

# Estudio del comportamiento de irregularidades en la capa F en bajas latitudes del hemisferio sur



**Gilda de Lourdes González**

Director: Dr. Víctor H. Ríos

Co director: Dr. Blas de Haro Barbás

Departamento de Posgrado

Universidad Nacional de Tucumán

Tesis presentada como requisito parcial para acceder al grado académico de:

Doctora en Ciencias Exactas e Ingeniería

## RESUMEN

Las irregularidades de la región F ionosférica pueden afectar gravemente a los sistemas de navegación y comunicación. Para mejorar las capacidades predictivas sobre su ocurrencia, es clave comprender sus variabilidades en una amplia gama de escalas de tiempo y en diferentes regiones. Los estudios previos en latitudes bajas de América del Sur se han realizado principalmente en la región oriental. Sin embargo, todavía hay pocos reportes sobre el spread-F en Argentina debido a la falta de datos de ionosonda. Las tormentas geomagnéticas pueden afectar la generación de estas irregularidades de una manera que aún no se comprende completamente. Este trabajo presenta el análisis de las características de ocurrencia de irregularidades ionosféricas cerca de la cresta sur de la Anomalía de Ionización Ecuatorial en Argentina (Tucumán, 26.8 S, 65.2 O; latitud magnética 15.5 S) desde noviembre de 2014 a diciembre de 2019 para diferentes condiciones solares y geomagnéticas. Además, se estudiaron los efectos de seis tormentas moderadas e intensas, que tuvieron lugar en diferentes estaciones y con diferente origen, *Coronal mass ejection (CME)* y *co-rotating interaction region (CIR)*, en la generación de irregularidades del plasma. Por último, se examinaron las características de ocurrencia de irregularidades ionosféricas sobre América del Sur durante tres tormentas geomagnéticas intensas.

Se usaron observaciones de estaciones de ionosondas y GPS en Tucumán, Brasil y Perú, observaciones del *Jicamarca Unattended Long-term Investigations of the Ionosphere and Atmosphere (JULIA)* radar y mediciones de densidad de electrones in situ de Swarm. Los resultados muestran que, en condiciones geomagnéticas calmas, el range spread-F (RSF) observado en invierno en Tucumán, durante baja actividad solar no está relacionado con burbujas de plasma originadas en el ecuador magnético. Una posibilidad es que estas irregularidades estuvieran asociadas con *medium-scale travelling ionospheric disturbances (MSTIDs)* nocturnos. En condiciones perturbadas, la generación (inhibición) de irregularidades está relacionada con el efecto de los campos eléctricos perturbados hacia el este (oeste)—*disturbance dynamo electric fields and prompt penetration electric fields*—que crearon condiciones favorables (desfavorables) para la generación de irregularidades al elevar (bajar) la región F. Otros factores también podrían afectar la generación de irregularidades durante las tormentas consideradas. Algunos de ellos son los vientos perturbados meridionales, que pueden cambiar la conductividad integrada en la línea de campo de los tubos de flujo inestables e influir en el crecimiento de un proceso de inestabilidad; y las *travelling ionospheric disturbances (TIDs)* debido al calentamiento Joule durante los periodos de tormenta.

## ABSTRACT

Irregularities in the ionospheric F-region can seriously affect navigation and communication systems. To develop predictive capabilities about their occurrence, it is key to understand their variabilities over a wide range of time scales and in different regions. Previous studies in low latitudes of South America have been carried out mainly in the eastern region. However, there are still few reports on the spread-F occurrence in Argentina due to a lack of ionosonde data. Geomagnetic storms may affect the generation of these irregularities in ways that are not yet fully understood. This work presents the analysis of the occurrence characteristics of ionospheric irregularities close to the southern crest of the Equatorial Ionization Anomaly (EIA) in Argentina (Tucumán, 26.8 S, 65.2 W; magnetic latitude 15.5 S) from November 2014 to December 2019 under different solar and geomagnetic conditions. Also, the effects of six moderate and intense geomagnetic storms on the generation of plasma irregularities were studied. The storms took place in different seasons and have different origins: Coronal mass ejection (CME) and co-rotating interaction region (CIR). Finally, the occurrence of ionospheric irregularities over different stations in South America during three intense geomagnetic storms was examined.

Observations from ionosonde and GPS stations in Tucuman, Brazil, and Peru. Data from the Jicamarca Unattended Long-term Investigations of the Ionosphere and Atmosphere (JULIA) radar, and in situ electron density measurements from Swarm satellites were used. The results show that, under quiet geomagnetic conditions, the range spread-F (RSF) observed in winter in Tucumán, in low solar activity, is not associated with plasma bubbles originated in the magnetic equator. One possibility is that these irregularities were associated with night-time medium-scale travelling ionospheric disturbances (MSTIDs). Under disturbed conditions, the generation (inhibition) of irregularities may be related to the effect of eastward (westward) storm time electric fields—disturbance dynamo electric fields and prompt penetration electric fields—that created favourable (unfavourable) conditions for the generation of irregularities by uplifting (lowering) the F region. Other factors could also affect irregularity generation during the considered storms. Some of them are meridional disturbance winds, which can change the field line integrated conductivity of unstable flux tubes and thus influence the growth of an instability process, and travelling ionospheric disturbances (TIDs) due to storm time Joule heating.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no hubiera sido posible sin la disponibilidad de los datos brindados por los siguientes grupos: The Low Latitude Ionospheric Sensor Network (LISN), the upper atmosphere physics group of the Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Italy; Tucuman Space Weather Center (TSWC), UNT; el Instituto Geográfico Nacional (IGN); the EMBRACE program from the National Institute for Space Research (INPE); the UMass Lowell Center for Atmospheric Research; the NASA/Goddard's Space Physics Data Facility; the International Service of Geomagnetic Indices; the GFZ German Research Center for Geosciences at Potsdam and the World Data Center (WDC) Kyoto, Japan.

# Índice

RESUMEN .....	2
ABSTRACT .....	3
AGRADECIMIENTOS.....	4
<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>8</b>
<b>CAPITULO I</b> .....	<b>11</b>
<b>LA IONOSFERA ECUATORIAL Y DE BAJAS LATITUDES</b> .....	<b>11</b>
Estructura de la atmósfera.....	11
Ionosfera .....	12
Regiones o capas ionosféricas.....	12
Transporte vertical, transporte horizontal y vientos neutros.....	15
La ionosfera ecuatorial.....	15
La anomalía ecuatorial .....	15
Electrodinámica de la ionosfera ecuatorial.....	16
Irregularidades Ionosféricas.....	19
La inestabilidad de Rayleigh-Taylor.....	21
Tormentas geomagnéticas.....	23
Efectos de las tormentas geomagnéticas en la generación de irregularidades ionosféricas .	24
<b>CAPITULO II</b> .....	<b>28</b>
<b>INSTRUMENTAL Y TÉCNICAS DE MEDICIÓN IONOSFÉRICA</b> .....	<b>28</b>
Sistema de Posicionamiento Global (GPS) .....	28
Efectos de la ionosfera sobre las ondas de radio.....	32
Contenido electrónico total .....	39
Ionosondas .....	40
<b>CAPÍTULO III</b> .....	<b>42</b>
<b>DATOS Y METODOLOGÍA</b> .....	<b>42</b>
Método utilizado en el análisis climatológico de spread-F y burbujas de plasma.....	42
Metodología usada en el estudio del efecto de tormentas geomagnéticas en la generación de irregularidades ionosféricas .....	44
Método utilizado para el análisis de los efectos sobre América del Sur.....	45
Datos de ionosonda.....	46
Observaciones de centelleo de banda L de GPS .....	47
Índice ROTI .....	47
Datos de Swarm .....	47
El radar JULIA.....	47
<b>CAPÍTULO IV</b> .....	<b>49</b>

<b>RESULTADOS</b> .....	49
Características del spread-F sobre Tucumán durante la fase descendente del ciclo solar 24	49
Variaciones mensuales y estacionales de la ocurrencia del spread-F.....	49
Tasa de ocurrencia de Spread-F durante diferentes condiciones solares y geomagnéticas	50
.....	50
Tasa de ocurrencia de burbujas de plasma.....	51
Tormenta del 12 de octubre de 2016 .....	62
Tormenta del 7 de noviembre de 2017.....	69
Tormenta del 7 de octubre de 2015 .....	76
Tormenta del 6 de marzo de 2016 .....	76
Tormenta del 27 de mayo de 2017 .....	81
Tormenta del 25 de agosto de 2018 .....	83
.....	89
Generación y supresión de Irregularidades en América del Sur durante tormentas	
geomagnéticas intensas .....	90
Tormenta del 12 de octubre de 2016 .....	90
Boa Vista.....	92
Sao Luis.....	92
Fortaleza.....	93
Jicamarca .....	93
Cachoeira Paulista.....	95
Tormenta del 7 de octubre de 2015 .....	95
Boa vista .....	97
Sao Luis.....	99
Fortaleza.....	100
Jicamarca .....	101
Cachoeira Paulista .....	102
Tormenta del 25 de agosto de 2018 .....	103
Sao Luis.....	105
Jicamarca .....	107
Santa María .....	108
<b>CAPÍTULO V</b> .....	109
<b>DISCUSIÓN</b> .....	109
Climatología del spread-F y las burbujas de plasma en Tucumán durante la fase descendente	
del ciclo solar 24.....	109
Características de ocurrencia de RSF y FSF .....	109
Características de ocurrencia de burbujas de plasma .....	111

Comparación entre las características de ocurrencia de burbujas de plasma y RSF .....	112
Efectos de tormentas geomagnéticas en el desarrollo de irregularidades ionosféricas en Tucumán.....	113
Variabilidad en la ocurrencia de irregularidades ionosféricas en América del Sur durante tormentas geomagnéticas intensas .....	121
<b>CAPÍTULO VI</b> .....	128
<b>CONCLUSIONES</b> .....	128
Referencias.....	130
APENDICE .....	140
Lista de publicaciones con los resultados de esta tesis .....	140

## INTRODUCCIÓN

La ionosfera es la parte ionizada de la atmósfera que se sitúa aproximadamente entre los 60 km y 2000 Km de altura con un máximo de concentración electrónica alrededor de los 250 km–400 Km. Es un plasma débilmente ionizado, está sometida a bajas presiones, y contiene el mismo número de cargas positivas y negativas, siendo así un medio conductor y eléctricamente neutro. A latitudes bajas y medias se forma básicamente debido a la ionización de gases atmosféricos como  $N_2$ ,  $O_2$  y  $O$  por la radiación solar (UV y rayos X) mientras que, a latitudes altas, la principal fuente de ionización es la precipitación de partículas energéticas (Kelley, 2009).

Una de las razones por lo que el estudio de las características ionosféricas es relevante es su uso en radiocomunicación y en sistemas de navegación satelital. La ionosfera permite que las ondas de radio de baja frecuencia emitidas desde la superficie terrestre sean reflejadas, posibilitando a estas viajar grandes distancias sobre la Tierra. En las regiones polares las partículas cargadas portadas por el viento que entran viajando por las líneas de campo tienen acceso a la atmósfera, incidiendo sobre la parte superior de la ionosfera y dando lugar a la formación de auroras.

Se divide en diferentes regiones o capas (D, E, F1 y F2) según la composición neutra y la fuente de ionización a diferentes alturas. La región F se extiende verticalmente a partir de los 130 km de altura. Durante el día, se puede dividir en dos capas: F1 y F2. La capa F1 se ubica entre los 130 y 210 km sobre la superficie de la tierra, sus principales componentes ionizadas son  $N_2$  y  $O$ . En la ionosfera de medias y bajas latitudes, las líneas de campo geomagnético tienden a atrapar iones que de otra forma escaparían hacia el espacio exterior (Rishbeth et al. 1969).

Las irregularidades ionosféricas son variaciones temporales y espaciales de la densidad de electrones con escalas que van desde algunos minutos hasta varias horas y se extienden desde decenas de centímetros hasta cientos de kilómetros. Las irregularidades en la región F pueden ser observadas principalmente de noche por diferentes tipos de instrumentos: mediciones in situ realizadas por satélites; mediciones de dispersión coherente e incoherente; *all sky images*; mediciones de contenido electrónico total (TEC, en inglés) a través de *Global Navigation Satellite Systems* (GNSS). Estas irregularidades pueden causar, por ejemplo, variaciones aleatorias en la fase y la amplitud de las ondas de radio transionosféricas que pasan a través de ellas, fenómeno conocido como centelleo (Briggs and Parkin 1963).

Las irregularidades ionosféricas pueden afectar negativamente a los sistemas de comunicación por radio transionosféricas y representar una amenaza para la navegación por satélite. Por lo tanto, la capacidad de evaluar y predecir el riesgo de su ocurrencia es un tema científico interesante para la turbulencia de plasma y la propagación de ondas de radio y también es importante cuando se desarrollan aplicaciones y sistemas espaciales. Para desarrollar capacidades predictivas, es necesario mejorar el conocimiento de sus características espacio-temporales. La aparición de irregularidades ionosféricas depende de la hora local, la estación, la latitud y la longitud, y de las actividades solar y geomagnética (Abdu et al., 1985; Tsunoda, 1985). Por lo tanto, los

estudios sobre diferentes regiones y durante diferentes períodos son necesarios para comprender su mecanismo de generación.

Aunque muchos investigadores han estudiado las características de las irregularidades ionosféricas en latitudes bajas, aún es necesario investigar más a fondo algunos aspectos para comprender mejor la variabilidad espacial y temporal de las burbujas de plasma y del spread-F. Por lo tanto, es útil el análisis de grandes conjuntos de datos para diversas condiciones solares y magnéticas. En América del Sur, la mayoría de los estudios se han realizado para la región este de Brasil, caracterizada por un ángulo de declinación magnética de  $\sim 20^\circ$ . Mientras que el ángulo de declinación magnética en Tucumán es de  $\sim 7^\circ$  durante la fase de descenso del ciclo solar 24. Si bien algunos trabajos han examinado la ocurrencia de spread-F en Tucumán (Abdu et al., 1998; Alfonsi et al., 2013; Cabrera et al., 2010; Pezzopane et al., 2013), consideramos aquí un período de análisis más largo: noviembre de 2014 a diciembre de 2019. Este trabajo pretende contribuir al conocimiento de las características de las burbujas de plasma y del spread-F durante diferentes horas locales, estaciones, condiciones solares y geomagnéticas en la cresta sur de la Anomalía de Ionización Ecuatorial (EIA). Para este propósito, analizamos los porcentajes de ocurrencia de RSF, FSF y de las fluctuaciones de TEC, utilizando datos de ionosonda y *Global Positioning System* (GPS) en Tucumán durante la fase descendente del ciclo solar 24.

Un aspecto importante que aún no se comprende completamente es el efecto de la actividad geomagnética en la ocurrencia de irregularidades ionosféricas. Las tormentas geomagnéticas pueden modificar severamente las características de la ionosfera y alterar la climatología de las irregularidades (ver por ejemplo Abdu et al., 2012; Jayachandran et al., 1997; Martinis, 2005; Pavlov et al., 2006; Ray et al., 2015). Por esta razón, el análisis de su generación y/o inhibición durante condiciones geomagnéticas perturbadas es crucial para avanzar en nuestro conocimiento sobre este tema.

La complejidad de los procesos de acoplamiento involucrados en la variabilidad de las irregularidades durante condiciones geomagnéticas perturbadas hace que este fenómeno sea difícil de modelar y predecir. Dos de estos procesos son el acoplamiento magnetosfera-ionosfera y el acoplamiento vertical en forma de ondas atmosféricas que se propagan hacia arriba desde la atmósfera inferior (por ejemplo, ondas de gravedad y ondas planetarias). El primero produce perturbaciones que se propagan hacia el ecuador: campos eléctricos perturbados y vientos termosféricos (meridionales y zonales). En latitudes bajas, las perturbaciones en el campo eléctrico zonal se deben principalmente a los efectos de los campos eléctricos de penetración rápida (*prompt penetration electric fields*, PPEFs) y los campos eléctricos dinamo perturbados (*disturbance dynamo electric fields*, DDEFs) (Blanc & Richmond, 1980; Senior & Blanc, 1984). Los PPEF están asociados con cambios rápidos en el potencial del casquete polar. Cuando el potencial del casquete polar aumenta repentinamente, la situación se denomina "under-shielding", y el campo eléctrico asociado tiene una polaridad hacia el este (hacia el oeste) en el lado diurno (lado nocturno). Por otro lado, un campo eléctrico de penetración "over-shielding" está asociado con la recuperación del potencial del

casquete polar y tiene su polaridad opuesta a la del under-shielding. El DDEF resulta de la circulación termosférica global generada por el calentamiento Joule en latitudes aurales y tiene una polaridad similar a la del campo eléctrico de penetración over-shielding. Los DDEF pueden durar varias horas, mientras que los PPEF son rápidos y de corta duración (2-3 h). Las perturbaciones en los vientos zonales y meridionales también pueden influir en la generación de irregularidades al modificar las derivas verticales del plasma y la altura de la capa F en latitudes bajas (Abdu & Batista, 1997). Trabajos previos (Maruyama, 1988; Maruyama & Matuura, 1984) han demostrado que estos vientos termosféricos perturbados tienden a inhibir los procesos de crecimiento de irregularidades. Las ondas de gravedad también podrían desempeñar un papel en el desarrollo de irregularidades. Cuando el aumento pre-reversión (PRE) de la deriva vertical  $E \times B$  es pequeño, las oscilaciones en la altura de la capa F inducidas por las ondas de gravedad pueden suprimir el PRE e inhibir la generación de irregularidades (Abdu & Brum, 2009).

El presente trabajo pretende contribuir al conocimiento de las características de las irregularidades ionosféricas de la capa F en bajas latitudes de América del Sur, con énfasis en Tucumán, cerca de la cresta sur de la EIA. Esta región es de particular interés debido a la alta ocurrencia de este fenómeno y también a su poco estudio. En este trabajo se presenta el estudio de irregularidades de diferente escala espacial y temporal: range spread-F (RSF), frequency spread-F (FSF), centelleo de amplitud, fluctuaciones de TEC, plumas observadas con el radar de 50 MHz de Jicamarca y fluctuaciones en la densidad de electrones medidas in-situ con los satélites Swarm. Se analiza la variación estacional, con la actividad solar y con la actividad geomagnética. Se considera con particular atención la generación e inhibición de irregularidades debido a tormentas geomagnéticas. Este problema es de especial interés debido a la complejidad de la interacción Magnetosfera- Ionosfera-Termosfera.

La estructura de la tesis es la siguiente. El capítulo 1 describe las características principales de la ionosfera ecuatorial y de bajas latitudes. El capítulo II muestra los instrumentales usados para estudiar la ionosfera, en particular ionosondas y GPS. El capítulo III detalla los métodos utilizados en este trabajo para analizar las variabilidades de las irregularidades del plasma. Los resultados se presentan el capítulo IV y se discuten en el capítulo V. El capítulo VI expone las principales conclusiones del trabajo. Finalmente, los artículos que resultaron de esta tesis se enumeran en el apéndice.

## CAPITULO I

### LA IONOSFERA ECUATORIAL Y DE BAJAS LATITUDES

#### Estructura de la atmósfera

La atmósfera es la envoltura gaseosa que rodea a la Tierra. Esta comenzó a formarse hace unos 4600 millones de años con el nacimiento del planeta. Si bien la mayor parte de la atmósfera primitiva se perdió en el espacio, nuevos gases y vapor de agua se fueron liberando de las rocas que formaban la Tierra. La atmósfera de las primeras épocas de la prehistoria estaba formada por vapor de agua ( $H_2O$ ), dióxido de carbono ( $CO_2$ ) y nitrógeno ( $N_2$ ), junto a muy pequeñas cantidades de hidrógeno ( $H_2$ ) y monóxido de carbono ( $CO$ ), pero con ausencia de oxígeno ( $O_2$ ). La atmósfera terrestre llegó a tener una composición similar a la actual aproximadamente hace 1000 millones de años (Schunk and Nagy, 2000).

Las capas de la atmósfera están determinadas por la forma en que la temperatura cambia con la altura. El cambio no es uniforme, sino que se comporta de distintas maneras en las diferentes capas. En la figura 1.1 se muestra un perfil de temperatura típico. Estas diferencias se asocian con la química, composición, y la densidad de la atmósfera en diferentes niveles.

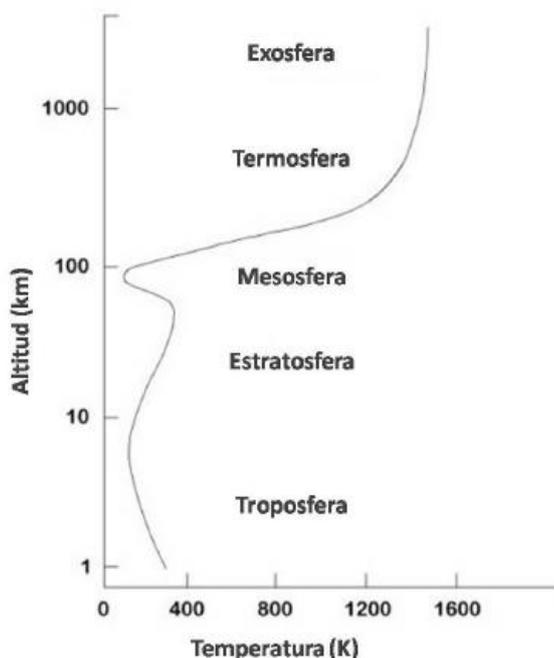


Figura 1.1: Estructura vertical de la atmósfera neutra según la variación con la temperatura (Kelley, 2009)

La troposfera es la zona más cercana a la superficie terrestre, en la cual se encuentra el aire respirable. Esta capa presenta variaciones climáticas, nubes, tormentas, etc. Esta región está comprendida desde la superficie terrestre hasta una altura de 10 a 15 km

dependiendo de la latitud y la época del año. La temperatura desciende con respecto a la altura a una razón de 10 K/km llegando a unos 200 K en su frontera. Se caracteriza por movimientos convectivos de aire caliente que asciende y frío que desciende.

La estratosfera es la segunda capa de la atmósfera de la Tierra llegando a alturas de 45 a 55 km, donde se encuentra el Ozono ( $O_3$ ) que genera un incremento en la temperatura debido a la absorción de luz ultravioleta. El 99% del aire presente en la atmósfera se encuentra en la troposfera y la estratosfera.

La mesosfera es la tercera capa, en la cual la temperatura disminuye a medida que se asciende, siendo la capa más fría de la atmósfera. La altura de esta capa es de aproximadamente 80 a 90 km.

Después de la mesosfera se encuentra la termosfera (~90 km). A esta altura el aire es muy tenue y la temperatura cambia con la actividad solar, incrementándose fuertemente en toda su extensión, ascendiendo a los 1000 K para una altura de 250km. La estructura de la termosfera está altamente influenciada por las partículas cargadas provenientes del viento solar.

Por último, se encuentra la exosfera, en esta capa las colisiones entre moléculas son tan poco frecuentes que las partículas neutras se mueven en orbitas balísticas sujetas solamente a la gravedad, mientras que las partículas ionizadas están controladas por el campo magnético.

#### Ionosfera

La ionosfera es la parte ionizada de la alta atmósfera que se sitúa entre los 60km y 2000 km de altura con un máximo de concentración electrónica alrededor de los 250 km – 300 km. Se comporta aproximadamente como un plasma; está sometida a bajas presiones, sus elementos están débilmente ionizados y contiene el mismo número de cargas positivas y negativas, siendo así un medio conductor y eléctricamente neutro.

La ionosfera a latitudes bajas y medias se forma básicamente debido a la ionización de gases atmosféricos como  $N_2$ ,  $O_2$  y  $O$  por la radiación solar (UV y rayos X) mientras que, a latitudes altas, la principal fuente de ionización es la precipitación de partículas energéticas. Una vez formada, los iones y electrones tienden a recombinarse y reaccionan con otros gases atmosféricos para producir nuevos iones.

La ionosfera permite que las ondas de radio de baja frecuencia emitidas desde la superficie terrestre sean reflejadas, posibilitando a estas viajar grandes distancias sobre la Tierra. En las regiones polares las partículas cargadas portadas por el viento solar son atrapadas por el campo magnético terrestre, incidiendo sobre la parte superior de la ionosfera y dando lugar a la formación de auroras.

#### Regiones o capas ionosféricas

La ionosfera se divide en diferentes regiones o capas (D, E, F1 y F2) según la composición neutra y la fuente de ionización a diferentes alturas. En cada capa hay una altura de densidad máxima, por encima y por debajo de la cual la densidad de ionización tiende a disminuir. El perfil de ionización típico se muestra en la figura 1.2 donde también se

indican las tres regiones mencionadas. En la región ecuatorial el perfil es distorsionado por el campo geomagnético mientras que en las regiones polares el perfil es distorsionado por la ionización por partículas energéticas, el acoplamiento magnetosférico y otros efectos.

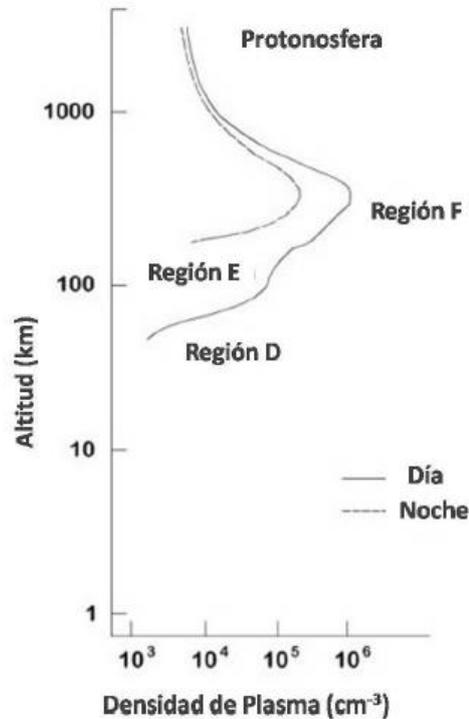


Figura 1.2: Estructura vertical de la ionosfera según la densidad electrónica (Kelley, 2009)

### Región D

La capa D es la capa más cercana a la superficie Terrestre. Se encuentra alrededor de los 60 y 90 km de altura. La ionización provocada por el viento solar aumenta la concentración de electrones en esta capa. Durante la noche no recibe radiación solar, por lo que desaparece cuando el sol se oculta. En esta zona la frecuencia de colisión de partículas es muy alta (alrededor de diez millones de colisiones por segundo), haciendo que esta capa sea sumamente absorbente para frecuencias de transmisión por debajo de los 10 MHz. Las principales especies presentes en esta capa son muy similares a las de la baja atmósfera: N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, Ar, CO<sub>2</sub>, Ne, He. En esta zona la ionización se debe a la radiación Lyman- $\alpha$  que tiene una longitud de onda de 125,5nm. Esta radiación ioniza la componente NO de la atmósfera neutra, y forman los iones de NO<sup>+</sup>. Además, cuando el sol está activo, los rayos X de longitud de onda menor a 1nm ionizan las componentes O<sub>2</sub> y N<sub>2</sub>. La recombinación es alta en esta capa, así el efecto de ionización neto es muy bajo y como resultado las ondas de radio de alta frecuencia, no son reflejadas en la capa D, sino absorbidas. La altitud del pico de densidad es normalmente de 90km, pero puede disminuir considerablemente a unos 78 km cuando el flujo de rayos x solares aumenta (Rishbeth et al. 1969).

### *Región E*

La capa E cubre una zona desde los 90 a los 130 km sobre la superficie de la tierra aproximadamente. Es la capa en la que se refleja la mayor cantidad de ondas de radio. Además, es de gran importancia geomagnética, ya que las corrientes que causan variaciones en el campo magnético se presentan mayormente en esta zona, como el electrochorro ecuatorial y auroral. En ciertas ocasiones aparece una ionización anómala denominada capa Es (E esporádica), que en algunos momentos puede alcanzar ionizaciones varias veces mayores a la ionización normal de la capa E. El pico de densidad de la región E ocurre a una altura aproximada de 110km. Al atardecer, la densidad de electrones de la región E disminuye por un factor de 10 o más en un corto periodo (decenas de minutos) antes de alcanzar una densidad de equilibrio durante la noche.

La ionización en esta capa es debida a los rayos X suaves (1–10nm) y a la radiación solar ultravioleta dentro del intervalo de longitudes de onda de 80nm a 102,8 nm. Las principales componentes ionizadas son O<sub>2</sub> y N<sub>2</sub> y los principales iones O<sub>2</sub><sup>+</sup> y NO<sup>+</sup>. Durante el día el comportamiento de esta capa es muy regular y controlado por el ángulo cenital solar. En la noche la región E comienza a desaparecer debido a que su principal fuente de ionización no está presente.

### *Región F*

La región F se extiende verticalmente a partir de los 130 km de altitud. Su formación es debida a la radiación solar ultravioleta en el intervalo de longitudes de onda entre 10nm y 90nm, la cual ioniza el oxígeno atómico O.

La región o capa F se puede dividir en dos capas: F1 y F2. La capa F1 se ubica entre los 130 y 210 km sobre la superficie de la tierra, sus principales componentes ionizadas son N<sub>2</sub> y O. El pico de densidad de la región F1 ocurre a unos 200km. La capa F2 es la más dinámica y más densa de la ionosfera, está localizada entre los 210-500 km de altura sobre la superficie de la tierra, aunque esta altura puede cambiar de acuerdo a las condiciones geofísicas. La principal componente ionizada es el oxígeno atómico. Esta capa presenta la máxima densidad electrónica de toda la ionosfera: aproximadamente 10<sup>6</sup>cm<sup>-3</sup> a unos 350 km sobre la superficie de la Tierra. El factor que limita el valor del pico de densidad electrónica es la razón de recombinación, esto es, la rapidez con la que los iones y electrones se combinan para formar átomos o moléculas neutras. La capa F1 desaparece durante la noche mientras que la capa F2 mantiene niveles de ionización relativamente constantes entre el día y la noche.

Por encima de la región F la ionosfera se denomina ionosfera superior. En un modelo simple, la densidad de la ionosfera superior disminuye exponencialmente con la altura hasta llegar a valores inferiores a los detectables. En la ionosfera de medias y bajas latitudes, las líneas de campo geomagnético tienden a atrapar iones que de otra forma escaparían hacia el espacio exterior. La región en la que se encuentran estos iones atrapados se conoce como plasmasfera y su límite exterior se llama plasmapausa. La plasmapausa se encuentra aproximadamente a lo largo de la línea de campo geomagnético que se asigna a 60 ° de latitud magnética.

Transporte vertical, transporte horizontal y vientos neutros

El transporte vertical de iones y electrones depende de la gravedad y de la frecuencia de colisión, la cual a su vez varía con la altura: por debajo de los 130 km la frecuencia de colisión es muy alta, por lo que ningún electrón puede moverse fuera de una unidad de volumen; entre los 130 y 300 km el camino libre medio de los electrones es del orden del espesor de capa de la ionosfera, por encima de los 300 km la frecuencia de colisión es tan baja que la ionosfera se puede aproximar a un plasma sin colisiones. En latitudes medias y altas el transporte vertical se produce a lo largo de las líneas de campo magnético. En la ionosfera de altas latitudes los campos eléctricos de convección causan transporte horizontal del plasma.

En zonas donde la frecuencia de colisión es alta (menos de 130 km) los iones se mueven a través de las líneas de campo magnético junto con los neutros, mientras que los electrones permanecen quietos respecto del campo magnético. Estos vientos neutros producen campos eléctricos en las regiones de la ionosfera con conductividad eléctrica apreciable: región E. Debido a las variaciones horizontales y verticales de la conductividad, las corrientes no pueden fluir en todas las direcciones y se produce un campo eléctrico de polarización. Estos campos son transmitidos a la región F donde originan las derivas electromagnéticas  $E \times B$ .

La ionosfera ecuatorial

Además de la variación de la densidad del plasma con la altura, la ionosfera muestra variaciones significativas con la hora del día, latitud, longitud, estación del año, actividad solar, y actividad geomagnética. Debido a la geometría del campo magnético terrestre surge una clasificación de la ionosfera por regiones latitudinales; ionosfera de bajas latitudes o ecuatorial, ionosfera de medias latitudes y ionosfera de altas latitudes o auroral, cada una está gobernada por procesos físicos diferentes.

La anomalía ecuatorial

En la ionosfera ecuatorial existe una característica morfológica predominante durante el día llamada Anomalía de Ionización Ecuatorial (EIA, en inglés), se caracteriza por densidades de plasma altas a ambos lados del ecuador, a latitudes magnéticas cercanas a los  $\pm 15^\circ$  (crestas de ionización) y ionización mínima en el ecuador magnético.

En la región E ecuatorial los vientos termosféricos generan campos eléctricos que son transmitidos a lo largo de las líneas del campo magnético dipolar a alturas de la región F a causa de la conductividad paralela. La anomalía ecuatorial se forma debido a que, durante el día, existe una deriva de plasma del tipo  $E \times B$  hacia arriba, donde  $E$  es el campo eléctrico dirigido hacia el este y  $B$  es el campo magnético terrestre. Durante la noche, en cambio, el campo  $E$  está dirigido al oeste y arrastra al plasma hacia abajo. La velocidad de arrastre es de aproximadamente 10-30 m/s. El plasma arrastrado hacia arriba se difunde hacia abajo a lo largo de las líneas del campo geomagnético como consecuencia de la fuerza de gravedad y del gradiente de presión del plasma. Este mecanismo físico se conoce como efecto fuente (figura 1.3) y es la causa de que se formen picos de ionización alrededor del ecuador. La anomalía ecuatorial no se mantiene constante durante el día: existen dos máximos; uno alrededor de las 14:00 LT

y otro a la tarde-noche. La cresta de ionización es mayor en el hemisferio de invierno que en el de verano debido al viento neutro que transporta el plasma desde el hemisferio de verano al de invierno.

La máxima densidad de electrones libres en la ionosfera ( $NmF2$ ) está relacionada con la máxima frecuencia del plasma ( $f_oF2$ ) por la ecuación:

$$NmF2 = 1,24 \cdot 10^4 \times f_oF2^2 \quad (1.1)$$

donde  $NmF2$  está en  $cm^{-3}$  y  $f_oF2$  en MHz.

#### Electrodinámica de la ionosfera ecuatorial

Se analizarán las características más importantes de la electrodinámica de la capa F en la región ecuatorial. Pero antes se necesita conocer el comportamiento de los vientos ionosféricos en la región ecuatorial ya que proveen la fuente de energía que mantiene al campo eléctrico ionosférico.

Los vientos ionosféricos separan los iones y los electrones, la separación es contrarrestada por la producción de campos eléctricos de polarización. Los campos de viento controlan la distribución de los campos eléctricos y corrientes en la ionosfera de bajas y medias latitudes.

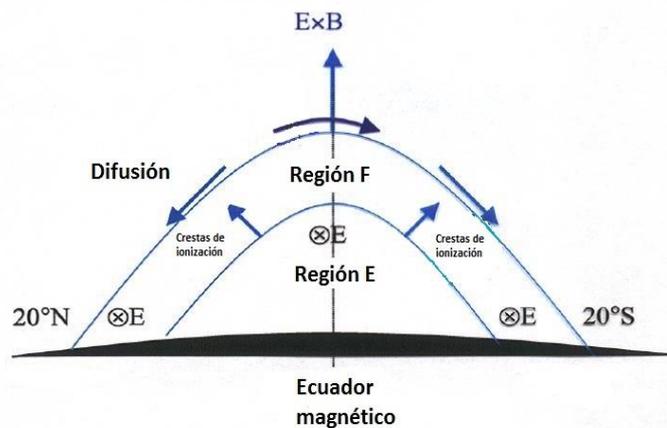


Figura 1.3: Esquema del "efecto fuente"

Los vientos a alturas ionosféricas son generados principalmente por la variación diurna en la absorción solar de radiación UV, que calienta y expande la termosfera diurna, región ionosférica por encima de los 90km de altura, creando un gradiente de presión horizontal. El viento creado como resultado de la variación de presión debida a la variación de temperatura fluye de regiones de alta presión a regiones de bajas presión de la ionosfera. Los vientos dirigidos horizontalmente dominan sobre los vientos verticales ya que la extensión horizontal de la atmosfera es mayor que su extensión vertical.

Las partículas cargadas en la ionosfera terrestre, electrones y iones, responden de forma diferente a los diferentes campos de fuerza que actúan sobre ellos (campos eléctricos, campo magnético, fuerzas debidas a colisiones, gradientes de presión). La diferencia de masa entre iones y electrones tiene un rol importante en las diferencias dinámicas observadas. Como resultado, se producen movimientos relativos por la aplicación de fuerzas externas.

Se supone que el sistema ionosférico está en equilibrio, es decir, la suma de todas las fuerzas que actúan en el sistema es igual a cero. Las fuerzas debidas a la gravedad y a gradientes de presión se consideran despreciables frente a la fuerza de Lorentz y a las fuerzas de fricción.

Con estas suposiciones, la condición de equilibrio para iones y electrones se puede escribir como:

$$n_e e (\vec{E} + \vec{V}_i \times \vec{B}) - n_e m_i v_{in} (\vec{V}_i - \vec{V}_n) - n_e m_i v_{ie} (\vec{V}_i - \vec{V}_e) = 0 \quad (1.3)$$

$$-n_e e (\vec{E} + \vec{V}_e \times \vec{B}) - n_e m_e v_{en} (\vec{V}_e - \vec{V}_n) + n_e m_e v_{ei} (\vec{V}_i - \vec{V}_e) = 0 \quad (1.4)$$

Donde  $m_i$  y  $m_e$  son las masas del ion y el electrón,  $n_e$  es la densidad numérica del plasma,  $v_{in}$  y  $v_{en}$  son las frecuencias de colisión de los iones y los electrones respectivamente.  $\vec{V}_i$ ,  $\vec{V}_e$  y  $\vec{V}_n$  son las velocidades del viento de iones, de electrones y de partículas neutras y  $\vec{E}$  y  $\vec{B}$  son los campos eléctrico y magnético respectivamente.

Se puede obtener a partir de las ecuaciones de equilibrio, las ecuaciones de movimiento para los iones y para los electrones. En el caso de los iones, si se desprecia la contribución del término de colisión electrón-ion, luego la ecuación de movimiento para los electrones en los vientos neutros es

$$(\vec{V}_i - \vec{V}_n)_\perp = \frac{\Omega_i v_i (\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}) - \Omega_i^2 \hat{b} \times (\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B})}{B(v_i^2 + \Omega_i^2)} \quad (1.5)$$

Donde  $\Omega_i = \frac{eB}{m_i}$  es la girofrecuencia del ión.

A grades alturas de la región F la girofrecuencia se vuelve mucho mayor a la frecuencia de colisión ( $\Omega_i \gg v_i$  y se obtiene para la componente perpendicular de la velocidad (Richmond, 1995).

$$\vec{V}_{i\perp} = \frac{\vec{E}_\perp \times \hat{b}}{B} \quad (1.6)$$

Donde  $\hat{b}$  es un vector unidad en la dirección de  $\vec{B}$ .

En el caso de los electrones ya no se puede despreciar el término de colisión electrón-ion ya que la pequeña masa de los electrones en comparación con la de los iones hace que sean desviados fácilmente en las colisiones con los iones.

$$(\vec{V}_e - \vec{V}_n)_\perp = \frac{-\Omega_e v_{en\perp} (\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}) - \Omega_e^2 \hat{b} \times (\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B})}{B(v_{en\perp}^2 + \Omega_e^2)} \quad (1.7)$$

Donde  $\Omega_e = \frac{eB}{m_e}$  es la girofrecuencia del electrón.

De forma similar que, en el caso de los iones, a grandes alturas de la región F se cumple  $\Omega_e \gg v_{en\perp}$ , y la componente perpendicular de la velocidad de los electrones está dada por:

$$\vec{V}_{e\perp} = \frac{\vec{E}_\perp \times \hat{b}}{B} \quad (1.8)$$

Se observa entonces que

$$\vec{V}_E = \vec{V}_{i\perp} = \vec{V}_{e\perp} = \frac{\vec{E}_\perp \times \vec{B}}{B^2} = \frac{(\vec{E}_\parallel + \vec{E}_\perp) \times \vec{B}}{B^2} = \frac{\vec{E} \times \vec{B}}{B^2} \quad (1.9)$$

Ya que  $\vec{E}_\parallel \times \vec{B} = 0$

La ecuación anterior muestra que tanto los electrones como los iones se mueven hacia arriba con la misma velocidad proporcional a los desplazamientos  $\vec{E} \times \vec{B}$ .

Restando (1.9) y (1.7) y multiplicando por  $n_e e$  se obtiene la densidad de corriente perpendicular al campo magnético.

$$\vec{J}_\perp = \sigma_P (\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}) + \sigma_H \hat{b} \times (\vec{E}_\perp + \vec{V}_n \times \vec{B}) \quad (1.10)$$

Donde

$$\sigma_P = \frac{n_e e}{B} \left( \frac{v_i \Omega_i}{v_i^2 + \Omega_i^2} + \frac{v_{en\perp} \Omega_e}{v_{en\perp}^2 + \Omega_e^2} \right) \quad (1.11)$$

es la conductividad de Pedersen, que es paralela a  $\vec{B}$  y perpendicular a  $\vec{E}$ . Mientras que  $\sigma_H$  está dada por:

$$\sigma_H = \frac{n_e e}{B} \left( \frac{\Omega_e^2}{v_{en\perp}^2 + \Omega_e^2} - \frac{\Omega_i^2}{v_i^2 + \Omega_i^2} \right) \quad (1.12)$$

Que se conoce como conductividad de Hall, que es perpendicular tanto a  $\vec{E}$  como a  $\vec{B}$ .

La componente paralela de la densidad de corriente, puede obtenerse de las ecuaciones (1.5) y (1.6), usando  $\frac{m_e}{m_i} = 10^{-5}$ , aunque ese valor depende de la composición de los iones, y  $\frac{v_{en}}{v_{in}} \approx 10$ .

$$\vec{J}_\parallel = n_e e (\vec{V}_i - \vec{V}_e)_\parallel \quad (1.13)$$

$$\vec{J}_\parallel = \frac{n_e e^2 \vec{E}_\parallel}{m_e (v_{en\parallel} + v_{ei\parallel})} = \sigma_\parallel \vec{E}_\parallel \quad (1.14)$$

Donde

$$\sigma_\parallel = \frac{n_e e^2}{m_e (v_{en\parallel} + v_{ei\parallel})} = \frac{n_e e^2}{m_e v_e} \quad (1.15)$$

$\sigma_\parallel$  se llama conductividad paralela ya que es paralela a  $\vec{B}$ .

En la figura 1.4 se observa un perfil de altura de los tres tipos de conductividad durante el día. Se puede ver como la conductividad Pedersen y la conductividad Hall disminuyen con la altura mientras que sucede lo contrario con la conductividad paralela.

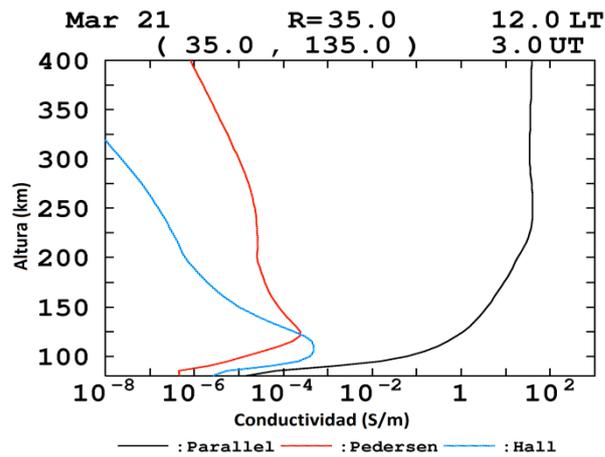


Figura 1.4: Ejemplo de perfil de altura de la conductividad ionosférica durante el día.

### Irregularidades Ionosféricas

Las irregularidades ionosféricas son regiones de la ionosfera con una densidad de electrones notablemente diferente a la de fondo, causadas por procesos de inestabilidad del plasma. Sus tamaños de escala van desde centímetros hasta cientos de kilómetros, y la duración puede variar entre minutos y varias horas. Las irregularidades ionosféricas han sido un tema importante de investigación desde que fueron descubiertas (Booker & Wells, 1937) principalmente por sus efectos adversos en los sistemas de comunicación y navegación. Para mitigar esta influencia negativa es necesario avanzar en la comprensión de este fenómeno ionosférico y mejorar nuestras capacidades de predicción. Si hay irregularidades en la región F por encima de una ionosonda, se puede ver en los ionogramas una señal de retrodispersión denominada spread-F. Estos se deben a la presencia de irregularidades en la escala de km. El spread-F se puede clasificar en bottom-side spread-F, irregularidades confinadas a la región F del lado inferior y top-side spread-F, asociadas con la generación de burbujas de plasma ecuatoriales (EPB) (Valladares et al., 1983; Woodman & La Hoz, 1976).

Las EPB son disminuciones a gran escala de la densidad de electrones de la región F. Se generan en el ecuador en la parte inferior de la capa F y crecen de forma no lineal hacia la parte superior. A medida que los EPB se desarrollan verticalmente, se propagan a latitudes bajas alineados con las líneas del campo geomagnético, por efectos de la difusión, la gravedad y el gradiente de presión (Balan et al., 2018). En los ionogramas, el efecto del ensanchamiento en frecuencia se conoce como *frequency spread-F* (FSF) y en altura, *range spread-F* (RSF), también se puede observar un patrón mixto, al que se le conoce como *mixed spread-F* (MSF), en el cual las trazas se amplían tanto en rango como en frecuencia (Piggott & Rawer, 1978).

Las fluctuaciones del TEC (TEC depletions) son reducciones repentinas del TEC seguidas de una recuperación a un nivel cercano al valor anterior al agotamiento (Valladares et al., 2004). Muchos investigadores han señalado que estos son una manifestación de los EPB (DasGupta A. et al., 1983; Shetti et al., 2019; R. T. Tsunoda & Towle, 1979; Weber et al., 1996). Los retrasos de la señal del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) son

proporcionales al TEC a lo largo de la línea de visión del receptor del satélite. Por lo tanto, los datos del GPS pueden usarse para calcular el TEC (Çepni et al., 2013; Dashora & Pandey, 2005). Debido a la latitud magnética de Tucumán, las fluctuaciones de TEC y el RSF pueden estar asociados con EPB que se extienden hasta la parte superior de la capa F. La FSF está relacionada con irregularidades decrecientes de menor escala cerca del pico de la región F (Abdu et al., 1981b). Es importante tener en cuenta que una EPB puede no contener irregularidades a pequeña escala durante la tarde-noche. Entonces, durante este período, es posible observar fluctuaciones de TEC pero no spread-F.

En las regiones ecuatoriales y de baja latitud, la generación de las irregularidades ionosféricas pueden atribuirse al mecanismo de inestabilidad gravitacional de Rayleigh-Taylor (Balsley et al., 1972; Calvert, 1963; Dungey, 1956). Su iniciación está relacionada con la deriva vertical  $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$  y la elevación de la capa F. Estos campos eléctricos podrían ser generados por la dínamo ionosférica o impuestos desde la magnetosfera. Una condición para la generación de irregularidades es que la conductividad de la capa E no pueda provocar un cortocircuito en el campo eléctrico de conducción. Al atardecer, la capa E en las regiones ecuatoriales desaparece debido a la recombinación química y al aumento pre-reversión del campo eléctrico hacia el este que eleva la capa F rápidamente. Esto crea condiciones favorables para la ocurrencia de irregularidades. Además de la inestabilidad de Rayleigh-Taylor, se requiere un proceso de siembra que actúe en el lado inferior de la capa F para iniciar las perturbaciones. Algunas posibles fuentes de siembra son las ondas de gravedad de la atmósfera baja, las perturbaciones ionosféricas viajeras de mediana escala (medium-scale travelling ionospheric disturbances, MSTID), las estructuras de ondas a gran escala (*large-scale wave structures*, LSWS) y el terminador solar (Röttger, 1973; Taori et al., 2015; Tsunoda et al., 2011).

Tsunoda (1985) propuso que la distribución estacional/longitudinal de la tasa de ocurrencia de irregularidades depende del ángulo de declinación magnética, es decir, de la geometría entre la línea del campo geomagnético y la línea del terminador. Cuando el terminador de la puesta del sol se alinea con el meridiano magnético, la puesta del sol es simultánea en las regiones E conjugadas y el campo eléctrico de polarización hacia el este es máximo, lo que aumenta la deriva vertical  $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ . El plasma de baja densidad de las alturas más bajas asciende a la parte superior de la ionosfera en forma de burbujas de plasma. Su extensión latitudinal está relacionada con la altura del ápice (altitud de cruce ecuatorial) de la burbuja y, por tanto, con la intensidad del PRE (Anderson & Haerendel, 1979; Mendillo & Tyler, 1983). Las irregularidades de la densidad del plasma dependen de la hora local, la estación, la latitud y la longitud, y de las actividades solar y geomagnética, además de tener una variabilidad día a día (Abdu et al., 1985; Gentile et al., 2006; Pietrella et al., 2017; Yizengaw & Groves, 2018). Por ello, el análisis de sus características en diferentes lugares y periodos es fundamental.

Los efectos de las actividades solares y geomagnéticas en el spread-F varía con la latitud y la longitud. Estudios previos investigaron la relación entre la generación de spread-F y las condiciones geomagnéticas y solares en latitudes bajas utilizando índices geofísicos

(Kp, Dst, F10.7 y Sn) (Aquino & Sreeja, 2013; Bowman & Mortimer, 2003; Kotulak et al., 2020). Whalen (2003) sugirió que la aparición de burbujas de plasma disminuye con el índice Kp durante el equinoccio y el solsticio de diciembre en América del Sur. Becker-Guedes et al. (2004) discutieron la ocurrencia de spread-F durante tormentas geomagnéticas en tres estaciones en el sector este de Brasil. Concluyeron que durante la temporada de baja ocurrencia de burbujas de plasma ecuatorial y la temporada de transición, la actividad geomagnética ayudó en la generación de burbujas de plasma y las inhibió durante la temporada de alta ocurrencia de burbujas de plasma. Abdu et al. (1998) examinaron datos de tres estaciones en Sudamérica, incluyendo Tucumán, para cuatro intervalos: 1980–81 (F10.7 = 161.5) y 1988–89 (F10.7 = 173.8) que representan condiciones de máximo solar, y 1984–85/1986–87 (F10.7 = 83.7/73.6) que representa condiciones de mínimo solar. Sus resultados mostraron que hubo un aumento en la tasa de ocurrencia de spread-F con el flujo solar. Además, la ocurrencia de spread-F fue máxima en los meses de verano en Tucumán. Varios investigadores han estudiado la aparición de irregularidades de la región F sobre la cresta de la EIA en diferentes sectores longitudinales, utilizando datos de una amplia variedad de técnicas de diagnóstico: ionosonda, GNSS, técnicas de imágenes ópticas, observaciones de radar y mediciones satelitales in situ (Cueva et al., 2013; Li et al., 2020; Muella et al., 2010; Pietrella et al., 2017; Reinisch et al., 2004; Sahai et al., 1994; Timoçin et al., 2020; Weber et al., 1978). Concluyeron que múltiples factores controlan la aparición de irregularidades como el PRE, las perturbaciones semillas, el gradiente de densidad en el lado inferior de la capa F, los vientos transecuatoriales y la altura de la capa F (Farley et al., 1970; Fejer et al., 1999; Yokoyama et al., 2004).

En la región brasileña, trabajos anteriores mostraron una alta tasa de ocurrencia de burbujas de plasma durante el solsticio de diciembre y una baja ocurrencia durante el solsticio de junio (Abdu et al., 1998; Sahai et al., 1994). Chum et al. (2016) examinaron el comportamiento del spread-F sobre Tucumán y Taiwán en 2014 con base en mediciones por sondeo Doppler continuo. Observaron la mayor tasa de ocurrencia de septiembre a marzo en Tucumán y alrededor de los equinoccios en Taiwán. Alfonsi et al. (2013) realizaron estadísticas de ocurrencia de spread-F en Tucumán durante octubre de 2010–septiembre de 2011. Mostraron que la ocurrencia de todos los tipos de spread-F fue máxima en el verano local y mínima en el invierno local.

La inestabilidad de Rayleigh-Taylor

La teoría de la causa de la inestabilidad de Rayleigh-Taylor (RTI) en la ionosfera fue presentada por primera vez por Johnson y Hulburt (1950), con el trabajo de Dungey (1956) haciendo una conexión entre la inestabilidad de Rayleigh-Taylor y el spread-F. La forma más simple de RTI (también conocida como inestabilidad de intercambio) ocurre cuando un fluido de alta densidad está encima de un fluido de baja densidad en un campo gravitatorio. Cualquier fluctuación en la interfaz del fluido permite que la gravedad tire del fluido de alta densidad hacia abajo, de modo que el fluido de baja densidad termine en la parte superior y se produzca un intercambio de los dos fluidos. De forma más general, la inestabilidad de intercambio se produce cuando dos tipos de fluidos se sitúan con una fuerza externa tal que el fluido pesado empuja contra el fluido

ligero, y la energía potencial del sistema no es mínima. En los plasmas con campo magnético, tanto el plasma como el campo tienen una presión asociada; por lo tanto, el plasma puede intercambiar posiciones con el campo magnético.

La teoría RTI implica un gradiente de densidad de plasma vertical con plasma denso de la región F sobre plasma menos denso de la región E. Este gradiente, cuando se perturba, generará campos eléctricos de polarización que aumentan la perturbación a través de la deriva de plasma  $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ . La situación que se muestra en la Figura 1.5 es la ionosfera ecuatorial posterior a la puesta del sol justo debajo de la región F. Las regiones D y E

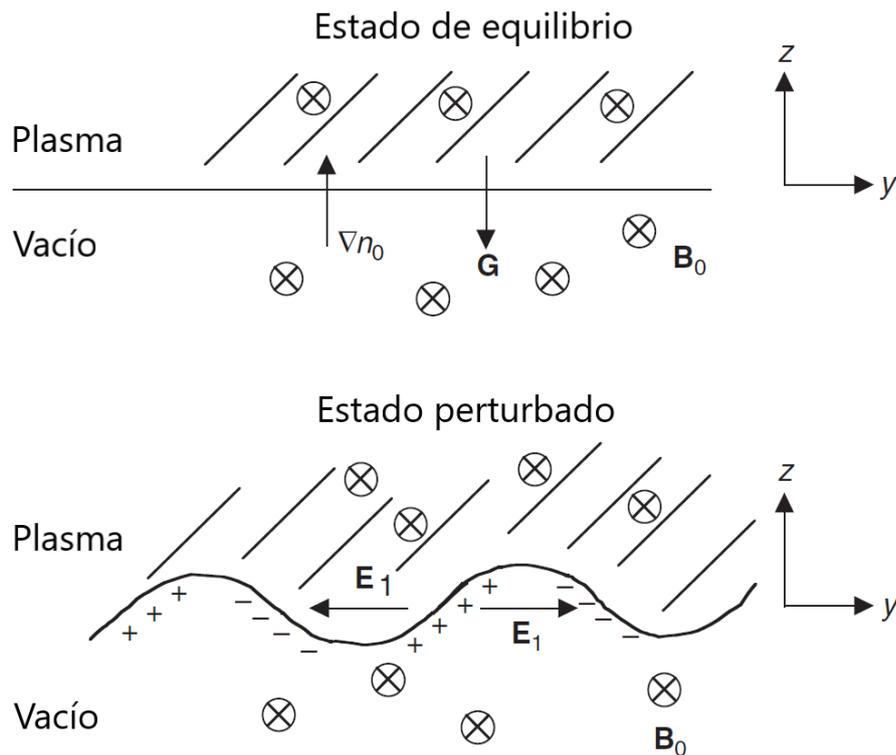


Figura 1.5: Diagrama esquemático para una configuración Rayleigh-Taylor simple [Schunk y Nagy, 2000, Figura 11.30].

desaparecen debido a la recombinación después de que la puesta del sol aumenta la inclinación del fondo y evita el cortocircuito de las corrientes de la región F. Podemos aproximar la capa debajo de la región F como un vacío en términos de densidad de plasma con fluido pesado apoyado por el más liviano, como se muestra en la Figura 1.5 (panel superior). Los electrones y los iones se desplazan en direcciones opuestas. Como resultado del movimiento térmico aleatorio de electrones y iones, se desarrolla una ondulación a lo largo de la interfaz. Cuanto más lejos la velocidad de deriva hará que crezca la ondulación, como se muestra en el panel inferior de la figura 1.5, y provocará una acumulación de carga en el lado de la ondulación. Además, se desarrolla un campo eléctrico  $\mathbf{E}$ , que cambia el signo de la cresta al valle en la onda de perturbación. La deriva  $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$  siempre es ascendente en la superficie superior de la ondulación y descendente en la región inferior de la ondulación. Como resultado, la ondulación se vuelve inestable

produciendo irregularidades de pequeña escala. A medida que ascienden, estas irregularidades se extienden a lo largo de las líneas del campo magnético en las latitudes más altas del norte y del sur.

Los campos de la región F hacen que la capa F se eleve a una altitud mayor, lo que reduce las colisiones entre las partículas cargadas y las especies neutras y, por lo tanto, la conductividad de la región E, que luego aumenta la tasa de crecimiento RTI (Balsley et al., 1972; Haerendel, 1973; Sultán, 1996). Las perturbaciones semillitas son necesarias para poner en movimiento las inestabilidades lineales, y el hecho de que el crecimiento lineal no local para las inestabilidades de intercambio disminuya con el aumento de la longitud de onda sugiere que se necesitan semillas fuertes para incitar irregularidades en la región F a gran escala (longitud de onda muy larga). Muchos estudios teóricos y experimentales han sugerido la importancia de los efectos de las ondas de gravedad en la siembra y evolución de spread-F (Klostermeyer, 1978; Kelley et al., 1981; Hysell et al., 1990; Vadas y Fritts, 2009; Takahashi et al., 2009).

#### Tormentas geomagnéticas

Las tormentas geomagnéticas ocurren cuando hay un gran y repentino aumento en la velocidad del viento solar y en la densidad del plasma producido por una fulguración solar o una eyección de masa coronal (CME, por sus siglas en inglés) orientada hacia la Tierra (Daglis, 2001; Kataoka, 2013; Kataoka & Miyoshi, 2006; Schrijver & Siscoe, 2010; Shepherd & Kress, 2007; Yurchyshyn, 2004). Estos incrementos se traducen en un aumento de la presión del viento solar sobre la magnetopausa y en la deformación de la magnetosfera (Buonsanto, 1999). En el lado diurno la magnetopausa se acerca a nuestro planeta en la dirección Tierra-Sol, pasando de estar situada a unos 11 radios terrestres a sólo 4-5. Al mismo tiempo, la región correspondiente a la semiesfera nocturna se estrecha, esto provoca que se intensifique la acción del campo magnético de la Tierra para incrementar su presión sobre el viento solar y alcanzar una nueva situación de equilibrio.

No todas las eyecciones de masa coronal producen tormentas geomagnéticas en la Tierra. Para que esto suceda deben cumplirse, en general, tres condiciones: (1) que la tormenta solar sea suficientemente energética (flujo máximo  $\geq 10^{-4}$  Watts/m<sup>2</sup>) (2) que la eyección de masa coronal esté dirigida hacia la Tierra, lo que requiere que la región activa donde se encuentran las manchas solares en las que se inicia el proceso esté situada en la cara visible y alejada de los limbos; y (3) que la componente Bz del campo magnético interplanetario (IMF, en inglés) arrastrado por el viento solar sea negativa, de forma que se puedan unir las líneas de este campo con las de la Tierra (reconexión).

Las tormentas geomagnéticas pueden ser particularmente intensas cuando, además del aumento de la velocidad del viento solar, Bz es grande. Después del *sudden storm commencement* (SSC), siguen las fases de crecimiento o inicial, la principal y la de recuperación, respectivamente. Durante la fase de crecimiento, el campo magnetosférico y los patrones de precipitación de partículas se expanden, los campos eléctricos se hacen más fuertes y la precipitación se hace más intensa. Durante esta fase, las velocidades de calentamiento Joule y las corrientes de electrochorro aumentan.

Puede durar entre una y dos horas, aunque en muchas tormentas no aparece. La entrada de energía a la atmósfera superior se maximiza durante la fase principal y se produce una brusca disminución de la componente horizontal del campo magnético terrestre, H. Ocurre de dos a diez horas después del inicio de la tormenta y puede durar varias horas. Durante la fase de recuperación la actividad geomagnética y la entrada de energía disminuyen. Es la etapa de regreso a la situación de equilibrio inicial. Para tormentas de gran tamaño, la densidad, composición y circulación del sistema ionosfera-termosfera pueden modificarse significativamente a escala global y las modificaciones pueden persistir durante varios días después de que cesa la actividad geomagnética.

Si la densidad de electrones en la ionosfera aumenta como resultado de la dinámica de las tormentas, se denomina tormenta ionosférica positiva, mientras que una disminución de la densidad de electrones se denomina tormenta ionosférica negativa. Los mecanismos para explicar la tormenta ionosférica positiva implican lo siguiente: a) aumento de la densidad de oxígeno, b) cambios en los vientos meridionales que conduce a la ionosfera a mayor altitud, donde las tasas de recombinación son menores, c) campo eléctrico hacia el este que eleva la ionosfera y la conduce a regiones de menor tasa de recombinación, (d) flujos de plasma protonosférico hacia abajo, (e) *travelling ionospheric disturbances* (TID), y (f) redistribución del plasma debida a campos eléctricos perturbados. Por otro lado, la fase negativa de la tormenta es causada por cambios en la composición neutra que conducen a una disminución de la relación de densidad O / N<sub>2</sub> debido a perturbaciones atmosféricas (Goncharenko et al., 2007; Huang et al., 2005; De Abreu et al., 2010, 2014).

Efectos de las tormentas geomagnéticas en la generación de irregularidades ionosféricas

La respuesta de la ionosfera de baja latitud a las tormentas geomagnéticas es un tema de estudio destacado en el clima espacial. Existe un gran interés en describir la variabilidad a corto plazo de la ionosfera y desarrollar modelos de predicción para el clima ionosférico. El patrón de ocurrencia de irregularidades ionosféricas puede modificarse drásticamente durante las tormentas geomagnéticas y puede afectar las señales GNSS y VHF. Por lo que el análisis de la ocurrencia de irregularidades durante condiciones geomagnéticas perturbadas tiene importantes aplicaciones en los sistemas de navegación y posicionamiento, así como en las comunicaciones transionosféricas.

En este trabajo se utiliza el índice Dst para clasificar las tormentas geomagnéticas (Gonzalez et al. 1999). Si el Dst mínimo es  $< -100$  nT la tormenta es intensa,  $-100$  nT  $\leq$  Dst  $< -50$  nT corresponde a una tormenta moderada y  $-50$  nT  $\leq$  Dst  $< -30$  nT caracterizan una tormenta débil. El índice Dst se basa en la depresión en el componente H del campo geomagnético en latitudes bajas causada por un aumento en la corriente de anillo durante la tormenta.

La comprensión de las variabilidades a corto plazo y día a día de las irregularidades del plasma ionosférico es esencial para desarrollar capacidades predictivas de su ocurrencia. Diferentes mecanismos impulsan estas variabilidades a corto plazo: ondas

atmosféricas que se propagan hacia arriba desde la atmósfera inferior (por ejemplo, ondas de gravedad y ondas planetarias), o perturbaciones que se propagan hacia el ecuador originadas durante tormentas geomagnéticas. La magnetosfera acumula energía del viento solar y la disipa a través de tormentas geomagnéticas que impulsan corrientes eléctricas y producen perturbaciones magnéticas. En latitudes bajas, las perturbaciones ionosféricas durante los períodos geomagnéticamente activos se deben principalmente a los efectos de los campos eléctricos de penetración rápida (PPEF) y los campos eléctricos dinamo perturbados (DDEF) (Blanc y Richmond 1980; Senior y Blanc 1984). Bajo la orientación hacia el sur del campo magnético interplanetario (IMF)  $B_z$  y el aumento repentino en el índice de Electrochorro Auroral (AE)—este índice describe la actividad magnética de la zona auroral producida por corrientes ionosféricas intensificadas que fluyen debajo y dentro del óvalo auroral (Davis y Sugiura 1966)—.El campo eléctrico interplanetario (IEF) se asigna a latitudes altas como un campo eléctrico al amanecer y al anochecer y penetra casi instantáneamente en latitudes bajas. Como se mencionó antes, este campo se denomina campo eléctrico de penetración rápida/under-shielding y su polaridad es hacia el este (hacia el oeste) en el lado diurno (lado nocturno). Cuando  $B_z$  gira hacia el norte y el índice AE disminuye, el campo eléctrico over-shielding asociado penetra en la ionosfera de baja latitud con polaridad opuesta a la del campo eléctrico under-shielding (es decir, campos eléctricos hacia el oeste durante el día y hacia el este durante la noche). La acción dinamo de los vientos en condiciones perturbadas impulsada por el proceso de calentamiento auroral produce los DDEF. Durante las tormentas geomagnéticas, la entrada de energía en latitudes altas puede establecer un gradiente de presión que afecta las circulaciones globales del viento. Esto conduce al desarrollo del DDEF debido al movimiento del plasma (Blanc y Richmond 1980). El DDEF se observa varias horas después del inicio de la tormenta y genera campos eléctricos perturbados de larga duración. Por otro lado, las perturbaciones del campo eléctrico generadas por la PPEF son rápidas y de corta duración (2-3 h) (Fejer et al. 1979). Los vientos termosféricos (meridional y zonal) también juegan un papel en el desarrollo de las irregularidades. Durante periodos geomagnéticamente calmos, los vientos neutros meridionales termosféricos pueden elevar la capa F en latitudes bajas y aumentar la tasa de crecimiento de la RTI (Dao et al. 2017; Huba y Krall 2013). Después de la puesta del sol, tanto los vientos meridionales como los zonales pueden modificar las características de la capa F de baja latitud. Como fue discutido por Abdu (1997), los cambios globales en la circulación termosférica debido a la deposición de energía en latitudes altas durante las tormentas geomagnéticas provocan perturbaciones en los vientos zonales y meridionales. En latitudes bajas, estos vientos perturbados pueden modificar las derivas verticales del plasma y la altura de la capa F. Los cambios en el viento zonal pueden afectar el desarrollo normal del PRE, esto es el aumento de la deriva vertical  $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$  debido al campo eléctrico hacia el este después de la puesta del sol (Rishbeth 1971). Por lo tanto, esto influirá en la generación de irregularidades posteriores a la puesta del sol. Mientras que los vientos de perturbación meridionales (o transecuatoriales) pueden aumentar la conductividad integrada a lo largo de la línea de campo y retardar los procesos de crecimiento de las irregularidades (Maruyama y Matuura 1984; Maruyama 1988).

Entonces, la perturbación de los vientos termosféricos zonales y meridionales tiende a inhibir el desarrollo de irregularidades ionosféricas (Abdu 1997). Las ondas de gravedad que inducen oscilaciones en la altura de la capa F también pueden cambiar el PRE y, por lo tanto, afectar la variabilidad a corto plazo de las irregularidades ionosféricas. Cuando la amplitud de la PRE es pequeña, la modulación de las ondas de gravedad es más significativa e incluso el PRE puede suprimirse (Abdu y Brum 2009).

Aunque se han realizado varios estudios, los efectos de las tormentas geomagnéticas en las irregularidades ionosféricas aún no se comprenden completamente. Algunos investigadores encontraron que la actividad magnética aumenta la ocurrencia de irregularidades (Fejer et al. 1999). Singh et al. (2015) analizaron la respuesta de la ionosfera ecuatorial y de baja latitud a una tormenta geomagnética intensa la India. Demostraron que se produjo un fuerte centelleo después de la puesta del sol en un día de tormenta en latitudes bajas. Atribuyeron la generación de estas irregularidades a los mayores valores de TEC debido al intenso PRE. Ray et al. (2015) reportaron que, durante tormentas geomagnéticas intensas, el spread-F se genera dentro de las cuatro horas posteriores al cruce de  $B_z$  hacia el sur  $-10$  nT cuando prevalece una condición de under-shielding en ese sector de longitud para el cual la hora local es el anochecer. Mientras que otros investigadores mostraron que la probabilidad de ocurrencia de irregularidades disminuyó durante los períodos geomagnéticamente activos (Lyon et al. 1960). Sahai et al. (2011) analizaron la región F en el sector latinoamericano durante una tormenta geomagnética intensa y demostraron que los DDEF inhibían la formación de spread-F posterior a la puesta del sol. Algunos trabajos concluyeron que las tormentas tienden a desencadenar el spread-F posterior a la medianoche (Dabas et al. 1989) e inhibir los posteriores a la puesta del sol (Aarons et al. 1980; Alex y Rastogi 1986). En el sector brasileño, Becker-Guedes et al. (2004) concluyeron que el spread-F posterior a la puesta del sol se genera durante la temporada de baja ocurrencia de spread-F y se inhibe durante la temporada de alta ocurrencia. Aarons (1991) propuso que la generación o inhibición de irregularidades depende de la hora local en la que se produce la máxima disminución de Dst. Propuso que si el Dst mínimo tiene lugar durante el día y antes de la puesta del sol (10–16 LT), entonces se inhiben las irregularidades; si el Dst mínimo ocurre después de la medianoche (0–6 LT), entonces se crean irregularidades y si se observa el Dst mínimo después de la puesta del sol y antes de la medianoche (18–22 LT), la altura de la capa F no se altera y el patrón de ocurrencia de irregularidades no cambia. Bolaji et al. (2019) señalaron que, para estudiar los efectos de las tormentas geomagnéticas en la ocurrencia de irregularidades, es necesario considerar el momento de la tormenta y las características locales. Por lo tanto, se necesitan estudios de diferentes regiones para mejorar nuestra comprensión del comportamiento a corto plazo de las irregularidades ionosféricas.

Además, es importante tener en cuenta a las fuentes solares de las perturbaciones geomagnéticas, la eyección de masa coronal (CME) o la región de interacción co-rotante (CIR), ya que sus características y duración son diferentes (Borovsky y Denton 2006). Dugassa et al. (2020) señalaron que, en latitudes ecuatoriales y bajas, la respuesta de las irregularidades ionosféricas a una tormenta geomagnética depende de su intensidad

y fuentes impulsoras. Mostraron que las tormentas impulsadas por CME condujeron a más efectos de generación y supresión que las tormentas impulsadas por CIR. Sugirieron que la diferencia en la frecuencia de oscilación del IMF Bz en tormentas CIR y CME puede afectar la generación de PPEF y DDEF y, por lo tanto, el desarrollo de irregularidades ionosféricas. Las características de ocurrencia de las irregularidades ionosféricas requieren más investigación para avanzar en nuestra comprensión de los mecanismos físicos responsables de su generación y variabilidad diaria durante condiciones geomagnéticas perturbadas.

## CAPITULO II

### INSTRUMENTAL Y TÉCNICAS DE MEDICIÓN IONOSFÉRICA

Sistema de Posicionamiento Global (GPS)

Los Sistemas Globales de Navegación Satelital (GNSS) son conjuntos de elementos cuyo objetivo es la ubicación en tiempo real de un usuario sobre cualquier punto en la superficie terrestre y fuera de ella. Los sistemas de posicionamiento que existen actualmente son: el sistema GPS Americano, el Sistema Mundial de Navegación por Satélites (GLONASS) ruso, el sistema GALILEO Europeo y el Sistema de Navegación por Satélite BeiDou de China.

El sistema GPS comprende una red básica de al menos 24 satélites orbitando a una altura media de 20.200 Km sobre la superficie terrestre, que emiten continuamente señales de radio a partir de las cuales los usuarios pueden determinar su posición tridimensional. El observable básico del sistema GPS es el tiempo de propagación de la señal electromagnética entre el satélite (emisor) y el receptor, que se obtiene de la comparación de la lectura del reloj del satélite y el reloj del receptor. Los satélites poseen un reloj atómico de extrema precisión no así el receptor por lo cual existe un error sistemático de sincronización entre los dos relojes que afecta a la medición del tiempo de propagación (bias de tiempo). Este tiempo, escalado con la velocidad de la luz, da una medida de la distancia (pseudodistancia) entre ambos. Se puede considerar que el sistema GPS se basa en la determinación de estas pseudodistancias.

El receptor GPS calcula la posición (latitud, longitud y altura) de un punto en la superficie o fuera de la tierra y el error de sincronización del reloj, efectuando mediciones de pseudodistancia a cuatro (o más) satélites. La posición de cada uno de los satélites es conocida a cada instante a través de sus efemérides precisas. Luego, mediante trilateración, se determinan las coordenadas del punto con una precisión del orden de una decena de metros en posición absoluta, pero se puede obtener una precisión de mm mediante posicionamiento relativo y post-procesamiento.

*Tabla 2.1: Parámetros principales de WGS 84*

Parámetro	Nombre	WGS84
Semieje mayor	a	6378187m
Semieje menor	b	6356752,3142m
Achatamiento	f	1/298,257223563
Velocidad angular	$\omega$	$7,292115 \cdot 10^{-5}$ rad/s
Constante Gravitacional	G	398600,4418 km <sup>3</sup> /s <sup>2</sup>

Para la ubicación del usuario, los GPS usan un sistema coordenado llamado WGS84 (World Geodetic System 84, tabla 2.1). Este sistema es el formato estándar usado en cartografía, Geodesia y Navegación. Este sistema de coordenadas usa un elipsoide de revolución que se aproxima fielmente al geoide Terrestre.

El sistema GPS se divide en tres segmentos o bloques:

#### *Segmento espacial*

La constelación de satélites representa el segmento espacial, con una distribución de 6 planos orbitales, con un período de 12 horas y una inclinación de 55° a 63°, según el bloque, respecto al ecuador. Cada satélite emite dos señales en dos frecuencias diferentes, la portadora L1 cuya frecuencia fundamental es 1575.42 MHz, con longitud de onda de 19.05cm y la portadora L2 cuya frecuencia es 1227.60 MHz de longitud de onda de 24.45cm.

Las orbitas satelitales son aproximadamente circulares;  $e < 0,02$  con un semieje mayor de unos 26000 km y un periodo de 12 horas sidéreas (11h 58min 2seg), la velocidad orbital es entonces de aproximadamente 3,9km/s. Esta configuración es tal que permite que, en cualquier momento desde cualquier lugar de la Tierra, siempre haya entre 5 y 8 satélites por encima del horizonte visible del observador, con un ángulo de elevación superior a los 15°.

Las funciones principales del segmento espacial son: a partir de las instrucciones que reciben de las estaciones de control, proporcionar una referencia de tiempo atómico, generar las señales de RF pseudoaleatorias y, almacenar y reenviar el mensaje de navegación.

#### *Segmento de control*

Este segmento se encarga de administrar y operar los satélites, prediciendo y corrigiendo las orbitas, actualizando su información y verificando su estado. Consiste en cinco estaciones de seguimiento localizadas en Hawaii, Colorado Springs, en la isla de Ascensión (Océano Atlántico sur), en Diego García (Océano Indico) y en la isla de Kwajalein (Océano Pacifico Norte); una estación central o maestra de control situada en Colorado Springs y, tres antenas de transmisión de datos a los satélites en Ascensión, Diego García y Kwajalein.

#### *Segmento de Usuario*

Está constituido por toda la red de receptores GPS, los cuales reciben la señal de los satélites, determinan las pseudodistancias y resuelven las ecuaciones de navegación para obtener sus coordenadas y proporcionar un tiempo muy preciso.

#### *Estructura de las señales*

Los satélites GPS emiten señales en dos frecuencias distintas en banda L (L1= 1575.42 MHz y L2= 1227.6 MHz), que son múltiplos de una frecuencia fundamental de 10.23 MHz, con una relación de 154/120. La estructura de estas señales se puede escribir como:

$$L_1(t) = A_p P(t) D(t) \sin(w_1 t) + A_c \frac{c}{A(t)} D(t) \cos(w_1 t)$$

$$L_2(t) = B_p P(t) D(t) \text{sen}(w_2 t)$$

Donde

$w_1$ : Frecuencia de L1 (1575,42MHz) y  $w_2$ : Frecuencia de L2 = (1227,6MHz)

$A_p$ : Amplitud relativa de la portadora  $L_1(t)$  modulada en por el código P(t)

$A_c$ : Amplitud relativa de la portadora de  $L_1(t)$  modulada por el código C/A(t)

$B_p$ : Amplitud relativa de la portadora de  $L_2(t)$  modulada por el código P(t)

### Códigos

Las fases de las señales portadoras se modulan con un ruido seudo aleatorio (Pseudo random Noise PRN). PRN es una secuencia codificada de valores binarios que aparentemente tienen un comportamiento aleatorio, pero pueden ser perfectamente identificados (figura 2.1). Este código se usa para identificar cada satélite. Dos códigos diferentes son usados, el código C/A(t) (Código civil o de fácil acceso,  $f= 1,023\text{MHz}$ , Periodo 1ms) que se modula sobre L1 y el código P(t) (Código Preciso,  $f=10,23\text{MHz}$ , Periodo de 267 días) que se modula sobre L1 y L2.

Las medidas realizadas sobre el código se conocen como pseudorange (o pseudodistancia) y se define como la diferencia en tiempo entre la hora de emisión de la señal y la hora de recepción, escalado por la velocidad de la luz en el vacío, obteniendo dimensiones de distancia. Esta distancia no es la real ya que se ve influenciada por la atmósfera terrestre más los errores en los equipos.

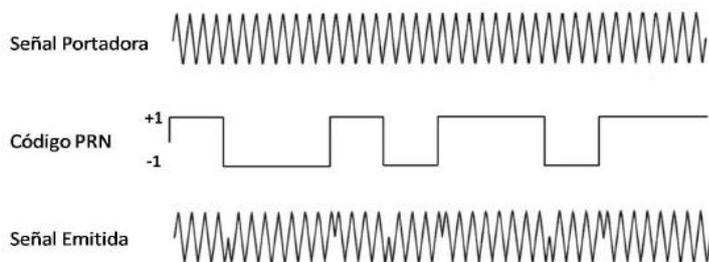


Figura 2.1: Estructura de una señal GPS

### Mensaje de Navegación

Sobre las señales portadoras también se modula el mensaje de navegación  $D(t)$  (50 bits/s, Periodo de 30s). Este mensaje contiene información de los parámetros orbitales, el estado del reloj y otros datos temporales.

El mensaje completo consta de 25 páginas o tramas, que forman la trama maestra y que tarda 12,5 minutos en transmitir. Cada una de las tramas tiene 5 subtramas de 6 segundos cada una, comienzan con la palabra de Telemetría (TLM), la cual es necesaria para la sincronización y luego aparece la palabra HOW, que permite una rápida

conmutación del código C/A al código P; a su vez, cada subtrama consta de 10 palabras, con 30 bits por palabra.

Subtrama 1: contiene la información sobre los parámetros aplicables al estado del reloj del satélite para su corrección.

Subtramas 2 y 3: Contienen las efemérides del satélite.

Subtrama 4: Contiene datos como parámetros de modelo ionosférico (para corregir la refracción ionosférica), información UTC (Tiempo Universal Coordinado), etc.

Subtrama 5: contiene los datos del almanaque y el estado de la constelación de satélites.

#### *Fuentes de errores en las medidas de observables GPS*

En las mediciones se debe incluir los “bias” de los satélites y del receptor que serán los errores instrumentales.

#### *Restricciones Intencionales*

Este es un error intencionalmente incluido por el segmento de control para disminuir la precisión para el servicio estándar de posición (Standard Positioning Service, SPS). Existen dos tipos de restricciones; Anti-Spoofing (AS) que implica el cifrado del código P, el cual se reemplaza por un código encriptado y al que sólo pueden acceder usuarios autorizados y Selective Availability (SA) que manipula el mensaje de navegación y las efemérides y además introduce errores en los relojes de los satélites.

#### *Sincronismo entre los relojes del satélite y receptor*

Para la determinación de las posiciones es necesario tener una información precisa de tiempo y frecuencia de los relojes para esto se deben corregir los errores de sincronismo de los relojes respecto a la escala de tiempo de referencia conocido como tiempo GPS.

La corrección del reloj del receptor (dT) se estima al mismo tiempo que sus coordenadas. La de los relojes de los satélites (dt) se puede calcular a partir del polinomio:

$$dt = a_0 + a_1(t - t_0) + a_2(t - t_0)^2$$

Los valores de  $a_0$ ,  $a_1$  y  $a_2$  se transmiten en el mensaje de navegación y  $t_0$  es un tiempo de referencia.

Con estas correcciones la diferencia entre los tiempos que proporcionan los satélites GPS es menor a 20 ns y la diferencia con el TUC es menor a 100 ns (Wells, 1986).

#### *Ambigüedad inicial y saltos de ciclos en las medidas de fase*

Mediante la fase de la señal portadora se mide la diferencia de tiempo entre la fase de la señal que genera el satélite al momento de la transmisión y la fase de la señal que genera el receptor al momento de la recepción. Para relacionar la fase con la distancia se debe incluir un número entero de longitudes de onda conocido como ambigüedad de la fase inicial. Este problema solo aparece en la primera medida de fase ya que luego se hace un seguimiento continuo de la señal. Si por algún motivo hay una pérdida de la

señal recibida esta ambigüedad vuelve a aparecer. La diferencia entre esta nueva ambigüedad y la ambigüedad inicial se conoce como salto de ciclo. Las ambigüedades y los saltos de ciclo pueden ser determinados en el procesamiento de los datos GPS. También se pueden detectar y corregir los saltos de ciclo usando combinaciones de medidas de pseudodistancias y fase.

#### *Multitrayectoria y multireflexiones*

Debido a la multitrayectoria se producen interferencias porque llegan a un mismo punto (antena) señales que recorrieron diferentes caminos. Su causa principal es la proximidad de la antena a estructuras reflectantes, y es importante cuando la señal proviene de satélites con baja elevación. Este error es diferente para frecuencias distintas, se produce en mayor grado en la antena del receptor. Afecta tanto a las medidas de fase como a las de pseudodistancias, pero es más importante en esta última, usualmente unos 2 o 3m. Mientras que, en el caso de la fase, es de un cuarto de longitud de onda. Este error se minimiza utilizando antenas que puedan rechazar señales que provengan de ciertas direcciones, y alejando las mismas de objetos reflectantes.

#### *Exactitud de las mediciones del Sistema GPS*

Existen distintos tipos de receptores GPS y, según la técnica que se utilice, se obtiene una exactitud que va desde unos cuantos milímetros hasta unos cientos de metros. La exactitud de las mediciones de posición se ven afectadas por los siguientes factores:

- El error de disponibilidad selectiva (SA) o Selective Availability (SA), que ya se mencionó antes. Es un error intencional que degrada las efemérides transmitidas y los relojes de los satélites en tiempos de conflictos bélicos lo que afecta al posicionamiento absoluto, es decir a las medidas de las coordenadas de un punto respecto a un sistema de referencia fijado (generalmente el elipsoide de referencia WGS-84). Este efecto se elimina en gran medida en la modalidad de posicionamiento relativo.
- Retardos en la propagación de la señal emitida debido a los efectos atmosféricos (retardo troposférico, retardo ionosférico). En el caso de un único receptor el error introducido es de unas decenas de metros.

La técnica GPS diferencial (DGPS) permite mejorar las mediciones realizadas con el receptor. El método se basa en la corrección de todas las posiciones tomadas (calculadas con un receptor fijo en un punto conocido), que luego son aplicadas a un receptor itinerante. Las exactitudes en las mediciones GPS en modo diferencial, oscilan entre 5 y 0,5m según el tipo de receptor, y de la distancia entre la estación de referencia y el dispositivo móvil.

#### *Efectos de la ionosfera sobre las ondas de radio*

La propagación de ondas electromagnéticas en la ionosfera se puede modelar a partir de la propagación de ondas en plasmas. Un modelo simplificado es el plasma frío, en el que se desprecian el movimiento de los electrones por causas térmicas. Un análisis más acorde a la realidad debe considerar la presencia de un campo magnético, de la misma manera que en la ionosfera existe el campo magnético terrestre.

### Absorción

Si la densidad del plasma es homogénea, las ondas que pasan a través de la ionosfera son absorbidas debido a las colisiones entre los electrones, los iones y las partículas neutras. Luego, la intensidad  $I$  de las ondas de radio se define como:

$$I(k) = I_0 \exp(-2k \int K ds)$$

$$I_0 \exp\left(-2 \frac{\omega}{c} \int K ds\right) \quad (2.1)$$

Donde  $I_0$  es la intensidad de la onda incidente;  $K$ , el coeficiente de absorción;  $c$ ,  $k$  y  $\omega$ , la velocidad de la luz en el vacío, el número de onda, y la frecuencia angular respectivamente. La integral (2.1) se realiza sobre la trayectoria de la onda de radio. Para frecuencias de interés,  $\omega \gg \omega_B$  y  $\omega > \omega_p$ , el coeficiente de absorción puede ser representado con la siguiente expresión:

$$K = \frac{1}{2} \frac{\omega_p^2 (\nu_{ei} + \nu_{en})}{[\omega^2 + (\nu_{ei} + \nu_{en})^2]} \quad (2.2)$$

Donde  $\omega_p = \sqrt{\frac{Ne^2}{\epsilon_0 m}}$  es la frecuencia angular del plasma,  $\omega_B = \frac{Be}{m}$  es la girofrecuencia del electrón con  $N$  la concentración electrónica (número promedio de electrones por unidad de volumen),  $m$  y  $e$  son la masa y la carga del electrón,  $c$  la velocidad de la luz en el vacío,  $\epsilon_0$  la permitividad eléctrica en el vacío y  $B$  la densidad de flujo de campo magnético terrestre.

$\nu_{ei}$ ,  $\nu_{en}$  son las frecuencias de colisión entre electrones y iones o entre electrones y partículas neutras, se define que:  $\nu_e = \nu_{ei} + \nu_{en}$ .

La magnitud de la absorción, denotada por  $A_K$ , pueden ser definida de acuerdo con la ecuación (2.1) en decibeles (dB) como

$$A_K = 10 \log \frac{I_0}{I(k)}$$

$$A_K = \frac{4,3}{c} \int \frac{\omega_p^2 (\nu_{em} + \nu_{ei})}{\omega^2 + (\nu_{em} + \nu_{ei})^2} ds \quad (2.3)$$

Este parámetro caracteriza completamente las trayectorias de las ondas de radio en la ionosfera y puede ser estimado por mediciones de absorción radiométrica a frecuencias fijas si se conoce la dependencia del coeficiente de absorción  $K$  con la frecuencia. Por lo tanto, tomando dos frecuencias,  $\omega_1$  y  $\omega_2$ , puede ser inferido de la ecuación 2.3 que la razón de los coeficientes de absorción a estas dos frecuencias es una función sólo de la relación entre estas dos frecuencias.

$$\frac{A_{K1}}{A_{K2}} = \frac{\int \frac{\omega_p^2(v_{em}+v_{ei})}{\omega_1^2+(v_{em}+v_{ei})^2} dS}{\int \frac{\omega_p^2(v_{em}+v_{ei})}{\omega_2^2+(v_{em}+v_{ei})^2} dS} \quad (2.4)$$

El parámetro  $s$  puede ser determinado experimentalmente en mediciones de absorción radiométrica de dos frecuencias separadas, y usando la siguiente expresión:

$$s = \frac{\log \frac{A_K(\omega_1)}{A_K(\omega_2)}}{\log \frac{\omega_1}{\omega_2}} \quad (2.5)$$

Luego, la desviación estándar de este parámetro es

$$\delta s = s \left\{ \left[ \frac{\delta A_K(\omega_1)}{A_K(\omega_1)} \right]^2 + \left[ \frac{\delta A_K(\omega_2)}{A_K(\omega_2)} \right]^2 \right\}^{1/2} \quad (2.6)$$

Se encontró que  $\delta s \leq 0,2$  con errores en la medición de:

$$\delta A_K(\omega) < 0,1dB \text{ y } \delta A_K(\omega_1) \geq 0,1dB, \delta A_K(\omega_2) \geq 0,1dB$$

Experimentalmente se encontró que la absorción usualmente no puede exceder los 0,2-0,3dB en días sin perturbaciones magnéticas, algunas veces se incrementa a 0,5dB durante pequeñas perturbaciones magnéticas. Las tormentas magnéticas fuertes pueden incrementar ese valor significativamente.

#### *Polarización*

La atmósfera terrestre influye directamente sobre la propagación de las señales electromagnéticas, modificando su velocidad y su trayectoria. Se define al índice de refracción de una onda electromagnética como la relación entre la velocidad de la luz en el vacío y la velocidad de la luz en la ionosfera:

$$n = \frac{c}{v} \quad (2.7)$$

La teoría que explica la propagación de las ondas electromagnéticas a través de un medio ionizado y bajo la influencia de un campo magnético exterior, conocida con el nombre de teoría magnetoiónica, fue propuesta por Lorentz (1909), pero fue Appleton (1925) quien aplicó por primera vez la teoría de Lorentz a la ionosfera obteniendo la siguiente ecuación para expresar el índice de refracción:

$$n^2 = 1 - \frac{X}{1 - Zi - \left[ \frac{Y_T^2}{2(1-X-Zi)} \right] \pm \sqrt{\frac{Y_T^4}{4(1-X-Zi)^2} + Y_L^2}} \quad (2.8)$$

Donde  $i$  representa parte compleja y los parámetros adimensionales  $X, Y, Y_L, Y_T$  y  $Z$  están definidos como:

$$X = \frac{\omega_p^2}{\omega} \quad Y = \frac{\omega_B}{\omega} \quad Z = \frac{v_e}{\omega} \quad Y_L = \frac{\omega_L}{\omega} \quad Y_T = \frac{\omega_T}{\omega}$$

$\omega_L$  y  $\omega_T$  son la componente longitudinal y transversal de  $\omega_B$  respecto de la dirección de propagación,  $Y_L = Y \cos \theta$  y  $Y_T = Y \sin \theta$  con  $\theta$  el ángulo formado entre la dirección de

propagación de la onda y el campo magnético. Se debe notar que el índice de refracción es complejo:  $n = \mu - i\chi$ .

La ecuación de Appleton-Hartree proporciona información importante sobre la naturaleza de la ionosfera. Si se analiza, por ejemplo, la existencia de un campo magnético uniforme y la frecuencia de las colisiones de los electrones con las partículas pesadas del medio, la ecuación brinda dos soluciones para el índice de refracción, las cuales sugieren un carácter birrefringente de la ionosfera.

A fin de calcular los efectos de la ionosfera en la polarización de las ondas de radio que la atraviesan, es conveniente definir la relación de polarización R como:

$$R = \frac{-B_y}{B_x} = \frac{E_x}{E_y} \quad (2.9)$$

Donde  $B_y$  y  $E_y$  son las componentes en la dirección y de  $\mathbf{E}$  y  $\mathbf{B}$ , y  $B_x$  y  $E_x$  son las componentes en la dirección x de  $\mathbf{E}$  y  $\mathbf{B}$ , respectivamente. La ecuación de polarización magnetoiónica es

$$R = \frac{-j}{Y_L} \left[ \frac{Y_T^2}{2(1-X-iZ)} \mp \left( \frac{Y_T^4}{4(1-X-iZ)^2} + Y_L^2 \right)^{1/2} \right] \quad (2.10)$$

Esta ecuación da valores de R complejos. En general, esto corresponde a polarización elíptica. Si R es real puro, la polarización es lineal; si R es imaginario puro, la polarización es circular. Se estudiará la forma de (2.8) y (2.10) para algunos casos especiales:

Caso 1: Se desprecian las colisiones y el campo magnético

Si no hay colisiones y el campo magnético se desprecia, el índice de refracción, n, es real:

$$n^2 = 1 - X = 1 - \frac{\omega_N^2}{\omega^2}$$

$$n^2 = 1 - \frac{Ne^2}{\epsilon_0 m_e \omega^2} \quad (2.11)$$

Caso 2: El efecto del campo magnético

Si ahora se incluye el campo magnético y la propagación está dirigida en la dirección del vector campo magnético,  $Y_T$  se puede despreciar, luego

$$n^2 = 1 - \frac{X}{(1 \pm Y_L)}$$

$$n^2 = 1 - \frac{\omega_N^2}{\omega(\omega \pm \omega_L)} \quad (2.12)$$

Con  $R = \pm j$ . Ahora existen dos ondas, denominadas onda ordinaria y onda extraordinaria (para el signo superior e inferior respectivamente), con polarización circular en direcciones opuestas y con velocidades diferentes.

Caso 3: El efecto de las colisiones

Si las colisiones son significativas (pero en ausencia de campo magnético), el índice de refracción es

$$n^2 = 1 - \frac{X}{(1-jZ)}$$

$$n^2 = 1 - \frac{\omega_N^2}{\omega(\omega - iv)} \quad (2.13)$$

Donde  $v$  es la frecuencia de colisiones.

El índice de refracción es modificado por las colisiones entre los electrones y las partículas pesadas, y la onda se absorbe.

#### Refracción Ionosférica

Al tratarse de un gas ionizado o plasma, el índice de refracción de la ionosfera es, en buena aproximación, una función de la forma

$$n = \sqrt{1 - 80,5 \frac{N}{f^2}} \quad (2.14)$$

Donde  $f$  es la frecuencia de la onda que lo atraviesa. En la ionosfera el índice de refracción disminuye con la altura, puesto que la densidad de electrones aumenta.

Si se considera un modelo de ionosfera estratificado en planos paralelos suficientemente delgados para que en cada uno de ellos el índice de refracción sea constante,

$$n_0 \text{sen} \phi_0 = n_1 \text{sen} \phi_1 = \dots = n_i \text{sen} \phi_i \quad (2.15)$$

La trayectoria de una onda plana en un medio de estas características se representa en la figura 2.2, ésta se curva en la ionosfera según un ángulo que resulta de la aplicación de la Ley de Snell.

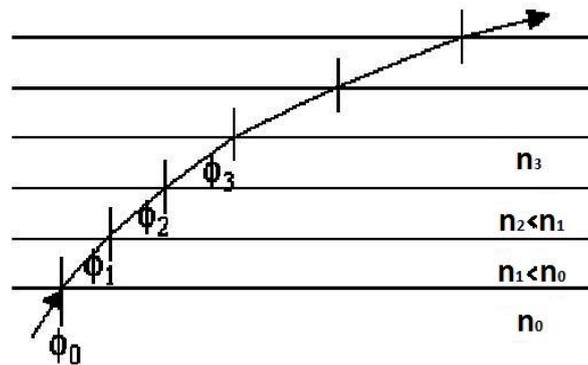


Figura 2.2: Modelo estratificado de la ionosfera

Como el índice de refracción disminuye a medida que la onda se adentra en la ionosfera, el ángulo de incidencia aumenta al pasar de una capa a la siguiente. Si en algunas de ella se cumple la condición

$$n_i < \text{sen} \phi_0$$

Se produce la reflexión total de la onda.

Sea  $n_{min}$  el valor mínimo del índice de refracción en la ionosfera. Este valor se alcanza donde la concentración de electrones libres es máxima,

$$n_{min} = \sqrt{1 - 80,5 \frac{N_{max}}{f^2}} \quad (2.16)$$

Una onda electromagnética que penetre en la atmósfera con un ángulo  $\phi_0$  en relación a la vertical del suelo sufrirá una reflexión total si se cumple la condición

$$\text{sen}\phi_0 > \sqrt{1 - 80,5 \frac{N_{max}}{f^2}} \quad (2.17)$$

Es decir, para frecuencias tales que se cumpla  $f < \frac{\sqrt{80,5N_{max}}}{\text{cos}\phi_0}$

Por lo cual una onda cuya frecuencia sea  $f < \sqrt{80,5N_{max}}$ , será devuelta a tierra por la ionosfera, independientemente del ángulo con el que llegue. Por este motivo se denomina frecuencia crítica de la capa a:

$$f_c = \sqrt{80,5N_{max}} \quad (2.18)$$

Se observa que  $f_{cE} \leq f_{cF1} \leq f_{cF2}$ .

Por el contrario, si es  $f > \frac{\sqrt{80,5N_{max}}}{\text{cos}\phi_0}$ , la onda se transmitirá al espacio exterior.

*Avance de fase y retroceso de grupo*

Si una fuente de radio genera un campo eléctrico  $E = E_0 \cos(\omega t)$ , que se propaga a velocidad  $v$  en la dirección  $\mathbf{Z}$ , el campo a una distancia  $z$  de la fuente es

$$E = A_0 \cos \left[ \omega \left( t - \frac{z}{v} \right) \right]$$

$$E = A_0 \cos[\omega(t - nz/c)] \quad (2.19)$$

La velocidad de fase para la onda electromagnética es

$$v_f = \frac{1}{(\mu\epsilon)^{1/2}} \quad (2.20)$$

donde  $\mu$  y  $\epsilon$  son la permeabilidad y la permitividad del medio. En el espacio libre se tiene

$$c = \frac{1}{(\mu_0\epsilon_0)^{1/2}} = 3 \cdot 10^8 \text{ m/s} \quad (2.21)$$

Donde  $\mu_0$  y  $\epsilon_0$  son, respectivamente, la permeabilidad y permitividad en el espacio libre.

Si se trata solamente de radiación monocromática, entonces el concepto de velocidad de fase es suficiente para describir los fenómenos relacionados con propagación de ondas electromagnéticas. Pero una onda modulada está compuesta por un espectro de frecuencias y al atravesar un medio dispersivo ( $n$  varía con la frecuencia) como la ionosfera se distorsiona debido a la diferencia de velocidades de las componentes de

frecuencia de la señal. Para describir el movimiento de todo el grupo de ondas se utiliza la velocidad de grupo,  $v_g$ :

$$v_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} \quad (2.22)$$

Es diferente a la velocidad de fase a menos que la magnitud de esta última sea independiente de la magnitud de  $k$  (medio no dispersivo).

La oscilación portadora se propaga como una onda a la velocidad de fase, mientras la moduladora se propaga como una onda a otra velocidad, la velocidad de grupo. Cada factor de la señal completa, la portadora y la moduladora, llegan sin distorsión, pero cada una con su propio retardo.

La velocidad de grupo  $v_g$  está relacionada con la velocidad de fase  $v_f$  a través de la frecuencia  $\omega$  y el vector de onda  $k$ :

$$v_g = \frac{d\omega}{dk} = v_f + \frac{dv_f}{dk} \quad (2.23)$$

Ahora, el índice de refracción del grupo  $n_g$  se relaciona con el índice de refracción de fase  $n$  como:

$$n_g = \frac{c}{v_g} = c \frac{dk}{d\omega} = n_f - c\omega \frac{1}{v_f^2} \frac{dv_f}{d\omega} = n_f + \omega \frac{dn_f}{d\omega} \quad (2.24)$$

Aquí se está suponiendo que  $\omega$  y  $k$  son reales. De otro modo la velocidad de grupo no puede ser identificada con la velocidad de propagación de la energía.

De las definiciones de velocidad de fase y de grupo se puede observar que la rapidez de propagación de las ondas de radio varía a lo largo de su trayectoria a través de la ionosfera ya que el índice de refracción varía con la densidad de electrones y la frecuencia de la onda ( $f = \omega/2\pi$ ). Estos efectos deben tenerse en cuenta al calcular el tiempo requerido para que una señal atraviese la ionosfera, el cual se expresa por la ecuación:

$$\tau_{g/f} = \int \frac{ds}{v_{g/f}} = \frac{1}{c} \int \left(1 \pm \frac{\alpha N}{f^2}\right) ds = \tau_0 \pm \frac{\alpha}{cf^2} \int N ds \quad (2.25)$$

La integral se realiza sobre la trayectoria de la onda,  $\tau_0$  es el tiempo de propagación de la onda en el vacío, el valor de  $\alpha$  es  $40,3\text{m}^3/\text{s}^2$ . De esta ecuación se observa que la ionosfera genera un retraso al grupo y adelanta la fase de la señal portadora por la misma cantidad  $\int N ds$ , que corresponde al número total de electrones en un tubo de superficie transversal unidad que se extiende por la ionosfera a lo largo de la trayectoria de la onda. Esta integral se conoce como Contenido Electrónico Total Oblicuo (STEC, por sus siglas en inglés) entre un transmisor y un receptor (Figura 2.3).

El TEC se mide en unidades de TEC llamadas TECu, un TECu es igual a  $10^{16}$  electrones/ $\text{m}^2$ . El retardo ionosférico varía dependiendo del ángulo de elevación generado entre satélite y receptor, siendo los valores mayores sobre el horizonte que sobre el cenit.

Contenido electrónico total

Para el cálculo del TEC se usa frecuentemente el efecto ionosférico en la propagación de ondas de radio. En la actualidad las calibraciones de TEC se realizan usando datos GPS debido a que esta red tiene una cobertura mundial.

Los satélites GPS transmiten en dos frecuencias lo que posibilita el cálculo de dos importantes valores; el retardo temporal diferencial:

$$\delta\Delta\tau_g = \delta\tau_{g,1} - \delta\tau_{g,2} = \frac{40,30}{c} \left( \frac{1}{f_1^2} - \frac{1}{f_2^2} \right) \cdot TEC \quad (2.26)$$

Y la fase diferencial:

$$c\delta(\Delta\tau_{p,2} - \Delta\tau_{p,1}) = 40,30 \left( \frac{1}{f_1^2} - \frac{1}{f_2^2} \right) \cdot TEC \quad (2.27)$$

Ambas se obtienen de la ecuación (2.25)

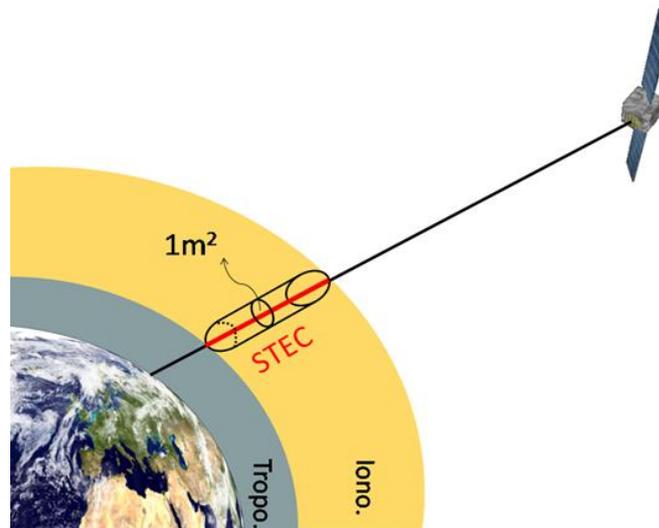


Figura 2. 3: Esquema que ilustra la definición de TEC

Se pueden obtener valores absolutos de TEC a partir de la ecuación (2.26) para el retardo temporal diferencial o de la ecuación (2.27), una medición típica de la diferencia de fase tiene una ambigüedad de  $2\pi$ . Sin embargo, monitoreando la fase diferencial relativa se pueden realizar mediciones de TEC de alta fidelidad. Los valores de TEC obtenidos a partir de observaciones de retardo temporal son menos exactos, por lo que suelen realizarse combinaciones de mediciones absoluta y relativa que disminuyen el error del proceso. En la práctica, los valores de STEC, que son medidos a lo largo de la trayectoria de un haz desde el satélite GPS hasta el receptor en la superficie terrestre, son convertidos a TEC verticales (VTEC) equivalentes suponiendo que la ionosfera está comprimida en un cascarón delgado a una altura  $h$  como se muestra en la figura 2.4.

Usualmente, los valores de VTEC son obtenidos a partir de los de STEC usando una función de mapeo como sigue:

$$VTEC = M(\theta) \times STEC \quad (2.28)$$

donde

$$M(e) = \left[ 1 - \left( \frac{\cos(e)}{1+h/R_T} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (2.29)$$

Donde  $e$  es el ángulo de elevación del satélite,  $h$  es la altura de la carcasa ionosférica y  $R_T$  es el radio medio de la tierra. Esta función de mapeo toma en cuenta la curvatura de la tierra.

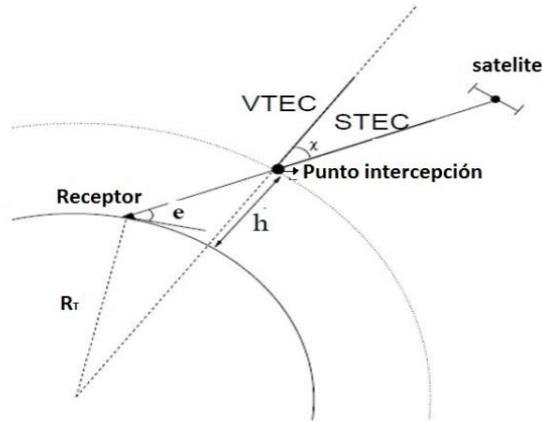


Figura 2. 4: Geometría para conversión de STEC en VTEC

#### Ionosondas

Es un dispositivo radar de barrido de frecuencias que normalmente cubre un rango de frecuencias aproximadamente de 1MHz a 20MHz con un tiempo de barrido que varía desde unos pocos segundos a unos cuantos minutos. Un pulso de radiofrecuencias es enviado desde el transmisor, y al mismo tiempo, es iniciada la base de tiempo de un tubo de rayos catódicos. Se mide el tiempo que tarda la señal en viajar a la ionósfera, ser reflejada y regresar (tiempo de propagación).

Luego de que las señales de radio han sido reflejadas en la ionosfera son procesadas por el receptor para generar los ionogramas. La información básica contenida en la señal recibida es el tiempo de propagación, frecuencia, amplitud, fase, polarización, corrimiento Doppler y forma del espectro. A partir de esos datos se puede obtener un ionograma, el cual es un gráfico de la altura virtual de reflexión (definida como la altura del punto ideal en que se produciría la reflexión para el mismo tiempo de propagación si la velocidad fuera constante e igual a la de la luz en el vacío) en función de la frecuencia.

Sea  $\tau$  el tiempo de propagación, con emisiones verticales; la altura virtual es:

$$h_v = \frac{\tau(f) \cdot c}{2} \quad (2.30)$$

La altura virtual es siempre mayor que la altura real de reflexión.

Las frecuencias críticas de cada capa se producen en los máximos del ionograma. En la Figura 2.5 se presenta un ionograma idealizado, donde se pueden observar la onda ordinaria y la onda extraordinaria, que aparecen debido a la anisotropía que imprime el campo magnético terrestre a la ionosfera.

Una limitación de todas la ionosondas es que sólo pueden obtener información hasta la altura de máxima ionización de la capa F2. Además, cuando existe una intensa ionización de la capa E, no es posible obtener información de la región F.

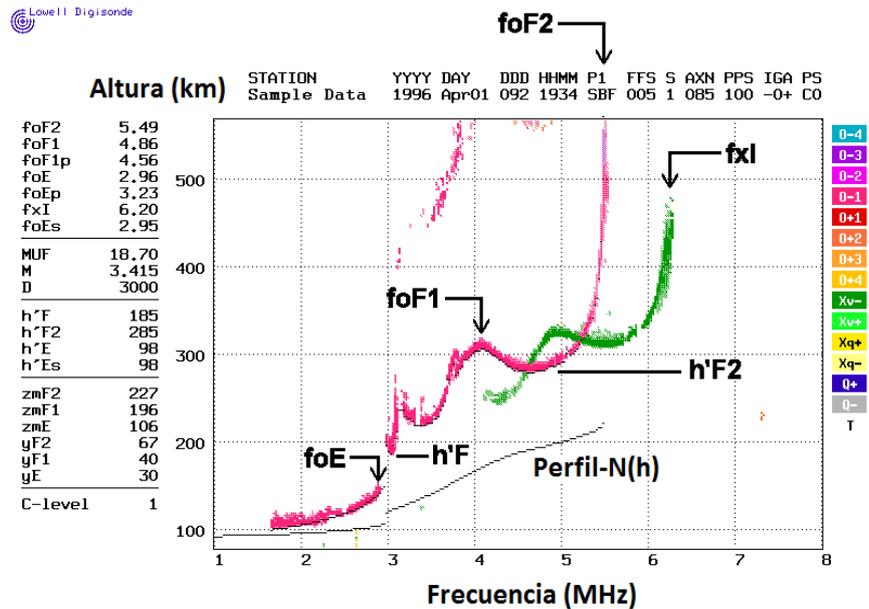


Figura 2. 5: Ionograma idealizado. Obtenido del Global Ionosphere Radio Observatory (GIRO)

## CAPÍTULO III DATOS Y METODOLOGÍA

Método utilizado en el análisis climatológico de spread-F y burbujas de plasma. Estudiamos la ocurrencia de irregularidades en Tucumán, Argentina (26,8°S, 65,2°O; latitud magnética 15,5°S), una estación cerca de la cresta sur del EIA. Analizamos 1038 días de datos de ionosonda y 1310 días de datos de GPS. El período considerado fue de noviembre de 2014 a diciembre de 2019, la fase descendente del Ciclo Solar 24, como lo indica el número de manchas solares  $S_n$  (<http://www.sidc.be/silso/-dayssnplot>). Durante 2019, la media mensual de manchas solares estuvo entre 0,4 y 9,9 y la media anual de manchas solares fue de 3,6. De noviembre de 2014 a diciembre de 2015, la media mensual de  $S_n$  estuvo entre 54,5 y 112,9. El  $S_n$  medio anual para 2015 fue 69,8 y el  $S_n$  medio para noviembre-diciembre de 2014 fue 113,6. Examinamos manualmente los ionogramas registrados por el Radar Ionosférico de Incidencia Vertical Pulsada (VIPIR) siguiendo el *Manual of Ionogram Scaling* (Wakai et al., 1987) y el Manual U.R.S.I (Piggott y Rawer 1978). El VIPIR opera entre 1,5 y 25 MHz con una tasa de repetición de sondeo de 5 min (Bullett, 2008). El campo de visión cubre 60° del cielo. La disponibilidad de datos se muestra en la Figura 3.1 y los ionogramas se pueden descargar del sitio web de la Red de Sensores Ionosféricos de Baja Latitud (LISN) (<http://lisn.igp.gob.pe>). Analizamos la tasa de ocurrencia (ecuación 3.1) de dos tipos de spread-F: RSF y FSF (Figura 3.2) durante 18:00–06:00 LT (UT = LT + 4) y su duración media (ecuación 3.2).

$$\text{razón de ocurrencia}(\%) = \frac{N^{\circ} \text{ de días con spreadF en el tiempo } T \text{ en un mes}}{N^{\circ} \text{ de días con ionogramas en el tiempo } T \text{ en el mes}} \times 100 \quad (3.1)$$

$$\text{duración del spreadF} = \frac{\text{duración total del spreadF}}{N^{\circ} \text{ total de eventos de spreadF}} \quad (3.2)$$

Para examinar el comportamiento estacional, agrupamos los datos en equinoccio de marzo (marzo y abril), solsticio de junio (mayo, junio, julio y agosto), equinoccio de septiembre (septiembre y octubre) y solsticio de diciembre (noviembre, diciembre, enero y febrero). Consideramos F10.7 y el índice Ap para identificar las condiciones solares y geomagnéticas.  $F10.7 \leq 100$ ,  $100 < F10.7 < 180$  y  $F10.7 \geq 180$  representan actividad solar baja, media y alta, respectivamente (Abdu et al., 2003).  $Ap < 12$  indica días geomagnéticamente calmos y  $Ap \geq 12$  indica días perturbados (Figura 3.3). F10.7 es proporcionado por *Dominion Radio Astrophysical Observatory and Natural Resources Canada* (<https://www.spaceweather.gc.ca/solarflux/sx-en.php>) y el índice Ap es producido por *Geomagnetic Observatory Niemegk, GFZ German Research Center for Geociencias* (<https://www.gfz-potsdam.de/en/home/>).

Para comparar el comportamiento del RSF y las burbujas de plasma, consideramos que las fluctuaciones de TEC superiores a 5 TECu ( $1 \text{ TECu} = 10^{16} \text{ electrones/m}^2$ ) están asociados con las burbujas de plasma (Magdaleno et al., 2012). Por lo tanto, utilizamos datos GPS-TEC de Tucumán para calcular la tasa de ocurrencia de burbujas de plasma (número de días con fluctuaciones de TEC superiores a 5 TECu, dividido por el número total de días analizados). Los archivos de intercambio independiente del receptor

(RINEX) están disponibles en el sitio web de LISN, lamentablemente no hay mediciones para septiembre-diciembre de 2017 y abril-diciembre de 2019. El VTEC se calculó a partir de observables de GPS obtenidos de archivos RINEX utilizando el código de análisis desarrollado por Seemala & Valladares (2011). Derivamos el TEC cada 10 s. Los efectos de trayectos múltiples (*multipath*) se redujeron aplicando una máscara de elevación de 30°. Por lo tanto, las medidas de TEC cubren ~120° del cielo.

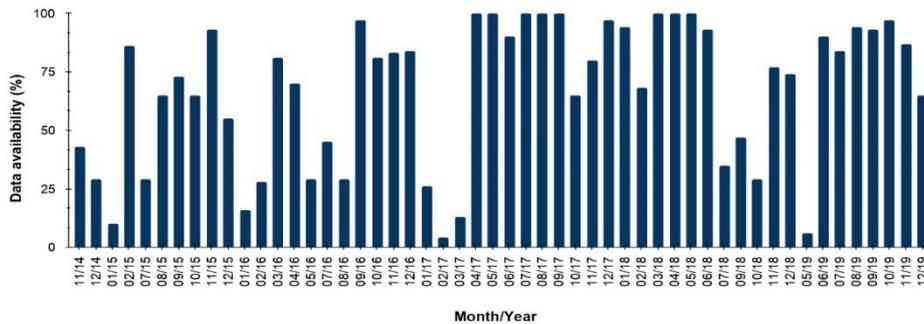


Figura 3.1: Disponibilidad de datos de ionograma por mes en la estación Tucumán de noviembre de 2014 a diciembre de 2019

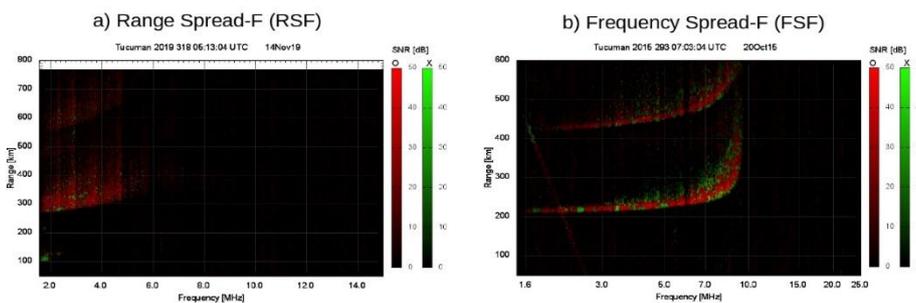


Figura 3.2: Ionogramas que muestran ejemplos de (a) range spread-F (RSF) y (b) frequency spread-F

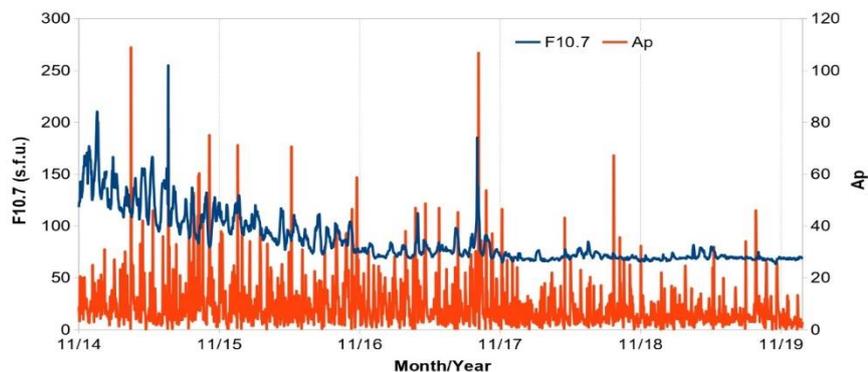


Figura 3.3: Índice F10.7 diario y Ap de noviembre de 2014 a diciembre de 2019

Metodología usada en el estudio del efecto de tormentas geomagnéticas en la generación de irregularidades ionosféricas

Las diferentes fases de una tormenta geomagnética (inicial, principal y de recuperación) están determinadas por la variación del índice geomagnético Dst. Este índice se obtiene del sitio web del Centro Mundial de Datos (WDC) de Kioto, Japón: <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstae/index.html>. Se analizan la componente norte-sur del campo magnético interplanetario (IMF\_Bz) obtenida del Explorador de composición avanzada (ACE) y el campo eléctrico interplanetario del amanecer al anochecer (IEF\_Ey). Además, Kp (un índice planetario de actividad geomagnética de 3 horas) y AE (índice geomagnético del electrochorro auroral) se obtuvieron de NASA, Goddard Space Flight Center, <https://omniweb.gsfc.nasa.gov>). Los datos del sondeo ionosférico se obtienen mediante dos ionosondas: el Sondador ionosférico avanzado (AIS) y el VIPIR. Ambos instrumentos están ubicados en Tucumán. La frecuencia de barrido de la ionosonda AIS es de 1 a 20 MHz y la frecuencia de repetición es de 10 min. Los ionogramas están disponibles en la base de datos *electronic Space Weather upper atmosphere* (eSWua) (<http://www.eswua.ingv.it/>). Cada ionograma se examina manualmente para detectar la presencia de spread-F. Además, se extraen la altura virtual del lado inferior de la capa F, h'F y la frecuencia crítica de la capa F2, foF2. Para la ionosonda AIS, los parámetros son escalados automáticamente por el sistema Autoscala (Pezzopane y Scotto, 2007), mientras que para la ionosonda VIPIR los parámetros son escalados manualmente.

El Contenido Total de Electrones (TEC) se obtiene de un receptor GPS terrestre ubicado en Tucumán, y los observables GPS sin procesar están disponibles en el sitio web de la Red Argentina de Monitoreo Satelital Continuo (RAMSAC) (<http://www.ign.gov.ar/NuestrasActividades/Geodesia/Ramsac>) (Piñón et al., 2018).

Las tormentas ionosféricas han sido clasificadas como positivas y negativas. Una tormenta positiva da como resultado una mayor densidad de electrones respecto a los valores de tiempos calmos y una tormenta negativa da como resultado una disminución de la densidad de electrones respecto a los valores de tiempo calmos. La respuesta de la región F a una tormenta geomagnética se analiza utilizando  $\Delta TEC$ , es decir, las desviaciones de TEC de la referencia, expresadas en la ecuación (3.3). Por lo tanto,  $\Delta TEC > 0$  indica una fase positiva y  $\Delta TEC < 0$  indica una fase negativa.

$$\Delta TEC = \frac{\overline{TEC} - \langle \overline{TEC} \rangle}{\langle \overline{TEC} \rangle} \times 100 \quad (3.3)$$

$\overline{TEC}$  es el TEC medio considerando todos los satélites visibles durante un día y  $\langle \overline{TEC} \rangle$  es el  $\overline{TEC}$  promedio calculado usando los diez días más calmos del mes (IQDs, *International Quietest Days*). Los IQD se pueden obtener de GFZ-Potsdam (<https://www.gfz-potsdam.de/en/kp-index/>).

El centelleo ionosférico de banda L también se obtiene a partir del receptor GPS. El índice de centelleo S4 se utiliza para cuantificar la intensidad del centelleo de amplitud. Este índice se calcula según la Ec. 3.4, y es adimensional.  $S4 > 0,5$  indica centelleo intenso y  $0,1 < S4 \leq 0,5$  indica actividad de centelleo débil (Davies, 1990). Los datos de S4 se

obtuvieron de la base de datos LISN y del receptor de centelleo ionosférico GPS propiedad del Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).

$$S4 = \sqrt{\frac{\langle I^2 \rangle - \langle I \rangle^2}{\langle I \rangle^2}} \quad (3.4)$$

Además, se calculan el ROT y el ROTI a lo largo de la ruta de la señal desde cada satélite visible hasta el receptor. Ambos se pueden utilizar para detectar la presencia de irregularidades ionosféricas que afectan a las señales GPS durante tormentas geomagnéticas (Pi et al., 1997; Basu et al., 1999; Azzouzi et al., 2016; Dugassa et al., 2020). El ROT es la tasa de cambio del TEC (Ec. 3.5) y el ROTI se define como la desviación estándar del ROT (Ec. 3.6).

$$ROT = \frac{TEC_k^i - TEC_{k-1}^i}{t_k - t_{k-1}} \quad (3.5)$$

$$ROTI = \sqrt{\langle ROT^2 \rangle - \langle ROT \rangle^2} \quad (3.6)$$

Donde  $k$  es el tiempo e  $i$  es el satélite visible. En el presente trabajo, el intervalo de muestreo utilizado para calcular el ROT es de 0,5 min y la ventana de tiempo de la desviación estándar del ROTI es de 5 min. ROTI se divide en diferentes niveles,  $ROTI < 0,25$  indica que no hay fluctuaciones de TEC;  $0,25 \leq ROTI < 0,5$  indica fluctuaciones débiles de TEC;  $0,5 \leq ROTI < 1$  significa fluctuaciones moderadas de TEC y  $ROTI \geq 1$  son fluctuaciones fuertes de TEC (Atıcı y Sagır, 2019; Liu et al., 2016; Ma y Maruyama, 2006).

Método utilizado para el análisis de los efectos sobre América del Sur  
Consideramos seis estaciones en Brasil y Perú para estudiar las características de ocurrencia de irregularidades ionosféricas durante tres tormentas geomagnéticas intensas ( $Dst < -100$  nT). La Tabla 3.1 muestra la latitud, longitud y declinación magnética de las estaciones utilizadas en este trabajo. Estas estaciones fueron seleccionadas para analizar los efectos de las tormentas en diferentes sectores de Sudamérica; este, oeste y en la cresta sur y norte de la EIA. Las tres tormentas geomagnéticas se enumeran en la tabla 3.2, junto con el Dst mínimo y la estación en la que ocurrió. Las tormentas fueron seleccionadas de acuerdo a la disponibilidad de datos. Los datos de ionosonda se obtuvieron del Global Ionosphere Radio Observatory (GIRO) (<https://giro.uml.edu/index.html>) y los datos de GPS del sitio web de la LISN (<http://lisn.igp.gob.pe>). En este estudio, al igual que en los casos anteriores, consideramos satélites GPS con ángulos de elevación superiores a  $30^\circ$  para reducir los efectos de trayectos múltiples. Se consideraron los índice Dst y AE (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp>). Cuando el índice AE no estaba disponible, utilizamos el índice de electrochorro SuperMAG (SME) (<https://supermag.jhuapl.edu/>).

Para estudiar la ocurrencia de campos eléctricos de penetración, usamos  $\Delta H$ . Esta es la diferencia en las magnitudes de la componente horizontal del campo geomagnético (H) entre un magnetómetro colocado en el ecuador magnético (Jicamarca, dip latitude  $0.4^\circ\text{N}$ ) y uno desplazado entre  $6^\circ$  y  $9^\circ$ , fuera de la influencia del electrochorro ecuatorial (EEJ) (Piura, dip latitude  $6.8^\circ\text{N}$ ).  $\Delta H$  está relacionado con la intensidad del EEJ y proporciona una aproximación del campo eléctrico zonal durante el día (Wei et al., 2015), esto es entre las 11:00 y las 23:00 UT en el sector peruano.

*Tabla 3.1: Latitud geográfica, longitud geográfica y declinación magnética de las estaciones utilizadas en este trabajo.*

Station	Geographic Latitude	Geographic Longitude	Magnetic Declination
Boa Vista	$2.8^\circ\text{N}$	$60.7^\circ\text{W}$	$15^\circ\text{W}$
São Luis	$2.6^\circ\text{S}$	$44.2^\circ\text{W}$	$20^\circ\text{W}$
Fortaleza	$3.9^\circ\text{S}$	$38.4^\circ\text{W}$	$21^\circ\text{W}$
Jicamarca	$12.0^\circ\text{S}$	$76.9^\circ\text{W}$	$1.9^\circ\text{W}$
Cachoeira Paulista	$22.7^\circ\text{S}$	$45^\circ\text{W}$	$21.9^\circ\text{W}$
Santa María	$29.7^\circ\text{S}$	$53.7^\circ\text{W}$	$15^\circ\text{W}$

*Tabla 3.2: Las tormentas geomagnéticas analizadas en este trabajo, su valor mínimo Dst, el tipo de tormenta según el índice Dst (débil, moderada o intensa) y la temporada de ocurrencia.*

Storm day	Minimum Dst (nT)	Type of storm	Season
12/10/2016	-104	intense	equinox
7/10/2015	-124	intense	equinox
25/8/2018	-174	intense	winter

Datos de ionosonda

El spread-F observado en los ionogramas es causado por irregularidades de escala de unos kilómetros. La tasa de repetición del sondeo con ionosonda fue de 5 min para Jicamarca y de 10 min para las demás estaciones. Cada ionograma se examinó manualmente para determinar la presencia de RSF y FSF. Además,  $h'F$ , y  $foF_2$ , se escalaron con el software *Automatic Real-Time Ionogram Scaler with True height* (ARTIST) desarrollado en la Universidad del Centro Lowell de Massachusetts para la Investigación Atmosférica (UMLCAR). Para estimar los valores de tiempo calmo de  $h'F$  y  $foF_2$ , calculamos el promedio de los diez días internacionales más tranquilos (IQD) y las desviaciones estándar.

#### Observaciones de centelleo de banda L de GPS

Los centelleos en las señales GNSS son los efectos de las irregularidades ionosféricas a pequeña escala, ocurren cuando la dimensión de Fresnel de la onda de radio que se propaga es del orden de las irregularidades en la ionosfera. El centelleo de banda L del sistema de GPS es causado por irregularidades de escala intermedia, alrededor de 360 a 400 m (Briggs & Parkin, 1963). Se analizó la aparición de centelleo de amplitud de la banda L de GPS utilizando el índice S4 (Davies, 1990), de igual forma que en el caso de Tucumán.

#### Índice ROTI

Como se mencionó antes, las irregularidades pueden manifestarse como fluctuaciones de TEC. El VTEC se derivó cada 10 s utilizando el método desarrollado por Seemala y Valladares, (2011). Calculamos el ROT y el ROTI usando las ecuaciones 3.5 y 3.6 respectivamente (Pi et al., 1997). Las irregularidades ionosféricas con un tamaño de alrededor de 20 km se pueden detectar usando una ventana de tiempo de 5 min para la desviación estándar de ROTI (Nishioka et al., 2008).

#### Datos de Swarm

Las observaciones de los satélites de la misión Swarm de la Agencia Espacial Europea (ESA) (<https://earth.esa.int/eogateway/missions/swarm>) también se pueden utilizar para analizar la presencia de irregularidades ionosféricas. La constelación Swarm comprende tres satélites: Swarm Alpha (Swarm A), Swarm Bravo (Swarm B) y Swarm Charlie (Swarm C). Los satélites se lanzaron el 22 de noviembre de 2013 en una órbita casi polar aproximadamente circular ( $87,5^\circ$ ) con una altitud inicial de unos 490 km. Las órbitas de Swarm están por encima de la altura máxima de la capa F2: Swarm A y Swarm C vuelan uno al lado del otro a una altitud de 440 a 470 km, separados por aproximadamente  $1,4^\circ$  de longitud, mientras que Swarm B orbita la Tierra a aproximadamente 520 km con una mayor inclinación (Friis-Christensen et al., 2006). Swarm lleva una placa frontal como parte del instrumento de medición de campo eléctrico (EFI). Las mediciones de densidad de electrones de la placa frontal de Swarm de 16 Hz de frecuencia permiten la detección de irregularidades de una escala espacial de  $\sim 500$  m a lo largo de la trayectoria del satélite—esto es del orden de escala de las irregularidades que producen centelleos de amplitud del GNSS—(Aol et al., 2020). Las mediciones de densidad de electrones in situ de Swarm permiten el análisis de irregularidades en la parte superior de la ionosfera. Utilizamos la densidad de electrones ionosférica derivada de la corriente de la placa frontal de 16 Hz de la constelación Swarm para analizar la presencia de irregularidades en la parte superior de la ionosfera. Para cada órbita de Swarm, consideramos solo la serie de datos entre  $35^\circ\text{S}$  y  $15^\circ\text{N}$  de latitud y  $35^\circ\text{W}$  a  $82^\circ\text{W}$  de longitud, que comprenden la región de Brasil y Perú.

#### El radar JULIA

Las irregularidades ionosféricas también se pueden detectar a partir de las mediciones de la relación señal-ruido (SNR) derivadas del *Jicamarca Unattended Long-term Investigations of the Ionosphere and Atmosphere (JULIA) radar*. El radar JULIA puede detectar irregularidades ionosféricas de tipo bottom-type, bottom-side, y topside

(Woodman & La Hoz, 1976). Debido a la condición de Bragg, son detectables irregularidades del tamaño de escala de la mitad de la longitud de onda del radar. Por lo tanto, el eco del radar JULIA de 50 MHz es sensible a las irregularidades alineadas con el campo de una longitud de onda de unos 3 m. Las irregularidades ionosféricas se pueden ver en gráficos de rango-tiempo-intensidad: relación señal-ruido (SNR) en función de la altura (rango) y la hora local. Los datos de JULIA están disponibles en <http://iro.igp.gob.pe/madrigal/>. Durante octubre de 2018, los parámetros que caracterizaron los experimentos JULIA fueron: IPP 937,5 km, longitud de pulso 3,75 km y resolución 3,75 km; durante agosto de 2018, el IPP fue de 1125 km, la longitud del pulso de 18,75 km y la resolución de 3,75 km. No hubo experimentos de spread-F durante octubre de 2016.

## CAPÍTULO IV

### RESULTADOS

Características del spread-F sobre Tucumán durante la fase descendente del ciclo solar 24

Aunque muchos investigadores han discutido las características de las irregularidades ionosféricas en bajas latitudes, aún es necesario investigar más a fondo algunos aspectos para comprender mejor la variabilidad espacial y temporal de las burbujas de plasma y del spread-F. Por lo tanto, es útil el análisis de grandes conjuntos de datos para diversas condiciones solares y geomagnéticas. En América del Sur, la mayoría de los estudios se han realizado para la región este de Brasil, caracterizada por un ángulo de declinación magnética de 20°O. Mientras que el ángulo de declinación magnética en Tucumán es de 7°O durante el periodo considerado. Si bien algunos trabajos han examinado la ocurrencia de spread-F en Tucumán (Abdu et al., 1998; Alfonsi et al., 2013; Cabrera et al., 2010; Pezzopane et al., 2013), consideramos aquí un período de análisis más largo: noviembre de 2014 a diciembre de 2019. Este trabajo pretende contribuir al conocimiento de las características de las burbujas de plasma y del spread-F durante diferentes horas locales, estaciones, y condiciones solares y geomagnéticas en la cresta sur del EIA. Para este propósito, analizamos los porcentajes de ocurrencia del RSF, FSF y fluctuaciones de TEC, utilizando conjuntos de datos de ionosonda y GPS en Tucumán durante la fase descendente del ciclo solar 24.

Variaciones mensuales y estacionales de la ocurrencia del spread-F

Durante el período analizado, el tipo de spread-F más común fue el RSF (65,3%). Según la tasa de ocurrencia (figs. 4.1-4.5), el RSF comenzó a las 20-22 LT y duró hasta las 5-6 LT. La tasa de ocurrencia máxima se observó generalmente alrededor de 23–1 LT, mientras que para mayo-agosto la ocurrencia máxima fue más tarde. El FSF generalmente se formó después de la medianoche y alcanzó su punto máximo alrededor de las 3 LT. El equinoccio de septiembre registró la ocurrencia más baja de spread-F (RSF y FSF) (61%) y el solsticio de diciembre la más alta (84%). La Figura 4.6 muestra la tasa de ocurrencia de spread-F total (tanto RSF como FSF) estacional para cada año. El solsticio de diciembre presentó la mayor ocurrencia todos los años (del 62% en 2015 al 95% en 2017) excepto en 2018 cuando el máximo fue en el solsticio de junio (90%). La temporada con menor porcentaje de ocurrencia (12%) fue el solsticio de junio de 2015. Cabe mencionar que el 2018 mostró una alta ocurrencia de spread-F en todas las estaciones, entre un 70% en el equinoccio de septiembre y un 90% en el solsticio de junio.

Las Tablas 4.1, 4.2 y la Figura 4.7 muestran la ocurrencia estacional de RSF y FSF para los años considerados en este trabajo. Los datos muestran que la ocurrencia de RSF fue más alta en el solsticio de diciembre de 2017, mientras que la ocurrencia de FSF fue máxima en el solsticio de diciembre de 2016, y ambos mostraron su ocurrencia más baja en el solsticio de junio de 2015. El RSF fue más frecuente que los otros tipos de spread-F en

todas las estaciones excepto entre septiembre de 2016 y abril de 2017 cuando la ocurrencia de FSF fue mayor. La duración media de los eventos de RSF tendió a aumentar durante el período estudiado, mientras que sucedió lo contrario para la FSF (Fig 4.8). El RSF duró alrededor de 1-3 h y el FSF unas 0,5–2 h. Durante los años de baja actividad solar—2017, 2018 y 2019—la duración de RSF mostró valores máximos (2.1–2.5 h) en el solsticio de diciembre.

*Tabla 4.1: Ocurrencia estacional de RSF desde noviembre de 2014 hasta diciembre de 2019. Este es el porcentaje de días con al menos un evento de RSF por día en una temporada.*

Season	2014 (%)	2015 (%)	2016 (%)	2017 (%)	2018 (%)	2019 (%)
December solstice	77.6	60.3	75.0	91.2	73.9	85.7
March equinox			28.9	38.0	82.0	
June solstice		11.5	34.4	76.7	85.7	53.2
September equinox		60.9	18.5	48.0	60.9	78.2

Tasa de ocurrencia de Spread-F durante diferentes condiciones solares y geomagnéticas La Figura 4.9 muestra que la ocurrencia de spread-F aumentó entre 2016 (53,3 %), cuando el F10.7 medio fue de 88,7 sfu (sfu es la unidad de flujo solar:  $10^{-22} \text{ Wm}^{-2} \text{ Hz}^{-1}$ ) y 2018 (84,5 %), cuando el F10.7 medio fue de 69,9 sfu, y disminuyó en 2019 (78,2 %) cuando el F10.7 medio fue de 77,3 sfu. Con respecto a los diferentes tipos de spread-F, la tasa de ocurrencia de RSF y FSF generalmente aumentó cuando el índice F10.7 disminuyó, especialmente entre 2015 y 2018. De manera similar, RSF y FSF aumentaron cuando el índice medio de Ap disminuyó entre 2015 y 2019. Estas observaciones no nos permiten sacar una conclusión sobre la dependencia del spread-F con el flujo solar debido al pequeño rango de valores de F10.7. Para obtener una mejor descripción de la variabilidad de la ocurrencia de spread-F con la actividad solar, necesitamos datos para todo el ciclo solar (Abdu et al., 1998). Desafortunadamente, la ionosonda VIPIR se instaló en 2014, por lo que no tenemos ionogramas para la fase ascendente del ciclo solar 24. Para el período examinado aquí, hubo siete días con alta actividad solar ( $F10.7 \geq 180$ ), y solo uno tenía datos de ionosonda disponibles (9/4/17,  $F10.7 = 186$ ). Por lo tanto, en este análisis, solo consideramos días con niveles de actividad solar baja ( $F10.7 \leq 100$ ) y media ( $100 < F10.7 < 180$ ). La Figura 4.10 muestra las tasas de ocurrencia de RSF y FSF bajo actividad solar baja y media en Tucumán. Las tasas de ocurrencia de RSF y FSF disminuyeron con la actividad solar en todas las estaciones, excepto en el equinoccio de septiembre, cuando el RSF fue mayor durante la actividad solar media que durante la actividad solar baja (58,1 % frente a 51,3 %). En el equinoccio de marzo, el RSF solo estuvo presente durante actividad solar baja, 58,3%. La tasa de ocurrencia de FSF fue del 33,3 % durante actividad solar media y del 53,5 % durante actividad solar baja. En el solsticio de junio, la ocurrencia de RSF fue del 5,6 % durante actividad solar media y del 66,8 % durante actividad solar baja. El FSF estuvo ausente durante actividad solar media, y su ocurrencia fue del 49,2% durante actividad solar baja. En el equinoccio de

septiembre, la tasa de ocurrencia de FSF fue del 29 % durante actividad solar media y del 36,1 % durante actividad solar baja. En el solsticio de diciembre, la ocurrencia de RSF fue del 73,3 % durante actividad solar media y del 80,8 % durante actividad solar baja. Mientras que la ocurrencia de FSF fue del 23,3% durante actividad solar media y del 63,2% durante actividad solar baja.

La tasa de ocurrencia de RSF fue mayor durante días de actividad geomagnética calma ( $Ap < 12$ ) que durante actividad geomagnética perturbada ( $Ap \geq 12$ ) en todas las estaciones excepto en el solsticio de junio (Figura 4.11). Se observó más FSF bajo condiciones geomagnéticas tranquilas para el equinoccio de septiembre y el solsticio de diciembre, y durante condiciones perturbadas para el solsticio de junio y el equinoccio de marzo. En el equinoccio de marzo, bajo condiciones perturbadas, la tasa de ocurrencia de FSF fue más alta que la tasa de ocurrencia de RSF. En las demás estaciones se observó lo contrario.

*Tabla 4.2: Ocurrencia estacional de FSF desde noviembre de 2014 hasta diciembre de 2019.*

Season	2014 (%)	2015 (%)	2016 (%)	2017 (%)	2018 (%)	2019 (%)
December solstice	30.6	13.8	81.7	74.5	52.2	45.2
March equinox			26.3	50.0	72.1	
June solstice		7.7	25.0	61.7	58.6	33.8
September equinox		21.9	24.1	42.0	43.5	45.5

#### Tasa de ocurrencia de burbujas de plasma

La Figura 4.12 muestra un ejemplo de fluctuaciones de TEC a lo largo de los satélites PRN 19 y 16 para el día 20/11/2014. Estas señales de la presencia de burbujas de plasma generalmente aparecieron a las 22–1 LT, excepto en el solsticio de junio de 2017 (0–3 LT) y el solsticio de diciembre de 2018 (2–6 LT). La Tabla 4.3 muestra la ocurrencia estacional de fluctuaciones de TEC para el período considerado. Observamos una alta incidencia de burbujas de plasma en el solsticio de diciembre (verano en el hemisferio sur) y una baja incidencia en el solsticio de junio (invierno en el hemisferio sur). No detectamos ninguna burbuja de plasma en el solsticio de junio de 2015 y 2018 (Figura 4.13a). No hubo días con actividad solar alta en marzo ni en el equinoccio de septiembre. Durante el solsticio de junio, los días con altos niveles de actividad solar no presentaron fluctuaciones de TEC. En todas las estaciones, la aparición de burbujas de plasma aumentó con el índice F10.7 (Figura 4.13b). El período con el mayor porcentaje de aparición de burbujas de plasma fue el solsticio de diciembre durante la actividad solar alta (80%). Mientras que la ocurrencia más baja fue en el solsticio de junio durante baja actividad solar (0.4%).

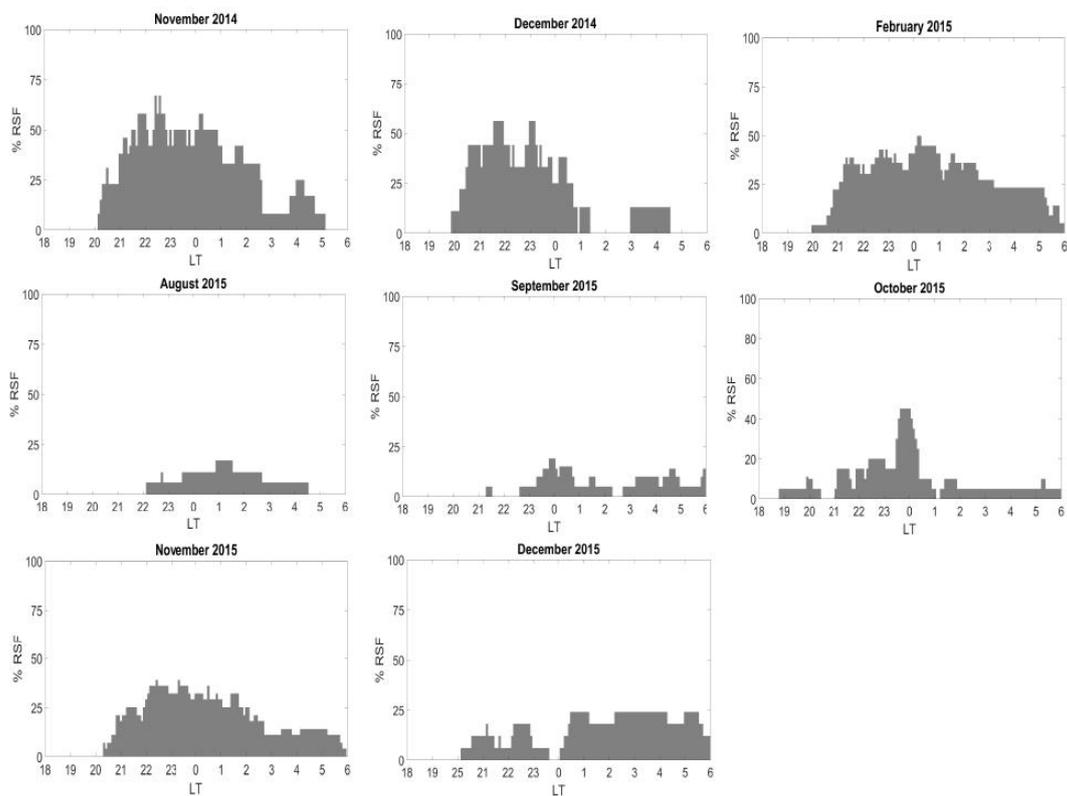
En periodos de baja de actividad solar (Figura 4.13c), la aparición de burbujas de plasma aumentó en los días perturbados en todas las estaciones, excepto en el solsticio de junio, cuando no se observaron burbujas de plasma. Bajo actividad solar media (Figura 4.13d), la tasa de aparición de burbujas de plasma aumentó con la actividad geomagnética en todas las estaciones excepto en el solsticio de diciembre. Para estos últimos, la aparición de burbujas de plasma durante los días calmos (38,7 %) fue mayor que durante los días perturbados (29,4 %).

Tabla 4.3: Ocurrencia estacional de fluctuaciones de TEC desde noviembre de 2014 hasta diciembre de 2019.

Season	2014 (%)	2015 (%)	2016 (%)	2017 (%)	2018 (%)	2019 (%)
December solstice	43.3	23.2	15.1	6.0	3.4	
March equinox		8.2	1.6	2.3	1.8	4.2
June solstice		0	0.9	2.3	0	
September equinox		11.5	11.9	48.0	1.6	

## a) Range Spread-F (RSF)

2014 - 2015



## b) Frequency Spread-F (FSF)

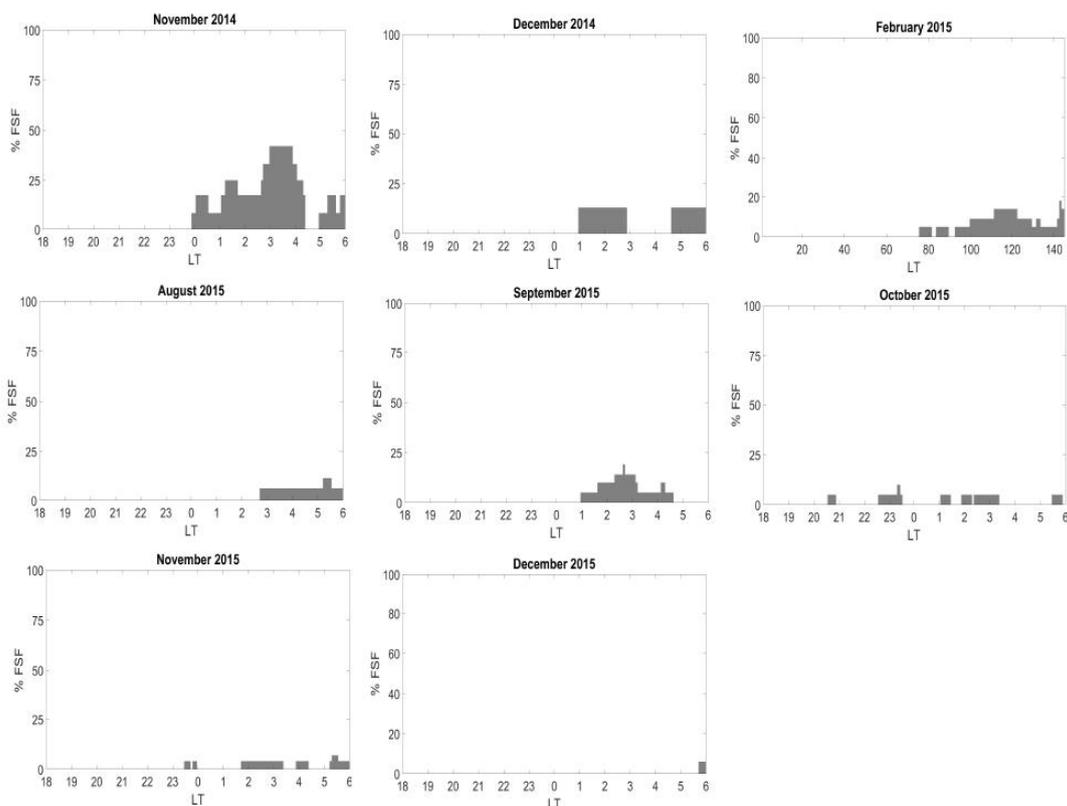
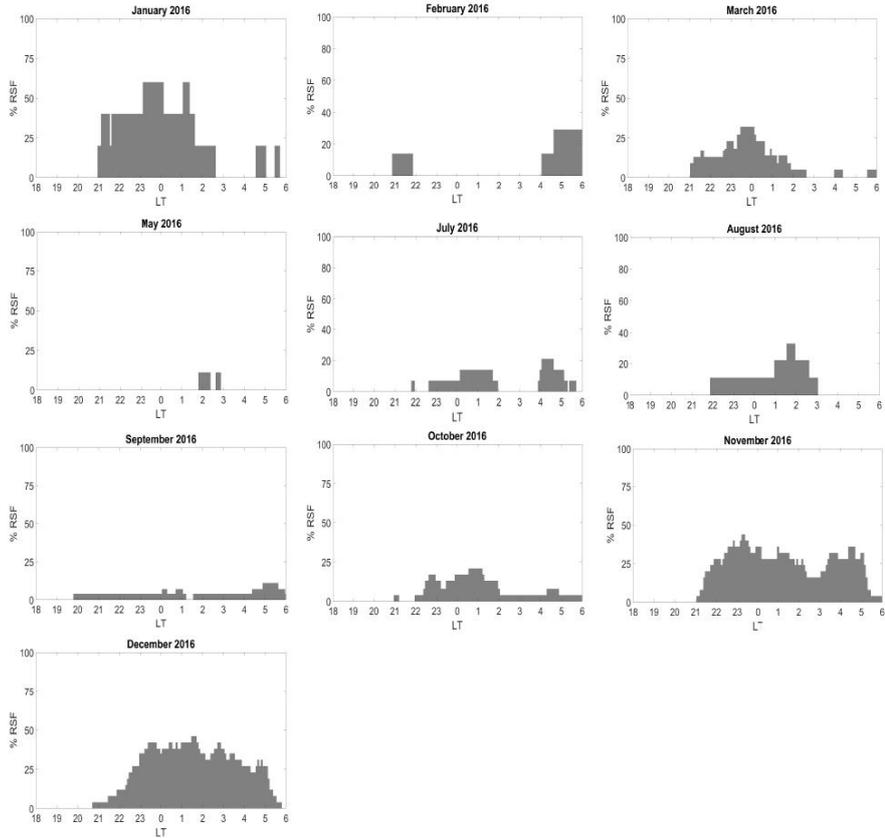


Figura 4.1: Tasa de ocurrencia de (a) dispersión de rango-F (RSF) y (b) dispersión de frecuencia-F (FSF) sobre la estación Tucumán durante noviembre 2014 – diciembre 2015.

### a) Range Spread-F (RSF)

2016



### b) Frequency Spread-F (FSF)

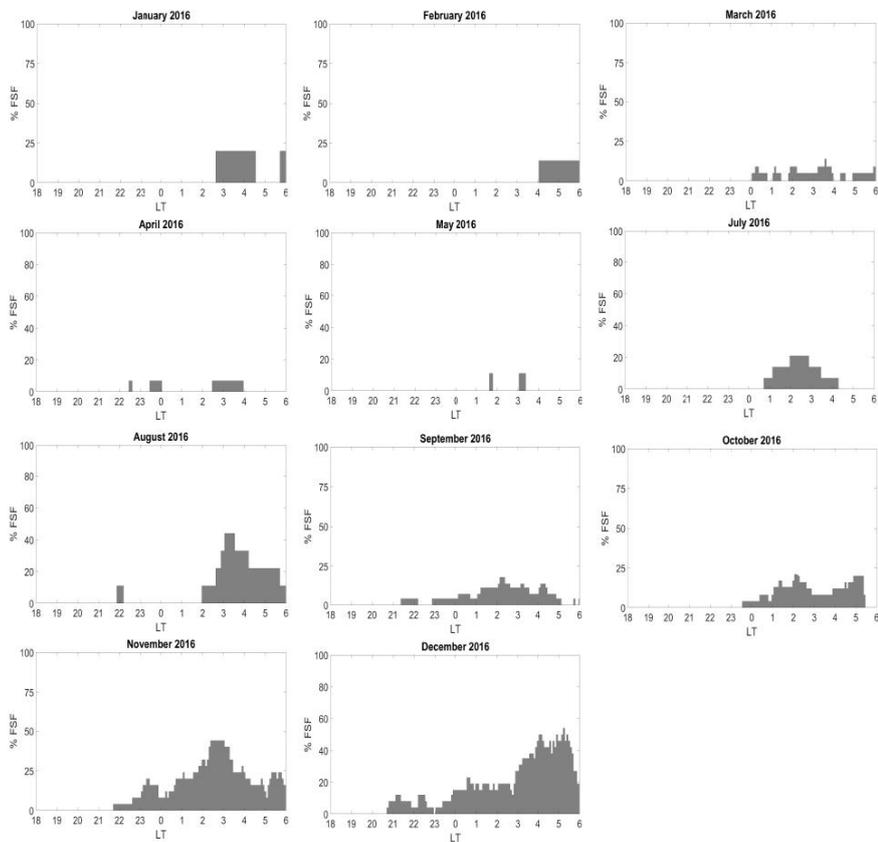
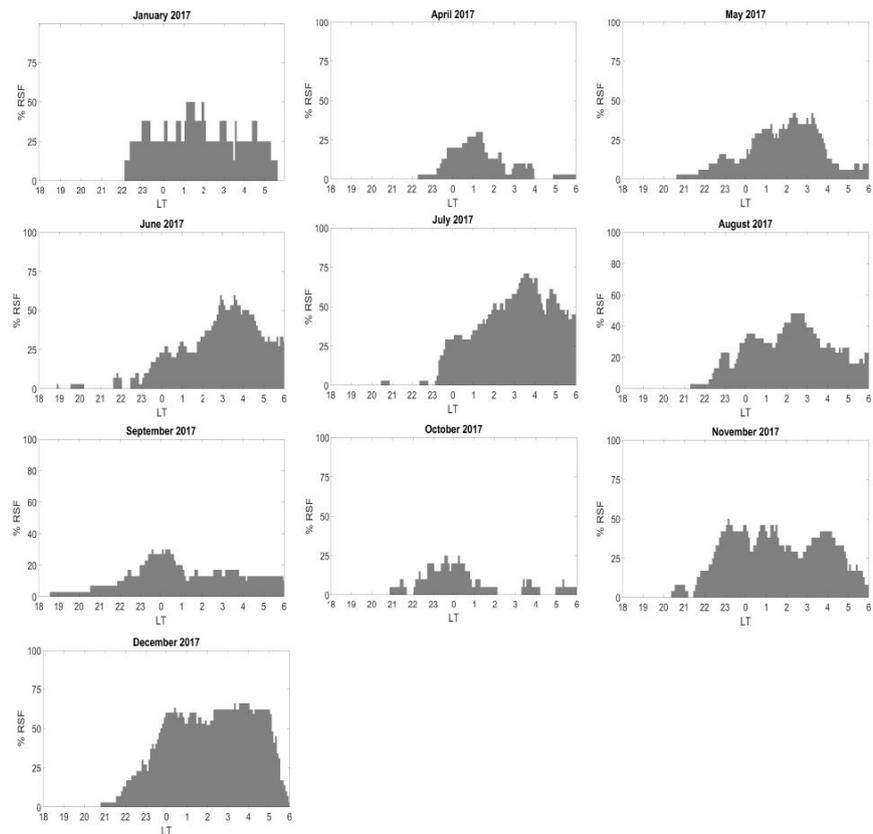


Figura 4.2: Tasa de ocurrencia de (a) dispersión de rango-F (RSF) y (b) dispersión de frecuencia-F (FSF) sobre la estación de Tucumán durante 2016.

### a) Range Spread-F (RSF)

2017



### b) Frequency Spread-F (FSF)

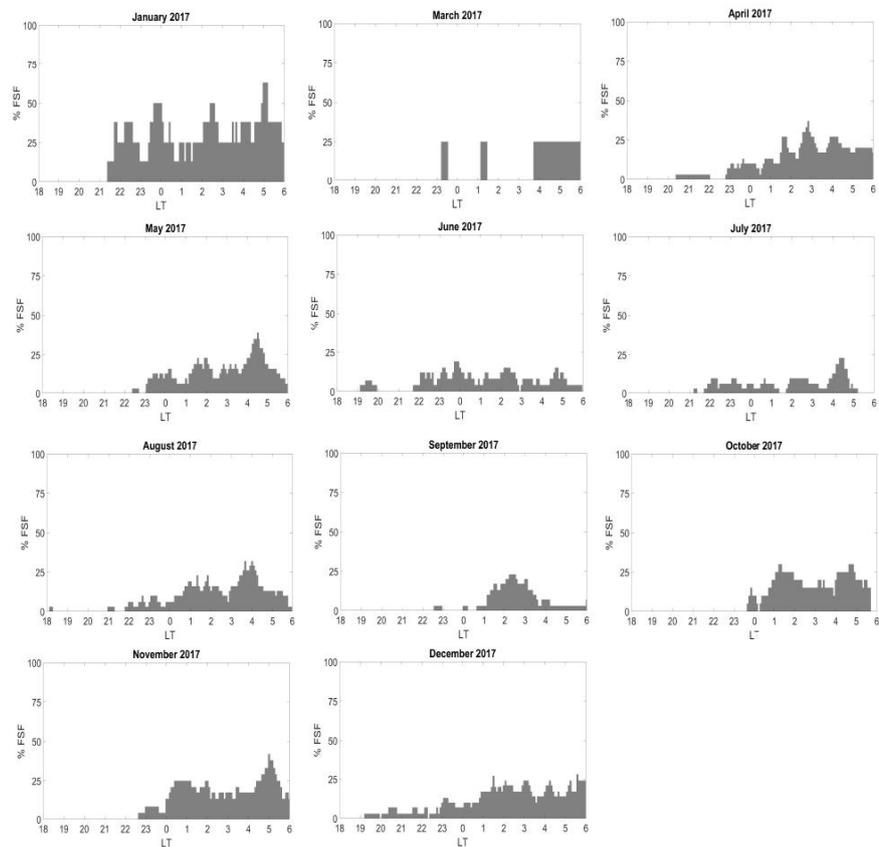
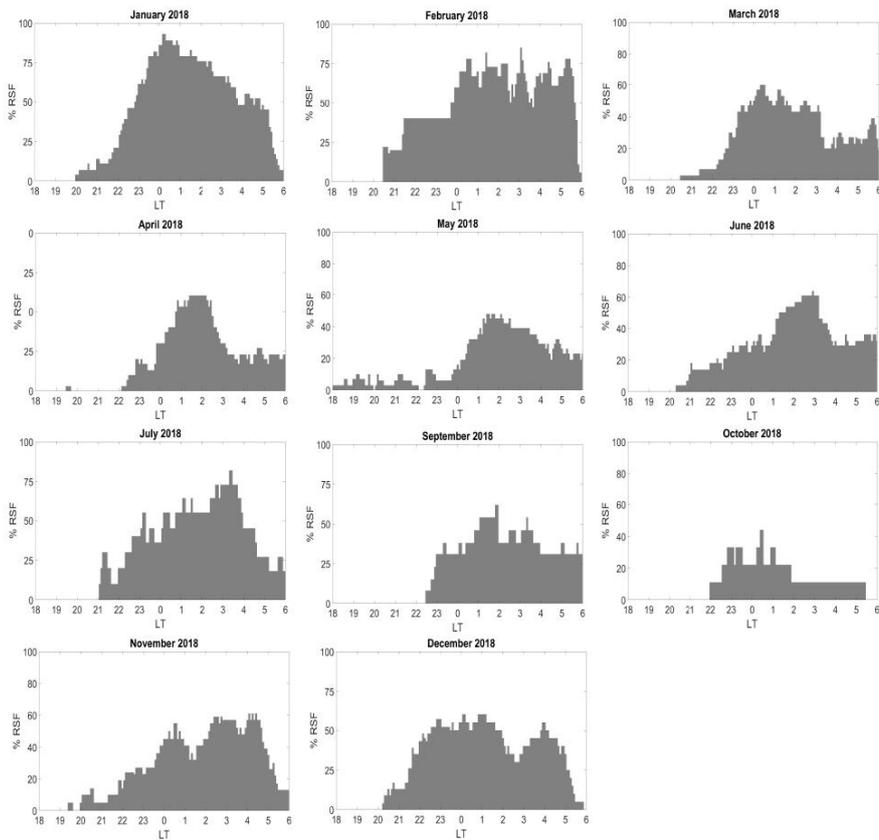


Figura 4.3: Tasa de ocurrencia de (a) dispersión de rango-F (RSF) y (b) dispersión de frecuencia-F (FSF) sobre la estación de Tucumán durante 2017.

### a) Range Spread-F (RSF)

2018



### b) Frequency Spread-F (FSF)

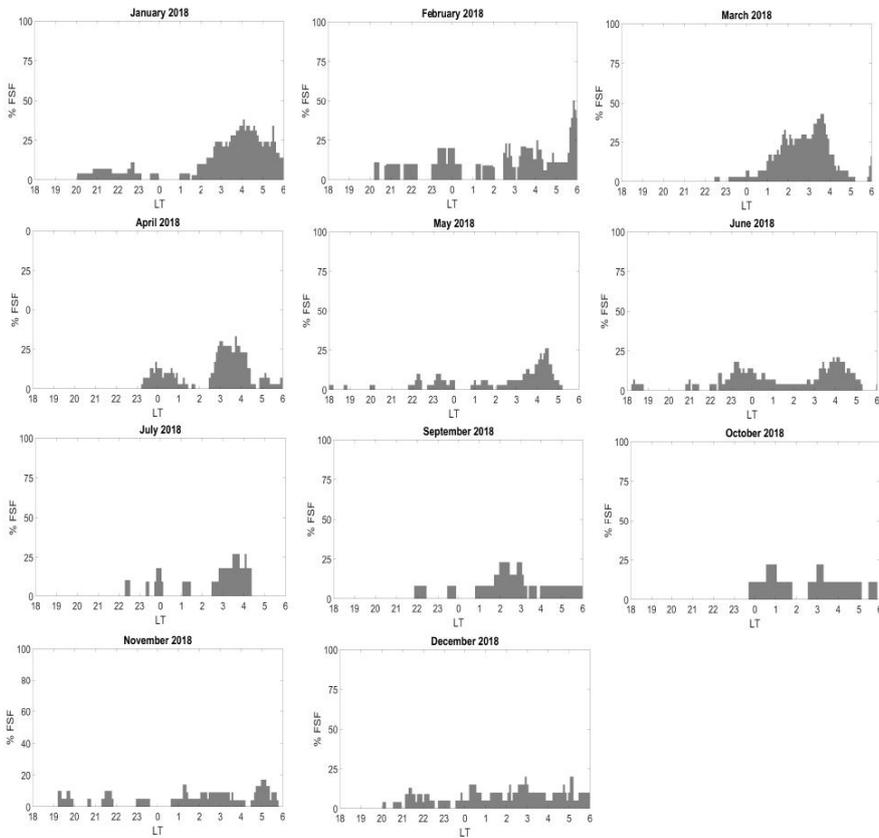
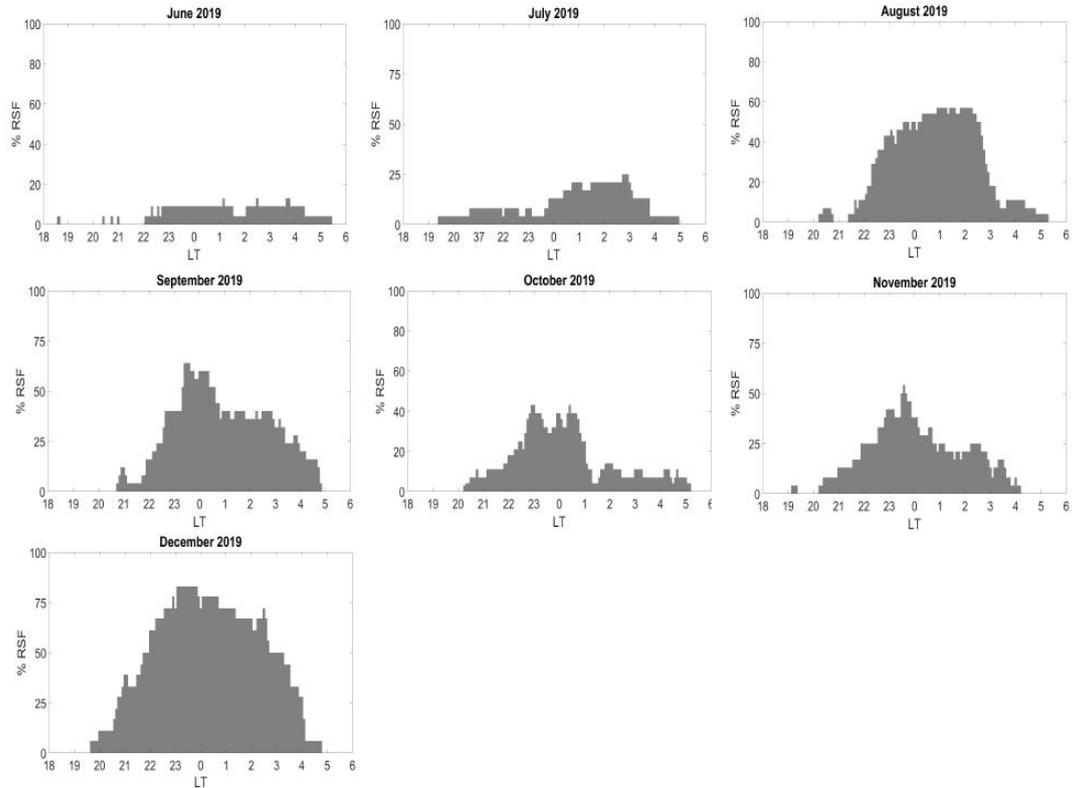


Figura 4.4: Tasa de ocurrencia de (a) dispersión de rango-F (RSF) y (b) dispersión de frecuencia-F (FSF) sobre la estación de Tucumán durante 2018.

## a) Range Spread-F (RSF)

2019



## b) Frequency Spread-F (FSF)

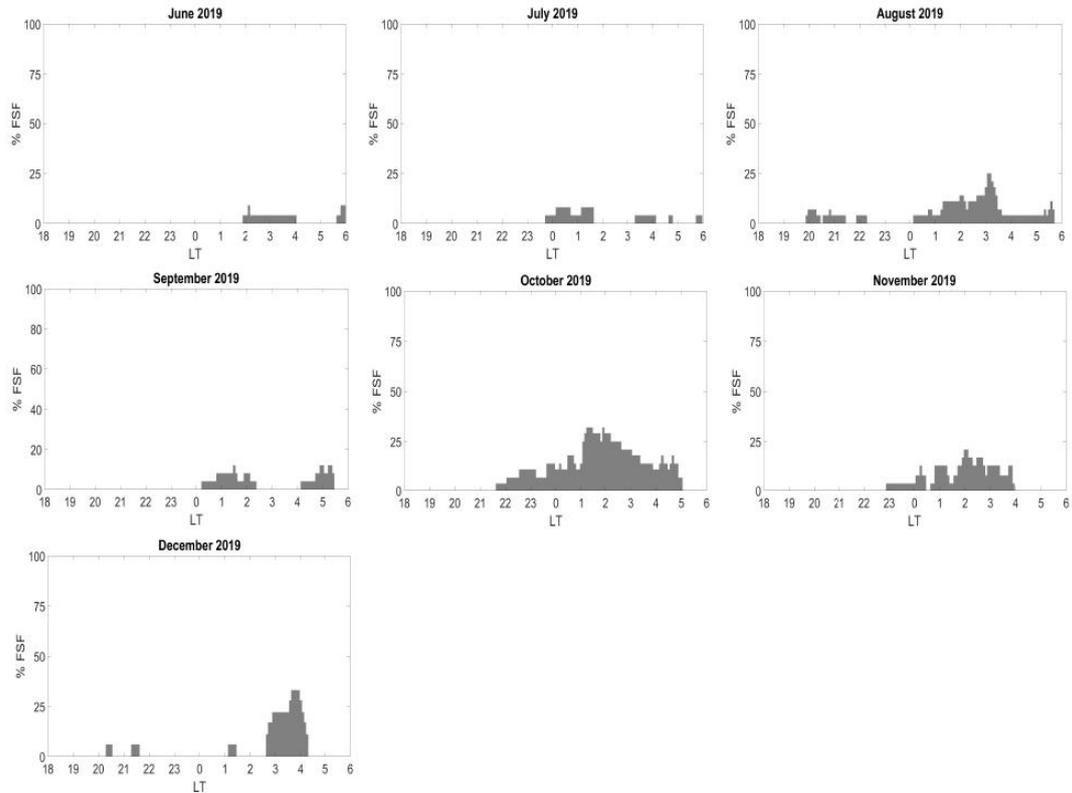


Figura 4.5: Tasa de ocurrencia de (a) dispersión de rango-F (RSF) y (b) dispersión de frecuencia-F (FSF) sobre la estación de Tucumán durante 2019.

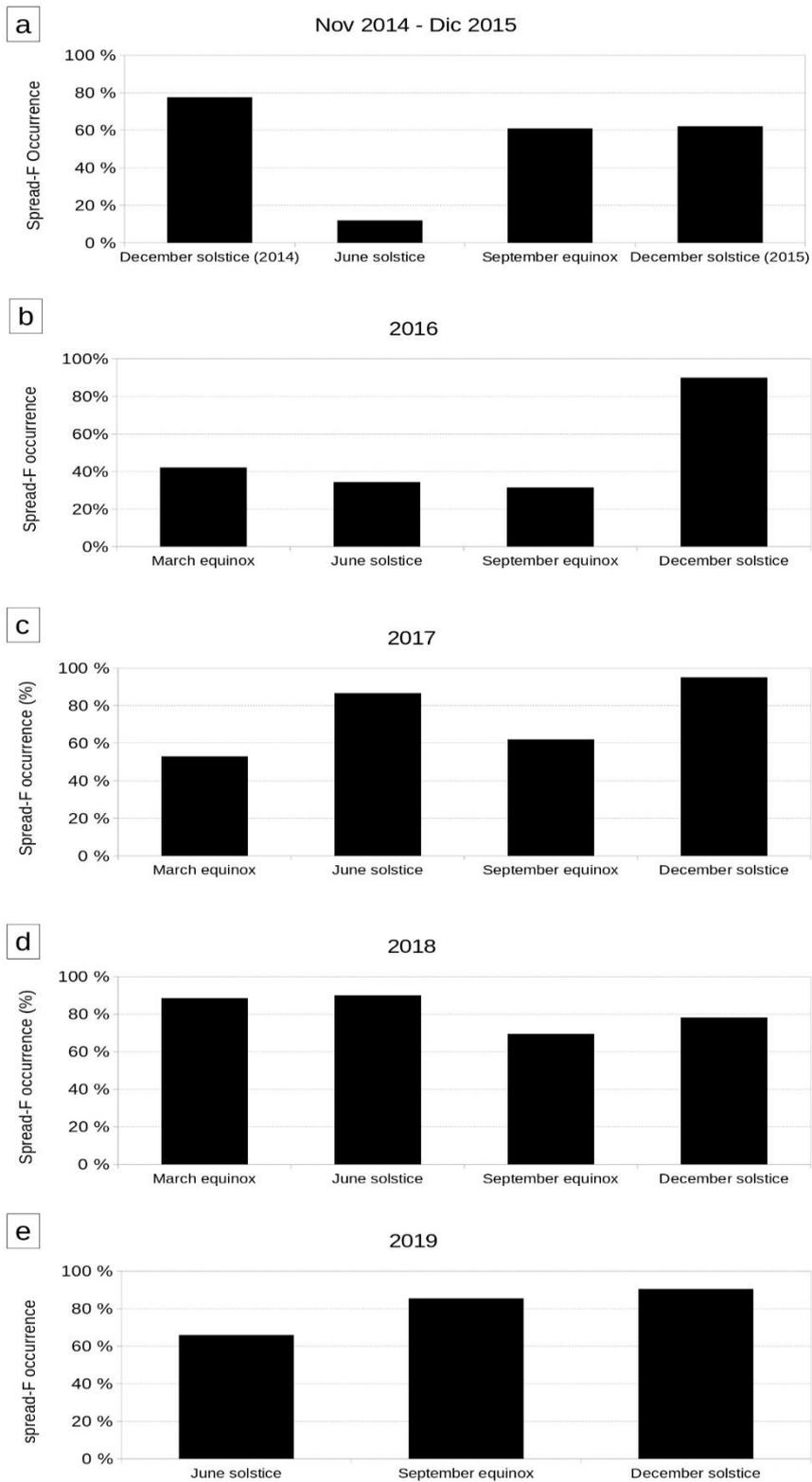


Figura 4.6: Tasa de ocurrencia estacional de spread-F (tanto RSF como FSF) en Tucumán durante noviembre de 2014-diciembre de 2019. Es el porcentaje de días con al menos un evento de spread-F diario en una temporada

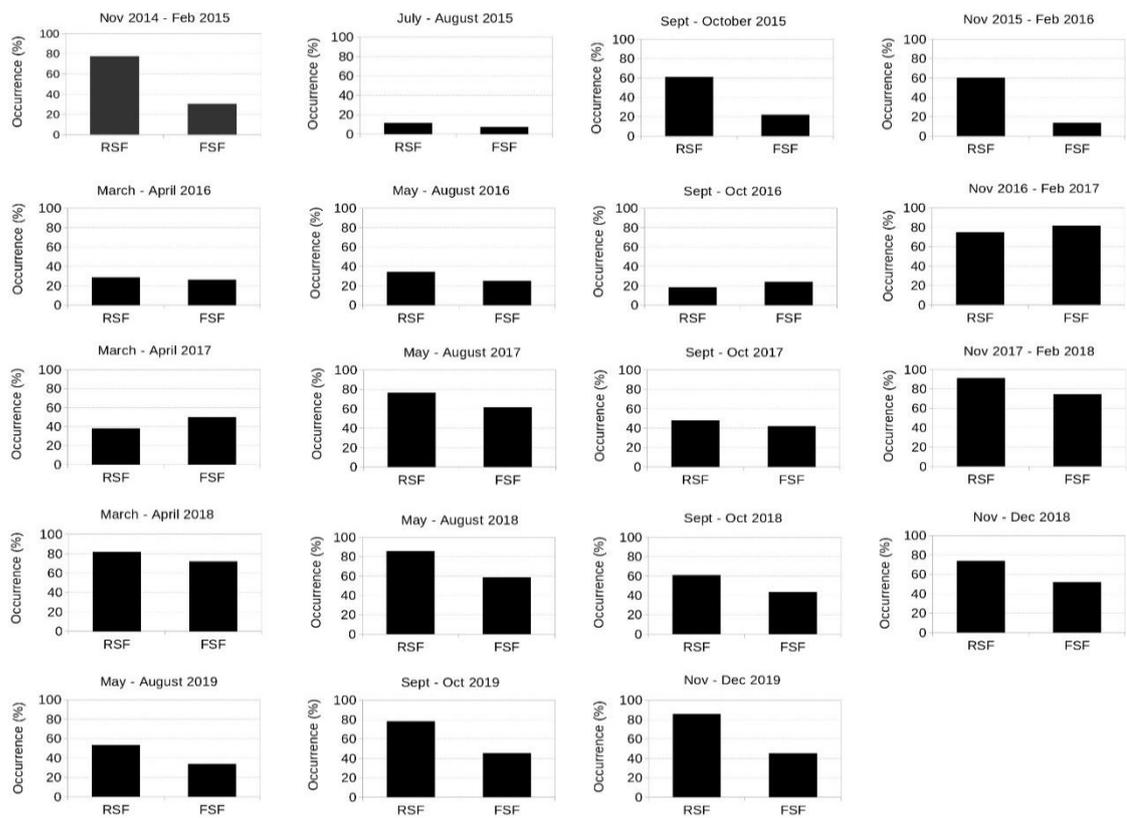


Figura 4.7: Tasa de ocurrencia estacional de diferentes tipos de spread-F (RSF y FSF) en Tucumán de noviembre de 2014 a diciembre de 2019

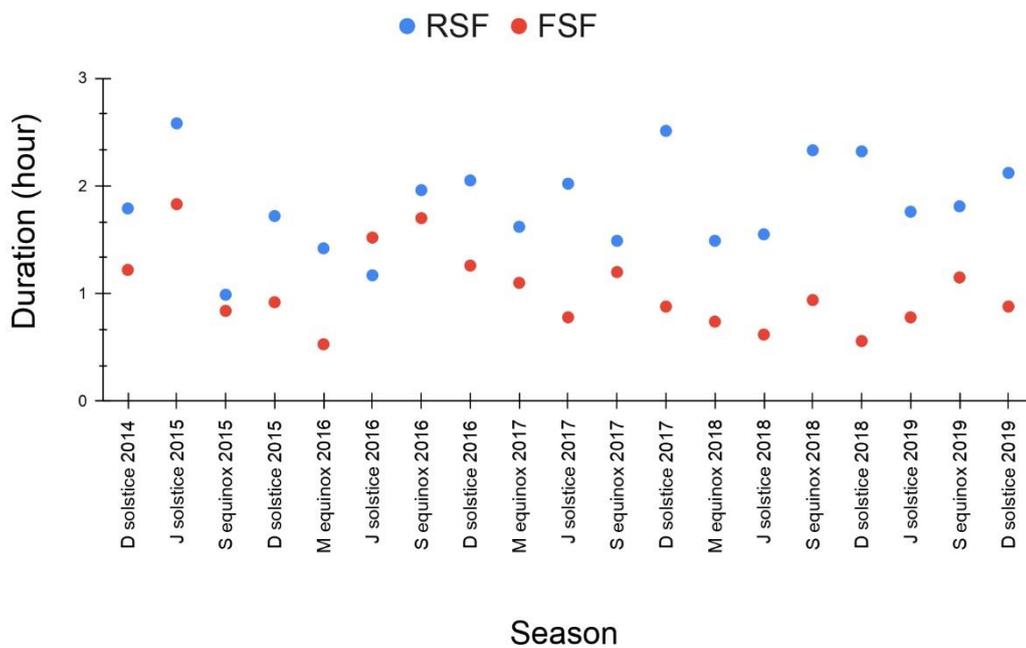


Figura 4.8: Variación estacional de la duración media de RSF (azul) y FSF (rojo) en Tucumán de noviembre de 2014 a diciembre de 2019 (M: marzo, J: junio, S: septiembre, D: diciembre).

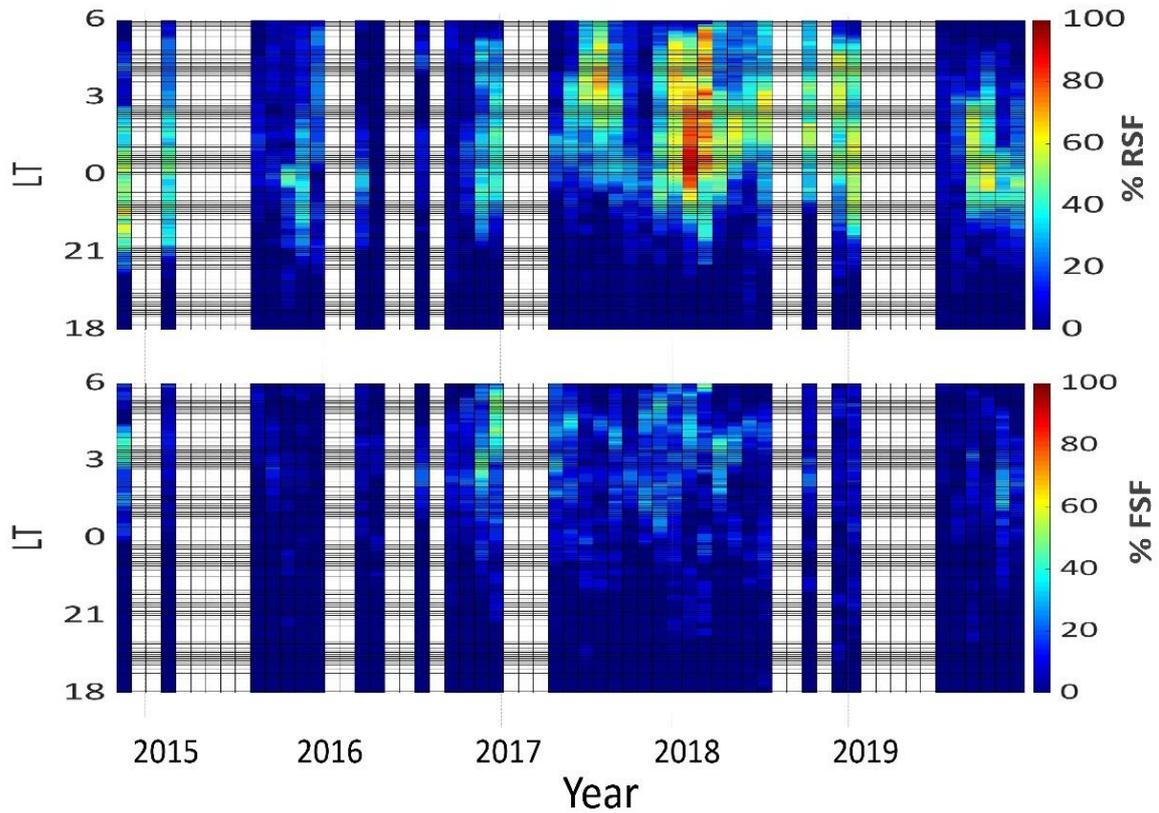


Figura 4.9: Promedio mensual de los porcentajes de ocurrencia de RSF (arriba) y FSF (abajo) en Tucumán de noviembre de 2014 a diciembre de 2019. Las regiones grises indican brechas de datos.

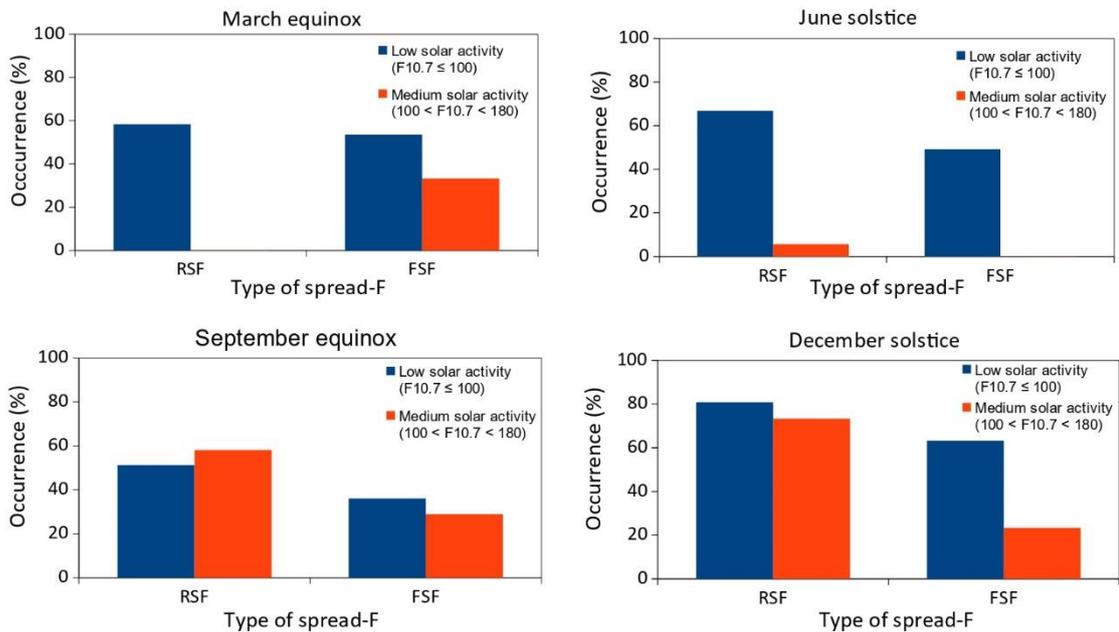


Figura 4.10: Tasas de ocurrencia de dos tipos de spread-F bajo niveles de actividad solar bajo (azul) y medio (naranja) en Tucumán durante noviembre 2014 – diciembre 2019.

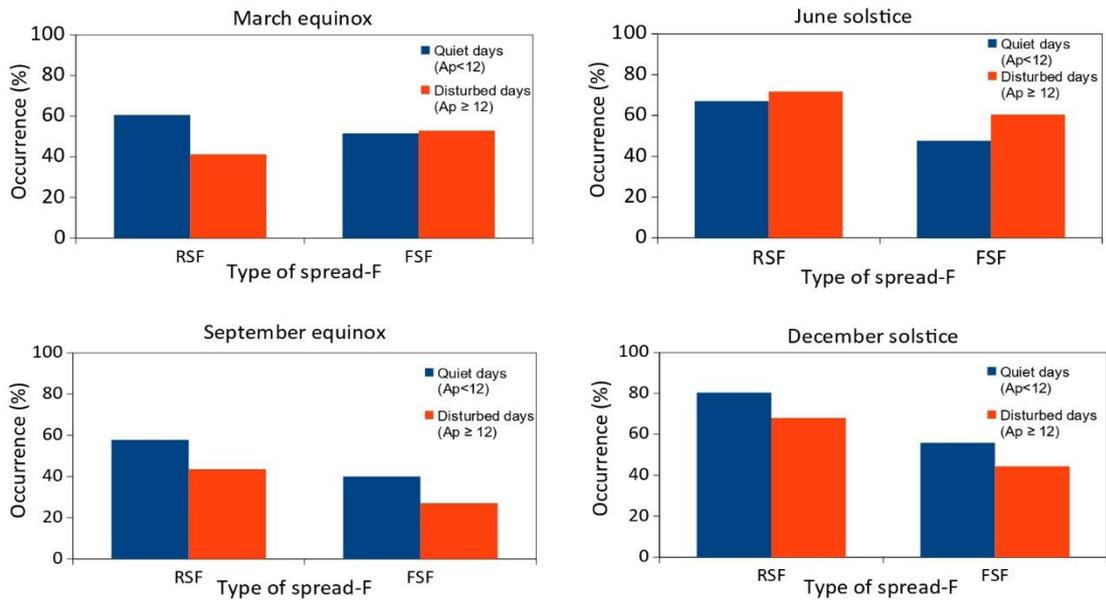


Figura 4.11: Tasas de ocurrencia de dos tipos de spread-F bajo condiciones geomagnéticas tranquilas (azul) y perturbadas (naranja) en Tucumán durante noviembre 2014 – diciembre 2019.

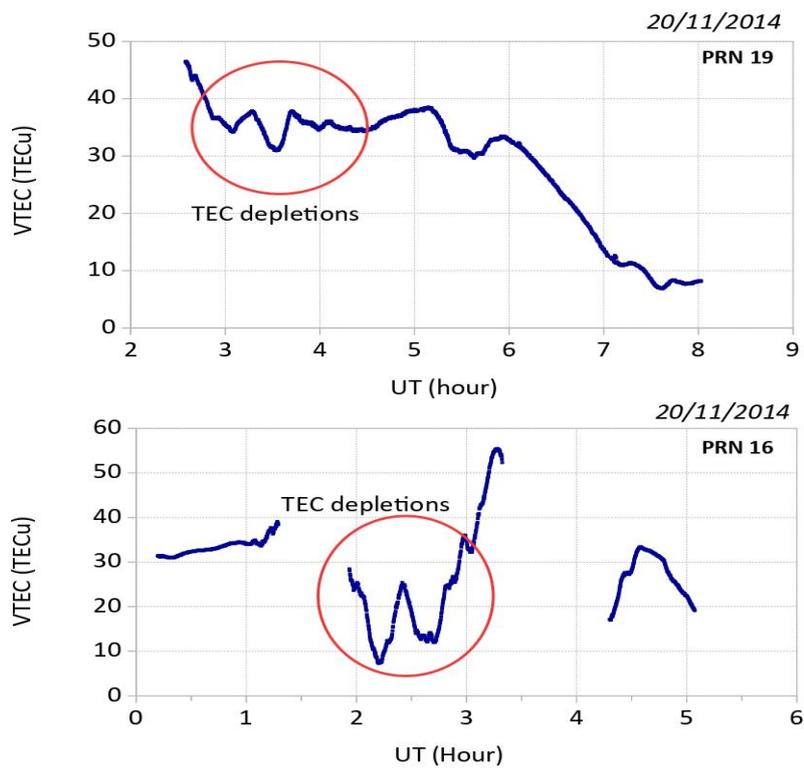


Figura 4.12: Burbujas de plasma (fluctuaciones de TEC) en Tucumán durante el 20/11/14 para PRN 19 (arriba) y PRN 16 (abajo).

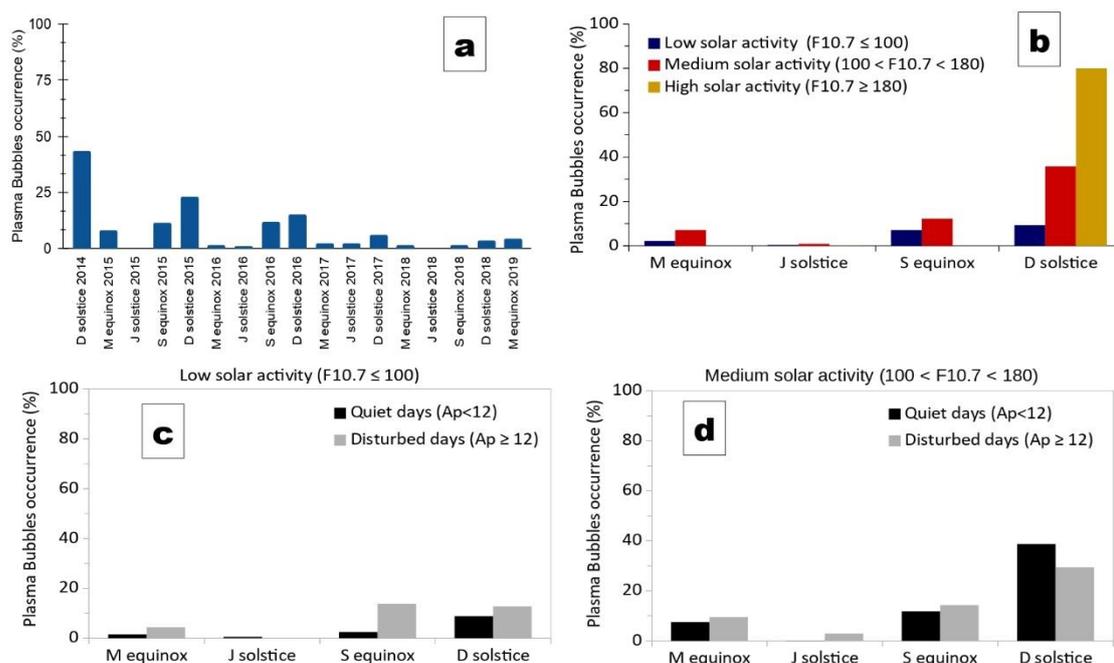


Figura 4.13: (a) Variación estacional de la ocurrencia de Burbujas de Plasma sobre Tucumán para el período noviembre 2014 – marzo 2019 (M: marzo, J: junio, S: septiembre, D: diciembre). (b) Tasa de ocurrencia de burbujas de plasma bajo niveles de actividad solar bajos (azul oscuro), medios (naranja) y altos (amarillo). (c) Tasa de aparición de burbujas de plasma en condiciones geomagnéticas tranquilas (negras) y perturbadas (grises) en condiciones de baja actividad solar. (d) Igual que (c) pero bajo actividad solar media.

#### *Irregularidades sobre Tucumán durante condiciones geomagnéticas perturbadas*

En esta sección se muestran los resultados del análisis de ocurrencia de irregularidades ionosféricas (spread-F, fluctuaciones de TEC, centelleo) sobre Tucumán durante seis tormentas geomagnéticas moderadas e intensas: 12/10/2016, 7/11/2017, 7/10/2015, 6/3/2016, 27/5/2017 y 5/8/2018.

#### Tormenta del 12 de octubre de 2016

Una CME que golpeó nuestro planeta el 12 de octubre (F10.7=84,6 sfu), un mes de transición de bajas a altas tasas de ocurrencia de spread-F, a las 22:12 UT (19:12 LT) provocó una tormenta geomagnética. El Dst mínimo fue de -104 nT. Para este mes, los índices magnéticos y los parámetros de la capa F; foF2 y h'F durante el 12 al 14 de octubre de 2016 se muestran en la figura 2.11. La fase principal de la tormenta comenzó a las 6 UT (3 LT) el 13 de octubre y continuó hasta las 17 UT (14 LT) seguida de una recuperación gradual. El Kp máximo fue de 6 y ocurrió a las 15 UT (12 LT) del 13 de octubre. Ey mostró un rápido incremento coincidiendo con un intenso Bz sur desde el 13 de octubre a las 6 UT (3 LT) hasta el 14 de octubre a las 9 UT (6 LT), Bz tuvo un valor mínimo de -20.8 nT a las 16 UT (13 LT) el 13 de octubre, AE tuvo un valor máximo de 1200 nT a las 15 UT (12 LT) mientras que el valor más alto de Esw fue de 16 mV/m a las 16 UT (13 LT). Durante la fase de recuperación de la tormenta, Bz giró hacia el norte y AE y E disminuyeron a valores tranquilos.

Se observa que, durante el período de la tormenta, foF2 fue generalmente superior a los valores tranquilos (superior al promedio de los 10 IQDs de octubre de 2016), especialmente entre las 18 UT (15 LT) y las 6 UT (3 LT). La mayor diferencia fue de 4,5 MHz y se produjo a las 2 UT del 13 de octubre (23 LT del 12 de octubre), durante la fase inicial de la tormenta. El valor máximo de foF2 fue de 16,6 MHz a las 22 UT (19 LT) del 13 de octubre.

En cuanto a h'F, se observó que los valores perturbados fueron ser más altos que los tranquilos, excepto durante la fase inicial cuando los valores para ambos periodos fueron similares. Durante la fase de recuperación el 14 de octubre, h'F aumenta de ~ 216 km a ~ 336 km en 1–4UT (22–1LT), ~38 % más que los valores tranquilos y durante la fase principal, el 13 de octubre alrededor de las 15 UT (12 LT) h'F es ~ 22% más alto que para días tranquilos. No hay datos de h'F y foF2 para los periodos con RSF como se observa en las curvas de la figura 4.14.

Las variaciones temporales de ΔH para el 12 al 14 de octubre se muestran en la figura 4.15. Se observa una perturbación negativa el 13 de octubre entre las 9 y las 13 UT (6 a 10 LT) que puede asociarse con un campo eléctrico hacia el oeste. ΔH no presenta perturbaciones durante los periodos con irregularidades ionosféricas.

La figura 4.16 ilustra la variabilidad día a día del RSF sobre Tucumán durante octubre de 2016. El RSF está presente en seis días: tres de los días más perturbados del mes (25, 13 y 29) y uno de los diez días más tranquilos (19 de octubre) entre las 2 y las 6 UT (23 – 3 LT), el 14 y el 29 de octubre también se observa RSF después de las 6 UT. Durante el período de la tormenta, se observa spread-F durante la fase inicial, el 13 de octubre a las 3:30 – 4:20 UT (0:30 – 1:20 LT), y durante la fase de recuperación el 14 de octubre a las 8 :50 – 11:50 UT (5:50 – 8:50 LT), indicado con barras grises en la figura 4.14. Dos de estos ionogramas se muestran en la figura 4.17. Se observa que en estos períodos el spread-F se extiende a frecuencias más altas (~15 MHz), más allá del valor local de foF2 (~11 MHz). Este tipo de spread-F a menudo se denomina Strong range Spread-F (SSF) y se considera como un tipo independiente de spread-F.

Las fluctuaciones de TEC se observan el 13 y 14 de octubre en coincidencia con la presencia de RSF en los ionogramas como se muestra en la figura 4.18. Con el fin de analizar este segmento de datos más profundamente, las perturbaciones de TEC (TECp) a lo largo de los arcos de los satélites PRN 1 y 27 se calculan de acuerdo con la ecuación (4.1).

$$TEC_p^i(t) = TEC^i(t) - \langle TEC^i(t) \rangle \quad (4.1)$$

Donde  $TEC^i(t)$  es el valor de TEC a lo largo del satélite  $i$  y el receptor en el tiempo  $t$  y  $\langle TEC^i(t) \rangle$  es el promedio móvil de 1 hora.

El análisis (periodograma) de transformada rápida de Fourier (FFT) se realiza en los datos para identificar diferentes períodos. En este caso, los periodos encontrados fueron ~ 48 y 34 min (ver Figura 4.19).

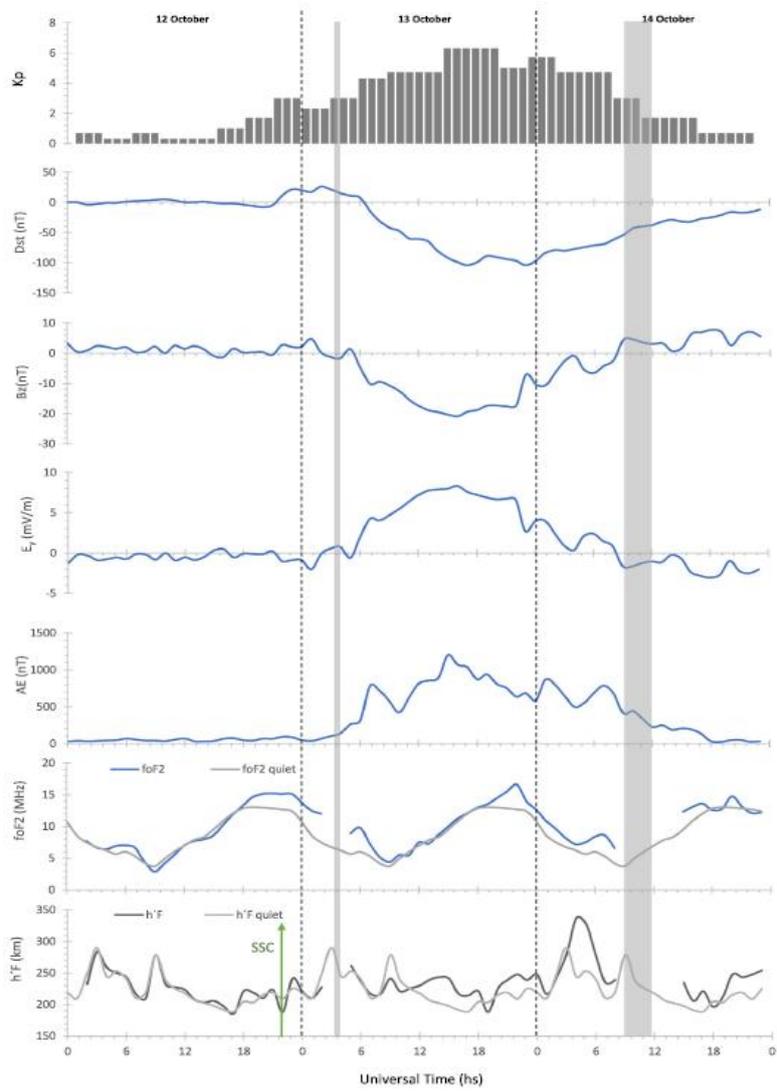


Figura 4.14: Índice Kp, Dst, Bz, Ey, AE, foF2 y h'F para Tucumán del 12 al 14 de octubre de 2016. Las regiones sombreadas denotan los períodos con spread-F.

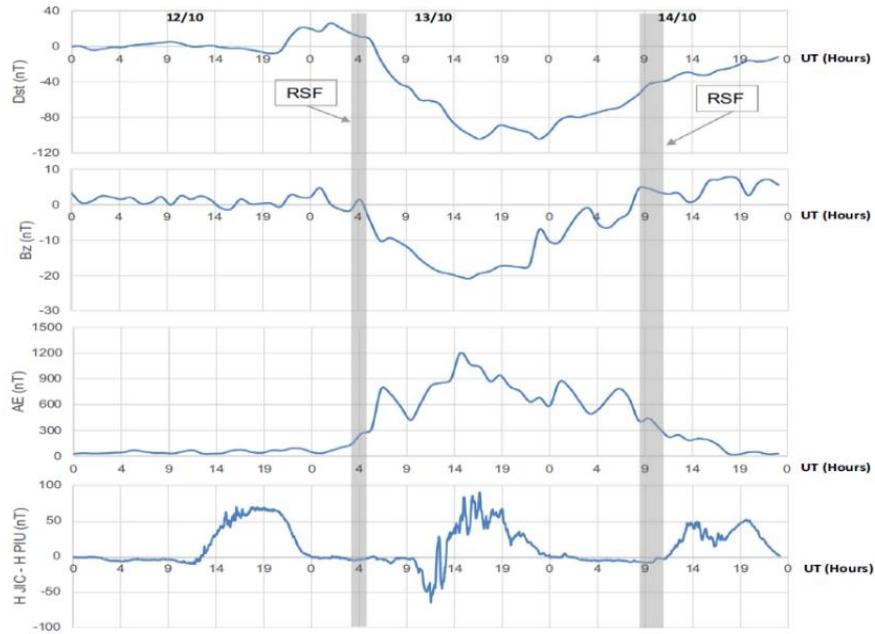


Figura 4.15: Variaciones temporales de Dst (nT), Bz (nT), AE (nT) y la diferencia entre los componentes del campo geomagnético horizontal (H) en Jicamarca y Piura, Perú, del 12 al 14 de octubre de 2016. Las regiones sombreadas indican los períodos con spread-F

El 13 de octubre, entre las 2 y 3 UT, las fluctuaciones en el VTEC están presentes en PRN 27, los niveles de ROT son de  $\sim 1$  TECu/min y los valores de ROTI son de 0,6 a 0,8 TECu/min (Figura 4.20). El 14 de octubre, PRN 1 muestra fluctuaciones de TEC entre 9 y 10 UT, los niveles de ROT son  $\sim 3$  TECu/min y ROTI es de 1,2 a 1,8 TECu/min, lo que indica fluctuaciones de TEC intensas (Figura 4.21).

La Figura 4.22 muestra la variación temporal del índice de centelleo S4 sobre Tucumán el 13 y 14 de octubre de 2016. Se observa un fuerte centelleo (es decir,  $S4 \geq 0,5$ ) el 13 de octubre a las 1 – 5 UT (22 – 3 LT) y el 14 alrededor de las 10 UT (7 LT). Las fluctuaciones de GPS-TEC y el SSF en los ionogramas ocurren casi simultáneamente con valores altos de S4. Probablemente, la intensa actividad de centelleo podría estar asociada con las irregularidades alineadas con el campo (FAI) con una escala espacial de unos pocos cientos de metros que están confinadas dentro de las burbujas de plasma (Otsuka et al., 2006).

$\Delta$ TEC vs UT se muestra en la Figura 4.23 del 12 al 14 de octubre. La característica dominante es la ausencia de perturbaciones negativas significativas y la presencia de un gran efecto positivo durante la fase inicial de la tormenta con un pico de 184% a las 2 UT del 13 de octubre (23 LT del 12 de octubre). El 14 de octubre 3 – 5 UT (0 – 2 LT) se observa un efecto negativo, con un pico de -39.7% a las 4 UT (1 LT) del 14 de octubre.

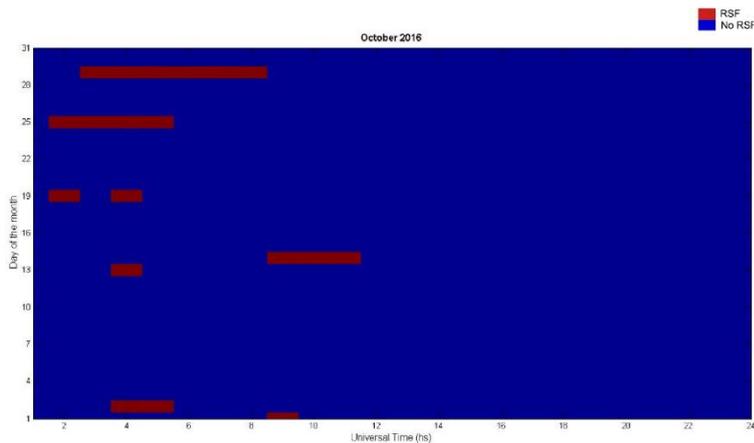


Figura 4.16: Variabilidad día a día de ocurrencia de RSF sobre Tucumán durante octubre de 2016, RSF (rojo).

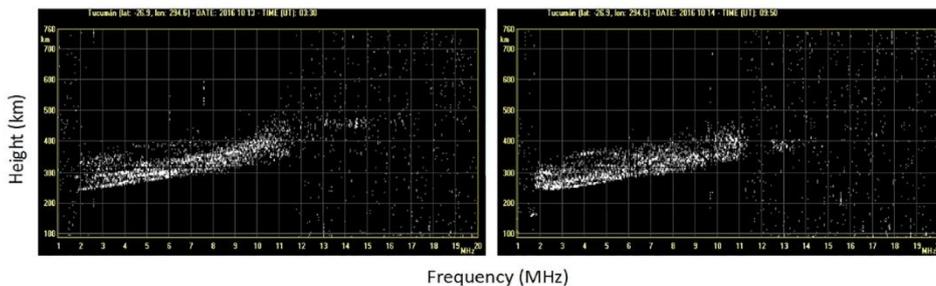


Figura 4.17: Muestra de strong spread-F (SSF) observada en ionogramas registrados con la ionosonda AIS en Tucumán, Argentina, el 13 (izquierda) y el 14 (derecha) de octubre de 2016.

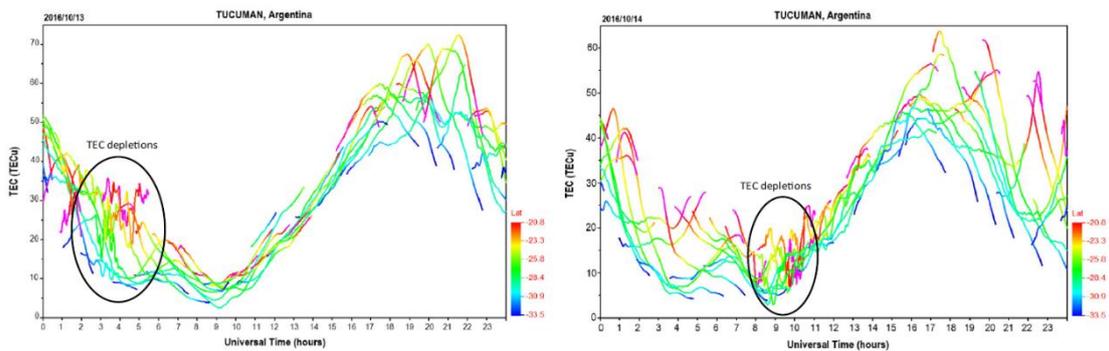


Figura 4.18: TEC calibrado desde un receptor GPS en Tucumán. Las fluctuaciones de TEC (indicados con un círculo negro) se observan el 13 de octubre a las ~ 3–5 UT (0 – 2 LT) y el 14 de octubre a las ~ 8 – 11 UT (5 – 8 LT).

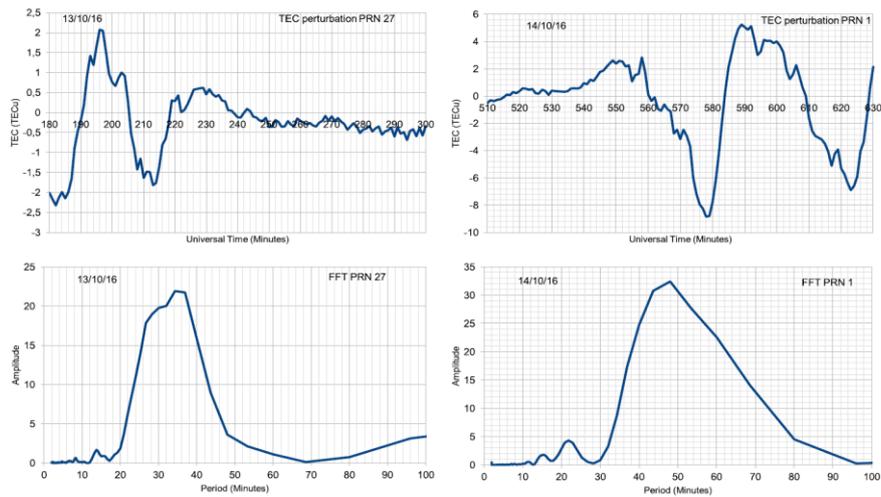


Figura 4.19: Panel superior: las perturbaciones TEC que caracterizan a PRN 27 el 13 de octubre de 2016 (izquierda) y PRN 1 el 14 de octubre (derecha). Panel inferior: FFT de perturbaciones TEC que caracterizan PRN 27 (izquierda) y PRN 1 (derecha).

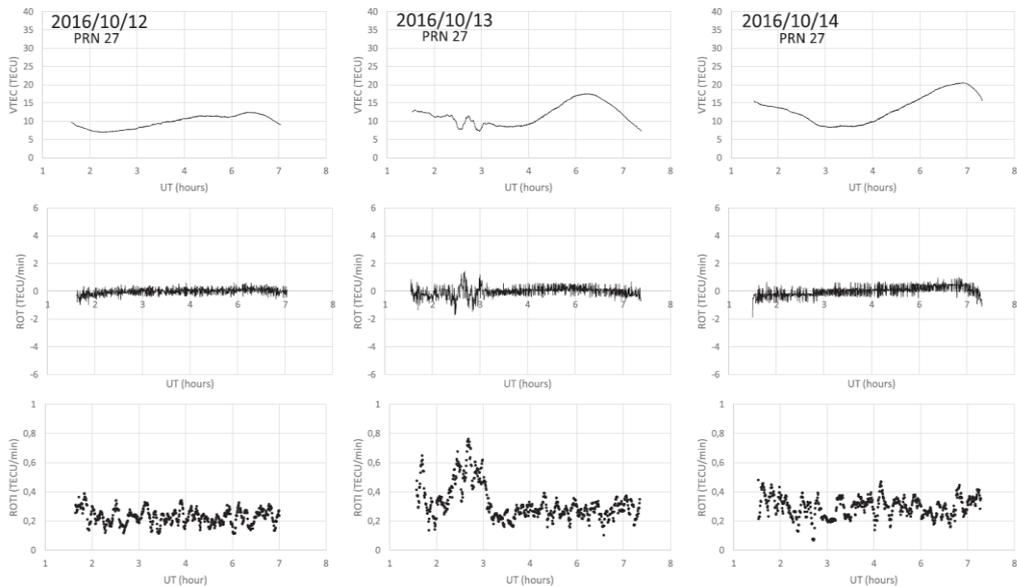


Figura 4.20: Variaciones de VTEC, ROT y ROTI para PRN 27 sobre Tucumán del 12 al 14 de octubre de 2016.

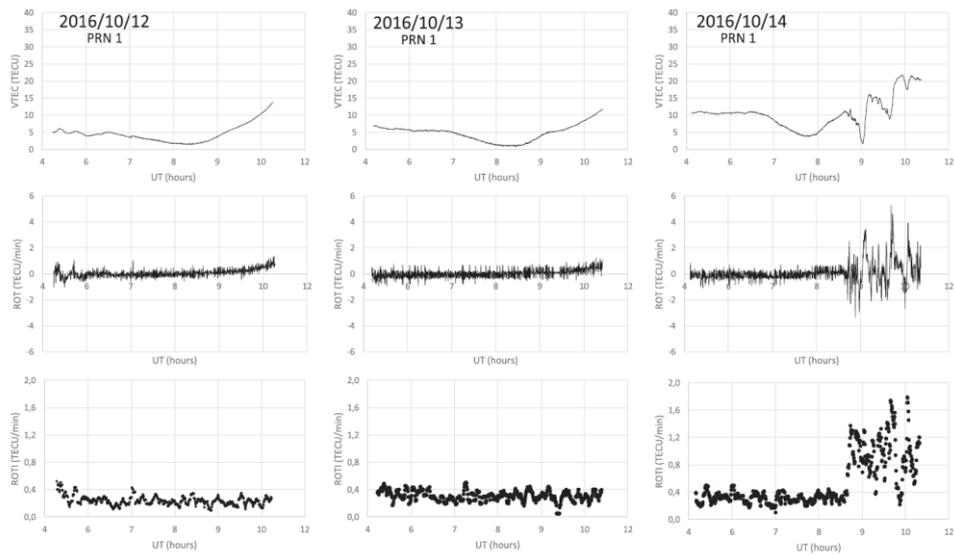


Figura 4.21: Variaciones de VTEC, ROT y ROTI para PRN 1 sobre Tucumán del 12 al 14 de octubre de 2016.

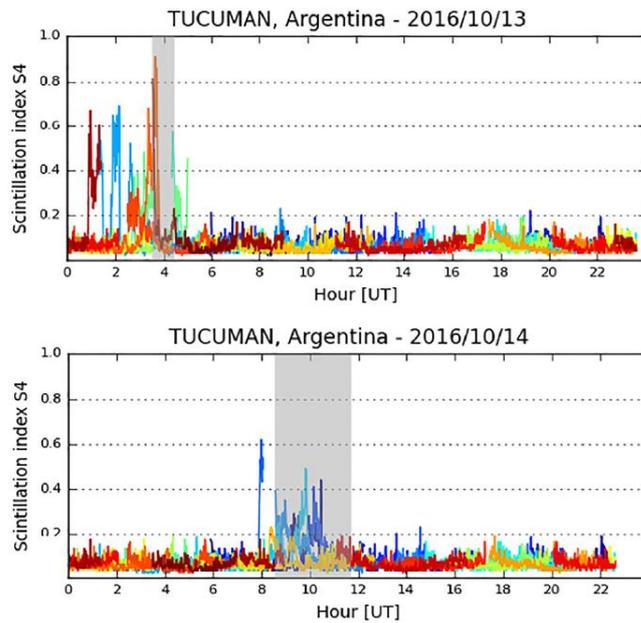


Figura 4.22: La variación temporal de los centelleos de banda L del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) sobre Tucumán el 13 y 14 de octubre de 2016. Las regiones sombreadas indican los períodos en los que se observa una strong spread-F (SSF) en los ionogramas.

### Tormenta del 7 de noviembre de 2017

Una tormenta geomagnética moderada ocurrió el 7 de noviembre de 2017, un mes de altas tasas de ocurrencia de spread-F, causada por el impacto de corrientes de viento solar de alta velocidad (HSSWS), cercanas a 650 km/s, emanadas de un agujero coronal. Los flujos rápidos interactúan con los flujos lentos formando una región de interfaz conocida como región de interacción corrotante (CIR). Un aspecto importante de los CIR es la presencia de ondas de Alfvén en el campo magnético.

Durante este mes el F10.7 medio fue de 70.3 sfu y el Kp alcanzó un máximo de 6.3 el 7 de noviembre a las 18 UT (15 LT) y el 8 de noviembre a las 3 UT (0 LT). Tuvo una fase inicial gradual (no un comienzo repentino) comenzó el 7 de noviembre a las ~ 1 UT (6 de noviembre, 22 LT) y finalizó alrededor de las 8 UT (5 LT). La fase principal duró hasta el 8 de noviembre a las 1 UT (7 de noviembre, 22 LT) cuando el Dst alcanzó su valor mínimo de -72 nT. Después de eso, se observó una larga fase de recuperación, las oscilaciones en IMF Bz disminuyeron, pero la intensa actividad auroral todavía estaba presente con valores AE superiores a 1000 nT el 8 de noviembre. Esto no fue un evento HILDCAA ya que las condiciones perturbadas duraron menos de dos días (Tsurutani y Gonzalez, 1987).

La respuesta de la región F sobre Tucumán durante esta tormenta geomagnética se presenta en la Figura 4.24. Durante el período de análisis IMF Bz fue muy variable, osciló rápidamente entre el norte y el sur. Esto contrasta con las tormentas impulsadas por CME que presentan incursiones duraderas hacia el sur y el norte. Por lo tanto, los procesos de inyección de energía del viento solar al sistema magnetosfera-ionosfera son diferentes. En las tormentas impulsadas por CME la energía se transfiere en grandes cantidades mientras que en las tormentas impulsadas por CIR la energía se transfiere mediante pequeños impulsos (Nava et al., 2016; Tsurutani et al., 2006). A pesar de esto, durante las tormentas CIR, la cantidad total de energía inyectada en la magnetosfera puede ser grande porque duran más tiempo que las tormentas CME. Para el evento aquí analizado, el máximo Bz sur es de 11 nT y ocurrió el 7 de noviembre a las 9 UT (6 LT), Bz

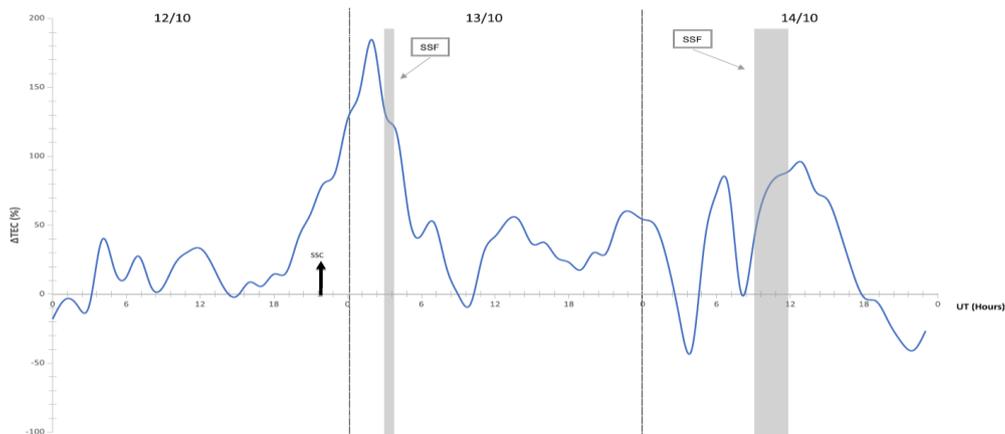


Figura 4.23: Desviación  $\Delta\text{TEC}$  entre los valores TEC del 12 al 14 de octubre de 2016 y el TEC promedio de los 10 días más tranquilos de octubre de 2016. Las regiones sombreadas indican los períodos en los que se observa SSF en los ionogramas.

permaneció hacia el sur entre el 7 de noviembre a las 17 UT (14 LT) y el 8 de noviembre a las 0 UT (7 de noviembre, 21 LT), luego giró hacia el norte y volvió hacia el sur el 8 de noviembre entre las 1 y las 6 UT (22 – 3 LT). Ey presentó un comportamiento irregular principalmente con valores positivos, se observaron tres picos: 4,4 mV/m el 7 de noviembre a las 9 UT (6 LT); 4,3 mV/m a las 21 UT (18 LT); 3,8 mV/m a las 18 UT (15 LT) y 3,9 mV/m el 8 de noviembre a las 12 UT (9 LT). AE mostró un comportamiento oscilatorio, con tendencia a aumentar entre las 0 UT (21 LT) del 7 de noviembre y las 6 UT (3 LT) del 8 de noviembre y a disminuir entre las 6 UT (3 LT) del 8 de noviembre y las 6 UT del 9 de noviembre. Los valores pico fueron 1059 nT a las 4 UT (1 LT) y 1070 nT a las 12 UT (9 LT) el 8 de noviembre. El comportamiento oscilatorio en Bz, Ey y AE está asociado a las ondas de Alfvén dentro del CIR. En cuanto a foF2, presentó valores similares que durante los días tranquilos excepto el 8 de noviembre entre las 0 y las 15 UT (7 de noviembre 21 LT – 8 de noviembre 12 LT) cuando los valores fueron ~ 15% superiores a los de días tranquilos.

En cuanto a h'F, los valores durante el período de la tormenta fueron similares a los de días tranquilos. Como se puede observar en la Figura 4.25, tres períodos con perturbaciones negativas en  $\Delta H$  se observaron el 7 de noviembre a las 9–14 UT y el 8 de noviembre a las 9–17 UT y uno más débil el 9 de noviembre a las 9–14 UT. Un comportamiento oscilatorio estuvo presente en  $\Delta H$  el 7 de noviembre, 9–19 UT. Durante el período en que se detectaron irregularidades ionosféricas,  $\Delta H$  fue ligeramente negativo.

Se identificó spread-F en los ionogramas registrados durante noviembre de 2017 en Tucumán (Figura 4.26). Para este período no hay datos durante varios días debido a que la ionosonda no estaba operando. Se observó la presencia de RSF en seis de los dieciocho días disponibles, tres de ellos son los días más perturbados del mes. Durante el período de la tormenta, el spread-F ocurrió el 8 de noviembre a las 7:43 – 9:48 UT (4:43 – 6:48 LT), durante la fase de recuperación de la tormenta. El eco de spread-F se extendió mucho más allá del valor local de foF2 (es decir, foF2 es ~ 10 MHz mientras que la traza en la Figura 4.27 se extiende a ~ 15 MHz) hasta las 8:48 UT.

La Figura 4.28 muestra TEC vs UT para el 8 de noviembre, las fluctuaciones de TEC están presentes entre las 7 y 10 UT (4 – 7 LT). Esto coincide con el SSF observado en los ionogramas. El análisis FFT (Figura 4.29) muestra que los períodos dominantes son ~ 60 y 40 min.

VTEC, ROT y ROTI para PRN 6 y PRN 9 del 7 al 9 de noviembre se muestran en las figuras 4.30 y 4.31. El 8 de noviembre a las 7–9 UT, VTEC para ambos PRN presenta fluctuaciones de TEC. Durante este período, para PRN 6, el nivel de ROT es de ~ 1 TECu/min con un pico de -3 TECu/min a las 7:47 UT y los valores de ROTI son de 0,4 a 1,2 TECu/min. Para PRN 9, los niveles de ROT son de ~ 1,5 TECu/min y los valores de ROTI son de 0,4 a 0,8 TECu/min. Esto indica fluctuaciones moderadas de TEC.

Además, el índice S4 es superior a 0,5 durante el 8 de noviembre a las ~ 7 – 10 UT, lo que indica una fuerte actividad de centelleo (Figura 4.32). En este caso como en el anterior, las irregularidades ionosféricas que producen SSF también provocan centelleo.

La Figura 4.33 muestra  $\Delta\text{TEC}$  vs UT del 7 al 9 de noviembre de 2017. Se observa una perturbación negativa durante la fase inicial de la tormenta. Esto es seguido por perturbaciones positivas irregulares durante la fase principal y parte de la fase de recuperación con un pico de ~ 84% a las 22 UT (19 LT) el 7 de noviembre. Después de las 9 UT (6 LT) el 8 de noviembre, perturbaciones negativas estuvieron presentes y la máxima disminución del TEC fue del 78% a las 11 UT (8 LT) el 9 de noviembre.

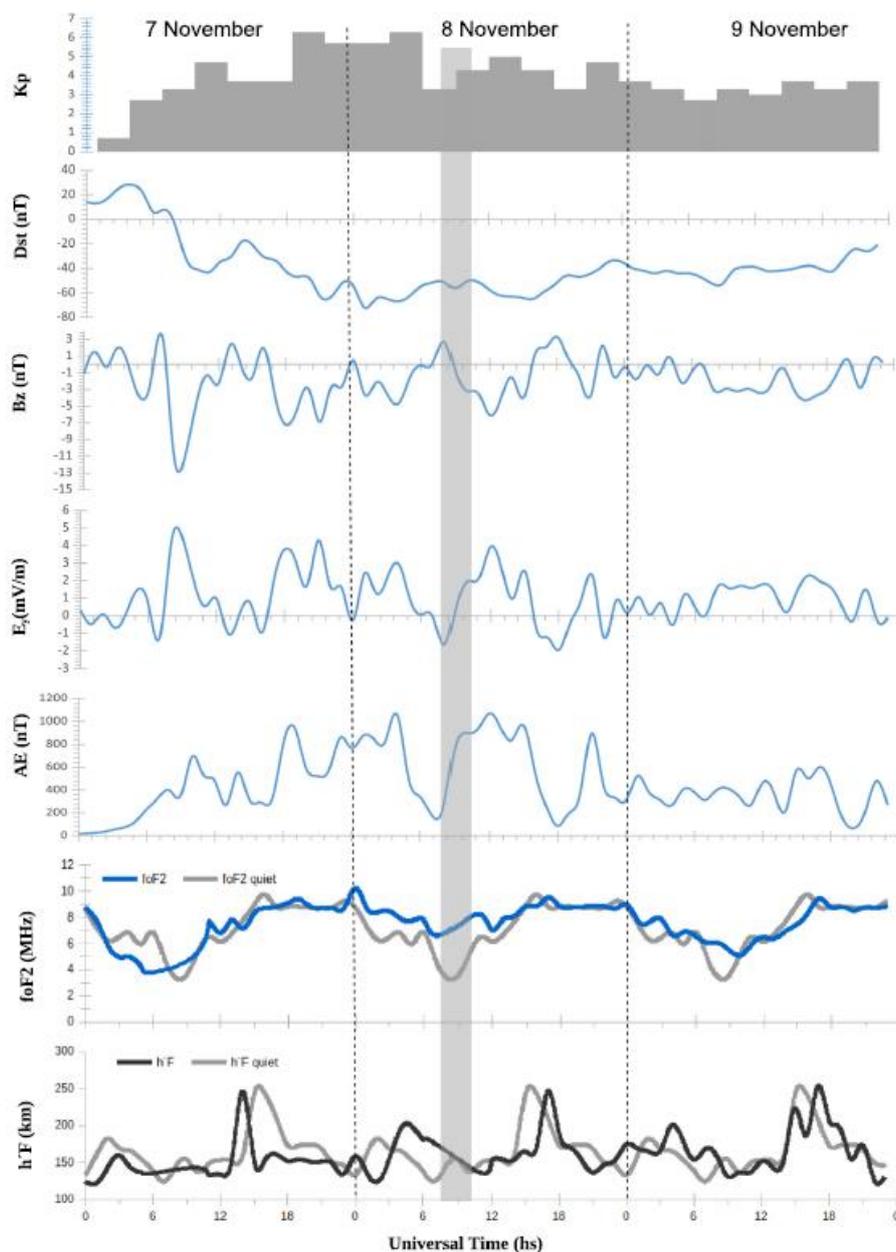


Figura 4.24: Índice Kp, Dst, Bz, Ey, AE, foF2 y h'F para Tucumán durante el 7 al 9 de noviembre de 2017. La región sombreada indica el periodo con SSF.

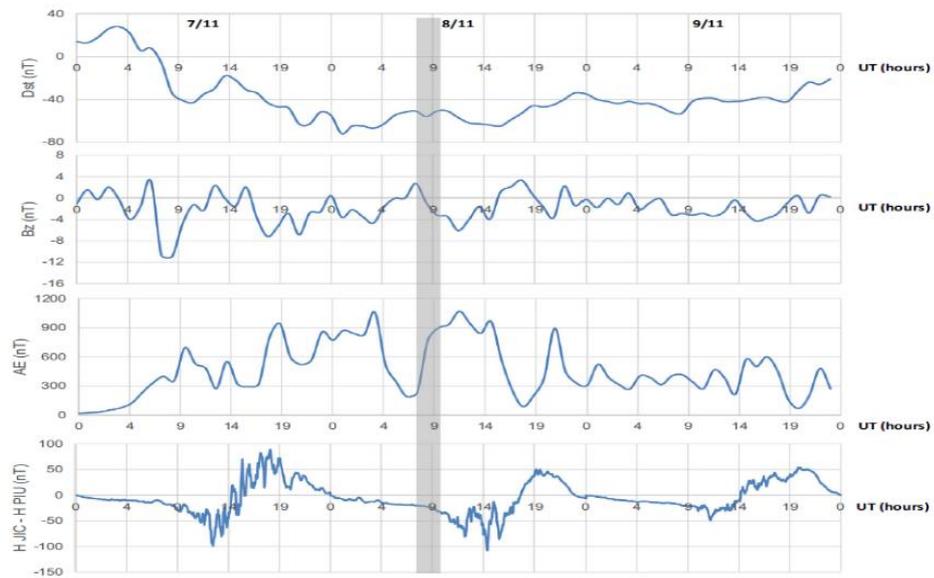


Figura 4.25: Variaciones temporales de Dst (nT), Bz (nT), AE (nT) y la diferencia entre los componentes del campo geomagnético horizontal (H) en Jicamarca y Piura, Perú, del 7 al 9 de noviembre de 2017. La región sombreada indica el período con spread -F.

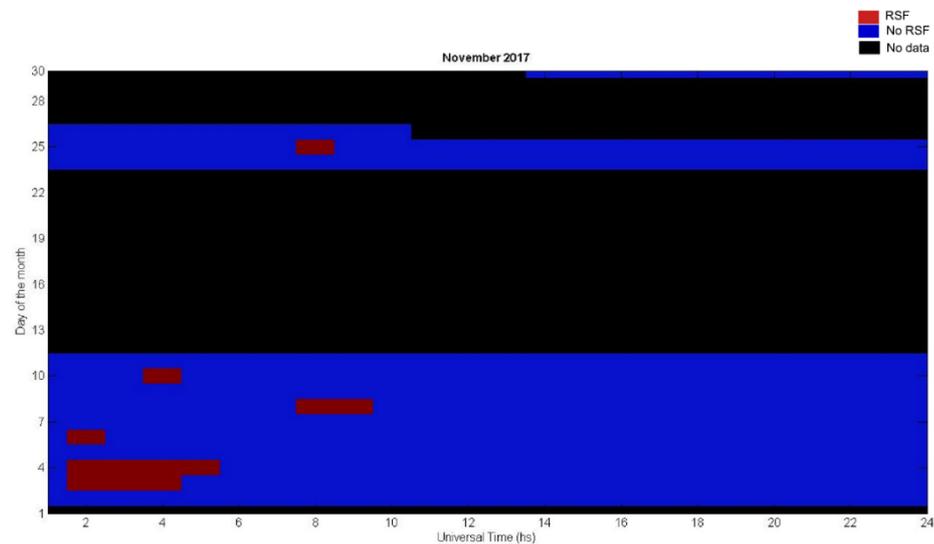


Figura 4.26: Variabilidad día a día de ocurrencia de RSF sobre Tucumán durante noviembre de 2017, RSF (rojo), indisponibilidad de datos (negro).

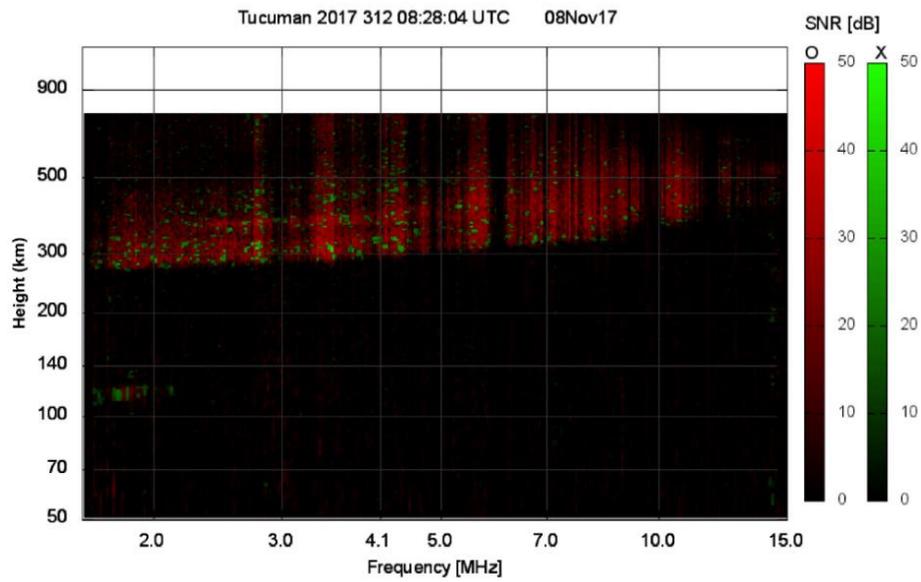


Figura 4.27: Strong spread-F (SSF) registrado con la ionosonda VIPIR en Tucumán, Argentina el 8 de noviembre de 2017.

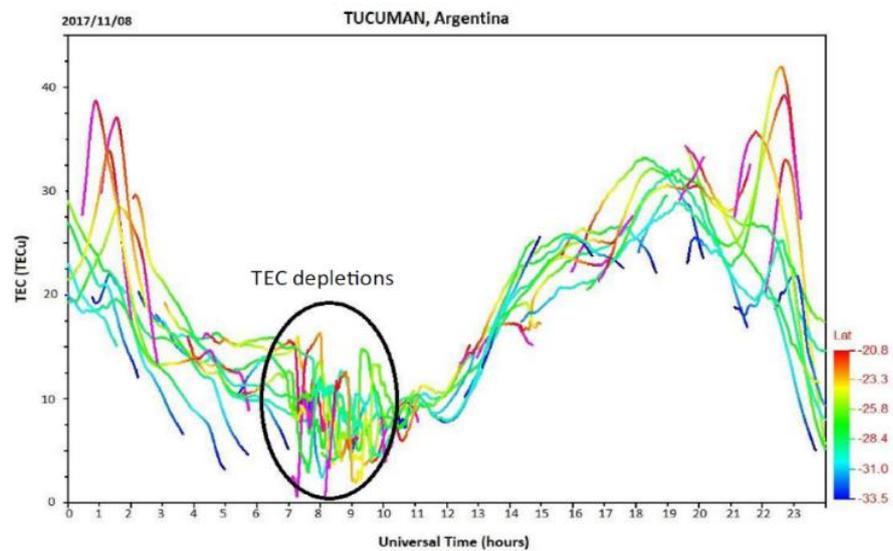


Figura 4.28: TEC calibrado desde un receptor GPS en Tucumán. Las fluctuaciones de TEC (indicados con un círculo negro) se observan el 8 de noviembre a las  $\sim 7 - 10$  UT ( $4 - 7$  LT).

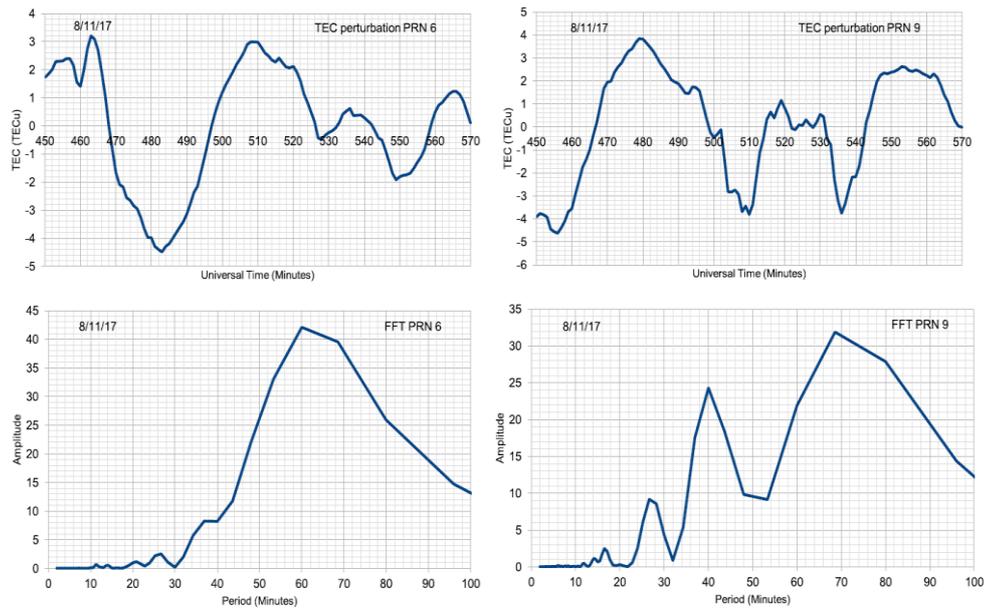


Figura 4.29: Panel superior: las perturbaciones TEC que caracterizan las PRN 6 (izquierda) y 9 (derecha) el 8 de noviembre de 2017. Panel inferior: FFT de las perturbaciones TEC que caracterizan las PRN 6 (izquierda) y 9 (derecha).

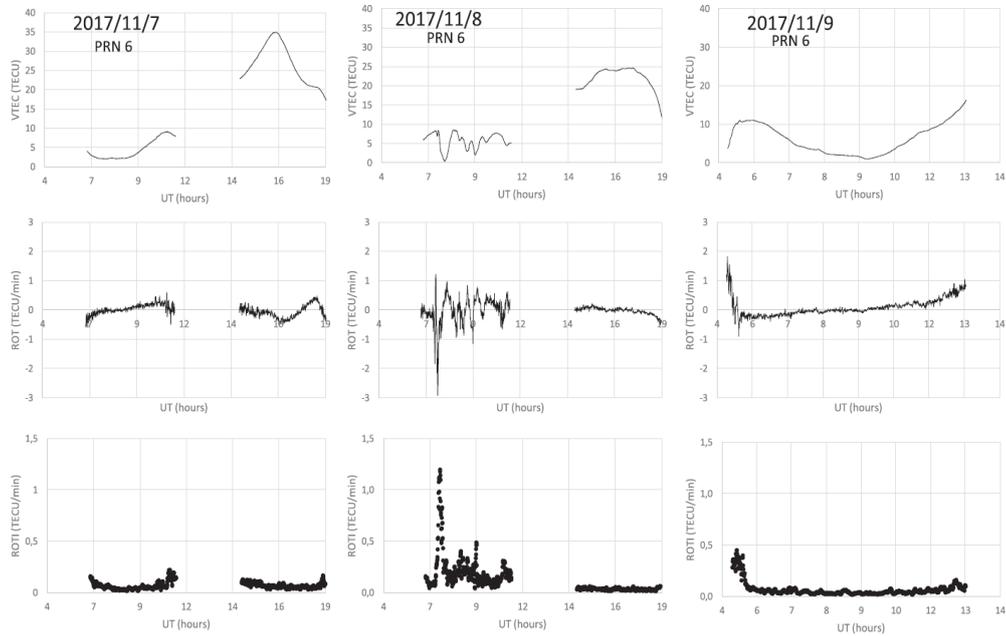


Figura 4.30: Panel superior: las perturbaciones TEC que caracterizan las PRN 6 (izquierda) y 9 (derecha) el 8 de noviembre de 2017. Panel inferior: FFT de las perturbaciones TEC que caracterizan las PRN 6 (izquierda) y 9 (derecha).

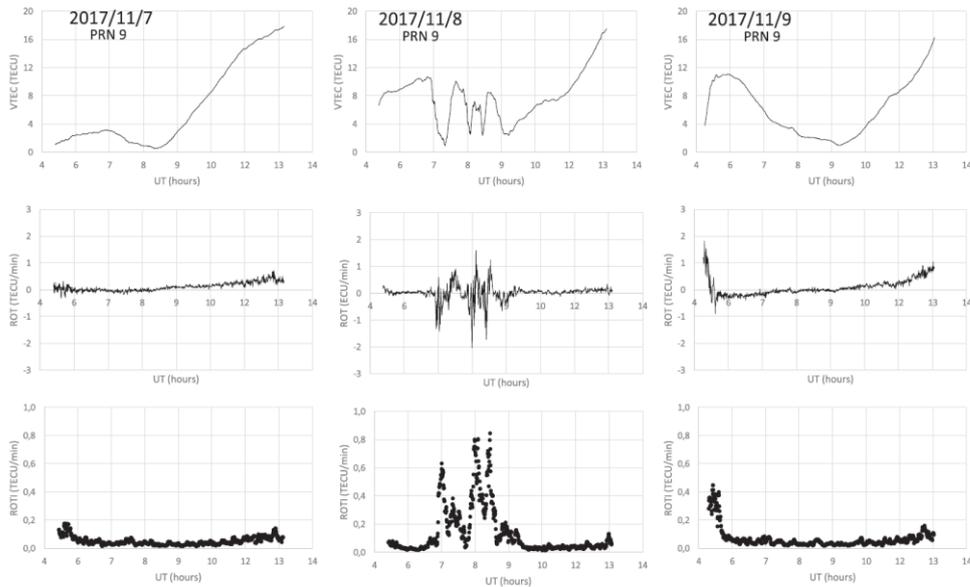


Figura 4.31: Variaciones de VTEC, ROT y ROTI para PRN 9 sobre Tucumán del 7 al 9 de noviembre de 2017.

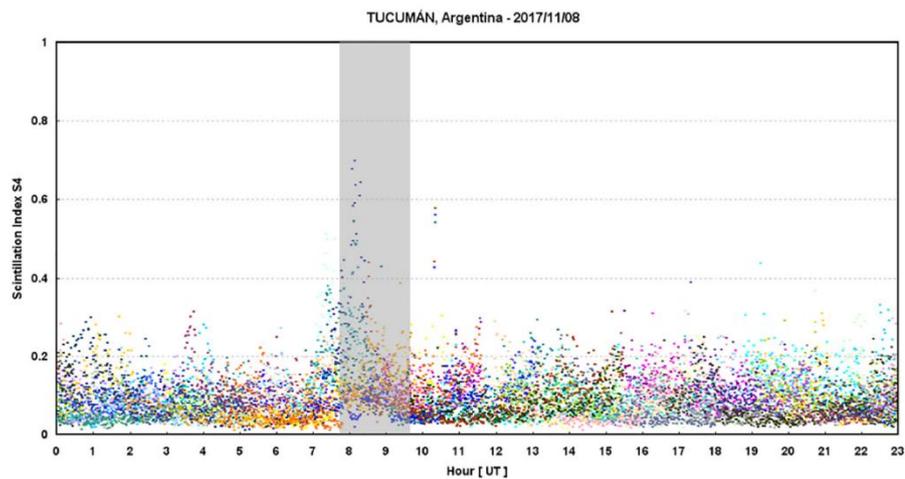


Figura 4.32: La variación temporal de los centelleos de banda L del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) sobre Tucumán el 8 de noviembre de 2017. La región sombreada indica el período en que se observa SSF en los ionogramas.

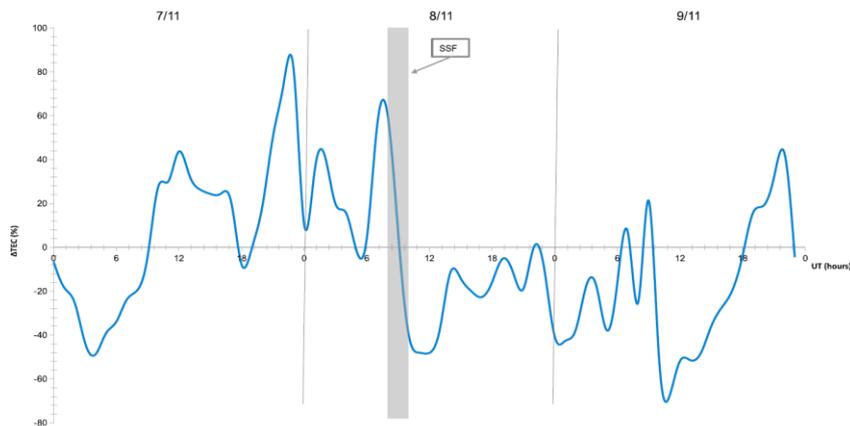


Figura 4.33: Desviación  $\Delta$ TEC entre los valores TEC del 7 al 9 de noviembre y el TEC promedio para los 10 días más tranquilos de noviembre de 2017. La región sombreada indica los períodos en los que se observa spread-F en los ionogramas.

#### Tormenta del 7 de octubre de 2015

Una tormenta geomagnética intensa ( $Dst_{\min} = -124\text{ nT}$ ,  $K_p = 7$ ) ocurrió en la madrugada del 7 de octubre de 2015 (equinoccio) debido a un CIR. El índice  $Dst$  mostró una respuesta de dos pasos (Figura 4.34); disminuyó a  $-93\text{ nT}$  a las 9 UT (6 LT), luego se recuperó y volvió a disminuir a su valor mínimo a las 22 UT (19 LT). Esta es una tormenta geomagnética de dos fases: dos fases principales y dos fases de recuperación. El valor más alto de  $K_p$  ( $K_p = 7$ ) se observó a las 18 UT (15 LT) el 7 de octubre,  $AE$  fue muy variable con un pico de  $1227\text{ nT}$  a las 18 UT (15 LT), se observó un comportamiento irregular similar en  $IMF B_z$ , que oscilaba rápidamente entre el norte y el sur. Mientras que  $E_y$  (que es proporcional a  $-V_{sw} \times B_z$  donde  $V_{sw}$  es la velocidad del viento solar) también mostró oscilaciones, pero permaneció hacia el este la mayor parte del tiempo. La tasa de ocurrencia de RSF (número de días con RSF dividido por la cantidad de días con datos disponibles en un mes) durante octubre de 2015 fue del 70 %, la ocurrencia de FSF fue del 20 %, y la ocurrencia de burbujas de plasma, detectada como una fluctuación de TEC superior a  $5\text{ TECu}$  (Magdaleno et al. 2012), fue del 16% (Figura 4.35). Sin embargo, no se observaron fluctuaciones de TEC durante el período de la tormenta, y  $S_4$  siempre estuvo por debajo de 0,2 (Figura 4.36). No observamos spread-F entre  $\sim 0-10\text{ UT}$  (21-7 LT) el 7 de octubre (Figura 4-37) a pesar de que  $h'F$  fue mayor que los valores para días tranquilos. Durante el período de la tormenta,  $foF_2$  estuvo cerca de los días tranquilos excepto el 7 de octubre a las 0-6 UT (21-3 LT) cuando se observó una tormenta ionosférica negativa. Hubo un comportamiento irregular en  $\Delta H$  (Figura 4.38) el 7 de octubre entre las 13 y las 21 UT (10-18 LT). Esto puede estar relacionado con las oscilaciones en  $IMF B_z$ , una característica de las tormentas impulsadas por CIR.  $\Delta H$  mostró valores negativos alrededor de las 17 UT (14 LT) que podría ser el resultado de la presencia de un campo eléctrico hacia el oeste.

#### Tormenta del 6 de marzo de 2016

Una tormenta geomagnética moderada ocurrió el 6 de marzo de 2016 (equinoccio) cuando un CIR golpeó el campo magnético de la Tierra (Figura 4.39). El  $Dst$  mínimo ( $-98\text{ nT}$ ) y el índice  $K_p$  máximo (6) se observaron a las 21 UT (18 LT).  $AE$  mostró su valor más alto ( $1177\text{ nT}$ ) a las 17 UT (14 LT), disminuyó y luego aumentó nuevamente a un segundo pico ( $770\text{ nT}$ ) a las 22 UT (19 LT) y fue muy variable durante el resto del día y al día siguiente.  $E_y$  tuvo un comportamiento irregular principalmente con valores positivos, con picos de  $4.8\text{ mV/m}$  a las 18 UT (15 LT);  $4.7\text{ mV/m}$  a las 16 UT (13 LT) y  $4.1\text{ mV/m}$  a las 21 UT (18 LT) el 6 de marzo.  $B_z$  giró hacia el sur a las  $\sim 8\text{ UT}$  (5 LT), y a partir de las 16 UT (12 LT) exhibió un comportamiento oscilatorio entre el norte y el sur. Las oscilaciones disminuyeron después de las  $\sim 8\text{ UT}$  (5 LT) del 7 de marzo. Durante cada giro hacia el sur, el campo eléctrico hacia el este aumentaba.

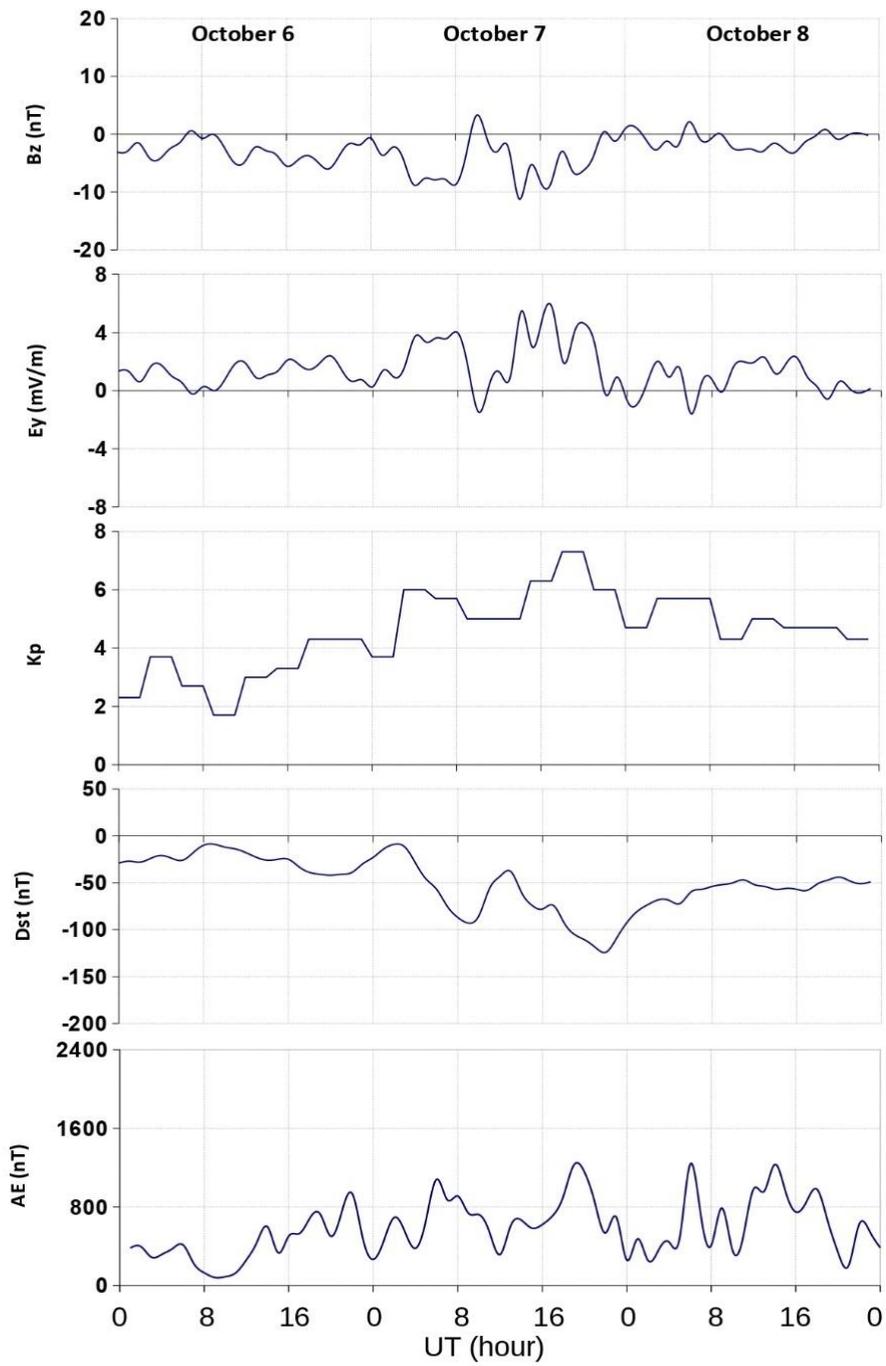


Figura 4.34: Bz, Ey, Kp, Dst y AE del 6 al 8 de octubre de 2015.

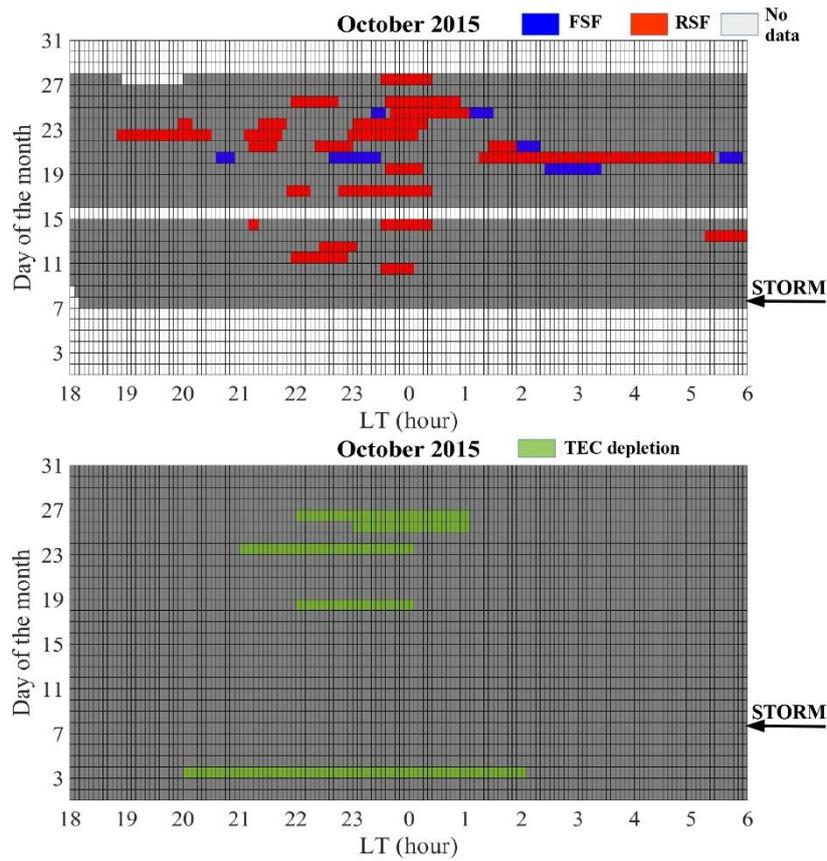


Figura 4.35: Panel superior, ocurrencia de F de dispersión de rango (RSF) (rojo) y ocurrencia de F de dispersión de frecuencia (FSF) (azul) en Tucumán durante octubre de 2015. El blanco indica lagunas en los datos. Panel inferior, ocurrencia de fuertes fluctuaciones de TEC.

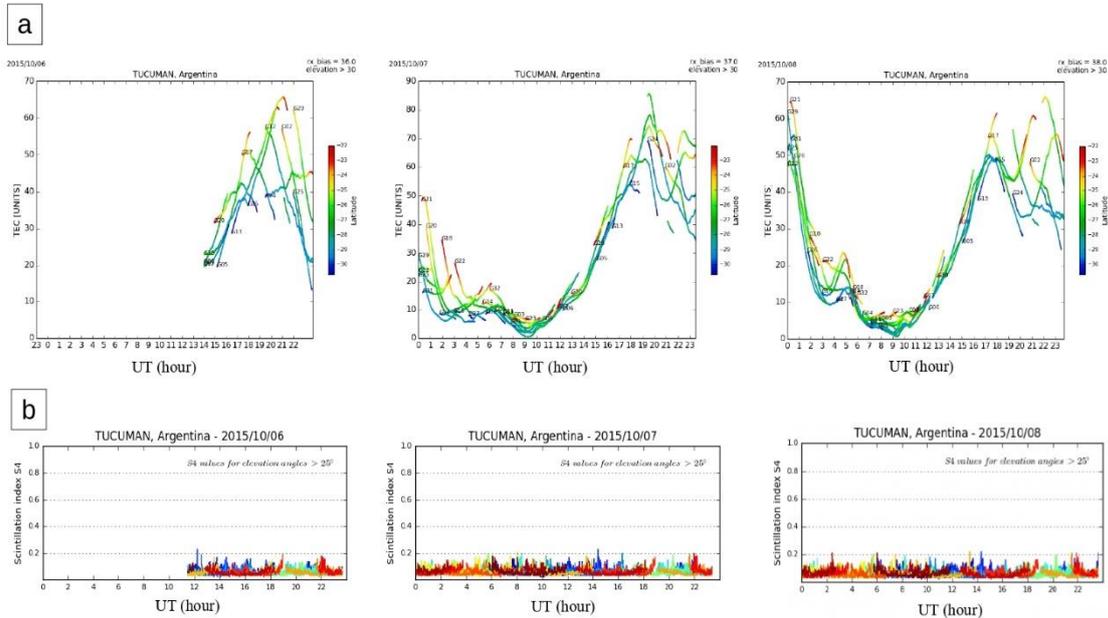


Figura 4.36: a TEC para diferentes satélites en Tucumán los días 6, 7 y 8 de octubre de 2015. b Índice S4 para diferentes satélites los días 6, 7 y 8 de octubre de 2015. Diferentes colores indican diferentes satélites.

En marzo de 2016, el 48 % de los días mostró RSF; el 30,4 % mostró FSF (Figura 4.40) y un día mostró una fuerte fluctuación de TEC (no se muestra aquí) antes del inicio de la tormenta: 6 de marzo entre 1 y 3 UT (22– 0 LT) en coincidencia con una fuerte actividad de centelleo. Durante el período de la tormenta, el índice S4 fue generalmente inferior a 0,2 (Figura 4.41a) y no se observaron fluctuaciones de TEC ni spread-F. Como ejemplo, la Figura 4.41c muestra los valores de ROTI para algunos satélites el 6 y 7 de marzo y la Figura 4.41d muestra las trayectorias de los satélites. Por lo general, h'F estuvo cerca de su valor de referencia de tiempo de calma durante el período de la tormenta (Figura 4.42), excepto del 6 de marzo a las 19 UT al 7 de marzo a las 3 UT, y el 7 de marzo entre las 7 y las 11 UT cuando la h'F perturbado fue más alto que el h'F calmo, el 8 de marzo entre las 14 y las 21 UT, h'F fue menor que durante días perturbados. Finalmente, foF2 durante los días perturbados fue similar a los valores tranquilos, excepto por una fase de tormenta ionosférica negativa observada el 7 de marzo entre las 18 y las 24 UT.  $\Delta H$  fue muy variable durante el período de la tormenta (Figura 4.43), con valores negativos el 6 de marzo alrededor de las 17:30–18:20, 18:30–19:30 y 19:40–20:10 UT (14:30–15:20 LT, 15:30–16:30 LT y 16:40–17:10 LT), esto puede estar relacionado con campos eléctricos hacia el oeste. Mientras que se observaron valores positivos a las 18:20–18:30 UT, 19:30–19:40 y después de las 20:10 UT. El período 17-21 UT del 6 de marzo corresponde a la fase principal de la tormenta cuando IMF Bz osciló de norte a sur y viceversa y AE mostró períodos de aumento y disminución. Esto podría explicar el comportamiento irregular observado en  $\Delta H$ .

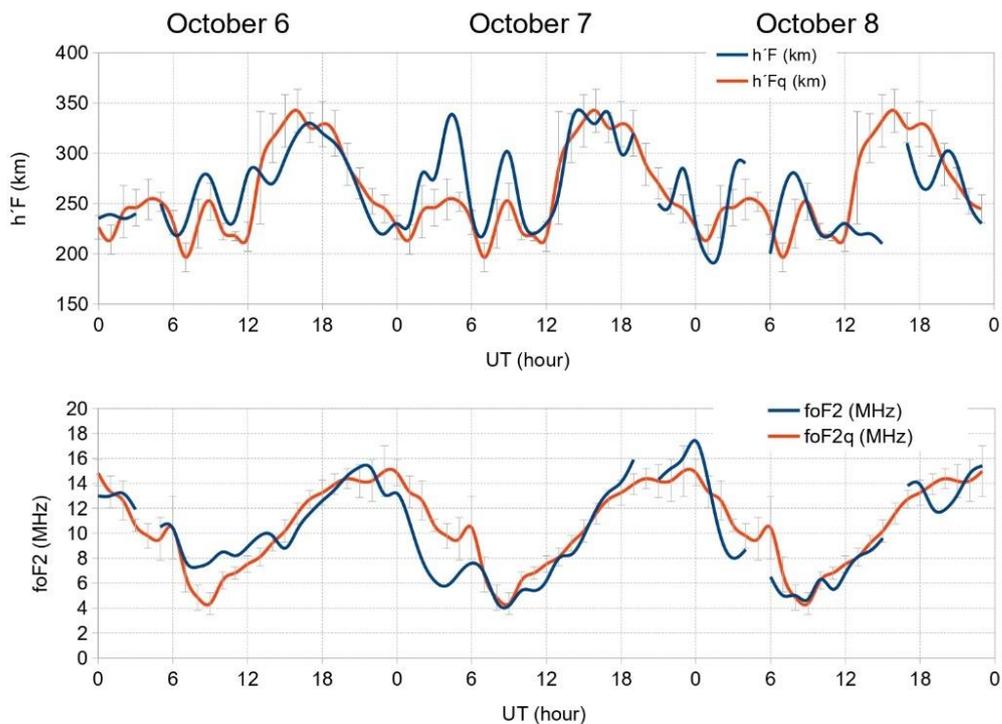
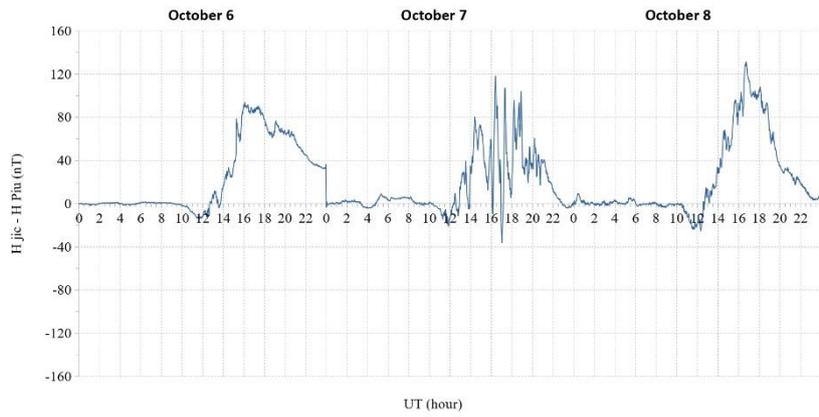


Figura 4.37: h'F y foF2 en Tucumán del 6 al 8 de octubre de 2015. Las líneas grises son  $\pm 1$  desviación estándar del valor promedio de un día tranquilo.



horizontal ( $H$ ) en Jicamarca y Piura, Perú, del 6 al 8 de octubre de 2015.

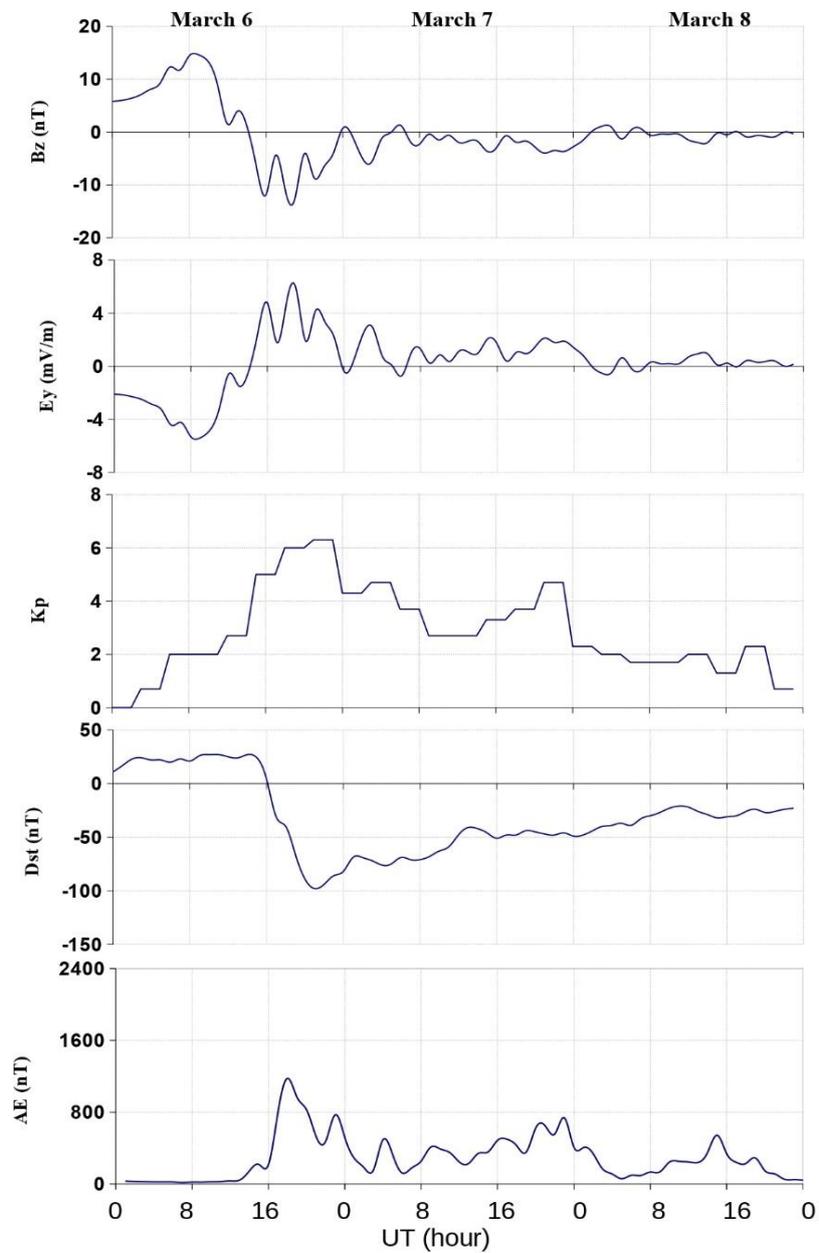


Figura 4.39: Bz, Ey, Kp, Dst y AE del 6 al 8 de marzo de 2016.

Tormenta del 27 de mayo de 2017

Una tormenta geomagnética intensa ocurrió el 27 de mayo de 2017 (invierno local) cuando una CME interplanetaria golpeó el campo magnético de la Tierra a las 15:34 UT (12:34 LT), (la hora del comienzo repentino de la tormenta, SSC, se obtuvo del Servicio Internacional de Variaciones Magnéticas Rápidas del Observatorio del Ebro, (<http://www.obsebre.es/en/rapid>). El Dst mínimo ( $-125$  nT) se observó el 28 de mayo a las 7 UT (4 LT) y el Kp más alto (7) se produjo a las 3 UT (0 LT) (Figura 4.44). Bz presentó una fuerte excursión hacia el sur con un pico de  $-20$  nT mientras que Ey aumentó durante la fase principal de la tormenta y alcanzó  $7,7$  mV/m el 28 de mayo a las 0 UT (21 LT). AE mostró tres picos,  $949$  nT a las 23 UT (20 LT) el 27 de mayo,  $1163$  nT a  $\sim 2$  UT (23 LT) y  $1270$  nT a  $\sim 5$  UT (2 LT) el 28 de mayo. Un segundo aumento de la actividad geomagnética ocurrió el 29 de mayo a las  $\sim 13$  UT (10 LT): Bz alcanzó  $-12$  nT, Ey =  $4,5$  mV/m, Kp = 4 y una hora más tarde AE fue de  $839$  nT. Durante el período de la tormenta, observamos una débil actividad de centelleo en la banda L (Figura 4.45a). Se observaron fluctuaciones de TEC durante la fase principal de la tormenta, el 28 de mayo alrededor de las 1–5:30 UT (22–2:30 LT) (Figura 4.45c), pero las fluctuaciones de TEC superior a 5 TECu solo se observaron durante un día de la tormenta, el 4 de mayo (no se muestra aquí). De acuerdo con los valores ROTI, las fluctuaciones TEC moderadas y débiles estuvieron presentes durante la fase principal de la tormenta el 28 de mayo alrededor de las 2 UT. La figura 4.45d muestra algunos ejemplos de PRN 13, 15, 17 y 24 y la figura 4.45e muestra sus trayectorias. La tasa de ocurrencia de RSF fue del 64,5 % en mayo de 2017 y, durante la fase principal de la tormenta, RSF estuvo presente durante varias horas: el 28 de mayo de 00:43 a 7:33 UT (27 de mayo, 21:43–28 de mayo, 4:33 LT). La figura 4.45b muestra un ejemplo de un ionograma con RSF registrado el 28 de mayo, y la figura 4.46 muestra la aparición de RSF y FSF durante todo el mes. Se observó un aumento en h'F el 28 de mayo entre las 0 y las 6 TU (Figura 4.47), cuando era más alto que los niveles de días calmos. Desafortunadamente, no pudimos obtener los valores de altura el 28 de mayo entre las 6 y las 10 UT debido a la presencia de spread-F en los

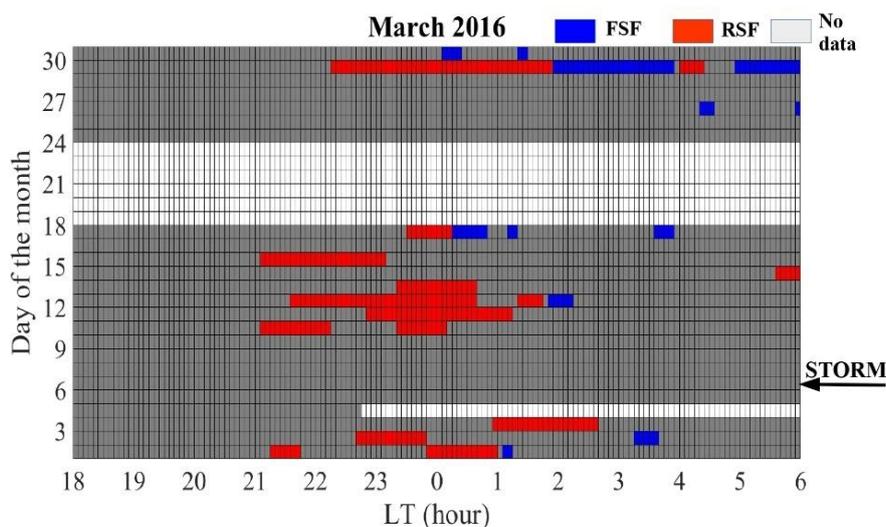


Figura 4.40: Ocurrencia de F de dispersión de rango (RSF) (rojo) y Ocurrencia de F de dispersión de frecuencia (FSF) (azul) en Tucumán durante marzo de 2016. El blanco indica lagunas en los datos.

ionogramas. Durante los días 27 y 29 de mayo, el h'F perturbado fue similar al tiempo h'F calmo. El foF2 generalmente estuvo cerca de los niveles tranquilos, excepto el 28 de mayo a las ~ 14–20 TU, cuando se observó una tormenta ionosférica positiva (aumento en foF2).  $\Delta H$  mostró valores positivos durante el período de la tormenta considerada, mientras que fue negativo el 29 de mayo a las ~ 11:30–14 UT (8:30–11 LT) cuando se observó una subtormenta, los valores negativos en  $\Delta H$  pueden ser el efecto de campos eléctricos hacia el oeste (Figura 4.48).

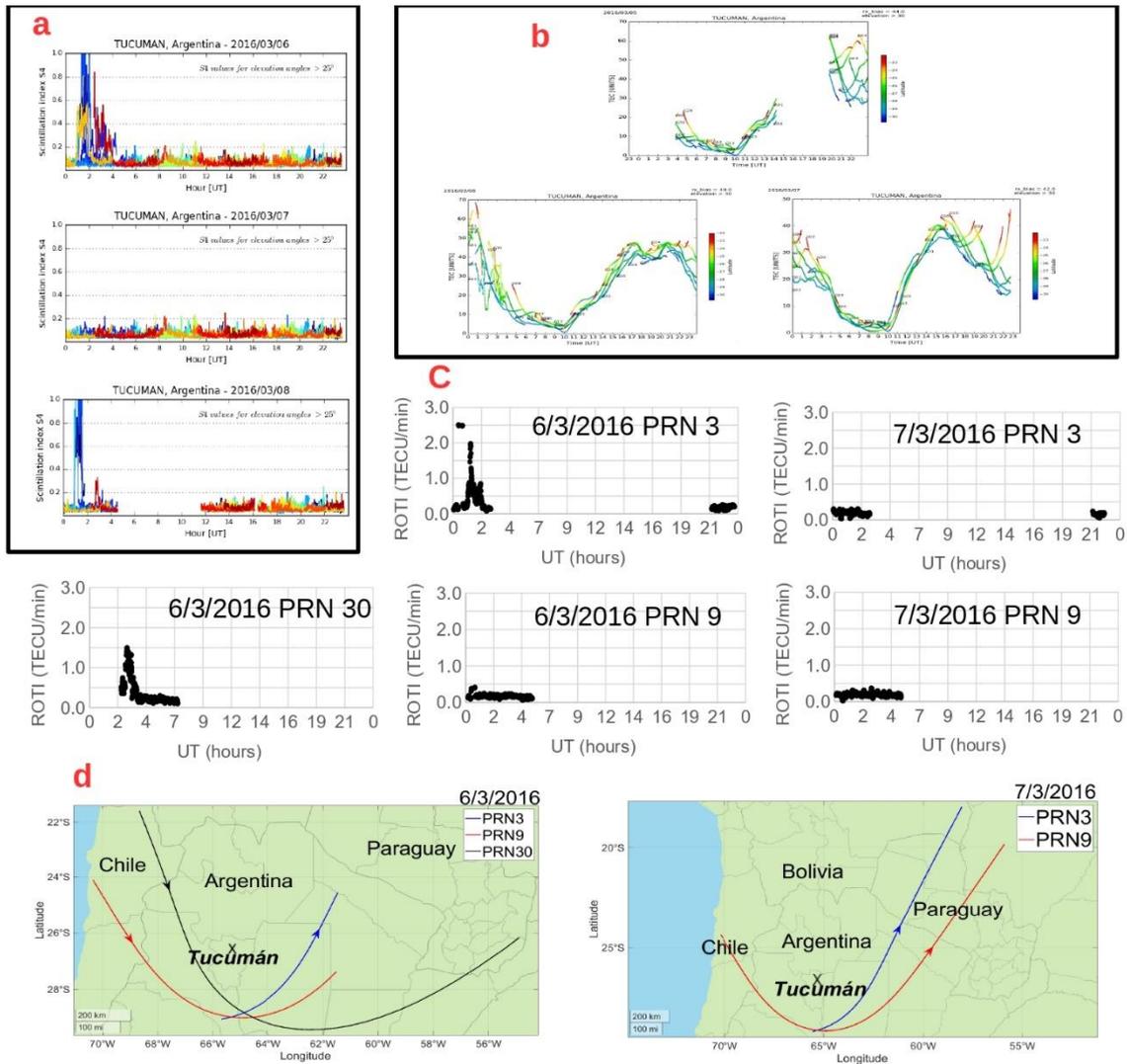


Figura 4.41: a) Índice S4 en Tucumán del 6 al 8 de marzo de 2016. Diferentes colores indican diferentes satélites. b) TEC para diferentes satélites en Tucumán durante el 6 y 7 de marzo de 2016. c) ROTI para PRN 3, 9 y 30 el 6 y 7 de marzo de 2016. d) Trayectorias de PRN 3, 9 y 30 el 6 y 7 de marzo de 2016 para los periodos considerados en c.

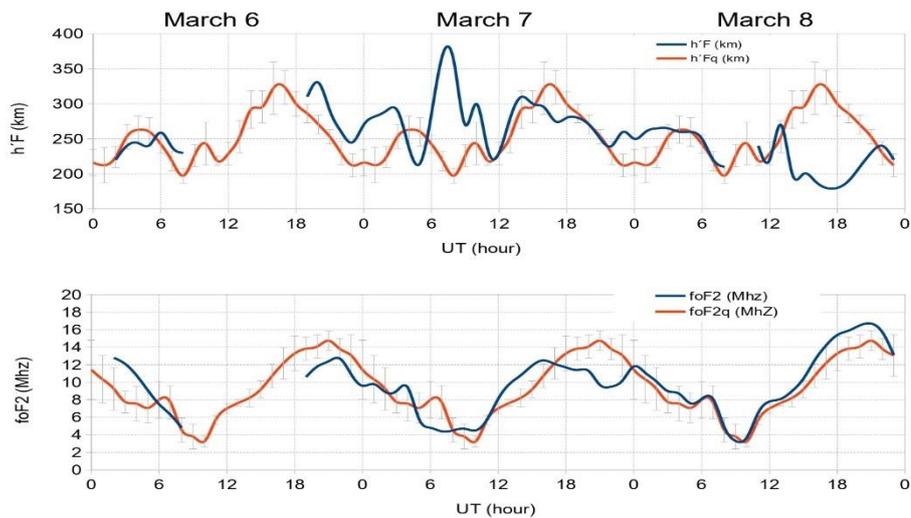


Figura 4.42:  $h'F$  (arriba) y  $foF2$  (abajo) para Tucumán del 6 al 8 de marzo de 2016. Las líneas grises son  $\pm 1$  desviación estándar del valor promedio de un día tranquilo.

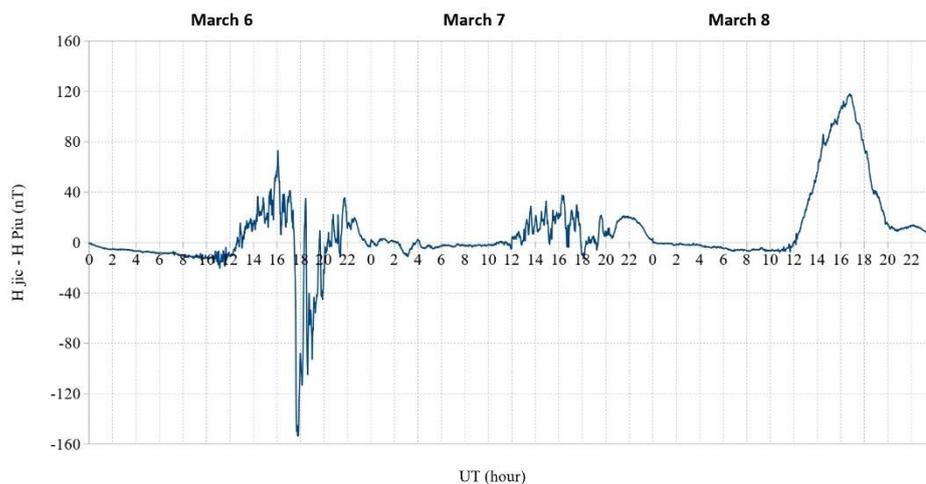


Figura 4.43: Diferencia entre los componentes del campo geomagnético horizontal ( $H$ ) en Jicamarca y Piura, Perú, del 6 al 8 de marzo de 2016.

#### Tormenta del 25 de agosto de 2018

El 25 de agosto de 2018 (invierno local), una CME interplanetaria golpeó el campo magnético de la Tierra y desencadenó una intensa tormenta geomagnética. La fuente de esta CME fue probablemente una erupción de filamentos observada el 20 de agosto (Piersanti et al. 2020). El Dst alcanzó un valor mínimo de  $-174\text{nT}$  y  $K_p$  un máximo de 7 a las  $\sim 7$  UT (4 LT) del 26 de agosto (Figura 4.49).  $B_z$  giró hacia el sur el 25 de agosto a las  $\sim 16$  UT (13 LT) y mostró un comportamiento oscilatorio el 26 de agosto a las 8-20 UT (5-17 LT).  $E_y$  aumentó a partir del 25 de agosto a las 14 UT (11 LT) y alcanzó su máximo valor a las 5 UT (2 LT), al igual que  $B_z$ ,  $E_y$  también presentó un comportamiento irregular

a partir de las 8 UT del 26 de agosto, con valores mayoritariamente positivos. No hubo datos disponibles para el índice AE durante el período de la tormenta, por lo que decidimos utilizar el índice SME para evaluar la actividad magnética de la zona auroral. SME aumentó desde el 25 de agosto a alrededor de 17 UT (14 LT) y su valor más alto fue de 1565 nT a  $\sim 3$  UT ( $\sim 0$  LT) el 26 de agosto. Luego, disminuyó irregularmente a valores tranquilos y volvió a aumentar después de las 0 UT del 27 de agosto (22 LT del 26 de agosto). Durante el período de la tormenta, S4 fue generalmente inferior a 0,2 y ROTI fue inferior a 0,5, lo que significa que hubo un centelleo de banda L débil y una fluctuación de TEC débil. La Figura 4.50 muestra el índice S4 y, como ejemplo, el ROTI para PRN 26 durante el 25 al 27 de agosto de 2018. No hubo datos de ionosonda para la mayor parte de agosto de 2018, por lo que no calculamos la tasa de ocurrencia de spread-F para este mes, sin embargo, investigadores anteriores han encontrado que, en los meses de invierno durante la baja actividad solar, como agosto de 2018, la aparición de spread-F es alta en la cresta sur del EIA (Candido et al. 2011). Pero, durante los días de la tormenta, los ionogramas no mostraron spread-F. Los valores de h'F perturbados fueron generalmente similares a los valores calmos (Figura 4.51), pero el 26 de agosto a  $\sim 20$  UT ( $\sim 17$  LT) h'F fue mayor durante la tormenta que durante los días calmos. Mientras que se observaron tormentas ionosféricas positivas el 26 de agosto a las 0–6 UT (21–3 LT), a las 12–18 UT (9–15 LT) y el 27 de agosto a las 12–19 UT (9–16 LT).  $\Delta H$  (Figura 4.52) fue negativo el 26 de agosto a las 11–15 UT (8–12 LT) y 15:30–18:30 UT (12:30–15:30 LT), durante parte de la fase principal y la fase de recuperación de la tormenta.  $\Delta H < 0$  también durante el 25 de agosto a las 11–13 UT y el 27 de agosto alrededor de las 12 UT.  $\Delta H$  fue positivo el 26 de agosto a las  $\sim 19$ –23 UT ( $\sim 16$ –20 LT), durante la fase de recuperación.

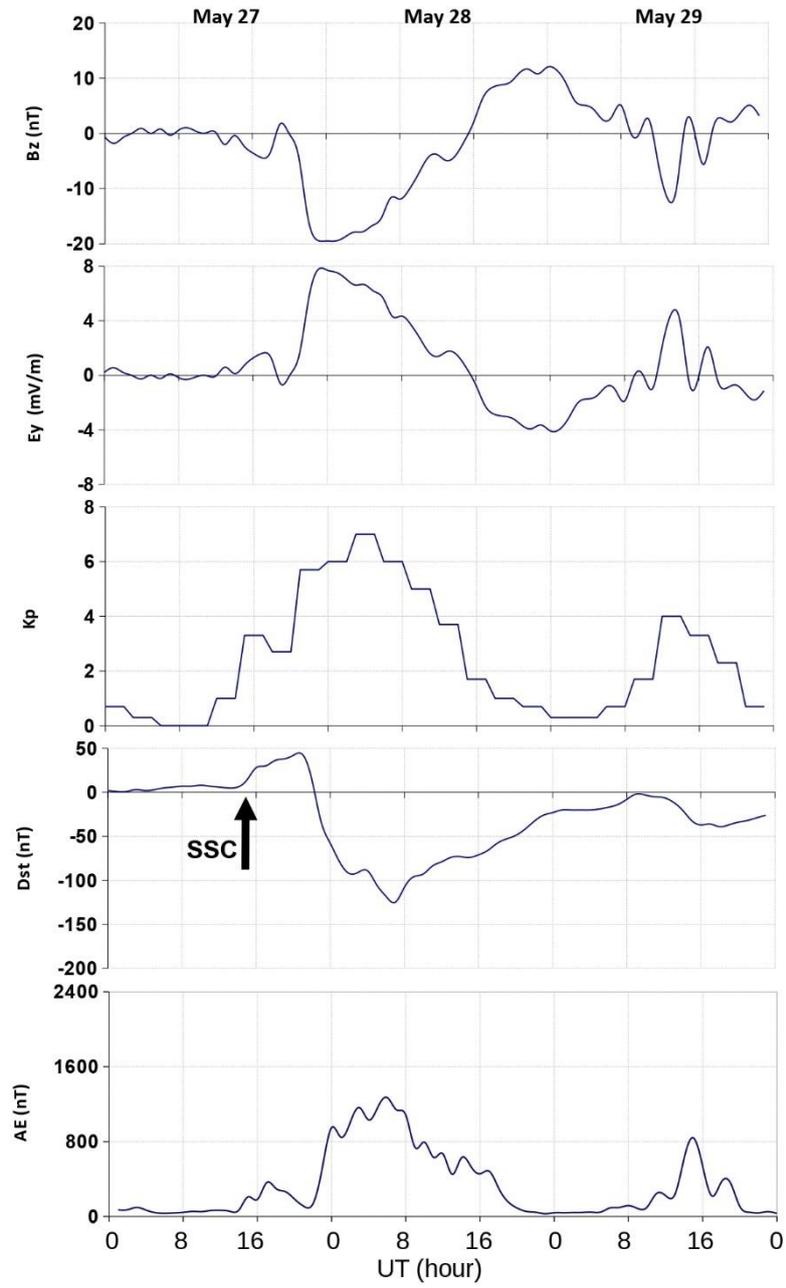


Figura 4.44: Bz, Ey, Kp, Dst y AE del 27 al 29 de mayo de 2017. La flecha indica el comienzo repentino de la tormenta (SSC).

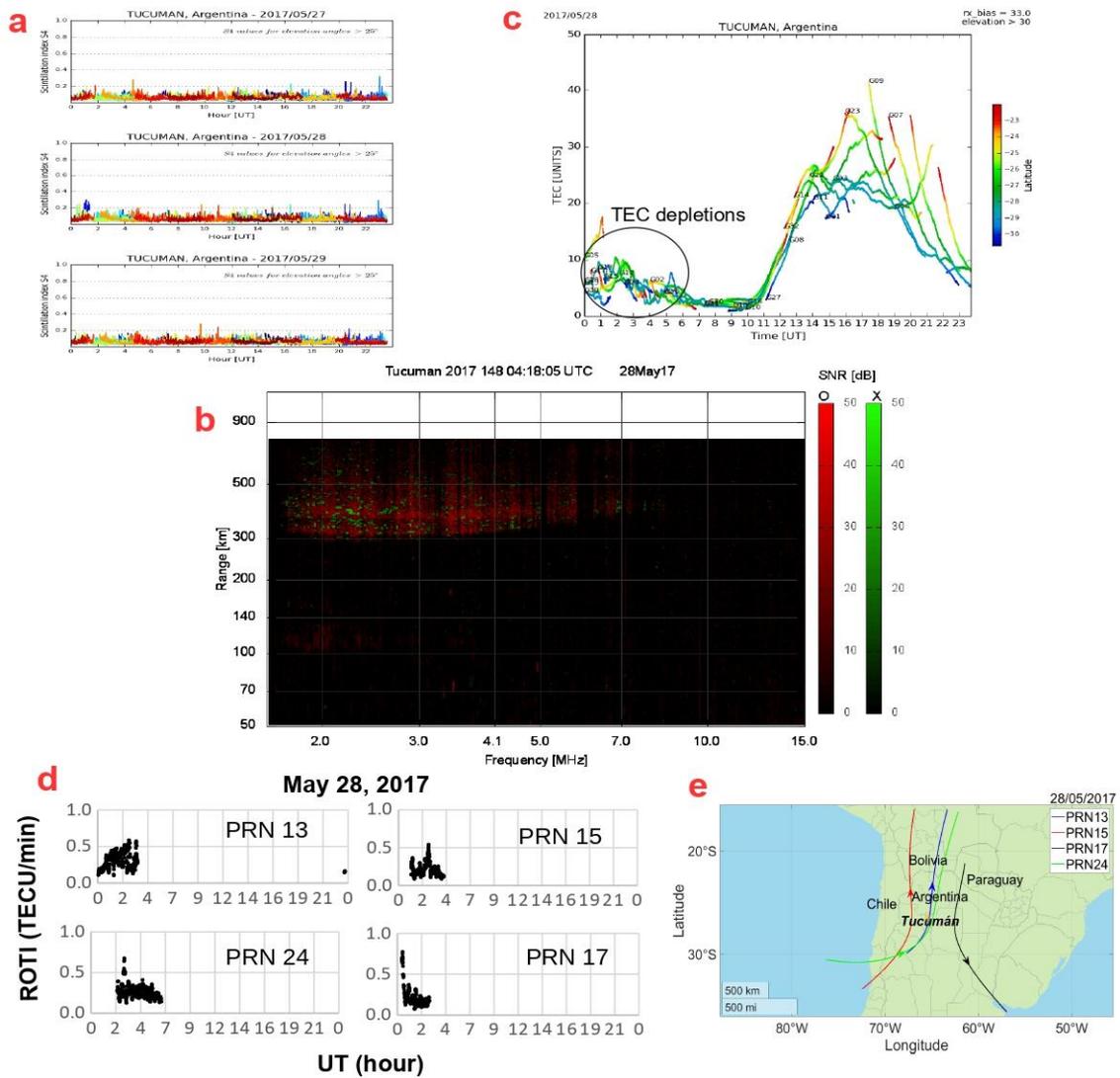


Figura 4.45: a) Índice S4 en Tucumán del 27 al 29 de mayo de 2017. Diferentes colores indican diferentes satélites. b) Ejemplo de RSF observado en ionogramas el 28 de mayo de 2017 en Tucumán. c) TEC en Tucumán el 28 de mayo. El círculo indica agotamiento de TEC. d) ROTI para PRN 13, 15, 24 y 17 el 28 de mayo de 2017. e) Trayectorias de PRN 13, 15, 17 y 24 para el 28 de mayo de 2017 para los periodos considerados en (d).

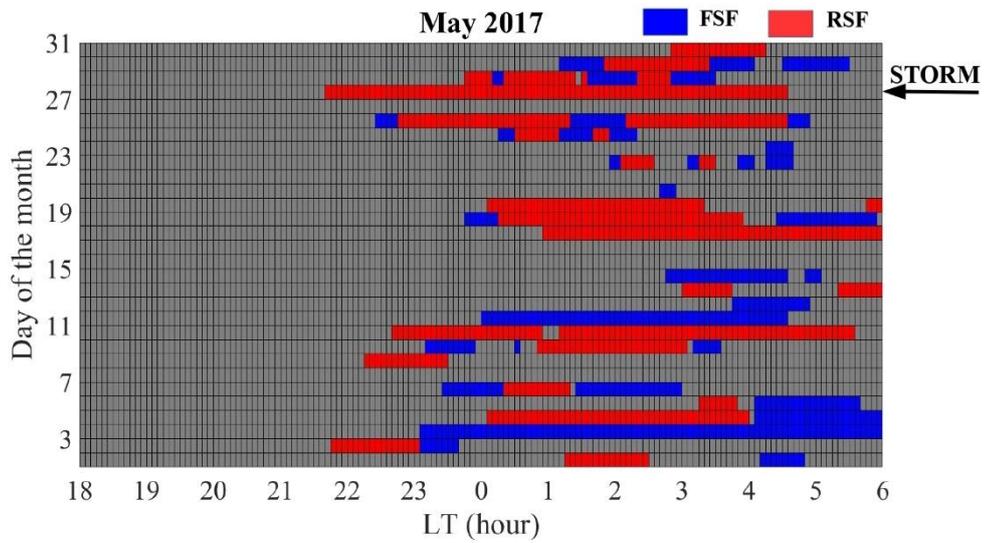


Figura 4.46: Ocurrencia de F de dispersión de rango (RSF) (rojo) y F de dispersión de frecuencia (FSF) (azul) en Tucumán durante mayo de 2017.

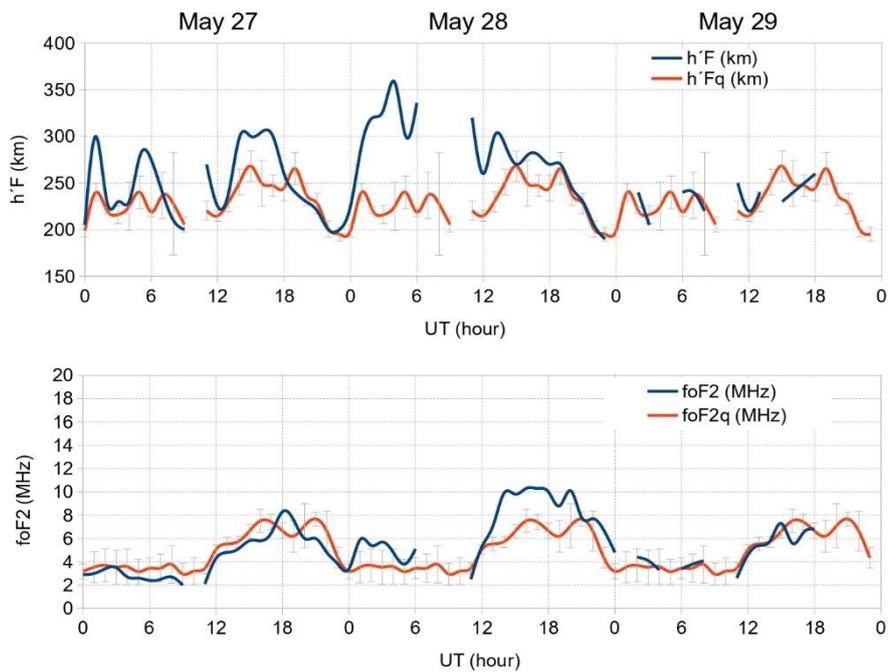


Figura 4.47:  $h'F$  (arriba) y  $foF2$  (abajo) para Tucumán del 27 al 29 de mayo de 2017. Las líneas grises son  $\pm 1$  desviación estándar del valor promedio de un día tranquilo.

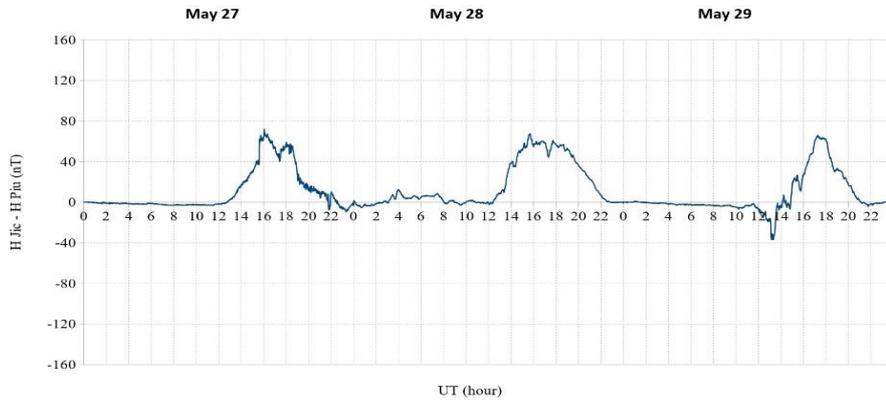


Figura 4.48: Diferencia entre los componentes horizontales del campo geomagnético (H) en Jicamarca y Piura, Perú, durante el 27 al 29 de mayo de 2017.

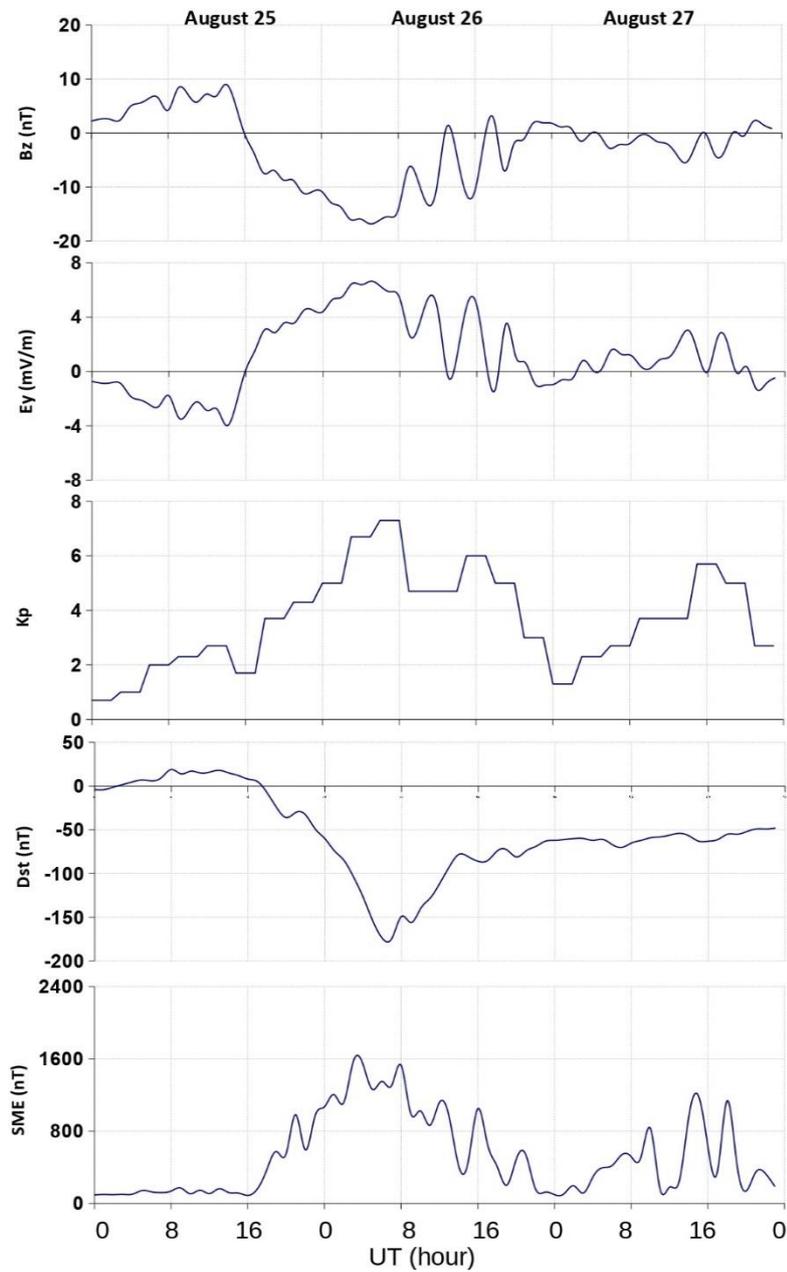


Figura 4.49: Bz, Ey, Kp, Dst y SME del 25 al 27 de agosto de 2018.

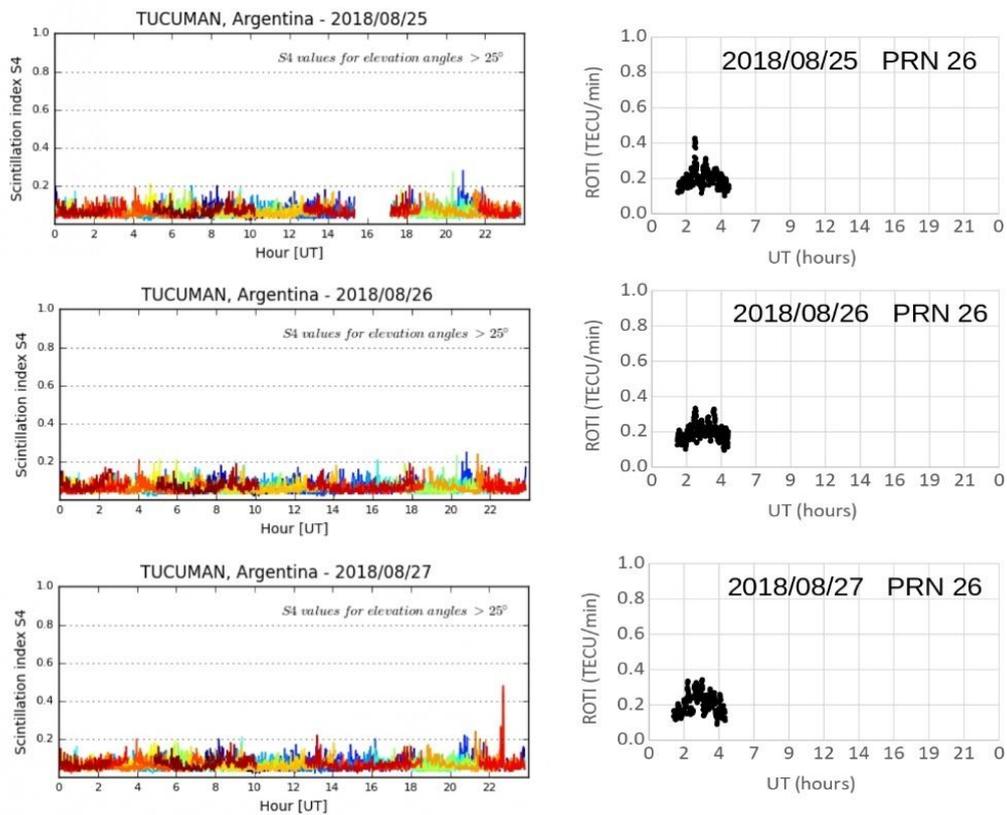


Figura 4.50: Índice S4 (izquierda) en Tucumán del 25 al 27 de agosto de 2018. Diferentes colores indican diferentes satélites. ROTI para PRN 26 (derecha) del 25 al 27 de agosto de 2018.

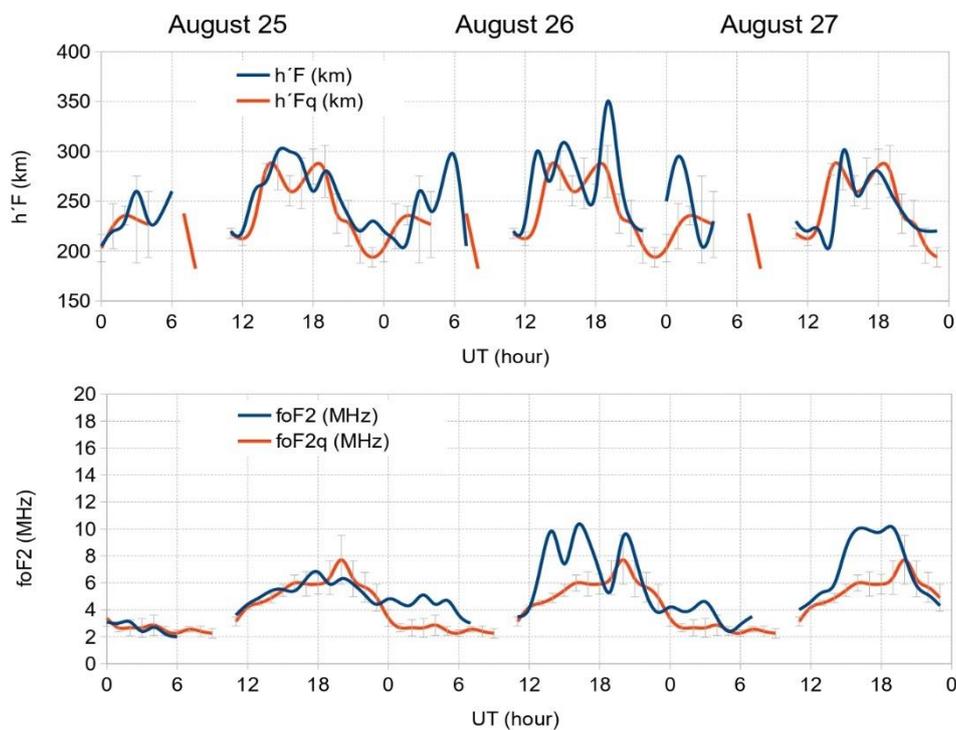


Figura 4.51:  $h'F$  (arriba) y  $foF2$  (abajo) para Tucumán del 25 al 27 de agosto de 2018. Las líneas grises son  $\pm 1$  desviación estándar del valor promedio de un día tranquilo.

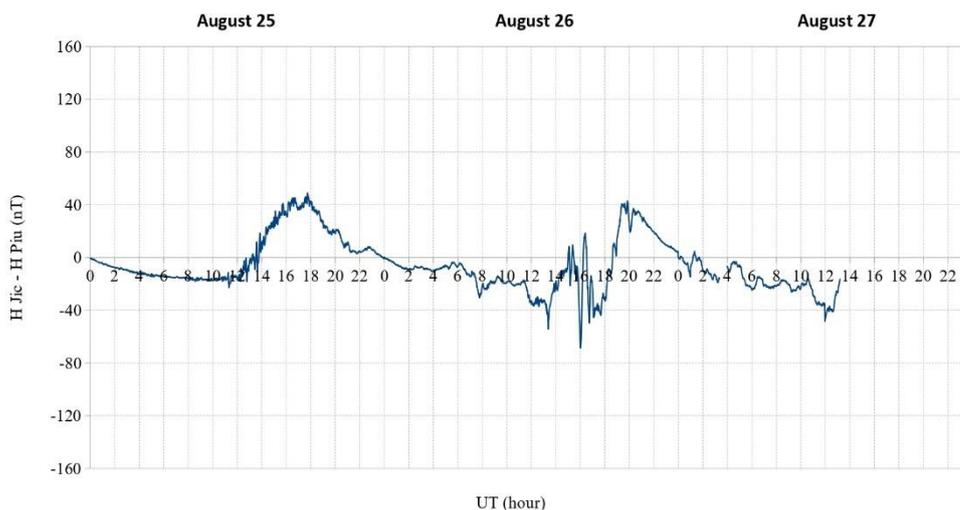


Figura 4.52: Diferencia entre los componentes del campo geomagnético horizontal (H) en Jicamarca y Piura, Perú, del 25 al 27 de agosto de 2018.

### Generación y supresión de Irregularidades en América del Sur durante tormentas geomagnéticas intensas

En esta sección se presentan las observaciones de ocurrencia (generación e inhibición) de irregularidades ionosféricas sobre América del sur durante tres tormentas geomagnéticas intensas.

#### Tormenta del 12 de octubre de 2016

Una CME golpeó la tierra el 12 de octubre (equinoccio) a las 22:12 UT y provocó una intensa tormenta geomagnética con un Dst mínimo de -104 nT. Durante octubre de 2016, el F10.7 medio fue de 84,6 sfu (sfu es la unidad de flujo solar:  $10^{-22} \text{ Wm}^{-2} \text{ Hz}^{-1}$ ). La Figura 4.53 muestra Dst, Kp, Bz, AE, Ey y  $\Delta H$  del 12 al 14 de octubre de 2016. La fase principal de la tormenta comenzó a las 6 UT del 13 de octubre y permanece hasta las 17 UT. El Kp más alto fue 6 y ocurrió a las 15 UT del 13 de octubre. Desde el 13 de octubre a las 6 UT hasta el 14 de octubre a las 9 UT AE y Ey aumentaron rápidamente. El IMF Bz estaba hacia el sur con un valor mínimo de -20,8 nT a las 16 UT del 13 de octubre, AE tuvo un valor máximo de 1200 nT a las 15 UT (12 LT) mientras que el valor más alto de Ey fue de 8,3 mV/m a las 16 UT.  $\Delta H$  fue negativo el 13 de octubre a las 9–13 UT.

La densidad de electrones medida por Swarm B (Figura 4.54) muestra irregularidades ionosféricas, vistas como perturbaciones de la densidad de electrones, el 13 de octubre a las ~00:31-00:34 UT, entre -15,7 y -11,9 latitudes geográficas; -68,8 y -68,8 longitudes geográficas. El 14 de octubre, Swarm B mostró irregularidades a las ~23:56-23:57 UT, entre -5,9 y -3,3 de latitud geográfica; -62,2 y -62,3 de longitud geográfica. Los satélites Swarms A y C presentaron un comportamiento similar: con fluctuaciones de densidad de electrones a lo largo de la trayectoria del satélite a ~8:13-8:15 TU, entre -22,7 y -14,3 de latitud geográfica; -66,2 y -66,1 de longitud geográfica; a ~8:11-8:12 UT entre -8 y -10 de latitud geográfica, -65,9 y -66,0 de longitud geográfica; a ~8:10-8:11 UT entre -3,4 y -5,4 de latitud geográfica, -65,8 y -65,9 de longitud geográfica.

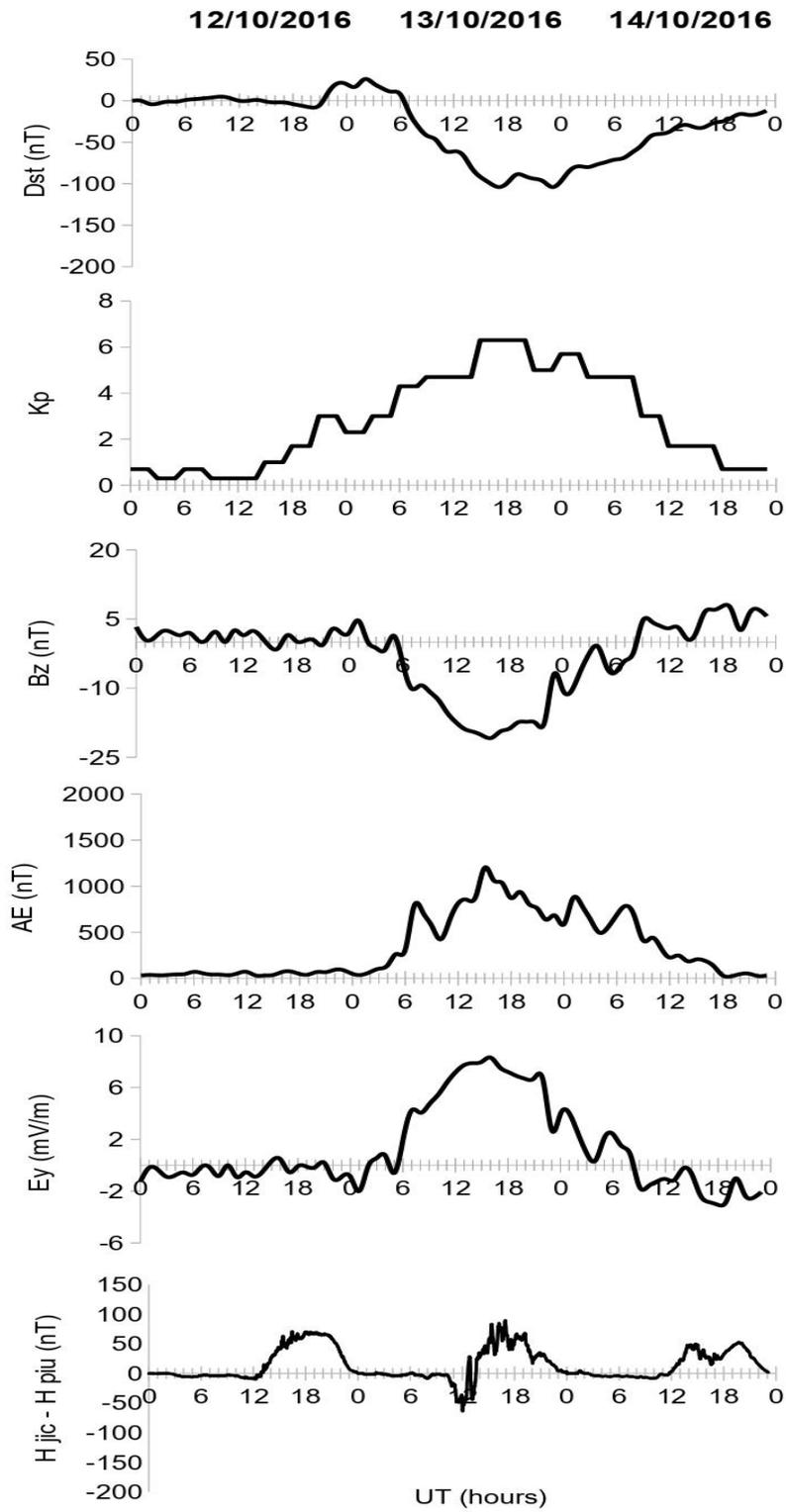


Figura 4.53: Dst, Kp, Bz, AE, Ey y  $\Delta H$  (Hjic-Hpiu) del 12 al 14 de octubre de 2016.

#### Boa Vista

La Figura 4.55 muestra foF2 y h'F escalados de la ionosonda de Boa Vista durante el período de la tormenta. Boa Vista está cerca de la cresta norte de la EIA. Se observó una tormenta ionosférica positiva el 14 de octubre de 6:50 a 12:30 UT (3:50–9:30 LT) y de 18:30 a 22:40 UT (15:30–19:40 LT). Durante el período de esta tormenta, h'F fue generalmente similar a los valores de tiempo calmos, excepto el 13 de octubre de 12:50 a 17:00 UT (9:50–14:00 LT) y el 14 de octubre entre las 15:10 a las 16:50 UT (12:10-13:50 LT) cuando h'F fue mayor que en días tranquilos. Mientras que observamos una elevación de la capa F el 14 de octubre a las 6:30–9:50 UT (3:30–6:50 LT). Los ionogramas mostraron RSF durante la fase inicial de la tormenta, desde el 12 de octubre a las 23:00 UT (20:00 LT) hasta el 13 de octubre a las 3:50 UT (0:50 LT), también el 13 de octubre entre las 4:30 y las 7:30 UT (1:30-4:30 LT), esto es parte de la fase principal de la tormenta, también vimos RSF el 14 de octubre entre las 7:10 y las 9:50 UT (4:10-6:50 LT) y entre las 22 :50-24:00 (19:50-21:00 LT). Se observó FSF el día antes de la tormenta: el 12 de octubre a las 7:10-7:50 UT (4:10-4:50 LT), a las 7:40-8:00 UT (4:40-5:00 LT), a las 8:40-9:40 UT (5:40-6:40 LT). FSF también estuvo presente durante la fase de recuperación, el 14 de octubre entre las 10:50 y las 11:20 UT (7:50-8:20 LT). S4 fue superior a 0,5 el 13 de octubre entre las 2 y las 5 UT (23-2 LT), esto es parte de la fase inicial de la tormenta, y también a las ~8 UT (5 LT). Mientras que S4 estuvo entre 0,3 y 0,5 el 14 de octubre a las 7-9 UT (4-6 LT), durante la fase de recuperación. Vimos fluctuaciones de TEC durante la fase de recuperación el 14 de octubre entre las 7 y las 11 UT (4-8 LT), el ROTI mostró valores superiores a 0,5 entre las 8 y las 9:30 UT (5-6:30 LT), mientras que fue superior a 1 entre las 8:16 y las 9:01 UT. Como ejemplo, la Figura 3d muestra el ROTI calculado para el satélite Número PRN 22 el 14 de octubre de 2016.

#### Sao Luis

La Figura 4.56 muestra foF2 y h'F obtenidos de la ionosonda de São Luís (LT=UT-3), una estación en el sector este de Brasil, cerca del ecuador magnético. Se observó una tormenta negativa el 13 de octubre de 1:30 a 8:20 UT (22:30 a 5:20 LT), foF2 fue mayor que en días tranquilos durante el resto del día y el 14 de octubre. En cuanto a h'F, fue mayor que en días tranquilos el 13 de octubre a las 5:10 – 7:10 UT (2:10 – 4:10 LT) y el 14 de octubre entre las 4:10 y las 8:40 UT (1: 10 – 5:40 LT). Durante otros períodos, h'F estuvo cerca de los valores calmos. Los ionogramas mostraron RSF desde el 12 de octubre a las 22:00 UT hasta el 13 de octubre a las 4:10 UT (19-1:10 LT) durante la fase inicial de la tormenta; el 13 de octubre a las 6–8 UT (3-5 LT) durante la fase principal, también durante la fase de recuperación, el 13 de octubre desde las 23 UT (20 LT) hasta las 00:10 UT (21:10 LT), el 14 de octubre a las 6:20-8:30 UT (3:20-5:30 LT) y del 14 de octubre a las 22:10 UT (19:10 LT) al 15 de octubre a las 8:10 UT (5:10 LT). FSF estuvo presente en ionogramas el 13 de octubre a las 4:20-5:50 UT (1:20-2:50 LT) durante la fase inicial de la tormenta y durante parte de la fase principal el 13 de octubre a las 8:10-8:50 UT (5:10-5:50 LT). Durante el período perturbado, S4 fue inferior a 0,3 (no se muestra aquí). Esto indica una débil actividad de centelleo. Del 12 al 14 de octubre, el ROTI fue inferior a 0,25 TECu/min, por lo que no detectamos fluctuaciones de TEC.

#### Fortaleza

Los parámetros ionosféricos foF2 y h'F de Fortaleza durante el período de la tormenta se muestran en la Figura 4.57. Fortaleza está cerca del ecuador, en el sector este de Brasil. Del análisis de foF2, podemos observar que se produjo una tormenta ionosférica positiva el 13 de octubre de 21 a 1:30 UT (18-22:30 LT) y el 14 de octubre de ~4:30 a 15:30 UT (1:30-12: 30LT). Vimos una tormenta negativa el 12 de octubre de 17:40 a 20:50 UT (14:40-17:50 LT). Durante el período de la tormenta, h'F fue similar a los días tranquilos, y fue mayor el 13 de octubre entre las 5 y las 7 UT (2-4 LT), y el 14 de octubre entre las 3:50 y las 7:10 TU (0:50-4:10 LT).

RSF estuvo presente en ionogramas antes del comienzo de la tormenta, el 12 de octubre a las 21:40 hasta las 00:40 UT (18:40-21:40 LT), también durante la última parte de la fase inicial y el comienzo de la fase principal, el 13 de octubre a las 2:10-7:30 UT (23:10-4:30 LT) y al final de la fase de recuperación el 14 de octubre a las 22:20-24:00 UT (19:20-21:00 LT). Observamos FSF durante el comienzo de la fase principal de la tormenta el 13 de octubre entre las 7:40 y las 9:00 UT (4:40-6:00 LT). No hubo datos S4 disponibles para Fortaleza durante los días de la tormenta. No observamos fluctuaciones de TEC durante el período de la tormenta.

#### Jicamarca

La Figura 4.58 muestra foF2 y h'F escalados de la ionosonda de Jicamarca para los días de la tormenta. Jicamarca se encuentra en el este de América del Sur en el ecuador geomagnético. Se observó una tormenta ionosférica negativa el 12 de octubre desde las 21:45 (16:45 LT) hasta el 13 de octubre a las 2:45 UT (21:45 LT). Mientras que h'F fue generalmente similar a los valores calmos durante todo el período de la tormenta. Se observó RSF durante la última parte de la fase inicial el 13 de octubre a las 0:30-5:15 UT (19:30-0:15 LT), también durante la fase de recuperación el 13 de octubre a partir de las 23:30 UT (18: 30 LT) al 14 de octubre 7 UT (2 LT), el 14 de octubre entre las 8-12 UT (3-7 LT), entre las 15:45-19 UT (10:45-14 LT) y entre las 20:15 y las 20 :45 UT (15:15-15:45 LT). No vimos FSF en los ionogramas de Jicamarca durante los días perturbados. No hubo datos S4 disponibles para Jicamarca durante los días de la tormenta. No vimos ningún agotamiento de TEC el 12 o 13 de octubre. No hubo datos de TEC para el 14 de octubre. El radar JULIA no dispone de observaciones para este periodo.

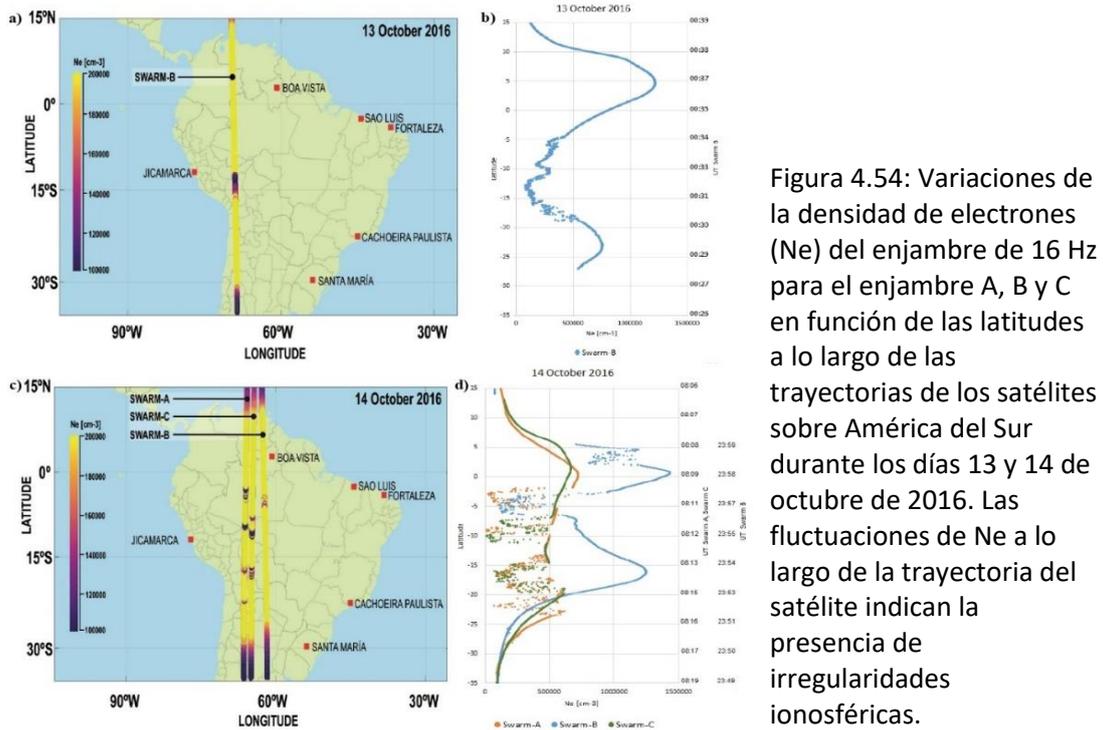


Figura 4.54: Variaciones de la densidad de electrones (Ne) del enjambre de 16 Hz para el enjambre A, B y C en función de las latitudes a lo largo de las trayectorias de los satélites sobre América del Sur durante los días 13 y 14 de octubre de 2016. Las fluctuaciones de Ne a lo largo de la trayectoria del satélite indican la presencia de irregularidades ionosféricas.

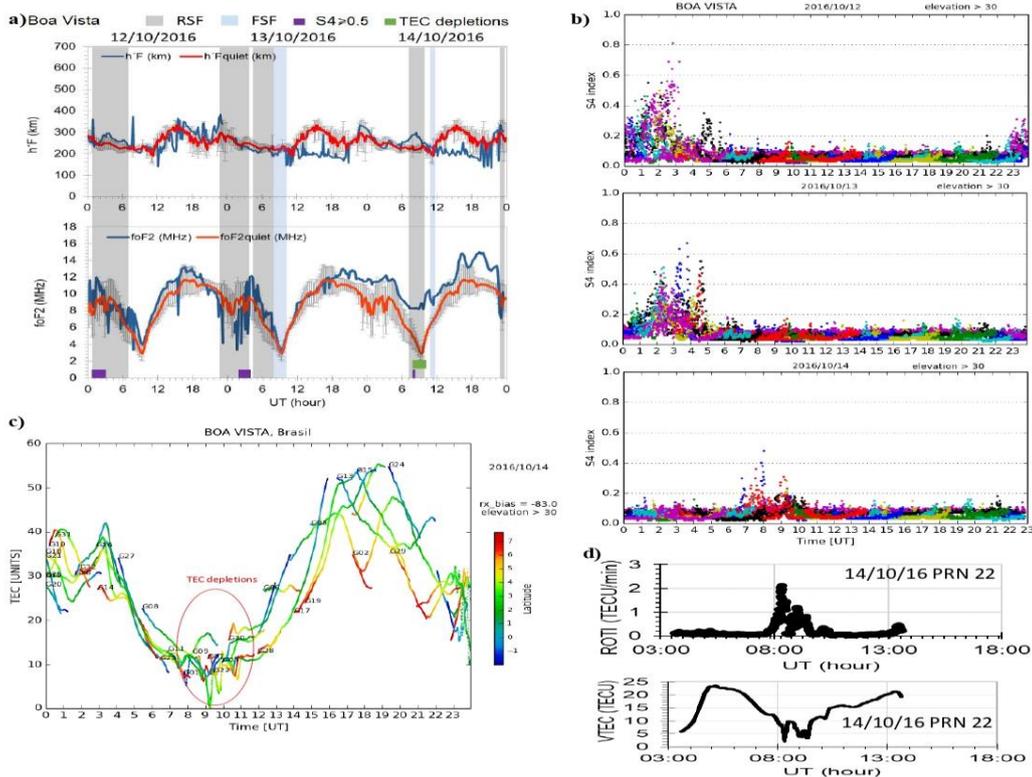


Figura 4.55: a)  $h'F$  y  $foF2$  en Boa Vista del 12 al 14 de octubre de 2016. Las líneas grises son  $\pm 1$  desviación estándar del valor promedio de un día tranquilo. El sombreado gris indica la ocurrencia de RSF, el sombreado azul claro FSF, los rectángulos verdes indican la ocurrencia de fluctuaciones de TEC y los rectángulos morados  $S4 \geq 0.5$  b) Índice S4 en Boa Vista para diferentes satélites durante el 12-14 de octubre de 2016 c) TEC calibrado desde un GPS receptor en Boa Vista el 14 de octubre de 2016 d) Variaciones de ROTI y VTEC para PRN 22 sobre Boa Vista durante el 14 de octubre de 2016.

## Cachoeira Paulista

Cachoeira Paulista está cerca de la cresta sur de la EIA en Brasil. A partir de los datos de ionosonda (Figura 4.59a), observamos que hubo una tormenta ionosférica positiva desde el 12 de octubre a las 23:00 UT (20:00 LT) hasta el 13 de octubre a las 13:30 UT (10:30 LT) y el 14 de octubre a las 6:20–13:00 UT (3:20-10:00 LT). Vimos un ascenso de la capa F el 13 de octubre a las 16:50-17:30 UT (13:50-14:30 LT), a las 22:20-23:50 UT (19:20-20:50 LT) y el 14 de octubre de 5:40 a 7:00 UT (2:40 a 4:00 LT). Mientras que los valores de tiempo de tormenta de h'F fueron más bajos que los valores de tiempos de calma el 13 de octubre a las 2:10–3:30 UT. Los ionogramas mostraron RSF durante la fase inicial de la tormenta el 13 de octubre a las 2:20-3:00 UT (23:20-0:00 LT) y FSF durante la fase principal el 13 de octubre a las 8:30-8:50 UT (5:30-5:50 LT). No hubo datos S4 para esta estación durante los días de la tormenta. Las fluctuaciones de TEC se detectaron el 13 de octubre entre la 1:00 y las 4:30 UT (22:00-1:30 LT) (Figura 4.59c), durante la fase inicial. Como ejemplo, la Figura 4.59b muestra el índice ROTI para PRN 32 el 13 de octubre; es posible ver que el ROTI fue superior a 1 entre las 3:08 y las 3:18 UT (0:08-0:18 LT).

## Tormenta del 7 de octubre de 2015

Una CIR provocó una tormenta geomagnética intensa el 7 de octubre de 2015 (equinoccio). El índice F10.7 medio fue de 110,5 sfu durante este mes. Dst, Kp, Bz, AE, Ey y  $\Delta H$  se muestran en la Figura 4.60 para el período del 6 al 8 de octubre de 2015. El índice Dst disminuyó a  $-93$  nT a las 9 UT, luego se recuperó y disminuyó nuevamente a su valor mínimo,  $-124$  nT, a las 22 UT. Esta es

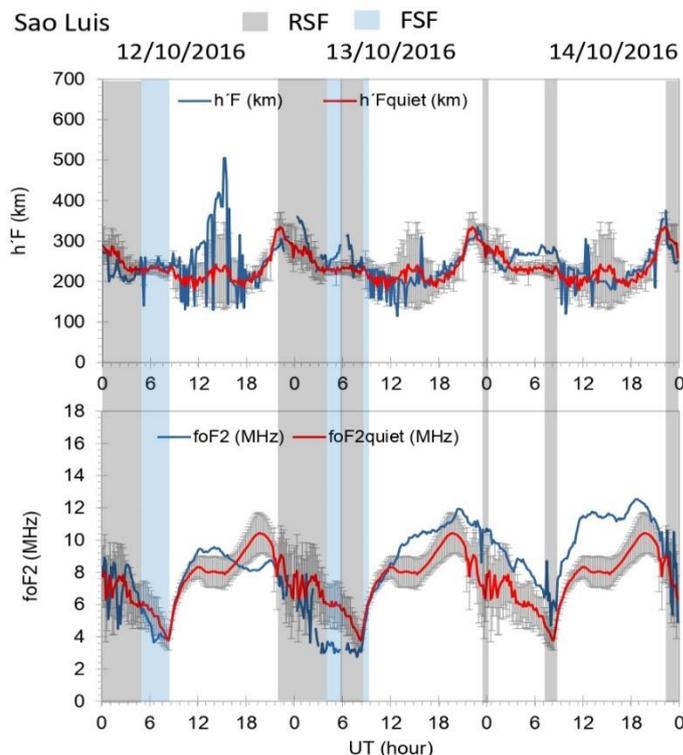


Figura 4.56: h'F y foF2 en São Luís del 12 al 14 de octubre de 2016. Las líneas grises son  $\pm 1$  desviación estándar del valor promedio de un día tranquilo.

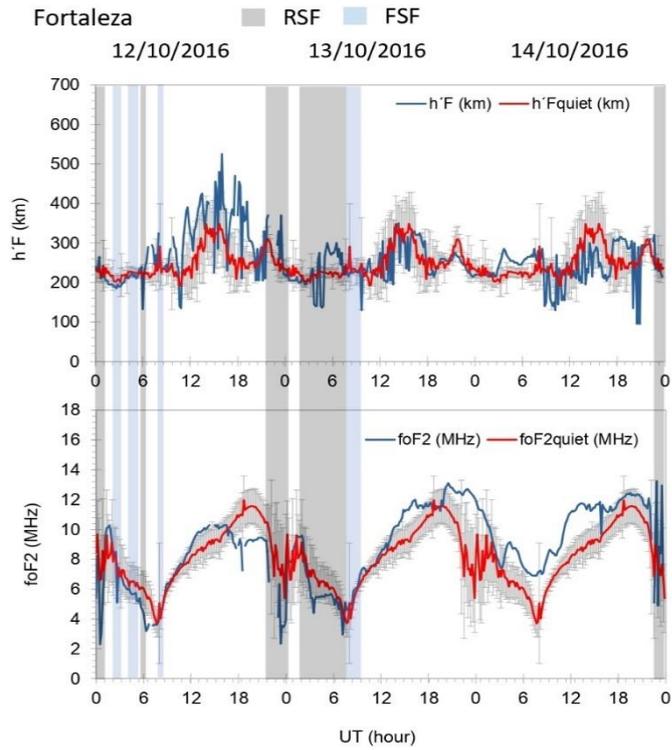


Figura 4.57:  $h'F$  y  $foF2$  en Fortaleza del 12 al 14 de octubre de 2016. Las líneas grises son  $\pm 1$  desviación estándar del valor promedio de un día tranquilo.

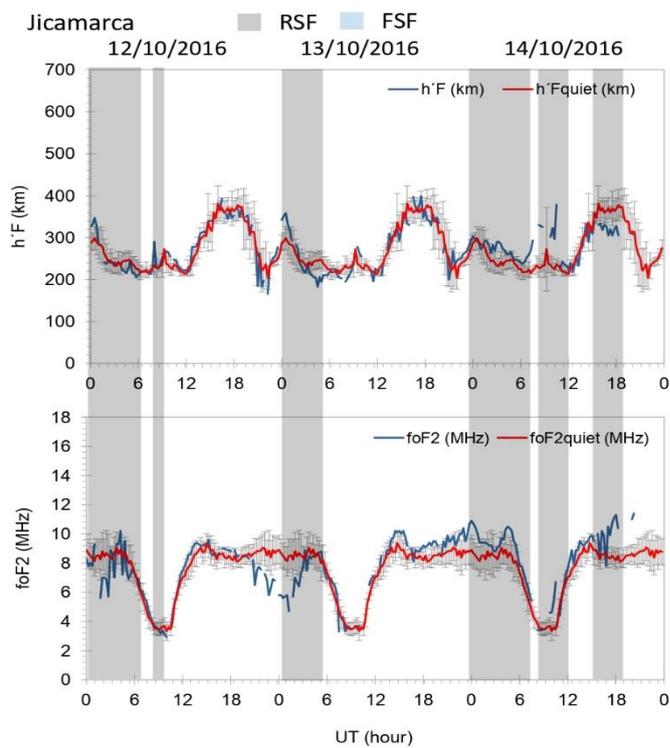


Figura 4.58:  $h'F$  y  $foF2$  en Jicamarca del 12 al 14 de octubre de 2016. Las líneas grises son  $\pm 1$  desviación estándar del valor promedio de un día tranquilo.

una tormenta geomagnética de dos fases: dos fases principales y dos fases de recuperación. El valor más alto de  $K_p$  fue 7 y ocurrió a las 18 UT del 7 de octubre, AE fue muy variable con un pico de 1227 nT a las 18 UT, similar comportamiento irregular se observó en IMF Bz, osciló rápidamente entre el norte y el sur. Mientras que  $E_y$  también mostró oscilaciones, pero permaneció hacia el este la mayor parte del tiempo. Finalmente,  $\Delta H$  mostró un comportamiento irregular el 7 de octubre entre las 13 y las 21 UT y valores negativos alrededor de las 17 UT. Los datos del Swarm mostraron la ausencia de irregularidades ionosféricas a lo largo de los pasos del satélite durante el período de la tormenta.

Boa vista

La Figura 4.61a muestra  $f_oF_2$  y  $h'F$  a escala de la ionosonda de Boa Vista durante el período de la tormenta del 7 de octubre de 2015. No hay datos disponibles el 6 de octubre antes de las 15:00 UT (12:00 LT). Vimos tormentas ionosféricas negativas el 7 de octubre entre las 2:50 y las 4:20 UT (23:50-1:20 LT), también entre las 15:00 y las 17:00 UT (12:00-14:00 LT), el 8 de octubre entre las 4:10 y las 5:20 UT (1:10-2:20 LT) y entre las 13:40 y las 16:40 UT (10:40-13:40 LT). Observamos una tormenta ionosférica positiva del 7 de octubre a las 22:40 (19:40 LT) al 8 de octubre a las 0:20 UT (21:20 LT). Hubo un aumento en la capa F el 8 de octubre entre las 6:00 y las 8:00 UT (3:00-5:00 LT) y permaneció cerca de los valores de tiempo de calma durante la mayor parte del período perturbado.

Los ionogramas mostraron RSF el 7 de octubre entre las 2:20 y las 5:20 UT (23:20-2:20 LT) y FSF el 7 de octubre entre las 5:30 y las 9:10 UT (2:30-6:10 LT), esto es parte de la primera fase principal de la tormenta.

También se observaron fluctuaciones de TEC durante esta fase el 7 de octubre entre las 0:00 y las 3:00 UT (21:00-0:00 LT) (Figura 4.61b). La figura 4.61d muestra el índice ROTI calculado para PRN 25. El ROTI estuvo entre 0,5 y 1 durante las 00:17-1:38 UT (21:17-22:38 LT) y fue superior a 1 a las 1:21-1:23 UT (22:21-22:23 LT). Se observó una fuerte actividad de centelleo (Figura 4.61c) el 7 de octubre entre la 1:30 y las 3:00 UT (22:30-0:00 LT) y S4 estuvo por debajo de 0,2 durante el resto del período de la tormenta.

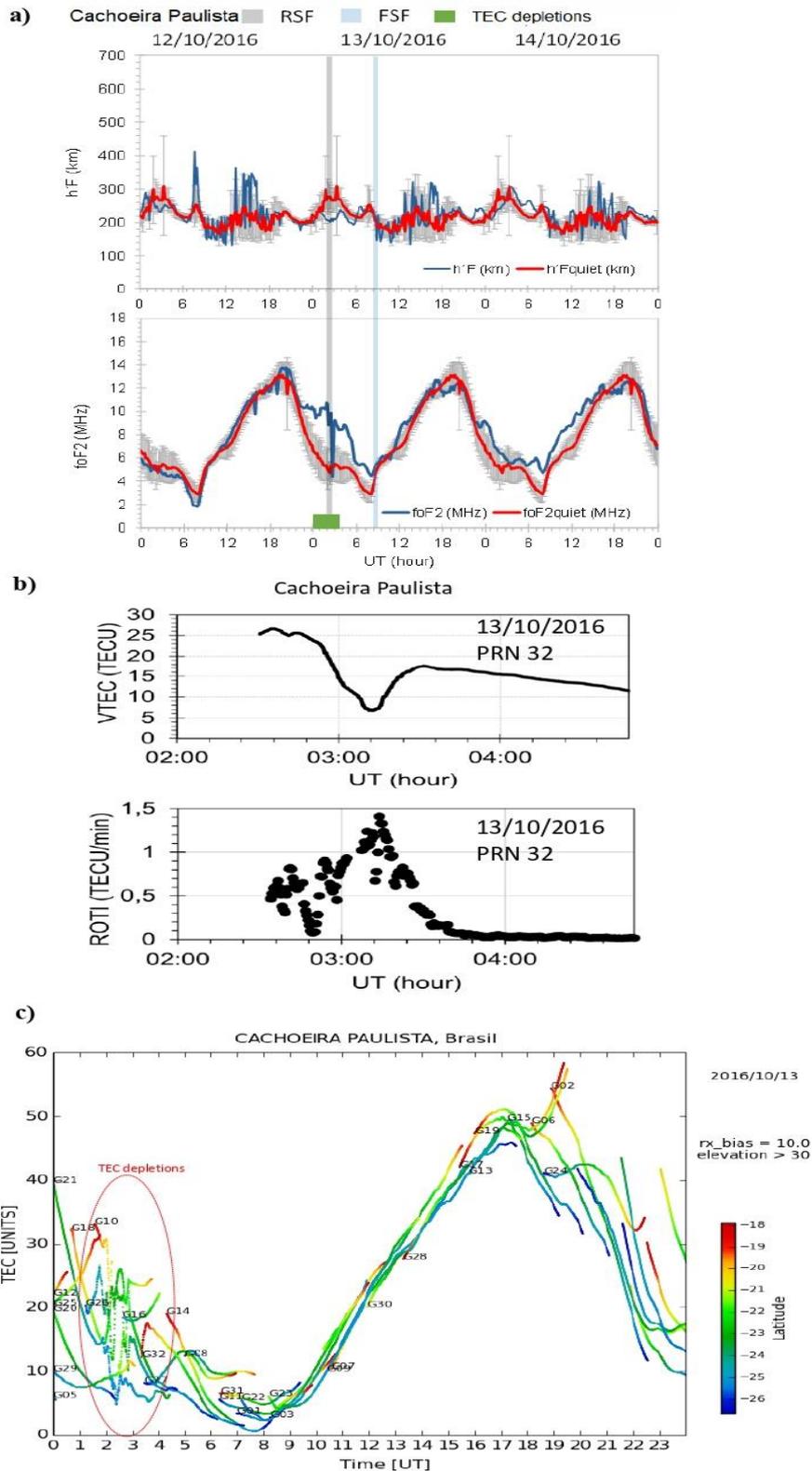


Figura 4.59: a)  $h'F$  y  $foF2$  en Cachoeira Paulista del 12 al 14 de octubre de 2016. Las líneas grises son  $\pm 1$  desviación estándar del valor promedio de un día tranquilo. b) Variaciones de VTEC y ROTI para PRN 32 sobre Cachoeira Paulista durante el 13 de octubre de 2016. c) TEC calibrado desde un receptor GPS en Cachoeira Paulista el 13 de octubre de 2016.

Sao Luis

La Figura 4.62 muestra que se observaron tormentas ionosféricas positivas sobre São Luís el 7 de octubre entre las 16:00 y las 20:00 (13:00-17:00 LT) y entre las 23:20 (20:20 LT) hasta el 8 de octubre 2: 00 (23:00 LT). Se observó una tormenta negativa el 7 de

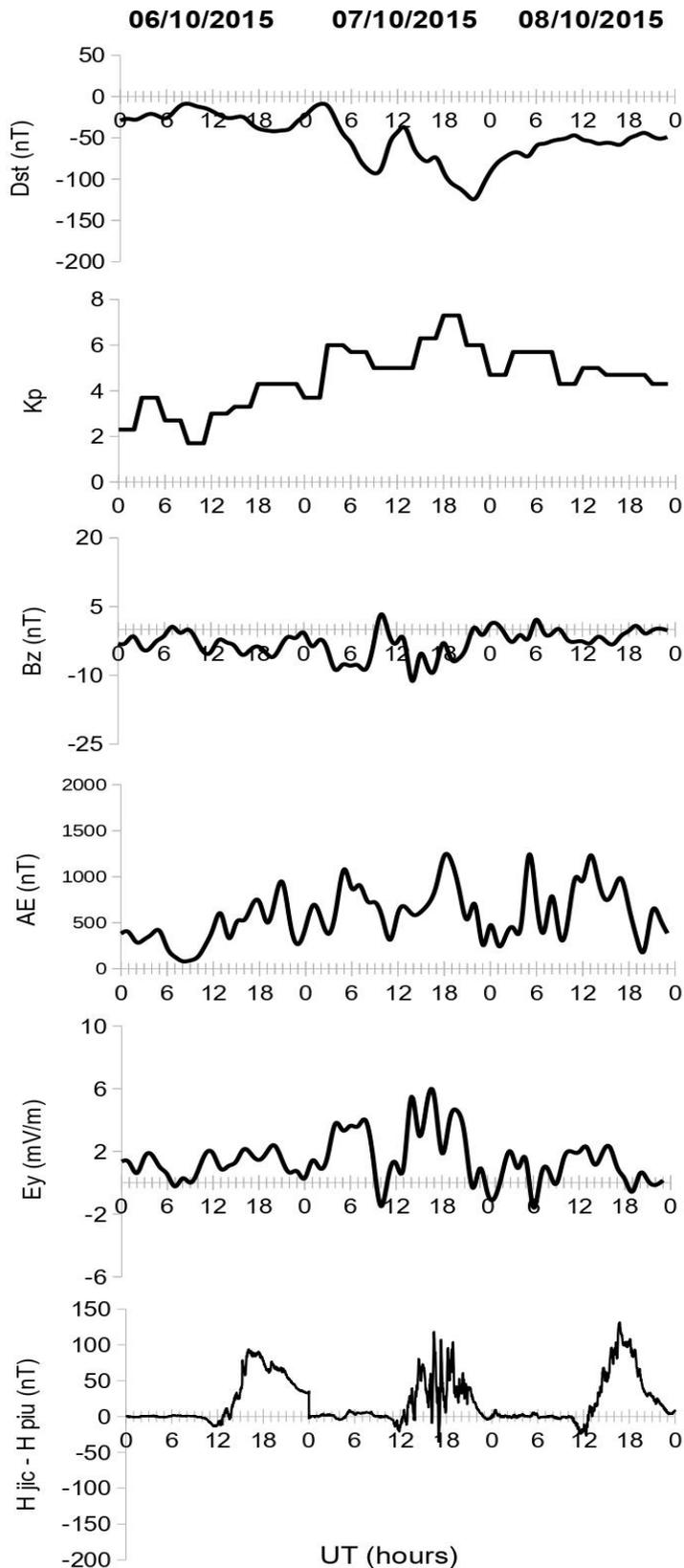


Figura 4.60: Dst, Kp, Bz, AE, Ey y  $\Delta H$  (Hjic-Hpiu) durante el 6-8 de octubre de 2015.

octubre de 6:10 a 8:40 UT (3:10-5:40 LT). Durante la tormenta, la altura de la capa F estuvo normalmente cerca de sus valores de tiempo de calma, excepto el 7 de octubre entre las 20:50 y la 1:30 UT cuando fue más baja y el 8 de octubre entre las 4:30 y las 8:00 UT (1:30-5:00 LT) cuando se elevó a altitudes más altas. RSF estuvo presente en ionogramas el día antes de la tormenta entre el 6 de octubre a las 22:20 (19:20 LT) y el 7 de octubre a las 2:20 UT (23:20 LT), durante la fase de recuperación el 8 de octubre entre las 5:50 y las 8:20 UT (2:50-5:20 LT) y 8 de octubre 23:10–24:00 UT (20:10-21:00 LT). Se observó FSF durante la primera fase principal el 7 de octubre de 2:30 a 6:20 UT (23:30-3:20 LT). Observamos una débil actividad de centelleo en las primeras horas del 7 de octubre. S4 estuvo entre 0,2 y 0,4 desde las 0:30 hasta las 3:00 UT (21:30-24:00 LT) durante la primera fase principal y alcanzó 0,5 a las ~2:30 UT (23:30 LT). No detectamos fluctuaciones de TEC durante el período de la tormenta.

#### Fortaleza

Se observaron tormentas ionosféricas positivas el 7 de octubre a las 11:40-18:40 UT (8:40-15:40 LT) y el 8 de octubre entre las 16:20 y las 18:00 UT (13:20-15:00 LT) (Figura 4.63a). La altura de la región F fue similar a los valores del período de calma, pero observamos un levantamiento de la capa el 8 de octubre entre las 4 y las 5:20 UT (1-2:20 LT). Mientras que fue más bajo que en los días tranquilos del 8 de octubre a las 20:20-21:40 UT (17:20-18:40 LT). Durante el período de la tormenta, vimos RSF solo el 7 de octubre entre las 0:00 y la 1:30 UT (21:00-22:30 LT) al comienzo de la fase principal de la tormenta. No se observaron firmas de spread-F durante el resto de los días perturbados. Sin embargo, RSF y FSF estaban presentes en los ionogramas el día anterior a la tormenta: 6 de octubre. No hubo datos S4 disponibles durante el período de la tormenta. Las figuras 4.63b y c muestran que hubo fuertes fluctuaciones de TEC el día anterior a la tormenta (6 de octubre, 0-3 UT y 21-24 UT), pero estuvieron ausentes durante el período perturbado.

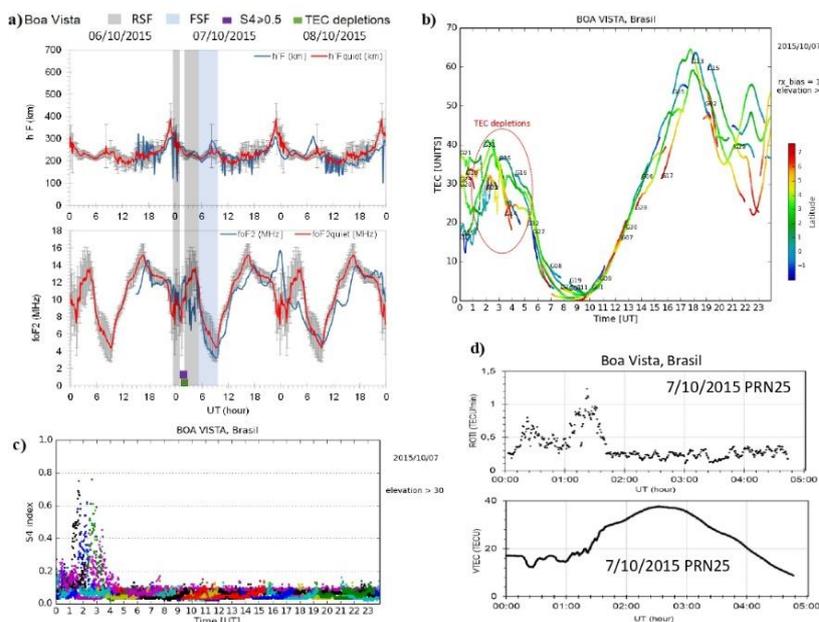


Figura 4.61: a)  $h'F$  y  $foF_2$  en Boa Vista del 6 al 8 de octubre de 2015. Las líneas grises son  $\pm 1$  desviación estándar del valor promedio de un día tranquilo. b) TEC calibrado desde un receptor GPS en Boa Vista el 7 de octubre de 2015 c) Índice S4 en Boa Vista para diferentes satélites durante el 6-8 de octubre de 2015 d) Variaciones de ROTI y VTEC para PRN 25 sobre Boa Vista durante el 7 de octubre de 2015.

Jicamarca

La Figura 4.64 muestra foF2 y h'F durante el 6-8 de octubre de 2015. Vimos que foF2 está en general cerca de los valores de tiempo de quietud. Mientras que h'F fue más bajo que los valores tranquilos entre el 7 de octubre a las 22:45 UT (17:45 LT) y el 8 de octubre a las 4:00 UT (23:00 LT) y más alto el 8 de octubre a las 5:45–10:45 UT (0:45–5:45 LT).

RSF estuvo presente en los ionogramas el 7 de octubre a las 2:15–8:15 UT (21:15–3:15 LT) esto es parte de la primera fase principal de la tormenta, también durante la segunda fase principal el 7 de octubre a las 13:45–14:45 UT (8:45–9:45 LT), durante la fase de recuperación el 8 de octubre a las 0:00–1:45 UT (19:00–20:45 LT, 7 de octubre), 2:30–4:15 UT (21:30–23:15 LT), 8:00–10:30 UT (3:00–5:30 LT) y de 20:15 UT (15:15 LT) a 0:00 UT (19:00 LT). La FSF se observó solo durante la fase de recuperación el 8 de octubre entre las 10:45 UT (5:45 LT) y las 11:30 UT (6:30 LT). No hubo datos S4 disponibles para Jicamarca durante el período de la tormenta. No observamos fluctuaciones de TEC durante el período perturbado. El diagrama de rango-tiempo-intensidad del radar JULIA (Figura 4.65) muestra la ocurrencia de la dispersión F del lado inferior durante la fase de recuperación el 8 de octubre entre ~1:36 y 5:50 LT. No vimos firmas F extendidas al atardecer en este día.

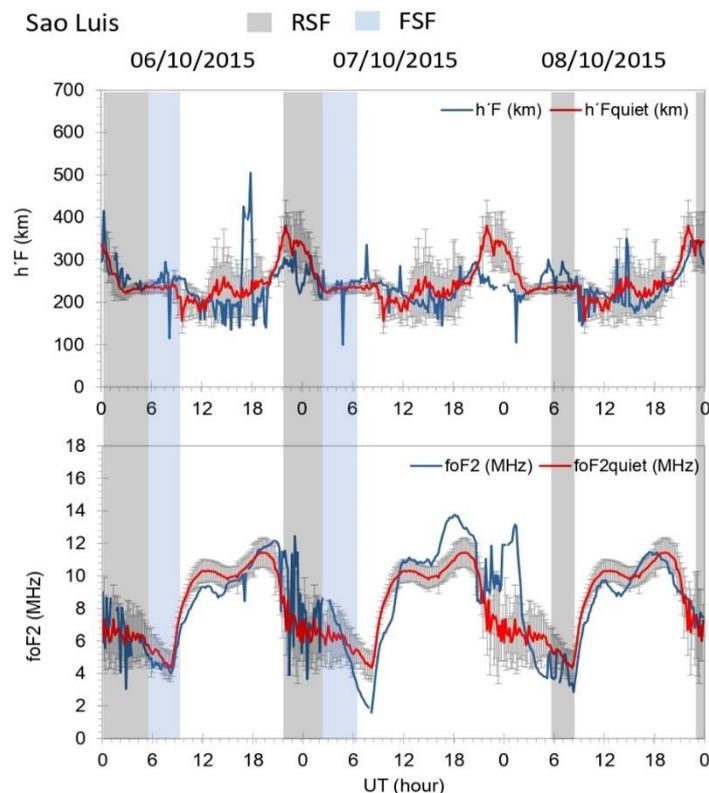


Figura 4.62: h'F y foF2 en São Luís del 6 al 8 de octubre de 2015. Las líneas grises son  $\pm 1$  desviación estándar del valor promedio de un día tranquilo.

Cachoeira Paulista

La Figura 4.66 muestra foF y h'F durante el 3-7 de octubre de 2015. Observamos una tormenta ionosférica negativa el 7 de octubre a las 19:50-23:10 UT (16:50-20:10 LT), el 8 de octubre a las 0 :30-5:30 UT (21:30-2:30 LT) y de 19:00-23:30 UT (16:00-20:30 LT). La altura de la capa F fue mayor que en los días tranquilos del 7 de octubre de 0:40 a 3:00 UT (21:40 a 0:00 LT), de 4:10 a 5:30 UT (1:10 a 2:30 UT), 6:50-8:30 UT (3:50-5:30 UT), 21:40-23:20 UT (18:40-20:20 LT), el 8 de

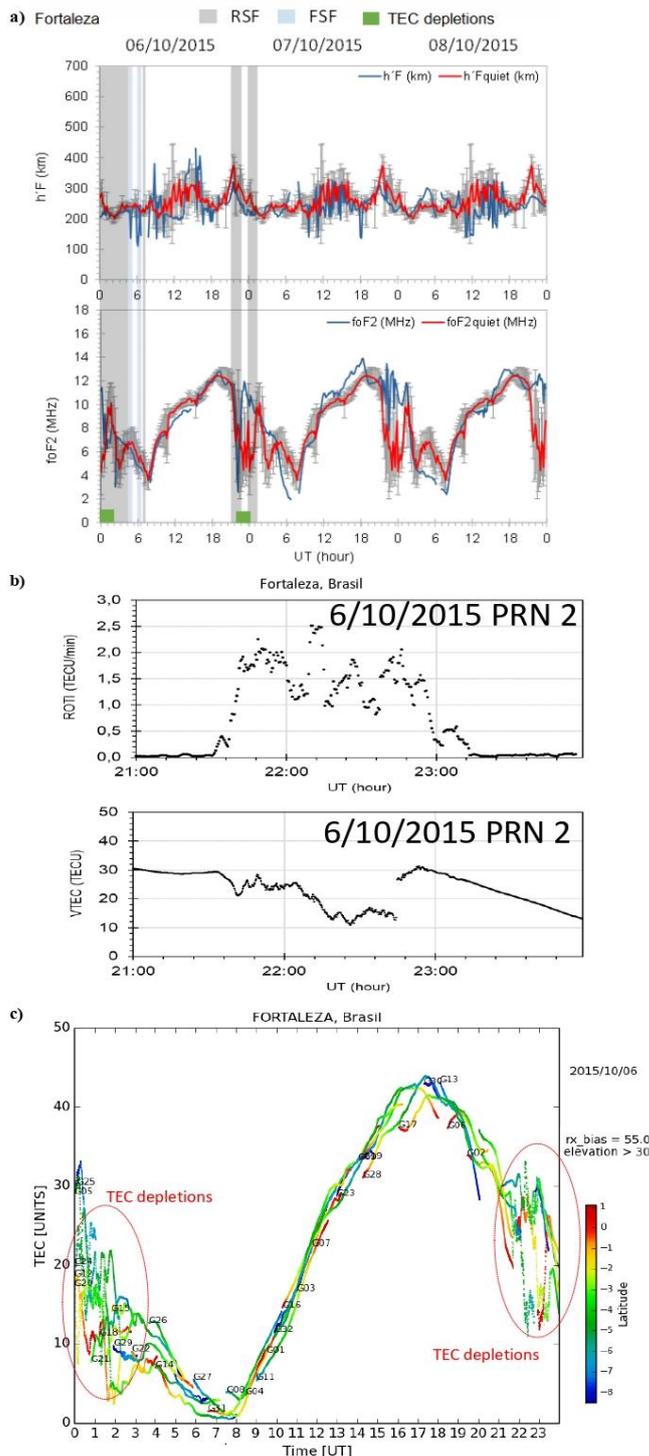


Figura 4.63: a) h'F y foF2 en Fortaleza del 6 al 8 de octubre de 2015. Las líneas grises son  $\pm 1$  desviación estándar del valor promedio de un día tranquilo. b) Variaciones de VTEC y ROTI para PRN 2 sobre Fortaleza durante el 6 de octubre de 2015. c) TEC calibrado desde un receptor GPS en Fortaleza el 6 de octubre de 2015.

octubre 2:20-3:30 UT (23:20-0:30 LT) y 5:00–6:40 UT (2:00-3:40 LT). No se observaron firmas de spread-F en los ionogramas registrados en Cachoeira Paulista durante los días de la tormenta. Sin embargo, vimos RSF y FSF el día anterior (6 de octubre) entre 0 y 5 LT. No hubo datos S4 disponibles para esta estación durante el período de la tormenta. No se observaron fluctuaciones de TEC en los días perturbados.

Tormenta del 25 de agosto de 2018

El 25 de agosto de 2018 (invierno local), dos CME interplanetarias consecutivas desencadenaron una intensa tormenta geomagnética. Esta fue la tercera tormenta geomagnética más grande del Ciclo Solar 24. En agosto de 2018, la media de F10.7 fue de 70 sfu. Como se muestra en la Figura 4.67, el Dst presentó un valor mínimo de  $-174$  nT y Kp un máximo de 7 a las  $\sim 7$  UT del 26 de agosto. Bz giró hacia el sur el 25 de agosto a las  $\sim 16$  UT y mostró un comportamiento oscilatorio el 26 de agosto a las 8-20 UT. Ey aumentó de  $-4$  mV/m el 25 de agosto a las 14 UT a su pico de  $6,64$  mV/m el 26 de agosto a las 5 UT. Ey presentó un comportamiento irregular después de las  $\sim 8$  UT del 26 de agosto, con valores mayoritariamente positivos. No hubo datos disponibles para el índice AE durante el período de la tormenta, por lo que se utilizó el índice SME para evaluar la actividad magnética de la zona auroral. SME aumentó de 89 nT el 25 de agosto a las 16 UT a su valor más alto de 1565 nT a las 3 UT el 26 de agosto. Luego, disminuyó irregularmente a valores tranquilos y aumentó nuevamente después de las 0 UT del 27 de agosto, cuando alcanzó 1193 nT a las 15 UT, durante este período aún se observa una perturbación moderada (Kp  $\approx 6$ , Dst =  $-70$  nT) mientras que Bz fue ligeramente negativo.  $\Delta H$  mostró valores negativos el 26 de agosto a las 11-15 UT y 15:30-18:30 UT, durante parte de la fase principal y la fase de recuperación de la tormenta.  $\Delta H$  también presentó valores negativos el 25 de agosto a las 11-13 UT y el 27 de agosto alrededor de las 12

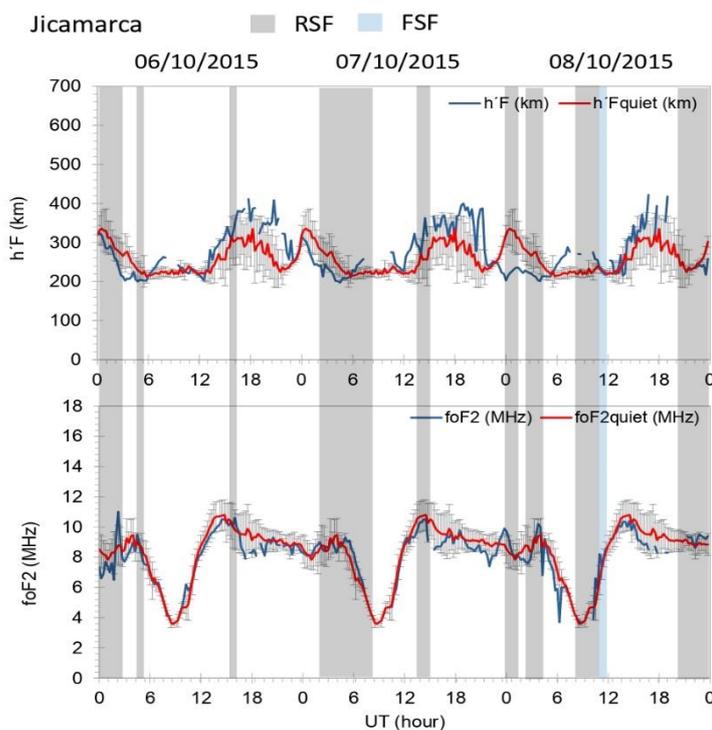


Figura 4.64:  $h'F$  y  $foF2$  en Jicamarca del 6 al 8 de octubre de 2015. Las líneas grises son  $\pm 1$  desviación estándar del valor promedio de un día tranquilo.

UT. Mientras que fue positivo el 26 de agosto a las ~ 19–23 UT durante la fase de recuperación. Durante esta tormenta, la placa frontal Swarm de densidad electrónica de 16 Hz no registró firmas de irregularidades ionosféricas a lo largo de las trayectorias orbitales.

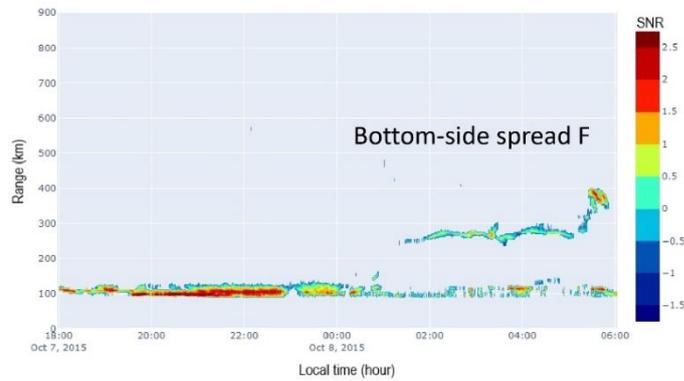


Figura 4.65: Gráfico de rango-tiempo-intensidad (RTI) obtenido del radar JULIA del 7 de octubre de 2015 a las 18:00 LT al 8 de octubre a las 6 LT. La barra de color presenta la relación señal-ruido (SNR).

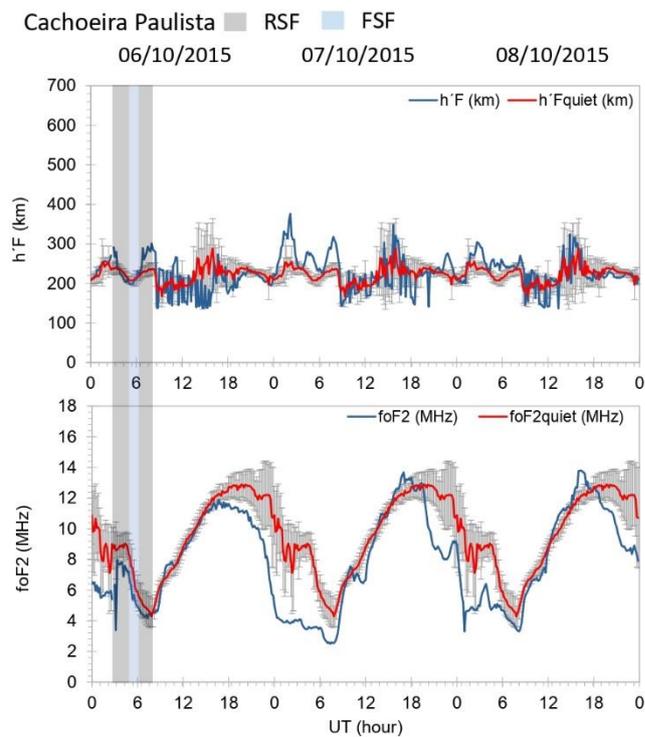


Figura 4.66:  $h'F$  y  $foF2$  en Cachoeira Paulista del 6 al 8 de octubre de 2015. Las líneas grises son  $\pm 1$  desviación estándar del valor promedio de un día tranquilo.

### Boa vista

No hay observaciones de ionosonda disponibles para Boa Vista para el período de la tormenta. S4 estaba generalmente por debajo de 0,2. Además, no se observaron fluctuaciones de TEC en los días perturbados.

### Sao Luis

Se observaron tormentas ionosféricas positivas el 26 de agosto de 9:20 a 16:10 UT (6:20-13:10 LT), de 17:50 a 19:20 UT (14:50-16:20 LT), 27 de agosto 9:40-13:10 (6:40-10:10 LT), 16:10-20:50 UT (13:10-17:50 LT) (Figura 4.68). En general, h'F estuvo cerca de los valores de tiempo de calma, excepto el 25 de agosto entre las 0:20 y las 3:50 UT (21:20-0:50 LT). RSF se observó en ionogramas durante la fase principal de la tormenta desde el 25 de agosto a las 23:00 UT (20:00 LT) hasta el 26 de agosto a las 4:10 UT (1:10 LT) y

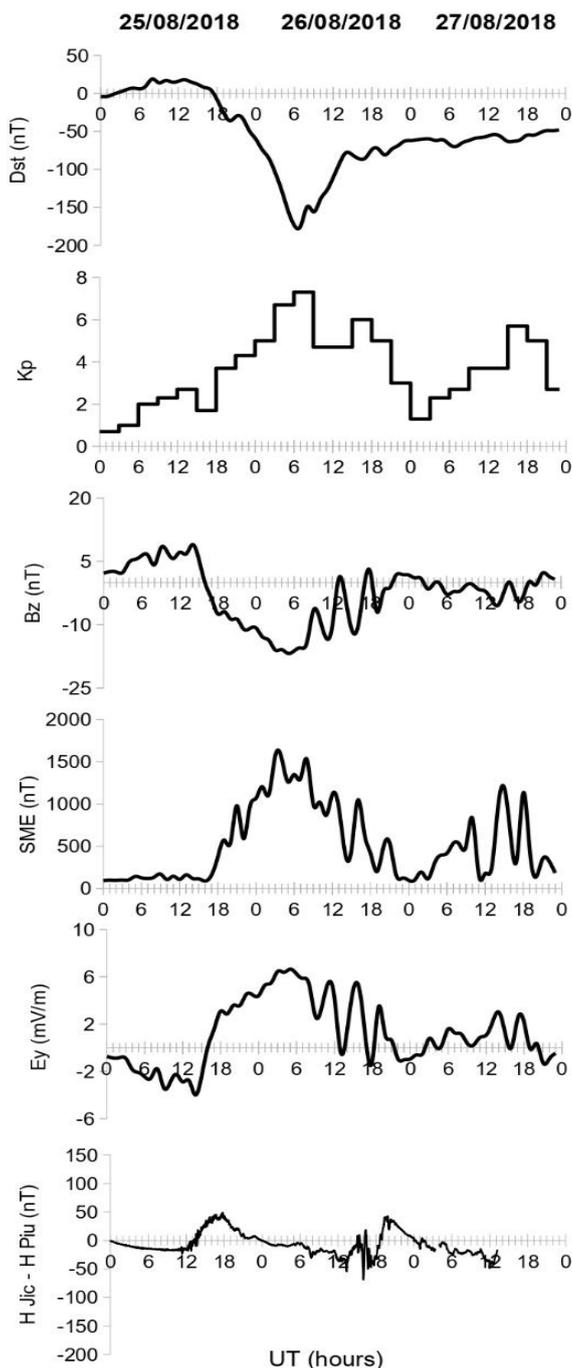


Figura 4.67: Dst, Kp, Bz, SME, Ey y  $\Delta H$  (Hjic-Hpiu) del 25 al 27 de agosto de 2018.

durante la fase de recuperación el 27 de agosto a las 5:20–7:00 UT (2:20–4:00 LT). Mientras que la FSF estuvo presente en los ionogramas durante la última parte de la fase de recuperación el 26 de agosto a las 4:20–5:10 UT (1:20–2:10 LT). S4 estuvo por debajo de 0.3 durante el período de la tormenta y no vimos fluctuaciones de TEC.

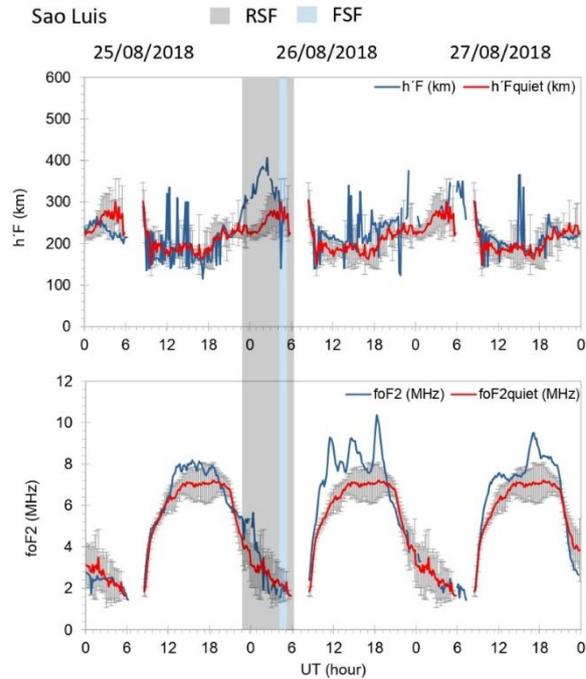


Figura 4.68:  $h'F$  y  $foF2$  en São Luís del 25 al 27 de agosto de 2018. Las líneas grises son  $\pm 1$  desviación estándar del valor promedio de un día tranquilo.

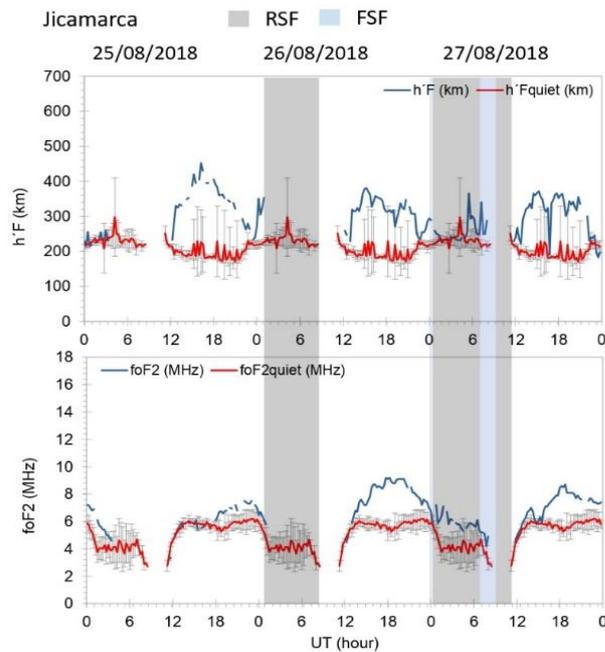


Figura 4.69:  $h'F$  y  $foF2$  en Jicamarca del 25 al 27 de agosto de 2018. Las líneas grises son  $\pm 1$  desviación estándar del valor promedio de un día tranquilo.

Jicamarca

La Figura 4.69 muestra que ocurrieron tormentas ionosféricas positivas el 25 de agosto de 18:15 a 23:45 UT (13:15-18:45 LT), el 26 de agosto de 13:15 a 0:00 UT (8:15-19:00 LT), el 27 de agosto de 00:45–3:30 UT (19:45-22:30 LT), el 27 de agosto de 13:30–14:15 UT (8:30-9:15 LT) y a las 15:45 UT–0:00 UT (10:45–19:00 LT). La altura de la región F suele ser mayor en los días de tormenta que en los días tranquilos; especialmente el 25 de agosto de 12:15 a 23:00 (7:15 a 18:00 LT), el 26 de agosto de 0:00 a 1:00 UT (19:00 a 20:00 LT), entre el 26 de agosto a las 12:15 UT (7:15 LT) y 27 de agosto 1:15 UT (20:15 LT), el 27 de agosto entre las 5:30 UT (0:30 LT) y las 8:00 UT (3:00 LT) y el 27 de agosto entre las 12:00 UT (7:00 LT) y las 22:15 UT (17:15 LT).

Los ionogramas mostraron RSF durante la parte final de la fase principal el 26 de agosto a las 1:00–8:45 UT (20:00–3:45 LT), durante la fase de recuperación el 27 de agosto a las 0:45–7:00 UT (19:45–2:00 LT) y 9:15–11:00 UT (4:15–6:00 LT). Vimos FSF durante la fase de recuperación el 27 de agosto a las 0:00–00:30 UT (19:00–19:30 LT) y 7:15–9:00 UT (2:15–4:00 LT). No hubo datos S4 disponibles durante el período perturbado. No se detectaron fluctuaciones de TEC en los días de tormenta.

Las gráficas de rango-tiempo-intensidad obtenidas del radar JULIA de 50 MHz (Figura 4.70) mostraron la ocurrencia de la *topside spread-F* entre el 25 de agosto ~20:00 LT y el 26 de agosto ~3:20 LT, esto es durante la fase principal de la tormenta. La pluma de plasma alcanzó una altura máxima de ~820 km el 6 de agosto a las ~0:40 LT. Topside spread-F también está presente durante la fase de recuperación el 27 de agosto entre

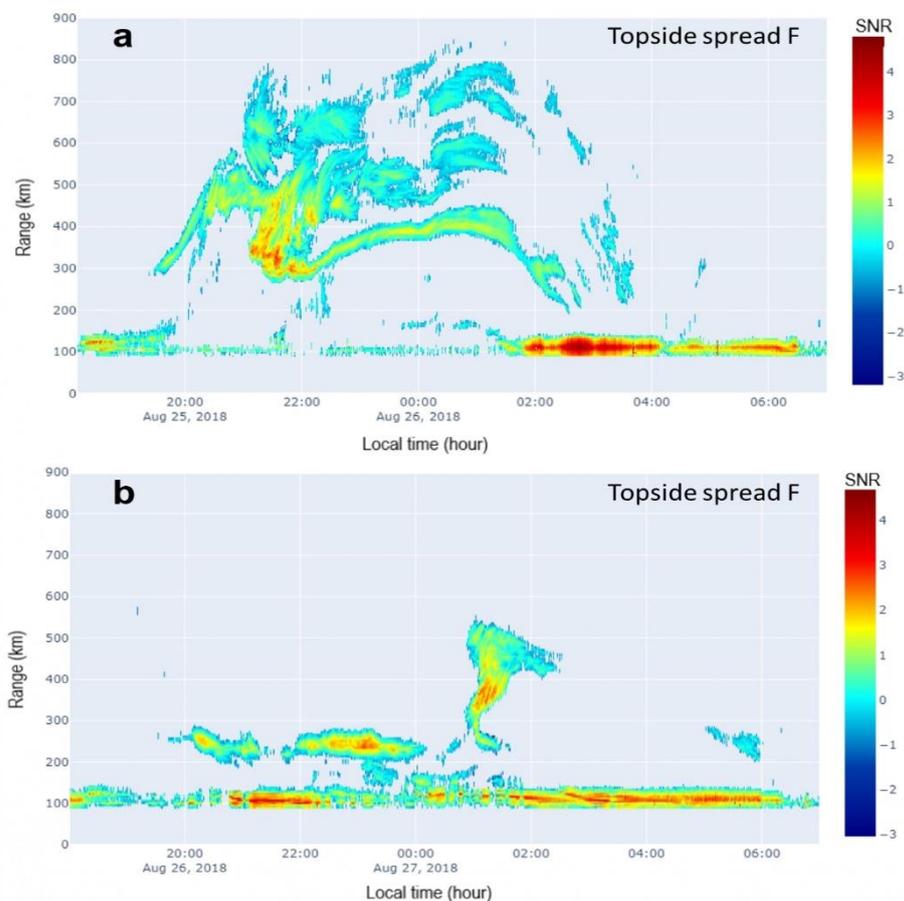


Figura 4.70: Gráficos de rango-tiempo-intensidad (RTI) obtenidos del radar JULIA durante el 25 al 27 de agosto de 2018. La barra de color presenta la relación señal-ruido (SNR).

~0:50 LT y ~2:20 LT, con una altura máxima de ~535 km a ~1:05 LT. La observación de spread-F en las gráficas de rango-tiempo-intensidad coincide con la presencia de RSF en los ionogramas.

#### Santa María

La Figura 4.71 muestran  $h'F$  y  $h'F$  escalados a partir de observaciones de la ionosonda de Santa María, una estación en el sur de Brasil, cerca de la región de la anomalía magnéticas del Atlántico Sur (SAMA). Se observaron tormentas ionosféricas positivas el 25 de agosto a las 22:20–6:30 UT (19:20–3:30 LT), el 26 de agosto a las 11:50–17:45 UT (6:50–12:45 LT), a las 19:40–21:25 UT (14:40–16:25 LT), el 27 de agosto de 1:20–3:00 (22:20–0:00 LT) y el 27 de agosto a las 11:40–19:25 UT (8:40–16:25 LT). La altura de la región F en tiempo de tormenta estuvo generalmente cerca de su valor de tiempo de calma. Pero vimos una elevación de la capa F el 25 de agosto a las 13:45–14:55 UT (10:45–11:55 LT).

Los ionogramas registrados en Santa María presentaron RSF durante la fase de recuperación el 27 de agosto a las 2:55–3:10 UT (23:55–0:10 LT), a las 3:45–4:05 UT (0:45–1:05 LT) y 5:25–5:30 UT (2:25–2:30 LT). Mientras que observamos FSF durante la fase de recuperación el 27 de agosto a las 3:20–3:40 UT (0:20–0:40 LT), a las 4:10–5:20 UT (1:10–2:20 LT) y 5:35–5:45 UT (2:35–2:45 LT). No hubo datos S4 o datos TEC disponibles durante el período perturbado en esta estación.

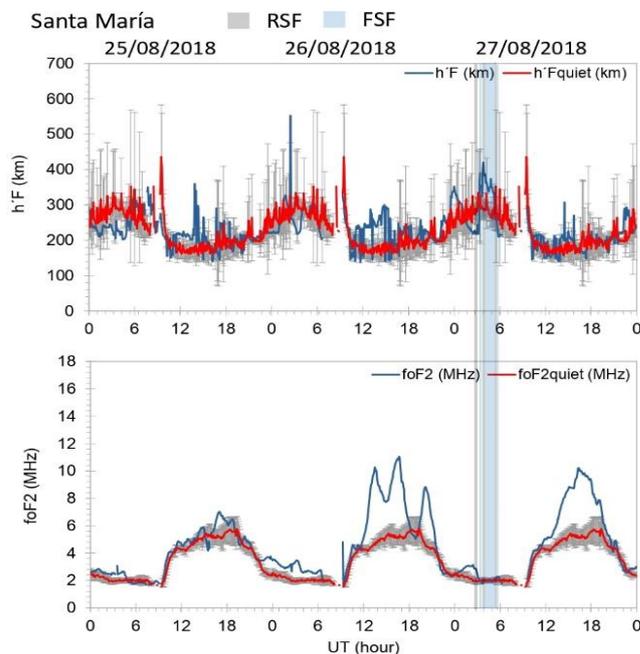


Figura 4.71:  $h'F$  y  $foF2$  en Santa María del 25 al 27 de agosto de 2018. Las líneas grises son  $\pm 1$  desviación estándar del valor promedio de un día tranquilo.

## CAPÍTULO V

### DISCUSIÓN

Climatología del spread-F y las burbujas de plasma en Tucumán durante la fase descendente del ciclo solar 24

Características de ocurrencia de RSF y FSF

De acuerdo con nuestros resultados, el RSF fue el tipo de spread-F más común sobre Tucumán durante la fase descendente del Ciclo Solar 24. Se desarrolló con frecuencia alrededor de la medianoche local (excepto durante el solsticio de junio cuando su ocurrencia alcanzó su punto máximo más tarde). Mientras que los eventos de FSF generalmente ocurrieron después de la medianoche. Todos los eventos de spread-F duraron menos de tres horas y en años de baja actividad solar la duración de RSF alcanzó su punto máximo en el verano local. Observamos la máxima razón de ocurrencia de spread-F (RSF y FSF) en el solsticio de diciembre (verano local) y la mínima en el equinoccio. Estos resultados son inconsistentes con la hipótesis de alineación del campo magnético del terminador solar (Abdu et al., 1981; Tsunoda, 1985). Esta hipótesis establece que la aparición de irregularidades se maximiza cuando la puesta del sol en las regiones E conjugadas es casi simultánea, es decir, cuando el terminador de la puesta del sol está alineado con el meridiano magnético. En Tucumán, el ángulo de declinación magnético local durante el periodo de estudio fue de  $\sim 7^\circ\text{W}$  por lo que la alineación ocurre en los equinoccios sin embargo observamos un máximo de ocurrencia en el verano local. Tsunoda (2015) presentó observaciones similares para África y la región del Pacífico central.

La distribución estacional de spread-F encontrada en nuestro trabajo concuerda con algunos estudios previos realizados en el sector americano. Abdu et al. (1998) mostraron que, en Tucumán, el spread-F ocurre principalmente alrededor de noviembre-diciembre y también se extiende a los equinoccios con una gran variabilidad de un año a otro. Es posible observar que esta variabilidad anual también parece estar presente en nuestros resultados. Alfonsi et al. (2013) reportaron una ocurrencia máxima de spread-F en el verano local en Tucumán durante el período desde octubre de 2010 hasta septiembre de 2011. Usando sondeo Doppler continuo, Chum et al. (2016) reportaron que la mayoría de los eventos de spread-F sobre Tucumán se observaron durante el verano local. Chen et al. (2006) describieron las irregularidades de la región F ecuatorial en dos estaciones peruanas entre abril de 1999 hasta marzo de 2000. Observaron que las ocurrencias nocturnas de spread-F fueron mayores en el solsticio de diciembre que en el equinoccio. Abdu et al. (2000) estudiaron las características de spread-F en dos estaciones brasileñas; Fortaleza, estación ecuatorial, y Cachoeira Paulista, estación de baja latitud. Encontraron que, en acuerdo con nuestros resultados, la ocurrencia de spread-F fue máxima alrededor del solsticio de diciembre. También en Brasil, Afolayan et al. (2019) reportaron una mayor ocurrencia de RSF en el solsticio de diciembre que en otras estaciones. Además, Chandra et al. (2003) encontraron una ocurrencia máxima de spread-F en el verano local en Huancayo (una estación ecuatorial en Perú) y

Cachoeira Paulista (en la cresta sur de la EIA en Brasil) durante 1983–1995. Resultados similares también fueron descritos por Dabas et al. (2007) en una estación de baja latitud en la India. Por el contrario, en el sector de Tailandia, Rungraengwajiake et al. (2013) mostraron que la ocurrencia de RSF es mayor en los meses equinocciales que en otros meses. Además, nuestros resultados muestran una asimetría en el solsticio, es decir, mayores tasas de ocurrencia en el solsticio de diciembre que en el solsticio de junio. Nishioka et al. (2008) propusieron que la variación estacional de las conductividades integradas del tubo de flujo en las regiones F podría explicar parcialmente este comportamiento. La respuesta del RSF y el FSF a la actividad geomagnética varió con la estación: generalmente observamos una supresión durante el equinoccio y el verano, pero un aumento durante el invierno. Nuestros resultados son parcialmente consistentes con los de Whalen (2002) quien usó una serie de sondas ionosféricas en el sector occidental de América del Sur durante el máximo solar y mostró que el spread-F disminuye con el aumento de Kp durante el equinoccio y el verano, pero no encontraron correlación en invierno. Nuestra observación de un aumento de spread-F en invierno está de acuerdo con Rastogi et al. (1981). Ellos mostraron que, en Huancayo, Perú, el spread-F era más frecuente en días perturbados que en días tranquilos durante el solsticio de junio (invierno local). Lan et al. (2019) analizaron ionogramas registrados en la cresta norte de la EIA en China. Reportaron una correlación positiva para todos los tipos de spread-F en invierno y para RSF en todas las estaciones, mientras que encontraron una correlación inversa para FSF en verano. Observamos un comportamiento similar para FSF. En contraste, el RSF se correlacionó negativamente con la actividad geomagnética en todas las estaciones excepto en el solsticio de junio.

La supresión/generación de Spread-F puede ser una consecuencia del efecto de la actividad magnética en la deriva vertical  $E \times B$ , por lo tanto, en el desarrollo vertical de las irregularidades. Las perturbaciones del campo eléctrico asociadas con la dinámica solar-magnetosfera o con la dinámica de perturbación ionosférica (DDEF y PPEF) (Blanc y Richmond, 1980; Senior y Blanc, 1984) pueden modificar significativamente los campos eléctricos de baja latitud durante condiciones geomagnéticas perturbadas. Dependiendo de su polaridad (que cambia con la hora local), estos campos eléctricos perturbados podrían aumentar la deriva vertical del plasma, debido a un campo eléctrico hacia el este, y elevar la capa F a alturas con una frecuencia de colisión reducida y, por lo tanto, aumentar la razón de crecimiento de la inestabilidad del plasma. Dependiendo de la hora local de las fases principal y de recuperación de la tormenta, el RSF se puede generar o suprimir. Un campo eléctrico de perturbación hacia el oeste puede causar una corriente descendente de plasma y una disminución en la altura de la capa F que puede inducir una supresión o interrupción en el desarrollo de la irregularidad. Por lo tanto, la respuesta del spread-F a la actividad geomagnética depende de la ubicación geomagnética, la estación del año y la fase de la tormenta. Observamos que la ocurrencia de spread-F disminuyó con el flujo solar en todas las estaciones, excepto para el RSF en el equinoccio de septiembre. Es importante notar que, para el período analizado, el rango de valores de F10.7 es pequeño, y no podemos sacar una conclusión confiable sobre la dependencia del spread-F y las burbujas de

plasma con la actividad solar. Lamentablemente, debido a la falta de datos de ionosonda, no fue posible examinar todo el ciclo solar. Algunos investigadores detectaron una correlación negativa con el índice F10.7. Chandra y Rastogi (1970) encontraron que el spread-F varía inversamente con el número de manchas solares en el sector sudamericano. Chandra et al. (2003) encontraron que en Huancayo (Perú) el spread-F fue más frecuente durante los años de bajo número de manchas solares. En el sector indio se observó lo contrario. Wang et al. (2018) utilizaron datos de cuatro ionosondas en latitudes bajas y medias de China y notaron que los porcentajes de ocurrencia de FSF eran más altos durante los años de baja actividad solar. Algunos estudios no están de acuerdo con estas observaciones. Abdu et al. (2000) examinaron el control de la actividad solar sobre el spread-F en Brasil. Observaron una dependencia positiva durante las horas posteriores a la puesta del sol sobre una estación de baja latitud. Lo atribuyeron a una mayor velocidad media de ascenso de las burbujas de plasma en el ecuador. Klingam et al. (2015) estudiaron la ocurrencia de spread-F en latitudes bajas en el sudeste asiático, mostraron que el porcentaje de ocurrencia de RSF aumentó con el nivel de actividad solar, mientras que la ocurrencia de FSF disminuyó. Thammavongsy et al. (2020) estudiaron el porcentaje de ocurrencia de spread-F durante el pico del ciclo solar 24 en la estación de Chumphon, Tailandia. Concluyeron que la tendencia de la tasa de ocurrencia de RSF era proporcional al flujo solar F10.7. La disparidad en los resultados reportados en la literatura destaca la complejidad de este fenómeno ionosférico. La diferencia en las observaciones puede estar relacionada con los efectos del viento zonal termosférico y las ondas atmosféricas que alteran los parámetros primarios importantes para la formación de spread-F.

#### Características de ocurrencia de burbujas de plasma

El patrón de variación estacional en la tasa de ocurrencia de burbujas de plasma (fluctuaciones de TEC) observado en el presente trabajo—alta ocurrencia durante el verano local y baja ocurrencia durante el invierno—concuerda con estudios previos realizados en América del Sur. Sahai et al. (1994) utilizaron observaciones de *all-sky imagers* OI 630,0 nm sobre la cresta sur del EIA en Brasil y encontraron que el agotamiento de las *airglows* era mayor de octubre a marzo y menor de abril a septiembre. Barro et al. (2018) utilizaron mapas de TEC sobre América del Sur y encontraron que las burbujas de plasma ocurrían principalmente de septiembre a marzo. Definieron las burbujas de plasma como fluctuaciones de TEC (TEC depletions) con una amplitud superior a 10 TECu. Durante la fase descendente del ciclo solar 24, la tasa de ocurrencia de burbujas de plasma se correlacionó positivamente con la actividad solar. Este comportamiento concuerda con estudios previos sobre las regiones de Brasil e India (Abdu et al., 1985; Shetti et al., 2019). Sahai et al. (2000) utilizaron observaciones *all-sky imagers* de OI 630 nm en Cachoeira Paulista, Brasil, y mostraron que la aparición de burbujas de plasma era menor durante la actividad solar baja en comparación con la actividad solar alta de octubre a marzo. Es importante tener en cuenta que esperamos que el TEC de fondo disminuya con la actividad solar, por lo que el valor umbral (5 TECU) utilizado en este trabajo para detectar las fluctuaciones de TEC asociadas con las burbujas de plasma se vuelve más difícil de alcanzar. Esta podría ser una de las razones

del bajo número de fluctuaciones de TEC observados durante los años de baja actividad solar. La tasa de ocurrencia de burbujas de plasma fue generalmente más alta en los días perturbados que en los días tranquilos. Sin embargo, bajo actividad solar media, observamos que durante la temporada de alta ocurrencia de burbujas de plasma (solsticio de diciembre, verano en el hemisferio sur), los días con actividad geomagnética perturbada registraron menos fluctuaciones de TEC. Mientras que, en la temporada de baja aparición de burbujas de plasma fue mayor durante condiciones perturbadas. Estos resultados concuerdan con Becker-Guedes et al. (2004) quienes propusieron que, en Brasil, la actividad geomagnética inhibe la generación de burbujas de plasma durante la temporada de alta ocurrencia de burbujas de plasma y ayuda en el proceso de iniciación durante la temporada de baja ocurrencia. Timoçin et al. (2020) investigaron el comportamiento de las burbujas de plasma en diferentes condiciones geomagnéticas durante marzo de 2015 y septiembre de 2017 en tres estaciones de baja latitud en el sector indio. Observaron que la tasa de aparición de burbujas de plasma aumentó con la actividad geomagnética, en concordancia con nuestros resultados.

Comparación entre las características de ocurrencia de burbujas de plasma y RSF

Durante el solsticio de junio, la ocurrencia de RSF aumentó constantemente de 2015 a 2018 (cuando la tasa de ocurrencia superó el 80 %) a medida que disminuyeron el F10.7 medio y el índice Ap. Sin embargo, las burbujas de plasma fueron muy pocas en el solsticio de junio (<2,3 %) y estuvieron ausentes en 2015 y 2018 durante esta estación, como se ve en las fluctuaciones de TEC. En latitudes bajas, el RSF en ionogramas generalmente indica burbujas de plasma que se originaron alrededor de la puesta del sol en el ecuador magnético y que se expandieron a latitudes más altas a lo largo de las líneas del campo magnético (Abdu et al., 1998). Para que se detecte en Tucumán, la magnitud de la deriva ecuatorial  $E \times B$  (debido al PRE) debería ser lo suficientemente intensa como para que la burbuja alcance una altitud de ápice alta sobre el ecuador magnético. Estudios previos atribuyeron la baja ocurrencia de burbujas de plasma durante el solsticio de junio a un PRE débil sobre América del Sur (Batista et al., 1996; Fejer et al., 1999). Sahai et al. (2000) analizaron los datos de *all-sky imagers* de OI de 630 nm de Cachoeira Paulista y encontraron que las burbujas de plasma que alcanzaban alturas de ápice elevadas ( $\geq 1500$  km) en el ecuador magnético eran más abundantes durante actividad solar alta (66%) en comparación con actividad solar baja (34%). Lee et al. (2009) investigaron la ocurrencia de irregularidades en la región F en las crestas de la EIA durante el máximo solar y concluyeron que la posibilidad de que las irregularidades se extendieran desde el ecuador magnético hasta las crestas era de alrededor del 50 %. Por lo tanto, es razonable pensar que el RSF observado en el solsticio de junio durante baja actividad solar puede estar asociado con otros fenómenos y no con burbujas de plasma.

Durante actividad solar baja y condiciones geomagnéticas tranquilas, y cuando el PRE es pequeño (como en el solsticio de junio), las ondas de gravedad pueden desempeñar un papel importante en el proceso de siembra de spread-F. Cándido et al. (2011) reportaron una baja ocurrencia de spread-F durante el solsticio de junio en años de alta actividad solar y un aumento progresivo durante condiciones de flujo solar moderado y bajo en

Cachoeira Paulista. Observaron una ocurrencia frecuente de spread-F en el solsticio de junio durante actividad solar mínima y principalmente en condiciones geomagnéticas tranquilas. Sugirieron que estos eventos podrían ser causados por perturbaciones ionosféricas no relacionadas con procesos ecuatoriales, como las TIDs provenientes de latitudes medias. Cabrera et al. (2010) evaluaron la variabilidad día a día del RSF en septiembre de 2007 (baja actividad solar) en Tucumán. Argumentaron que las inestabilidades de plasma generadas localmente relacionadas con las ondas de gravedad provocadas por el terminador solar podrían causar RSF en lugar de burbujas de plasma provenientes del ecuador magnético. Pezzopane et al. (2013) analizaron cuatro meses equinocciales en un año de baja actividad solar y encontraron que las trazas satelitales (*satellite traces*) provocadas por la propagación de ondas de gravedad son un precursor de la aparición de RSF en Tucumán. Afolayan et al. (2019) atribuyeron el gran porcentaje de ocurrencia de RSF durante baja actividad solar en la región de África occidental a la presencia de ondas de gravedad. Además, la amplitud de la perturbación semilla causada por la onda de gravedad determina si se formará el spread-F. La densidad neutra disminuye a medida que disminuye el flujo solar, por lo que se necesita una menor magnitud de la perturbación semilla para la aparición de spread-F a medida que disminuye la actividad solar (Manju et al., 2016). Una posibilidad es que los eventos de RSF vistos en los ionogramas en Tucumán durante el invierno en baja actividad solar pueden estar relacionado con MSTIDs nocturnas.

Muchos estudios han propuesto que los MSTIDs pueden contribuir a la generación de spread-F en bajas latitudes. Los campos eléctricos de polarización asociados con los MSTID impulsados por ondas de gravedad pueden desencadenar la inestabilidad de Rayleigh-Taylor y provocar spread-F (Miller et al., 2009; Oliver et al., 1997). Alfonsi et al. (2013) estudiaron datos de una ionosonda de Tucumán durante octubre de 2010-septiembre de 2011 (período de actividad solar media-baja). Llegaron a la conclusión de que existe una conexión entre la aparición de RSF y los MSTIDs asociados a la propagación de ondas de gravedad. Lan et al. (2019) sugirieron que los MSTIDs nocturnos podrían desempeñar un papel importante en la aparición de RSF y FSF sobre Puer, China, en la cresta norte de la EIA. Además, Pimenta et al. (2008) demostraron que, en la región de Brasil, el spread-F nocturno puede ser causado por MSTIDs nocturnos provenientes de latitudes medias que se propagan hacia latitudes bajas. Recientemente, Deng et al. (2021) analizaron los mecanismos relacionados a los MSTIDs que inducen spread-F en latitudes bajas en América del Sur. Reportaron que los MSTIDs posteriores a la medianoche tienden a desencadenar spread-F, y también sugirieron que los MSTID asociados por la inestabilidad de Perkins mostrarían una mayor tendencia a generar spread-F. Tucumán se encuentra en el límite entre latitudes bajas y medias, por lo que es razonable sugerir que algunos de los eventos de RSF pueden estar asociados con MSTIDs nocturnos provenientes de latitudes medias.

Efectos de tormentas geomagnéticas en el desarrollo de irregularidades ionosféricas en Tucumán

En esta sección se discute la generación y supresión de irregularidades ionosféricas en Tucumán, durante seis tormentas geomagnéticas utilizando datos de receptores GPS e

ionosondas. Este es el primer trabajo que analiza la generación y/o supresión de irregularidades ionosféricas durante tormentas geomagnéticas en la región de Tucumán.

Primero analizaremos la generación o inhibición de irregularidades para tormentas ocurridas en tres estaciones diferentes; invierno (bajas tasas de ocurrencia de burbujas de plasma), equinoccio (transición de bajas a altas tasas de ocurrencia de burbujas de plasma) y verano (altas tasas de ocurrencia de burbujas de plasma). Para la tormenta que ocurrió el 27 de mayo de 2017, el RSF se desarrolló durante la noche (10 h después de la SSC) en coincidencia con una tormenta ionosférica positiva que probablemente estuvo asociada con la elevación de la región F. Se observaron fluctuaciones de TEC moderadas (según lo indican los valores de ROTI) con una periodicidad de  $\sim 70$  y  $\sim 40$  min. Para la tormenta ocurrida el 12 de octubre de 2016, se observó SSF en la noche durante la fase inicial de la tormenta ( $\sim 5$ h después del SSC) y en la madrugada durante la fase de recuperación simultáneamente con una tormenta ionosférica positiva. En el primer caso, no se observó una alteración significativa en AE o IMF Bz. El spread-F podría haber sido causado por ondas de gravedad atmosférica propagándose hacia arriba. Fuertes fluctuaciones de TEC ( $\text{ROTI} \geq 1$ ) fueron observadas en coincidencia con spread-F en los ionogramas, el análisis FFT de las perturbaciones muestra periodicidades de  $\sim 48$  y  $34$  min. Estas fluctuaciones de TEC están asociados con el RSF y son una manifestación de burbujas de plasma. Además, a diferencia del evento anterior, se produjo una fuerte actividad de centelleo casi simultáneamente con las observaciones de spread-F el 14 de octubre y durante la fase inicial de la tormenta el 13 de octubre. Finalmente, la tormenta ocurrida el 7 de noviembre de 2017 fue diferente a las dos tormentas anteriores ya que fue causada por HSSWS y no por una CME. IMF Bz y Ey oscilaron rápidamente simultáneamente con una disminución en Dst y un aumento irregular en el índice AE. Al amanecer durante la fase de recuperación, SSF estuvo presente en los ionogramas además de una fuerte actividad de centelleo y una fluctuación moderada de TEC con una periodicidad de  $\sim 60$  y  $\sim 40$  min.

El gran aumento observado en el índice AE durante las tormentas del 27 de mayo y el 12 de octubre es un indicio de la deposición de energía y momento en la ionosfera de altas latitudes que produce el calentamiento auroral. Como han reportado varios investigadores (Blanc y Richmond, 1980; Scherliess y Fejer, 1997; Senior y Blanc, 1984), esto genera vientos termosféricos perturbados que pueden impulsar DDEFs afectando latitudes bajas varias horas después del SSC. Este campo eléctrico hacia el este puede producir una deriva vertical de perturbación hacia arriba en la región F. Esto se indica con un rápido aumento de la altura de la capa F que genera un perfil de densidad de plasma inestable. Además, esto conduce al desarrollo de irregularidades de spread-F a través del proceso RTI, incluso durante un mes de baja ocurrencia de spread-F, como mayo.

Como se mencionó anteriormente, los vientos perturbados y el campo eléctrico dinámico asociado tardan algunas horas en establecerse. Por lo tanto, es razonable asociar los efectos ionosféricos observados varias horas después del inicio de la fase principal de la

tormenta con DDEFs. Los procesos de perturbación dínamo probablemente estuvieron actuando durante la fase de recuperación de la tormenta el 8 de noviembre y pueden sumarse a los PPEF asociados al comportamiento oscilatorio en IMF Bz. Una posibilidad es que, durante la noche, el DDEF hacia el este elevó la capa F y favoreció la generación de spread-F. Además, el análisis de  $\Delta H$  sugiere la presencia de un PPEF hacia el oeste que probablemente estuvo asociado con Bz girando hacia el norte que interrumpió el desarrollo de estas irregularidades.

La elevación de la capa F a alturas donde hay menos especies moleculares podría ser responsable de las tormentas ionosféricas positivas observadas durante los tres eventos estudiados. Además, los cambios en la composición neutra de la atmósfera superior también podrían desempeñar un papel importante en la distribución de la densidad de iones ionosféricos durante las tormentas geomagnéticas (Fuller-Rowell, Codrescu, Moffett y Quegan, 1994). Se ha reportado una posible correlación entre aumentos en  $O/N_2$  termosférico y las tormentas ionosféricas positivas (Astafyeva et al., 2018; Mansilla, 2001). La Figura 5.1 muestra las variaciones en la relación  $O/N_2$  durante las tormentas geomagnéticas ocurridas en octubre de 2016 y noviembre de 2017. Estos datos se obtuvieron del *Global Ultraviolet Imager* (GUVI) a bordo del *Thermosphere, Ionosphere, and Mesosphere, Energetics and Dynamics* (TIMED) satélite (<http://guvitimed.jhuapl.edu/>). Tucumán está cerca de la Anomalía Magnética del Atlántico Sur (SAMA) y no hay datos debajo de esta región. Sin embargo, el comportamiento alrededor de la región SAMA puede utilizarse para inferir las variaciones en  $O/N_2$  sobre Tucumán. Para el 28 y 29 de mayo no hay datos para latitudes al sur de  $15^\circ S$  por lo que el análisis se limita a las tormentas de octubre y noviembre. Se observan aumentos en  $O/N_2$  en coincidencia con una tormenta ionosférica positiva el 13 de octubre de 2016. Por el contrario, el 7 de noviembre de 2017, cuando se observa un efecto positivo durante la fase principal de la tormenta, la relación  $O/N_2$  disminuye ligeramente alrededor de la región SAMA. Por lo tanto, en el presente trabajo no se encontró correlación entre el aumento de  $O/N_2$  termosférico y los efectos positivos de las tormentas ionosféricas.

Varios autores (Abdu, 2012; Aquino y Sreeja, 2013; Basu et al., 2001; Bhattacharyya et al., 2002; Huang, 2011; Stanislawska et al., 2010) han mostrado que una tormenta geomagnética puede actuar como inhibidor o como generador de irregularidades ionosféricas, dependiendo de los cambios en los patrones de deriva en tiempos calmos y perturbados durante las diferentes estaciones. Becker-Guedes et al. (2004) discutieron tres estudios de caso en estaciones brasileñas y encontraron que durante la temporada de baja ocurrencia de burbujas de plasma y la temporada de transición, la actividad geomagnética contribuye a la generación de irregularidades, mientras que las inhibe en la temporada de alta ocurrencia. Sahai et al. (2007) mostraron que, para dos estaciones en el sector brasileño durante una tormenta geomagnética intensa en agosto de 2003, se observó spread-F durante la fase de recuperación durante la noche. Por otro lado, de Abreu et al. (2017) estudiaron los efectos de una tormenta geomagnética intensa sobre

el sector americano, observaron que la tormenta no influyó en la generación o supresión de irregularidades ionosféricas.

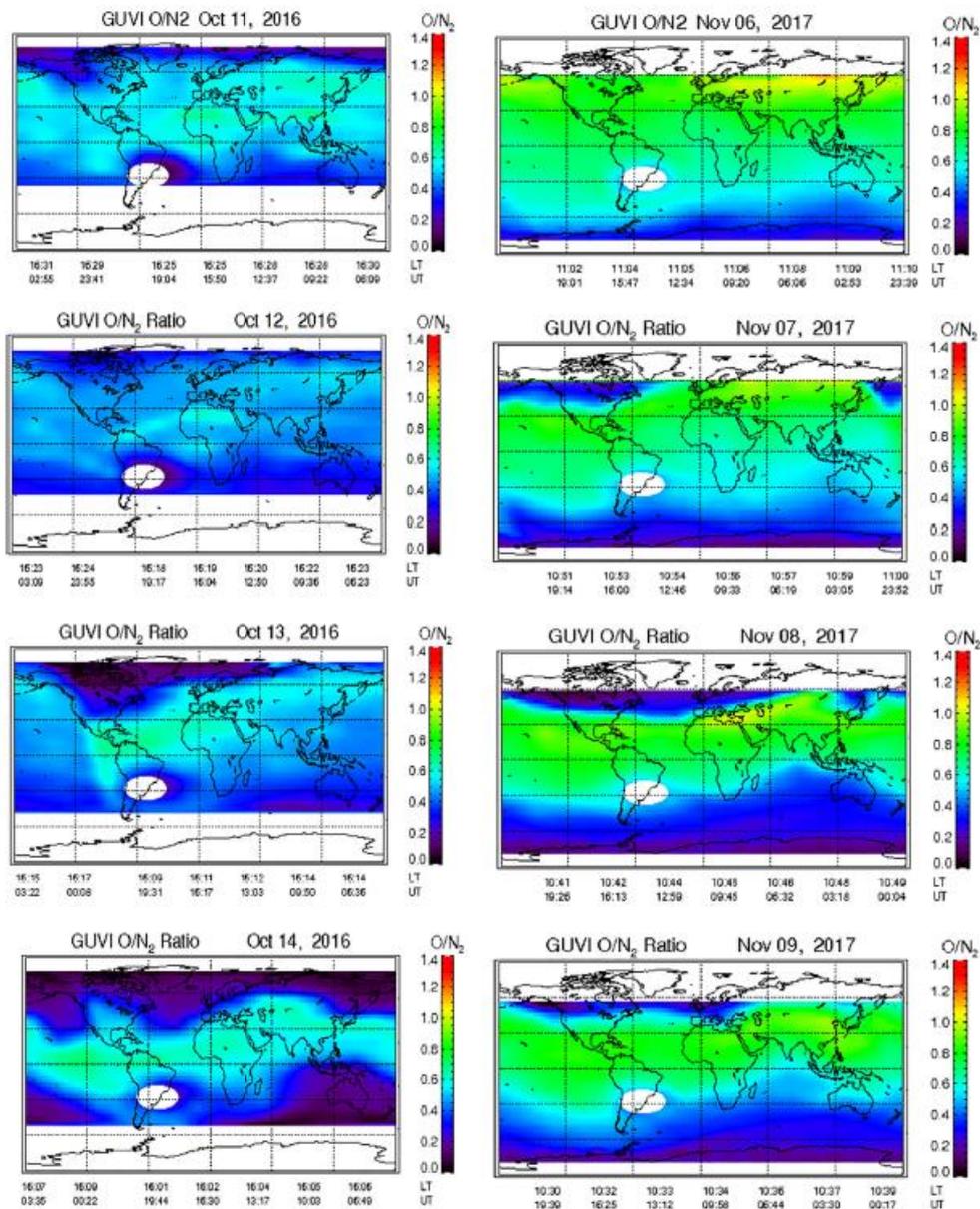


Figura 5.1: Mapas de  $O/N_2$  derivado de TIMED/GUVI del 11 al 14 de octubre de 2016 (izquierda) y del 6 al 9 de noviembre de 2017 (derecha).

El presente trabajo muestra que, para las tormentas ocurridas en diferentes estaciones, la actividad geomagnética crea condiciones favorables para el inicio de irregularidades ionosféricas que se manifiestan como fluctuaciones en el TEC y spread-F en los ionogramas. La ocurrencia de burbujas de plasma durante las tormentas geomagnéticas analizadas aquí está relacionada con el movimiento ascendente de la región F, probablemente asociado con perturbaciones del campo eléctrico hacia el este. Estas observaciones están de acuerdo con Tulas Ram et al. (2008), quienes señalaron que la dependencia temporal local de la polaridad y amplitud de las perturbaciones del campo

eléctrico (PPEF y DDEF) durante períodos geomagnéticamente activos determina las condiciones favorables o desfavorables para el desarrollo de irregularidades de spread-F a través del crecimiento del proceso RTI. Además, Abdu et al. (2012) mostró que para tres estaciones: São Luís, Fortaleza y Jicamarca; el ascenso de la capa F debido a la DDEF fue seguido por un desarrollo de spread-F por la noche (21-3 LT) durante un período de actividad geomagnética intensa. Recientemente, de Paula et al. (2019) estudiaron las irregularidades ionosféricas sobre São Luis, Brasil, durante la tormenta magnética de dos pasos del 6 al 10 de septiembre de 2017. Reportaron que un campo eléctrico undershielding hacia el este provocó una gran deriva de plasma hacia arriba durante la hora del PRE el 7 de septiembre, esto provocó un fuerte centelleo durante las horas posteriores a la puesta del sol. Además, sugirieron que el DDEF hacia el oeste era la causa del descenso de la capa F y la inhibición del centelleo el 8 de septiembre. Sahai et al. (2011) reportaron la inhibición de post-sunset spread-F en el sector latinoamericano durante la tormenta geomagnética intensa del 21 de enero de 2005 debido a DDEF. Cherniak et al. (2019) observaron la presencia de burbujas de plasma después del atardecer en la ionosfera ecuatorial inducidas por PPEFs durante la tormenta geomagnética intensa del 22 al 23 de junio de 2015 durante el período de menor ocurrencia de irregularidades en la ionosfera.

Los índices ROT y ROTI se utilizan en este trabajo para describir la intensidad de las fluctuaciones de TEC. Para las tormentas presentadas aquí, se observa que las fluctuaciones de ROT y los valores altos de ROTI coinciden con las fluctuaciones de TEC.  $ROTI \geq 0,5$  TECu/min corresponde a periodos en los que se observan fluctuaciones en el TEC, esto indica la presencia de irregularidades ionosféricas de varios kilómetros (Ma y Maruyama, 2006). La ventana de cinco minutos usada para calcular el ROTI, como lo explica Nishioka et al. (2008), detecta irregularidades de  $\sim 20$  km de escala espacial. Por lo tanto, el índice ROTI puede identificar las subestructuras dentro de las burbujas de plasma.

Ngwira et al. (2013) estudiaron la respuesta ionosférica durante una tormenta geomagnética débil y Amaechi et al. (2018) investigaron los efectos de cuatro tormentas geomagnéticas intensas en la ocurrencia de irregularidades ionosféricas en bajas latitudes de África. Ambos trabajos utilizaron medidas de TEC (perturbación de TEC, ROT y ROTI) para examinar la presencia de irregularidades ionosféricas. Observaron que los valores altos de ROTI corresponden a períodos de fluctuaciones en la densidad de electrones asociados con las burbujas de plasma ecuatorial. El mismo comportamiento se observa en Tucumán en el presente trabajo. Liu et al. (2016) utilizaron el índice ROTI para analizar las características de ocurrencia de las fluctuaciones de TEC en China. Consideraron que  $ROTI \geq 0,5$  indica centelleo ionosférico. Nuestros resultados muestran una fuerte actividad de centelleo de amplitud en coincidencia con valores de ROTI superiores a 0,5 excepto para el 28 de mayo.

Valladares et al. (2004) definieron la fluctuación de TEC (TEC depletion) como una reducción repentina de TEC seguida de una recuperación a un nivel cercano al valor de TEC que precede a la fluctuación. Como ha sido explicado por varios investigadores

(DasGupta et al., 1983; Dashora y Pandey, 2005; Tsunoda y Towle, 1979; Weber et al., 1996), las fluctuaciones de TEC son una manifestación de burbujas de plasma que se desplazan entre el receptor GPS y el satélite. Las burbujas de plasma pueden alcanzar grandes alturas en el ecuador magnético y desplazarse a lo largo de la línea del campo magnético hasta la cresta de la EIA. En los bordes de la burbuja de plasma, los fuertes gradientes de densidad podrían crear condiciones favorables para la generación de irregularidades de pequeña escala (cientos de metros) que inducen el centelleo GPS (Muella et al., 2010; Ray et al., 2006). Trabajos anteriores han reportado una buena correlación entre las fluctuaciones de TEC y el centelleo intenso (Bagiya y Sridharan, 2011; Dashora y Pandey, 2005; Olwendo et al., 2012; Seemala y Valladares, 2011). Los datos presentados aquí muestran una correspondencia entre las fluctuaciones de TEC y el centelleo de amplitud para las tormentas de octubre y noviembre, pero no para mayo, cuando S4 fue generalmente menor a 0,2.

Algunos investigadores utilizaron un umbral de profundidad de 5 TECu para considerar que las fluctuaciones de TEC estaban relacionado con las burbujas (Magdaleno et al., 2012; Shetti et al., 2019). En el presente trabajo, se observaron fluctuaciones de TEC con una profundidad de 3 a 15 TECu. Las fluctuaciones más superficiales ocurrieron el 28 de mayo coincidiendo con una actividad de centelleo débil y un ROTI moderado. Deng et al. (2015) observaron que las fluctuaciones de TEC con una profundidad inferior a 10 TECu estaban asociados con un ROTI pequeño o moderado y con un centelleo débil o nulo en la región de la cresta norte de la EIA sobre China. Llegaron a la conclusión de que las burbujas de plasma erosionadas que contienen irregularidades de gran escala y la desaparición o descomposición de irregularidades a pequeña escala pueden ser responsables de estas fluctuaciones. Esto podría explicar nuestras observaciones para la tormenta de mayo.

La tormenta geomagnética del 27 de mayo mostró irregularidades ionosféricas de diferente escala; spread-F en ionogramas, fluctuaciones de TEC y centelleo (GPS L band). Esta fue una tormenta intensa impulsada por una CME. Ocurrió en el invierno local durante baja actividad solar (media F10.7 = 75.2 sfu). RSF, fluctuación moderada de TEC y centelleo débil se observaron durante la fase principal de la tormenta. El RSF comenzó a las ~ 22 LT del 27 de mayo y duró hasta las ~ 4 LT del 28 de mayo. Mientras que las fluctuaciones de TEC se desvanecieron alrededor de 2 LT. Durante este período, Bz giraba hacia el norte, Ey disminuía y AE aumentaba irregularmente. Estas irregularidades pueden estar relacionadas con un DDEF hacia el este que podría estar actuando en este momento ya que las irregularidades se observaron varias horas después del inicio de la tormenta. Otra posibilidad es el efecto de un campo eléctrico overshielding hacia el este que alcanzó latitudes bajas, asociado con el Bz girando hacia el norte.  $\Delta H$  se utiliza para evaluar la aparición de campos eléctricos de penetración durante el día, debido a la mayor conductividad durante el día que durante la noche. Sin embargo, varios investigadores reportaron señales de PPEF en  $\Delta H$  en el lado nocturno (Fejer et al. 2007; Galav et al. 2011). Además, Wei et al. (2013) concluyeron que el  $\Delta H$  del lado nocturno a veces puede manifestar una PPEF en el sector posterior a la medianoche (00–05 LT).

Observamos que el 28 de mayo,  $\Delta H$  aumentó entre 2–8 UT (23–5 LT), esto puede estar asociado con un campo eléctrico de penetración hacia el este.

Durante esta tormenta, observamos RSF, pero el centelleo de amplitud fue débil. Las irregularidades ionosféricas detectadas por la ionosonda y el receptor GPS son de diferente magnitud; el centelleo de amplitud es causado por irregularidades de unos pocos cientos de metros de tamaño de escala, mientras que la ionosonda puede detectar irregularidades de mayor escala ( $> 1$  km) (de Paula et al. 2007 y referencias allí). Por tanto, las irregularidades presentes en este día pueden ser de un tamaño mayor que las necesarias para que se produzca el centelleo.

Nuestras observaciones para la tormenta de mayo sugieren que los campos eléctricos perturbados hacia el este (PPEF y/o DDEF) pueden inducir perturbaciones en las derivas  $\mathbf{ExB}$  hacia arriba que elevan la región F a alturas de menor frecuencia de colisión entre iones y neutros y menor tasa de recombinación. Se observó un aumento en los valores de  $h'F$  durante la fase principal de la tormenta. Esto podría aumentar la tasa de crecimiento del mecanismo de inestabilidad gravitacional de Rayleigh-Taylor y ayudar a crear condiciones favorables para que se desarrollen irregularidades (si hay una perturbación semilla) (Dungey 1956; Fejer et al. 1999). Estos resultados son consistentes con los estudios realizados por Abdu et al. (2012). Ellos llegaron a la conclusión de que el spread-F posterior a la medianoche puede desarrollarse a partir de campos eléctricos overshielding durante dos tormentas geomagnéticas moderadas en latitudes bajas en Brasil. También en Brasil, Sahai et al. (2007) reportaron burbujas de plasma durante la fase de recuperación de una tormenta geomagnética intensa en invierno. Para las otras tormentas bajo consideración, los PPEF y/o DDEF hacia el oeste pueden causar una deriva hacia abajo del plasma de la región F y pueden inhibir la formación de irregularidades. Las posibles señales de estos campos eléctricos hacia el oeste se pueden observar en  $\Delta H$  el 6 de marzo entre las 17:30 y las 20 UT (14:30–17 LT) y el 26 de agosto entre las 11 y las 18:30 UT (8–15:30 LT). Es importante señalar que el 6 de marzo entre las 19 y las 20 UT, cuando  $\Delta H$  es negativo,  $h'F$  es mayor que durante periodos calmos. En latitudes bajas de Brasil, de Paula et al. (2019) observaron que los centelleos de amplitud en VHF, GPS y el spread-F se inhibieron por completo durante una tormenta geomagnética en septiembre de 2017. Sugirieron que los DDEF hacia el oeste causaron un fuerte contraelectrochorro (valores de  $\Delta H$  negativos) y un movimiento hacia abajo de la región F, y por lo tanto suprimieron la formación de irregularidades. En el sector americano, de Abreu et al. (2017) mostraron que las irregularidades ionosféricas no se vieron afectadas por la intensa tormenta geomagnética del 1 al 3 de junio de 2013. Dugassa et al. (2020) mostraron que durante el período de mínimo solar de 2007 a 2009, no hubo efectos significativos de las tormentas geomagnéticas en la ocurrencia de irregularidades ionosféricas en latitudes bajas en África. Estudios previos observaron un comportamiento similar en diferentes longitudes, por ejemplo, Abdu et al. (2006), Amaechi et al. (2018), Ngwira et al. (2013). En el presente trabajo, podemos atribuir la ausencia de irregularidades ionosféricas al efecto de DDEF y/o PPEF hacia el oeste. Un campo eléctrico overshielding (undershielding) asociado con la orientación hacia el norte (sur) de  $B_z$  que actúa durante las horas posteriores a la puesta del sol (después de

la medianoche) puede suprimir la generación de irregularidades ionosféricas en la cresta sur de la EIA. Las irregularidades generalmente ocurren después de excursiones grandes y consistentes hacia el sur en Bz después de la puesta del sol (Martinis et al. 2005), para las tormentas impulsadas por CIR (tormentas de octubre y marzo) y durante la fase de recuperación de la tormenta de agosto, el comportamiento oscilatorio—varios giros hacia el sur y hacia el norte de corta duración en Bz—pueden crear varios campos eléctricos undershielding and overshielding con polaridad opuesta. Por lo tanto, el efecto de los PPEFs puede no ser significativo. Sugerimos que el DDEF podría ser la causa principal de la inhibición de irregularidades en este caso. Sin embargo, otros parámetros pueden afectar el desarrollo de irregularidades durante períodos perturbados en bajas latitudes, por ejemplo, ondas de gravedad o TIDs debido al calentamiento Joule en días perturbados en la zona auroral (Abdu et al. 2012; Deng et al. 2021).

El Dst mínimo durante la tormenta de mayo ocurrió en el período posterior a la medianoche y, según Aarons (1991), la altura de la capa F debería aumentar y crear irregularidades. Nuestras observaciones concuerdan con esta hipótesis. Sin embargo, la tormenta de agosto también presentó el Dst mínimo después de la medianoche, pero no detectamos irregularidades. Durante las tormentas de octubre y marzo, el mínimo en Dst tuvo lugar después de la puesta del sol, Aarons (1991) sugiere que la tormenta no tendría un efecto significativo y que pueden formarse irregularidades como en una noche tranquila, sin embargo, no vimos las irregularidades posteriores a la puesta del sol que estaban presentes en varios días tranquilos en octubre y marzo. Shang et al. (2008) analizaron el efecto de tormentas geomagnéticas intensas en el centelleo ionosférico de banda L sobre la región ecuatorial de Asia oriental y demostraron que para las tormentas impulsadas por CME, cuando la excursión negativa máxima de Dst ocurrió después de las 03 LT hasta las primeras horas de la mañana, no se observó centelleo en la segunda mitad de la noche. Nuestros resultados para la tormenta de mayo y para la tormenta de agosto (ambas impulsadas por CME) concuerdan con esta conclusión. Para estos eventos, el Dst mínimo fue a las 4 y 3 LT respectivamente, y no vimos irregularidades durante el resto de la noche. Para la tormenta de mayo, el spread-F desapareció a las  $\sim 4$  LT, mientras que para la tormenta de agosto no se detectaron irregularidades.

El 6 de octubre a las 21–7 LT y el 7 de marzo a las 4–8 LT, la capa F se elevó a alturas mayores que durante periodos calmos, pero no se detectaron irregularidades, esto puede implicar que otros procesos podrían inhibir el desarrollo de las irregularidades en este caso. Además, observamos tormentas ionosféricas negativas el 7 de octubre a las 0–6 UT (21–3 LT) y el 7 de marzo de 18 a 24 UT (15–21 LT). En latitudes bajas, los cambios en la altura de la capa F pueden ser causados por la perturbación de los vientos meridionales termosféricos generados en la zona auroral que viajan a la región ecuatorial (Sahai et al. 2011). Shang et al. (2008) sugirieron que la perturbación de los vientos neutrales podría ser responsable de la supresión del centelleo. Esto concuerda con investigadores anteriores (Maruyama 1988; Abdu 1997) quienes señalaron que los vientos de perturbación meridionales que controlan la conductividad integrada en el tubo de flujo y el gradiente del lado inferior de la capa F pueden inhibir o ralentizar el

desarrollo de irregularidades ionosféricas al modificar su razón de crecimiento. Además, los vientos transecuatoriales pueden crear una asimetría latitudinal en la EIA que puede retardar o suprimir el desarrollo de las irregularidades. Parece razonable sugerir que los vientos transecuatoriales/meridionales podrían ser una de las razones de la ausencia de irregularidades durante estos períodos.

En Tucumán, como ya vimos, durante la fase descendente del ciclo solar 24, la temporada de baja ocurrencia de spread-F fue el equinoccio y la de alta ocurrencia fue el verano excepto en 2018 cuando la mayor ocurrencia de spread-F fue en invierno. En este estudio, el spread-F estuvo ausente durante las tormentas de octubre de 2015, marzo de 2016 (equinoccio) y agosto de 2018 (invierno local), mientras que estuvo presente durante la tormenta de mayo de 2017 (invierno local). Becker-Guedes et al. (2004) demostraron que, en el sector brasileño, las tormentas geomagnéticas desencadenan spread-F después de la puesta del sol durante la temporada de baja ocurrencia de spread-F y la inhiben durante la temporada de alta ocurrencia de spread-F. Nuestras observaciones concuerdan parcialmente con esta afirmación: no se desarrollaron irregularidades durante una tormenta ocurrida en un mes de alta tasa de ocurrencia de spread-F (agosto de 2018, invierno local) sobre Tucumán.

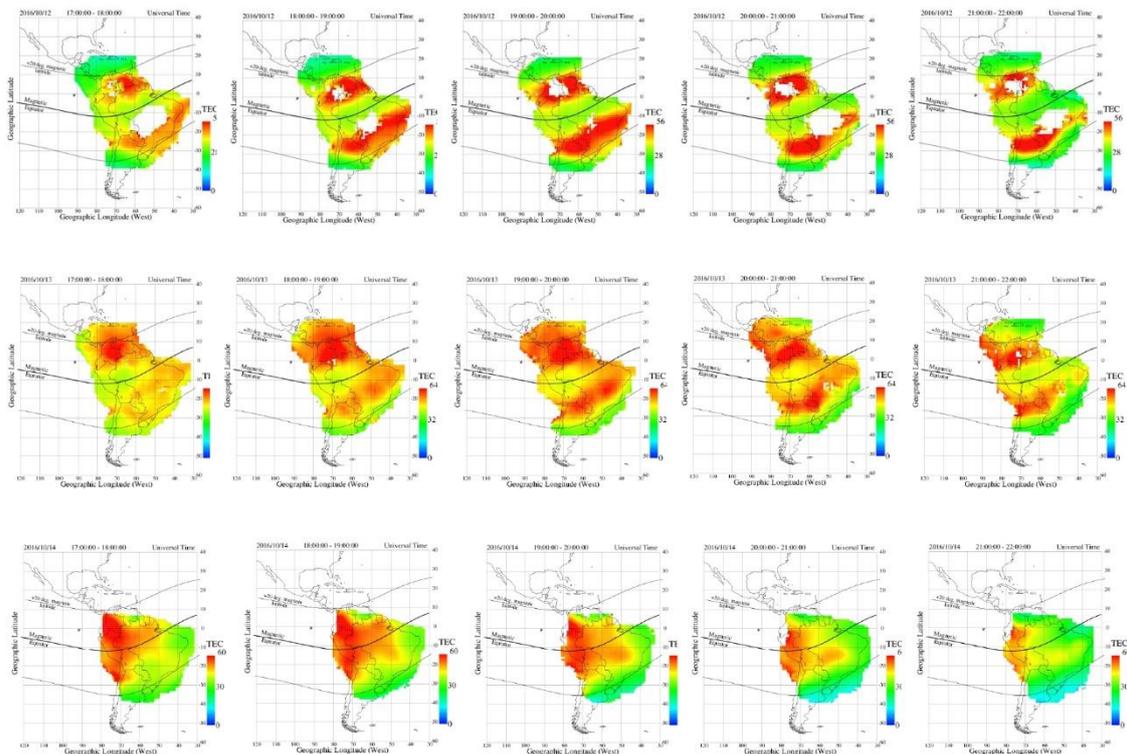
Variabilidad en la ocurrencia de irregularidades ionosféricas en América del Sur durante tormentas geomagnéticas intensas

Nuestros resultados sugieren que, para las estaciones brasileñas, durante las tormentas geomagnéticas de octubre de 2016 y octubre de 2015, la generación de irregularidades ionosféricas generalmente se inhibió durante la fase de recuperación de la tormenta (excepto para Boa Vista el 14 de octubre de 2016 y São Luís el 8 de octubre de 2015), probablemente por la acción de los campos eléctricos perturbados hacia el oeste. La inversión en el EEJ, observada en  $\Delta H$ , es evidencia de la presencia de campos eléctricos hacia el oeste. Lee et al. (2005) sugirieron que la supresión de las irregularidades ionosféricas estaría relacionada con el efecto de la actividad geomagnética en la deriva  $\text{ExB}$ . Nuestros datos muestran que, durante estas tormentas,  $h'F$  generalmente estuvo cerca de los valores promedio de periodos tranquilos. Excepto en São Luís el 7 de octubre de 2015, cuando se suprimió el spread-F posterior a la puesta del sol y disminuyó la altura de la región F, esto indica una deriva  $\text{ExB}$  hacia abajo. Sugerimos que este movimiento descendente de la región F está asociado con un campo eléctrico de overshielding hacia el oeste, ya que AE estaba disminuyendo y Bz girando hacia el norte. También puede estar actuando un DDEF hacia el oeste, ya que este período fue parte de la segunda fase principal de la tormenta. Las fluctuaciones en los vientos termosféricos meridionales/transecuatoriales, que causan asimetría en la distribución de la densidad de electrones, pueden suprimir la generación de irregularidades ionosféricas ya que estos vientos afectan negativamente el crecimiento no lineal del proceso de inestabilidad (Maruyama, 1988). El viento zonal termosférico de perturbación hacia el oeste también puede ser responsable de la supresión de las irregularidades (Abdu, 2012). Durante la tormenta de agosto de 2018 (invierno local), la actividad geomagnética pudo haber contribuido a generar las irregularidades en todas las estaciones analizadas. Las gráficas RTI del radar JULIA mostraron *topside spread-F*

durante las fases principal y de recuperación de la tormenta. En Santa María, observamos irregularidades ionosféricas después de la medianoche que pueden estar asociadas con un DDEF hacia el este ya que las irregularidades ocurrieron durante la fase de recuperación de la tormenta. Mientras que, en São Luís, se detectaron irregularidades después de la puesta del sol durante la fase principal de la tormenta, y podrían estar relacionadas con el overshielding PPEF presente en ese momento.

Durante la fase principal de la tormenta de octubre de 2016, RSF a menudo estuvo presente en los ionogramas durante varias horas. Excepto en Cachoeira Paulista, donde se observó RSF 40 minutos antes de la medianoche local el 12 de octubre durante la fase inicial de la tormenta, además se detectó FSF durante 20 minutos el 13 de octubre alrededor del amanecer local durante la fase principal. La altura de la región F sobre Cachoeira Paulista fue más baja que el promedio en los tiempos geomagnéticamente calmos durante estos períodos. Esta podría ser una de las razones por las que se interrumpió el desarrollo de spread-F. La Figura 5.2 muestra mapas de TEC creados con datos LISN sobre América del Sur el 12, 13 y 14 de octubre de 2016 entre las 17 y 22 UT. Una asimetría de la EIA se puede ver el 14 de octubre; TEC más intenso cerca de la cresta norte que sobre la cresta sur. Observamos un comportamiento similar durante la tormenta de octubre de 2015: RSF y FSF estaban presentes en los ionogramas durante la fase principal de la tormenta en todas las estaciones excepto en Cachoeira Paulista, que mostró irregularidades antes de la tormenta, pero no durante el período de la tormenta. Sin embargo, la asimetría en la EIA fue menos pronunciada (no se muestra aquí). Durante la fase principal de la tormenta, la actividad geomagnética podría haber ayudado a la generación de RSF cerca de la cresta norte de la EIA, pero no cerca de la cresta sur. Se necesitan datos de más estaciones ubicadas cerca de la cresta sur de la EIA para evaluar esta posibilidad. La diferencia en el spread-F sobre ambas crestas podría estar relacionada con la asimetría en el TEC adyacente a las regiones de la EIA. Esta asimetría puede reducir la tasa de crecimiento de la inestabilidad de Rayleigh-Taylor al disminuir el gradiente de densidad ascendente del lado inferior de la capa F y aumentar la conductividad integrada del tubo de flujo (Maruyama, 1988). Abdu (1997) atribuyó la asimetría en la EIA a los vientos meridionales. De Paula et al. (2010) reportaron una asimetría en la intensidad del centelleo GPS y VHF sobre dos estaciones conjugadas en Brasil. Asociaron esta característica con la diferencia en la ionización de fondo y en los gradientes de densidad de electrones locales. Otros aspectos, como los cambios de composición y las condiciones geofísicas locales, también pueden contribuir a la diferencia en la ocurrencia de spread-F sobre las crestas. Las mediciones in situ de Swarm no muestran asimetría en la ocurrencia de irregularidades, sin embargo, las trayectorias de los satélites estaban muy al oeste de las ionosondas usadas. Swarm B detectó irregularidades en la densidad de electrones sobre el sur de Perú el 13 de octubre, aproximadamente dos horas después del comienzo de la tormenta. El 14 de octubre, durante la fase de recuperación de la tormenta, Swarm A, B y C detectaron irregularidades en la densidad de electrones sobre la región central de América del Sur; entre  $\sim 62$  y  $\sim 66$  longitudes geográficas y  $\sim 23^{\circ}\text{S}$  y  $\sim 3^{\circ}\text{S}$  de latitud geográfica.

Jicamarca mostró un comportamiento diferente en comparación con las estaciones brasileñas: se presentaron más irregularidades en los días perturbados que en los días tranquilos para las tres tormentas consideradas, especialmente durante la fase de recuperación de la tormenta. Esto puede estar relacionado con la diferencia en la ubicación geomagnética y la conductividad ionosférica entre las estaciones. Las burbujas de plasma se generan en el ecuador en la parte inferior de la capa F y crecen de forma no lineal hacia la parte superior. Si las irregularidades alcanzan una cierta altura máxima (altura de cruce ecuatorial), podrían propagarse a latitudes bajas a lo largo de las líneas



*Figura 5.2: Contenido total de electrones (TEC) sobre América del Sur el 12 de octubre de 2016 (panel superior), 13 de octubre de 2016 (panel central) y 14 de octubre de 2016 (panel inferior) entre el 17 y el 22 UT.*

del campo geomagnético debido a los efectos de la difusión, la gravedad y el gradiente de presión (Balan et al., 2018). En nuestro trabajo, el radar JULIA reveló topside spread-F durante las fases principal y de recuperación de la tormenta de agosto. El primer evento comenzó después de la puesta del sol el 25 de agosto y duró tres horas después de la medianoche. Durante este período, un fuerte RSF estuvo presente en los ionogramas y no fue posible escalar el h'F, pero podemos ver un aumento en la región F en las horas previas. El segundo evento fue menos intenso y se observó después de la medianoche durante casi dos horas durante la fase de recuperación de la tormenta. Los ionogramas exhibieron RSF y FSF, y la región F estuvo más elevada que en días tranquilos. Durante la fase de recuperación de la tormenta de octubre de 2015, se detectó bottomside spread-F en los gráficos RTI desde la medianoche hasta el amanecer, RSF en ionogramas y un aumento en la altura de la región F. Durante la tormenta de octubre de 2016, observamos RSF durante las fases inicial y de recuperación. Desafortunadamente, no hay mediciones de spread-F del radar JULIA para

este período. Hysell & Burcham (2002) utilizaron el radar JULIA para estudiar las características de las irregularidades del plasma entre agosto de 1996 y abril de 2000. Señalaron que el efecto de la actividad geomagnética en el desarrollo de las irregularidades depende de la hora local, la estación y el ciclo solar. Además, concluyeron que la variabilidad durante periodos de tormenta está asociada con perturbaciones en el campo eléctrico zonal impulsadas por la dínamo de perturbación y los campos eléctricos de penetración rápida. Li et al. (2010) utilizaron datos del radar JULIA para estudiar el desarrollo de irregularidades ionosféricas en tiempo de tormenta durante el 22 al 28 de julio de 2004. Reportaron la ocurrencia de irregularidades posteriores a la puesta del sol asociadas con PPEF. Santos et al. (2012) observaron spread-F sobre Jicamarca durante la tormenta magnética que ocurrió el 21 de enero de 2005. Relacionaron este desarrollo del spread-F con el aumento de altura en respuesta al DDEF. Fejer et al. (2021) detectaron un fuerte spread-F sobre Jicamarca cerca de la fase principal de la tormenta de septiembre de 2017. Asociaron estos eventos con un aumento en las derivas  $E \times B$  ascendentes. Nuestros resultados concuerdan con estos estudios previos; durante los días perturbados, el aumento de la altura de la región F puede contribuir al desarrollo de irregularidades sobre Jicamarca. Sin embargo, durante algunos eventos de spread-F,  $h'F$  fue menor que el promedio para días tranquilos.

Los datos de las estaciones brasileñas (Boa Vista, São Luís, Fortaleza, Cachoeira Paulista y Santa Maria) muestran que, durante estas tres tormentas geomagnéticas, cuando hay irregularidades ionosféricas, generalmente observamos un ascenso de la capa F a altitudes más altas (nótese que, para Santa María, solo tenemos datos para la tormenta de agosto). Sobral et al. (2001) reportaron resultados similares sobre Fortaleza durante tres tormentas intensas que ocurrieron en diciembre de 1980, abril de 1981 y septiembre de 1982. Sugirieron que el ascenso de la capa F juega un papel importante en la generación de irregularidades porque contribuye al inicio del proceso de inestabilidad de Rayleigh-Taylor. A mayores altitudes, la frecuencia de colisión es menor y los efectos de recombinación son insignificantes, por lo que las irregularidades pueden durar períodos más prolongados. Ngwira et al. (2013) estudiaron la ocurrencia de irregularidades ionosféricas en latitudes bajas en África. Sugirieron que la altura de la capa F2 era el parámetro más importante para la inhibición o generación de irregularidades. Sori et al. (2022) reportaron la ocurrencia de burbujas de plasma en latitudes bajas y ecuatoriales en América del Sur durante una tormenta geomagnética. Las burbujas de plasma se generaron en los sectores posteriores a la puesta del sol, anteriores a la medianoche y posteriores a la medianoche. Atribuyeron su generación a la acción de campos eléctricos hacia el este debido al PRE por la penetración del campo eléctrico de convección, la penetración del campo eléctrico overshielding asociado con una subtormenta y la perturbación del campo eléctrico dínamo, respectivamente. Con respecto a Jicamarca, el 12 y 13 de octubre de 2016, observamos RSF posterior a la puesta del sol en ionogramas. Huang (2011) reportó resultados similares. Utilizaron mediciones de densidad de iones y velocidad vertical de iones de los satélites del Programa de Satélites Meteorológicos de Defensa (DMSP) y el radar de Jicamarca durante tormentas geomagnéticas intensas. Llegaron a la conclusión de que el PPEF

hacia el este presente al atardecer elevó la capa F y contribuyó a la generación de burbujas de plasma. Nuestros datos muestran que el 14 de octubre, RSF estuvo presente también después de la medianoche y permaneció una hora después del amanecer. Se observó un aumento de la capa F durante este período. Durante la tormenta de octubre de 2015, vimos RSF en los ionogramas al atardecer, pero también antes del atardecer y después de la medianoche. Los días 26 y 27 de agosto de 2018, RSF comenzó a formarse antes del atardecer y continuó después de la medianoche. El 27 de agosto también estuvo presente antes del amanecer, durante la fase de recuperación de la tormenta. Sugerimos que este spread-F estuvo asociado con DDEF hacia el este. A diferencia de las otras tormentas, durante la tormenta de agosto, vimos FSF después del atardecer y durante la noche durante la fase de recuperación de la tormenta. Este FSF luego se convirtió en RSF. Durante este período, la región F ecuatorial se desplazó a mayores altitudes, como se ve en  $h'F$ . Esto coincide con una disminución del SME y un giro hacia el norte de Bz. Creemos que un efecto combinado de overshielding PPEF y DDEF hacia el este pudo haber causado este spread-F.

La presencia de irregularidades ionosféricas sobre América del Sur durante la tormenta de agosto de 2018 fue analizada por Cherniak y Zakharenkova (2022) utilizando mapas ROTI. Reportaron irregularidades posteriores a la puesta del sol desarrolladas sobre el oeste de América del Sur ( $60^{\circ}$ – $90^{\circ}$ W) debido a un IMF Bz de larga duración hacia el sur, mientras que las irregularidades estuvieron ausentes en el sector oriental ( $30^{\circ}$ – $60^{\circ}$ W). En el presente trabajo, detectamos RSF posterior a la puesta del sol sobre el este de América del Sur, en São Luís, pero no vimos fluctuaciones de TEC ni centelleo de amplitud. Diferentes técnicas detectan irregularidades ionosféricas de tamaños específicos: el spread-F en ionogramas es causado por irregularidades de tamaño de escala de unos kilómetros, el centelleo de la banda L del GPS por irregularidades con tamaños de escala de  $\sim 400$  m, y el ROTI puede identificar irregularidades ionosféricas con un tamaño de  $\sim 20$  km (Nishioka et al., 2008; Pi et al., 1997). Por lo tanto, el tamaño de las irregularidades desarrolladas sobre São Luís pudo haber sido del orden de unos kilómetros.

El tipo de irregularidad más común observado en todas las estaciones durante días perturbados fue RSF en ionogramas. Esto es causado por irregularidades de tamaño de escala de kilómetros asociadas con estructuras dentro de las fluctuaciones de plasma alineados con el campo que se extienden desde el ecuador magnético hasta latitudes bajas. Mientras que la FSF podría estar relacionada con irregularidades de menor escala cerca del pico de la región F que parecen generarse localmente (Abdu et al., 1981; Valladares et al., 1983). Es importante señalar que los datos de S4 no estuvieron disponibles para algunas estaciones durante los períodos considerados. Solo una estación presentó spread-F en ionogramas, centelleo fuerte y fluctuaciones de TEC al mismo tiempo: Boa Vista el 14 de octubre de 2016 y el 7 de octubre de 2015. Durante el primer evento, vimos RSF en ionogramas y fluctuaciones de TEC sobre Boa Vista antes del amanecer (el amanecer ocurrió a las  $\sim 5:50$  LT) el 14 de octubre de 2016. Estos eventos duraron aproximadamente tres horas después de pasar el terminador solar. Además, observamos un centelleo de amplitud fuerte antes del amanecer que

permaneció hasta unos 40 minutos después del amanecer. Las irregularidades fueron detectadas durante la fase de recuperación de la tormenta; cuando AE estaba disminuyendo, Bz estaba girando hacia el norte y la altura de la capa F estaba aumentando. Este ascenso de la capa F pudo causar una condición inestable en la parte inferior de la ionosfera. Por lo tanto, la generación de estas irregularidades podría estar asociada con DDEF hacia el este y/o un campo eléctrico de penetración overshielding que actúa durante este período. Carmo et al. (2022) reportaron un evento de burbuja de plasma ecuatorial previo al amanecer sobre Brasil durante la fase de recuperación de una tormenta geomagnética moderada. La irregularidad se prolongó una hora después del amanecer. Atribuyeron la generación de la burbuja al DDEF hacia el este que elevó la capa F. Además, sugirieron que los efectos de la fotoionización no eran suficientes para eliminarlo. Esto también podría explicar nuestros resultados para este evento. Otras estaciones también mostraron spread-F en ionogramas alrededor del amanecer durante las tormentas de octubre; Fortaleza y Boa Vista durante la fase principal de la tormenta, y São Luís y Jicamarca durante la fase de recuperación. Se observó una elevación de la capa F cuando estaba presente el spread-F. Sugerimos que los campos eléctricos de tormenta hacia el este pudieron ayudar al desarrollo de estas irregularidades. Durante la tormenta de octubre de 2015, los datos de Boa Vista revelaron RSF, fuertes fluctuaciones de TEC y fuerte actividad de centelleo el 7 de octubre antes de la medianoche. Este fue el comienzo de la primera fase principal de la tormenta. AE mostró un comportamiento irregular y Bz osciló entre el sur y el norte, por lo que es posible que sucesivos PPEF undershielding y overshielding estén actuando. A diferencia de la mayoría de los eventos de spread-F que ocurrieron durante las tres tormentas analizadas, la altura de la región F fue similar a los valores de tiempo de calma. Boa Vista está cerca de la cresta norte de la EIA, se observó un aumento de la densidad del plasma de fondo en esta región alrededor de la medianoche del 7 de octubre (no se muestra aquí). Una posibilidad es que un fuerte gradiente de altura en la parte inferior de la ionosfera pudiera haber contribuido a la generación de las irregularidades.

En Brasil, la temporada de alta ocurrencia de spread-F es el solsticio de diciembre (de noviembre a febrero, verano local) y la temporada de baja ocurrencia es el solsticio de junio (de mayo a agosto, invierno local). Mientras que los meses de equinoccio (marzo, abril, septiembre y octubre) son meses de transición de alta a baja ocurrencia y viceversa (Sahai et al., 1994). Tsunoda (1985) propuso que la distribución estacional/longitudinal de las irregularidades en Brasil está asociada al control de la declinación magnética. Dos de las tormentas analizadas ocurrieron en una temporada de transición entre baja y alta ocurrencia de spread-F (octubre) y una durante una temporada de baja ocurrencia (agosto). Becker-Guedes et al. (2004) concluyeron que durante la temporada de baja presencia de spread-F y la temporada de transición, la actividad geomagnética ayuda al inicio/generación de las irregularidades ionosféricas mientras que actúa como un inhibidor durante la temporada de alta ocurrencia de spread-F. Nuestras observaciones de la región brasileña concuerdan parcialmente con esta afirmación: la generación de irregularidades durante los días perturbados ocurrió en un mes de bajas tasas de

ocurrencia, agosto. Pero en las tormentas de octubre, generalmente observamos supresión durante la fase de recuperación de la tormenta (excepto Boa Vista el 14 de octubre de 2016 y São Luís el 8 de octubre de 2015) y generación durante la fase principal de la tormenta (excepto Cachoeira Paulista).

Otros parámetros pueden afectar el desarrollo de irregularidades durante los períodos perturbados en bajas latitudes, por ejemplo, las ondas de gravedad atmosférica (AGW) o las TIDs debido al calentamiento Joule en la zona auroral (Abdu et al., 2012). En latitudes bajas, las MSTIDs pueden contribuir a la formación de irregularidades que se manifiestan como spread-F en los ionogramas. Deng et al. (2021) concluyeron que, en América del Sur, los MSTIDs nocturnos tienen una alta posibilidad de desencadenar irregularidades ionosféricas. Wei et al. (2021) reportaron la aparición de spread-F nocturna en ionogramas registrados en latitudes bajas y medias en la longitud del sudeste asiático de China durante la fase de recuperación de una tormenta geomagnética. Sugirieron que los campos eléctricos perturbados inducidos por las perturbaciones ionosféricas viajeras de gran escala (LSTID) podrían haber causado las irregularidades. Se necesitan más estudios que utilicen observaciones terrestres y espaciales para mejorar nuestra comprensión de la variabilidad de las irregularidades ionosféricas durante tormentas geomagnéticas. Los procesos de acoplamiento Magnetosfera-Ionosfera-Termosfera bajo condiciones geomagnéticas perturbadas, el papel de los TID y los vientos transecuatoriales/meridionales deben analizarse más a fondo.

## CAPÍTULO VI

### CONCLUSIONES

Los resultados presentados aquí muestran la gran variabilidad de la ocurrencia de irregularidades ionosféricas en la región F en bajas latitudes. La generación o inhibición de estos eventos depende de la actividad solar, la estación del año y la actividad geomagnética. En Tucumán, además, se observó una importante variabilidad diaria. Esta variabilidad es diferente según la escala de la irregularidad. Las observaciones presentadas aquí revelaron que el spread-F y las burbujas de plasma presentan diferente dependencia con la actividad solar en Tucumán. Las burbujas de plasma se generan en el ecuador y pueden extenderse a lo largo de las líneas de campo magnético y detectarse en bajas latitudes. Sin embargo, las irregularidades observadas cerca de la cresta sur de la EIA no siempre se deben a este mecanismo. En este trabajo se mostró que, durante baja actividad solar, el RSF observado en los ionogramas en invierno no está relacionado con burbujas de plasma generadas en el ecuador magnético. Una posibilidad es que estén relacionadas a MSTIDs nocturnas provenientes de medias latitudes.

Los datos muestran que las tasas de aparición de burbujas de plasma y spread-F alcanzan su punto máximo en el verano local y son mínimas en el equinoccio y el invierno, respectivamente. Se observó una correlación negativa entre cada tipo de spread-F y la actividad solar, mientras que ocurrió lo contrario para las burbujas de plasma. Se detectó que la actividad geomagnética suprime la generación de spread-F en equinoccio y verano y la potencia en invierno. La mayor ocurrencia de burbujas de plasma se produjo durante días perturbados, aunque en condiciones de actividad solar media, los meses de verano registraron más burbujas de plasma en condiciones tranquilas. El RSF observado en invierno durante baja actividad solar no está asociado con las burbujas de plasma originadas en el ecuador magnético.

Durante actividad magnética perturbada, se observó que la ocurrencia de irregularidades depende de la estación del año, de la hora local y de la fase de la tormenta. Los resultados muestran que la generación de irregularidades depende fundamentalmente de las perturbaciones en el campo eléctrico zonal que modifican la razón de crecimiento de la inestabilidad de Rayleigh-Taylor a través de su efecto en la deriva vertical  $E \times B$ . En las tormentas originadas por CIR, el campo eléctrico de perturbación dínamo parece tener un rol importante, mientras que los campos de penetración rápida con diferente polaridad (under-shielding y over-shielding) aparecen de forma consecutiva asociados a la oscilación en IMF Bz y AE, y parecen tener menor impacto.

Las observaciones en América del Sur muestran que durante las tormentas geomagnéticas que ocurrieron en octubre de 2016 y octubre de 2015, la generación de irregularidades ionosféricas generalmente se inhibió durante la fase de recuperación en la región brasileña. Durante la fase principal, el spread-F fue generado sobre las estaciones ubicadas cerca de la cresta norte del EIA, y fue inhibido sobre Cachoeira Paulista, estación cercana a la cresta sur. Durante la tormenta de agosto de 2018, invierno local, la actividad geomagnética pudo haber ayudado a generar las

irregularidades en todas las estaciones analizadas sin importar la fase de la tormenta. Sugerimos que la generación (inhibición) de irregularidades puede estar relacionada con el efecto de los campos eléctricos de tormenta hacia el este (oeste)—DDEF y PPEF—que crearon condiciones favorables (desfavorables) para la generación de irregularidades al elevar (bajar) la región F. Los datos muestran que los vientos termosféricos meridionales generados en la zona auroral también podrían tener un papel importante al suprimir el desarrollo de las irregularidades. Según nuestras observaciones de América del Sur, la diferencia en la generación de irregularidades entre las crestas norte y sur puede estar asociada a una asimetría en la EIA. Se necesitan analizar más estaciones y más eventos para estudiar esta posibilidad.

Este trabajo plantea nuevas líneas de investigación sobre el rol de las TIDs en la generación de irregularidades en bajas latitudes, los efectos de las ondas de gravedad durante periodos geomagnéticos calmos, y los mecanismos relevantes en el desarrollo de la inestabilidad del plasma. Para avanzar en la comprensión de los mecanismos de generación y variabilidad de las irregularidades del plasma ionosférico es necesario aumentar nuestro conocimiento sobre la interacción Magnetosfera-Ionosfera-Termosfera. El uso de instrumentos terrestres, como ionosondas, en combinación con instrumentos a bordo de satélites, como Swarm y GOLD, es fundamental para estudiar la distribución espacial y altitudinal de las irregularidades. El desarrollo de una base de datos ionosféricos obtenidos a partir del escalado de ionogramas, la instalación de instrumentos que permitan la medición de algunas características del viento termosférico, como un interferómetro de Fabry–Perot o la instalación de instrumentos ópticos como all-sky imagers, ayudarían a mejorar el estudio de la ionosfera sobre Tucumán.

## Referencias

- Aarons J (1991) The role of the ring current in the generation or inhibition of equatorial F layer irregularities during magnetic storms. *Radio Sci* 26(4):1131–1149. <https://doi.org/10.1029/91RS00473>
- Aarons J, Mullen JP, Koster JP, DaSilva RF, Medeiros JR, Medeiros RT, Paulson MR (1980) Seasonal and geomagnetic control of equatorial scintillations in two longitudinal sectors. *J Atmos Terr Phys* 42(9–10):861–866
- Abdu, M.A., Bittencourt, J.A., Batista, I.S., 1981a. Magnetic declination control of the equatorial F region dynamo electric field development and spread F. *J. Geophys. Res.* 86 (A13), 11443. <https://doi.org/10.1029/JA086iA13p11443>
- Abdu, M.A., Batista, I.S., Bittencourt, J.A., 1981b. Some characteristics of spread F at the magnetic equatorial station Fortaleza. *J. Geophys. Res.* 86 (A8), 6836. <https://doi.org/10.1029/JA086iA08p06836>
- Abdu, M.A., de Medeiros, R.T., Sobral, J.H.A., Bittencourt, J.A., 1982. Spread F plasma bubble vertical rise velocities determined from spaced ionosonde observations. *Secretaria de Planejamento Da Presidencia Da Republica INPE-2416-PRE/124*, 25.
- Abdu, M., Sobral, J.H., Nelson, O., Batista, I., 1985. Solar cycle related range type spread-F occurrence characteristics over equatorial and low latitude stations in Brazil. *J. Atmos. Terr. Phys.* 47 (8–10), 901–905. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(85\)90065-0](https://doi.org/10.1016/0021-9169(85)90065-0)
- Abdu, M. A., & Batista, I. S. (1997). Thermospheric meridional wind at low latitude from measurements of F layer peak height. *Journal of Geophysical Research*, 102, 531–540.
- Abdu, M.A., Sobral, J.H.A., Batista, I.S., Rios, V.H., Medina, C., 1998. Equatorial spread-F occurrence statistics in the American longitudes: Diurnal, seasonal and solar cycle variations. *Adv. Space Res.* 22 (6), 851–854. [https://doi.org/10.1016/S0273-1177\(98\)00111-2](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(98)00111-2)
- Abdu, M.A., Sobral, J.H.A., Batista, I.S., 2000. Equatorial spread F statistics in the American longitudes: Some problems relevant to ESF description in the IRI scheme. *Adv. Space Res.* 25 (1), 113–124. [https://doi.org/10.1016/S0273-1177\(99\)00907-2](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(99)00907-2)
- Abdu, M.A., Souza, J.R., Batista, I.S., Sobral, J.H.A., 2003. Equatorial spread F statistics and empirical representation for IRI: a regional model for the Brazilian longitude sector. *Adv. Space Res.* 31 (3), 703–716. [https://doi.org/10.1016/S0273-1177\(03\)00031-0](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(03)00031-0)
- Abdu, M.A., 2012. Equatorial spread F/plasma bubble irregularities under storm time disturbance electric fields. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 75–76, 44–56. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2011.04.024>.
- Abdu, M.A., Batista, I.S., Bertoni, F., Reinisch, B.W., Kherani, E.A., Sobral, J.H.A., 2012. Equatorial ionosphere responses to two magnetic storms of moderate intensity from conjugate point observations in Brazil. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 117 (5), 1–20. <https://doi.org/10.1029/2011JA017174>
- Abdu MA (1997) Major phenomena of the equatorial ionosphere-thermosphere system under disturbed conditions. *J Atmos Solar-Terr Phys* 59(13):1505–1519. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(96\)00152-6](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(96)00152-6)
- Abdu MA, Brum CGM (2009) Electrodynamics of the vertical coupling processes in the atmosphere-ionosphere system of the low latitude region. *Earth Planets Space* 61(4):385–395. <https://doi.org/10.1186/BF03353156>
- Abdu MA, Batista PP, Batista IS, Brum CGM, Carrasco AJ, Reinisch BW (2006) Planetary wave oscillations in mesospheric winds, equatorial evening prereversal electric field and spread F. *Geophys Res Lett* 33(7):2–5. <https://doi.org/10.1029/2005GL024837>
- Afolayan, A.O., Jit Singh, M., Abdullah, M., Buhari, S.M., Yokoyama, T., Supnithi, P., 2019. Observation of seasonal asymmetry in the range spread F occurrence at different longitudes during low and moderate solar activity. *Ann. Geophys.* 37 (4), 733–745. <https://doi.org/10.5194/angeo-37-733-2019>
- Alfonsi, L., Spogli, L., Pezzopane, M., Romano, V., Zuccheretti, E., De Franceschi, G., Ezquer, R.G., 2013. Comparative analysis of spread-F signature and GPS scintillation occurrences at Tucumán, Argentina. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 118 (7), 4483–4502. <https://doi.org/10.1002/jgra.50378>
- Alex S, Rastogi RG (1986) Geomagnetic disturbance effect on equatorial spread-F. *Ann Geophys* 2(2):82–88

- Amaechi, P.O., Oyeyemi, E.O., Akala, A.O., 2018. Geomagnetic storm effects on the occurrences of ionospheric irregularities over the African equatorial/low-latitude region. *Adv. Space Res.* 61 (8), 2074–2090. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.01.035>.
- Anderson, D.N., Haerendel, G., 1979. The motion of depleted plasma regions in the equatorial ionosphere. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 84 (A8), 4251–4256. <https://doi.org/10.1029/JA084iA08p04251>
- Aol, S., Buchert, S., & Jurua, E. (2020). Traits of sub-kilometre F-region irregularities as seen with the Swarm satellites. *Annales Geophysicae*, 38(1), 243–261. <https://doi.org/10.5194/angeo-38-243-2020>
- Aquino, M., Sreeja, V., 2013. Correlation of scintillation occurrence with interplanetary magnetic field reversals and impact on global navigation satellite system receiver tracking performance. *Space Weather* 11 (5), 219–224. <https://doi.org/10.1002/swe.20047>
- Astafyeva, E., Zakharenkova, I., Hozumi, K., Alken, P., Cor`sson, P., Hairston, M.R., Coley, W.R., 2018. Study of the Equatorial and Low- Latitude Electrodynamic and Ionospheric Disturbances During the 22–23 June 2015 Geomagnetic Storm Using Ground-Based and Spaceborne Techniques. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 123 (3), 2424– 2440. <https://doi.org/10.1002/2017JA024981>.
- Atıcı, R., Sağır, S., 2019. Global investigation of the ionospheric irregularities during the severe geomagnetic storm on September 7–8, 2017. *Geodesy Geodynam.*, (June), 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2019.05.004>.
- Azzouzi, I., Migoya-Orue, Y.O., Coisson, P., Amory-Mazaudier, C., Fleury, R., Radicella, S.M., 2016. Day-to-day variability of VTEC and ROTI in October 2012 with impact of high-speed solar wind stream on 13 October 2012. *Sun and Geosphere*, 11(October 2012), 7–22.
- Bagiya, M.S., Sridharan, R., 2011. Evolutionary phases of equatorial spread F including L band scintillations and plumes in the context of GPS total electron content variability: A case study. *J. Geophys. Res.: Space Phys.* 116 (A10), <https://doi.org/10.1029/2011JA016893>
- Balan, N., Liu, L., Le, H., 2018. A brief review of equatorial ionization anomaly and ionospheric irregularities. *Earth Planet. Phys.* 2 (4), 1–19 <https://doi.org/10.26464/epp2018025>
- Balsley, B.B., Haerendel, G., Greenwald, R.A., 1972. Equatorial spread F: recent observations and a new interpretation. *J. Geophys. Res.* 77 (28), 5625–5628. <https://doi.org/10.1029/JA077i028p05625>
- Barros, D., Takahashi, H., Wrasse, C.M., Figueiredo, C.A.O.B., 2018. Characteristics of equatorial plasma bubbles observed by TEC map based on ground-based GNSS receivers over South America. *Ann. Geophys.* 36 (1), 91–100. <https://doi.org/10.5194/angeo-36-91-2018>
- Basu S, MacKenzie E, Basu S (1988) Ionospheric constraints on VHF/UHF communications links during solar maximum and minimum periods. *Radio Sci* 23(3):363–378. <https://doi.org/10.1029/RS023i003p00363>
- Basu, S., Groves, K.M., Quinn, J.M., Doherty, P., 1999. A comparison of TEC fluctuations and scintillations at Ascension Island. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 61, 1219–1226.
- Basu, S., Basu, S., Valladares, C.E., Yeh, H.-C., Su, S.-Y., MacKenzie, E., Bullett, T.W., 2001. Ionospheric effects of major magnetic storms during the International Space Weather Period of September and October 1999: GPS observations, VHF/UHF scintillations, and in situ density structures at middle and equatorial latitudes. *J. Geophys. Res.* 106 (A12), 30389. <https://doi.org/10.1029/2001JA001116>.
- Batista, I.S., de Medeiros, R.T., Abdu, M.A., de Souza, J.R., Bailey, G.J., de Paula, E.R., 1996. Equatorial ionospheric vertical plasma drift model over the Brazilian region. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 101 (A5), 10887–10892. <https://doi.org/10.1029/95JA03833>
- Bhattacharyya, A., Basu, S., Groves, K. M., Valladares, C. E., Sheehan, R., 2002. Effect of magnetic activity on the dynamics of equatorial F region irregularities. *J. Geophys. Res.: Space Phys.*, 107(A12), SIA 20- 1-SIA 20-7. <http://doi.org/10.1029/2002JA009644>.
- Becker-Guedes, F., Sahai, Y., Fagundes, P.R., Lima, W.L.C., Pillat, V.G., Abalde, J.R., Bittencourt, J.A., 2004. Geomagnetic storm and equatorial spread-F. *Ann. Geophys.* 22 (9), 3231–3239. <https://doi.org/10.5194/angeo-22-3231-2004>

- Blanc, M., Richmond, A.D., 1980. The ionospheric disturbance dynamo. *Journal of Geophysical Research* 85 (A4), 1669–1686. [https://doi.org/ 10.1029/JA085iA04p01669](https://doi.org/10.1029/JA085iA04p01669)
- Bolaji OS, Adebisi SJ, Fashae JB (2019) Characterization of ionospheric irregularities at different longitudes during quiet and disturbed geomagnetic conditions. *J Atmos Solar Terr Phys* 182:93–100. [https://doi.org/ 10.1016/j.jastp.2018.11.007](https://doi.org/10.1016/j.jastp.2018.11.007)
- Borovsky JE, Denton MH (2006) Differences between CME-driven storms and CIR-driven storms. *J Geophys Res* 111(A7): A07S08. [https://doi.org/ 10.1029/2005J A011447](https://doi.org/10.1029/2005J A011447)
- Booker, G., Wells, H.W., 1938. Scattering of radio waves by the F-region of the ionosphere. *J. Geophys. Res.* 43, 249–256 <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/TE043i003p00249>
- Bowman, G.G., Mortimer, I.K., 2003. Influence of geomagnetic activity on the occurrence of midlatitude ionogram-recorded spread-F. *Indian J. Radio Space Phys.* 32 (1), 16–20.
- Briggs BH, Parkin IA (1963) On the variation of radio star and satellite scintillations with zenith angle. *J Atmos Terr Phys* 25(6):339–366. [https://doi.org/ 10.1016/0021-9169\(63\)90150-8](https://doi.org/10.1016/0021-9169(63)90150-8)
- Bullett, T., 2008. Station Report: A New Ionosonde at Boulder. Retrieved from [https://www.sws.bom.gov.au/IP-SHosted/INAG/web-69/2008/boulder\\_vipir.pdf](https://www.sws.bom.gov.au/IP-SHosted/INAG/web-69/2008/boulder_vipir.pdf)
- Cabrera, M.A., Pezzopane, M., Zuccheretti, E., Ezquer, R.G., 2010. Satellite traces, range spread-F occurrence, and gravity wave propagation at the southern anomaly crest. *Ann. Geophys.* 28 (5), 1133–1140. <https://doi.org/10.5194/angeo-28-1133-2010>
- Calvert, W., 1962. Equatorial Spread-F. National Bureau of Standards, Technical note. US department of Commerce.
- Calvert, W., 1963. Instability of the equatorial F layer after sunset. *J. Geophys. Res.* 68 (9), 2591–2593. <https://doi.org/10.1029/JZ068i009p02591>
- Carmo, C. S., Denardini, C. M., Figueiredo, C. A. O. B., Resende, L. C. A., Moro, J., Silva, R. P., Nogueira, P. A. B., Chen, S. S., Picanço, G. A. S., & Neto, P. F. B. (2022). Findings of the unusual plasma bubble occurrences at dawn during the recovery phase of a moderate geomagnetic storm over the Brazilian sector. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 235(9), 105908. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2022.105908>
- Candido, C.M.N., Batista, I.S., Becker-Guedes, F., Abdu, M.A., Sobral, J.H.A., Takahashi, H., 2011. Spread F occurrence over a southern anomaly crest location in Brazil during June solstice of solar minimum activity. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 116 (6), 2008–2009. <https://doi.org/10.1029/2010JA016374>
- Cepni, M.S., Potts, L.V., Miima, J.B., 2013. High-resolution station-based diurnal ionospheric total electron content (TEC) from dual-frequency GPS observations. *Space Weather* 11 (9), 520–528. [https://doi.org/ 10.1002/swe.20093](https://doi.org/10.1002/swe.20093)
- Chandra, H., Rastogi, R.G., 1970. Solar cycle and seasonal variation of spread-F near the magnetic equator. *J. Atmos. Terr. Phys.* 32 (3), 439–443. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(70\)90019-X](https://doi.org/10.1016/0021-9169(70)90019-X)
- Chandra, H., Sharma, S., Abdu, M.A., Batista, I.S., 2003. Spread-F at anomaly crest regions in the Indian and American longitudes. *Adv. Space Res.* 31 (3), 717–727. [https://doi.org/10.1016/S0273-1177\(03\)00034-6](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(03)00034-6)
- Chen, W.S., Lee, C.C., Liu, J.Y., Chu, F.D., Reinisch, B.W., 2006. Digisonde spread F and GPS phase fluctuations in the equatorial ionosphere during solar maximum. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 111 (12), 1–9. <https://doi.org/10.1029/2006JA011688>
- Cherniak, I., Zakharenkova, I., Sokolovsky, S., 2019. Multi-instrumental observation of storm-induced ionospheric plasma bubbles at equatorial and middle latitudes. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 2. <https://doi.org/10.1029/2018JA026309>
- Cherniak, I., & Zakharenkova, I. (2022). Development of the Storm-Induced Ionospheric Irregularities at Equatorial and Middle Latitudes During the 25–26 August 2018 Geomagnetic Storm. *Space Weather*, 20(2). <https://doi.org/10.1029/2021SW002891>
- Chum, J., Liu, J.Y., Chen, S.P., Cabrera, M.A., Las˘tovicˇka, J., Basˇe, J., Ezquer, R., 2016. Spread F occurrence and drift under the crest of the equatorial ionization anomaly from continuous Doppler sounding and FORMOSAT-3/COSMIC scintillation data. *Earth Planets Space* 68 (1), 1–18. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0433-1>

- Cueva, R.Y.C., De Paula, E.R., Kherani, A.E., 2013. Statistical analysis of radar observed F region irregularities from three longitudinal sectors. *Ann. Geophys.* 31 (12), 2137–2146. <https://doi.org/10.5194/angeo-31-2137-2013>
- Dabas, R.S., Das, R.M., Sharma, K., Garg, S.C., Devasia, C.V., Subbarao, K.S.V., Rama Rao, P.V.S., 2007. Equatorial and low latitude spread-F irregularity characteristics over the Indian region and their prediction possibilities. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 69 (6), 685–696. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2007.01.002>
- DasGupta, A., Basu, S., Aarons, J., Klobuchar, J.A., Basu, S., Bushby, A., 1983. VHF amplitude scintillations and associated electron content depletions as observed at Arequipa, Peru 15–19, 21–26. *J. Atmos. Terrestrial Phys.* 45 (1) <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0021916983800038>
- Dabas RS, Lakshmi DR, Reddy BM (1989) Effect of geomagnetic disturbances on the VHF nighttime scintillation activity at equatorial and low latitudes. *Radio Sci* 24(4):563–573. <https://doi.org/10.1029/RS024i004p00563>
- Dao T, Otsuka Y, Shiokawa K, Nishioka M, Yamamoto M, Buhari SM, Abdullah M, Husin A (2017) Coordinated observations of postmidnight irregularities and thermospheric neutral winds and temperatures at low latitudes. *J Geophys Res Space Phys* 122(7):7504–7518. <https://doi.org/10.1002/2017J A024048>
- Dashora, N., Pandey, R., 2005. Observations in equatorial anomaly region of total electron content enhancements and depletions. *Ann. Geophys.* 23 (7), 2449–2456. <https://doi.org/10.5194/angeo-23-2449-2005>
- Davies, K., 1990. *Ionospheric Radio*. Peter Peregrinus Ltd., London, U. K., p. 291.
- de Abreu, A.J., Martin, I.M., Fagundes, P.R., Venkatesh, K., Batista, I.S., de Jesus, R., Wild, M., 2017. Ionospheric F-region observations over American sector during an intense space weather event using multi-instruments. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 156, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2017.02.009>.
- de Paula ER, Kherani EA, Abdu MA, Batista IS, Sobral JHA, Kantor IJ, Takahashi H, de Rezende LFC, Muella MTAH, Rodrigues FS, Kintner PM, Ledvina BM, Mitchell C, Groves KM (2007) Characteristics of the ionospheric F-region plasma irregularities over Brazilian longitudinal sector. *Indian J Radio Space Phys* 36(4):268–277
- de Paula, E.R., de Oliveira, C.B.A., Caton, R.G., Negreti, P.M., Batista, I. S., Martinon, A.R.F., Moraes, A.O., 2019. Ionospheric irregularity behavior during the September 6–10, 2017 magnetic storm over Brazilian equatorial–low latitudes. *Earth Planets Space* 71 (1), 42. <https://doi.org/10.1186/s40623-019-1020-z>.
- Deng, Z., Wang, R., Liu, Y., Xu, T., Wang, Z., Chen, G., Zhou, C., 2021. Investigation of low latitude spread-F triggered by nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbance. *Remote Sens.* 13 (5), 945. <https://doi.org/10.3390/rs13050945>
- Dugassa, T., Habarulema, J.B., Nigussie, M., 2020. Statistical study of geomagnetic storm effects on the occurrence of ionospheric irregularities over equatorial/low-latitude region of Africa from 2001 to 2017. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 105198. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2020.105198>.
- Dungey, J.W., 1956. Convective diffusion in the equatorial F region. *J. Atmos. Terr. Phys.* 9 (5–6), 304–310. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(56\)90148-9](https://doi.org/10.1016/0021-9169(56)90148-9)
- Farley, D.T., Balsley, B.B., Woodman, R.F., McClure, J.P., 1970. Equatorial spread F: implications of VHF radar observations. *J. Geophys. Res.* 75 (34), 7199–7216. <https://doi.org/10.1029/JA075i034p07199>.
- Fejer BG, Gonzales CA, Farley DT, Kelley MC, Woodman RF (1979) Equatorial electric fields during magnetically disturbed conditions—1. The effect of the interplanetary magnetic field. *J Geophys Res* 84(A10):5797–5802. <https://doi.org/10.1029/JA084iA10p05797>
- Fejer, B.G., Scherliess, L., de Paula, E.R., 1999. Effects of the vertical plasma drift velocity on the generation and evolution of equatorial spread F. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 104 (A9), 19859–19869. <https://doi.org/10.1029/1999JA900271>
- Fejer, B.G., Jensen, J.W., Su, S.-Y., 2008. Seasonal and longitudinal dependence of equatorial disturbance vertical plasma drifts. *Geophys. Res. Lett.* 35 (20), L20106. <https://doi.org/10.1029/2008GL035584>.
- Fejer, B.G., Larsen, M.F., Farley, D.T., 1983. Equatorial disturbance dynamo electric fields. *Geophys. Res. Lett.* 10 (7), 537–540. <https://doi.org/10.1029/GL010i007p00537>

- Fejer, B. G., Navarro, L. A., Sazykin, S., Newheart, A., Milla, M. A., & Condor, P. (2021). Prompt Penetration and Sub-storm Effects Over Jicamarca During the September 2017 Geomagnetic Storm. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 126(8), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2021JA029651>
- Friis-Christensen, E., Lühr, H., & Hulot, G. (2006). Swarm: A constellation to study the Earth's magnetic field. *Earth, Planets and Space*, 58(4), 351–358. <https://doi.org/10.1186/BF03351933>
- Galav P, Sharma S, Pandey R (2011) Study of simultaneous penetration of electric fields and variation of total electron content in the day and night sectors during the geomagnetic storm of 23 May 2002. *J Geophys Res Space Phys* 116(12):1–10. <https://doi.org/10.1029/2011J A017002>
- Gonzalez, W.D., Tsurutani, B.T., Clu'a De Gonzalez, A.L., 1999. Interplanetary origin of geomagnetic storms. *Space Sci. Rev.* 88 (3–4), 529–562. <https://doi.org/10.1023/A:1005160129098>.
- González, G. de L. (2021). Spread-F occurrence during geomagnetic storms near the southern crest of the EIA in Argentina. *Advances in Space Research*, 67(3), 1058–1084. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.10.051>
- González, G. de L. (2022). Spread-F characteristics over Tucumán near the southern anomaly crest in South America during the descending phase of solar cycle 24. *Advances in Space Research*, 69(3), 1281–1300. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.11.009>
- Huang, C.S., 2011. Occurrence of equatorial plasma bubbles during intense magnetic storms. *Int. J. Geophys.* 2011, 1–10. <https://doi.org/10.1155/2011/401858>.
- Hysell, D. L., & Burcham, J. D. (2002). Long term studies of equatorial spread F using the JULIA radar at Jicamarca. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 64(12–14), 1531–1543. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(02\)00091-3](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(02)00091-3)
- Huba JD, Krall J (2013) Impact of meridional winds on equatorial spread F: revisited. *Geophys Res Lett* 40(7):1268–1272. <https://doi.org/10.1002/grl.50292>
- Hines, C.O., 1959. An interpretation of certain ionospheric motions in terms of atmospheric gravity waves. *J. Geophys. Res.* 64, 2210–2211. <https://doi.org/10.1029/JZ064i012p02210>.
- Hooke, W.H., 1968. Ionospheric irregularities produced by internal atmospheric gravity waves. *J. Atmos. Terr. Phys.* 30, 795–823.
- Hunsucker, R.D., 1982. Atmospheric gravity waves generated in the high latitude ionosphere: a review. *Rev. Geophys.* 20, 293–315. <https://doi.org/10.1029/RG020i002p00293>.
- Jayachandran, P.T., Ram, P.S., Somayajulu, V.V., Rao, P.V.S.R., 1997. Effect of equatorial ionization anomaly on the occurrence of spread-F 262, 255–262.
- Kelley, M. 2009. The Earth's Ionosphere: Plasma Physics and Electrodynamics. International geophysics series; v. 96. Elsevier. <https://www.sciencedirect.com/bookseries/international-geophysics/vol/96/suppl/C>
- Kirchengast, G., Hocke, K., Schlegel, K., 1996. The gravity wave-TID relationship: insight via theoretical model-EISCAT data comparison. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 58, 233–243. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(95\)00032-1](https://doi.org/10.1016/0021-9169(95)00032-1).
- Klinngam, S., Supnithi, P., Rungraengwajake, S., Tsugawa, T., Ishii, M., Maruyama, T., 2015. The occurrence of equatorial spread-F at conjugate stations in Southeast Asia. *Adv. Space Res.* 55 (8), 2139–2147. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.10.003>
- Kotulak, K., Zakharenkova, I., Krankowski, A., Cherniak, I., Wang, N., Fron, A., 2020. Climatology characteristics of ionospheric irregularities described with GNSS ROTI. *Remote Sens.* 12 (16), 2634. <https://doi.org/10.3390/rs12162634>
- Lan, T., Jiang, C., Yang, G., Zhang, Y., Liu, J., Zhao, Z., 2019. Statistical analysis of low-latitude spread F observed over Puer, China, during 2015–2016. *Earth Planets Space* 71 (1), 138. <https://doi.org/10.1186/s40623-019-1114-7>
- Lee, C.C., Chu, F.D., Chen, W.S., Liu, J.Y., Su, S.-Y., Liou, Y.A., Yu, S. B., 2009. Spread F, GPS phase fluctuations, and plasma bubbles near the crest of equatorial ionization anomaly during solar maximum. *J. Geophys. Res.: Space Phys.* 114 (A8), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2009JA014195>

- Li, Q., Zhu, Y., Fang, K., Fang, J., 2020. Statistical study of the seasonal variations in TEC depletion and the ROTI during 2013–2019 over Hong Kong. *Sensors* 20 (21), 6200. <https://doi.org/10.3390/s20216200>
- Liu, X., Yuan, Y., Tan, B., Li, M., 2016. Observational Analysis of Variation Characteristics of GPS-Based TEC Fluctuation over China. *ISPRS Int. J. Geo-Inf.* 5 (12), 237. <https://doi.org/10.3390/ijgi5120237>.
- Lyon, A.J., Skinner, N.J., Wright, R.W.H., 1960. The belt of equatorial spread-F. *J. Atmos. Terr. Phys.* 19 (3–4), 145–159. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(60\)90043-X](https://doi.org/10.1016/0021-9169(60)90043-X).
- Ma, G., Maruyama, T., 2006. A super bubble detected by dense GPS network at east Asian longitudes. *Geophys. Res. Lett.* 33 (21), L21103 <http://doi.wiley.com/10.1029/2006GL027512>.
- Madhav Haridas MK, Manju G, Arunamani T (2018) Solar activity variations of equatorial spread F occurrence and sustenance during different seasons over Indian longitudes: empirical model and causative mechanisms. *Adv Space Res* 61(10):2585–2592. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.02.040>
- Magdaleno, S., Herraiz, M., de la Morena, B.A., 2012. Characterization of equatorial plasma depletions detected from derived GPS data in South America. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 74, 136–144. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2011.10.014>
- Mansilla, G.A., 2001. Thermosphere-ionosphere disturbances during two intense geomagnetic storms. *Geofísica Internacional* 40 (2), 135–144.
- Martinis, C.R., 2005. Toward a synthesis of equatorial spread F onset and suppression during geomagnetic storms. *J. Geophys. Res.* 110 (A7), A07306. <https://doi.org/10.1029/2003JA010362>.
- Maruyama T (1988) A diagnostic model for equatorial spread F, 1, Model description and application to electric field and neutral wind effects. *J Geophys Res* 93(A12):14611. <https://doi.org/10.1029/JA093iA12p14611>
- Maruyama T, Matuura N (1984) Longitudinal variability of annual changes in activity of equatorial spread F and plasma bubbles. *J Geophys Res* 89(A12):10903. <https://doi.org/10.1029/JA089iA12p10903>
- Matzka J, Stolle C, Yamazaki Y, Bronkalla O, Morschhauser A (2021) The geomagnetic Kp index and derived indices of geomagnetic activity. *Space Weather* 19(5):1–21. <https://doi.org/10.1029/2020SW002641>
- Manju, G., Madhav Haridas, M.K., Aswathy, R.P., 2016. Role of gravity wave seed perturbations in ESF day-to-day variability: a quantitative approach. *Adv. Space Res.* 57 (4), 1021–1028. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2015.12.019>
- Mendillo, M., Tyler, A., 1983. Geometry of depleted plasma regions in the equatorial ionosphere. *J. Geophys. Res.* 88 (A7), 5778. <https://doi.org/10.1029/JA088iA07p05778>
- Miller, E.S., Makela, J.J., Kelley, M.C., 2009. Seeding of equatorial plasma depletions by polarization electric fields from middle latitudes: experimental evidence. *Geophys. Res. Lett.* 36 (18), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2009GL039695>
- Muella, M.T.A.H., Kherani, E.A., De Paula, E.R., Cerruti, A.P., Kintner, P.M., Kantor, I.J., Abdu, M.A., 2010. Scintillation-producing Fresnel-scale irregularities associated with the regions of steepest TEC gradients adjacent to the equatorial ionization anomaly. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 115 (3), 1–19. <https://doi.org/10.1029/2009JA014788>
- Nava, B., Rodríguez-Zuluaga, J., Alazo-Cuartas, K., Kashcheyev, A., Migoya-Orué, Y., Radicella, S. M., Amory-Mazaudier, C., & Fleury, R. (2016). Middle- and low-latitude ionosphere response to 2015 St. Patrick's Day geomagnetic storm. *Journal of Geophysical Research A: Space Physics*, 121(4), 3421–3438. <https://doi.org/10.1002/2015JA022299>
- Ngwira, C.M., Seemala, G.K., Bosco Habarulema, J., 2013. Simultaneous observations of ionospheric irregularities in the African low-latitude region. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 97, 50–57. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2013.02.014>
- Nishioka, M., Saito, A., Tsugawa, T., 2008. Occurrence characteristics of plasma bubble derived from global ground-based GPS receiver networks. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 113 (5), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2007JA012605>
- Olwendo, J.O., Cilliers, P.J., Baki, P., Mito, C., 2012. Using GPS-SCINDA observations to study the correlation between scintillation, total electron content enhancement and depletions over the Kenyan region. *Adv. Space Res.* 49 (9), 1363–1372. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.02.006>.

- Oliver, W.L., Otsuka, Y., Sato, M., Takami, T., Fukao, S., 1997. A climatology of F region gravity wave propagation over the middle and upper atmosphere radar. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 102 (A7), 14499–14512. <https://doi.org/10.1029/97JA00491>
- Otsuka, Y., Shiokawa, K., Ogawa, T., 2006. Equatorial Ionospheric Scintillations and Zonal Irregularity Drifts Observed with Closely- Spaced GPS Receivers in Indonesia. *J. Meteorol. Soc. Jpn* 84A, 343– 351. <https://doi.org/10.2151/jmsj.84A.343>.
- Pavlov, A.V., Fukao, S., Kawamura, S., Propagation, R., Region, M., Technology, C., 2006. A modeling study of ionospheric F2-region storm effects at low geomagnetic latitudes during 17–22 March 1990. *Ann. Geophys.* 24 (3), 915–940. <https://doi.org/10.5194/angeo-24-915-2006>.
- Pezzopane, M., Zuccheretti, E., Abadi, P., De Abreu, A.J., De Jesus, R., Fagundes, P.R., Ezquer, R.G., 2013. Low-latitude equinoctial spread-F occurrence at different longitude sectors under low solar activity. *Ann. Geophys.* 31 (2), 153–162. <https://doi.org/10.5194/angeo-31-153-2013>
- Pezzopane, M., Scotto, C., 2007. The automatic scaling of critical frequency foF2 and MUF(3000)F2: a comparison between Autoscala and ARTIST 4.5 on Rome data. *Radio Sci.* <https://doi.org/10.1029/2006RS003581>
- Pi, X., Mannucci, A.J., Lindqwister, U.J., Ho, C.M., 1997. Monitoring of global ionospheric irregularities using the Worldwide GPS Network. *Geophys. Res. Lett.* 24 (18), 2283–2286. <https://doi.org/10.1029/97GL02273>
- Piersanti M, De Michelis P, Del Moro D, Tozzi R, Pezzopane M, Consolini G, Diego P (2020) From the Sun to Earth: effects of the 25 August 2018 geomagnetic storm. *Ann Geophys* 38(3):703–724. <https://doi.org/10.5194/angeo-38-703-2020>
- Pietrella, M., Pezzopane, M., Fagundes, P.R., de Jesus, R., Supnithi, P., Klinggam, S., Cabrera, M.A., 2017. Equinoctial spread-F occurrence at low latitudes in different longitude sectors under moderate and high solar activity. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 164, 149–162. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2017.07.007>
- Piggott, W.R., Rawer, K., 1978. Revision of Chapters 1–4 U.R.S.I. Handbook of Ionogram Interpretation and Reduction. Report UAG- 23A (Second). World Data Cent. A for Sol. Terr. Phys, Boulder, Colorado.
- Pin˜on, D.A., Go´mez, D.D., Smalley, R., Cimbaro, S.R., Lauri´a, E.A., Bevis, M.G., 2018. The History, State, and Future of the Argentine Continuous Satellite Monitoring Network and Its Contributions to Geodesy in Latin America. *Seismol. Res. Lett.* 89 (2A), 475–482. <https://doi.org/10.1785/0220170162>.
- Pimenta, A.A., Kelley, M.C., Sahai, Y., Bittencourt, J.A., Fagundes, P.R., 2008. Thermospheric dark band structures observed in all-sky OI 630 nm emission images over the Brazilian low-latitude sector. *J. Geophys. Res.: Space Phys.* 113 (A1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2007JA012444>
- Rastogi, R.G., Mullen, J.P., MacKenzie, E., 1981. Effect of geomagnetic activity on equatorial radio VHF scintillations and spread F. *J. Geophys. Res.* 86 (A5), 3661. <https://doi.org/10.1029/JA086iA05p03661>
- Ray, S., Paul, A., Dasgupta, A., 2006. Equatorial scintillations in relation to the development of ionization anomaly. *Ann. Geophys.* 24 (5), 1429–1442. <https://doi.org/10.5194/angeo-24-1429-2006>.
- Ray, S., Roy, B., Das, A., 2015. Occurrence of equatorial spread F during intense geomagnetic storms. *Radio Sci.* 50 (7), 563–573. <https://doi.org/10.1002/2014RS005422>
- Rishbeth H., Garriot O. K. 1969. Introduction to Ionospheric Physics. Academic Press Inc.
- Rishbeth H (1971) Polarization fields produced by winds in the equatorial F-region. *Planet Space Sci* 19(3):357–369. [https://doi.org/10.1016/0032-0633\(71\)90098-5](https://doi.org/10.1016/0032-0633(71)90098-5)
- Reinisch, B.W., Abdu, M., Batista, I., Sales, G.S., Khmyrov, G., Bullett, T.A., Rios, V., 2004. Multistation digisonde observations of equatorial spread F in South America. *Ann. Geophys.* 22 (9), 3145–3153. <https://doi.org/10.5194/angeo-22-3145-2004>
- Rottger, J., 1973. Wave-like structures of large-scale equatorial spread-F irregularities. *J. Atmos. Terr. Phys.* 35 (6), 1195–1203. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(73\)90016-0](https://doi.org/10.1016/0021-9169(73)90016-0)

- Rungraengwajake, S., Supnithi, P., Tsugawa, T., Maruyama, T., Nagatsuma, T., 2013. The variation of equatorial spread-F occurrences observed by ionosondes at Thailand longitude sector. *Adv. Space Res.* 52 (10), 1809–1819. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2013.07.041>
- Sahai, Y., Aarons, J., Mendillo, M., Baumgardner, J., Bittencourt, J.A., Takahashi, H., 1994. OI 630 nm imaging observations of equatorial plasma depletions at 16° S dip latitude. *J. Atmos. Terr. Phys.* 56 (11), 1461–1475. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(94\)90113-9](https://doi.org/10.1016/0021-9169(94)90113-9)
- Sahai, Y., Fagundes, P.R., Bittencourt, J.A., 2000. Transequatorial F-region ionospheric plasma bubbles: solar cycle effects. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 62 (15), 1377–1383. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(00\)00179-6](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(00)00179-6)
- Sahai, Y., Becker-Guedes, F., Fagundes, P.R., Lima, W.L.C., Otsuka, Y., Huang, C.-S., Bittencourt, J.A., 2007. Response of nighttime equatorial and low latitude F-region to the geomagnetic storm of August 18, 2003, in the Brazilian sector. *Adv. Space Res.* 39 (8), 1325–1334. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2007.02.064>.
- Sahai, Y., Fagundes, P.R., de Jesus, R., de Abreu, A.J., Crowley, G., Kikuchi, T., Bittencourt, J.A., 2011. Studies of ionospheric F-region response in the Latin American sector during the geomagnetic storm of 21–22 January 2005. *Ann. Geophys.* 29 (5), 919–929. <https://doi.org/10.5194/angeo-29-919-2011>.
- Santos, A. M., Abdu, M. A., Sobral, J. H. A., Koga, D., Nogueira, P. A. B., & Candido, C. M. N. (2012). Strong longitudinal difference in ionospheric responses over Fortaleza (Brazil) and Jicamarca (Peru) during the January 2005 magnetic storm, dominated by northward IMF. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 117(8), 1–10. <https://doi.org/10.1029/2012JA017604>
- Scherliess, L., Fejer, B.G., 1997. Storm time dependence of equatorial disturbance dynamo zonal electric fields. *J. Geophys. Res.* 102 (97), 24037–24046.
- Schunk, R. W., and A. F. Nagy (2000), *Ionospheric physics, plasma physics, and chemistry*, Cambridge University Press, New York.
- Seemala, G.K., Valladares, C.E., 2011. Statistics of total electron content depletions observed over the South American continent for the year 2008. *Radio Sci.* 46 (5), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2011RS004722>
- Senior, Catherine, Blanc, Michel, 1984. On the Control of Magnetospheric Convection by the Spatial Distribution of Ionospheric Conductivities. *Journal of Geophysical Research* 89 (A1), 261–284. <https://doi.org/10.1029/JA089iA01p00261>, [10.1029/JA089iA01p00261](https://doi.org/10.1029/JA089iA01p00261)
- Shang SP, Shi JK, Kintner PM, Zhen WM, Luo XG, Wu SZ, Wang GJ (2008) Response of Hainan GPS ionospheric scintillations to the different strong magnetic storm conditions. *Adv Space Res* 41(4):579– 586. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2007.05.020>
- Shetti, D.J., Gurav, O.B., Seemla, G.K., 2019. Occurrence characteristics of equatorial plasma bubbles and total electron content during solar cycle peak 23rd to peak 24th over Bangalore (13.02° N, 77.57° E). *Astrophys. Space Sci.* 364 (9). <https://doi.org/10.1007/s10509-019-3643-8>
- Singh R, Sripathi S, Sreekumar S, Banola S, Emperumal K, Tiwari P, Kumar BS (2015) Low-latitude ionosphere response to super geomagnetic storm of 17/18 March 2015: results from a chain of ground-based observations over Indian sector. *J Geophys Res Space Physics* 120(12):10864–10882. <https://doi.org/10.1002/2015JA021509>
- Sobral, J.H.A., Abdu, M.A., Gonzalez, W.D., Tsurutani, B.T., Batista, I. S., DeGonzalez, A.L.C., 1997. Effects of intense storms and substorms on the equatorial ionosphere/thermosphere system in the American sector from ground-based and satellite data. *J. Geophys. Res.* 102 (A7), 14305–14313. <https://doi.org/10.1029/97ja00576>.
- Sori, T., Shinbori, A., Otsuka, Y., Tsugawa, T., Nishioka, M., & Yoshikawa, A. (2022). Generation Mechanisms of Plasma Density Irregularity in the Equatorial Ionosphere During a Geomagnetic Storm on 21–22 December 2014. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 127(5), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2021JA030240>
- Stanislawska, I., Lastovicka, J., Bourdillon, A., Zolesi, B., Cander, L.R., 2010. Monitoring and modeling of ionospheric characteristics in the framework of European COST 296 Action MIERS. *Space Weather* 8 (2), 1–7. <https://doi.org/10.1029/2009SW000493>.
- Taori, A., Parihar, N., Ghodpage, R., Dashora, N., Sripathi, S., Kherani, E.A., Patil, P.T., 2015. Probing the possible trigger mechanisms of an equatorial plasma bubble event based on multistation optical data. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 120 (10), 8835–8847. <https://doi.org/10.1002/2015JA021541>

- Thammavongsy, P., Supnithi, P., Phakphisut, W., Hozumi, K., Tsugawa, T., Bannop, K., 2020. The statistics of equatorial spread-F and effects on critical frequency at Chumphon, Thailand. In: Proceedings of the Sriwijaya International Conference on Information Technology and Its Applications (SICONIAN 2019), vol. 172. Paris, France: Atlantis Press, pp. 691–695. <https://doi.org/10.2991/aisr.k.200424.105>
- Timocin, E., Inyurt, S., Temucin, H., Ansari, K., Jamjareegulgarn, P., 2020. Investigation of equatorial plasma bubble irregularities under different geomagnetic conditions during the equinoxes and the occurrence of plasma bubble suppression. *Acta Astronaut.* 177 (August), 341–350. <https://doi.org/10.1016/j.actaastro.2020.08.007>
- Tsunoda, R.T., Towle, D.M., 1979. On the spatial relationship of 1-meter equatorial spread-F irregularities and depletions in total electron content. *Geophys. Res. Lett.* 6 (11), 873–876. <https://doi.org/10.1029/GL006i011p00873>
- Tsunoda, R.T., 1985. Control of the seasonal and longitudinal occurrence of equatorial scintillations by the longitudinal gradient in integrated E region Pedersen conductivity. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 90 (A1), 447–456. <https://doi.org/10.1029/JA090iA01p00447>
- Tsunoda RT (2006) Day-to-day variability in equatorial spread F: is there some physics missing? *Geophys Res Lett* 33(16):15. <https://doi.org/10.1029/2006GL025956>
- Tsunoda, R.T., Yamamoto, M., Tsugawa, T., Hoang, T.L., Tulasi Ram, S., Thampi, S.V., Chau, H.D., Nagatsuma, T., 2011. On seeding, large-scale wave structure, equatorial spread F, and scintillations over Vietnam. *Geophys. Res. Lett.* 38 (20), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011GL049173>
- Tsunoda, R.T., Nguyen, T.T., Le, M.H., 2015. Effects of tidal forcing, conductivity gradient, and active seeding on the climatology of equatorial spread F over Kwajalein. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 120 (1), 632–653. <https://doi.org/10.1002/2014JA020762>
- Tulasi Ram, S. et al., 2008. Local time dependent response of postsunset ESF during geomagnetic storms. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 113 (A7), A07310. <https://doi.org/10.1029/2007JA012922>
- Tsurutani, B.T., Gonzalez, W.D., 1987. The cause of high-intensity long-duration continuous AE activity (HILDCAAs): Interplanetary Alfvén wave trains. *Planet. Space Sci.* 35 (4), 405–412. [https://doi.org/10.1016/0032-0633\(87\)90097-3](https://doi.org/10.1016/0032-0633(87)90097-3)
- Valladares, C.E., Hanson, W.B., McClure, J.P., Cragin, B.L., 1983. Bottomside sinusoidal irregularities in the equatorial F region. *J. Geophys. Res.* 88 (A10), 8025. <https://doi.org/10.1029/JA088iA10p08025>
- Valladares, C.E., Villalobos, J., Sheehan, R., Hagan, M.P., 2004. Latitudinal extension of low-latitude scintillations measured with a network of GPS receivers. *Ann. Geophys.* 22 (9), 3155–3175. <https://doi.org/10.5194/angeo-22-3155-2004>
- Valladares, C.E., Villalobos, J., Hei, M.A., Sheehan, R., Basu, S., Mackenzie, E., Rios, V.H., 2009. Simultaneous observation of traveling ionospheric disturbances in the Northern and Southern Hemispheres. *Ann. Geophys.* 27, 1501–1508.
- Yizengaw, E., Groves, K.M., 2018. Longitudinal and seasonal variability of equatorial ionospheric irregularities and electrodynamic. *Space Weather* 16 (8), 946–968. <https://doi.org/10.1029/2018SW001980>.
- Yokoyama, T., Fukao, S., Yamamoto, M., 2004. Relationship of the onset of equatorial F region irregularities with the sunset terminator observed with the Equatorial Atmosphere Radar. *Geophys. Res. Lett.* 31 (24), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL021529>
- Wakai, N., Ohyama, H., Koizumi, T., 1987. Manual of Ionogram Scaling (Third Vers). Ministry of Posts and Telecommunications, Japan, Retrieved from [https://www.sws.bom.gov.au/IPSHosted/INAG/scaling/japanese\\_manual\\_v3.pdf](https://www.sws.bom.gov.au/IPSHosted/INAG/scaling/japanese_manual_v3.pdf)
- Weber, E.J., Buchau, J., Eather, R.H., Mende, S.B., 1978. North-south aligned equatorial airglow depletions. *J. Geophys. Res.* 83 (A2), 712. <https://doi.org/10.1029/JA083iA02p00712>
- Wang, Ning, Guo, Lixin, Zhao, Zhenwei, Ding, Zonghua, Lin, Leke, 2018. Spread-F occurrences and relationships with foF2 and h<sub>o</sub>Fat low- and mid-latitudes in China. *Earth, Planets and Space* 70 (1), 59. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0821-9>

Weber, E.J., Basu, S., Bullett, T.W., Valladares, C., Bishop, G., Groves, K., Araya, J., 1996. Equatorial plasma depletion precursor signatures and onset observed at 11° south of the magnetic equator. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 101 (A12), 26829–26838. <https://doi.org/10.1029/96ja00440>

Wei Y, Fraenz M, Dubinin E, He M, Ren Z, Zhao B, Alex S (2013) Can a nightside geomagnetic Delta H observed at the equator manifest a penetration electric field? *J Geophys Res Space Phys* 118(6):3557– 3567. <https://doi.org/10.1002/jgra.50174>

Wei, Y., Zhao, B., Li, G., Wan, W., 2015. Electric field penetration into Earth's ionosphere: a brief review for 2000–2013. *Sci. Bull.* 60 (8), 748–761. <https://doi.org/10.1007/s11434-015-0749-4>.

Wei, L., Jiang, C., Hu, Y., Aa, E., Huang, W., Liu, J., Yang, G., & Zhao, Z. (2021). Ionosonde Observations of Spread F and Spread Es at Low and Middle Latitudes during the Recovery Phase of the 7–9 September 2017 Geomagnetic Storm. *Remote Sensing*, 13(5), 1010. <https://doi.org/10.3390/rs13051010>

Whalen, J.A., 2002. Dependence of the equatorial anomaly and of equatorial spread f on the maximum prereversal E x B drift velocity measured at solar maximum. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 108 (A5), 1–9. <https://doi.org/10.1029/2002JA009755>

Woodman, R.F., La Hoz, C., 1976. Radar observations of F region equatorial irregularities. *J. Geophys. Res.* 81 (31), 5447–5466. <https://doi.org/10.1029/JA081i031p05447>

## APENDICE

### Lista de publicaciones

1. *Storm-time variability of ionospheric irregularities over South America*  
Gilda González  
Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, Volume 241, December 2022, 105980  
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2022.105980>
2. *Ionospheric irregularities during disturbed geomagnetic conditions over Argentinian EIA region*  
Gilda González  
Acta Geodaetica et Geophysica, Issue 57, 2022, Pages 129–155, ISSN 2213-5820  
<https://doi.org/10.1007/s40328-021-00370-4>
3. *Spread-F characteristics over Tucumán near the southern anomaly crest in South America during the descending phase of solar cycle 24*  
Gilda González  
Advances in Space Research, Volume 69, Issue 3, 2022, Pages 1281-1300, ISSN 0273-1177, <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.11.009>
4. *Spread-F occurrence during geomagnetic storms near the southern crest of the EIA in Argentina*  
Gilda González  
Advances in Space Research, Volume 67, Issue 3, 2021, Pages 1058-1084, ISSN 0273-1177, <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.10.051>
5. *Variability of F2-layer peak characteristics at low latitude in Argentina for high and low solar activity and comparison with the IRI-2016 model*  
Gilda González and Jorgelina López  
Journal of the Earth and Space Physics, Volume 45, Issue 4, 2020, Pages 143-164. doi: [10.22059/jesphys.2019.252489.1006975](https://doi.org/10.22059/jesphys.2019.252489.1006975)
6. *Analysis of day-to-day variability in TEC at equatorial latitudes during 2008*  
Gilda González and Hernán Esquivel  
Journal of Exact Sciences and Engineering of the Faculty of Exact Sciences and Technology – UNT. ISSN:1668-9178 Year 24 N°38 December 2017  
<https://www.facet.unt.edu.ar/revistacet/revista-cet-38/>