

Ionosfera de bajas latitudes: efectos sobre señales de satélites recibidas en Tucumán

RODOLFO G. EZQUER^{1,2} y SANDRO M. RADICELLA³

¹ CONICET, Universidad Nacional de Tucumán, FACET, Lab. de Ionosfera, Argentina
(rezquer@herrera.unt.edu.ar)

² Universidad Tecnológica Nacional, Facultad Regional Tucumán, CIASUR, Argentina

³ Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics,
Aeronomy and Radiopropagation Laboratory, Italia
(rsandro@ictp.it)

(Recibido, 25 febrero 2008; recibido en forma revisada, 10 marzo 2008; aceptado, 22 marzo 2008)

RESUMEN

Se mencionan algunos de los efectos que la ionosfera produce en las señales de radio que la atraviesan. Además, se describen las características de la ionosfera ecuatorial y de baja latitud ya que es una de las regiones en donde los sistemas de comunicación y navegación satelital, son más afectados. En particular, se describen estudios sobre el centelleo de señales de satélites recibidas en Tierra. Se muestran resultados de los estudios realizados en Tucumán (26.9° S, 294.6° E), los que podrían ser un aporte para el desarrollo de un sistema de predicción de ocurrencia de las irregularidades ionosféricas que producen el centelleo.

Palabras claves: ionosfera, baja latitud, efectos ionosféricos, contenido electrónico, centelleo ionosférico.

ABSTRACT

Some effects that ionosphere produces on radio signals that traverse it are mentioned. Moreover, the characteristics of the equatorial and low latitude ionosphere are described because it is a region where the communication and navigation satellite systems are strong affected. Particularly, studies on scintillations of satellite signals received at ground are described. The results obtained at Tucumán (26.9° S, 294.6° E) which could be a contribution to develop a system to predict the occurrence of ionospheric irregularities that produce scintillations are also shown.

Keywords: ionosphere, low latitude, ionospheric effects, electron content, ionospheric scintillations.

1. INTRODUCCIÓN

La ionosfera es la parte de la atmósfera que se extiende aproximadamente desde los 50 a los 2000 km de altura y se encuentra lo suficientemente ionizada como para

afectar a las señales de radio que por ella se propagan. El conocimiento del comportamiento de las características ionosféricas, y la posibilidad de predecirlo mediante modelos, son de fundamental importancia para los sistemas que usan este tipo de señales como los de comunicación en alta frecuencia, de detección y rastreo de satélites, de navegación por satélites, etc.

La ionización presente en esta región de la atmósfera, es producida principalmente por radiación ultravioleta y rayos X solares. En latitudes medias esa ionización es removida por procesos de recombinación química que involucran a la atmósfera neutra y a especies ionizadas. Los movimientos de los iones, y el balance entre producción y pérdida, son afectados por vientos de aire neutro. Los procesos típicos de la ionosfera de latitud media también operan en baja y alta latitud, pero en estas regiones se presentan además procesos adicionales que son importantes.

En la zona de baja latitud, que se extiende hasta los 30° a ambos lados del ecuador magnético, la ionosfera está fuertemente influenciada por fuerzas electromagnéticas que se originan porque el campo geomagnético es horizontal sobre el ecuador magnético. La principal consecuencia es que la conductividad es alta sobre el ecuador. Una intensa corriente eléctrica (electrochorro) fluye en la región E. En la región F se presentan aumentos o “crestas” de ionización a ambos lados del ecuador magnético, producidas por la existencia de campos magnético y eléctrico en la ionosfera ecuatorial. Estos campos generan procesos físicos que trasladan la ionización desde el ecuador a las “crestas”, localizadas en su máxima separación del ecuador geomagnético, a unos 15° . Se produce así una disminución de ionización en la zona ecuatorial y crecimiento en bajas latitudes, los que constituyen la conocida anomalía ecuatorial (AE). Tucumán (26.9° S, 294.6° E; lat. Geomag.: -15.5) se encuentra bajo la “cresta” Sur de la AE.

En altas latitudes, el campo geomagnético es casi vertical, lo que hace que la ionosfera de esa zona sea más complicada que la de latitudes media y baja. Esto es así porque las líneas de campo magnético conectan la ionosfera de alta latitud con la parte exterior de la magnetosfera, la que es controlada por el viento solar, mientras que la ionosfera de media y baja latitud está conectada con la magnetosfera interna, la que es menos sensible a la influencia externa.

Una de las magnitudes físicas de la ionosfera de gran interés es el contenido electrónico total (TEC, total electron content), definido como el número de electrones libres presentes en una columna de sección unidad que se extiende desde una estación receptora en Tierra hasta el satélite considerado. Si la columna es vertical, se denomina contenido electrónico total vertical (VTEC), si se considera una columna oblicua se tiene el contenido electrónico oblicuo (STEC, slant total electron content).

La ionosfera produce varios efectos en las señales de radio que la atraviesan, siendo la mayoría de ellos proporcionales al contenido electrónico total. Así, el TEC es una magnitud ionosférica de interés para los sistemas que usan señales transionosféricas.

Por otro lado, en la ionosfera se presentan irregularidades en la distribución espacial de la densidad de electrones libres (N) que, cuando son atravesadas por señales de radio, producen fuertes fluctuaciones en la amplitud y fase de la señal. Este efecto se conoce como centelleo ionosférico.

Nos referiremos a algunos de los efectos ionosféricos proporcionales al TEC y , en particular, al centelleo ionosférico.

2. PROCESOS FÍSICOS EN LA IONOSFERA ECUATORIAL Y DE BAJAS LATITUDES

En la ionosfera se distinguen tres regiones, a saber: D, E y F. La D se extiende, aproximadamente, desde los 50 a los 90 km de altura; la E se encuentra entre los 90 y los 120 – 150 km de altura y la región F va desde los 120 – 150 km hasta el borde superior. La densidad de electrones libres en la D es menor que en las otras dos regiones, y la F es la de mayor N.

Como se dijo, en baja latitud el campo geomagnético es casi horizontal y el movimiento vertical del plasma da origen a inestabilidades en la ionosfera ecuatorial.

2.1. TEORÍA DE LA DÍNAMO

La generación de campos eléctricos en la atmósfera puede ser explicada con la teoría de la dínamo (Rishbeth and Garrioth 1969). El Sol y la Luna originan fuerzas de mareas en la atmósfera, las que producen movimiento del gas neutro el que, en primera aproximación, puede ser considerado horizontal. El movimiento del gas neutro a través de las líneas del campo geomagnético produce corrientes en las zonas donde la conductividad eléctrica es apreciable (región E de la ionosfera). Las corrientes no pueden fluir libremente en todas las direcciones, ya que existen variaciones horizontales y verticales de la conductividad. Así, se generan cargas de polarización. Los campos electrostáticos asociados con estas cargas son transmitidos a la región F ecuatorial a través de las líneas de campo geomagnético que son altamente conductoras. En la región F, estos campos electrostáticos causan las derivas electromagnéticas (**EXB**).

2.2. AUMENTO PRE-REVERSIÓN DEL CAMPO ELÉCTRICO ZONAL EN LA REGIÓN ECUATORIAL

El radar de dispersión incoherente de Jicamarca (12.0° S, 283.0° E), Perú, ha permitido la realización de mediciones de derivas verticales y zonales de la región F de la ionosfera ecuatorial. Varias publicaciones (Fejer et al. 1979; Fejer 1981; Fejer et al. 1999; entre otros) describieron el comportamiento de la deriva vertical bajo diversas condiciones magnéticas y solares, considerado diferentes épocas del año.

La figura 1 muestra el comportamiento de la deriva vertical del plasma ionosférico sobre Jicamarca, en condiciones magnéticas tranquilas y durante años de alta y baja actividad solar. Los valores positivos indican que la deriva es hacia arriba y los negativos que la misma es hacia abajo. Se puede ver que la deriva es hacia

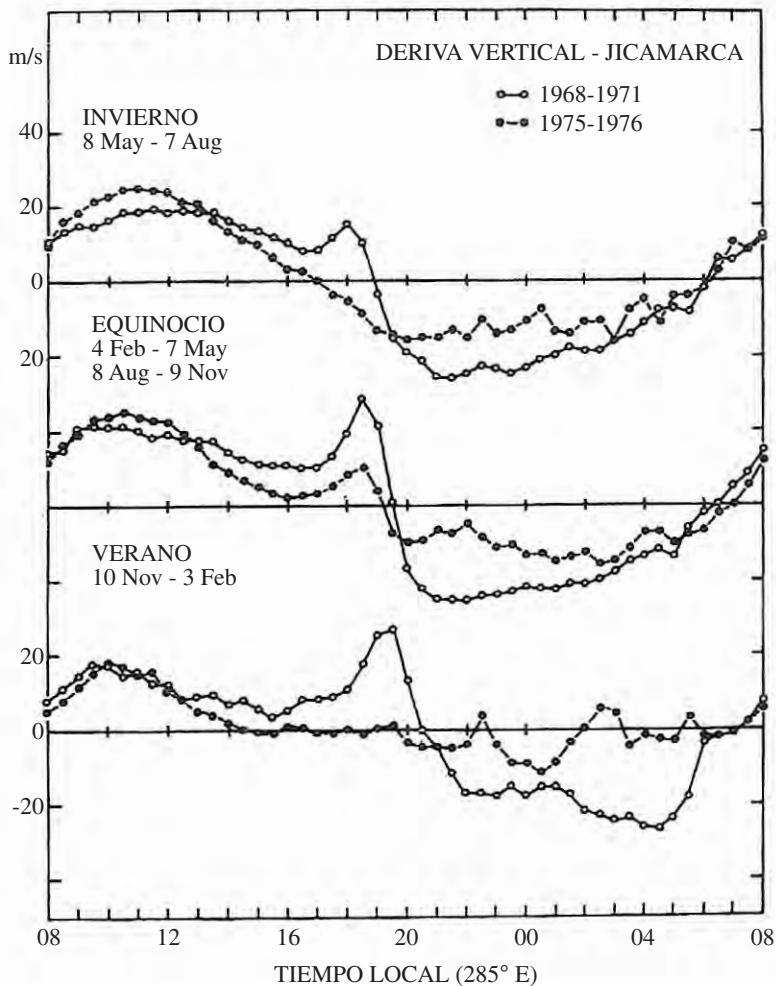


Figura 1.- Comportamiento de la deriva vertical medida en Jicamarca durante alta (1968-1971) y baja (1975-1976) actividad solar. Adaptada de Fejer (1981).

arriba en horas diurnas y hacia abajo durante la noche. Estas derivas son producidas por la acción dínamo en las regiones E y F (Kelley 1989). En esta figura se observa, además, un fuerte incremento de la deriva vertical después del atardecer. Este aumento se conoce como “el aumento pre-reversión” del campo eléctrico zonal o de la deriva vertical y es responsable de particularidades de la ionosfera ecuatorial.

Farley et al. (1986) propusieron un modelo simple, basado en la acción de un viento neutro uniforme en la región F, para explicar el aumento pre-reversión del campo eléctrico zonal. En las proximidades del terminador noche-día del atarde-

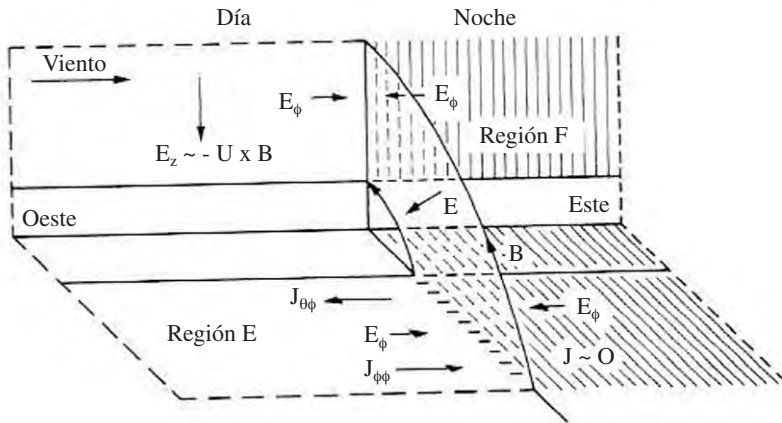


Figura 2.- Generación del aumento pre-reversión del campo eléctrico zonal por la acción de un viento neutro uniforme. Adaptada de Farley et al. (1986).

cer, un campo eléctrico E_z , generado por el efecto dínamo de la región F ($-U \times B$), es proyectado hasta la región E por medio de las líneas de campo magnético, dando origen a un campo E_θ dirigido hacia el ecuador (el que no se muestra explícitamente para no sobrecargar la figura). Este campo genera una corriente Hall $J_{\theta\phi}$ hacia el Oeste. Dado que ninguna corriente fluye en la región E nocturna, se produce una acumulación de cargas negativas en el terminador dando origen a un campo E_ϕ y a una corriente $J_{\phi\phi}$ que trata de cancelar a $J_{\theta\phi}$. Este campo E_ϕ es proyectado de vuelta a la región F y produce primero una deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ del plasma hacia arriba en el sector diurno y luego aparece una deriva hacia abajo durante la noche.

2.3. LA ANOMALÍA ECUATORIAL

La anomalía ecuatorial, o Anomalía de Appleton, consiste en una región de alta densidad de electrones en la ionosfera, observada a unos 15° a ambos lados del ecuador magnético. Este aumento de densidad de electrones en bajas latitudes tiene origen en la deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ del plasma de la región F ecuatorial (Martyn 1947). Como se dijo, un campo eléctrico zonal existe en la ionosfera ecuatorial y está dirigido hacia el Este durante el día, produciendo una deriva vertical $\mathbf{E} \times \mathbf{B} / B^2$. Inmediatamente después de la puesta del Sol, este campo eléctrico dirigido hacia el Este es acentuado (aumento pre-reversión) y el plasma de la región F deriva hacia elevadas alturas. Mientras tanto, el plasma de bajas alturas decae rápidamente debido a la disminución de la intensidad de la radiación solar incidente (Kelley 1989).

Después que el plasma sube a elevadas alturas en la región ecuatorial, el mismo inicia un movimiento de descenso a lo largo de las líneas del campo geomagnético. Este movimiento se produce por la acción de la gravedad y de gradiente de presión.

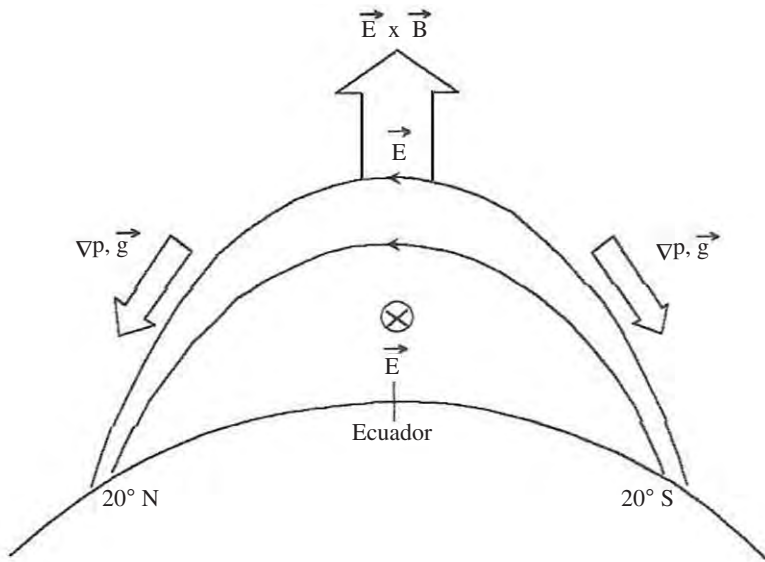


Figura 3.- Transporte de plasma desde la región ecuatorial hasta elevadas alturas y posteriormente a aproximadamente 20° de latitud magnética. Efecto producido por la acción de campos eléctrico y magnético ($\mathbf{E} \times \mathbf{B}$), la gravedad (\mathbf{g}) y gradientes de presión ∇p . Adaptada de Kelley (1989).

Este fenómeno de ascenso de plasma y posterior descenso a lo largo de las líneas de campo magnético, se conoce como “efecto fuente” y es el que genera la anomalía ecuatorial. En la figura 3 se muestra un esquema de las fuerzas que actúan sobre el plasma.

La máxima densidad de electrones libres en la ionosfera ($NmF2$) está relacionada con la máxima frecuencia del plasma ($foF2$) por la ecuación:

$$NmF2 = 1.24 \times 10^4 \times foF2^2 \quad (1)$$

donde $NmF2$ está en cm^{-3} y $foF2$ en Mhz

La figura 4 muestra la distribución global de $foF2$ en la cual se puede observar los picos de la anomalía ecuatorial en la zona americana.

2.4. DISPERSIÓN DE LA REGIÓN F

En el ecuador y bajas latitudes se presenta el fenómeno denominado “dispersión de la región F” (Equatorial Spred F – ESF, en inglés). Se le dio ese nombre al fenómeno de dispersión observado en los trazos de los ionogramas obtenidos en la región ecuatorial durante la década del 30 (Booker and Wells 1938). Posteriormente se utilizó el tér-

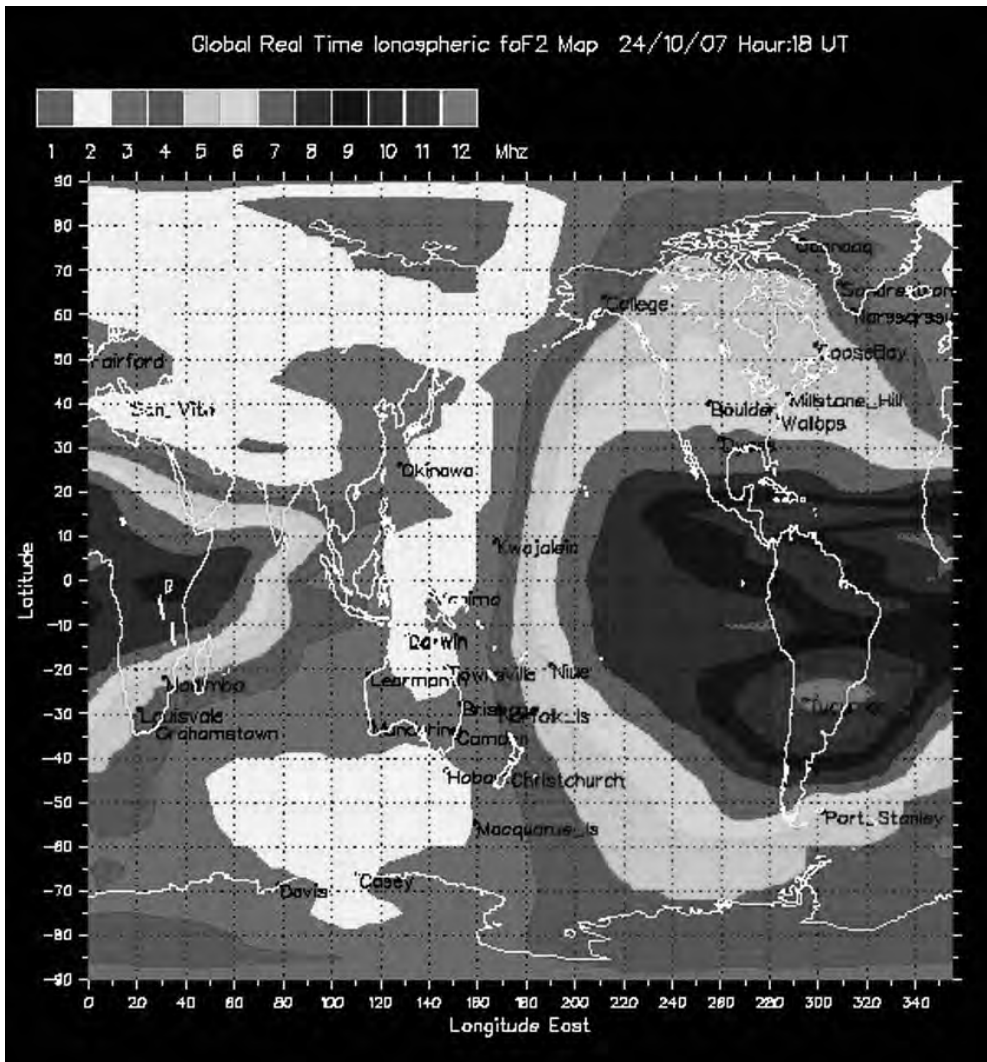


Figura 4.- Mapa global de la distribución del valor de foF2. Obtenido del Servicio de Predicción Ionosférica (Ionospheric Prediction Service) de Australia http://www.ips.gov.au/HF_Systems/6/5

mino ESF para los fenómenos de irregularidades de densidad de electrones del plasma ecuatorial, observado por diversos tipos de instrumentos utilizados para el sondaje ionosférico. Es posible observar ESF en datos de ionosondas, radares, sensores a bordo de cohetes o satélites, fluctuaciones en la fase y la amplitud de señales transionosféricas (centelleo) (Basu and Basu 1981; Abdu et al. 1991; Aarons et al. 1999). El término ESF está asociado a un amplio espectro de irregularidades de plasma con escala que van desde decenas de centímetros hasta centenas de kilómetros. Cada instrumento o técnica de medición es sensible a una determinada escala (Rodríguez 2002).

Dungey (1956) propuso la inestabilidad gravitacional de Rayleigh-Taylor (GRT) como el proceso generador del ESF. Posteriormente también fueron presentadas otras teorías para explicar ese fenómeno. Sin embargo, Farley et al. (1970) mostraron que ninguna teoría presentada hasta entonces podía explicar los datos obtenidos. Luego la teoría de RT fue mejorada y generalizada, incluyendo parámetros del ambiente ionosférico, tales como campo eléctrico (E) y la acción de los vientos neutros (U), y de esta manera, muchas de las características del ESF pueden ser explicadas por la denominada teoría RT generalizada (GRT).

En el perfil de distribución vertical de N en la ionosfera ecuatorial para el período del atardecer, se observa un acentuado gradiente de densidad en la porción inferior de la capa F, separando dos regiones distintas: una de baja densidad y otra de alta densidad, localizadas debajo y encima de aproximadamente 300 km, respectivamente. Se puede hacer una analogía de este perfil con el caso de una inestabilidad hidrodinámica RT, en la cual un fluido más denso es sustentado por otro menos denso como muestra la figura 5. En la inestabilidad hidrodinámica de RT una pequeña perturbación surge en la superficie de contacto de los dos fluidos y, con la acción de la gravedad, esta perturbación evoluciona hasta que el fluido menos denso tiende a elevarse mientras que el más denso descende como lo muestra la figura 5.

Sin embargo, el proceso de inestabilidad RT generalizada que se aplica a la ionosfera no es tan simple como el mencionado arriba. Existen procesos electrodinámicos intrínsecos de la ionosfera ecuatorial y de medias latitudes, así como efectos de acoplamiento ionosfera - magnetosfera en altas latitudes, que controlan el proceso de generación y evolución de las irregularidades ionosféricas (Aarons 1991).

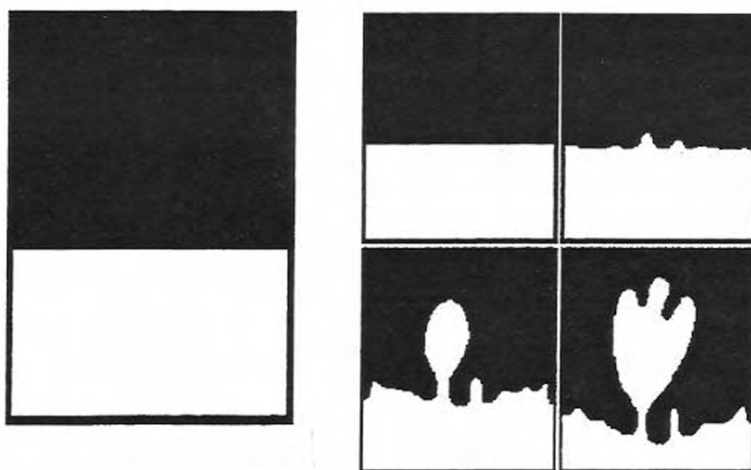


Figura 5.- Inestabilidad hidrodinámica RT. Un fluido más denso (sector negro), es sustentado por otro más liviano (sector blanco). Los paneles de la derecha ilustran la evolución de la inestabilidad RT. Adaptada de Kelley (1989).

Mediciones realizadas con satélites y cohetes a través de regiones de ESF muestran marcados vaciamientos de plasma, llamados burbujas ionosféricas, con altos valores del campo eléctrico zonal en su interior. Estas regiones de vaciamiento se asocian con estructuras denominadas “plumas” que se observan en mediciones de radares. Las plumas presentan una subida rápida y la presencia de fuertes ecos provenientes de irregularidades con escala de algunos metros en su interior. El fenómeno de ESF observado en ionogramas ecuatoriales representan irregularidades en la zona inferior de la capa F que pueden estar asociadas o no a burbujas ionosféricas que evolucionan hasta la parte superior de la ionosfera. Por el contrario, el ESF observado en ionogramas de bajas latitudes son indicativos de irregularidades inmersas en burbujas ionosféricas (Abdu et al. 1983). Estas burbujas, a medida que evolucionan a mayores alturas, se alinean con las líneas de campo magnético y se extienden a ambos lados del ecuador magnético, pudiendo alcanzar regiones alejadas a miles de kilómetros del mismo.

Se cree que las condiciones necesarias para la ocurrencia de irregularidades de gran escala son:

- a) presencia de una perturbación inicial de gran escala,
- b) un gradiente hacia arriba en el perfil vertical de distribución de la densidad de electrones libres en la ionosfera y
- c) un aumento del campo eléctrico hacia el Este.

El inicio del fenómeno ESF puede ser afectado por perturbaciones originadas en altas latitudes durante tormentas magnéticas. Existen además varios procesos tales como vientos neutros meridionales y la conductividad de las capas E conjugadas, que pueden inhibir el crecimiento de las irregularidades. La importancia de los efectos que el ESF produce en distintos sistemas de comunicaciones, hace que la variabilidad día a día de este fenómeno deba ser estudiada (Abdu 2001).

3. EFECTOS IONOSFÉRICOS SOBRE SEÑALES TRANSIONOSFÉRICAS

Mencionaremos sólo a tres de los efectos que la ionosfera produce en las señales que la atraviesan. De ellos, dos fueron estudiados en Tucumán.

3.1. RETARDO DE GRUPO

Uno de los efectos más importantes para los sistemas que usan señales de radio que atraviesan la ionosfera, es el retardo de grupo (Δt) de la señal transmitida desde un satélite y recibida en Tierra, esto es, el tiempo adicional de viaje de la señal respecto al que emplearía en recorrer la misma distancia en ausencia de la ionosfera. Este retardo, en segundos, está dado por:

$$\Delta t = (40.3 / cf^2) \cdot TEC \quad (2)$$

donde TEC está en m^{-2} ; c es la velocidad de la luz en el vacío, en m/s ; y f es la frecuencia de la señal en hercios

Multiplicando Δt por c se obtiene el error (ΔR) en la determinación de la distancia.

Para una señal de 4 GHz y un STEC de 10^{18} m^{-2} , el error es de unos 2.5m. Para un satélite geostacionario de comunicaciones, el máximo error tolerado es de unos 3m (Dabas et al. 1996), lo que muestra la importancia del efecto ionosférico mencionado

3.2. ROTACIÓN FARADAY

Como resultado de la anisotropía del medio ionosférico, una onda linealmente polarizada propagándose en la ionosfera sufrirá una rotación del plano de polarización, la que es proporcional al contenido electrónico. El efecto resultante se denomina rotación Faraday (Ω) y está dado por:

$$\Omega = 2.36 \cdot 10^4 \cdot f^2 \cdot (B \cos \theta \sec \chi) \cdot \text{TEC} \quad (3)$$

donde Ω está en radianes, f es la frecuencia de la señal en hercios, $(B \cos \theta \sec \chi)$ es un valor efectivo sobre el camino de la señal, siendo B la intensidad del campo magnético, θ el ángulo que forma la dirección del campo magnético con la dirección de la señal y χ es el ángulo zenital de la señal. TEC está en m^{-2} .

Las variaciones diarias, estacional y anual de la rotación Faraday son importantes en las comunicaciones satelitales. Los efectos de la rotación Faraday sobre el ancho de banda de las señales, pueden afectar el desempeño del sistema (Dabas et al. 1996).

En Argentina, las primeras mediciones de TEC, usando la técnica de rotación Faraday, se realizaron en Tucumán. Ezquer and Adler (1989), utilizando registros de señales de satélites geostacionarios, estudiaron el comportamiento del contenido electrónico ionosférico sobre Tucumán, durante un período de alta actividad solar. La figura 6 muestra un conjunto de 12 gráficas de esta magnitud ionosférica, para los años 1982 y 1983. Cada una de estas gráficas es una superposición de los datos diarios de cada mes. Se observa que los valores más altos del contenido electrónico se alcanzan para los meses de equinoccios, y son cercanos a $12 \times 10^7 \text{ m}^{-2}$. Teniendo en cuenta la nomenclatura más usada recientemente, 120 TECU (del inglés TEC unity = 10^6 m^{-2}). Los estudios realizados en Tucumán mostraron:

- la variabilidad diaria del contenido electrónico,
- la presencia de una variación semianual (máximos equinociales)
- diferentes comportamientos durante tormentas geomagnéticas, mostrando tanto incrementos como erosiones,
- la presencia ocasional de un máximo secundario,
- la ausencia de la anomalía de invierno y
- la influencia de la anomalía ecuatorial

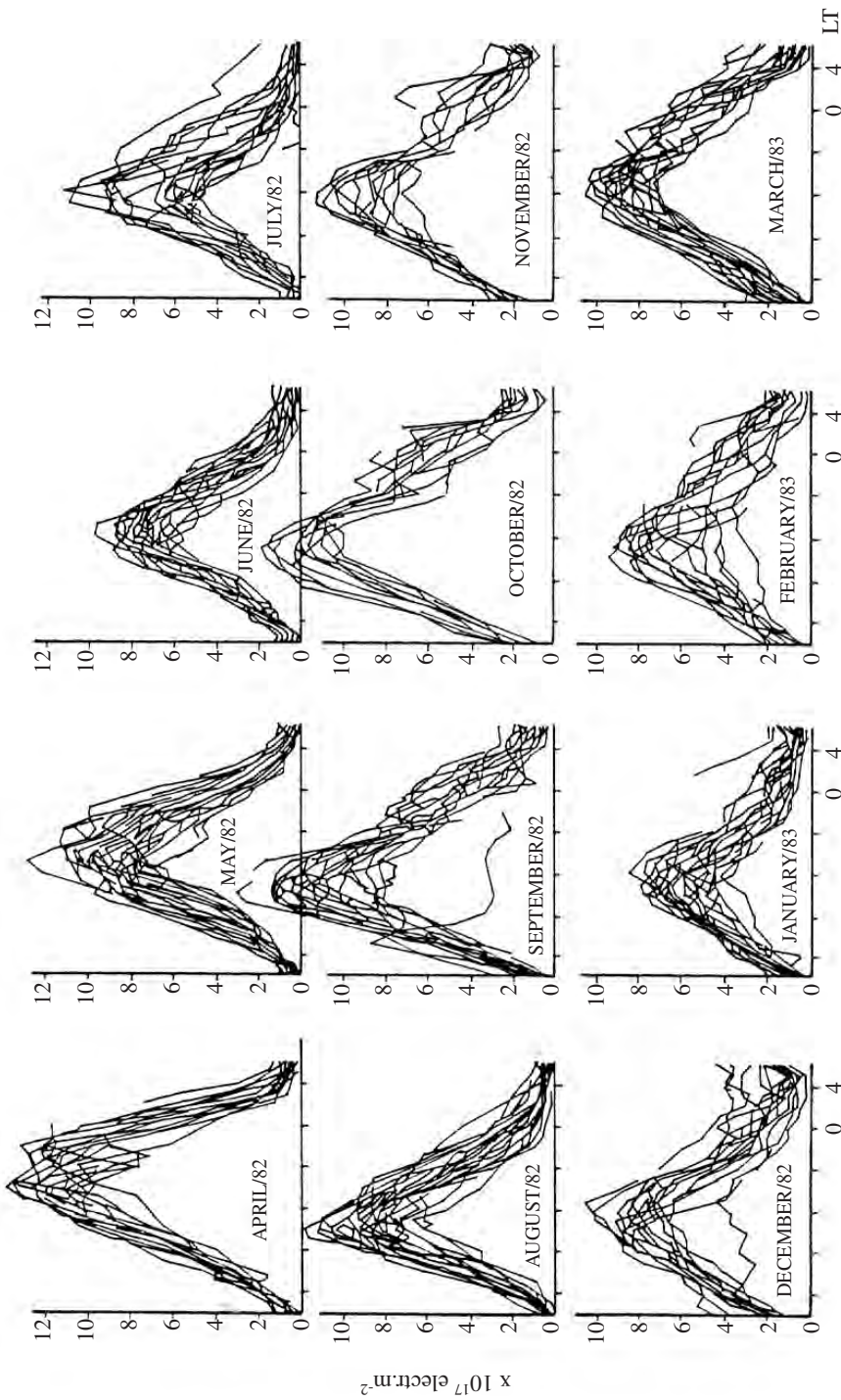


Figura 6.- Contenido electrónico ionosférico obtenido a partir de la rotación Faraday de señales de satélites geoestacionarios recibidas en Tucumán. Cada gráfica es la superposición de las curvas diarias del TEC medido en el mes indicado.

3.3. CENTELLEO IONOSFÉRICO

La ionosfera ecuatorial y de baja latitud experimenta una inestabilidad muy severa en el plasma que contiene, especialmente durante la noche. Esto resulta en la rápida transformación de un plasma básicamente homogéneo en una ionosfera altamente irregular y estructurada. La comprensión de por qué esto ocurre en ciertas noches y no en otras ha constituido un problema difícil en la física de la atmósfera superior. Sumado a su interés en investigación básica, su importancia en investigación aplicada reside en el hecho de que estas irregularidades en el plasma ecuatorial causan interrupciones en los sistemas de comunicación con señales de radio transionosféricas, donde la fuente, un satélite, está fuera de la ionosfera. Las fluctuaciones que las irregularidades de la ionosfera producen en las señales que viajan a través de ella, usualmente son denominadas centelleo por analogía con las fluctuaciones de la intensidad luminosa de las estrellas cuando son observadas a través de una atmósfera turbulenta. El centelleo ionosférico produce una degradación de las señales de radio que resulta muy perjudicial para el funcionamiento de los sistemas de comunicación satelital.

Las variaciones del índice de refracción debidas a las irregularidades de densidad de electrones, producen fluctuaciones de fase aleatorias en la señal de radio transionosférica que viaja a través de una burbuja. Cuando el frente de onda llega a Tierra, se observan intensas fluctuaciones debido a la interferencia de radio ondas de diferentes fases. Los movimientos de las irregularidades y del satélite producen variaciones temporales de la amplitud y fase de la señal recibida y, como se dijo, esto se denomina centelleo ionosférico.

Los estudios de centelleo de señales emitidas desde satélites y recibidas en Tierra tienen vital importancia en aplicaciones prácticas y en la comprensión de los fenómenos físicos involucrados en la dispersión F. La intensidad del centelleo decrece con el aumento de la frecuencia de la señal transmitida pero es significativa para señales de frecuencias tan altas como 2 GHz. El centelleo se presenta con mayor frecuencia en bajas latitudes y en las regiones polares. Su severidad varía con la frecuencia, actividad solar, estación del año y actividad magnética (Basu and Basu 1985; Aarons 1993; Kil and Heelis 1998; McClure et al. 1998).

Existen excelentes reseñas sobre las observaciones y teoría del centelleo (Aarons 1982, 1993; Ye and Liu 1982; Basu and Basu 1985; Battacharryya et al. 1992, entre otros).

Usando datos obtenidos en Brasil, de Paula et al (2003) mostraron que el centelleo que se presentó en la zona del pico Sur de la anomalía ecuatorial fue fuerte, mientras que el que se observó en el ecuador magnético fue débil.

Estudios comparativos de ocurrencia de centelleo de fase y amplitud de señales de satélites GPS (Global Positioning System) en baja latitud, mostraron que el centelleo de amplitud puede ocurrir con o sin centelleo de fase, mientras que el centelleo de fase siempre va acompañado de centelleo de amplitud (Gwal et al. 2006).

Dado el creciente uso de sistemas de comunicación y navegación con satélites, los que son vulnerables al centelleo ionosférico, Basu et al (2002) señalaron la necesidad de desarrollar un sistema global de predicción de centelleo.

Anderson et al (2004) realizaron un estudio, basado en datos de una ionosonda digital ubicado en el ecuador magnético, para predecir la ocurrencia de centelleo en una red de receptores de señales UHF y la banda L. Sus resultados sugieren la existencia de un umbral de 20 m/s para la velocidad de deriva vertical $E \times B$ en el ecuador magnético, para la ocurrencia de centelleo fuerte en los receptores mencionados.

El grupo “Northwest Research Associates (<http://www.nwra.com>) tiene un servicio de predicción de centelleo para regiones ecuatoriales y de altas latitudes (http://www.nwra-az.com/ionoscint/sp_main.html).

El sistema de satélites GPS (Global Positioning System) ha provisto una nueva herramienta para la investigación de las irregularidades ionosféricas y sus efectos en la propagación de las señales de radio transmitidas (Aarons et al., 1996; Kelley et al. 1996; Beach et al. 1997; Musman et al. 1997).

El Grupo de Física Espacial de la Universidad de Cornell desarrolló un equipo para monitorear el centelleo de las señales GPS. En colaboración con el mencionado Grupo, en 1997, integrantes del Laboratorio de Ionosfera de la Universidad Nacional de Tucumán, instalaron uno de esos equipos en Tucumán para estudiar el centelleo de la amplitud de la señales GPS, en la banda L1 (1.575 Ghz).

Ezquer et al (2003) realizaron un estudio con las mediciones obtenidas en una campaña que se extendió desde setiembre de 1998 hasta abril de 1999. Las observaciones se realizaron entre las 18 y las 06 del tiempo local (local time LT). Estos autores calcularon el índice de centelleo S4 como el desvío estándar de las potencias de la señal recibida dividido en su valor promedio. El valor de S4 fue calculado para cada minuto usando 3000 mediciones de la potencia de la señal. La figura 7 ilustra el centelleo de amplitud y el índice S4 correspondiente a una señal GPS recibida en Tucumán.

La figura 8 muestra un ejemplo de los pasajes de los satélites GPS observados en Tucumán desde las 18 LT del 12 de febrero de 1999 hasta las 5 LT del 13 de febrero de 1999 en coordenadas azimut – elevación. El ancho de los trazos es proporcional a la magnitud del índice S4. El Norte está indicado por cero grado, la circunferencia de mayor radio indica el horizonte y las otras indican 30° y 60° de elevación. Dada la ubicación de Tucumán, no hay un buen monitoreo hacia el Sur para baja elevación.

En la figura 9 se presenta la ocurrencia de centelleo, en porcentaje de noches de observación de toda la campaña, en los diferentes sectores del cielo. Se observa que, para baja elevación, la ocurrencia de centelleo más alta es algo mayor a 50% y se presenta en el sector comprendido entre el Norte y el Noreste (N – NE). Pocas observaciones se obtuvieron para el Sur. Para ángulos de elevación entre 30° y 60° la ocurrencia de centelleo observada hacia el Norte es mayor que la correspondiente al Sur, aunque en todos los sectores el porcentaje es mayor que 30%. Para elevaciones entre 60° y 90° el porcentaje varía entre 20% y 30%.

El hecho que la ocurrencia de centelleo aumente cuando la señal recibida proviene de un satélite de baja elevación, se debería a la gran distancia que la señal viaja en la ionosfera.

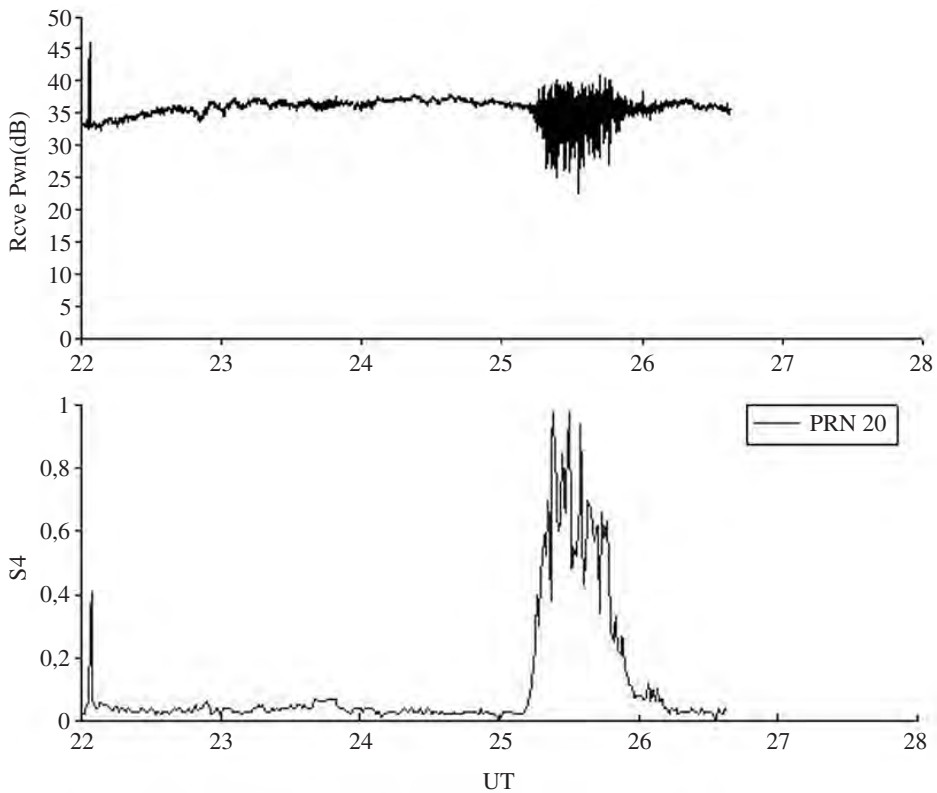


Figura 7.- Centelleo de amplitud y el correspondiente índice S4 de la señal GPS del satélite PRN 20, recibida en Tucumán, la noche del 3 de octubre del 2001. 18 LT = 22 UT.

Se sabe que hubo centelleo (débil o fuerte) cuando $S4 > 0,1$. Y si $S4 > 0,5$ se tiene centelleo fuerte (Davies 1990).

Con el fin de estudiar la intensidad del centelleo observado en Tucumán, Ezquer et al (2003) denominaron “Evento 1” a las observaciones en las que una señal GPS mostró un índice S4 mayor que 0,1 durante un minuto; y “Evento 2” cuando S4 fue mayor que 0,5. La figura 10 muestra la ocurrencia de ambos eventos para la campaña considerada. Se puede ver que el centelleo se produce frecuentemente entre las 21 y las 02 LT y la más alta ocurrencia corresponde a febrero. Teniendo en cuenta que la diferencia entre la ocurrencia del evento 1 y el evento 2 da la ocurrencia de centelleo débil ($0,1 < S4 < 0,5$) es fácil ver en esta figura que ambos tipos de centelleo se presentan entre la 21 y las 02 LT y que la ocurrencia del centelleo débil es mayor que la del fuerte.

En Tucumán, se realizaron campañas adicionales de monitoreo de centelleo, con el fin de analizar la dependencia de la ocurrencia del mismo con la actividad solar. La figura 11 muestra que el centelleo en el cielo de Tucumán es más frecuente en alta actividad solar.

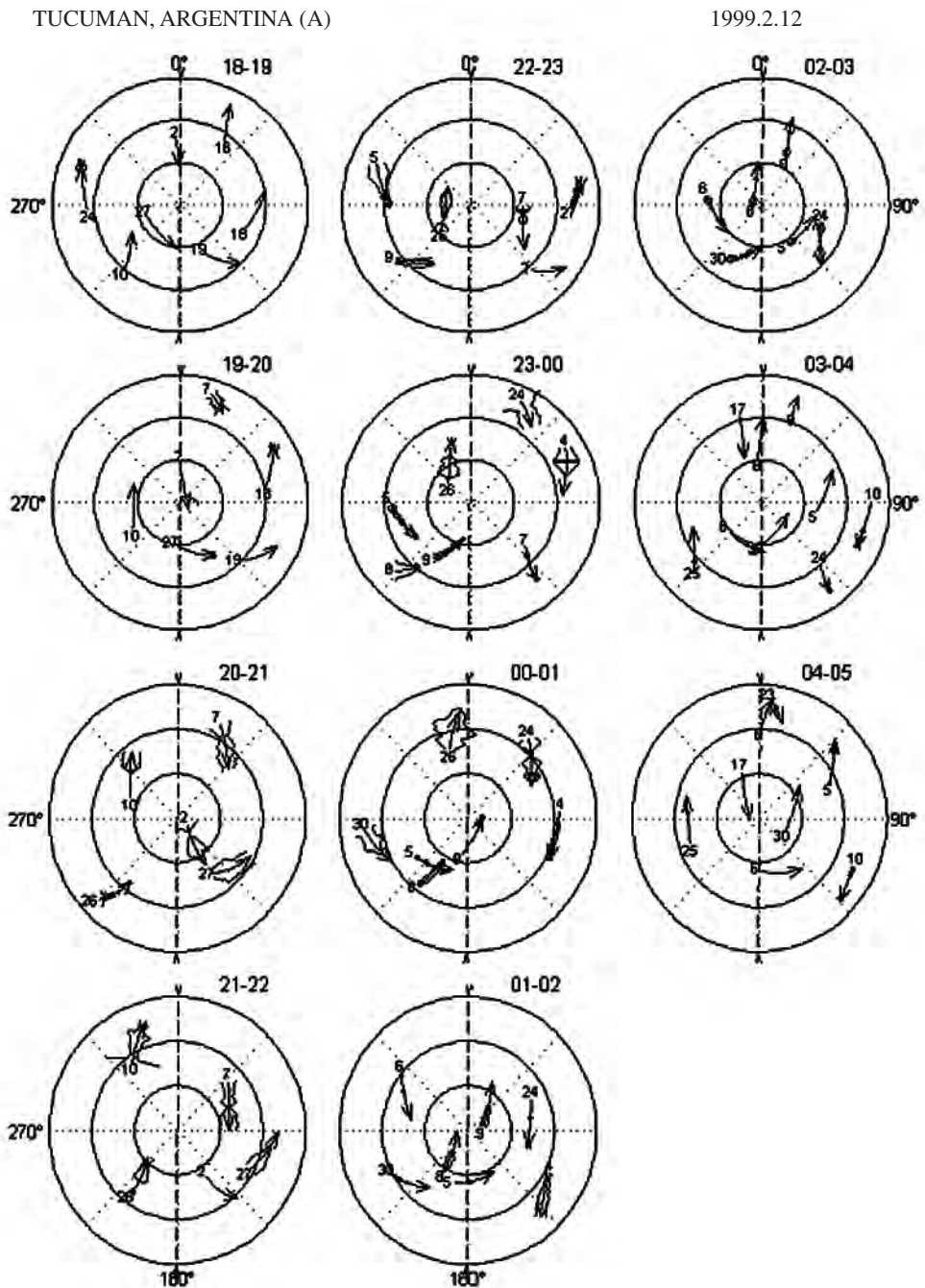


Figura 8.- Trazas de satélites observados en Tucumán en coordenadas azimuth-elevación, desde las 18 LT del 12/02/1999 hasta las 05 LT del 13/02/1999. Adaptada de Ezquer et al. (2003).

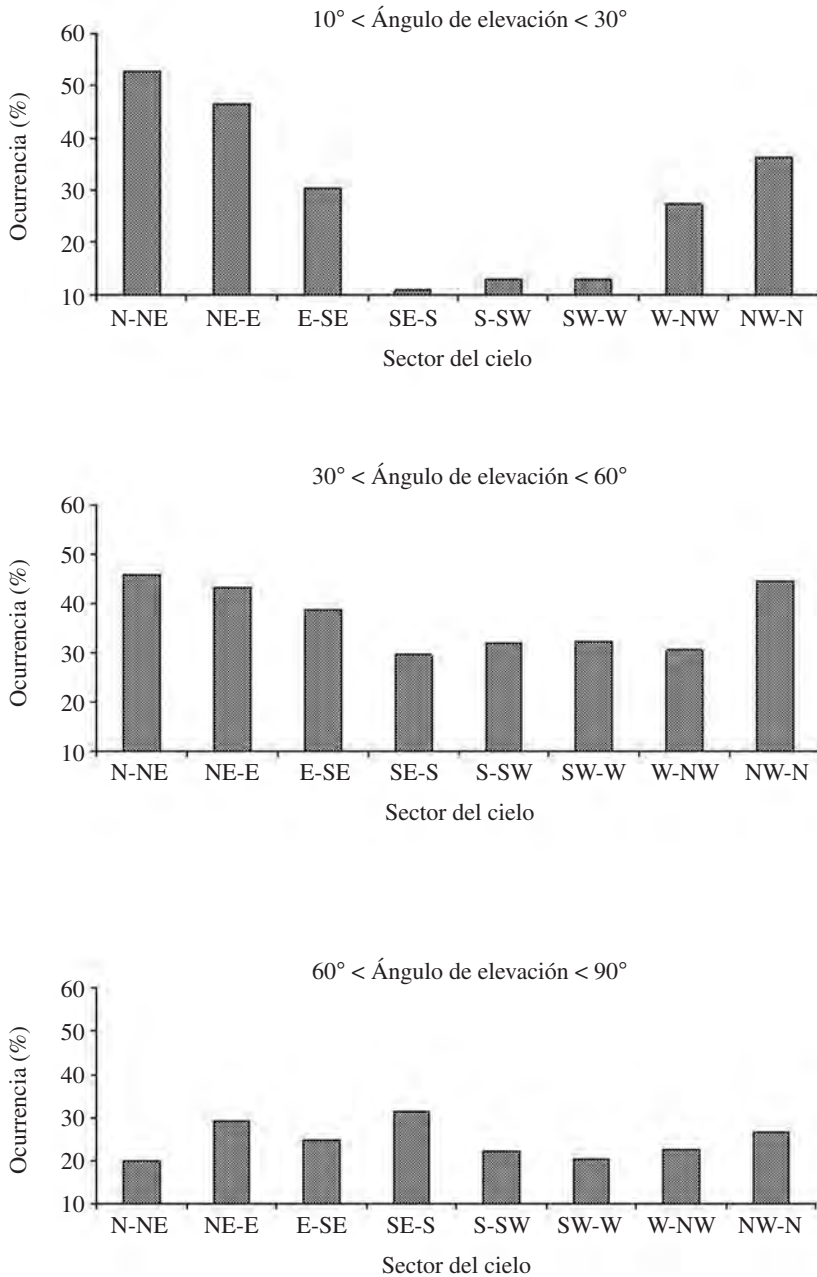


Figura 9.- Ocurrencia de centelleo en diferentes sectores del cielo de Tucumán en porcentaje de noches de la campaña 1998/1999. N, S, E y W significan, Norte, Sur, Este y Oeste, respectivamente. Adaptada de Ezquer et al. (2003).

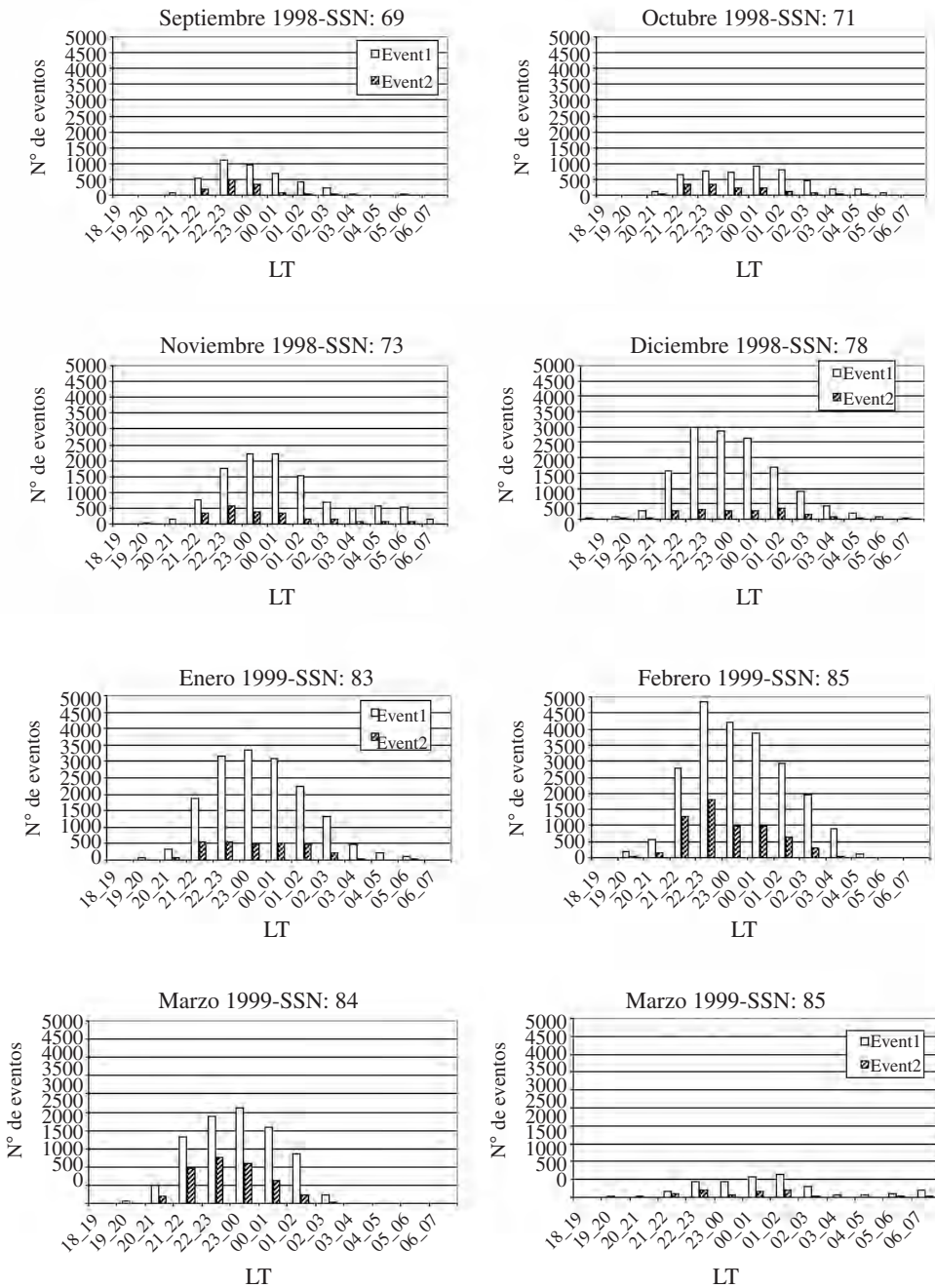


Figura 10.- Ocurrencia de centelleo de diferente intensidad. Evento 1 significa que la señal GPS mostró $S4 > 0.1$ durante 1 minuto. Evento 2 significa que la señal mostró $S4 > 0.5$ durante 1 minuto. SSN es el número de manchas solares suavizado. Campaña 1998/1999. Adaptada de Ezquer et al. (2003).

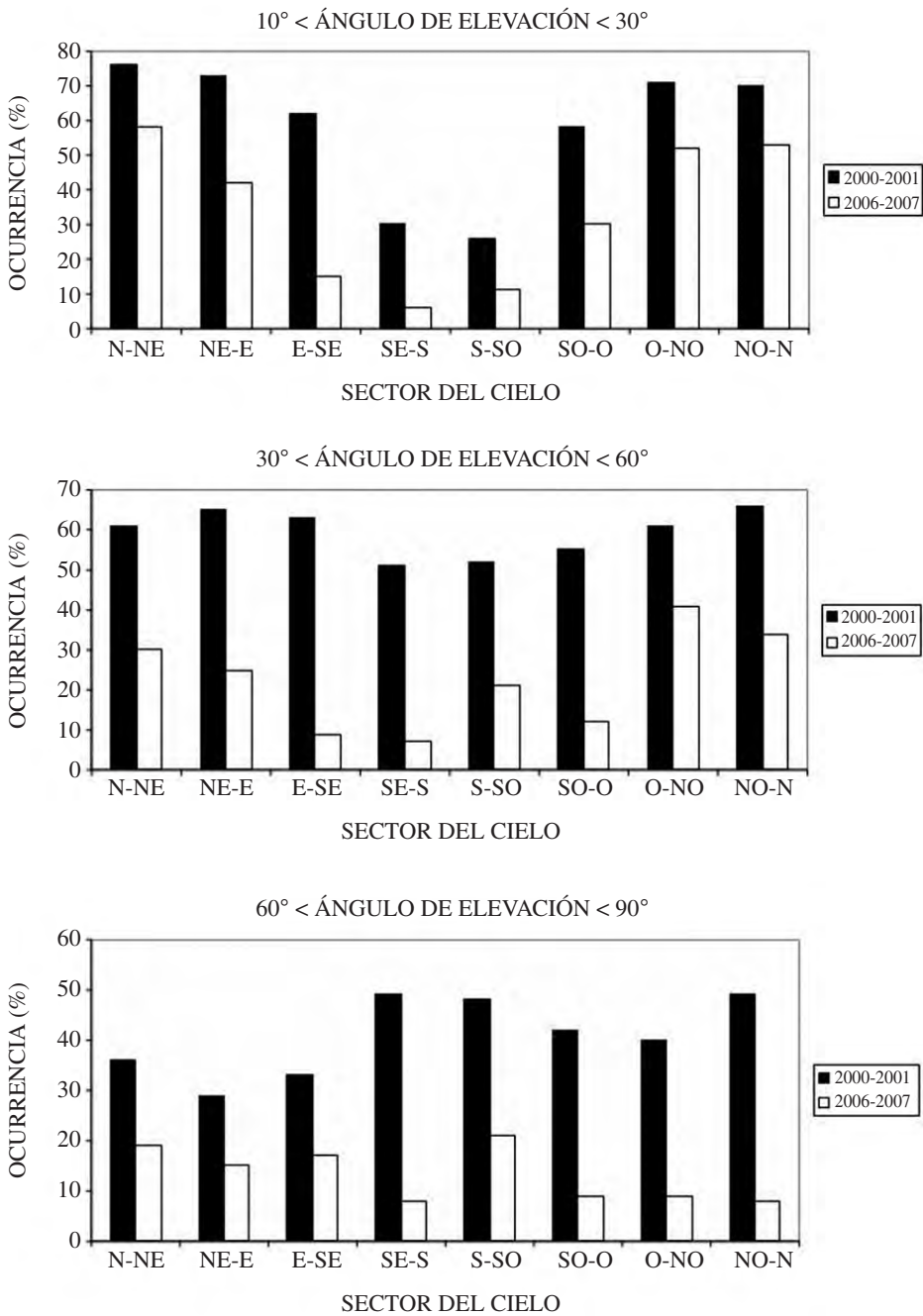


Figura 11.- Comparación de la ocurrencia de centelleo, en porcentaje de noches de la campaña, observado en Tucumán durante años de alta (2000/2001) y baja (2006/2007) actividad solar.

Forte et al (2002), utilizando datos de centelleo de amplitud obtenidos en Tucumán, estimaron el impacto del centelleo ionosférico sobre un sistema de aumentación basado en satélites y una estación de monitoreo de alcance e integridad (Satellite Base Augmentation System Ranging and Integrity Monitoring Station – SBAS RIMS). También hicieron esa estimación a nivel de un usuario del GPS. Para este estudio, Forte et al (2002) asumieron que la ionosfera es una cáscara delgada y consideraron una rejilla ionosférica a 350 km de altura con cuadrados de superficie de $5^\circ \times 5^\circ$. Determinaron el impacto del centelleo en el cálculo del VTEC en los puntos de penetración de la señal en la rejilla ionosférica, el que a su vez es usado en el cálculo del VTEC en los puntos propios de la rejilla. Los resultados mostraron que rara vez el centelleo afecta la determinación del VTEC en los puntos propios de la rejilla. Por otro lado, concluyeron que se deben analizar simultáneamente los datos de todas las RIMS para toda la red de satélites GPS, con el fin de describir un escenario adecuado para evaluar el impacto del centelleo sobre el SBAS. Para el caso del usuario de GPS se encontraron problemas para la disponibilidad del sistema.

4. CONCLUSIONES

El uso creciente de las comunicaciones y navegación por medio de satélites, las que son afectadas por la ionosfera, ha llevado a la necesidad de desarrollar sistemas que ayuden a mitigar los efectos ionosféricos y otros que predigan la ocurrencia de irregularidades ionosféricas. Los estudios que se realizan en Tucumán pueden ser un aporte para el desarrollo de esos sistemas en la zona sudamericana.

5. REFERENCIAS

- AARONS J., (1982). Global morphology of ionospheric scintillation. *Proc. IEEE*, 70, 360-378.
- AARONS, J., (1991). The role of the ring current in the generation or inhibition of equatorial F layer irregularities during magnetic storms. *Radio Science*, 26, 1131-1149.
- AARONS J., (1993). The longitudinal morphology of the equatorial F-layer irregularities relevant to their occurrence. *Space Sci. Rev.*, 63, 209-243.
- AARONS J., M. MENDILLO & R. YANTOSCA, (1996). GPS phase fluctuations in the equatorial region using the MISETAS 1994 campaign. *J. Geophys. Res.*, 101, 26851–26862.
- AARONS, J., M. MENDILLO, B. LIN, M. COLERICO, T. BEACH, P. KINTNER, J. SCALI, B. REINISH, G. SALES & E. KUDEKI, (1999). Equatorial F region irregularity morphology during an equinoctial month at solar minimum. *Space Sci. Rev.*, 87, 357-386.
- ABDU, M. A., I. S. BATISTA & J. A. BITTENCOURT, (1981). Some characteristics of spread-f at the magnetic equatorial station Fortaleza. *J. Geophys. Res.*, 86, 6836-6842.

- ABDU, M. A., J. H. A. SOBRAL & J. A. BITTENCOURT, (1983). Spread F plasma bubble vertical rise velocities determined from spaced ionosonde observations. *J. Geophys. Res.*, 88, 9197-9204.
- ABDU, M. A., P. MURALIKRISHNA, I. S. BATISTA & J. H. A. SOBRAL, (1991). Rocket observation of equatorial plasma bubbles over Natal, Brazil, using a high-frequency capacitance probe. *J. Geophys. Res.* 96, 7689-7695.
- ABDU, M. A., (2001). Outstanding problems in the equatorial ionosphere – thermosphere electrodynamics relevant to spread F. *J. Atmos. Solar – Terr. Phys.*, 63, 869-884.
- ANDERSON, D.N., B. REINISCH, C. VALLADARE, J. CHAU & O. VELIZ, (2004). Forecasting the occurrence of ionospheric scintillation activity in the equatorial ionosphere on a day to day basis. *J. Atmos. Solar – Terr. Phys.*, 66, 1567-1572.
- BASU, S. & SU. BASU, (1981). Equatorial scintillations: a review. *J. Atmos. Solar – Terr. Phys.*, 43, 473-489,
- BASU, S. & SU. BASU, (1985). Equatorial scintillations: Advances since ISEA-6. *J. Atmos. Solar – Terr. Phys.*, 47, 753-768.
- BASU, S., K.M. GROVES, SU. BASU & P.J. SULTAN, (2002). Specification and forecasting of scintillations in communication/navigation links: current status and future plans. *J. Atmos. Solar – Terr. Phys.*, 64, 1745-1754.
- BEACH, T.L., M.C. KELLY, P.M. KINTNER & C.A. MILLER, (1997). Total electron content variations due to non classical travelling ionospheric disturbances: Theory and Global Positioning System observations. *J. Geophys. Res.*, 102, 7279-7292.
- BHATTACHARYYA, A., K.C. YEH & S.J. FRANKE, (1992). Deducing turbulence parameters from transionospheric scintillation measurements. *Space Sci. Rev.*, 61, 335-386.
- BOOKER, H. G. & H. W. WELLS, (1938). Scattering of radio waves by the F region of the ionosphere. *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 43, 249-256,
- DABAS, R.S., Y.W. HE & M.G. ZHANG, (1996). Ionospheric effects on space communications systems in: Ajayi G.O., S. Feng, S.M. Radicella & B.M. Reddy (Eds.) *Handbook on radiopropagation related to satellite communications in tropical and subtropical countries*, ICTP – URSI, 95-137.
- DAVIES. K., (1990). *Ionospheric Radio*, Peter Peregrinus Ltd., London, U.K., 291 pp.
- DE PAULA, E.R., F.S. RODRIGUES, K.N. IYES, I.J. KANTOR, M.A. ABDU, P.M. KINTNER, B.M. LEDVINA & H. KIL, (2003). Equatorial anomaly effects on GPS scintillations in Brazil, *Adv. Space Res.*, 31, 749-754.
- DUNGEY, J. W., (1956). Convective diffusion in the equatorial F - region. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 9, 304-310.
- EZQUER, R.G. & N.ORTIZ DE ADLER, (1989). Electron content over Tucumán. *J. Geophys. Res.*, 94, 9029-9032.
- EZQUER, R.G., P.M. KINTNER, M.A. CABRERA, S.M. RADICELLA & B. FORTE, (2003). Scintillations observed at Tucumán as observed from GPS signals. First results, *Adv. Space Res.*, 31, 741- 747.

- FARLEY, D. T., B. B. BASLEY, R. F. WOODMAN & J. P. MACCLURE, (1970). Equatorial Spread F: implications of VHF radar observations. *J. Geophys. Res.*, 75, 7199-7214.
- FARLEY, D.T., E. BONELLI, B. G. FEJER & M. F. LARSEN, (1986). The prereversal enhancement of the zonal electric field in the equatorial ionosphere. *J. Geophys. Res.*, 91, 13723-13728.
- FEJER, B. G., D. T.FARLEY, R. F. WOODMAN & C. CALDERON, (1979). Dependence of equatorial F- region vertical drifts on season and solar cycle. *J. Geophys. Res.*, 84, 5792-5796.
- FEJER, B. G., (1981). The equatorial ionospheric electric fields: A review. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 43, 377-386.
- FEJER, B. G., L. SHERLISS & E. R. DE PAULA, (1999). Effects of the vertical plasma drift velocity on the generation and evolution of equatorial spread F. *J. Geophys. Res.*, 104, 19859-19869.
- FORTE, B., S.M. RADICELLA & R.G. EZQUER, (2002). A different approach to the analysis of GPS scintillation data. *Annals of Geophysics*, 45, 551-561.
- GWAL, A., S. DUBEY, R. WAHI & A. FELIZIANI, (2006). Amplitude and phase scintillation study at Chiang Rai, Tailand. *Adv. Space Res.*, 38, 2361-2365,
- KELLEY, M. C., (1989). *The earth's ionosphere: plasma physics and electrodynamics*, San Diego, Academic Press 484p.
- KELLEY, M.C., D. KOTSIKOPOULUS, T. BEACH, D. HYSSELL & S. MUSMAN, (1996). Simultaneous Global Positioning system and radar observations of equatorial spread F at Kwajalein, *J. Geophys. Res.*, 101, 2333-2341.
- KIL, H. & D. HEELIS, (1998). Global distribution of density irregularities in the equatorial ionosphere, *J. Geophys. Res.*, 103, 407-417.
- MARTYN, D.F., (1947). Atmospheric tides in the ionosphere. I. Solar tides in the F2 region, *Proc. Roy. Soc. (London) A* 189, 241-260.
- MACCLURE, J.P., S. SINGH, D.K. BAMBHOYE, F.S. JOHNSON & H. KIL, (1998). Occurrence of equatorial F region irregularities: Evidence for tropospheric seeding, *J. Geophys. Res.*, 103, 29119-29135.
- MUSMAN, S., J.M. JAHN, J. LABELLE & W.E. SWARTZ, (1997). Imaging spread F structures using GPS observations at Alcantara, Brazil, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1703-1706.
- RISHBETH, H. & O. K. GARRIOT, (1969). *Introduction to ionospheric physics*, New York: Academic Press. 331 pp.
- RODRIGUES F.S., (2002). *Estudo das irregularidades ionosfericas equatoriais utilizando sinais GPS*. *Disertación de Maestría*, INPE, Brazil, 133.
- YEH, K.C. & C.H. LIU, (1982). Radio wave scintillations in the ionosphere. *Proc. IEEE*, 70, 324-360.