaces de desencadenar el mecanismo de avalancha de electrones, acelerando electrones hasta cientos de MeV sin lugar a duda [61]. Además, es posible que algunos electrones produzcan rayos gamma con energía de 40 MeV aprox. mediante el proceso de Bremsstrahlung [60].

En caso de que el CEA no alcance los valores de E_{EF} , de cualquier manera, los electrones son acelerados e incrementan su intensidad [58]. La diferencia radica en el porcentaje de incremento de la tasa de conteo de cada detector. Por ejemplo: con un campo de 170 kV/m (mayor al $E_{EF} = 166$ kV/m calculado para el Large High Altitude Air Shower Observatory (LHAASO)) se tiene un incremento de 2252 % en la tasa de conteo, con respecto al promedio en buen tiempo, y uno de 86 % con un campo de 100 kV/m [58].

2.4.3.2. Mecanismo de Muones

Para la componente muónica de los RC secundarios, el incremento en el CEA de cualquier signo conlleva el decremento en la intensidad de muones. Esto se debe a que, dentro del CEA, los muones de un signo son acelerados mientras que los otros son desacelerados. Los muones desacelerados decaen con mayor

probabilidad, provocando el decremento en la intensidad total de muones [61]. Generalmente, el flujo de los muones positivos disminuye en la capa inferior de una nube de tormenta, mientras que el flujo de muones negativos incrementa. Sin embargo, se ve limitado por su decaimiento parcial. Como resultado, hay un decremento en el flujo total de muones cerca de la tierra, que puede observarse por detectores con cualquier umbral de energía [62].

El decremento en el flujo de **RC** secundarios con energías más altas, del orden de 100 MeV, se observa durante **TE** también. Estos déficits duran de minutos a horas y son detectados por detectores de plásticos centelladores con umbrales de energía $E \sim 100$ MeV. La mayoría de los **RC** secundarios con esta energía son muones ($\sim 65\%$) y rayos gamma. Dado que la eficiencia de detección de rayos gamma es pequeña, las variaciones observadas en las tasas de conteo se atribuyen principalmente a los muones [62].

Para la componente hadrónica no se ha establecido con detalle ningún mecanismo físico asociado directamente con los campos eléctricos atmosféricos. Sin embargo, en [63] se sugiere que la aceleración de protones por un **CEA** positivo durante una tormenta produjo un exceso en la tasa de conteo de un monitor de neutrones que no se observó en otros detectores del Observatorio del Monte Norikura.

2.5. Observatorio de Rayos Cósmicos de Sierra Negra

El **ORC-SN** está localizado en la cima de **SN**, coordenadas geomagnéticas $27,345^\circ\text{N}$, $29,240^\circ\text{O}$ y geográficas $18^\circ 59' \text{ N } 97^\circ 19' \text{ O}$, un volcán extinto en Puebla, México, a una altitud de 4580 msnm. **SN** se encuentra dentro del Parque Nacional del Pico de Orizaba, a 250 km de la CDMX. Es un sitio ideal para observaciones astrofísicas y geofísicas debido a su altura, su ubicación geográfica y las condiciones climáticas que en general son templadas al compararse con otros sitios de montaña. El **ORC-SN** tiene el **TNS**, el **SciCRT**, un monitor de campos eléctricos Boltek EFM-100, el cual se describe detalladamente en [20] y la estación meteo-

rológica instalada recientemente. En las siguientes subsecciones se encuentra la descripción general del TNS, el clima en la cima de SN y los componentes elegidos para la estación meteorológica.

2.5.1. Telescopio de Neutrones Solares

El TNS fue instalado en la cima de SN en marzo del 2003 y funciona continuamente desde julio del 2004. Este detector fue resultado de la colaboración entre el Grupo de Rayos Cósmicos del Instituto de Geofísica de la UNAM y el Solar-Terrestrial Environment Laboratory (STELab) de la Universidad de Nagoya en Japón [18].

El TNS en SN forma parte de una Red Mundial de Telescopios de Neutrones Solares ubicados estratégicamente alrededor del mundo para tener una observación óptima del Sol. En la Figura 2.9 se muestra esta Red Mundial en un mapa. Los telescopios se encuentran cerca del Ecuador donde reciben una mayor cantidad de radiación solar y la rigidez umbral¹ es muy alta, de manera que se minimiza la influencia de iones incidentes. Además, los telescopios se instalaron a gran altura, donde la profundidad atmosférica es menor e incrementa la probabilidad de detectar neutrones solares.

El TNS de SN se compone de cuatro plásticos centelladores de 1m x 1m x 0.3 m cada uno, conectados a tubos fotomultiplicadores (PMT -por sus siglas en inglés). Alrededor y debajo de los centelladores se encuentran contadores proporcionales (CPr), los cuales sólo detectan partículas cargadas [64], como se representa en la Figura 2.10. Los CPr que se encuentran abajo permiten determinar la dirección de arribo de las partículas, hay dos capas en la dirección E-O y dos en la dirección N-S, divididas en cinco secciones y dando 25 canales direccionales con una dirección angular de 15°. Envolviendo el TNS hay cuatro placas de hierro y una placa de plomo en la parte superior, todas con 0.5 cm de espesor. Estas placas reducen el 67 % de ruido en las observaciones producido por rayos Gamma, los cuales son convertidos en pares electrón-positrón [65].

¹Para cada punto en la superficie terrestre hay una rigidez magnética mínima que una partícula requiere para llegar ahí, después de su interacción con la magnetósfera [20].

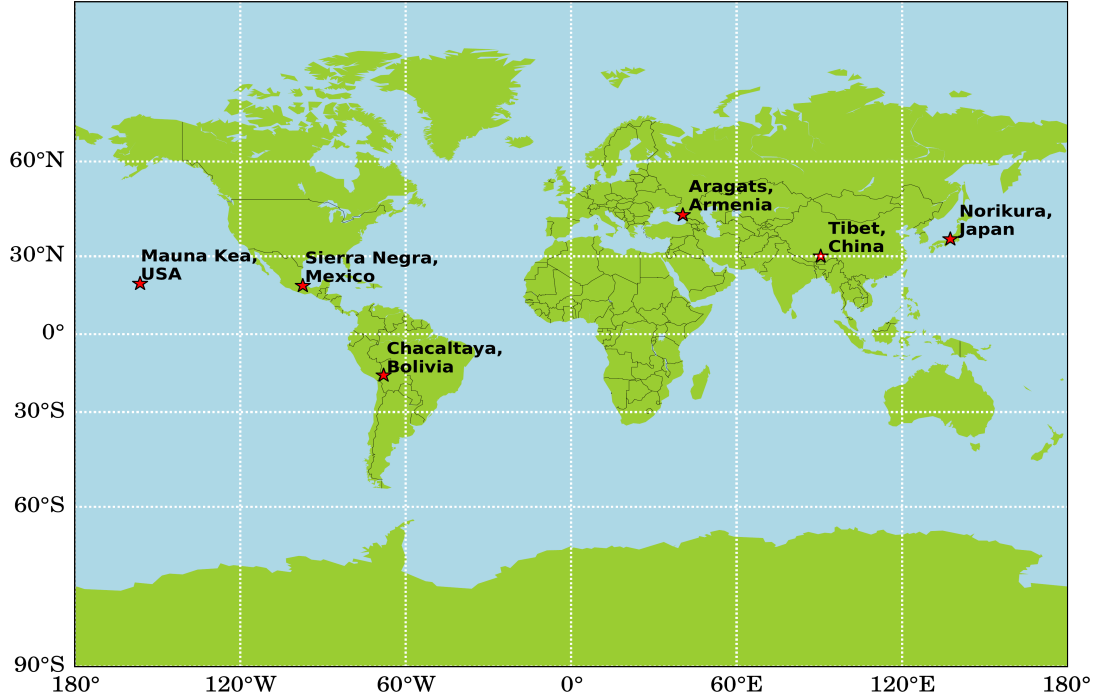


Figura 2.9: Red Mundial de Telescopios de Neutrones Solares.

El **TNS** es capaz de distinguir entre partículas cargadas y partículas neutras. Las partículas neutras interaccionan con el poliestireno de los centelladores, produciendo protones con una energía proporcional a la de la partícula incidente. Estos protones atraviesan los centelladores excitando otros átomos, los cuales al desexcitarse emiten fotones. Toda la luz emitida, que es proporcional a la energía cinética perdida por el protón en su paso por el plástico, es medida con discriminadores de altura de pulso conectados a los fotomultiplicadores. Posteriormente, la altura del pulso obtenido por cada fotomultiplicador es discriminada en cuatro canales de deposición de energía: *Ege*30 MeV (N1), *Ege*60 MeV (N2), *Ege*90 MeV (N3) y *Ege*120 MeV (N4) [66].

Por otro lado, los CPr son cilindros de metal rellenos de gas a presión que contienen un alambre delgado que atraviesa ortogonalmente todo el tubo, pero aislado de éste. Entre el tubo y el alambre hay un alto voltaje (1200 V) [65]. Cuando una partícula cargada atraviesa el tubo, ioniza el gas y los iones producidos son acelerados por el voltaje presente. Estos iones generan un pulso de

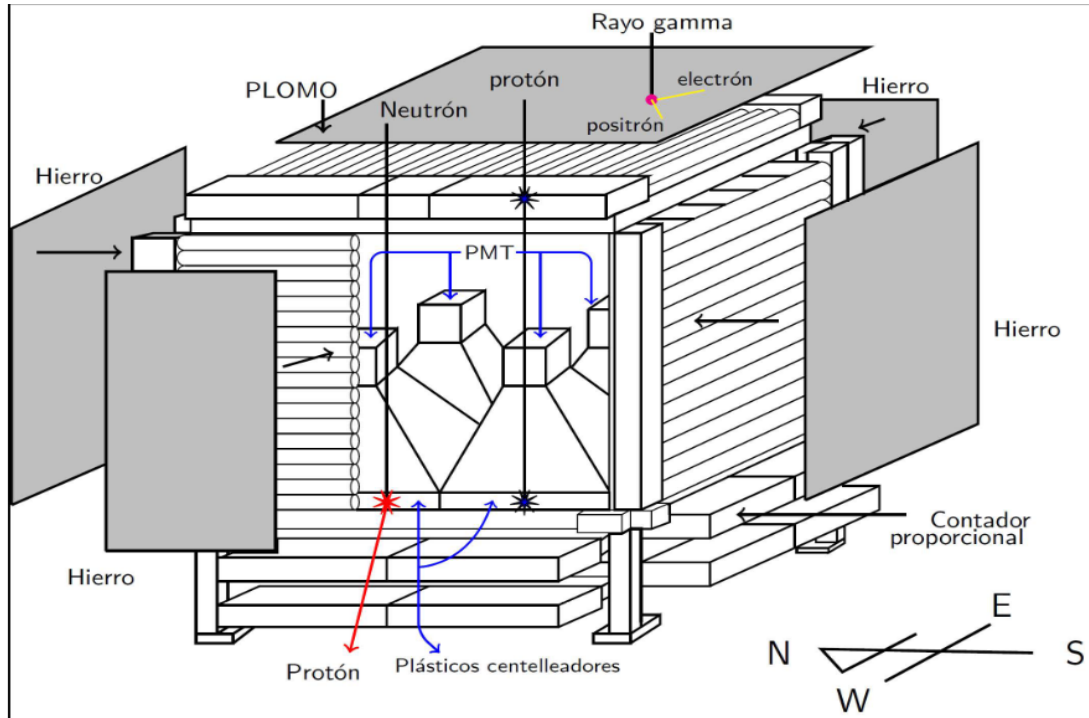


Figura 2.10: Esquema de la estructura del Telescopios de Neutrones Solares de SN.

corriente eléctrica que es registrado por el sistema. Luego, mediante un sistema de anti-coincidencias electrónicas, se puede distinguir entre el flujo de partículas cargadas y neutras. Las partículas cargadas disparan dos señales (en los centelladores y CPr), mientras que las partículas neutras disparan sólo una señal (en los centalladores).

Las señales generadas en el [TNS](#) son adquiridas por módulos especializados en física de partículas. Las operaciones analógicas de amplificación y discriminación de datos se realizan en módulos NIM (Nuclear Instrument Module) y los sistemas de anti-coincidencias, direcciones de arriba, conteo y transmisión de datos son realizados en módulos CAMAC (Computer Automated Measurement and Control).

Los datos finales se almacenan en un servidor donde, dependiendo de la naturaleza de las partículas y de la deposición de energía, se identifican ocho canales principales: para partículas cargadas C1, C2, C3 y C4; para las partículas neu-

tras son N1, N2, N3 y N4 [67]. Mientras que para las partículas detectadas por las cuatro capas inferiores de CPr tenemos los canales Layer 1, Layer 2, Layer 3 y Layer 4. En este estudio se utilizaron los canales C2, C3, C4 para el análisis de la influencia de campos eléctricos atmosféricos y los canales C2 y N2 para la corrección de datos por presión y temperatura atmosférica.

2.5.2. Clima en Sierra Negra

El clima de SN está influenciado por las condiciones húmedas del Golfo de México y por las condiciones secas de la meseta central mexicana [68], por lo tanto, es importante caracterizarlo a detalle. Además, de acuerdo a la sección anterior, las variaciones de las condiciones atmosféricas afectan la intensidad de RC secundarios detectados a nivel de tierra. Para establecer cualitativamente los efectos de estas variaciones, se debe contar con un sistema de monitoreo meteorológico instalado en el mismo ORC-SN.

De manera general, en verano el clima es húmedo con cielo nublado, mientras que en invierno se presenta un clima seco, el cual provee condiciones ideales para realizar observaciones en longitudes de onda milimétricas [69]. Debido a esto, en la cima de SN, a cientos de metros del ORC-SN, se encuentra instalado también el Gran Telescopio Milimétrico (GTM). Previo a la construcción del GTM, se monitorearon las condiciones meteorológicas del sitio utilizando el registro de una estación meteorológica manejada por el INAOE. De acuerdo con las mediciones de esta estación, obtenidas desde octubre del 2000 hasta mayo del 2002, la temperatura media es de 1.07 °C con pequeñas variaciones menores a 1°C entre la temporada húmeda y seca. La velocidad del viento media es de 3.77 m/s, la humedad media es 68.87 %, mientras que baja a 50.92 % en la temporada seca y sube a 84.92 % en la temporada húmeda [69], estos niveles altos de humedad se deben a la cobertura de nubes y neblina. Las condiciones del sitio son buenas considerando la altura a la que se encuentra y se compara con sitios como el de Mauna Kea, Hawaii [68].

Los estudios realizados por el INAOE, [68] y [69], sirven como pauta para el trabajo a desarrollar en el establecimiento de una estación meteorológica propia

del [ORC-SN](#) y el estudio de las condiciones climáticas. En este trabajo de investigación se determinan los componentes necesarios para un sistema de monitoreo meteorológico completo y sus especificaciones, detalladas en el marco teórico. La instalación *in situ* se realizó a inicios del 2022.

Capítulo 3

Metodología

3.1. Instalación de la Estación Meteorológica en SN

El 4 y 5 de mayo del 2022 se llevó a cabo una visita al [ORC-SN](#) para la instalación de la estación meteorológica. El [ORC-SN](#) se muestra en la Figura 3.1, a un lado del [GTM](#). Las instalaciones del [ORC-SN](#) se componen de dos edificios, los cuales albergan el [TNS](#) y el [SciCRT](#), también hay un contenedor que funciona como base para la instalación exterior de los sensores meteorológicos.

3.1.1. Sensores Meteorológicos

Un sistema de monitoreo meteorológico tiene dos componentes principales: los sensores meteorológicos y los elementos de control. Estos componentes incluyen los elementos de protección contra descargas eléctricas y los elementos para la captura, procesamiento y almacenamiento de datos (*dataloggers*) [69].

El [ORC-SN](#) se encuentra bajo condiciones meteorológicas extremas por lo que es necesario contar con sensores especializados que puedan soportarlas. La estación meteorológica del [ORC-SN](#) incluye los sensores descritos en la Figura 3.2 Se eligieron los sensores con características y rangos de operación que se acoplaran para uso en alta montaña y con propósitos de investigación. Además, gracias al apoyo del Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático (ICAYCC)



Figura 3.1: Cima de Sierra Negra, de izquierda a derecha: el Pico de Orizaba, el Gran Telescopio Milimétrico y el Observatorio de Rayos Cósmicos de Sierra Negra 05/05/2022.

de la UNAM, se cuenta con un piranómetro, un pluviómetro y una probeta de temperatura adicional para monitorear la temperatura interna de la caseta. Estos últimos sensores permiten que nuestra estación esté completa.

La medición de temperatura de la probeta Vaisala se basa en la resistencia de sensores de platino. La resistencia del platino aumenta linealmente con la temperatura y se mide al hacer pasar una corriente eléctrica a través del metal. Debido a la corriente, se induce un voltaje, el cual es medido con un voltímetro. La lectura del voltaje se convierte en lectura de temperatura a través de una ecuación de calibración propia del sensor.

La medición de humedad relativa (HR) se basa en el sensor polímero capacitivo de película delgada. Actualmente, más del 75 % de los sensores de HR utilizan una técnica capacitiva [70]. Este tipo de sensores basan su funcionamiento en los cambios dieléctricos, en películas delgadas de polímeros porosos, provocados por la absorción de vapor de agua. El material poroso actúa como una esponja hidroactiva, donde las moléculas de agua dentro del material están en equilibrio termodinámico con la fase gaseosa; es decir, la tasa de absorción de moléculas en la

3. METODOLOGÍA

3.1 Instalación de la Estación Meteorológica en SN

Sensor	Marca y Modelo	Características	Rango de Operación
Probeta de Temperatura y Humedad Relativa (HR)	Vaisala, modelo HMP155A 	Precisión a $-80...+20\text{ }^{\circ}\text{C}$: $\pm (0.176 - 0.0028 \times lectura)\text{ }^{\circ}\text{C}$. Precisión a $-20...+40\text{ }^{\circ}\text{C}$: $\pm (1.0 + 0.008 \times lectura)\text{ \%HR}$. Dimensiones: $279 \times 40\text{ mm}$ Peso: 86 g	Temperatura: $-80...+60\text{ }^{\circ}\text{C}$ HR: 0-100 %HR Alimentación eléctrica requerida: 7-28 VDC (Voltios de Corriente Directa)
Barómetro	Vaisala, modelo PTB110 	Precisión a $-20...+45\text{ }^{\circ}\text{C}$: $\pm 1.0\text{ mb}$ Resolución: 0.1 mb Dimensiones: $97.3 \times 68.4 \times 28.1\text{ mm}$ Peso: 90 g	Presión atmosférica: 500-1100 mb Temperatura: $-40...+60\text{ }^{\circ}\text{C}$ Alimentación eléctrica requerida: 10-30 VDC
Anemómetro	RM Young, modelo 05103L 	Precisión: $\pm 0.3\text{ m/s}$ ó 1% de lectura (velocidad) $\pm 3^{\circ}$ (dirección) Dimensiones: $37\text{ cm} \times 55\text{ cm}$ Hélice: 18 cm diámetro Peso: 1 kg	0-100 m/s para velocidad y 0-360° para dirección del viento Temperatura: $-50...+50\text{ }^{\circ}\text{C}$ Alimentación eléctrica requerida: 8-30 VDC
Piranómetro	Kipp & Zonen, modelo SP Lyte2 	Sensitividad: 60-100 $\mu\text{V/W/m}^2$ Irradiación solar máxima: 2000 W/m^2 Dimensiones: $75\text{ mm diámetro} \times 55\text{ mm altura}$ Peso: 110 g	Rango spectral: 400-1100 nm Temperatura: $-40...+80\text{ }^{\circ}\text{C}$
Pluviómetro	Davis, modelo Vantage Pro2 	Precisión: $\pm 4\%$ Área de recolección: 200 cm^2 Dimensiones: 165 mm diámetro $\times$ 240 mm Peso: 1 kg	Resolución de 0.01" (0.2 mm de lluvia) Temperatura: $-50...+50\text{ }^{\circ}\text{C}$

Figura 3.2: Sensores meteorológicos de la estación del ORC-SN.

superficie se balancea con la tasa de desorción de moléculas a la fase gaseosa [71]. La adhesión del agua se caracteriza por la interacción de Van der Waals entre las moléculas de agua con los grupos hidrofílicos de las moléculas del polímero. El sensor capacitivo de película delgada responde a los cambios relativos en la

humedad del aire que lo rodea, así como a cambios de temperatura. Se calibra comúnmente en términos de HR. El tiempo de respuesta del sensor depende de la capacidad del polímero para absorber y desorber el vapor de agua, por lo que depende de la temperatura también.

La medición de presión atmosférica del barómetro Vaisala se basa en un sensor micromecánico que la mide a través de cambios dimensionales en su membrana de silicio. Cuando la presión de alrededor cambia, la membrana se dobla, cambiando así la altura del hueco vacío dentro del sensor. Los lados opuestos del hueco actúan como electrodos y a medida que la distancia entre estos dos electrodos cambia, la capacitancia del sensor cambia también. La capacitancia se mide y se convierte en una lectura de presión [72].

El anemómetro RM Young mide la velocidad del viento con una hélice de cuatro palas helicoidales. La rotación de la hélice produce una curva sinusoidal de corriente alterna (AC por sus siglas en inglés), la cual tiene una frecuencia directamente proporcional a la velocidad del viento. La señal de AC es inducida en una bobina transductora por un imán de seis polos montado en el eje de la hélice [73]. La bobina reside en una porción central no giratoria de la estructura principal, eliminando así la necesidad de anillos colectores o cepillos. La dirección del viento se detecta a través de la orientación del cuerpo del sensor en forma de fuselaje, el cual está conectado a un potenciómetro interno. El datalogger, descrito en la siguiente sección, aplica un voltaje de excitación al potenciómetro y la salida es una señal de voltaje analógica que es directamente proporcional al ángulo azimutal.

3.1.2. Elementos de Control

Esta parte del sistema de monitoreo meteorológico lo componen elementos de *hardware* tales como *dataloggers*, interruptores de alimentación y equipos de cómputo. Los *dataloggers* procesan las señales eléctricas que provienen de los sensores meteorológicos; las reciben, obtienen un valor numérico en términos de la unidad de medición de la variable meteorológica y lo guardan en su memoria junto con la hora y fecha de ocurrencia [69].

La estación del **ORC-SN** requiere un solo *datalogger*, y se eligió uno de la marca Campbell Scientific, modelo CR1000X (Figura 3.3), dado que es compatible con todos los sensores meteorológicos descritos en la sección anterior.

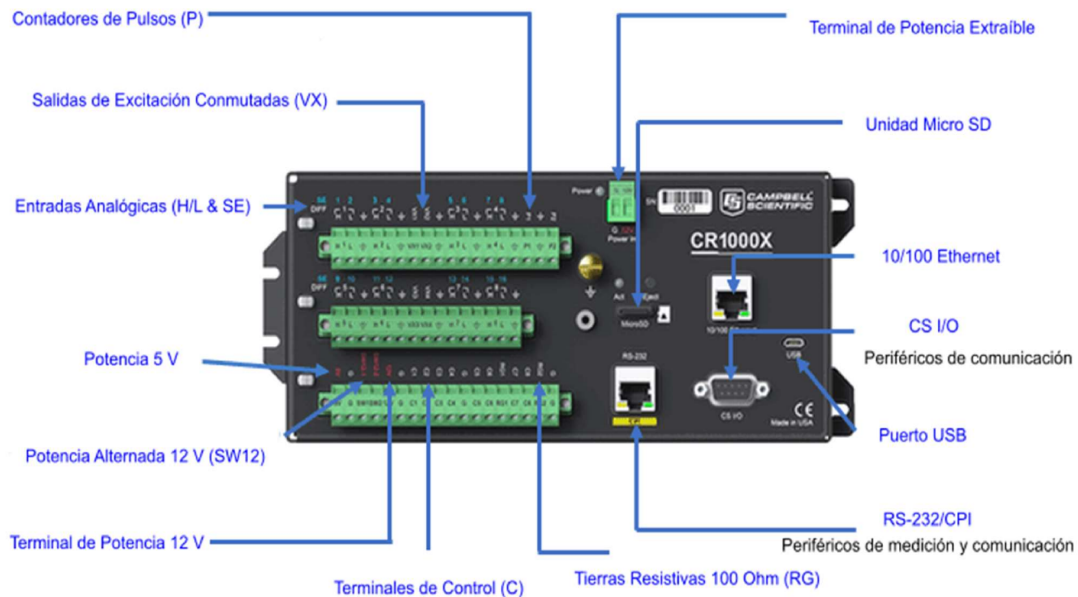


Figura 3.3: Datalogger Campbell Scientific CR1000X. <https://www.campbellsci.com/cr1000x>.

El CR1000X opera en ambientes extremos con temperaturas de -40 a $+70$ °C y se conecta directamente con puertos USB y al Ethernet. Sus dimensiones son: 23.8 x 10.1 x 6.2 cm; con un peso de 0.86 kg, y una alimentación eléctrica requerida de 10-18 VDC, con un límite de 30 VDC. Cuenta con protección eléctrica contra sobrecarga de corriente, de voltaje y de potencia inversa. Tiene un CPU, entradas y salidas de mediciones analógicas y digitales y una memoria flash de 128 MB y SRAM de 4 MB, respaldada por baterías. Además, incluye una unidad para tarjetas microSD en caso de que se requiera extender la memoria. En total, tiene 18 terminales de entrada analógica, 10 terminales de conteo de pulsos, 4 terminales de salida analógica y 8 terminales de entrada y salida digital.

El sistema operativo coordina las funciones del CPU en conjunto con el reloj interno y un programa de aplicaciones. De esta manera, el *datalogger* puede proporcionar mediciones y comunicarse simultáneamente. Además, el CR1000X

consume poca energía eléctrica, permitiendo que funcione hasta por 3 años sin fuentes externas de energía y recargando su batería con un panel solar. Por lo tanto, se recomienda recalibrar el datalogger cada 3 años, de acuerdo a las especificaciones del manual. Si la fuente de energía primaria disminuye a menos de 9.6 V, el datalogger suspende sus operaciones temporalmente, reduciendo la posibilidad de obtener mediciones erróneas.

El programa de aplicaciones dirige cuándo y cómo los sensores meteorológicos miden, los datos se almacenan y los dispositivos se controlan. La resolución del sistema es de 1 ms. Este programa está escrito en CRBasic, un lenguaje de programación especializado para el *datalogger*.

La instalación de la estación meteorológica en el [ORC-SN](#) (ver Figura 3.4), se llevó a cabo de la siguiente manera. En primer lugar, se prepararon los tubos de soporte para los sensores meteorológicos y se perforó una pared del contenedor, para sostener correctamente los tubos, de manera que los sensores quedaran con un metro de elevación sobre el techo del contenedor. Además, se preparó la instalación del *datalogger*, del barómetro y de una probeta de temperatura adicional dentro del edificio donde se encuentra el [TNS](#), ya que deben estar protegidos de la intemperie.

Al terminar la instalación de todos los sensores, éstos se conectaron al *datalogger*. Sin embargo, los datos de temperatura, humedad y precipitación no se registraban correctamente, por lo que fue necesario regresar a revisar el cableado. Se realizó otra visita en el mes de agosto del 2022 en la cual se arregló el problema y a partir de esta fecha se obtuvieron datos completos. La Figura 3.4 muestra el trabajo realizado en varias imágenes, de izquierda a derecha: fijación de los tubos de soporte, colocación del piranómetro, colocación del anemómetro.

La programación del *datalogger*, y la instalación de la estación meteorológica del [ORC-SN](#) fue realizada con ayuda de la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos ([RUOA](#)) del ICAyCC, UNAM. La estación meteorológica completa es parte de la [RUOA](#) desde su instalación.

El estudio realizado en 2018 [5] concluyó que la presión dinámica del viento no es significativa en el valor de la presión total, por lo que únicamente la presión



Figura 3.4: Trabajo de campo realizado para la instalación de los sensores meteorológicos en el ORC-SN. De izquierda a derecha: fijación de los tubos de soporte, colocación del piranómetro, colocación del anemómetro.

barométrica se debe considerar. Por otro lado, la humedad relativa no tuvo suficiente influencia en los datos del TNS y tampoco es considerada para el análisis atmosférico. En ese entonces, no se contaba con un monitor de campos eléctricos atmosféricos, además, no hubo precipitación ni TE durante el periodo de tiempo analizado en [5].

A continuación se detallan los métodos usados para calcular los efectos de los CEA, la presión y la temperatura atmosférica en los canales principales del TNS del ORC-SN.

3.2. Efecto de la Electricidad Atmosférica

El efecto del CEA producido por las nubes de tormenta sobre los RC secundarios fue discutido teóricamente por primera vez por Dorman [1]. La intensidad de cualquier componente I_i del tipo i (i.e. hadrónica, muónica o electromagnética), observada a una profundidad atmosférica h_0 , con rigidez umbral R_c , temperatura atmosférica T , y CEA $\vec{E}$ puede describirse con la ecuación:

$$I_i(h_0, R_c : T, \vec{E}) = \int_{R_c}^{\infty} D(R) m_i(h_0, R_c, T, \vec{E}) dR, \quad (3.1)$$

donde $D(R)$ es el espectro de energía de los RC primarios fuera de la atmósfera,

representado por una ley potencial: $D(R) \propto R^{-\gamma}$ [1], donde el índice espectral $\gamma = 2.7 \pm 0.03$ para energías debajo de la rodilla ($E = 3 \times 10^{15}$ eV) y $\gamma = 3.0 \pm 0.03$ para energías por encima de la rodilla [74]. En este caso, utilizamos $\gamma = 2.7$ como primera aproximación.

Además, m_i es la función de la multiplicidad integral, que es el número total de partículas secundarias de tipo i producidas por una interacción nuclear de una partícula primaria con rigidez R . La multiplicidad integral debe ser una ley potencial de la energía o rigidez con posibles pequeños cambios en la pendiente, según [1]. Suponiendo que sólo el CEA cambia durante una tormenta, sin tener en cuenta la temperatura y otros parámetros atmosféricos:

$$\Delta \vec{E} = \vec{E} - \vec{E}_0, \quad (3.2)$$

donde el subíndice "0" denota los valores promedio durante condiciones climáticas favorables (detalladas en la siguiente subsección) en el período que analizamos (octubre de 2019 - marzo de 2020). Entonces, calculamos el cambio asociado en la intensidad de cualquier componente secundario de RC como:

$$\left(\frac{\Delta I_i(h_0, R_c : \vec{E})}{I_{i0}(h_0, R_c : \vec{E}_0)} \right)_E = \int_0^{h_0} W_{iE}(h, R_c) \Delta \vec{E} dh, \quad (3.3)$$

donde W_{iE} se denomina coeficiente del CEA y está dado por:

$$W_{iE} = \int_{R_c}^{\infty} \frac{\delta m_i(R)}{m_{i0}(R) \delta \vec{E}} W_{iRc} dR, \quad (3.4)$$

donde δm_i y $\delta \vec{E}$ representan pequeños cambios en la multiplicidad y el CEA, respectivamente. Las funciones de multiplicidad dependen de la energía o rigidez de la partícula primaria y se detallan en la subsección de simulaciones. En el caso del CEA, estas pequeñas fluctuaciones medidas durante condiciones de buen tiempo rondan 1 kV/m, por lo tanto, $\delta \vec{E} = 1$. La función de acoplamiento W_{iRc} está definida por:

$$W_{iRc} = \frac{D_0(R)m_{i0}(h_0, R, \vec{E}_0)}{I_{i0}(h_0, R_c, \vec{E}_0)}. \quad (3.5)$$

Las ecuaciones 3.3, 3.4 y 3.5 se resolvieron en este trabajo para encontrar la primera aproximación teórica del efecto del CEA producido por tormentas sobre los RC que llegan a la altitud de SN, representada por su profundidad atmosférica de 579 g/cm², y rigidez umbral de 8.24 GV.

Se ha descubierto que el coeficiente de CEA aumenta con la rigidez umbral y la actividad solar, pero disminuye significativamente al aumentar la altitud de las mediciones [1]. Por ejemplo, para muones negativos de baja energía en la atmósfera inferior, el coeficiente CEA puede aproximarse a:

$$W_{\mu E} \approx 1.3 \times 10^{-3} \% (kV/m)^{-1} (g/cm^2)^{-1}.$$

De esta manera, podemos esperar un coeficiente de CEA más bajo para mediciones en el ORC-SN. El TNS detecta principalmente la componente hadrónica de los RC secundarios, sin embargo, una fracción del recuento total es producida por muones, electrones y positrones. Para resolver las ecuaciones realizamos simulaciones con el software CORSIKA y EXPACS, que se explican a continuación.

3.2.1. Simulaciones con CORSIKA y EXPACS

El software EXPACS calcula el flujo omnidireccional de los RC secundarios. Requiere que el usuario elija parámetros de entrada de altitud, rigidez umbral, modelo atmosférico y mes de actividad solar. Seleccionamos la altitud de SN (4.58 km), rigidez umbral de 8.24 GV, con atmósfera ideal y actividad solar de octubre de 2019, coincidiendo con el período de tormentas. Se calculó la intensidad de los componentes secundarios de los RC utilizando EXPACS. Las intensidades de protones, muones, electrones y positrones se sumaron, constituyendo la componente cargada total de los RC secundarios. Se ajustaron funciones exponenciales al flujo del componente de partículas cargadas para usar en la ecuación 3.5. La Figura 3.5 muestra el flujo de la componente cargada de RC secundarios, incluyendo el

ajuste exponencial.

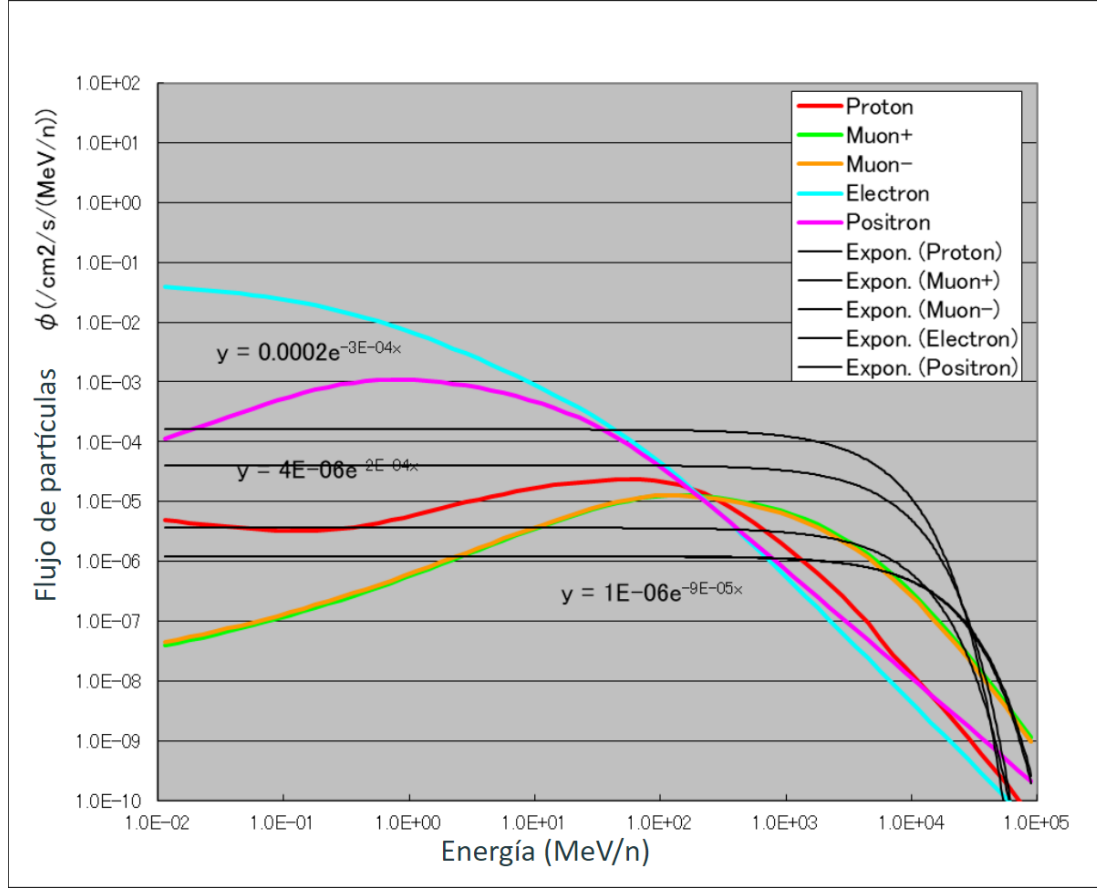


Figura 3.5: Flujo de protones, muones, electrones y positrones a la altura de SN, obtenido con EXPACS.

Para resolver el resto de la ecuación 3.4 del coeficiente de CEA y posteriormente la ecuación 3.3, utilizamos la matriz de multiplicidad-energía obtenida de las simulaciones de chubascos atmosféricos completos con CORSIKA. El cálculo del efecto de la electricidad atmosférica como variación porcentual de intensidad se comparará con las variaciones observadas en los canales del TNS.

Las interacciones hadrónicas para nuestras simulaciones en CORSIKA se modelaron con QGSJET II-04 para altas energías (por encima de 80 GeV) [75] y FLUKA para bajas energías (below 80 GeV) [76]. El modelo de interacción QGSJET II-04 es el modelo predeterminado y más utilizado [77].

Además del nivel de observación, otros parámetros de entrada para las simulaciones incluyeron las coordenadas geomagnéticas del [ORC-SN](#) (27,345°N, 29,240°O), protones como partícula primaria para 2000 eventos con un rango de energía de 8 a 10^6 GeV. La pendiente del espectro de energía de las partículas primarias se fijó en -2.7, considerando que son omnidireccionales y las direcciones son aleatorias. Utilizamos la herramienta del Sistema Global de Asimilación de Datos (GDAS -por sus siglas en inglés-), que contiene un modelo atmosférico global descrito en [\[31, 78\]](#), para implementar un perfil atmosférico realista para las condiciones locales en [SN](#), como se hizo en [\[4\]](#). Todos los demás parámetros de entrada se configuraron como predeterminados.

Se incluyó la presencia de un [CEA](#), modelado como un dipolo puntual simple con una magnitud de 20 kV/m centrado a una altura de 12 km, que es la altura promedio de las nubes de tormenta [\[24\]](#), para representar el [CEA](#) producido por una tormenta unicelular, como primera aproximación. También realizamos la misma simulación sin este [CEA](#), para representar condiciones climáticas favorables.

Para resolver las ecuaciones de Dorman, el resultado de la simulación que estudiamos fue la matriz de multiplicidad-energía. La matriz muestra la multiplicidad por interacción de partículas primarias y el número total de secundarias producidas. Los datos están organizados de una manera que muestra el número de partículas producidas en una sola interacción nuclear como un producto único ($m=1$), o como un subproducto de más ($m=2,3,\dots$). El mayor número de partículas secundarias producidas en una sola interacción fue $m = 7$, y el número total de partículas secundarias producidas en $m = 1$ interacciones fue ≈ 34600 . De esta forma obtuvimos las funciones de multiplicidad (número total de partículas secundarias) para partículas primarias con $m=1$, $m=2$ y $m=3$. Para $m \geq 4$, el coeficiente de [CEA](#) es ≈ 0 [\[1\]](#), por lo que no fueron considerados. La [Figura 3.6](#) muestra la suma de partículas producidas por primarios con $m=1,2,3$. Una función de ley potencial cúbica de la energía de las partículas, descrita por la ecuación ($m_i(E) \approx E^{-3}$), es la que mejor se ajusta a los datos de la [Figura 3.6](#).

Volviendo al coeficiente de [CEA](#), ecuación [3.4](#), el factor $\delta m_i = m_i - m_{i0}$, siendo m_{i0} la función de multiplicidad con condiciones climáticas favorables, y m_i , la

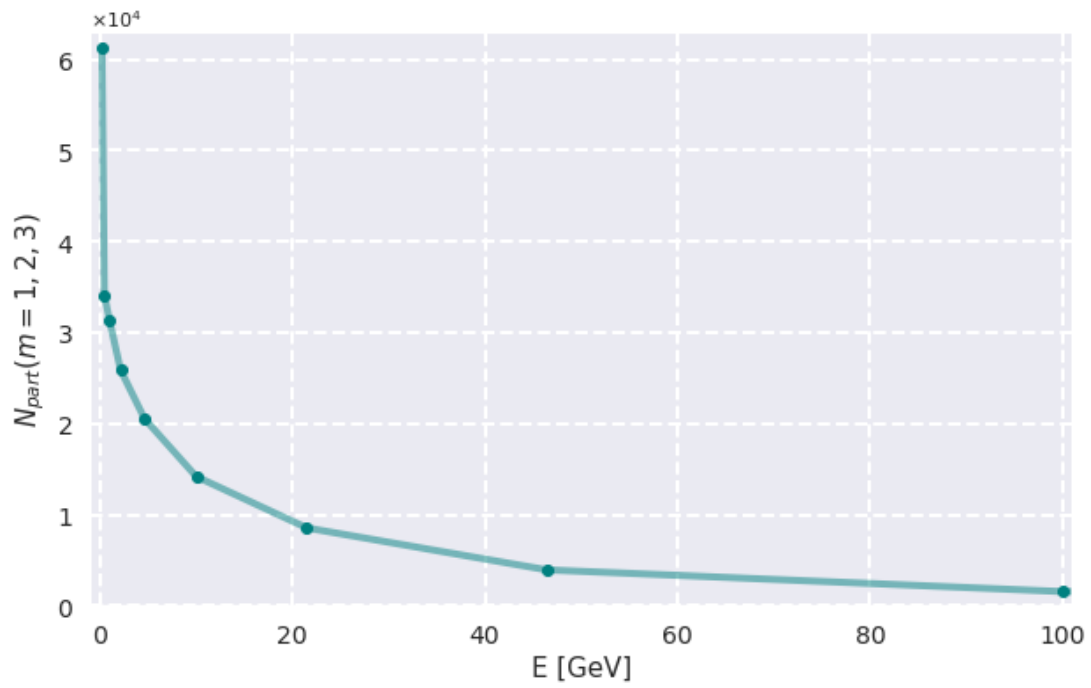


Figura 3.6: Suma del número de partículas producidas por RC primarios con multiplicidades $m=1,2,3$ en función de su energía.

función de multiplicidad con el CEA de tormenta simple, fue determinada por nuestras simulaciones CORSIKA como $\approx 10^{-3}$. El límite inferior de integración en la ecuación se fijó en 8,24 GV, la rigidez umbral en SN. Para la componente cargada total de RC secundarios, obtuvimos un coeficiente de CEA de:

$$W_{iE} = 1.9 \times 10^{-4} \% (kV/m)^{-1} (g/cm^2)^{-1}$$

Finalmente, para resolver la ecuación 3.3, se utilizó el valor de este coeficiente de CEA junto con la profundidad atmosférica de SN (579 g/cm²). Suponiendo, al igual que Dorman [1], que el CEA cambia uniformemente, sin tener en cuenta la distribución de carga eléctrica de la nube y los campos eléctricos internos, con $\vec{E} = 10$ kV/m, $\vec{E} = 20$ kV/m and $\vec{E} = 30$ kV/m, las variaciones de intensidad para la componente total cargada fueron ± 1.15 %, ± 2.32 % y ± 3.47 %, respectivamente.

Estas variaciones pueden ser positivas o negativas dependiendo de la polaridad del CEA y de la carga eléctrica de las partículas. De esta forma, para un CEA negativo, las variaciones serán positivas cuando aumente la intensidad de los RC; como se esperaba para las partículas cargadas negativamente que se acelerarán en su trayectoria hacia el suelo. Mientras que las partículas cargadas positivamente se desacelerarán, disminuyendo su energía, lo que resultará en una disminución de la intensidad de RCs. El efecto opuesto es cierto para un CEA positivo, lo que significa que las partículas cargadas positivamente se acelerarán y las partículas negativas se desacelerarán. Las variaciones porcentuales calculadas son la base teórica de las variaciones observadas en los principales canales de energía del TNS.

3.3. Corrección por Presión Atmosférica

Los datos con resolución de una hora de los canales C2 y N2 del TNS fueron corregidos mediante el método descrito en el subapartado 2.4.1. Se utilizaron dos meses de datos, como en [5], abarcando del primero de septiembre al primero de noviembre de 2022, cuando los datos de la estación meteorológica son estables. Los coeficientes de corrección barométrica, obtenidos con la ecuación 2.1, para

cada canal fueron: $\beta_{C2} = 0.066 \%/hPa$ y $\beta_{N2} = 0.357 \%/hPa$, con un coeficiente de determinación de 2×10^{-3} y 2.7×10^{-2} , respectivamente.

Entre el canal C2 y ΔP , se obtuvo un coeficiente de correlación de Pearson $r = -0.046$ y un p-valor de 0.075. Esto indica una correlación muy débil que no es estadísticamente significativa porque el p-valor > 0.05 .

Por otro lado, entre el canal N2 y ΔP , se obtuvo un coeficiente de correlación de Pearson $r = -0.165$ y un p-valor de 2.3×10^{-10} , indicando una correlación ausente estadísticamente significativa. Las Figuras 3.7 y 3.8 presentan la regresión lineal para ambos canales del TNS.

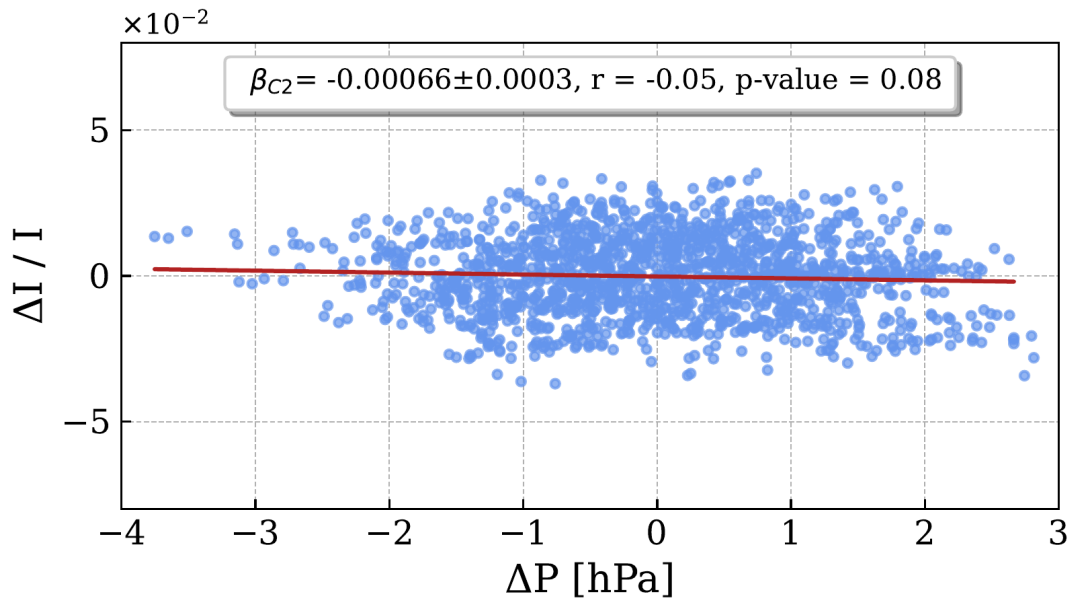


Figura 3.7: Regresión lineal entre la desviación de la presión atmosférica ΔP y la variación relativa de la tasa de conteo del canal C2. La línea roja está dada por $Y = -0.0002 - 0.00066 \cdot X$.

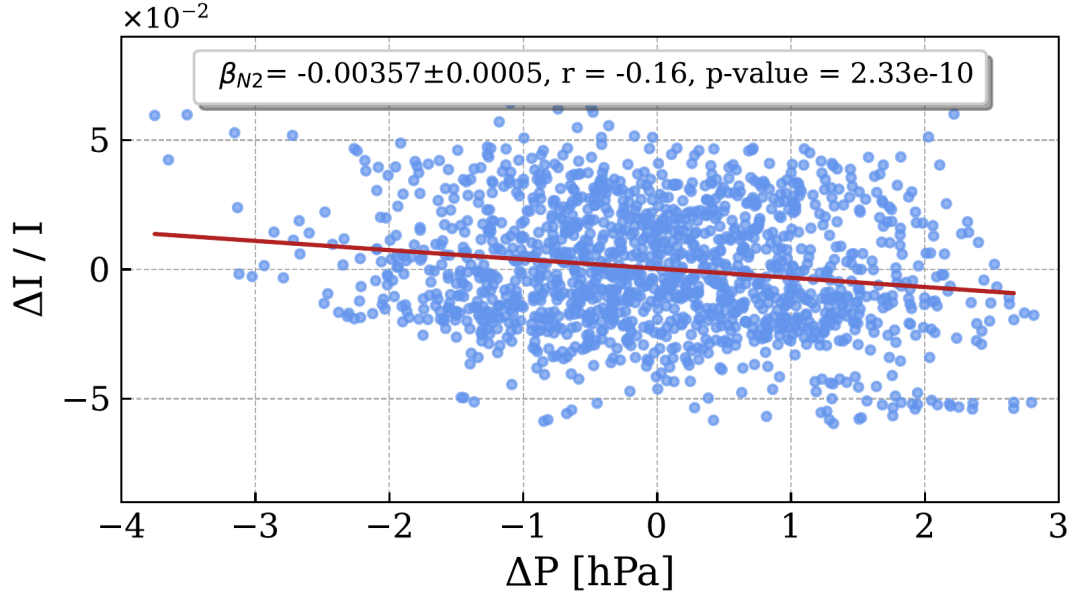


Figura 3.8: Regresión lineal entre la desviación de la presión atmosférica ΔP y la variación relativa de la tasa de conteo del canal N2. La línea roja está dada por $Y=0.0003-0.0035 \cdot X$.

3.4. Corrección por Temperatura Atmosférica

Los datos de los canales C2 y N2 del TNS fueron corregidos mediante la ecuación 2.3, descrita en el subapartado 2.4.2, y, utilizando el mismo periodo del 2022. La base de datos utilizada para la corrección de la temperatura está compuesta por los RC ya corregidos por efectos barométricos.

Los coeficientes de corrección por temperatura a nivel del suelo K_G para cada canal fueron: $K_{G,C2} = 0.014 \%/K$ y $K_{G,N2} = -0.021 \%/K$, ambos con coeficientes de determinación de 1×10^{-3} . El ajuste lineal es extremadamente deficiente, al igual que la correlación. Se obtuvo un coeficiente de Pearson $r=0.006$ con un p-valor de 0.83 para el canal C2 y ΔT . Para el canal N2 y ΔT , se obtuvo $r=-0.023$ y un p-valor de 0.37.

Las Figuras 3.9 y 3.10 presentan la regresión lineal para ambos canales del TNS. La corrección por temperatura para ambos canales es completamente despreciable. Aumentó la varianza total en la serie temporal del canal C2 en un 0.10 % y

redujo en un 0.068 % la varianza en la serie temporal del canal N2.

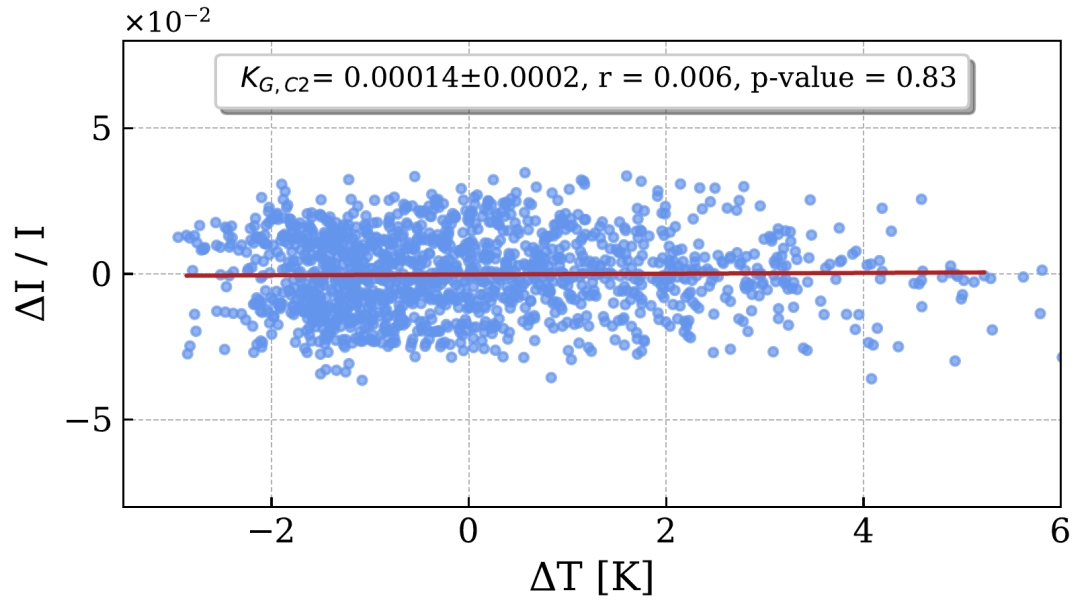


Figura 3.9: Regresión lineal entre la desviación de la temperatura atmosférica ΔT y la variación relativa de la tasa de conteo del canal C2. La línea roja está dada por $Y = -0.0002 + 0.00014 \cdot X$.

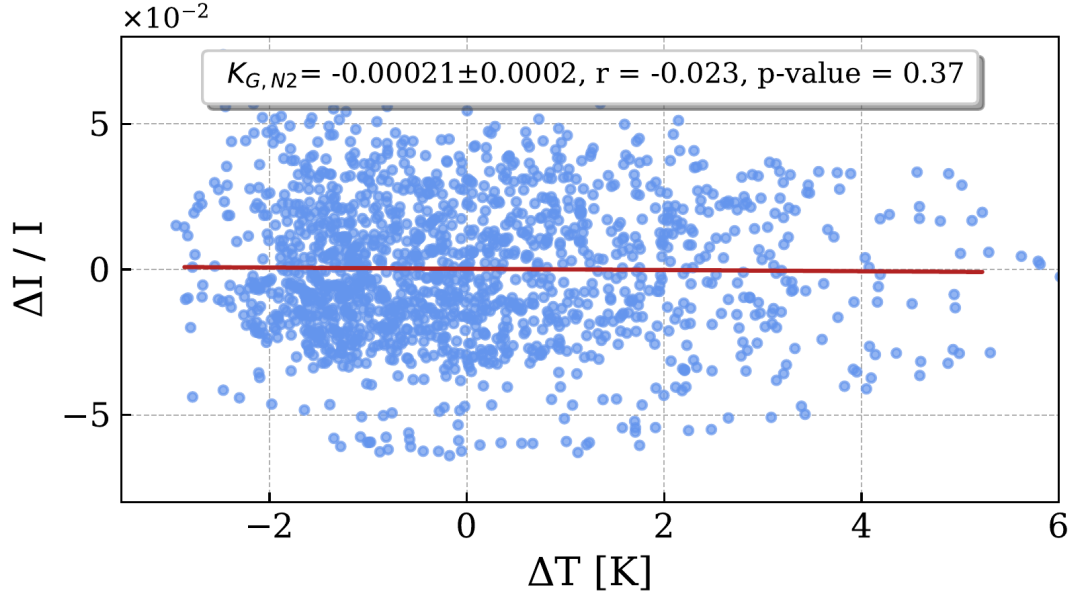


Figura 3.10: Regresión lineal entre la desviación de la temperatura atmosférica ΔT y la variación relativa de la tasa de conteo del canal N2. La línea roja está dada por $Y = 0.0002 - 0.00021 * X$.

3.5. Corrección por Análisis de Componentes Principales

En 2019, un nuevo método que aplica el análisis de componentes principales (PCA -por sus siglas en inglés-) al perfil de temperatura en una ubicación determinada, así como a la presión atmosférica y la temperatura a nivel del suelo medidas localmente, fue diseñado por [79].

PCA es un método de reducción de dimensionalidad que transforma un conjunto de variables correlacionadas en otro conjunto de variables no correlacionadas, llamadas componentes principales (PC -por sus siglas en inglés-), que explican la varianza de los datos originales. Técnicamente, los PC son los eigenvectores de la matriz de covarianza de las variables originales estandarizadas.

Es importante identificar cuáles de los PC resultantes tienen una alta correlación con los datos del TNS. Los PC con los puntajes de correlación más altos se

seleccionan y se utilizan en la ecuación:

$$I = I_0 - \langle I_0 \rangle \sum_i k_i PC_i \quad (3.6)$$

donde $\langle I_0 \rangle$ es la intensidad media de RC para todo el período analizado, el subíndice i denota cada PC significativo y k_i son los gradientes de los ajustes lineales de los PC significativos y la tasa de conteo de RC.

Para el método PCA, los datos del perfil de temperatura se obtuvieron del modelo *Global Forecast System* (GFS) desarrollado por los Centros Nacionales de Predicción Ambiental de Estados Unidos [80]. El GFS es principalmente un modelo de pronóstico del tiempo que produce datos para variables atmosféricas y terrestres. El sistema combina cuatro modelos separados (atmósfera, océano, tierra-suelo y hielo marino) para representar con precisión las condiciones meteorológicas [80].

GFS también proporciona datos retrospectivos llamados de análisis cada tres horas a partir de las 00:00 UTC. Los datos retrospectivos se producen teniendo en cuenta las mediciones más recientes de una serie de estaciones meteorológicas de todo el mundo. De esta manera, obtenemos un archivo GRIB2 de GFS para las 00:00, 03:00, 06:00, 09:00, 12:00, 15:00, 18:00 y 21:00 UTC. Se utilizó la interpolación spline cúbica para obtener los datos de las dos horas faltantes entre los archivos GFS, como se hizo en [79], para tener datos horarios completos. La resolución espacial horizontal para los datos modelados es de 0.5 grados, por lo que las coordenadas más cercanas a la ubicación del ORC-SN (18.5 N, 263 E) se seleccionaron con esta precisión.

Utilizamos la temperatura para 15 niveles isobáricos (en hPa): 10, 20, 30, 50, 70, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500 y 550, considerando que el ORC-SN está a 590 hPa en promedio. La temperatura en estos 15 niveles, y la presión y temperatura medidas en el ORC-SN, fueron las 17 variables de entrada. El periodo de tiempo que se utilizó en este análisis es también del primero de septiembre al primero de noviembre de 2022.

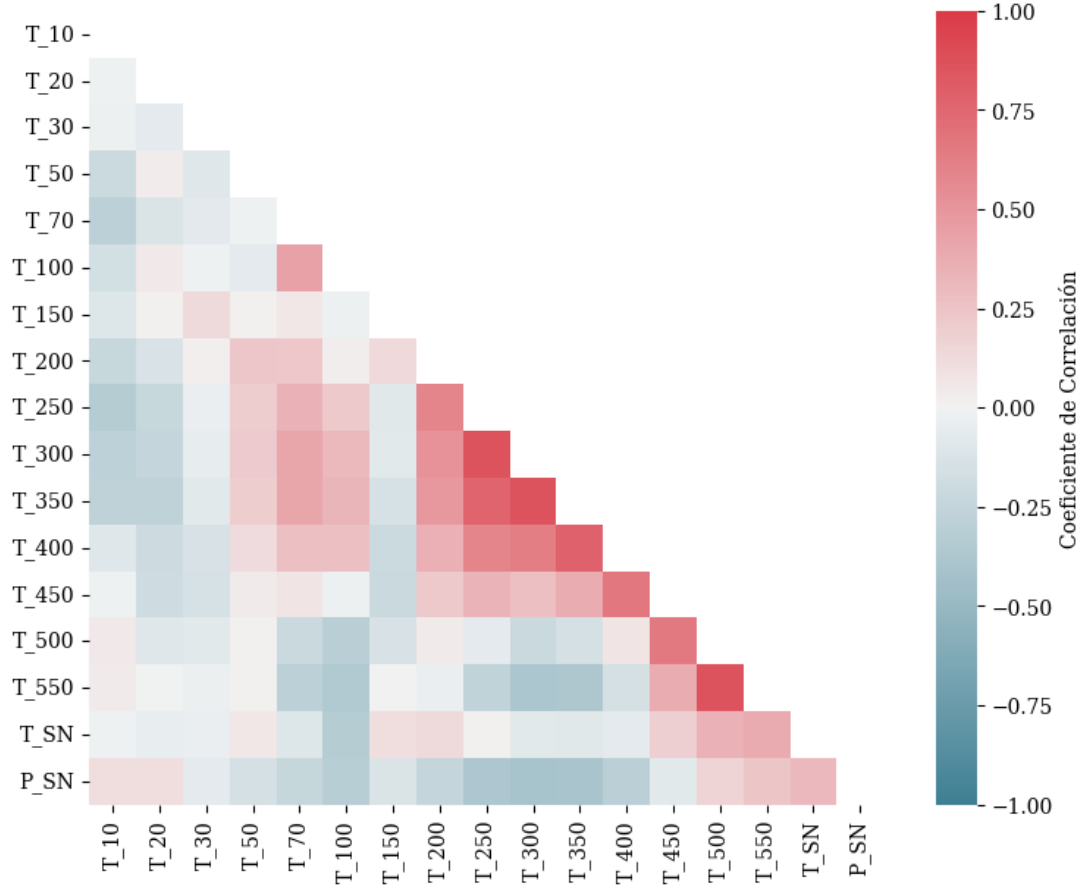


Figura 3.11: Mapa de calor diagonal de correlación entre las 17 variables atmosféricas que se utilizarán posteriormente en el PCA.

La Figura 3.11 muestra un mapa de calor diagonal de la correlación entre estas 17 variables. En la Figura 3.11 se observa una alta correlación positiva entre la temperatura isobárica a 250, 300, 350, 400, 450 y 500 hPa. La presión barométrica en SN muestra, en general, una correlación negativa con la temperatura isobárica desde 30 hasta 450 hPa.

Posteriormente, se estandarizaron estas 17 variables, para realizar el PCA. Los componentes principales son los eigenvectores de la matriz de covarianza de las variables. Por lo tanto, los componentes principales se calculan a menudo mediante la descomposición propia o eigendescomposición de la matriz de covarianza o la descomposición en valores singulares de la matriz de datos. De esta manera, se

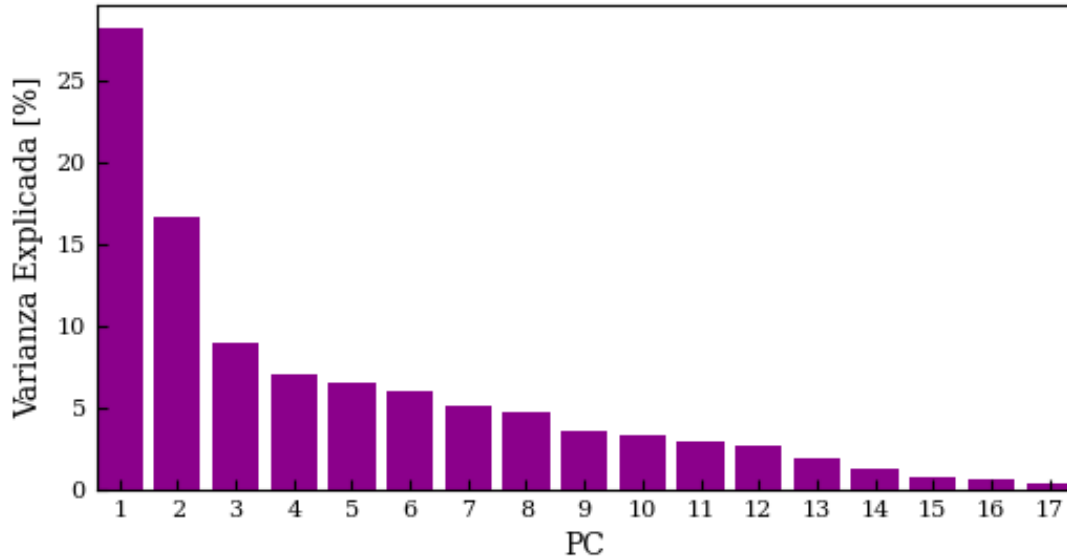


Figura 3.12: Diagrama de *Scree* del PCA: porcentaje de varianza explicada para los 17 componentes principales (PC -por sus siglas en inglés-).

obtienen 17 componentes principales, de los cuales se conservan algunos según el objetivo de la investigación.

La Figura 3.12 presenta un gráfico de *Scree* del porcentaje de la varianza de los datos originales que explica cada PC. Por ejemplo, el PC1 explica el 28.23 % de la varianza de los datos originales, el PC2 el 16.59 % y el último PC el 0.28 %. Existen muchos métodos subjetivos para determinar qué PC conservar para el análisis. En este caso, conservamos los primeros 12 PC, que suman el 95 % de la varianza. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, la importancia de cada PC está en su correlación con los datos del TNS.

Después de realizar una regresión lineal de los primeros 12 PC con los datos de los canales C2 y N2, respectivamente, encontramos que los PC1, PC2, PC5, PC7 y PC12 tuvieron la correlación significativa más alta (Pearson $|r| > 0.20$, p-valor < 0.05) con el canal C2. Sólo los PC1, PC2 y PC7 tuvieron una correlación significativa alta con el canal N2. Estos PC fueron seleccionados para ser utilizados respectivamente en la ecuación 3.6.

En las Figuras 3.13 y 3.14 se muestran diagramas de dispersión representativos

de la tasa de conteo de C2 y N2 en función de sus PC seleccionados, junto con la regresión lineal. En el análisis se utilizaron los conteos por hora y los valores de cada PC para la hora respectiva.

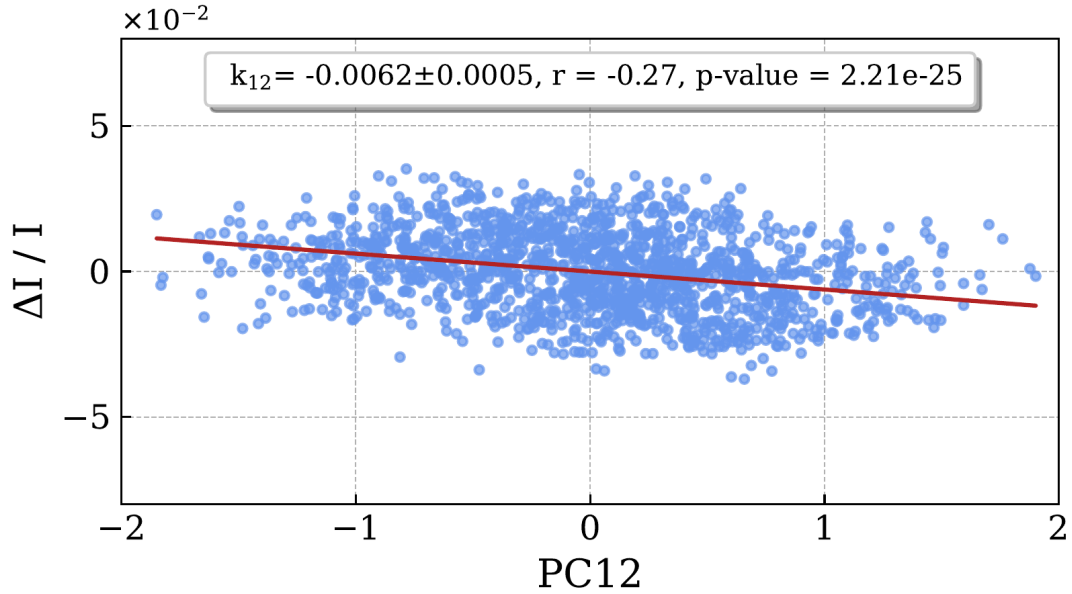


Figura 3.13: Regresión lineal entre PC12 y la variación relativa de la tasa de conteo del canal C2. La línea roja está dada por $Y = -0.000045 - 0.0061 \cdot X$.

Se obtuvieron los círculos de correlación o diagramas de carga de los componentes principales seleccionados. Para crear un diagrama de carga, se calculan los coeficientes de correlación de Pearson de cada una de las variables originales con dos componentes principales. Luego asumimos que estos dos coeficientes son dos coordenadas en el plano abarcado por PC1 y PC2. De esta manera, un diagrama de carga es una visualización que muestra cuánto se correlacionan las variables originales con dos componentes principales.

Por ejemplo, la Figura 3.15 muestra el círculo de correlación para el PC1 (eje horizontal) y el PC2 (eje vertical). Al observar la Figura 3.15, el PC1 presenta una correlación negativa muy alta ($r < -0.75$) con la temperatura en niveles isobáricos de 250, 300, 350, 400 hPa (altitud de aproximadamente 5-8 km); todos correspondientes a la tropósfera, y una correlación positiva moderada ($r = 0.5$) con la presión barométrica en [ORC-SN](#). El PC2 sólo presenta una correlación

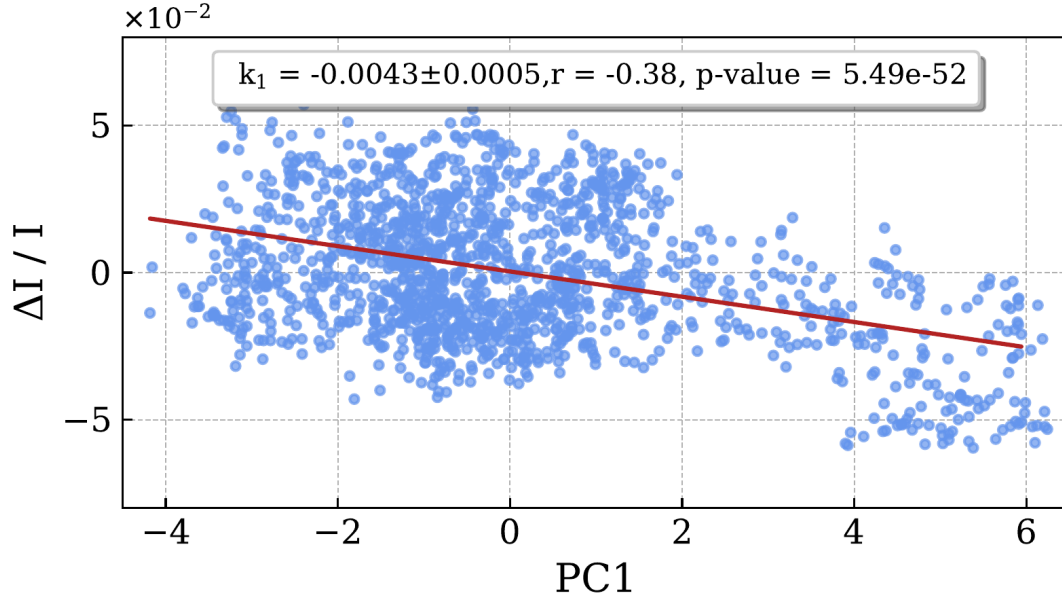


Figura 3.14: Regresión lineal entre PC1 y la variación relativa de la tasa de conteo del canal N2. La línea roja está dada por $Y=0.0003-0.0042*X$.

negativa muy fuerte con la temperatura a 450, 500, 550 hPa; los niveles más cercanos a la altitud del [ORC-SN](#), y una correlación negativa moderada ($r = -0.5$) con la temperatura medida en el [ORC-SN](#).

De los otros gráficos de carga aprendimos que el PC5 solo presenta una correlación negativa moderada con la temperatura a 70 y 100 hPa, correspondientes a la estratósfera inferior. El PC7 solo presenta una correlación negativa moderada con la temperatura a 30 hPa, en la estratósfera. Finalmente, el PC12 solo presenta una correlación negativa moderada con la temperatura a 100 hPa, asociada con la tropopausa.

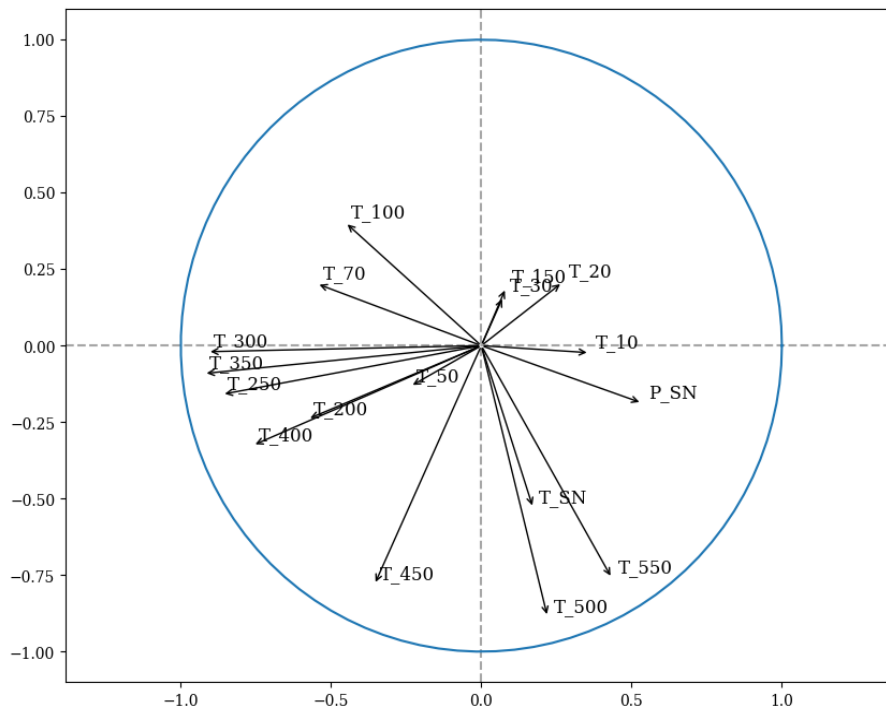


Figura 3.15: Círculo de correlación de las variables originales para el PC1 (eje horizontal) y el PC2 (eje vertical).

Capítulo 4

Resultados

4.1. Tormentas Eléctricas y el TNS

Las **TE** y **CEA** que producen se identificaron con un monitor de **CEA**. Las **TE** deberían desarrollarse en las mediciones de **CEA** como un aumento repentino en la polaridad negativa que dura alrededor de 30 minutos. Esto se debe a que la nube se acerca al monitor desde arriba. Cuando la nube está directamente sobre el monitor, la precipitación, los rayos y la distribución de carga de la nube producen fluctuaciones considerables del efecto de **CEA**, de polaridades positivas y negativas [81].

Sobre el **ORC-SN**, normalmente hay un **CEA** positivo cuando las nubes de tormenta se acercan, y las condiciones de buen tiempo se establecen como pequeñas fluctuaciones de 1-5 kV/m alrededor de 0 kV/m, que no están asociadas con una tormenta eléctrica. Los monitores de **CEA** están calibrados y normalizados al **CEA** de buen tiempo, que es $E_0 \sim 0,12$ kV/m [24].

Con base en las mediciones del Boltek EFM-100 instalado en **ORC-SN**, se identificó la ocurrencia de 15 **TE** desde el 8 de octubre de 2019 hasta el 31 de marzo de 2020. Estas **TE** produjeron un **CEA** de al menos 20 kV/m y duraron entre 1 y 8 horas. Analizamos los datos registrados por los canales C2, C3 y C4 del **TNS** ($E > 60, 90, 120$ MeV, respectivamente) durante estas **TE**.

El período de octubre de 2019 a marzo de 2020 se encuentra en el mínimo de

actividad solar, sin embargo, también se verificaron los índices Dst y Kp para cada fecha de **TE** específica con el fin de verificar que no hubo tormentas geomagnéticas.

El índice Dst se obtiene a partir de las mediciones del campo geomagnético en superficie de cuatro observatorios localizados cerca del ecuador magnético de la Tierra. El Dst pretende dar una medida de la variación del campo magnético debida al anillo de corriente ecuatorial. El valor de este índice suele estar entorno a cero los días que se consideran quietos, y, durante tormentas geomagnéticas, las perturbaciones de este índice suelen ser negativas, representando una disminución del campo geomagnético. El método de cálculo del mismo se describe en <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst/dir/dst2/onDstindex.html>.

El índice Kp es el índice de actividad geomagnética K planetario que se basa en mediciones de 3 horas realizadas con magnetómetros terrestres en todo el mundo. Cada estación está calibrada de acuerdo con su latitud y reporta un cierto índice K dependiendo de la actividad geomagnética medida en la ubicación del magnetómetro. El índice Kp se determina luego con un algoritmo que reúne los valores K reportados de cada estación. El índice Kp varía de 0 a 9, donde un valor de 0 significa que no hay actividad geomagnética y un valor de 9 significa tormenta geomagnética extrema.

El índice Dst, obtenido de <https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst/dir/>, no alcanzó -50 nT para ninguna fecha de **TE**, valor que representa una tormenta geomagnética moderada. El índice Kp, obtenido de <https://www.swpc.noaa.gov/>, no alcanzó un valor de 5, que se asocia también con una tormenta geomagnética moderada. De esta manera, no hay indicios de la ocurrencia de tormentas geomagnéticas ni de eventos de Clima Espacial en las fechas de las **TE**. Los índices de actividad geomagnética Dst y Kp para las fechas de **TE** se muestran en la Tabla 4.1.

Los datos se corrigieron por presión utilizando los coeficientes de corrección barométrica calculados en 2018 ([5]), dado que fue posible calcular los nuevos coeficientes hasta 2022, después de llevarse a cabo la instalación de la estación meteorológica descrita en la sección 3.1.

Fecha	Dst (Min, Max)	Kp
11/10/19	-16, -6	2
17/10/19	-8, 5	1
19/10/19	-12, 4	1
21/10/19	-6, 11	1
22/10/19	1, 10	0
24/10/19	-17, 25	3
26/10/19	-40, -14	4
29/10/19	-22, -4	2
30/10/19	-19, 8	2
31/10/19	-8, 10	1
19/01/20	0, 6	1
20/01/20	-4, 6	0

Tabla 4.1: Índices de actividad geomagnética para las fechas de tormentas eléctricas. Valores (por hora) mínimos y máximos de Dst y valor promedio de Kp.

La corrección barométrica se realizó para asegurar que las variaciones observadas no fueran producidas por cambios en la presión atmosférica. La temperatura no influye significativamente en la tasa de conteo del TNS, según [5]. De esta manera, las variaciones observadas pueden atribuirse principalmente al CEA.

Posteriormente, los datos se normalizaron a la tasa de conteo promedio de condiciones climáticas favorables en el mismo día en que ocurrió cada TE. También estimamos los datos de fondo ajustando una curva polinómica de tercer grado con el método de mínimos cuadrados a los datos registrados, como [4, 82] y todos los análisis de datos TNS previos de SN. Un polinomio de tercer grado es el mejor ajuste para la tasa de conteo los canales del TNS en condiciones normales, por lo que lo comparamos con el comportamiento de la tasa de conteo en condiciones perturbadas.

Finalmente, las variaciones porcentuales máximas para los canales de partículas cargadas (C2, C3 y C4) se muestran en la Tabla 4.2. La desviación estándar (σ) de la tasa de conteo de los canales C2-C4 se calculó para cada fecha de tormenta. Para el canal C2 obtuvimos $\sigma = 0.19 - 0.45$, para el canal C3 $\sigma = 0.25 - 0.55$ y para el canal C4 $\sigma = 0.61 - 0.83$. Las variaciones que fueron $\geq 2\sigma$ se consideran

significativas en la Tabla 4.2.

Identificamos variaciones en los datos normalizados que coincidieron con la ocurrencia de 12 TE. La variación porcentual máxima de la tasa de conteo se calculó en relación con los datos de fondo. Las variaciones observadas están de acuerdo con las variaciones porcentuales calculadas (1.15 % - 3.47 %) en la sección 3.2. Considerando que los cálculos se llevaron a cabo con un CEA uniforme de 10-30 kV/m, podemos especular que el CEA sobre SN no es uniformemente mayor que 30 kV/m, pero la estructura del CEA debe examinarse con más detalle utilizando un monitor de CEA con un rango de medición más alto.

Las variaciones en el canal de menor energía: C2 ($E > 60$ MeV), caen en el rango de 0.44 % - 1.23 %, y algunas de ellas no son significativas, pero aún forman parte de una tendencia presente en los canales C3 y C4. Esto podría explicarse por la noción de que las partículas de menor energía son más susceptibles a cambios más pequeños del CEA, no a la estructura predominante del CEA. El CEA varía fuertemente a lo largo de la tormenta eléctrica, y la tasa de conteo de C2 varía con ella más rápidamente, lo que resulta en variaciones más pequeñas. Además, la tasa de conteo del canal C2 es la más grande con $\sim 10^4$ partículas (hay más partículas de menor energía), lo que hace que las variaciones sean proporcionalmente más pequeñas. Las variaciones en los canales de mayor energía son mayores porque están influenciadas solo por la polaridad predominante del CEA y también porque las tasas de conteo son más pequeñas con $\sim 10^3$ partículas.

Las Figuras 4.1, 4.2, 4.3, 4.4 y 4.5 muestran el CEA de las TE más representativas y la tasa de conteo de los canales de partículas cargadas en el orden de los umbrales de deposición de energía. El área de color beige resalta la duración de la tormenta. El área de color verde resalta la diferencia entre los datos de fondo y los normalizados durante la tormenta eléctrica.

Cabe destacar que las medidas del EFM-100 están saturadas en el límite del rango de medida de 20 kV/m. La saturación indica que el CEA supera esta intensidad, según el manual [81]. Esto significa que el CEA es > 20 kV/m, normalmente alrededor de 80-120 kV/m o 200 kV/m en tormentas severas ([24]). La estructura incompleta del gráfico del CEA solo nos informa sobre su polaridad. Para

Fecha	C2 [%]	Duración [min]	C3 [%]	Duración [min]	C4 [%]	Duración [min]
11/10/19	+ 0.48 ± 0.24	17	+ 1.34 ± 0.32	12	+ 2.09 ± 0.65	12
17/10/19	+ 0.48 ± 0.31	32	+ 0.97 ± 0.38	32	+ 1.99 ± 0.66	19
19/10/19	+ 0.44 ± 0.28	15	Sin Datos	Sin Datos	+ 1.71 ± 0.69	20
21/10/19	+ 0.95 ± 0.45	40	+ 3.35 ± 0.50	32	+ 3.14 ± 0.83	22
22/10/19	- 0.68 ± 0.31	60	- 1.95 ± 0.36	70	- 1.96 ± 0.61	60
24/10/19	+ 0.66 ± 0.25	30	Sin Datos	Sin Datos	+ 2.37 ± 0.70	40
26/10/19	- 1.02 ± 0.22	30	- 1.33 ± 0.29	34	- 1.57 ± 0.70	26
29/10/19	- 0.81 ± 0.20	100	Sin Datos	Sin Datos	- 1.93 ± 0.64	30
30/10/19	+ 0.80 ± 0.24	10	+ 0.99 ± 0.33	45	+ 1.70 ± 0.69	11
31/10/19	- 1.15 ± 0.41	112	- 1.45 ± 0.55	132	- 2.30 ± 0.72	50
19/01/20	+ 1.23 ± 0.27	48	+ 1.47 ± 0.34	40	+ 2.10 ± 0.63	35
20/01/20	- 0.56 ± 0.19	60	- 0.57 ± 0.25	60	- 1.76 ± 0.67	30

Tabla 4.2: Tormentas eléctricas con su duración aproximada, variaciones porcentuales máximas y desviación estándar de la tasa de conteo de los canales C2-C4 del TNS.

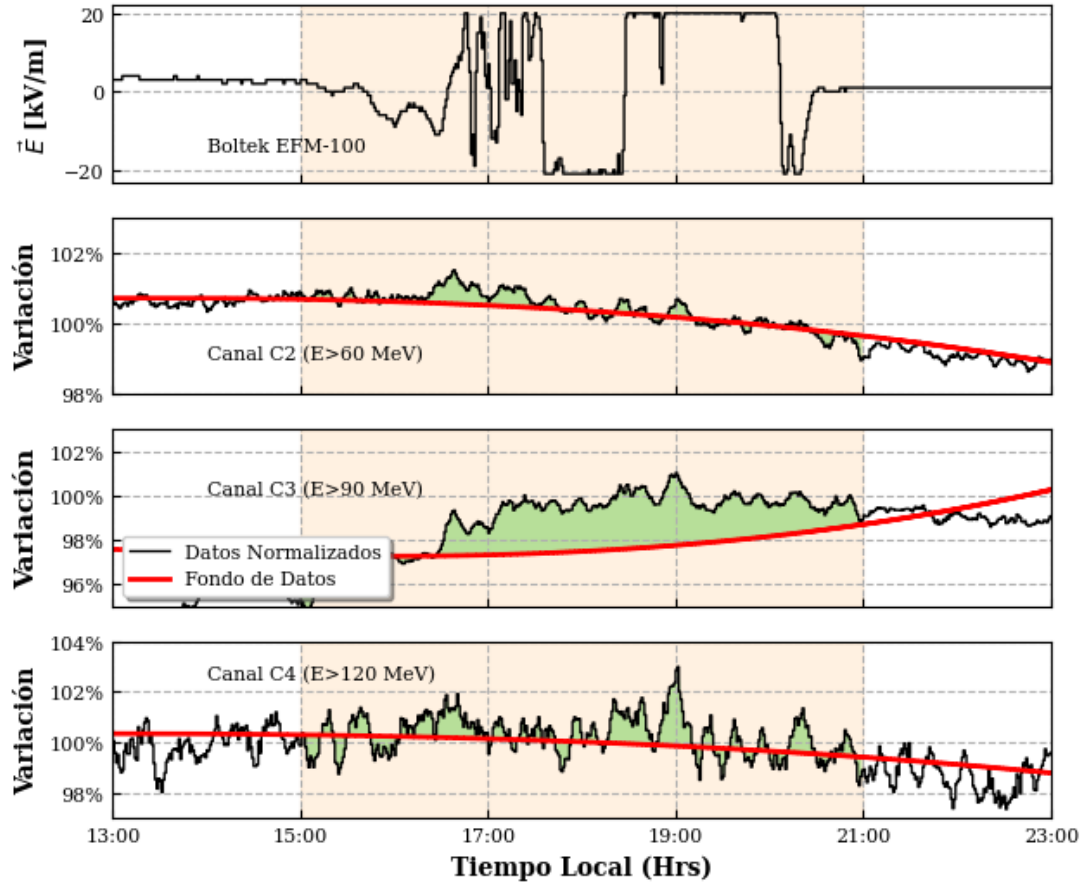


Figura 4.1: Tormenta eléctrica del 21/10/19. El panel superior muestra la intensidad del CEA. Los tres paneles inferiores muestran las variaciones de los canales de partículas cargadas del TNS.

este estudio, la información proporcionada es suficiente, dado que consideramos un $\text{CEA} = 10\text{-}30 \text{ kV/m}$ para los cálculos. El papel de la polaridad del CEA se explica en la Discusión.

La Figura 4.1 muestra un aumento en diferentes tiempos para cada tasa de conteo de los canales de partículas cargadas. La tasa del canal C2 aumenta cuando el CEA alcanza los $+20 \text{ kV/m}$, y posteriormente disminuye, con otro ligero aumento en la intensidad máxima del CEA (19 h). La tasa de los canales C3 y C4 tiene un incremento máximo también a las 19 h. Estos incrementos podrían explicarse por la aceleración de partículas con carga positiva, como protones y muones,

producida por el CEA positivo. La estructura del CEA indica que se trataba de una tormenta eléctrica multicelular, con más de una nube cumulonimbus.

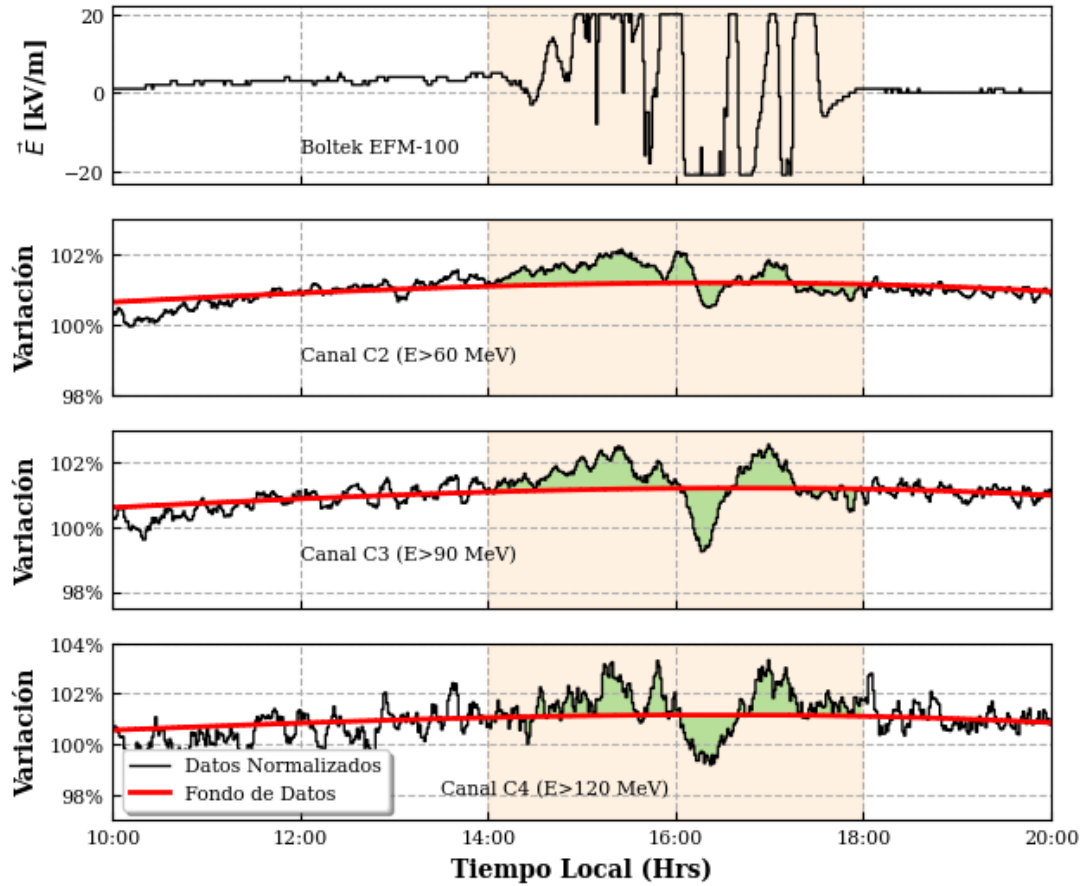


Figura 4.2: Tormenta eléctrica del 22/10/19. El panel superior muestra la intensidad del CEA. Los tres paneles inferiores muestran las variaciones de los canales de partículas cargadas del TNS.

La Figura 4.2 muestra principalmente una disminución en la tasa de conteo de los canales de partículas cargadas durante la intensidad máxima del CEA de la tormenta, con una polaridad negativa predominante (16-18 horas). La disminución podría estar asociada con el mecanismo de muones. Antes de esto, cuando la tormenta comienza a pasar sobre el monitor Boltek, el CEA es predominantemente positivo (14-16 horas), lo que induce a que la tasa de conteo aumente ligeramente. Esto podría explicarse por la aceleración de partículas cargadas positivamente. La estructura del CEA indica que también se trató de una tormenta

eléctrica multicelular.

La Figura 4.3 muestra un aumento significativo en la tasa de conteo de los canales C2 y C4 del TNS. Desafortunadamente, no hubo datos para el canal C3. En este caso, a diferencia del efecto observado en las Figuras 4.2 y 4.4, la tasa de conteo aumenta con un CEA negativo. Las partículas negativas se aceleran en un CEA negativo, por lo que la disminución de la Figura 4.3 podría explicarse por el mecanismo electrónico. La estructura del CEA indica que dos nubes de tormenta consecutivas estaban sobre SN.

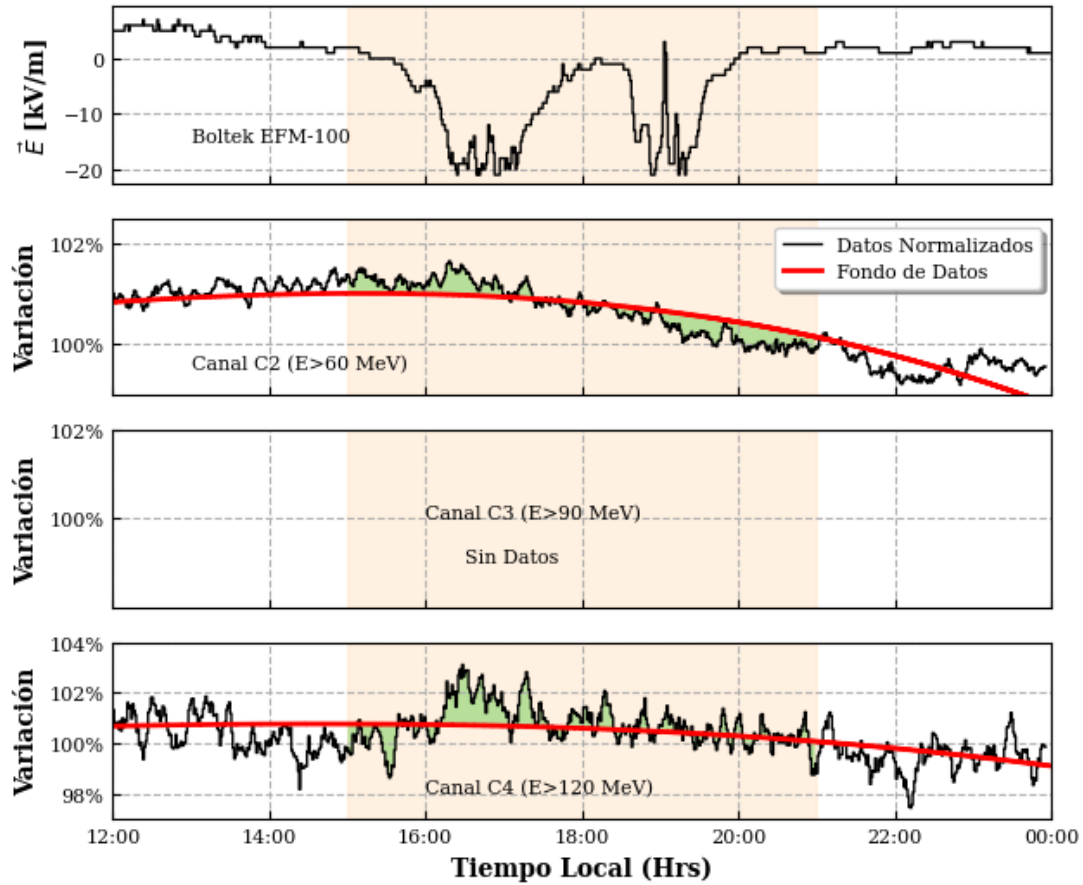


Figura 4.3: Tormenta eléctrica del 24/10/19. El panel superior muestra la intensidad del CEA. Los tres paneles inferiores muestran las variaciones de los canales de partículas cargadas del TNS.

La Figura 4.4 también muestra una disminución en la intensidad de las partícu-

las cargadas. La tasa de conteo comenzó a disminuir cuando el CEA tenía una polaridad negativa (21 horas); alcanzando un mínimo alrededor de las 21:30 horas. El mecanismo del muón también está probablemente involucrado en este caso. La tasa de conteo comienza a aumentar nuevamente y alcanza un máximo cuando la polaridad del CEA es positiva. Esta tormenta duró 2 horas y, considerando la estructura del CEA, probablemente se trata de una tormenta de una sola célula, es decir, una única nube cumulonimbus la produjo.

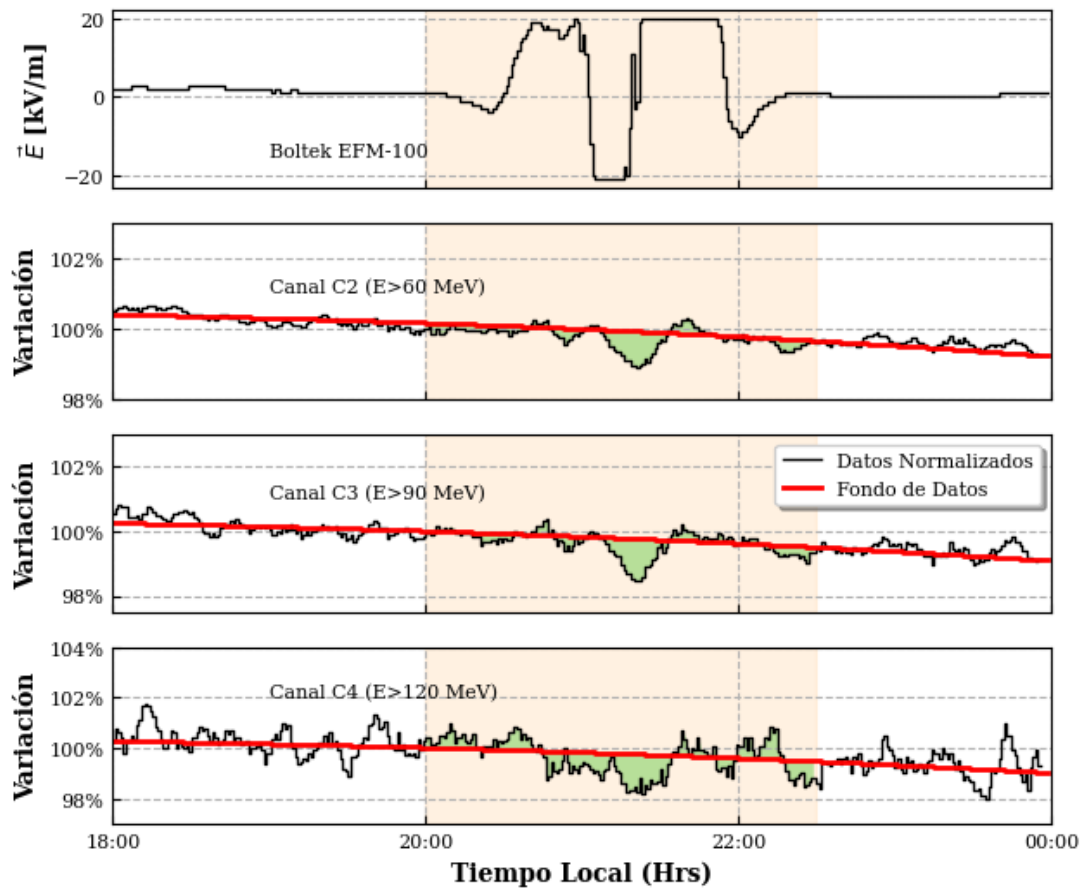


Figura 4.4: Tormenta eléctrica del 26/10/19. El panel superior muestra la intensidad del CEA. Los tres paneles inferiores muestran las variaciones de los canales de partículas cargadas del TNS.

La Figura 4.5 muestra otra disminución significativa asociada con un CEA negativo; lo cual probablemente también se explica por el mecanismo del muón. Esta tormenta eléctrica de una sola célula duró alrededor de 3 horas y presentó un

CEA negativo predominante durante toda su duración. Esta podría ser la razón por la que la disminución en el canal C2 duró ~ 100 min.

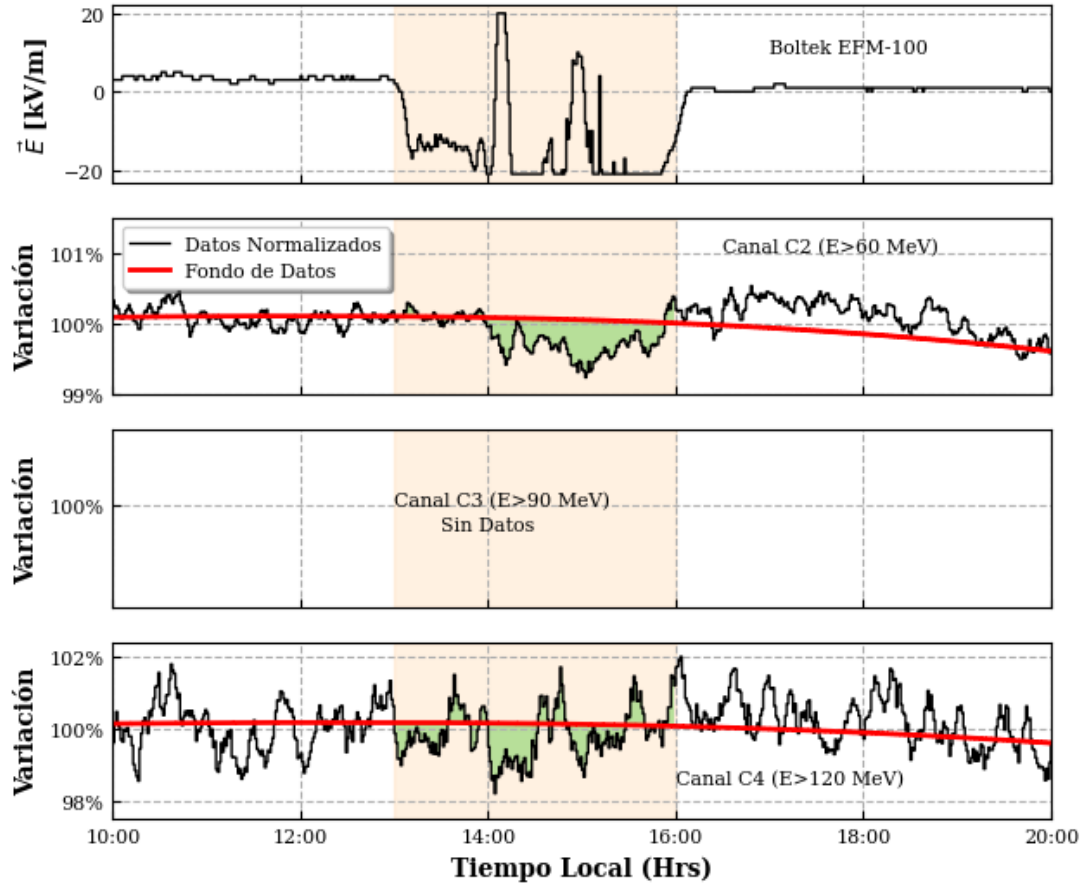


Figura 4.5: Tormenta eléctrica del 29/10/19. El panel superior muestra la intensidad del CEA. Los tres paneles inferiores muestran las variaciones de los canales de partículas cargadas del TNS.

4.2. Datos Corregidos del TNS

Como punto de partida, en la Figura 4.6, se muestran las tasas de conteo normalizadas (no corregidas) de los canales C2 y N2 del TNS, junto con las mediciones de presión y temperatura en el ORC-SN. Los datos de ambos canales del TNS parecen tener una correlación negativa con la presión barométrica, más notoria en las primeras dos semanas de septiembre de 2022, donde se observa una

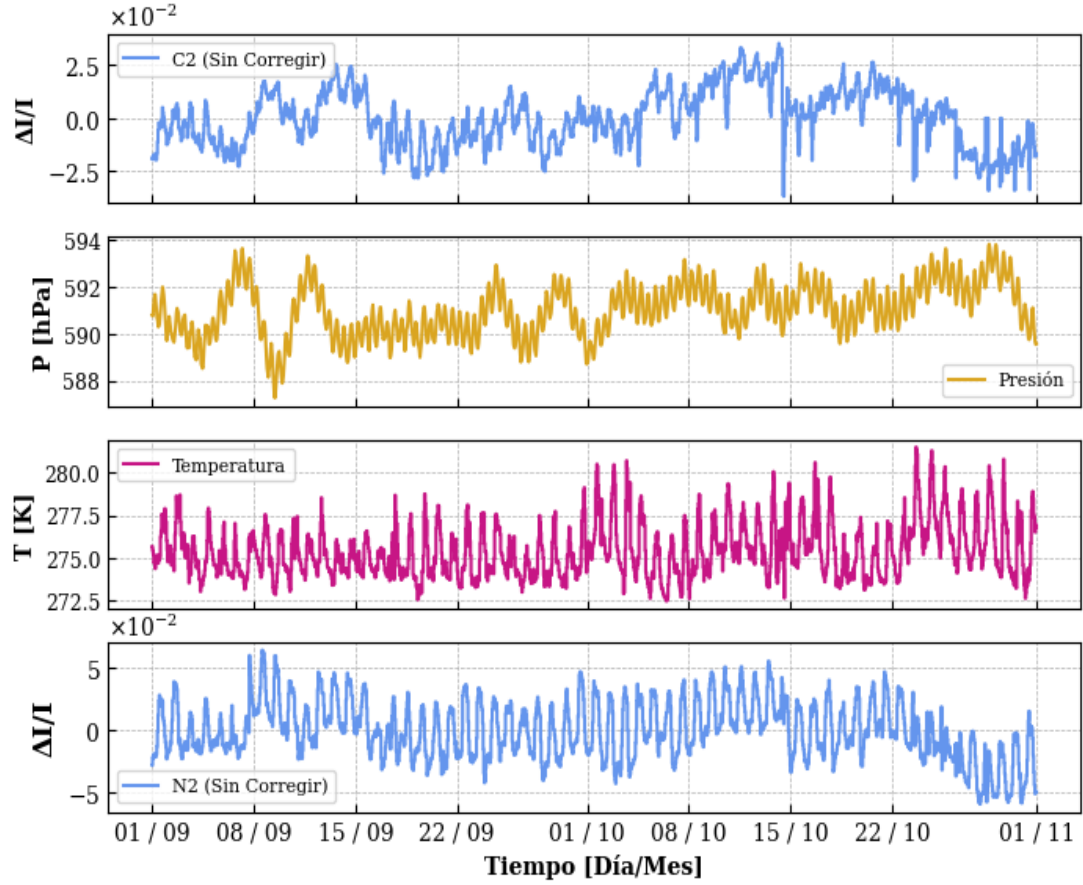


Figura 4.6: Datos por hora registrados en el ORC-SN del 1 de septiembre al 1 de noviembre de 2022. Paneles superior e inferior: datos normalizados de los canales C2 y N2, paneles centrales: mediciones de presión y temperatura.

fluctuación significativa ($> 3\sigma$) en la presión. El canal N2 también parece tener una correlación negativa con las mediciones de temperatura, más notoria en las últimas semanas de octubre. Mientras que el canal C2 no presenta una correlación observable con la temperatura.

Las Figuras 4.7 y 4.8 muestran ejemplos de la corrección barométrica comparando datos del TNS corregidos y no corregidos. La Figura 4.7 muestra el canal C2, la diferencia entre ambos gráficos es insignificante. La Figura 4.8 muestra el canal N2, donde la corrección de los datos es más evidente a primera vista. La corrección por presión aumentó la varianza total en la serie temporal del canal

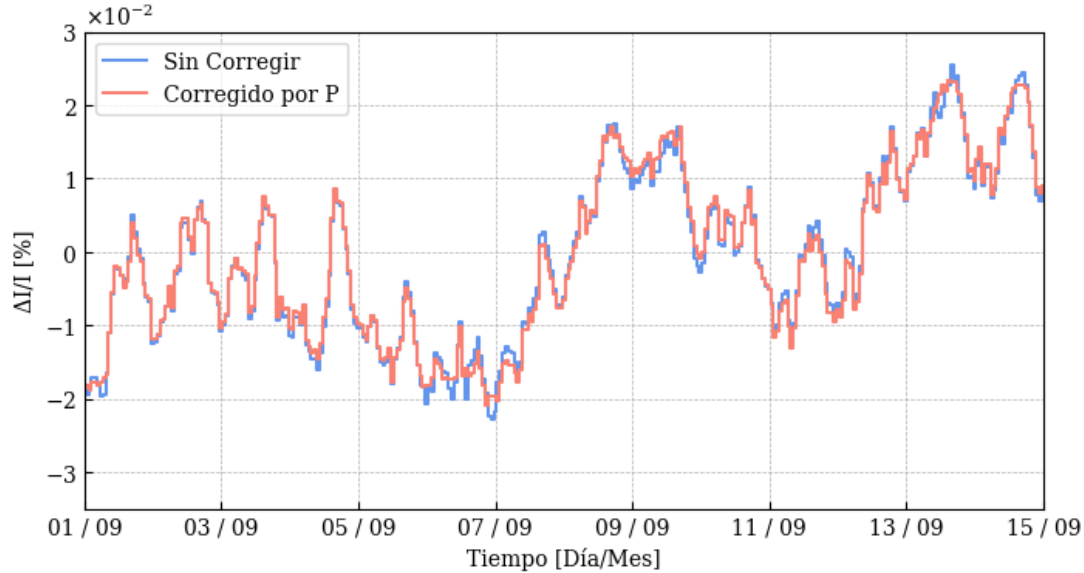


Figura 4.7: Datos del canal C2 sin corregir y corregidos por presión observados entre el 1 y el 15 de septiembre de 2022. Todos los datos se presentan en valores medios por hora.

C2 en un 0.79 % y en un 8.42 % de la varianza en la serie temporal del canal N2.

La Figura 4.9 muestra ejemplos de la corrección por PCA al comparar datos corregidos y no corregidos del TNS, del 1 de septiembre al 1 de noviembre de 2022. En la Figura 4.6 se observa una fluctuación significativa de la presión atmosférica, dentro de las dos primeras semanas de septiembre. Esta fluctuación produjo un aumento significativo en la tasa de conteo de ambos canales, que se identifica fácilmente en el gráfico de datos no corregidos de la Figura 4.9 (representado por las líneas celestes), a partir del 7 de septiembre, cuando la presión atmosférica estaba en su nivel más bajo (alrededor de 587.5 hPa).

La tasa de conteo del canal C2 también presentó una disminución significativa asociada con el aumento de presión el 5 de septiembre. Del 8 al 15 de octubre, hay un aumento significativo en ambos canales que se asocia con una presión barométrica superior a la media. A partir del 22 de octubre, tanto la temperatura atmosférica como la presión aumentan, lo que produce una disminución en las tasas de conteo de ambos canales.

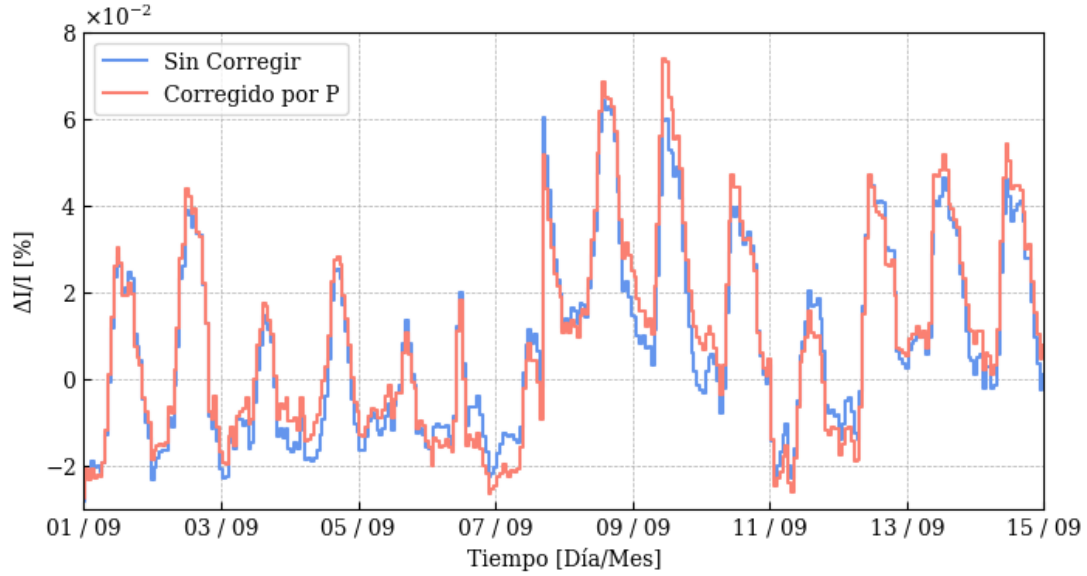


Figura 4.8: Datos del canal N2 sin corregir y corregidos por presión observados entre el 1 y el 15 de septiembre de 2022. Todos los datos se presentan en valores medios por hora.

Todas estas variaciones inducidas por la presión y la temperatura se corrigieron únicamente con el método PCA. La corrección PCA redujo el 68.96 % de la varianza total en la serie temporal completa del canal C2 y el 76.52 % de la varianza en la serie temporal del canal N2.

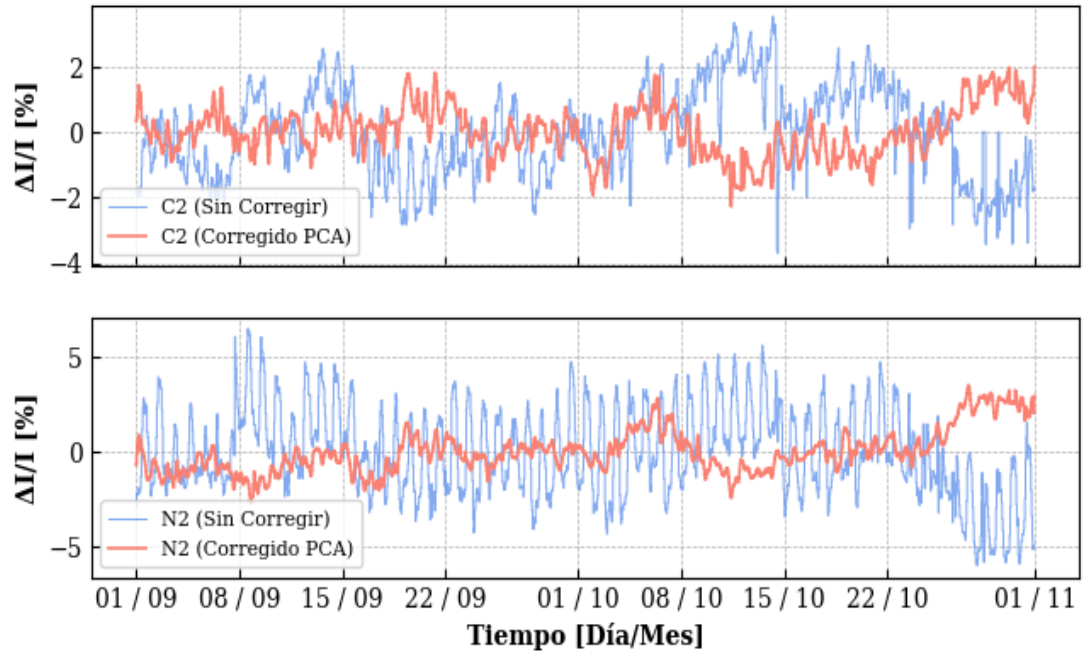


Figura 4.9: Datos del TNS normalizados, no corregidos y corregidos por PCA, observados entre el 1 de septiembre y el 1 de noviembre de 2022. Panel superior: C2 (canal de partículas cargadas), panel inferior: N2 (canal de partículas neutras). Todos los datos se presentan en valores medios por hora.

Capítulo 5

Discusión

5.1. Electricidad Atmosférica

La influencia observada del CEA de TE en los experimentos de rayos cósmicos a nivel del suelo, según el consenso resumido por [57], son:

1. Grandes incrementos de partículas de baja energía con una escala de tiempo típica de unas pocas horas.
2. Correlaciones de las intensidades de las componentes electromagnética y muónica con la intensidad del CEA.
3. Incrementos previos a rayos en la componente electromagnética.

La mayoría de las publicaciones coinciden en que el primer efecto se debe a la precipitación de núcleos de radón durante las lluvias. Ha sido observado por los contadores proporcionales de 64 m² del Observatorio CR del Monte Norikura ($E > 1.5$ MeV) [63], y la estación EASTOP de los Laboratorios del Gran Sasso, sensible a partículas de energía $E > 2.5$ MeV [83]. Los otros dos efectos aún deben ser confirmados por más experimentos [57].

Las correlaciones de la intensidad del CEA con los flujos de RC secundarios se explican por los mecanismos del electrón y del muón, respectivamente. Ambos mecanismos se analizaron en [41, 42], se calcularon en [1, 28, 42, 62] y se observaron experimentalmente en [61, 63].

El mecanismo muónico se presenta como una disminución del flujo de muones, en caso de que haya un CEA negativo sobre el sitio de observación cuando se producen TE. Esto se debe a que los muones positivos son desacelerados por el CEA, lo que resulta en una mayor probabilidad de su desintegración. Las desintegraciones crecientes de estos últimos resultan en una disminución de la intensidad total de muones y de la tasa de conteo de los detectores de RC secundarios en general [61].

Por otro lado, el mecanismo electrónico se presenta como un aumento de la intensidad de electrones cuando llega un CEA negativo. En [59], se sugirió que el CEA de la tormenta podría acelerar los electrones en la atmósfera. Cuando estos electrones alcanzan la energía crítica de $E > 84 \text{ MeV}$ [60], ionizan otras moléculas atmosféricas, liberando más electrones, que también podrían acelerarse, produciendo un efecto similar a una avalancha. Las descargas eléctricas también pueden producir estas avalanchas de electrones fugitivos [59].

De esta manera, hay dos fenómenos físicos asociados con CEA que podrían explicar los resultados de la Tabla 4.2: el mecanismo de muones y el mecanismo de electrones fugitivos [59, 60, 62].

En aquellos casos en los que se observan aumentos en la tasa de conteo de canales de partículas cargadas, el mecanismo de avalancha de electrones podría estar asociado. Los electrones acelerados por el mecanismo de electrones desbocados pueden alcanzar niveles de energía de hasta 100 MeV [60] y podrían ser detectados por el TNS.

Con base en la teoría propuesta por [59], Dwyer [84] y [85] encontraron que el CEA que puede permitir que el mecanismo de electrones esté relacionado con la altitud, la relación puede expresarse como en la ecuación 2.6. Resolviendo esta ecuación para la altitud de ORC-SN (4.58 km), obtuvimos $E_{RE} = 157 \text{ kV/m}$. La mayoría de los canales de partículas cargadas analizados presentan incrementos, como se muestra en la Tabla 4.2. Sin embargo, se necesita más investigación para confirmar las mejoras como producto del mecanismo electrónico, como las mediciones de CEA que alcancen este E_{RE} .

Al igual que en la discusión de los resultados en [63], también podríamos argu-

mentar que la aceleración de protones o muones positivos es causada por un CEA positivo observado como mejoras en la tasa de conteo de los canales de partículas cargadas. En el cálculo realizado en la sección 3.2 para el componente cargado total de RC secundarios, también se consideró la intensidad de los protones y muones positivos.

Por otra parte, podemos asociar el mecanismo muónico a todas las disminuciones detectadas en la Tabla 4.2. Considerando que para niveles de energía de 100 MeV, solo los muones pueden producir tales disminuciones en la tasa de conteo de cualquier detector de RC secundarios [62].

5.2. Corrección de Datos del TNS

Los resultados obtenidos con mediciones de presión y temperatura atmosféricas a nivel del suelo en el ORC-SN, son muy similares a los obtenidos por [5], lo cual era de esperar, dado que se utilizó el mismo método. La única correlación estadísticamente significativa fue entre el canal N2 y la desviación de la presión atmosférica ΔP (Figura 3.8), pero la correlación fue débil y produjo una corrección de datos despreciable. Estos resultados implican que estos métodos de corrección no son adecuados para datos del TNS, porque no reducen la varianza y la corrección es despreciable (Figuras 4.7 y 4.8).

El método de corrección por PCA funciona mejor, lo que puede explicarse por el hecho de que emplea el perfil completo de temperatura atmosférica por encima del ORC-SN, y las mediciones de presión y temperatura a nivel del suelo. Tanto el canal C2 como el canal N2 presentaron una correlación negativa estadísticamente significativa con el PC1. El PC1 está asociado con la temperatura entre altitudes de ~ 5 -8 km, que concuerdan con el efecto negativo habitual de la temperatura [79], y la presión barométrica en el ORC-SN. Por otro lado, tanto los canales C2 como N2 presentaron una correlación positiva significativa con el PC2, que está asociado con la temperatura entre ~ 5 km y el ORC-SN (4.58 km), y podría estar vagamente relacionado con un efecto positivo de la temperatura [79]. El PC7 presentó una correlación negativa significativa con ambos canales del TNS, y está asociado con la temperatura a 30 hPa. Este resultado puede implicar un

efecto negativo débil de la temperatura a esa altitud.

El canal C2 (partículas cargadas) presentó además una correlación positiva significativa con el PC5 y una negativa con el PC12. Los PC5 y PC12 están influenciados por la temperatura a 100 hPa. Curiosamente, el PC12 explica solo el 2.7% de la varianza del conjunto de datos original y tiene la correlación más alta de todos los PC seleccionados con el canal C2, como se muestra en la Figura [3.13](#).

Conclusiones

Se analizaron los efectos atmosféricos sobre los RC detectados por el TNS en SN con las mediciones de la nueva estación meteorológica del ORC-SN. La estación funciona de manera continua desde las últimas semanas de agosto del 2022 como parte de la RUOA de la UNAM.

El efecto de la electricidad atmosférica se completó con base en las simulaciones realizadas con CORSIKA y EXPACS (secciones 3.2) para resolver las ecuaciones que representan el efecto del CEA sobre el flujo de RC propuestas por Dorman, y las mediciones del TNS y del Boltek EFM-100. Se concluye que el efecto de los CEA sobre los RC secundarios es significativo a la altura de SN (4580 m s.n.m.). Además, el TNS podría ser un instrumento confiable para la observación del mecanismo de muones. Debido a la profundidad atmosférica a la que se encuentra el ORC-SN, la intensidad de los RC secundarios es mayor que a nivel del mar y que otros experimentos que se encuentran a altitudes menores.

Se identificaron 15 TE desde octubre de 2019 hasta marzo de 2020 mediante mediciones de un Boltek EFM-100 instalado en el ORC-SN. Se analizaron los datos registrados por el TNS durante la ocurrencia de TE y en 12 casos se observaron variaciones significativas, con una duración de 12 a 132 minutos, en la tasa de conteo de los canales de partículas cargadas. Las variaciones registradas pueden explicarse en general por los efectos de CEA predominantemente negativos asociados con el mecanismo de muones y posiblemente el mecanismo de electrones desbocados. Por otro lado, algunos de los aumentos observados en la tasa de conteo podrían explicarse por la posible aceleración de protones o muones positivos producidos por CEA predominantemente positivos. Las aproximaciones

calculadas a partir de la teoría general de Dorman validan los resultados obtenidos analizando los canales de partículas cargadas del [TNS](#).

Además, se analizaron y corrigieron los datos del [TNS](#) para los efectos de la presión atmosférica y la temperatura, utilizando los datos medidos en septiembre y octubre de 2022. A partir de este análisis, se obtuvieron los coeficientes barométricos de $\beta_{C2} = -0.066 \text{ \%}/hPa$; $\beta_{N2} = -0.357 \text{ \%}/hPa$, y los coeficientes de temperatura del suelo de $K_{G,C2} = 0.014 \text{ \%}/K$ y $K_{G,N2} = -0.021 \text{ \%}/K$. Sin embargo, la corrección de los datos fue insignificante con estos métodos.

La corrección por PCA, implementada por primera vez en este trabajo, funciona mejor que los métodos tradicionales de corrección de presión y temperatura con los mismos datos, reduciendo el 68.96 % de la varianza total en la serie temporal del canal C2 y el 76.52 % de la varianza en la serie temporal del canal N2. Por lo tanto, el método PCA es realmente adecuado para correcciones de temperatura de datos de neutrones. Se concluye que la corrección por PCA debería ser la preferida cuando se corrigen los canales de partículas cargadas o neutras del [TNS](#).

Se concluye específicamente que, derivado de los resultados de este trabajo, los métodos más completos para la corrección de datos del [TNS](#) que utilizan el perfil atmosférico completo de [SN](#), resultan en datos limpios de variaciones atmosféricas y profundizan el estudio de la influencia de eventos de Clima Espacial y de **RC!** (**RC!**) en general.

Se recomienda continuar con el estudio de la influencia atmosférica en los [RC](#), sobre todo para el **tns !** (**tns !**) en la cima de [SN](#), analizando los datos recabados durante un mayor periodo de tiempo, para establecer patrones asociados a estaciones del año o fenómenos atmosféricos intensos. Además, se recomienda implementar con mayor frecuencia el uso de modelos atmosféricos para seguir con la corrección de datos del [ORC-SN](#), incluyendo el [SciCRT](#).

Bibliografía

- [1] Lev I. Dorman. *Cosmic rays in the Earth's atmosphere and underground*, volume 303. Springer Science & Business Media, 2004. [2](#), [3](#), [6](#), [9](#), [10](#), [21](#), [22](#), [23](#), [24](#), [40](#), [41](#), [42](#), [44](#), [46](#), [71](#)
- [2] L. X. González and J. F. Valdés-Galicia. Atmospheric electric field effects of cosmic rays detected in mexico city. *Geofísica internacional*, 45(4):255–262, 2006. [2](#), [26](#)
- [3] J Newton-Bosch, LX González, JF Valdés-Galicia, OG Morales-Olivares, Y Muraki, S Shibata, Y Matsubara, T Sako, K Watanabe, MA Sergeeva, et al. Atmospheric electric field effects on cosmic rays detected by the solar neutron telescope at sierra negra. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 253:106156, 2023. [2](#)
- [4] F Monterde-Andrade et al. Simulation of solar neutron flux in the earth's atmosphere for three selected flares. *Astroparticle Physics*, 145:102780, 2023. [2](#), [44](#), [59](#)
- [5] Marco Barrantes, José Francisco Valdés-Galicia, et al. Atmospheric corrections of the cosmic ray fluxes detected by the solar neutron telescope at the summit of the sierra negra volcano in mexico. *Geofísica internacional*, 57(4):253–275, 2018. [3](#), [39](#), [40](#), [46](#), [58](#), [59](#), [73](#)
- [6] Lucy-Ann McFadden, Torrence Johnson, and Paul Weissman. *Encyclopedia of the solar system*. Elsevier, 2006. [6](#)

-
- [7] Qiaozhen Xu and Laurie M Brown. The early history of cosmic ray research. *American journal of physics*, 55(1):23–33, 1987. 6
- [8] Victor F. Hess. The origins of penetrating radiation. *Phys. Zeit*, 14:612–617, 1913. 6
- [9] Peter Maria Schuster. The scientific life of victor franz (francis) hess (june 24, 1883–december 17, 1964). *Astroparticle Physics*, 53:33–49, 2014. 6, 7
- [10] John Collard. The gold-leaf electroscope and the enthrakometer. *Journal of the Institution of Electrical Engineers-Part IIIA: Radiolocation*, 93(1):209–211, 1946. 6
- [11] FR Kolacek. On the gold-leaf electroscope. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 22(135):228–230, 1886. 7
- [12] Adobe stock. https://stock.adobe.com/search?k=electroscope&search_type=usertyped&asset_id=663415060. Accessed: 2024-07-30. 7
- [13] Robert Andrews Millikan and G Harvey Cameron. High frequency rays of cosmic origin iii. measurements in snow-fed lakes at high altitudes. *Physical Review*, 28(5):851, 1926. 8
- [14] Robert Andrews Millikan. High frequency rays of cosmic origin. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 12(1):48–55, 1926. 8
- [15] Brandon Eliel Rodríguez Gaytán. Valoración del telescopio de muones de la ciudad de México. Bachelor’s thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, 2024. 8, 9
- [16] Arthur H Compton. A geographic study of cosmic rays. *Physical Review*, 43(6):387, 1933. 9
- [17] Esperanza Carrasco Licea and Alberto Carramiñana Alonso. El descubrimiento de los rayos cósmicos. <https://www.inaoep.mx/~rincon/cosmicos.html>. Accessed: 2024-07-30. 9

-
- [18] Sebastian Perea Contreras. Variaciones en el flujo de los rayos cósmicos detectados por el telescopio de neutrones solares (tns) en sierra negra atribuidas a tormentas geomagnéticas. Bachelor's thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, 2018. [9](#), [29](#)
- [19] Paolo Padovani, DM Alexander, RJ Assef, B De Marco, P Giommi, RC Hickox, GT Richards, Vernesa Smolčić, E Hatziminaoglou, V Mainieri, et al. Active galactic nuclei: what's in a name? *The Astronomy and Astrophysics Review*, 25:1–91, 2017. [9](#)
- [20] Bertha Jania Newton Bosch. Efecto de los campos eléctricos atmosféricos sobre el flujo de rayos cósmicos secundarios detectado por el observatorio de rayos cósmicos en sierra negra. Master's thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, 2020. [9](#), [12](#), [28](#), [29](#)
- [21] Brandon Eliel Rodríguez Gaytán. Efectos de las tormentas eléctricas en los rayos cósmicos detectados en la superficie terrestre. Master's thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, 2008. [10](#)
- [22] Bianca Gerlinde Keilhauer et al. *Investigation of atmospheric effects on the development of extensive air showers and their detection with the Pierre Auger Observatory*. Forschungszentrum Karlsruhe, 2004. [10](#), [12](#)
- [23] Mikhail Ivanovich Budyko, Aleksandr Borisovich Ronov, and Alexander L Yanshin. *History of the Earth's Atmosphere*. Springer, 1987. [11](#)
- [24] Julio V Iribarne and H-R Cho. *Atmospheric physics*. Springer Science & Business Media, 2012. [11](#), [12](#), [26](#), [44](#), [57](#), [60](#)
- [25] Kshudiram Saha. *The Earth's atmosphere: its physics and dynamics*. Springer, 2008. [11](#)
- [26] TL Gulyaeva and Dieter Bilitza. Towards iso standard earth ionosphere and plasmasphere model. *New developments in the standard model*, pages 1–39, 2012. [12](#)
-

-
- [27] Andreas Haungs, Heinigerd Rebel, and Markus Roth. Energy spectrum and mass composition of high-energy cosmic rays. *Reports on Progress in Physics*, 66(7):1145, 2003. [12](#), [13](#)
- [28] LI Dorman, IV Dorman, N Iucci, M Parisi, Yu Ne’eman, LA Pustil’Nik, F Signoretti, A Sternlieb, G Villoresi, and IG Zukerman. Thunderstorms’ atmospheric electric field effects in the intensity of cosmic ray muons and in neutron monitor data. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 108(A5), 2003. [12](#), [71](#)
- [29] William R Cotton, George Bryan, and Susan C Van den Heever. *Storm and cloud dynamics*. Academic press, 2010. [14](#)
- [30] Robert A Houze Jr. *Cloud dynamics*. Academic press, 2014. [14](#), [15](#)
- [31] Dieter Heck, J Knapp, JN Capdevielle, G Schatz, T Thouw, et al. Corsika: A monte carlo code to simulate extensive air showers. *Report fzka*, 6019(11), 1998. [15](#), [16](#), [44](#)
- [32] Tatsuhiko Sato, Hiroshi Yasuda, Koji Niita, Akira Endo, and Lembit Sihver. Development of parma: Phits-based analytical radiation model in the atmosphere. *Radiation research*, 170(2):244–259, 2008. [15](#), [19](#)
- [33] Tatsuhiko Sato, Koji Niita, Norihiro Matsuda, Shintaro Hashimoto, Yosuke Iwamoto, Shusaku Noda, Tatsuhiko Ogawa, Hiroshi Iwase, Hiroshi Nakashima, Tokio Fukahori, et al. Particle and heavy ion transport code system, phits, version 2.52. *Journal of Nuclear Science and Technology*, 50(9):913–923, 2013. [18](#)
- [34] Tatsuhiko Sato. Analytical model for estimating terrestrial cosmic ray fluxes nearly anytime and anywhere in the world: Extension of parma/expacs. *PloS one*, 10(12):e0144679, 2015. [19](#)
- [35] Tatsuhiko Sato and Koji Niita. Analytical functions to predict cosmic-ray neutron spectra in the atmosphere. *Radiation research*, 166(3):544–555, 2006. [19](#)

-
- [36] Charles TR Wilson. The acceleration of β -particles in strong electric fields such as those of thunderclouds. In *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, volume 22, pages 534–538. Cambridge University Press, 1925. [19](#)
- [37] Basil Ferdinand Jamieson Schonland. Thunder-storms and the penetrating radiation. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 130(812):37–63, 1930. [19](#)
- [38] Basil Ferdinand Jamieson Schonland and JPT Viljoen. On a penetrating radiation from thunderclouds. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 140(841):314–333, 1933. [20](#)
- [39] Eric Clifford Halliday. Thunderstorms and the penetrating radiation. In *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, volume 30, pages 206–215. Cambridge University Press, 1934. [20](#)
- [40] MR Attolini, S Cecchini, M Galli, and I Guidi. Cosmic-ray microvariations during thunderstorm perturbations. *Lettere al Nuovo Cimento (1971-1985)*, 1(17):716–720, 1971. [20](#)
- [41] VV Alexeenko, AE Chudakov, VG Sborshikov, and VA Tizengauzen. Short perturbations of cosmic ray intensity and electric field in atmosphere. In *International Cosmic Ray Conference, Volume 5*, volume 5, 1985. [20](#), [71](#)
- [42] VV Alexeenko, AB Chernyaev, AE Chudakov, NS Khaerdinov, S Kh Ozrokov, and VG Sborshikov. Short perturbations of cosmic ray intensity and electric field in atmosphere. In *International Cosmic Ray Conference, Volume 4*, volume 4, page 272, 1987. [20](#), [71](#)
- [43] VV Alexeenko, NS Khaerdinov, AS Lidvansky, and VB Petkov. Electric field disturbances in the summer-time atmosphere and associated variations of cr intensity. In *International Cosmic Ray Conference*, volume 10, page 4161, 2001. [20](#)

-
- [44] Leo Myssowsky and L Tuwim. Unregelmäßige intensitätsschwankungen der höhenstrahlung in geringer seehöhe. *Zeitschrift für Physik*, 39(2-3):146–150, 1926. [20](#)
- [45] E Steinke. Wasserversenkmessungen der durchdringenden hessschen strahlung. *Zeitschrift für Physik*, 58(3-4):183–193, 1929. [20](#)
- [46] GD Rochester. Cosmic rays and meteorology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 88(378):369–381, 1962. [21](#)
- [47] Patrick MS Blackett. On the instability of the barytron and the temperature effect of cosmic rays. *Physical Review*, 54(11):973, 1938. [21](#), [23](#)
- [48] A Duperier. The meson intensity at the surface of the earth and the temperature at the production level. *Proceedings of the Physical Society. Section A*, 62(11):684, 1949. [21](#)
- [49] Kaichi Maeda and M Wada. Atmospheric temperature effect upon the cosmic-ray intensity at sea level. *J. Sci. Research Inst.(Tokyo)*, 48, 1954. [22](#)
- [50] RRS De Mendonca, J-P Raulin, E Echer, VS Makhmutov, and G Fernandez. Analysis of atmospheric pressure and temperature effects on cosmic ray measurements. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 118(4):1403–1409, 2013. [22](#), [23](#), [24](#)
- [51] Rogelio Caballero-Lopez and José Fco Valdés-Galicia. Variations in cosmic radiation intensity associated with the barometric effect. *Geofisica Internacional*, 39(1):135–137, 2000. [23](#)
- [52] RRS Mendonça, Chi Wang, CR Braga, E Echer, A Dal Lago, JER Costa, K Munakata, H Li, Z Liu, J-P Raulin, et al. Analysis of cosmic rays’ atmospheric effects and their relationships to cutoff rigidity and zenith angle using global muon detector network data. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 124(12):9791–9813, 2019. [23](#)
- [53] Victor Francis Hess. On the seasonal and the atmospheric temperature effect in cosmic radiation. *Physical Review*, 57(9):781, 1940. [24](#)
-

-
- [54] Serap Tilav, Thomas K Gaisser, Dennis Soldin, and Paolo Desiati. Seasonal variation of atmospheric muons in icecube. *arXiv preprint arXiv:1909.01406*, 2019. [25](#)
- [55] Thomas K Gaisser and Stef Verpoest. Profiles of energetic muons in the atmosphere. *Astroparticle Physics*, 133:102630, 2021. [25](#)
- [56] Thomas Gaisser and Stef Verpoest. Seasonal variation of atmospheric muons. *arXiv preprint arXiv:2107.12913*, 2021. [25](#)
- [57] AS Lidvansky. The effect of the electric field of the atmosphere on cosmic rays. *Journal of Physics G: Nuclear and Particle Physics*, 29(5):925, 2003. [26](#), [71](#)
- [58] YAN Rui-rui, HUANG Dai-hui, ZHAO Bing, AXI Ke-gu, and ZHOU Xun-xiu. Effect of thunderstorm electric field on the cosmic ray secondary particle energy at lhaaso. *Chinese Astronomy and Astrophysics*, 44(2):146–159, 2020. [26](#), [27](#)
- [59] AV Gurevich, GM Milikh, and R Roussel-Dupre. Runaway electron mechanism of air breakdown and preconditioning during a thunderstorm. *Physics Letters A*, 165(5-6):463–468, 1992. [26](#), [72](#)
- [60] T Takami, Y Muraki, Y Matsubara, K Masuda, T Sako, S Sakakibara, T Murata, H Tsuchiya, D Yamamoto, K Watanabe, et al. Particle acceleration in thunderstorms. In *International Cosmic Ray Conference*, volume 10, page 4027, 2001. [27](#), [72](#)
- [61] VV Alexeenko, NS Khaerdinov, AS a Lidvansky, and VB Petkov. Transient variations of secondary cosmic rays due to atmospheric electric field and evidence for pre-lightning particle acceleration. *Physics Letters A*, 301(3-4):299–306, 2002. [27](#), [28](#), [71](#), [72](#)
- [62] GG Karapetyan. Variations of muon flux in the atmosphere during thunderstorms. *Physical Review D*, 89(9):093005, 2014. [28](#), [71](#), [72](#), [73](#)
- [63] Yasushi Muraki, Wiliam Ian Axford, Yutaka Matsubara, Kimiaki Masuda, Yoichi Miyamoto, Hiroaki Menjyou, Shizuko Sakakibara, Takashi Sako, Ta-

- kashi Takami, Takami Yamada, et al. Effects of atmospheric electric fields on cosmic rays. *Physical Review D*, 69(12):123010, 2004. [28](#), [71](#), [72](#)
- [64] J. F. Valdés-Galicia, Y Muraki, H Tsujihara, T Sako, O Musalem, A Hurtado, L. X. González, Y Matsubara, K Watanabe, N Hirano, et al. An improved Solar Neutron Telescope installed at a very high altitude in Mexico. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment*, 535(3):656–664, 2004. [29](#)
- [65] J. F. Valdés-Galicia, A Hurtado, O Musalem, L. X. Gonzalez, Y Muraki, Y Matsubara, T Sako, K Watanabe, N Hirano, N Tateiwa, et al. A new solar neutron telescope in mexico. In *International Cosmic Ray Conference*, volume 6, page 3433, 2003. [29](#), [30](#)
- [66] L. X. González, F Sánchez, and J. F. Valdés-Galicia. Geant4 simulation of the Solar Neutron Telescope at Sierra Negra, Mexico. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment*, 613(2):263–271, 2010. [30](#)
- [67] J Newton-Bosch, LX González, JF Valdés-Galicia, OG Morales-Olivares, Y Muraki, S Shibata, Y Matsubara, T Sako, K Watanabe, F Monterde-Andrade, et al. Geomagnetic storm effects on the solar neutron telescope at sierra negra, mexico. *PoS (ICRC 2023)*, 1603, 2023. [32](#)
- [68] Esperanza Carrasco, Alberto Carramiñana, et al. Weather at sierra negra: 7.3-yr statistics and a new method to estimate the temporal fraction of cloud cover. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 398(1):407–421, 2009. [32](#)
- [69] Daniel Ferrusca and Jesús Contreras. Sistema de monitoreo meteorológico para el gran telescopio milimétrico alfonso serrano. Technical report, INAOE, 2014. [32](#), [34](#), [37](#)
- [70] ZM Rittersma. Recent achievements in miniaturised humidity sensors—a review of transduction techniques. *Sensors and Actuators A: Physical*, 96(2-3):196–210, 2002. [35](#)

-
- [71] Niklaus Kämpfer. *Monitoring atmospheric water vapour: ground-based remote sensing and in-situ methods*, volume 10. Springer, 2012. [36](#)
- [72] Deyong Chen, Yuxin Li, Meng Liu, and Junbo Wang. Design and experiment of a laterally driven micromachined resonant pressure sensor for barometers. *Procedia Engineering*, 5:1490–1493, 2010. [37](#)
- [73] Santiago Pindado, Enrique Vega, Alejandro Martínez, Encarnación Meseguer, Sebastián Franchini, and Imanol Pérez Sarasola. Analysis of calibration results from cup and propeller anemometers. influence on wind turbine annual energy production (aep) calculations. *Wind Energy*, 14(1):119–132, 2011. [37](#)
- [74] ALICE Collaboration et al. Study of cosmic ray events with high muon multiplicity using the alice detector at the cern large hadron collider. *Journal of Cosmology and Astroparticle Physics*, 2016(01):032, 2016. [41](#)
- [75] Sergey Ostapchenko. Monte carlo treatment of hadronic interactions in enhanced pomeron scheme: Qgsjet-ii model. *Physical Review D*, 83(1):014018, 2011. [43](#)
- [76] Alberto Fasso, Alfredo Ferrari, Johannes Ranft, and Paola R Sala. Fluka: a multi-particle transport code. Technical report, CERN-2005-10, 2005. [43](#)
- [77] Soonyoung Roh, Jihee Kim, Katsuaki Kasahara, Eiji Kido, Akimichi Taketa, Dongsu Ryu, and Hyesung Kang. Comparison of corsika and cosmos simulations. In *AIP Conference Proceedings*, volume 1367, pages 177–180. American Institute of Physics, 2011. [43](#)
- [78] P. Mitra et al. Reconstructing air shower parameters with lofar using event specific gdas atmosphere. *Astroparticle Physics*, 123:102470, 2020. [44](#)
- [79] M Savić, A Dragić, D Maletić, N Veselinović, R Banjanac, D Joković, and V Udovičić. A novel method for atmospheric correction of cosmic-ray data based on principal component analysis. *Astroparticle Physics*, 109:1–11, 2019. [50](#), [51](#), [73](#)

-
- [80] Environmental Modeling Center. The gfs atmospheric model. national weather service, national centers for environmental prediction (ncep). Technical report, NCEP Office Note 442, 2003. [51](#)
- [81] Boltek-Corporation. *EFM-100 Atmospheric Electric Field Monitor Installation/Operators Guide for model EFM-100C*. Boltek, 2023. [57](#), [60](#)
- [82] LX González, JF Valdés-Galicia, F Sánchez, Y Muraki, T Sako, K Watanaabe, Y Matsubara, Y Nagai, S Shibata, T Sakai, et al. Re-evaluation of the neutron emission from the solar flare of 2005 september 7, detected by the solar neutron telescope at sierra negra. *The Astrophysical Journal*, 814(2):136, 2015. [59](#)
- [83] M Aglietta. Gamma rays and ionizing component during thunderstorms at gran sasso. In *26th International Cosmic Ray Conference (ICRC26), Volume 7*, volume 7, page 351, 1999. [71](#)
- [84] JR Dwyer. A fundamental limit on electric fields in air. *Geophysical Research Letters*, 30(20), 2003. [72](#)
- [85] Eugene MD Symbalisty, Robert A Roussel-Dupre, and Vyacheslav A Yukhimuk. Finite volume solution of the relativistic boltzmann equation for electron avalanche studies. *IEEE transactions on plasma science*, 26(5):1575–1582, 1998. [72](#)

Artículos Publicados

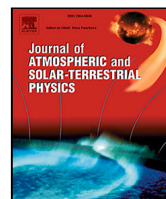
Desprendidos de este Trabajo Doctoral

- **J. Newton-Bosch**, L. X. González, J. F. Valdés-Galicia, O. G. Morales-Olivares, Y. Muraki, S. Shibata, Y. Matsubara, T. Sako, K. Watanabe, M. Sergeeva, F. Monterde-Andrade, S. Perea-Contreras, E. Ortiz, O. Musalem, A. Hurtado, and R. Taylor, “Atmospheric Electric Field Effects on Cosmic Rays detected by the Solar Neutron Telescope at Sierra Negra”. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, p. 106156, 2023. Disponible en: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364682623001542> DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2023.106156>
- F. Monterde-Andrade, L. X. González, J. F. Valdés-Galicia, O. G. Morales-Olivares, M. A. Sergeeva, **J. Newton-Bosch**, E. Ortiz, A. Hurtado, R. Taylor, Y. Matsubara et al., “Detection Response of the active components of the SciBar Cosmic Ray Telescope at Sierra Negra,” *The European Physical Journal C*, vol. 84, no. 9, p. 1–11, 2024. DOI: <https://doi.org/10.1140/epjc/s10052-024-13325-0>
- F. Monterde-Andrade, L. González, J. Valdés-Galicia, O. Morales-Olivares, Y. Muraki, Y. Matsubara, T. Sako, K. Watanabe, S. Shibata, M. Sergeeva, A. Hurtado, O. Musalem, R. Taylor, **J. Newton-Bosch**, S. Perea-Contreras, and E. Ortiz, “Simulation of solar neutron flux in the Earth’s atmosphere for three selected flares”. *Astroparticle Physics*, vol. 145, p.

- 102780, 2023. Disponible en: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0927650522000810> DOI: <https://doi.org/10.1016/j.astropartphys.2022.102780>
- **J. Newton-Bosch**, L. X. González, J. F. Valdés-Galicia, M. Sergeeva, O. Morales-Olivares, Y. Muraki, T. Sako, K. Watanabe, S. Shibata, F. Monderde-Andrade, et al., “Atmospheric electricity and charged particles on a period of low solar activity”. *Atmosphere, Ionosphere, Safety*, 2023, pp. 95–98.
 - **J. Newton-Bosch**, L. X. González, J. F. Valdés-Galicia, O. G. Morales-Olivares, Y. Muraki, S. Shibata, Y. Matsubara, T. Sako, K. Watanabe, F. Monderde Andrade, S. Perea-Contreras, E. Ortiz, O. Musalem, A. Hurtado, and R. Taylor, “Geomagnetic Storm Effects on the Solar Neutron Telescope at Sierra Negra, Mexico”. *Proceedings of 38th International Cosmic Ray Conference — PoS(ICRC2023)*, vol. 444, 2023, p. 1272. Disponible en: <https://pos.sissa.it/444/1272/> DOI: <https://doi.org/10.22323/1.444.1272>
 - F. Monderde-Andrade, L. X. González, J. F. Valdés-Galicia, **J. Newton-Bosch**, O. G. Morales-Olivares, Y. Matsubara, Y. Itow, T. Sako, T. Kawabata, E. Ortiz, A. Hurtado, O. Musalem, R. Taylor, K. Munakata, C. Kato, W. Kihara, Y. Ko, S. Shibata, H. Takamaru, A. Oshima, T. Koi, H. Kojima, H. Tsuchiya, K. Watanabe, M. Kozai, and Y. Nakamura, “Preliminary Simulation of the Scibar Cosmic Ray Telescope (SciCRT) at Sierra Negra” *Proceedings of 38th International Cosmic Ray Conference — PoS(ICRC2023)*, vol. 444, 2023, p. 1273. Disponible en: <https://pos.sissa.it/444/1273/> DOI: <https://doi.org/10.22323/1.444.1273>
 - F. Monderde-Andrade, L. X. González, J. F. Valdés-Galicia, **J. Newton-Bosch**, S. Perea-Contreras, Y. Muraki, Y. Matsubara, T. Sako, K. Watanabe, S. Shibata, et al., “Influx of particles in the atmosphere after an intense solar flare: A simulation for hadron propagation”. *Atmosphere, Ionosphere, Safety*, 2023, pp. 99–101.

Artículo aceptado en espera de publicación

- **J. Newton-Bosch**, L. X. González, J. F. Valdés-Galicia, O. G. Morales-Olivares, F. Monterde-Andrade Y. Muraki, S. Shibata, Y. Matsubara, T. Sako, K. Watanabe, M. Sergeeva, S. Perea-Contreras, E. Ortiz, O. Musalem, A. Hurtado, and R. Taylor, “Atmospheric pressure and temperature effects on the Solar Neutron Telescope at Sierra Negra”. *Advances in Space Research*, 2025.



Research paper

Atmospheric electric field effects on cosmic rays detected by the Solar Neutron Telescope at Sierra Negra

J. Newton-Bosch^a, L.X. González^{a,b,*}, J.F. Valdés-Galicia^a, O.G. Morales-Olivares^{c,d}, Y. Muraki^e, S. Shibata^f, Y. Matsubara^e, T. Sako^g, K. Watanabe^h, M.A. Sergeeva^b, F. Monterde-Andrade^a, S. Perea-Contreras^a, E. Ortiz^c, O. Musalem^a, A. Hurtado^a, R. Taylor^a

^a Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica, CDMX, 04510, México

^b LANCE/SCiESMEX, Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán, Universidad Nacional Autónoma de México, Morelia, 58190, Michoacán, México

^c Escuela Nacional de Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica, CDMX, 04510, México

^d Facultad de Ciencias en Física y Matemáticas, Universidad Autónoma de Chiapas, Boulevard Belisario Domínguez, Tuxtla Gutiérrez, 29050, Chiapas, México

^e Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya, 464-8601, Japan

^f College of Engineering, Chubu University, Kasugai, 487-8501, Japan

^g Institute for Cosmic Ray Research, University of Tokyo, Kashiwanoha, Kashiwa, Chiba, 277-8582, Japan

^h National Defense Academy of Japan, 1-10-20 Hashirimizu, Yokosuka, Kanagawa, 239-8686, Japan

ARTICLE INFO

Keywords:

Cosmic rays

Atmospheric electric fields

ABSTRACT

The influence of thunderstorms' atmospheric electric fields (AEF) on secondary cosmic rays (CR) detected at high altitude was studied. Using data obtained during the period October 2019 to March 2020 by the Solar Neutron Telescope (SNT) and a Boltek EFM-100 AEF monitor installed in the Sierra Negra Cosmic Ray Observatory (SN-CRO) located at 4580 m a.s.l. in Mexico. With measurements from the EFM-100, 15 thunderstorms were identified during the established period. Based on the general theory of AEF effects on CR, due to acceleration and deceleration of secondary charged CR particles by AEF, proposed by Dorman (2004), we calculated, as a first approximation, the effect on the total charged component (1.15%–3.47%) at the observation level of the SN-CRO. Simulations of air showers in the presence of a simplified electric field were performed with the CORSIKA code and EXPACS software to complement the calculations. When thunderstorms occurred above SN-CRO, significant fluctuations in the average counting rate of three SNT channels were observed and were consistent with the calculated intensity variations.

1. Introduction

Cosmic rays hit the Earth's atmosphere at a rate of about 1000 per m² per second (Gaisser et al., 2016). Upon arrival, they interact with air molecules and produce Extensive Air Showers (EAS) or secondary cosmic rays (CRs). Meteorological and AEF effects on secondary CRs began to be properly studied after the publication of the β -particles acceleration hypothesis (Wilson, 1925). It was proposed that the intense electric fields associated with thunderstorms are capable of accelerating electrons present in the atmosphere. Experiments were performed to test Wilson's hypothesis by detecting variations in the counting rate of ionization chambers (Schonland, 1930), Geiger–Müller tube counters (Schonland and Viljoen, 1933) and cloud chambers (Halliday, 1934). The results of these experiments were contradictory or unclear (Dorman et al., 2003). In 1971, the first CR variations associated with thunderstorms were observed in a muon detector by Attolini

et al. (1971), but they suggested that the most probable cause of such variations was the atmospheric temperature change and not the AEF.

In Alexeenko et al. (1985, 1987) temporal variations in CR intensity, measured at Baksan Observatory, associated with AEF fluctuations were observed and examined in detail for the first time. Alexeenko et al. analyzed the influence of 140 thunderstorms on two channels' counting rate (I_{90} with a threshold energy of 90 MeV and I_{20} with a threshold energy of 20 MeV) of the EAS scintillator array operating at Baksan (1700 m a.s.l., cut off rigidity of 6.5 GV). For nearly 100% of the events, significant changes lasting hours were observed in both channels 10–20 min after the onset of thunderstorms.

The average changes in the I_{90} counting rate were 0.2–0.3% for increases and 0.8–1.5% for decreases. The average changes in the I_{20} counting rate were around 1%. It was concluded that the observed

* Corresponding author at: Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica, CDMX, 04510, México.
E-mail address: xavier@igefisica.unam.mx (L.X. González).

effects could not be attributed to temperature or pressure variations, and were probably due to the AEF produced by thunderstorms.

In Alexeenko et al. (2001) presented data on more recent short-term variations of secondary CR intensity during thunderstorms. The effect was studied carefully and separately for the soft and hard components of secondary CRs. The soft component was isolated measuring the intensity of uncovered scintillators at two different thresholds (10–30 MeV), while the hard component was studied at a higher threshold (>80 MeV). The behavior of both components was well described by the electron and muon mechanisms of AEF influence on secondary CRs, explained in the Discussion.

The AEF affects muons, electrons and positrons in EAS with the general consequence of increasing the soft component's intensity and decreasing the hard component's intensity (Alexeenko et al., 2002). In this way, an increase in the AEF negative polarity produces a decrease of the intensity of the hard component.

More decreases in the intensity of higher energy (>100 MeV) cosmic rays have also been observed during thunderstorms (Mironychev, 2003; Muraki et al., 2004; Lidvansky and Khaerdinov, 2009). These decreases last from minutes to several hours. They have been detected by ground-based plastic scintillation detectors with energy thresholds above 100 MeV. Most secondary cosmic rays of these energies reaching the Earth's surface are muons (>65%) and gamma rays (Karapetyan, 2014). In this way, the observed decreases are caused mainly by muons.

In the case of mountain detectors, several experiments have been carried out in recent years. In central Italy, the EAS-TOP array at Gran Sasso Laboratory (EASTOPCollaboration et al., 2001), the Aragats Space Environmental Center (ASEC) (Chilingarian et al., 2010, 2019), Yangbajing Cosmic Ray Observatory (Feng et al., 2011; Tsuchiya et al., 2012; Huang et al., 2015; Zhou et al., 2016; Bartoli et al., 2018, 2022), China's Large High Altitude Air Shower Observatory (LHAASO) (Aharonian et al., 2022), the Space Environmental Viewing and Analysis Network (SEVAN) at Lomnický štít, Slovakia (Kudela et al., 2017; Chum et al., 2020), the GRAPES-3 muon telescope located in Ooty, India (Hariharan et al., 2019) and detectors on Mount Norikura and Mount Fuji (Torii et al., 2009), have reported variations in CR intensity associated with thunderstorm episodes.

The most relevant of these studies is the Mount Norikura Cosmic Ray Observatory (2770 m a.s.l.) in Japan. In Muraki et al. (2004), fluctuations of about 1% were found in the counting rate of several detectors at the Mount Norikura Observatory when thunderstorms occurred during 2002. These detectors were: a 12-tube neutron monitor, the Nagoya 36 m² muon monitor, the Nagoya Solar Neutron Telescope and a 19 m² muon telescope.

The AEF effects have also been studied at the Mexico City Cosmic Ray Observatory (8.2 GV cut off rigidity), with a 6NM64 neutron monitor (González and Valdés-Galicia, 2006) and a muon telescope. Variations in the muonic and electromagnetic components of secondary CRs registered on the counting rates of the muon telescope seemed to increase during thunderstorms. These variations were of ±0.5 to ±1% on average (Alvarez-Castillo and Valdés-Galicia, 2010).

Considering the results of the previously mentioned experiments, especially Alexeenko et al. (1985, 1987), Alvarez-Castillo and Valdés-Galicia (2010) and Muraki et al. (2004), we established the objective of finding evidence for the possible effects of thunderstorm AEF on the secondary CRs detected at Sierra Negra's summit at 4580 m a.s.l. in Mexico (8.24 GV cut off rigidity).

Section 2 of this work provides the methods used for the calculation of the AEF effects on CR, including air shower simulations, and the structure and basic operating principles of the Solar Neutron Telescope (SNT) installed at the Sierra Negra Cosmic Ray Observatory (SN-CRO). We also explain the methods used for data analysis of three SNT channels and present the main experimental results in Section 3. Sections 4 and 5 show the Discussion and our conclusions.

2. Materials and methods

In this section we present the theoretical approach of the AEF effects on the secondary CR intensity, within the framework of the general theory of CR meteorological effects established by Dorman (2004). We solved the general equation describing the associated change in the intensity of secondary CR components produced by an AEF variation. We also performed air shower simulations with CORSIKA and EXPACS software. Finally, we describe the SNT at SN-CRO and its data analysis.

2.1. Atmospheric electric field effects on the intensity of secondary CR

Secondary CRs are produced by nuclear interactions, at the top of the atmosphere, between incident primary CRs and atmospheric atoms. These secondary CRs have three components: hadronic, muonic and electromagnetic. Atmospheric conditions have an effect on the secondary CR intensity, which can be estimated mathematically, considering the primary particle's energy and the atmospheric parameters in the observation site. For example, the effect of the electric field induced by thunderclouds on the CR intensity, was first discussed theoretically by Dorman.

According to Dorman (2004) and Dorman et al. (2003), the intensity of any secondary CR component I_i of type i (e.g. hadronic, muonic or electromagnetic), observed at the level of atmospheric depth h_0 , with cut off rigidity R_c , air temperature T , and an AEF vector $\vec{E}$ may be described by equation:

$$I_i(h_0, R_c : T, \vec{E}) = \int_{R_c}^{\infty} D(R) m_i(h_0, R_c, T, \vec{E}) dR \quad (1)$$

where $D(R)$ is the primary CR spectrum out of the atmosphere, represented by a typical power law energy spectrum: $D(R) \propto R^{-\gamma}$ (Dorman, 2004), where the spectral index $\gamma = 2.7 \pm 0.03$ for energies below the knee ($E = 3 \times 10^{15}$ eV) and $\gamma = 3.0 \pm 0.03$ for energies above the knee (ALICECollaboration et al., 2016). In this case, we use $\gamma = 2.7$ as a first approximation. Additionally, m_i is the function of the integral multiplicity, which is the number of total secondary CR particles of type i produced by one nuclear interaction of a primary particle with rigidity R . Let us take into account that the integral multiplicity should be a power-law function of the energy or rigidity with possible small changes in the slope, according to Dorman (2004).

Assuming only the AEF changes during a thunderstorm, disregarding temperature and other atmospheric parameters:

$$\Delta \vec{E} = \vec{E} - \vec{E}_0 \quad (2)$$

We denote by the subscript "0" average values during fair weather conditions (for details see next subsection) on the period we analyzed (October 2019–March 2020) with low solar activity. We can calculate the associated change in the intensity of any secondary CR component:

$$\left(\frac{\Delta I_i(h_0, R_c : \vec{E})}{I_{i0}(h_0, R_c : \vec{E}_0)} \right)_E = \int_0^{h_0} W_{iE}(h, R_c) \Delta \vec{E} dh \quad (3)$$

where W_{iE} is named the AEF coefficient and is given by:

$$W_{iE} = \int_{R_c}^{\infty} \frac{\delta m_i(R)}{m_{i0}(R) \delta \vec{E}} W_{iRc} dR \quad (4)$$

where δm_i and $\delta \vec{E}$ represent small changes in the multiplicity and the AEF, respectively. The multiplicity functions depend on the primary particle's energy or rigidity, and they are further detailed in the EAS simulations subsection. In the case of the AEF, these small fluctuations measured during fair weather conditions are around 1 kV/m, shown in Fig. 1, so, $\delta \vec{E} = 1$. W_{iRc} is a coupling function, defined by:

$$W_{iRc} = \frac{D_0(R) m_{i0}(h_0, R, \vec{E}_0)}{I_{i0}(h_0, R_c, \vec{E}_0)} \quad (5)$$

Eqs. (3)–(5) are solved to find the theoretical first approximation of the effect of AEF produced by thunderstorms on the CR that arrive at Sierra Negra's altitude, represented by its atmospheric depth of 579 g/cm², and the 8.24 GV cut off rigidity.

It has been found that the AEF coefficient increases with increasing cut off rigidity and solar activity, but decreases significantly with increasing altitude of measurements (Dorman, 2004). For example, for soft negative muons in the lower atmosphere the AEF coefficient may be approximated by:

$$W_{\mu E} \approx 1.3 \times 10^{-3} \% (\text{kV/m})^{-1} (\text{g/cm}^2)^{-1}$$

In this way, we may expect a lower AEF coefficient for measurements at SN-CRO. The SNT mainly detects the hadronic component of secondary CR, however a fraction of the total counts is produced by muons, electrons and positrons. To solve the equations we performed simulations with CORSIKA and EXPACS software, explained in the next section.

2.2. Extensive air shower simulations

We obtained the intensity for secondary CR components using the open-access software EXcel-based Program for Calculating Atmospheric Cosmic ray Spectrum (EXPACS). It can calculate omnidirectional secondary CR fluxes nearly anytime and anywhere in the Earth's atmosphere. It uses the Particle and Heavy Ion Transport code System (PHITS) based Analytical Radiation Model in the Atmosphere (PARMA), which comprises numerous analytical functions with parameters whose numerical values were fitted to reproduce the results of the EAS simulation performed by PHITS (Sato et al., 2013). Detailed descriptions of the models and equations are given in Sato (2015), Sato et al. (2008) and Sato and Niita (2006).

The intensities of protons, muons, electrons and positrons were considered as the total charged component of secondary CR, which is the component that is analyzed throughout this paper. The EXPACS software requires the user to choose input parameters of altitude, cut off rigidity, atmospheric model and month of solar activity. We selected the Sierra Negra altitude (4.58 km), cut off rigidity of 8.24 GV, with an ideal atmosphere and the solar activity of October 2019, coinciding with the thunderstorm period. We fitted exponential functions to the flux of the charged particle component to use in Eq. (5), given that the exponential functions best adjust the flux functions. Further details are given in the next section.

To solve the rest of the equation for the AEF coefficient (Eq. (4)), and subsequently Eq. (3), we used the energy-multiplicity matrix output from the CORSIKA air shower simulations that we performed. The calculation of this AEF effect as an intensity percentage variation will be compared with the observed variations in the SNT channels.

COSMIC RAYS Simulation for KASKADE (CORSIKA) is a tool for the performance of detailed Monte Carlo simulation of air showers initiated by CR. Its applications range from Cherenkov telescope experiments ($E_0 \approx 10^{12}$ eV) up to the highest observed energies ($E_0 > 10^{20}$ eV) (Heck et al., 1998). The CORSIKA code merges models for hadronic interactions at different energy levels and electromagnetic interactions as part of air showers. With CORSIKA, primary CR are tracked through the atmosphere until they decay or interact with air molecules. Secondary CR are tracked until they reach up to 10 observation levels set by the user. In this case, only one observation level was set at 4580 m a.s.l., the summit of Sierra Negra.

The coordinates in CORSIKA are Cartesian with the positive x-axis pointing to the magnetic north, the positive y-axis to the west and the z-axis upwards. The origin is located at sea level. The zenith angle θ of a particle's trajectory is measured between the particle's momentum vector and the negative z-axis. The azimuthal angle ϕ is measured between the positive x-axis and the x-y-component of the particle's momentum vector proceeding counterclockwise (Heck et al., 1998).

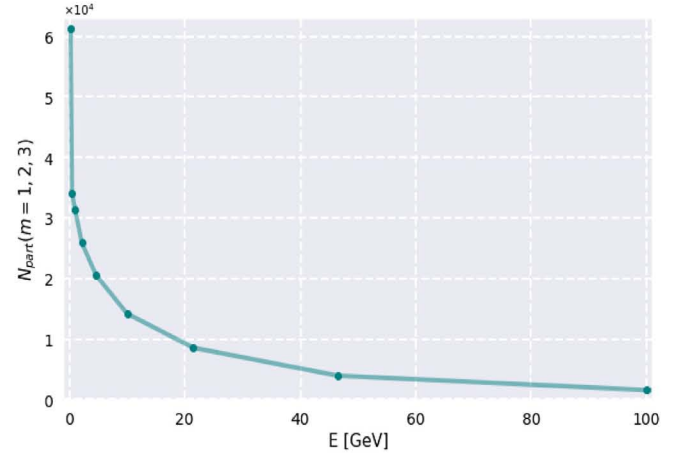


Fig. 1. Sum of the number of particles produced by primaries with multiplicities $m = 1, 2, 3$ as a function of their energy.

The hadronic interactions for our simulations were modeled with QGSJET II-04 for high energies (above 80 GeV) (Ostapchenko, 2011) and FLUKA for low energies (below 80 GeV) (Fasso et al., 2005). The QGSJET II-04 interaction model is the default and most-widely used model (Roh et al., 2011). For details see CORSIKA, QGSJET II and FLUKA references.

Besides the observation level, other input parameters for the simulations included the geomagnetic coordinates for SN-CRO (27.345°N, 29.240°W), protons as the primary particle for 2000 events with an energy range of 8 to 10⁶ GeV. The slope of the primary particles' energy spectra was set to -2.7 . The primary particles are omnidirectional, and directions are random. We used the CORSIKA tool of the Global Data Assimilation System (GDAS), a global atmospheric model described in Mitra et al. (2020) and Heck et al. (1998), to implement a realistic atmospheric profile for local conditions in Sierra Negra, as was done in Monderde-Andrade et al. (2023). All other input parameters were set as the default.

For CORSIKA, the passage of the primary particle through the atmosphere starts at the upper edge of the atmospheric model. From this starting point the place of the first interaction is calculated. The height and the target nucleus of this interaction are selected at random (Heck et al., 1998).

Additionally, the presence of an AEF was included, modeled as a simple point dipole with a magnitude of 20 kV/m centered at a height of 12 km, which is the average height of thunderclouds (Iribarne and Cho, 2012), to represent the electric field produced by a single-cell thunderstorm, as a first approximation. We also performed the same simulation without this AEF, representing fair weather conditions.

To solve Dorman's equations, the simulation's output we studied was the energy-multiplicity matrix. The matrix shows the multiplicity per interaction of primary particles and the total number of secondaries produced. The data are organized in a way which shows the number of particles produced in a single nuclear interaction as a unique product ($m = 1$), or as a byproduct of more ($m = 2, 3, \dots$). The highest number of secondaries produced in a single interaction was $m = 7$, and the total number of secondary particles produced in $m = 1$ interactions was ≈ 34600 . In this way, we obtained the multiplicity functions (total number of secondary particles) for primary particles with $m = 1$, $m = 2$, and $m = 3$. For $m \geq 4$, the AEF coefficient is ≈ 0 (Dorman, 2004), so they were not considered. Fig. 1 shows the sum of particles produced by primaries with $m = 1, 2, 3$. A cubic power law function of the particle energy, described by the equation ($m_i(E) \approx E^{-3}$), is the best fit to Fig. 1's data.

Coming back to the AEF coefficient, Eq. (4), the factor $\delta m_i = m_i - m_{i0}$, with m_{i0} being the multiplicity function with fair weather conditions,

and m_i the multiplicity function with the simple thunderstorm AEF, was determined by our CORSIKA simulations as $\approx 10^{-3}$. The lower limit of integration in the equation was set at 8.24 GV, the cutoff rigidity at Sierra Negra. For the total charged CR component, we obtained an AEF coefficient of:

$$W_{iE} = 1.9 \times 10^{-4} \% (\text{kV/m})^{-1} (\text{g/cm}^2)^{-1}$$

Finally, to solve Eq. (3), the value of this AEF coefficient was used along with Sierra Negra's atmospheric depth (579 g/cm^2). Assuming, in the same way as Dorman (Dorman, 2004), the AEF changes uniformly, without taking into account the cloud's electric charge distribution and internal electric fields, with $\vec{E} = 10 \text{ kV/m}$, $\vec{E} = 20 \text{ kV/m}$ and $\vec{E} = 30 \text{ kV/m}$, the intensity variations for the total charged component were $\pm 1.15\%$, $\pm 2.32\%$ and $\pm 3.47\%$, respectively. These variations can be positive or negative depending of the AEF polarity and the electric charge of the particles. In this way, for a negative AEF, the variations will be positive when the intensity of CR increases; as expected for negatively charged particles that will be accelerated on their trajectory to the ground. While positively charged particles will be decelerated, decreasing their energy, resulting in a decrease of CR intensity. The opposite effect is true for a positive AEF, meaning that positively charged particles will be accelerated and negative particles decelerated. The calculated percentage variations are the theoretical basis for the observed variations on the SNT main energy channels.

2.3. Sierra negra cosmic ray observatory

Sierra Negra is a volcano located in the state of Puebla, Mexico (19.0°N , 97.3°O). The SN-CRO comprises the Scintillator Bar Cosmic Ray Telescope (SciCRT), the Solar Neutron Telescope (SNT) and the Boltek model EFM-100 Atmospheric Electric Field Monitor. The Boltek EFM-100 was installed in October 2019, at a distance of 5 m from the SNT, with a detection radius of 38.62 km (24 mi). The SNT has been in operation since 2004 and the SciCRT since 2013 (Valdés-Galicia et al., 2004; Sasai et al., 2017).

The SNT has an area of 4 m^2 consisting of 4 plastic scintillators (PS) of $1 \text{ m} \times 1 \text{ m} \times 0.3 \text{ m}$ each, connected to photomultiplier tubes (PMT) installed above each PS in a light tight pyramid. The energy of incoming particles is measured in terms of the range of protons produced by interactions with carbon and hydrogen nuclei in the PS (Valdés-Galicia et al., 2003). Surrounding the PS there are proportional counters (PCs) that detect only charged particles. To separate neutral and charged particles, these PCs are in electronic anti-coincidence with the PS (González et al., 2010).

Below the PS, four layers of PC arrays are also used to identify the arrival direction of particles by detecting the recoil protons, produced by the interaction with the scintillator material, that are scattered in the same direction as the incoming particles. Two PC layers are in the E-W direction, while the other two are orthogonally placed in the N-S direction. The structure has a N-S layer on top, followed by an E-W layer, another N-S layer and finally the bottom layer is in the E-W direction. The arrival directions of the recoil protons can be classified in 25 sectors. Counting rates are measured for each of the 25 possible hit patterns. This design provides an accuracy of 15° for the original incoming neutron direction (Valdés-Galicia et al., 2004).

Shielding the whole SNT structure, there are steel plates on the four vertical sides and a lead plate on top, each 0.5 cm thick (Boltek-Corporation, 2023). These plates minimize possible noise caused by gamma rays through electron-positron pairs production. 67% of the incoming photons are converted into electron-positron pairs (Valdés-Galicia et al., 2004). A schematic diagram of the complete structure of the SNT is shown in Fig. 2.

All emitted light, proportional to the kinetic energy lost by the protons passing through the PS, is measured with pulse height discriminators connected to the PMT. The pulse height detected by each PMT

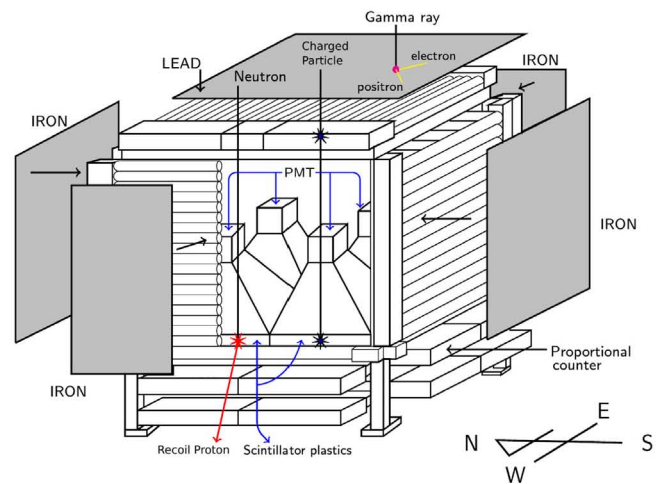


Fig. 2. Schematic diagram of the SNT at the SN-CRO (not to scale). Where PMT: Photo-Multiplier Tube.

is separated into four energy deposition channels that correspond to $E > 30 \text{ MeV}$, 60 MeV , 90 MeV and 120 MeV (González et al., 2010).

Using an electronic anti-coincidence system, we can distinguish between charged and neutral particle fluxes. Charged particles trigger two signals, one in the PCs at the top of the detector and the other in the PS below, while neutrons trigger only a signal in the PS, producing a recoil proton, shown in Fig. 2. Thus, for each energy deposition threshold ($E > 30, 60, 90, 120 \text{ MeV}$) there are charged particle channels (S1, S2, S3 and S4) and neutron channels (N1, N2, N3 and N4) (Valdés-Galicia et al., 2003). The SNT has 52 channels in total, including 25 directional channels associated with the bottom PC layers. For this study, data from the 3 most stable higher energy charged particle channels were analyzed as described in the next section.

3. Results

Thunderstorms and the AEF they produce are the main focus of this work, identifying and selecting them with an AEF monitor was the first step in our methodology. Thunderstorms should unfold in AEF measurements as a sudden increase in the negative polarity that lasts around 30 min. This is due to the cloud approaching the monitor overhead. When the cloud is directly above the monitor, the precipitation, the lightning and the cloud's charge distribution, produce considerable fluctuations of the AEF, of positive and negative polarities (Boltek-Corporation, 2023). However, at mountain level, there is normally a positive electric field when the thunderclouds approach. Typical thunderstorms are shown in the top panel of Figs. 4–8.

On the other hand, fair weather conditions are established as small fluctuations of $1\text{--}5 \text{ kV/m}$ around 0 kV/m , which are not associated with a thunderstorm. AEF monitors are calibrated and normalized to the fair weather AEF, which is $E_0 \sim 0.12 \text{ kV/m}$ (Iribarne and Cho, 2012).

Based on the measurements of the Boltek EFM-100 installed at SN-CRO, the occurrence of 15 thunderstorms was identified from October 8th 2019 to March 31st 2020. These thunderstorms produced an AEF of at least 20 kV/m and lasted between 1 and 8 h. We analyzed the data registered by the SNT's S2, S3, and S4 channels ($E > 60, 90, 120 \text{ MeV}$ respectively) during these thunderstorms.

The period of October 2019 through March 2020 is in the minimum of solar activity, however, the Dst and Kp indices were also checked for each specific thunderstorm date in order to verify that there were no geomagnetic storms. The Dst index, obtained from <https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst/dir/>, did not reach -50 nT for any thunderstorm date. The Kp index, obtained from <https://www.swpc.noaa.gov/>, did not reach a value of 5, which would be considered a moderate storm.

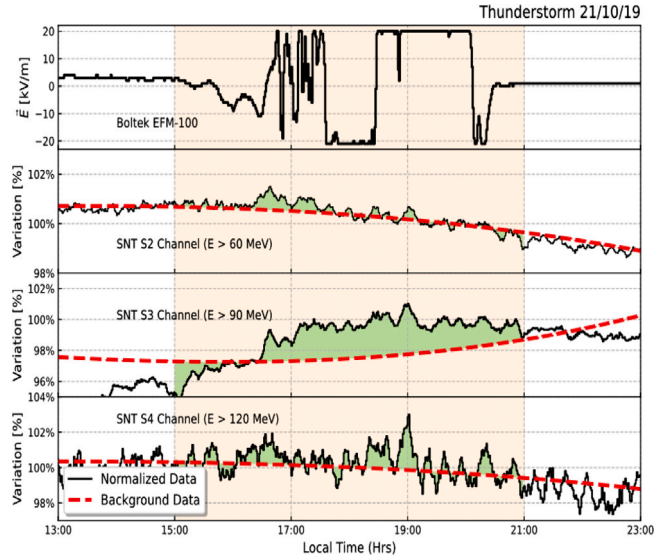


Fig. 3. Thunderstorm of October 21st 2019. The top panel shows the intensity of the AEF measured by the Boltek EFM-100. The lower three panels show SNT's charged particle channels variations. Dashed red lines represent background data, black lines show normalized data to the fair weather average. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

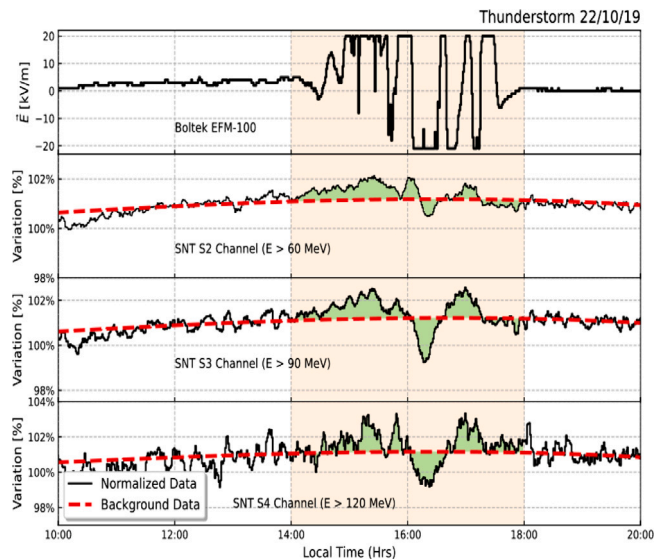


Fig. 4. Thunderstorm of October 22nd 2019. The top panel shows the intensity of the AEF measured by the Boltek EFM-100. The lower three panels show SNT's charged particle channels variations. Dashed red lines represent background data, black lines show normalized data to the fair weather average. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

In this way, there are no indicatives of the occurrence of significant geomagnetic storms or space weather events on the thunderstorm dates. The geomagnetic activity Dst and Kp indices for the thunderstorm dates are shown in Table 1.

The data were pressure corrected using the pressure correction coefficients calculated in Barrantes et al. (2018), with the equation:

$$I = I_0 e^{\beta(P-P_0)}$$

where β is the barometric correction coefficient with units of %/mb, I_0 is the secondary cosmic ray intensity at pressure P_0 .

This was done to ensure the observed variations were not produced by atmospheric pressure changes. The temperature does not influence

Table 1

Geomagnetic activity indices for the thunderstorm dates. Minimum and maximum Dst hourly values for each day, and average Kp value for each day.

Date	Dst (Min, Max)	Kp
11/10/19	−16, −6	2
17/10/19	−8, 5	1
19/10/19	−12, 4	1
21/10/19	−6, 11	1
22/10/19	1, 10	0
24/10/19	−17, 25	3
26/10/19	−40, −14	4
29/10/19	−22, −4	2
30/10/19	−19, 8	2
31/10/19	−8, 10	1
19/01/20	0, 6	1
20/01/20	−4, 6	0

the counting rate of the SNT significantly, according to Barrantes et al. (2018). In this way, the observed variations may be attributed to the AEF only.

Subsequently, the data were normalized to the average counting rate of fair weather conditions on the same day each thunderstorm occurred. We also estimated the background data fitting a third degree polynomial curve with the least squares method to the recorded data, as González et al. (2015) and Monterde-Andrade et al. (2023) and all previous Sierra Negra SNT data analysis. A third degree polynomial is the best fit for the counting rate of all SNT channels on normal conditions, so we compare it with the behavior of the counting rate on perturbed conditions. Finally, the maximum percentage variations for the charged particle channels (S2, S3 and S4) are shown in Table 2. The standard deviation (σ) of the counting rate of S2–S4 channels was calculated for each thunderstorm date. For the S2 channel we obtained $\sigma = 0.19–0.45$, for the S3 channel $\sigma = 0.25–0.55$ and for the S4 channel $\sigma = 0.61–0.83$. The variations that were $\geq 2\sigma$ are considered significant in Table 2.

We identified variations in the normalized data coinciding with the occurrence of 12 thunderstorms. The maximum percentage variation of the counting rate was calculated relative to the background data. The observed variations are in accordance with the calculated percentage variations (1.15%–3.47%) shown in Section 2.2. Considering that the calculations were carried out with a uniform AEF of 10–30 kV/m, we can speculate that the AEF above Sierra Negra is not uniformly greater than 30 kV/m, but the AEF structure should be examined with more detail using an AEF monitor with a higher measurement range, increasing from 20 kV/m to 100 kV/m.

The variations in the lower energy channel: S2 ($E > 60$ MeV), fall in the range of 0.44%–1.23%, and some of them are non-significant, but still part of a trend present in the S3 and S4 channels. This might be explained by the notion that lower energy particles are more susceptible to smaller AEF changes, not to the predominant AEF structure. The AEF varies strongly throughout the thunderstorm, and the S2 counting rate varies with it more rapidly, resulting in smaller variations. Furthermore, the counting rate of the S2 channel is the largest with $\sim 10^4$ particles (there are more lower energy particles), making variations smaller in proportion. Variations in the higher energy channels are greater because they are influenced only by the predominant AEF polarity and also because the counting rates are smaller with $\sim 10^3$ particles.

Figs. 3, 4, 5, 6, 7 and 8 show the most representative thunderstorms' AEF and the counting rate of the charged particle channels in the order of energy deposition thresholds. The beige colored area highlights the storm duration. The green colored area highlights the difference between the background and normalized data during the thunderstorm. It should be emphasized that the EFM-100 measurements are saturated at the limit of the measurement range of ± 20 kV/m. The saturation indicates that the AEF exceeds this intensity, according to the manual (Boltek-Corporation, 2023). This means that the AEF is

Table 2

Thunderstorms with maximum percentage variations, their duration, and standard deviation of the counting rate of SNT's S2–S4 channels.

Thunderstorm date	S2 channel variation [%]	Approx. duration [min]	S3 channel variation [%]	Approx. duration [min]	S4 channel variation [%]	Approx. duration [min]
11/10/19	+0.48 ± 0.24	17	+1.34 ± 0.32	12	+2.09 ± 0.65	12
17/10/19	+0.48 ± 0.31	32	+0.97 ± 0.38	32	+1.99 ± 0.66	19
19/10/19	+0.44 ± 0.28	15	No data	No data	+1.71 ± 0.69	20
21/10/19	+0.95 ± 0.45	40	+3.35 ± 0.50	32	+3.14 ± 0.83	22
22/10/19	−0.68 ± 0.31	60	−1.95 ± 0.36	70	−1.96 ± 0.61	60
24/10/19	+0.66 ± 0.25	30	No data	No data	+2.37 ± 0.70	40
26/10/19	−1.02 ± 0.22	30	−1.33 ± 0.29	34	−1.57 ± 0.70	26
29/10/19	−0.81 ± 0.20	100	No data	No data	−1.93 ± 0.64	30
30/10/19	+0.80 ± 0.24	10	+0.99 ± 0.33	45	+1.70 ± 0.69	11
31/10/19	−1.15 ± 0.41	112	−1.45 ± 0.55	132	−2.30 ± 0.72	50
19/01/20	+1.23 ± 0.27	48	+1.47 ± 0.34	40	+2.10 ± 0.63	35
20/01/20	−0.56 ± 0.19	60	−0.57 ± 0.25	60	−1.76 ± 0.67	30

>20 kV/m, normally around 80–120 kV/m or 200 kV/m in severe thunderstorms (Iribarne and Cho, 2012). The incomplete structure of the AEF plot only informs us about its polarity. For this study, the information provided is sufficient, given that we considered an AEF = 10–30 kV/m for the calculations. The role of the AEF polarity is explained in the Discussion.

Fig. 3 shows an increase on different times for each counting rate of the charged particle channels. The S2 channel's rate increases when the AEF reaches +20 kV/m, and subsequently decreases, with another slight increase on the maximum AEF strength (19 h). The S3 and S4 channels' rate have a maximum increment also at 19 h. These increments might be explained by the acceleration of positively charged particles, like protons and muons, produced by the positive AEF. The AEF structure indicates that this was a multi cell thunderstorm, with more than one cumulonimbus cloud.

Fig. 4 mainly shows a decrease in the counting rate of the charged particle channels during the storm's AEF maximum intensity, with a predominant negative polarity (16–18 h). The decrease might be associated with the muon mechanism. Before this, when the storm is beginning to pass over the Boltek monitor, the AEF is predominantly positive (14–16 h), which induces the counting rate to slightly increase. This might be explained by the acceleration of positively charged particles. The AEF structure indicates that this was also a multi cell thunderstorm.

Fig. 5 shows a significant increase in the counting rate of the SNT's S2 and S4 channels. Unfortunately, there were no data for the S3 channel. In this case, as opposed to the observed effect on Figs. 4 and 6, the counting rate increases with a negative AEF. Negative particles are accelerated in a negative AEF, so the decrease of Fig. 5 might be explained by the electron mechanism. The AEF structure indicates that two consecutive thunderstorm clouds were above Sierra Negra.

Fig. 6 also shows a decrease in the charged particles' intensity. The counting rate began to decrease around the AEF had a negative polarity (21 h); reaching a minimum at around 21:30 h. The muon mechanism is also probably involved in this case. The counting rate begins to increase again and reaches a maximum when the AEF polarity is positive. This storm lasted 2 h and considering the AEF structure, it probably is a single cell storm, i.e., a single cumulonimbus cloud produced it.

Fig. 7 shows another significant decrease associated with a negative AEF; which is probably explained by the muon mechanism too. This single cell thunderstorm lasted around 3 h and presented a predominant negative AEF throughout its duration. This might be the reason why the decrease in the S2 channel lasted ~100 min.

On the other hand, Fig. 8 shows a significant increase in the counting rate of all analyzed SNT channels, that coincides with a predominantly positive AEF, possibly explained by the acceleration of protons or positive muons. The AEF then becomes predominantly negative, and the counting rate decreases. This thunderstorm was also probably single cell, with a lot of lightning production.

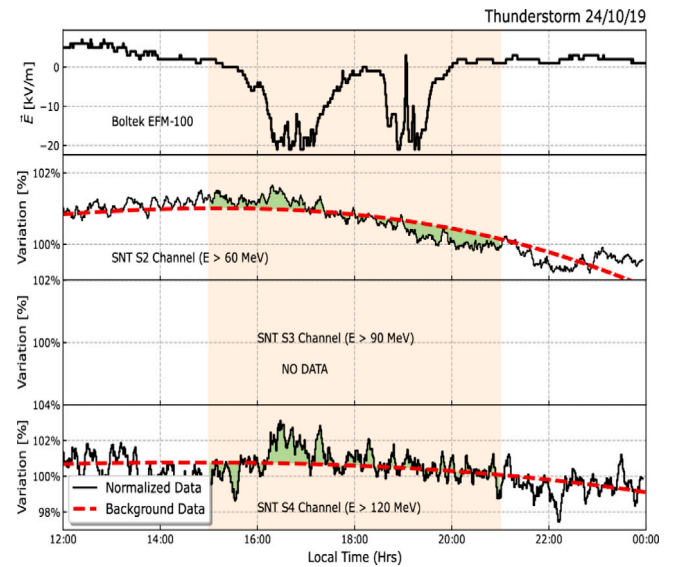


Fig. 5. Thunderstorm of October 24th 2019. The top panel shows the intensity of the AEF measured by the Boltek EFM-100. The lower three panels show SNT's charged particle channels variations. Dashed red lines represent background data, black lines show normalized data to the fair weather average. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

4. Discussion

The observed influence of thunderstorm AEF on ground-level cosmic ray experiments, according to the consensus summarized by Lidvansky (2003), are:

1. Large enhancements of low energy particles with a typical time scale of a few hours.
2. Correlations of the electromagnetic and muon component intensities with the AEF strength.
3. Pre-lightning increments in the electromagnetic component.

Most publications agree that the first effect is due to the precipitation of radon daughter nuclei during rainfall. It has been observed by the Mount Norikura CR Observatory 64 m² proportional counters (E > 1.5 MeV) (Muraki et al., 2004), and the EASTOP station of the Gran Sasso Laboratories, sensitive to particles of energy E > 2.5 MeV (Aglietta, 1999). The other two effects have yet to be confirmed by more experiments (Lidvansky, 2003).

The correlations of AEF intensity with secondary CR fluxes are explained by the electron and muon mechanisms, respectively. Both mechanisms were discussed in Alexeenko et al. (1985, 1987), calculated in Alexeenko et al. (1987), Dorman et al. (2003), Dorman (2004)

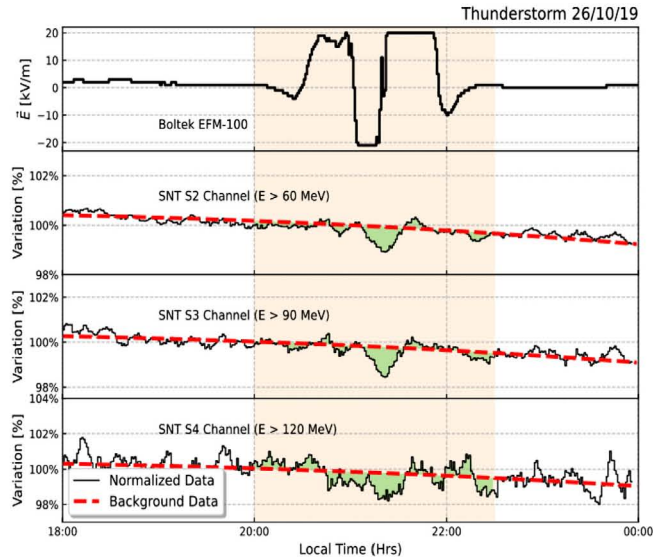


Fig. 6. Thunderstorm of October 26th 2019. The top panel shows the intensity of the AEF measured by the Boltek EFM-100. The lower three panels show SNT's charged particle channels variations. Dashed red lines represent background data, black lines show normalized data to the fair weather average. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

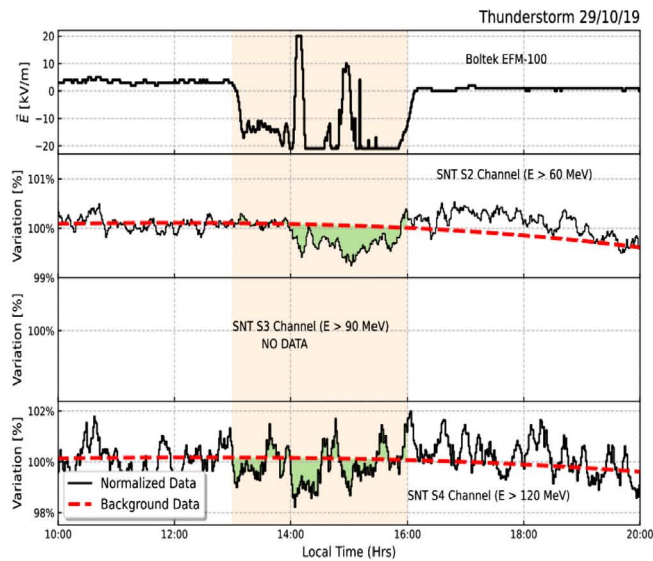


Fig. 7. Thunderstorm of October 29th 2019. The top panel shows the intensity of the AEF measured by the Boltek EFM-100. The lower three panels show SNT's charged particle channels variations. Dashed red lines represent background data, black lines show normalized data to the fair weather average. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

and Karapetyan (2014), and observed experimentally in Alexeenko et al. (2002) and Muraki et al. (2004).

The muon mechanism presents as a decrease in muon flux, in case a negative AEF is above the observation site when thunderstorms occur. This is because the positive muons are decelerated by the AEF, resulting in a higher probability of their decay. The increasing decays of the latter result in the decreased total intensity of muons and of the counting rate of secondary CR detectors in general (Alexeenko et al., 2002).

On the other hand, the electron mechanism presents as an increase in electron intensity when a negative AEF arrives. In Gurevich et al. (1992), it was suggested that the thunderstorm's AEF could accelerate

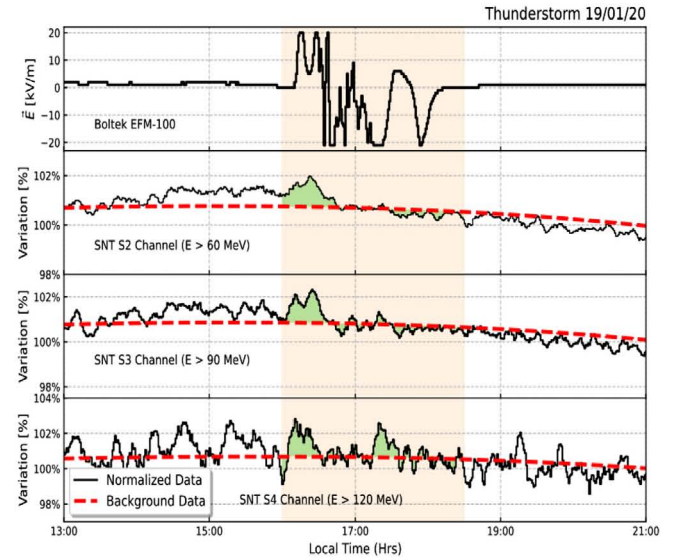


Fig. 8. Thunderstorm of January 19th 2020. The top panel shows the intensity of the AEF measured by the Boltek EFM-100. The lower three panels show SNT's charged particle channels variations. Dashed red lines represent background data, black lines show normalized data to the fair weather average. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

electrons in the atmosphere. When these electrons reach the critical energy of $E > 84$ MeV (Takami et al., 2001), they ionize other atmospheric molecules, freeing more electrons, which could also be accelerated, producing an avalanche-like effect. Electric discharges can also produce these runaway electron avalanches (Gurevich et al., 1992).

In this way, there are two physical phenomena associated with AEF that could explain the results of Table 2: the muon mechanism and the runaway electron mechanism (Takami et al., 2001; Gurevich et al., 1992; Karapetyan, 2014).

For those cases where increases in the counting rate of charged particle channels are observed, the runaway electrons avalanche mechanism might be associated. Electrons accelerated by the runaway electron mechanism can reach energy levels up to 100 MeV (Takami et al., 2001) and might be detected by the SNT. Based on the theory proposed by Gurevich et al. (1992), Dwyer (2003) and Symbalisty et al. (1998) found that the AEF that may enable the electron mechanism to be related with the altitude, the relation can be expressed as:

$$E_{RE} = E_0 e^{-Z/8.4}$$

where E_{RE} is the runaway electron AEF at the altitude Z (km), $E_0 = 2800$ V/cm is the runaway electron AEF at the sea level (Rui-rui et al., 2020). Solving this equation for SN-CRO altitude (4.58 km), we obtained $E_{RE} = 157$ kV/m. Most of the analyzed charged particle channels present increments, as shown in Table 2. However, further research is needed to confirm the enhancements as a product of the electron mechanism, like AEF measurements of E_{RE} .

As in the results discussion in Muraki et al. (2004), we could also argue for proton or positive muon acceleration caused by a positive AEF observed as enhancements in the counting rate of the charged particle channels. In the calculation done in Section 2 for the total charged component of secondary CR, the proton and positive muon's intensity were also considered.

On the other hand, we can associate the muon mechanism to all the detected decreases in Table 2. Considering that for energy levels of 100 MeV, only muons can produce such decreases in the counting rate of any secondary CR detector (Karapetyan, 2014).

5. Conclusions

Based on the EAS simulations performed with CORSIKA and EX-PACS to solve the equations representing the AEF effect on CR flux proposed by Dorman, and the measurements of the SNT and the Boltek EFM-100, we conclude that the effect of AEF on secondary CRs is significant at the Sierra Negra altitude (4580 m a.s.l.). Also, the SNT might be a reliable instrument for the observation of the muon mechanism associated with the AEF. Due to the atmospheric depth at which SN-CRO is located, the secondary CR intensity is higher than at sea level and other experiments that are located at lower altitudes (Scherer et al., 2006).

There were 15 thunderstorms identified from October 2019 to March 2020 by measurements of a Boltek EFM-100 installed at SN-CRO. Data registered by the SNT during the occurrence of thunderstorms was analyzed and in 12 cases significant variations, lasting 12–132 min, in the counting rate of the charged particle channels were observed. The registered variations can be generally explained by the predominantly negative AEF effects associated with the muon mechanism and possibly the runaway electron mechanism. On the other hand, some of the observed increases in the counting rate might be explained by the possible acceleration of protons or positive muons produced by predominantly positive AEFs.

The theoretical first approximations calculated based on Dorman's general theory validate the results obtained analyzing the charged particle channels of the SNT. As further research, the effect of thunderstorm AEF on secondary cosmic rays over a whole year should be investigated with a latest generation electric field monitor that has a measurement range of 100 kV/m. The analysis of more events will give us more statistically significant results.

CRediT authorship contribution statement

J. Newton-Bosch: Methodology, Formal analysis, Writing – original draft. **L.X. González:** Conceptualization, Methodology, Writing – review & editing. **J.F. Valdés-Galicia:** Writing – review & editing. **O.G. Morales-Olivares:** Writing – review & editing. **Y. Muraki:** Validation, Writing – review & editing. **S. Shibata:** Validation, Writing – review & editing. **Y. Matsubara:** Supervision. **T. Sako:** Supervision. **K. Watanabe:** Supervision. **M.A. Sergeeva:** Supervision. **F. Monterde-Andrade:** Writing – review & editing. **S. Perea-Contreras:** Writing – review & editing. **E. Ortiz:** Data curation. **O. Musalem:** Data curation. **A. Hurtado:** Data curation. **R. Taylor:** Data curation.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Data availability

The authors do not have permission to share data.

Acknowledgments

This research was partially supported by the *Agencia Espacial Mexicana* (AEM), project AEM-2018-01-A3-S-63804, *Fondo Sectorial Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT)-AEM* and the project CONACyT-LN315829. O.G. Morales-Olivares was supported by a CONAH-CyT postdoctoral fellowship. We also thank CONAHCyT for the fellowship granted to Ph.D. student Jania Newton-Bosch.

References

- Aglietta, M., 1999. Gamma rays and ionizing component during thunderstorms at Gran Sasso. In: 26th International Cosmic Ray Conference (ICRC26), Vol. 7. p. 351.
- Aharonian, F., An, Q., Bai, L., Bai, Y., Bao, Y., Bastieri, D., Bi, X., Bi, Y., Cai, J., Cao, Z., et al., 2022. Flux variations of cosmic ray air showers detected by LHAASO-KM2A during a thunderstorm on 10 June 2021. arXiv preprint arXiv:2207.12601.
- Alexeenko, V., Chernyaev, A., Chudakov, A., Khaerdinov, N., Ozrokov, S.K., Sborshikov, V., 1987. Short perturbations of cosmic ray intensity and electric field in atmosphere. In: International Cosmic Ray Conference, Vol. 4. p. 272.
- Alexeenko, V., Chudakov, A., Sborshikov, V., Tizengauzen, V., 1985. Short perturbations of cosmic ray intensity and electric field in atmosphere. In: International Cosmic Ray Conference, Vol. 5.
- Alexeenko, V., Khaerdinov, N., Lidvansky, A., Petkov, V., 2001. Electric field disturbances in the summer-time atmosphere and associated variations of CR intensity. In: International Cosmic Ray Conference, Vol. 10. p. 4161.
- Alexeenko, V., Khaerdinov, N., Lidvansky, A., Petkov, V., 2002. Transient variations of secondary cosmic rays due to atmospheric electric field and evidence for pre-lightning particle acceleration. Phys. Lett. A 301 (3–4), 299–306.
- ALICECollaboration, et al., 2016. Study of cosmic ray events with high muon multiplicity using the ALICE detector at the CERN large hadron collider. J. Cosmol. Astropart. Phys. 2016 (01), 032.
- Alvarez-Castillo, J., Valdés-Galicia, J.F., 2010. Signatures of thunderstorms in the variations of the secondary cosmic rays registered in Mexico city. J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 72 (1), 38–50.
- Attolini, M., Cecchini, S., Galli, M., Guidi, I., 1971. Cosmic-ray microvariations during thunderstorm perturbations. Lett. Nuovo Cimento (1971-1985) 1 (17), 716–720.
- Barrantes, M., Valdés-Galicia, J., et al., 2018. Atmospheric corrections of the cosmic ray fluxes detected by the solar neutron telescope at the summit of the Sierra Negra volcano in Mexico. Geofis. Int. 57 (4), 253–275.
- Bartoli, B., Bernardini, P., Bi, X., Cao, Z., Catalanotti, S., Chen, S., Chen, T., Cui, S., Dai, B., D'Amone, A., et al., 2018. Observation of the thunderstorm-related ground cosmic ray flux variations by ARGO-YBJ. Phys. Rev. D 97 (4), 042001.
- Bartoli, B., Bernardini, P., Bi, X., Cao, Z., Catalanotti, S., Chen, S., Chen, T., Cui, S., Dai, B., D'Amone, A., et al., 2022. Cosmic ray shower rate variations detected by the ARGO-YBJ experiment during thunderstorms. Phys. Rev. D 106 (2), 022008.
- Boltek-Corporation, 2023. EFM-100 Atmospheric Electric Field Monitor Installation/Operators Guide for model EFM-100C. Boltek.
- Chilingarian, A., Daryan, A., Arakelyan, K., Hovhannisyan, A., Mailyan, B., Melkumyan, L., Hovsepyan, G., Chilingaryan, S., Reymers, A., Vanyan, L., 2010. Ground-based observations of thunderstorm-correlated fluxes of high-energy electrons, gamma rays, and neutrons. Phys. Rev. D 82 (4), 043009.
- Chilingarian, A., Mkrtchyan, H., Karapetyan, G., Chilingaryan, S., Sargsyan, B., Arestakesyan, A., 2019. Catalog of 2017 thunderstorm ground enhancement (TGE) events observed on Aragats. Sci. Rep. 9 (1), 1–12.
- Chum, J., Langer, R., Baše, J., Kollárik, M., Strhárský, I., Diendorfer, G., Rusz, J., 2020. Significant enhancements of secondary cosmic rays and electric field at the high mountain peak of Lomnický štít in high Tatras during thunderstorms. Earth Planets Space 72 (1), 1–20.
- Dorman, L.I., 2004. Cosmic Rays in the Earth's Atmosphere and Underground, Vol. 303. Springer Science & Business Media.
- Dorman, L., Dorman, L., Iucci, N., Parisi, M., Ne'eman, Y., Pustil'Nik, L., Signoretti, F., Sternlieb, A., Villorosi, G., Zukerman, I., 2003. Thunderstorms' atmospheric electric field effects in the intensity of cosmic ray muons and in neutron monitor data. J. Geophys. Res. Space Phys. 108 (A5).
- Dwyer, J., 2003. A fundamental limit on electric fields in air. Geophys. Res. Lett. 30 (20).
- EASTOPCollaboration, et al., 2001. The EAS counting rate during thunderstorms. In: International Cosmic Ray Conference, Vol. 10. p. 4165.
- Fasso, A., Ferrari, A., Ranft, J., Sala, P.R., 2005. FLUKA: A Multi-Particle Transport Code. Technical Report. CERN-2005-10.
- Feng, C., Feng, Z., Feng, Z., Gou, Q., Guo, H., Guo, Y., He, H., He, Z., Hibino, K., Hotta, N., et al., 2011. Observation of atmospheric charged particles associated with thunderstorms at Tibet. In: Proceeding of 32nd International Cosmic Ray Conference.
- Gaissner, T.K., Engel, R., Resconi, E., 2016. Cosmic Rays and Particle Physics. Cambridge University Press.
- González, L.X., Sánchez, F., Valdés-Galicia, J.F., 2010. Geant4 simulation of the solar neutron telescope at Sierra Negra, Mexico. Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. A 613 (2), 263–271.
- González, L.X., Valdés-Galicia, J.F., 2006. Atmospheric electric field effects of cosmic rays detected in Mexico city. Geofis. Int. 45 (4), 255–262.
- González, L., Valdés-Galicia, J., Sánchez, F., Muraki, Y., Sako, T., Watanabe, K., Matsubara, Y., Nagai, Y., Shibata, S., Sakai, T., et al., 2015. Re-evaluation of the neutron emission from the solar flare of 2005 September 7, detected by the solar neutron telescope at Sierra Negra. Astrophys. J. 814 (2), 136.
- Gurevich, A., Milikh, G., Roussel-Dupre, R., 1992. Runaway electron mechanism of air breakdown and preconditioning during a thunderstorm. Phys. Lett. A 165 (5–6), 463–468.

- Halliday, E.C., 1934. Thunderstorms and the penetrating radiation. In: *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, Vol. 30. Cambridge University Press, pp. 206–215.
- Hariharan, B., Chandra, A., Dugad, S., Gupta, S., Jagadeesan, P., Jain, A., Mohanty, P., Morris, S., Nayak, P., Rakshe, P., et al., 2019. Measurement of the electrical properties of a thundercloud through muon imaging by the GRAPES-3 experiment. *Phys. Rev. Lett.* 122, 105101.
- Heck, D., Knapp, J., Capdevielle, J., Schatz, G., Thouw, T., et al., 1998. CORSIKA: A Monte Carlo code to simulate extensive air showers. Report fzka 6019 (11).
- Huang, D., Wang, X., Zhou, X., Jia, H., 2015. Effects of thunderstorms electric field on the energy of cosmic ray electron. In: *Proceeding of 34th International Cosmic Ray Conference*. p. 253.
- Iribarne, J.V., Cho, H.-R., 2012. *Atmospheric Physics*. Springer Science & Business Media.
- Karapetyan, G., 2014. Variations of muon flux in the atmosphere during thunderstorms. *Phys. Rev. D* 89 (9), 093005.
- Kudela, K., Chum, J., Kollárik, M., Langer, R., Strhářský, I., Baše, J., 2017. Correlations between secondary cosmic ray rates and strong electric fields at Lomnický štít. *J. Geophys. Res.: Atmos.* 122 (20), 10–700.
- Lidvansky, A., 2003. The effect of the electric field of the atmosphere on cosmic rays. *J. Phys. G: Nucl. Part. Phys.* 29 (5), 925.
- Lidvansky, A.S., Khaerdinov, N.S., 2009. Strong variations of cosmic ray muons during thunderstorms. *Bull. Russ. Acad. Sci.: Phys.* 73 (3), 397–399.
- Mironychev, P., 2003. Cosmic muons in thunderstorm electric fields. *Geomagn. Aeron.* 43 (5), 654–659.
- Mitra, P., et al., 2020. Reconstructing air shower parameters with LOFAR using event specific GDAS atmosphere. *Astropart. Phys.* 123, 102470. <http://dx.doi.org/10.1016/j.astropartphys.2020.102470>, URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0927650520300426>.
- Monterde-Andrade, F., et al., 2023. Simulation of solar neutron flux in the earth's atmosphere for three selected flares. *Astropart. Phys.* 145, 102780.
- Muraki, Y., Axford, W.I., Matsubara, Y., Masuda, K., Miyamoto, Y., Menjyou, H., Sakakibara, S., Sako, T., Takami, T., Yamada, T., et al., 2004. Effects of atmospheric electric fields on cosmic rays. *Phys. Rev. D* 69 (12), 123010.
- Ostapchenko, S., 2011. Monte Carlo treatment of hadronic interactions in enhanced pomeron scheme: QGSJET-II model. *Phys. Rev. D* 83 (1), 014018.
- Roh, S., Kim, J., Kasahara, K., Kido, E., Taketa, A., Ryu, D., Kang, H., 2011. Comparison of CORSIKA and COSMOS simulations. In: *AIP Conference Proceedings*, Vol. 1367. American Institute of Physics, pp. 177–180.
- Rui-rui, Y., Dai-hui, H., Bing, Z., Ke-gu, A., Xun-xiu, Z., 2020. Effect of thunderstorm electric field on the cosmic ray secondary particle energy at LHAASO. *Chin. Astron. Astrophys.* 44 (2), 146–159.
- Sasai, Y., Matsubara, Y., Itow, Y., Sako, T., Kawabata, T., Lopez, D., Hikimochi, R., Tsuchiya, A., Ikeno, M., Uchida, T., et al., 2017. A faster and more reliable data acquisition system for the full performance of the SciCRT. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. A* 857, 50–57.
- Sato, T., 2015. Analytical model for estimating terrestrial cosmic ray fluxes nearly anytime and anywhere in the world: Extension of PARMA/EXPACS. *PLoS One* 10 (12), e0144679.
- Sato, T., Niita, K., 2006. Analytical functions to predict cosmic-ray neutron spectra in the atmosphere. *Radiat. Res.* 166 (3), 544–555.
- Sato, T., Niita, K., Matsuda, N., Hashimoto, S., Iwamoto, Y., Noda, S., Ogawa, T., Iwase, H., Nakashima, H., Fukahori, T., et al., 2013. Particle and heavy ion transport code system, PHITS, version 2.52. *J. Nucl. Sci. Technol.* 50 (9), 913–923.
- Sato, T., Yasuda, H., Niita, K., Endo, A., Sihver, L., 2008. Development of PARMA: PHITS-based analytical radiation model in the atmosphere. *Radiat. Res.* 170 (2), 244–259.
- Scherer, K., Fichtner, H., Borrmann, T., Beer, J., Desorgher, L., Flükiger, E., Fahr, H.-J., Ferreira, S., Langner, U., Potgieter, M., et al., 2006. Interstellar-terrestrial relations: variable cosmic environments, the dynamic heliosphere, and their imprints on terrestrial archives and climate. *Space Sci. Rev.* 127 (1), 327–465.
- Schonland, B.F.J., 1930. Thunder-storms and the penetrating radiation. *Proc. R. Soc. Lond. Ser. A* 130 (812), 37–63.
- Schonland, B.F.J., Viljoen, J., 1933. On a penetrating radiation from thunderclouds. *Proc. R. Soc. Lond. Ser. A* 140 (841), 314–333.
- Symbolist, E.M., Roussel-Dupre, R.A., Yukhimuk, V.A., 1998. Finite volume solution of the relativistic Boltzmann equation for electron avalanche studies. *IEEE Trans. Plasma Sci.* 26 (5), 1575–1582.
- Takami, T., Muraki, Y., Matsubara, Y., Masuda, K., Sako, T., Sakakibara, S., Murata, T., Tsuchiya, H., Yamamoto, D., Watanabe, K., et al., 2001. Particle acceleration in thunderstorms. In: *International Cosmic Ray Conference*, Vol. 10. p. 4027.
- Torii, T., Sugita, T., Tanabe, S., Kimura, Y., Kamogawa, M., Yajima, K., Yasuda, H., 2009. Gradual increase of energetic radiation associated with thunderstorm activity at the top of Mt. Fuji. *Geophys. Res. Lett.* 36 (13).
- Tsuchiya, H., Hibino, K., Kawata, K., Hotta, N., Tateyama, N., Ohnishi, M., Takita, M., Chen, D., Huang, J., Miyasaka, M., et al., 2012. Observation of thundercloud-related gamma rays and neutrons in Tibet. *Phys. Rev. D* 85 (9), 092006.
- Valdés-Galicia, J.F., Hurtado, A., Musalem, O., Gonzalez, L.X., Muraki, Y., Matsubara, Y., Sako, T., Watanabe, K., Hirano, N., Tateiwa, N., et al., 2003. A new solar neutron telescope in Mexico. In: *International Cosmic Ray Conference*, Vol. 6. p. 3433.
- Valdés-Galicia, J.F., Muraki, Y., Tsujihara, H., Sako, T., Musalem, O., Hurtado, A., González, L.X., Matsubara, Y., Watanabe, K., Hirano, N., et al., 2004. An improved solar neutron telescope installed at a very high altitude in Mexico. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. A* 535 (3), 656–664.
- Wilson, C.T., 1925. The acceleration of β -particles in strong electric fields such as those of thunderclouds. In: *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, Vol. 22. Cambridge University Press, pp. 534–538.
- Zhou, X., Wang, X., Huang, D., Jia, H., 2016. Effect of near-earth thunderstorms electric field on the intensity of ground cosmic ray positrons/electrons in Tibet. *Astropart. Phys.* 84, 107–114.