



Licenciatura en Física  
Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología  
Universidad Nacional de Tucumán

**Tesis de Licenciatura**

Efectos de variaciones en  
el campo magnético de la Tierra  
sobre la región F2 de la ionosfera

**José Valentín VENCHIARUTTI**

Director: Ana Georgina Elias

Marzo de 2016

# Indice

<b>Introducción</b>	4
<b>Capítulo 1. La Ionosfera</b>	6
1.1 Estructura de la atmósfera	6
1.2 Estructura de la ionosfera	7
1.2.1 Región D	9
1.2.2 Región E	10
1.3 Teoría de formación de la Ionosfera: Teoría de Chapman	11
1.3.1 Producción de electrones, $q$	12
1.3.2 Pérdida de electrones, $L$	13
1.3.3 Transporte de ionización	15
1.3.4 Cálculo de la densidad de electrones $N_e$	15
1.4 Mediciones de parámetros ionosféricos	18
1.4.1 Ionosonda	19
1.4.2 Radar de dispersión incoherente (ISR - Incoherent scatter radar)	23
1.4.3 Disponibilidad de parámetros ionosféricos obtenidos de ionogramas	24
<b>Capítulo 2. Campo magnético terrestre</b>	27
2.1 Origen del campo geomagnético: Teoría dinamo	27
2.2 Componentes magnéticas	29
2.3 Campo magnético principal	30
2.4 Variaciones del campo geomagnético	34
2.5 Modelo IGRF (International Geomagnetic Reference Field)	38
<b>Capítulo 3. Variaciones a largo plazo en la ionosfera</b>	39
3.1 Posibles causas de tendencias a largo plazo en la ionosfera	39
3.1.1 Efecto antropogénico en la atmósfera superior	40
3.1.2 Efecto de las variaciones a largo plazo de la actividad geomagnética	42

3.1.3 Efecto de las variaciones seculares del campo magnético terrestre	42
3.2 Escenario global de tendencias en la atmósfera superior	44
3.2 Consideraciones para estimar tendencias en la ionosfera con datos experimentales	47
3.3 Modelado de tendencias	49
3.3.1 Modelos del efecto antropogénico en la ionosfera	49
3.3.2 Modelos del efecto de las variaciones del campo magnético terrestre en la ionosfera	50
<b>Capítulo 4. Respuesta de la región F2 de la ionosfera a variaciones del campo geomagnético</b>	<b>55</b>
4.1 Análisis de series de datos ionosféricos: foF2 y hmF2	55
4.1.1 Estimación de hmF2	56
4.1.2 Indicador de actividad solar para filtrado de parámetros ionosféricos	57
4.1.3 Efecto de saturación de la ionosfera	57
4.1.4 Cálculo de tendencias de foF2 y hmF2	58
4.3 Tendencias esperadas en foF2 y hmF2 por efecto de la variación secular del campo geomagnético	60
<b>Capítulo 5. Discusión y Conclusiones</b>	<b>77</b>
5.1 Comparación de los resultados experimentales con los estimados con el modelo	77
5.2 Comparación de los resultados obtenidos con los de otros autores	77
5.3. Conclusiones	80
5.4. Líneas futuras de investigación	83
<b>Referencias</b>	<b>85</b>
<b>Apéndice A</b>	<b>91</b>

## Introducción

La región F2 de la ionosfera es la zona de la atmósfera con mayor densidad de iones y electrones libres, y es la región ionosférica donde los procesos de transporte se vuelven importantes en la determinación de esta densidad, junto con los procesos fotoquímicos de producción y pérdida de cargas. Es esperable entonces que el campo magnético de la Tierra y sus variaciones afecten a esta región de la atmósfera. Dado que este campo presenta variaciones seculares, ha surgido además en los últimos 15 años como posible causa de las tendencias que se observan en los parámetros ionosféricos de la capa F2.

Las tendencias o variaciones a largo plazo en la ionosfera se han vuelto una de las áreas más activas de la aeronomía. Desde inicios de la década del 90 los estudios sobre cambio climático, fundamentalmente sobre el calentamiento global a nivel de la troposfera, han generado un gran interés también por las variaciones a largo plazo en la atmósfera superior, publicándose desde entonces varios trabajos sobre tendencias en la ionosfera (Ulich and Turunen, 1997; Upadhyay and Mahajan, 1998; Jarvis et al., 1998; Foppiano et al., 1999; Bremer, 2001; Yue et al., 2006; Bencze, 2007; Lastovicka et al., 2006; Lean et al., 2011; Bremer et al., 2012; Mielich and Bremer, 2013; para mencionar sólo algunos). Algunos de estos estudios asocian las tendencias en la ionosfera con el enfriamiento en la termosfera debido al aumento de la concentración de gases de efecto invernadero, como el CO<sub>2</sub> (Roble and Dickinson, 1989; Rishbeth, 1990; Rishbeth and Roble, 1992). Un aumento en la concentración del CO<sub>2</sub> produciría a nivel global un enfriamiento en la termosfera, un descenso de hmF2 y un decrecimiento de foF2, es decir una disminución en NmF2. Sin embargo, el patrón global de tendencias de hmF2 y foF2 estimado con mediciones de diversas estaciones del mundo durante los últimos 40 años, es muy complejo y no estaría de acuerdo con la hipótesis del efecto invernadero.

Existen otras posibles causas de tendencias en la ionosfera que son de origen natural, y la variación secular del campo magnético terrestre es una de ellas. Las variaciones a largo plazo de la intensidad y orientación que presenta el campo magnético intrínseco de la Tierra (Hongre et al., 1998) originan cambios, entre otros, en la componente vertical del viento termosférico como resultado de variaciones en el ángulo dip que a su vez afectan la concentración de electrones en la ionosfera y la distribución en altura de la misma.

Foppiano et al. (1999) son los primeros investigadores en proponer que variaciones a largo plazo en el campo magnético terrestre serían responsables de las tendencias observadas en la ionosfera. Esta idea es retomada por Elias y Adler (2006) y Elias (2009), quienes estiman teóricamente las tendencias que se esperarían en foF2 y en hmF2 en todo el planeta como resultado de las

variaciones seculares del campo magnético terrestre y encuentran que en algunas zonas del planeta debieran observarse tendencias con valores superiores a los que se esperan por efecto del aumento en la concentración de CO<sub>2</sub>. A estos trabajos le siguen los de Yue et. al. (2008), Cnossen y Richmond (2008, 2013) y Cnossen et al. (2012) donde empleando modelos más complejos estiman los efectos sobre la atmósfera superior de las variaciones seculares del campo magnético terrestre ratificando lo encontrado por Elias y Adler (2006) y Elias (2009).

El objetivo de esta tesis es estimar los efectos de las variaciones seculares del campo magnético de la Tierra sobre la región F2 de la ionosfera; y en particular sobre la densidad máxima de electrones medida a través de foF2, y sobre la altura correspondiente a esta densidad máxima, hmF2.

Con este estudio, que incluye un análisis de fuentes de variaciones ionosféricas de largo plazo, se quiere contribuir al estudio de variabilidad en la ionosfera con fines predictivos y de modelado, y a la problemática del Cambio Global que se observa en todas las regiones de la atmósfera. El aporte a esta última problemática se hace a través del análisis de las consecuencias de las variaciones del campo magnético terrestre sobre la ionosfera que servirá para dilucidar que parte de las tendencias observadas es debido a forzantes naturales, como lo es el campo magnético de la Tierra, para así poder analizar con más claridad la parte de esta tendencia que se debe a efectos de origen antropogénico.

Esta Tesis consta de 5 Capítulos. Los primeros tres introducen los conceptos y la base teórica y experimental necesarios para llevar a cabo mis tareas de investigación, refiriéndose el Capítulo 1 a la ionosfera, el 2 al campo magnético de la Tierra, y el 3 a los antecedentes sobre el estudio de variaciones a largo plazo en la atmósfera superior. En el Capítulo 4 se desarrolla el análisis y los resultados obtenidos en mi investigación sobre variaciones a largo plazo en la capa F2 de la ionosfera en una serie de estaciones distribuidas en todo el planeta, y sobre el efecto esperado en cada una de ellas como consecuencia de la variación secular del campo geomagnético. En el Capítulo 5 se hace una comparación con los resultados obtenidos por otros autores y se presentan las conclusiones y futuras líneas de investigación.

# Capítulo 1

## La Ionosfera

Se define a la ionosfera como la región de la atmósfera en la que la cantidad de iones y electrones libres es suficiente como para afectar la propagación de ondas de radio (Rishbeth and Garriott, 1969; Schunk and Nagy, 2009). Las partículas cargadas son, en su mayoría, el resultado de la interacción de la radiación solar con la atmósfera neutra que hace que algunos átomos y moléculas sean disociados en pares ión-electrón. La ionosfera se extiende desde los 50 km aproximadamente, hasta un límite superior que en general se considera entre los 600 y 1000 km, donde finaliza la termosfera y comienza la exosfera.

En este capítulo se describen las características principales de la atmósfera y conocimientos básicos sobre la ionosfera.

### 1.1 Estructura de la atmósfera

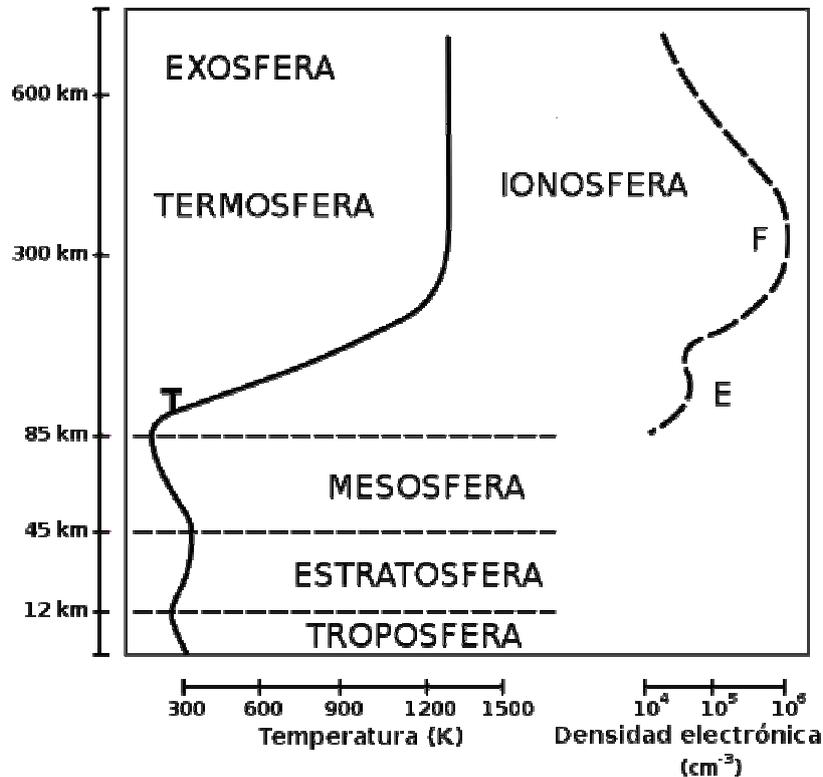
La turbulencia hace que la atmósfera, desde la superficie de la Tierra hasta los primeros 90-100km de altura, sea homogénea (Rishbeth and Garriot, 1969; Gombosi, 2004). Los principales constituyentes son nitrógeno molecular ( $N_2$ ) en un 78.1%, oxígeno molecular ( $O_2$ ) en un 20.9%, y gases nobles, principalmente Argón, en un 0.9%. Arriba de los 100km la turbulencia ya no es suficiente para mantener mezclados a los distintos constituyentes y estos se separan por difusión. También a partir de esta altura el  $O_2$  comienza a disociarse, principalmente por absorción de radiación solar correspondiente a las bandas de Schumann-Runge ( $175.0\text{nm} < \lambda < 205.0\text{nm}$ ).

La atmósfera terrestre se extiende desde la superficie terrestre hasta unos 600-1000km de altura, donde finaliza la termosfera. Algunas definiciones incluyen la exosfera.

La atmósfera puede dividirse en distintas regiones de acuerdo a la variación de la temperatura con la altura. Estas regiones son la troposfera, comprendida entre la superficie de la Tierra y los 8-10km, la estratosfera, entre los 8-10km y los 40-50km, la mesosfera, entre los 40-50km y los 80-90km, la termosfera, entre los 80-90km y los 600 -1000km, y la exosfera, desde los 600-1000km y sin un límite superior definido.

En la figura 1.1 se muestra el perfil de temperatura de la atmósfera junto con la denominación de las distintas regiones. Se muestra también el perfil de densidad de electrones ionosféricos,  $N_e$ ,

para indicar el rango de altura que abarca la ionosfera (Rishbeth y Garriot, 1969; Houghton, 1997).



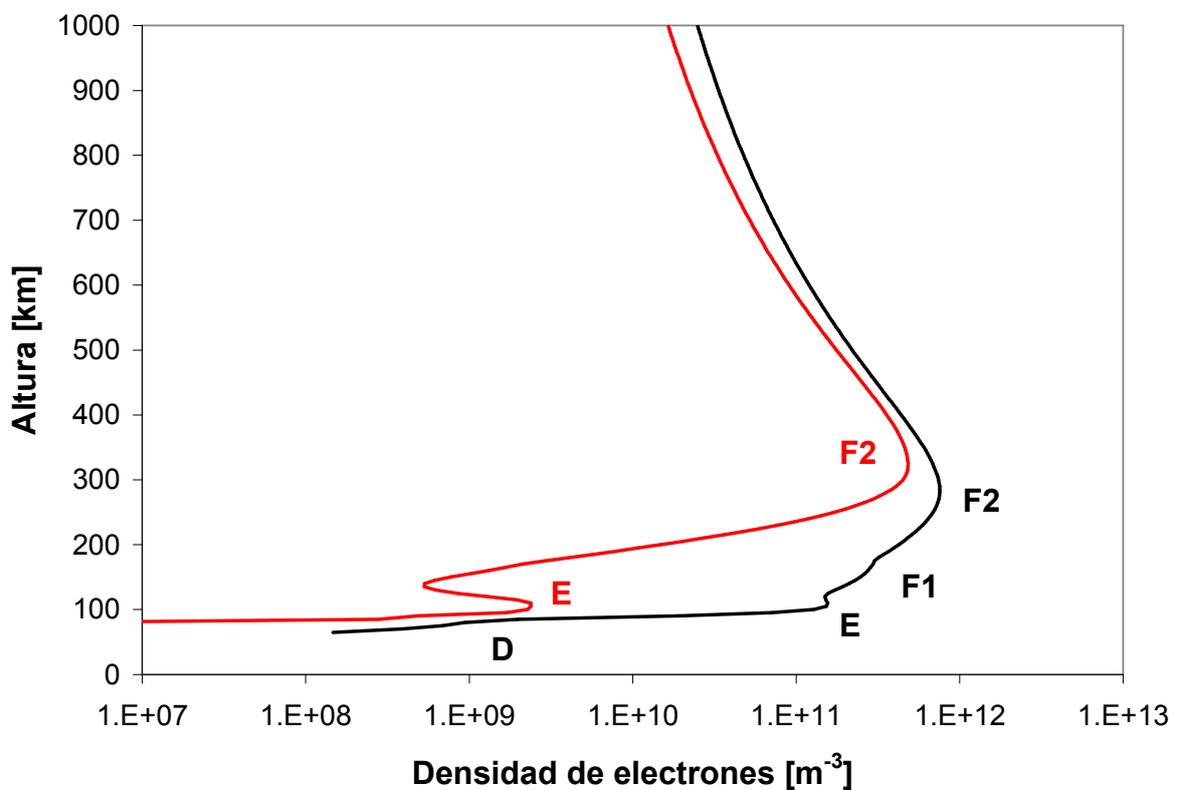
**Figura 1.1.** Perfil de temperatura (línea llena) de la atmósfera, denominación de las distintas regiones, y perfil de densidad de electrones de la ionosfera (línea de trazos) donde se señalan las regiones E y F.

## 1.2 Estructura de la ionosfera

A partir de ~50 km de altura se encuentran en la atmósfera iones y electrones libres en cantidad suficiente para afectar la propagación de ondas de radio (Rishbeth and Garriott, 1969; Schunk and Nagy, 2009). En promedio el plasma ionosférico es neutro, es decir que la cantidad de iones es igual a la de electrones. La producción de iones y electrones es debida principalmente a la absorción de radiación solar en los rangos de rayos X (0.1-17 nm) y extremo ultravioleta, EUV, (17-175 nm).

La ionosfera presenta una estructura de capas. En cada una de ellas hay un máximo de densidad de electrones a una dada altura, por encima y por debajo de la cual esta densidad decrece. Se

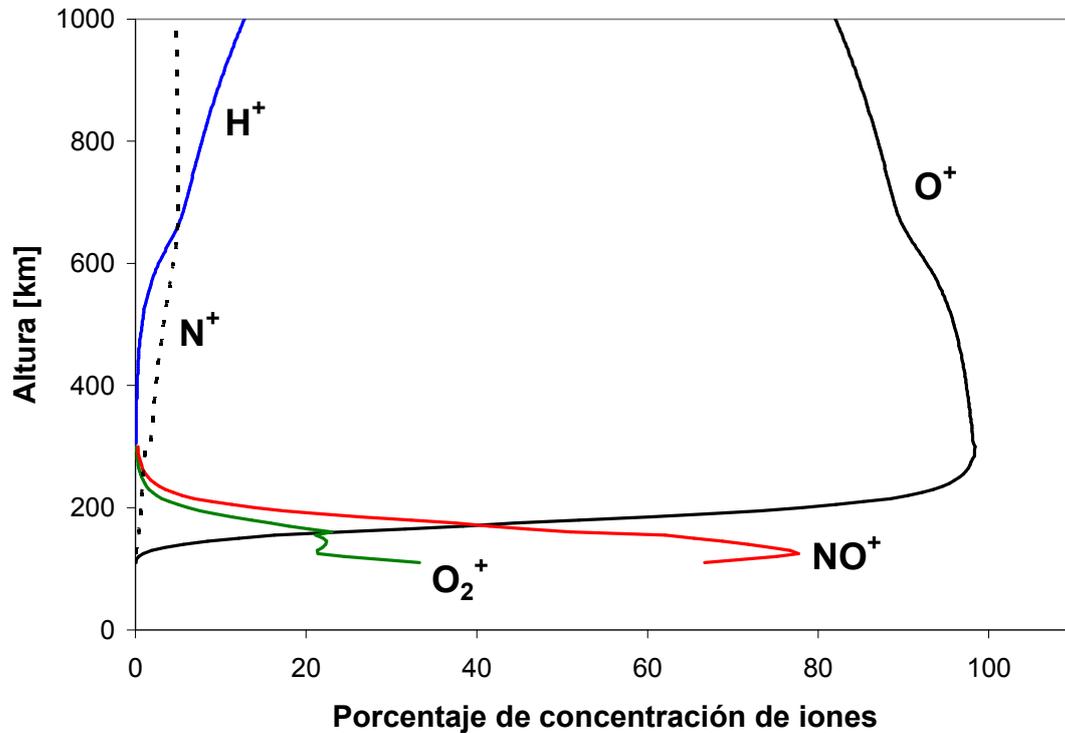
reconocen en general tres capas, o regiones, denominadas D, E y F. A su vez la región F se separa durante el día en dos capas las que se denominan F<sub>1</sub> y F<sub>2</sub>. La Figura 1.2 muestra un perfil diurno y un perfil nocturno de la densidad de electrones a una latitud media y para condiciones de actividad solar media (F10.7~80) estimados con el modelo “International Reference Ionosphere”, IRI-2012 ([http://omniweb.gsfc.nasa.gov/vitmo/iri2012\\_vitmo.html](http://omniweb.gsfc.nasa.gov/vitmo/iri2012_vitmo.html)). En la Figura 1.3 se grafica el perfil de la composición porcentual de los principales iones respecto de la cantidad total de iones estimado con el mismo modelo.



**Figura 1.2.** Perfil de la densidad de electrones durante el día (línea negra) y durante la noche (línea roja) estimado con la versión de 2012 del modelo “International Reference Ionosphere”, IRI-2012, para latitudes medias y nivel de actividad solar medio (F10.7~80).

El perfil de densidad de electrones depende de la posición geográfica y presenta variaciones regulares e irregulares. Las primeras tienen que ver con variaciones que se repiten con cierta periodicidad y son predecibles, como las variaciones con las horas del día, con los meses del año y con el nivel de actividad solar. Las irregulares son en general de muy corta duración y tienen

que ver con perturbaciones ionosféricas asociadas a tormentas geomagnéticas, ondas gravitatorias, inestabilidades propias del plasma ionosférico, entre otros, y son muy difíciles de predecir.



**Figura 1.3.** Perfil del porcentaje de los iones O<sup>+</sup>, H<sup>+</sup>, O<sub>2</sub><sup>+</sup> y NO<sup>+</sup> en la ionosfera respecto de la concentración total de iones, para las siguientes condiciones: latitudes medias, mediodía y actividad solar media, estimado con la versión de 2012 del modelo “International Reference Ionosphere”, IRI-2012, para latitudes medias y nivel de actividad solar medio (F10.7~80).

### 1.2.1 Región D

La región D se extiende entre los 50 y 90km de altura, coincidiendo con la mesosfera. La concentración de electrones diurna varía entre  $10^2$  y  $10^3$  cm<sup>-3</sup> decreciendo notablemente durante la noche.

Las principales fuentes de ionización diurnas son la radiación cósmica por debajo de los 70km, y entre los 70 y 90km la radiación ultravioleta de longitud de onda  $\lambda > 90$ nm y los rayos X con  $\lambda < 10$ nm. La radiación Lyman  $\alpha$  ( $\lambda = 121.6$ nm) es una fuente importante de ionización en la región D, ionizando principalmente al oxido nítrico, NO. En esta región los componentes

minoritarios, como el O y el NO, son importantes para la producción de iones ya que su potencial de ionización es menor que el de los componentes mayoritarios, como el O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> y Ar, y pueden ser ionizados por radiación solar más débil.

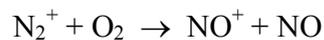
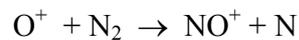
Las principales fuentes de ionización nocturna son la radiación cósmica, la radiación Lyman  $\alpha$  proveniente de la luminiscencia nocturna y los rayos X galácticos (Rishbeth y Garriott, 1969; Davies, 1989; Hargreaves, 1995).

### 1.2.2 Región E

La región E se extiende entre los 90 y 140km, alcanzando una densidad de electrones máxima de  $\sim 10^5 \text{ cm}^{-3}$ .

La radiación solar efectiva en esta región comprende los rayos X con  $1 \text{ nm} < \lambda < 10 \text{ nm}$ , Lyman  $\beta$  con  $\lambda = 102.6 \text{ nm}$  y el continuo de Lyman con  $\lambda < 91 \text{ nm}$ .

Los rayos X ionizan al O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> y O. La radiación Lyman  $\beta$  ioniza al O<sub>2</sub> y el continuo de Lyman al O<sub>2</sub> y al O. Sin embargo el ión más abundante es el NO<sup>+</sup>, como se observa en la Figura 1.3, resultado de las siguientes reacciones:



Le siguen en abundancia el O<sub>2</sub><sup>+</sup> y el O<sup>+</sup>. El bajo contenido de N<sub>2</sub><sup>+</sup> se explica por su alto coeficiente de recombinación lo que hace que desaparezca tan rápidamente como es producido.

### 1.2.3 Región F

La región F comienza a los  $\sim 140 \text{ km}$  de altura y no tiene un límite superior definido. Suele usarse como límite superior de esta región la altura a la cual el O<sup>+</sup> deja de ser el ión dominante y esto ocurre entre los 600 y 1000km de altura.

En la parte más baja de la región F el principal constituyente neutro es el N<sub>2</sub> seguido por el O. A medida que ascendemos, el O se va convirtiendo en el constituyente dominante.

La ionización de la capa F presenta dos subdivisiones: la capa F1 y la capa F2.

La capa F1 se extiende hasta cerca de los 200km con una concentración de  $\sim 10^5 \text{ cm}^{-3}$ . La fuente principal de ionización en esta capa es la radiación solar correspondiente al continuo de Lyman con  $\lambda < 91 \text{ nm}$  y al rango  $20 \text{ nm} < \lambda < 35 \text{ nm}$ . Los iones predominantes son el  $\text{NO}^+$  y el  $\text{O}_2^+$  en la parte más baja. El  $\text{O}^+$  aumenta con la altura hasta volverse dominante a partir de los 200 km. (Rishbeth y Garriott, 1969; Davies, 1989; Hargreaves, 1995).

En la capa F2 se produce el pico de densidad de electrones de la ionosfera, del orden de  $10^5$ - $10^6 \text{ cm}^{-3}$  a una altura entre 250 y 500 km. Aun a estas alturas la mayor parte de la atmósfera consiste en gas neutro (la concentración de partículas neutras a los 500 km es del orden de  $10^8$ - $10^9 \text{ cm}^{-3}$ ). A partir de este máximo, la concentración de electrones decrece lentamente. La principal fuente de ionización de esta capa es la radiación solar correspondiente al continuo de Lyman, al rango  $20 \text{ nm} < \lambda < 35 \text{ nm}$  y al rango  $45 \text{ nm} < \lambda < 65 \text{ nm}$ . El ión predominante es el  $\text{O}^+$  con una pequeña proporción de  $\text{N}^+$ . (Rishbeth y Garriott, 1969; Ratcliffe, 1972; Davies, 1989; Hargreaves, 1995).

### 1.3 Teoría de formación de la Ionosfera: Teoría de Chapman

Los procesos físicos que controlan la densidad de cargas en la ionosfera son la producción, la pérdida y el transporte de carga. Se puede plantear entonces la ecuación de continuidad de la densidad de carga, o de electrones  $N_e$  (ya que la densidad de iones y la de electrones es la misma), donde la variación temporal de esta densidad es igual a la velocidad de producción  $q$ , menos la velocidad de pérdida  $L$ , y menos el cambio debido al transporte. Si se considera que este último resulta en un movimiento de las cargas con velocidad  $\mathbf{V}$  entonces la variación de  $N_e$  debido al transporte estará dado por la divergencia del producto  $N_e \mathbf{V}$ . La ecuación de continuidad quedaría:

$$\frac{\partial N_e}{\partial t} = q - L - \nabla \cdot (N_e \mathbf{V}) \quad (1.1)$$

El proceso principal de creación de pares electrón-ión es la fotoionización por absorción de radiación X y EUV solar (al menos en latitudes bajas y medias) y el proceso de pérdida dominante es la recombinación ión-electrón.

El tratamiento teórico detallado de la formación de una región ionizada por la acción de un espectro de radiación que incide en una atmósfera multi-componente con un gradiente de temperatura es sumamente complejo. Esto puede resolverse considerando algunas simplificaciones, como lo hizo Sydney Chapman (Chapman, 1931a, 1931b), quien desarrolló una teoría sencilla que lleva su nombre sobre la ionización de moléculas y átomos por efecto de la radiación solar ultravioleta. La

teoría Chapman, que constituye una primera aproximación a la formación de las capas de la ionosfera, capturó la esencia del problema y sus resultados se usan con frecuencia para la interpretación de datos ionosféricos. Es de destacarse que aun hoy continúa siendo la base para cálculos más complejos.

A continuación se describe cada proceso involucrado en la ecuación de continuidad (1.1).

### 1.3.1 Producción de electrones, $q$

Las suposiciones que hace Chapman en su teoría original son las siguientes:

- una atmósfera constituida por un único gas de peso molecular  $m$  en equilibrio hidrostático
- radiación monocromática en el tope de la atmósfera de intensidad  $F_\infty$
- una única sección eficaz de absorción  $\sigma$  ya que se supone radiación monocromática
- temperatura constante  $T$
- Tierra plana
- coeficiente de recombinación independiente de la altura.

La producción de iones,  $q$ , en  $\text{cm}^{-3} \text{s}^{-1}$ , que obtiene Chapman con las simplificaciones mencionadas resulta

$$q(z) = \eta \sigma n(z) F(z) = \eta \sigma n_0 F_\infty \exp\left[-\frac{z}{H} - \sigma n_0 H \sec Z e^{-\frac{z}{H}}\right] \quad (1.2)$$

donde

$z$ : es la altura reducida a partir de un nivel de referencia que se considera igual a cero

$\eta$ : eficiencia de ionización (número de pares electrón-ion producidos por unidad de energía en ergios absorbida)

$n(z)$ : es la densidad del único constituyente neutro a la altura  $z$

$F(z)$ : es la intensidad de la radiación monocromática solar a la altura  $z$

$n_0$ : valor de la densidad del único constituyente neutro considerado al nivel de referencia

$H$ : es la altura de escala =  $kT/mg$

k: constante de Boltzman =  $1.38 \times 10^{-23}$  J/K

T: temperatura del constituyente neutro considerado

m: masa molecular del constituyente neutro considerado

g: aceleración debido a la gravedad

Z: ángulo zenital.

A niveles altos, q decrece al aumentar z debido a que la densidad del aire disminuye. A niveles lo suficientemente bajos q es pequeña y aumenta junto con z ya que el flujo solar aumenta con la altura. A algún nivel intermedio,  $z_m$ , hay una máxima producción,  $q_m$ , que se obtiene de maximizar la ecuación (1.2) resultando

$$\exp\left(\frac{z_m}{H}\right) = \sigma \rho_0 H \sec Z \quad (1.3)$$

$$q_m = \frac{\eta F_\infty \cos Z}{H e^1} \quad (1.4)$$

La producción de ionización puede expresarse en función de la distancia desde el nivel de máxima producción,  $z_m$ , con H como unidad de altura, es decir, en función de una variable  $z_1 = (z - z_m) / H$

$$q(z_1) = q_m \exp[1 - z_1 - e^{-z_1}] \quad (1.5)$$

Si la radiación ionizante es compuesta y hay más de un constituyente neutro, la función de producción resultante q, es la suma de las funciones correspondientes a las distintas longitudes de onda y a los distintos constituyentes.

### 1.3.2 Pérdida de electrones, L

Los procesos de pérdida de iones y electrones más importantes en las regiones de interés de esta Tesis son:

(a) recombinación electrón-ion:  $X^+ + e \rightarrow X + h\nu$  (radiativa) o  $XY^+ + e \rightarrow X + Y$  (disociativa)

(b) intercambio ion-átomo  $X^+ + YZ \rightarrow XY^+ + Z$  o  $YZ^+ + X$  seguido de una recombinación disociativa

donde X e Y representan a partículas atómicas, XY a moléculas y e a un electrón (Rishbeth y Garriott, 1969; Davies, 1989; Ratcliffe, 1972).

En el caso de la recombinación, la velocidad de pérdida, L, es proporcional a la concentración de electrones  $N_e$  y a la concentración de iones positivos, que es aproximadamente  $N_e$ , ya que en general hay escasos iones negativos. Por lo tanto en el proceso de recombinación L resulta proporcional a  $N_e^2$ , es decir:

$$L = \alpha N_e^2 \quad (1.6)$$

donde  $\alpha$  se denomina coeficiente de recombinación y varía con la temperatura de los electrones. Esta temperatura es a su vez función de la altura. Como en general en los modelos ionosféricos se considera una atmósfera isotérmica y en la región inferior de la ionosfera se considera que la temperatura de los electrones es igual a la temperatura de los neutros T,  $\alpha$  resulta independiente de la altura (Rishbeth y Garriott, 1969; Ratcliffe, 1972; Davies, 1989).

La velocidad del proceso de intercambio es proporcional a la concentración de iones,  $\approx N_e$ , y a n, es decir igual a  $\gamma n N_e$ . Como se puede considerar que n es independiente de  $N_e$  ya que al ser  $n \gg N_e$  no cambia apreciablemente cuando algunos átomos o moléculas son convertidos en iones, entonces llamamos  $\beta$  a  $\gamma n$  se tiene entonces

$$L = \beta N_e \quad (1.7)$$

$\beta$  varía con la altura de acuerdo a la variación que presentan n y el coeficiente  $\gamma$ . Este último suele ser función de la temperatura. (Rishbeth y Garriott, 1969; Ratcliffe, 1972; Davies, 1989).

La velocidad de pérdida de electrones en el caso de intercambio seguido de recombinación está dada por la combinación de las velocidades de cada uno de estos procesos:

$$L = \frac{(\gamma n N_e)(\alpha N_e^2)}{\gamma n N_e + \alpha N_e^2} = \frac{\beta \alpha N_e^2}{\beta + \alpha N_e} \quad (1.8)$$

Si  $\beta \gg \alpha N_e$ , como es el caso de la región inferior de la ionosfera, hasta los 200 km, resulta  $L \cong \alpha N_e^2$ , y el proceso neto de pérdida es controlado por el proceso de recombinación disociativa. Si

$\beta \ll \alpha N_e$ , como es el caso de la región superior de la ionosfera, correspondiente a alturas superiores a los 200-300km, que es la región de interés en este trabajo,  $L \cong \beta N_e$ . (Rishbeth y Garriott, 1969; Ratcliffe, 1972; Davies, 1989).

### 1.3.3 Transporte de ionización

Los principales procesos de transporte de cargas en la ionosfera son

- a) Movimiento de iones y electrones debido a campos eléctricos. Estos campos dependen de la dinámica de la atmósfera y procesos relacionados con el campo geomagnético.
- b) Movimiento de partículas cargadas por vientos de partículas neutras.
- c) Expansión y contracción térmica de la atmósfera debido a cambios diarios de temperatura en la termosfera que afectan a las partículas cargadas y a las neutras.
- d) Difusión de las partículas cargadas bajo la acción de la gravedad y de gradientes de su propia presión parcial. Las fuerzas eléctricas entre iones y electrones tienden a mantenerlos juntos; por lo tanto ambas clases de partículas difunden a la misma velocidad.

La difusión y en general los procesos de transporte son impedidos por colisiones de las partículas cargadas con partículas neutras y están restringidos por el campo magnético terrestre. De manera que estos procesos pierden importancia a bajas alturas donde la frecuencia de colisión es alta. (Davies, 1966; Rishbeth y Garriott, 1969; Ratcliffe, 1972). Son importantes en la región F2.

### 1.3.4 Cálculo de la densidad de electrones $N_e$

En el caso de la ionosfera a alturas menores a  $\sim 200$  km, que corresponde a las regiones E y F1, se pueden hacer dos simplificaciones:

- (1) los procesos de transporte no son importantes, de manera que pueden despreciarse, y
- (2) el balance entre  $q$  y  $L$  es tal que  $\partial N_e / \partial t$  puede considerarse nulo.

La ecuación de equilibrio puede escribirse entonces como

$$q = L \quad (1.9)$$

Reemplazando la expresión (1.8) de  $L$  se obtiene para  $N_e$ :

$$N_e = \frac{q}{2\beta} + \left[ \left( \frac{q}{2\beta} \right)^2 + \frac{q}{\alpha} \right]^{1/2} \quad (1.10)$$

Considerando que en este rango de altura  $L$  está por  $\alpha N_e^2$  la expresión (1.10) se reduce, a

$$N_e = \sqrt{\frac{q}{\alpha}} \quad (1.11)$$

ya que  $\beta N_e \gg \alpha$ .

La densidad máxima de electrones,  $N_{em}$ , se obtiene maximizando la expresión (1.11). Para ello se reemplaza la expresión de  $q$  (ecuación 1.2) y la de  $\alpha$ . Suponiendo una atmósfera isotérmica,  $\alpha$  resulta constante con la altura y se obtiene para  $N_{em}$  correspondiente a las regiones E y F1, que en general se denominan NmE y NmF1, la siguiente expresión

$$N_{em} = \sqrt{\frac{\eta F_{\infty} \cos Z}{H e^1 \alpha}} \quad (1.12)$$

En el caso de la región F2 puede seguir aún considerándose válida la suposición (2), pero los procesos de transporte son más importantes que en las regiones inferiores y no puede considerarse ya la simplificación (1).

Los procesos de difusión y de transporte contribuyen ahora al proceso de pérdida de electrones y corresponden al tercer término de la ecuación (1.1) de continuidad de la densidad de electrones. Este término puede aproximarse por (Rishbeth y Garriott, 1969; Hargreaves, 1995)

$$\nabla \cdot (N_e \mathbf{V}) = \frac{D}{H^2} \left( H^2 \frac{\partial^2 N_e}{\partial z^2} + \frac{3H}{2} \frac{\partial N_e}{\partial z} + \frac{N_e}{2} \right) \quad (1.13)$$

donde  $D$  es el coeficiente de difusión de los electrones y iones que crece con la altura  $z$ , y  $H$  es la altura de escala del gas neutro ionizable.

$\beta$  para una atmósfera isotérmica resulta

$$\beta = \gamma n_0 e^{-\frac{z-z_0}{H}} \quad (1.14)$$

donde  $\gamma$  es constante con la altura,  $n_0$  es la concentración en el nivel de referencia  $z_0$  del neutro que participa en el proceso de intercambio ( $O_2$  o  $N_2$ ), y  $H'$  es la altura de escala correspondiente a este neutro.

Se tiene entonces un factor  $\beta$  que disminuye con la altura y un factor de difusión que en primera aproximación es igual a  $D/H^2$  y aumenta con la altura. No será máxima en la capa F2 a aquella altura donde ambos procesos sean igualmente importantes, es decir

$$\beta_m \approx D_m/H^2 \quad (1.15)$$

donde  $\beta_m$  y  $D_m$  son los valores particulares de  $\beta$  y  $D$  a la altura donde se cumple la condición (1.15).

Suponiendo que la expresión (1.10) es válida en una primera aproximación, y considerando que en esta región de la ionosfera  $L=\beta N_e$  se tiene

$$N_e \approx \frac{q}{\beta} \quad (1.16)$$

$N_{em}$  en la región F2 corresponde al máximo de densidad de electrones del perfil completo de la ionosfera y se denomina NmF2 que resulta entonces

$$NmF2 = \frac{\eta F_{\infty} \cos Z}{H e^{\beta_m}} \quad (1.17)$$

Por encima de este pico el proceso de difusión empieza a ser más importante que el proceso de pérdida por intercambio y recombinación, de manera que la aproximación  $N_e \approx q/\beta$  ya no es válida.

## **1.4 Mediciones de parámetros ionosféricos**

En el siglo XVIII ya varios científicos habían postulado la presencia de una capa ionizada en la atmósfera, pero recién en 1901 se obtuvo la primera prueba experimental de que esta capa existía a través de la primera comunicación por radio transoceánica realizada por Guglielmo Marconi. En 1902 Heaviside y Kennelly independientemente propusieron como explicación que la atmósfera superior se caracterizaba por la presencia de partículas cargadas comportándose como una cavidad conductora a través de la cual se transmitían las ondas de radio a través del Atlántico. En ese momento se llamó a esa región capa Kennelly-Heaviside. En la década de 1920 Breit y Tuve (1925) diseñaron una técnica de sondeo con la cual se obtuvo la estructura vertical de esta región, y Appleton aportó los primeros estudios teóricos de esta región atmosférica que pronto pasó a llamarse “ionosfera”. A partir de este momento comienzan las mediciones sistemáticas de la ionosfera (Rishbeth and Garriott, 1969; Zolessi and Cander, 2014).

A partir de 1930 la red de estaciones de sondeo vertical de la ionosfera comenzó a expandirse considerablemente (Zolessi and Cander., 2014). Estas estaciones tenían distintos tipos de “ionosondas” que aplicaban técnicas básicas de radar para detectar la densidad de electrones del plasma ionosférico en función de la altura, escaneando transmisiones en el rango 1 a 20 MHz y midiendo el tiempo que demoraba el eco de la señal emitida.

La máxima expansión de la red de sondadores verticales de la ionosfera se dio en el Año Geofísico Internacional (IGY - International Geophysical Year), Julio de 1957 a Diciembre de 1958.

Estas mediciones constituyeron la base de diversos modelos de la ionosfera. Muchas organizaciones internacionales como la Unión Internacional de Radio-Ciencia (URSI - International Union of Radio Science), el Comité de Investigación Espacial (COSPAR - Committee on Space Research), el Comité Consultivo Internacional de Radio (CCIR - Consultative Committee on International Radio) que en la actualidad constituye el Sector de Radiocomunicaciones de la Unión Internacional de Telecomunicaciones (ITU-R - International Telecommunication Union-Radio-Communication Sector), fomentaron intensamente este tipo de observaciones ionosféricas, así como el intercambio de datos y la formación de Centros Mundiales de Datos.

Luego aparecieron otros instrumentos y técnicas para obtener mediciones de parámetros ionosféricos, como el radar de dispersión incoherente, e instrumentos a bordo de cohetes y satélites que miden in-situ. A esto se suman miles de receptores del Sistema Satelital de Navegación Global (GNSS - Global Navigation Satellite System) que monitorean continuamente el contenido total de electrones (TEC - total electron content) con una extensa cobertura espacial que no tienen las ionosondas.

Sin embargo es la red de ionosondas la que nos provee la base de datos con las características necesarias para estudiar tendencias y variaciones de largo plazo ya que un requisito fundamental para obtener valores con significancia estadística, es que la serie tenga como mínimo una extensión temporal de dos ciclos solares completos (Lastovicka et al., 2006), es decir ~20 años.

La red de ionosondas provee la base de datos más extensa en el tiempo disponible y organizada siguiendo reglas standard. La técnica de sondeo diseñada por Breit y Tuve (1925) continúa siendo la herramienta básica en la investigación ionosférica.

El monitoreo ionosférico es importante en el contexto del Clima Espacial, con aplicaciones en comunicaciones de radio, navegación y predicción de órbitas.

### 1.4.1 Ionosonda

Cuando una onda electromagnética viaja verticalmente y penetra en la ionosfera llega una altura a la cual el índice de refracción  $n$  se hace cero, y la onda se refleja. En esto se basa la ionosonda, o sondador ionosférico, para obtener el perfil de densidad de electrones de la ionosfera: transmite un pulso de radio verticalmente y mide el tiempo que tarda la señal en regresar. Este es el instrumento de sensado remoto de la ionosfera más antiguo y aún el más usado.

Considerando algunas simplificaciones en la teoría de propagación de ondas electromagnéticas en plasma (Rishbeth and Garriott, 1969; Schunk y Nagy, 2009; Zolessi and Cander, 2014)  $n$  está dado por

$$n^2 = 1 - \left( \frac{f_{Ne}}{f} \right)^2 \quad (1.18)$$

con  $f$  la frecuencia incidente y  $f_{Ne}$  la frecuencia de plasma dada por

$$f_{Ne} = \sqrt{\frac{Ne e^2}{4\pi^2 \epsilon_0 m}} \quad (1.19)$$

donde Ne es la densidad de electrones, e y m la carga y masa del electrón respectivamente. La reflexión se producirá entonces donde f iguale a  $f_{Ne}$ .

La ionosonda trabaja en un rango de frecuencias comprendido entre 1 y 25 Mhz. Consiste en un transmisor y un receptor de pulsos. El tiempo transcurrido entre la emisión y la recepción representa el tiempo de propagación hacia y desde la ionosfera dado por

$$\Delta t = 2 \frac{h'}{c} \quad (1.20)$$

donde h' es la altura aparente o "altura virtual" donde se refleja el pulso. El nombre de altura aparente se debe a que ésta se calcula considerando que el pulso (onda electromagnética) viaja con velocidad c cuando en realidad no es así. El medio que atraviesa la onda no es vacío; presenta una densidad distinta de cero y que además varía a través del recorrido real h.

El registro del sondador consiste en una gráfica de la altura aparente de reflexión h' versus la frecuencia, y se denomina ionograma o curva h'(f).

Debido a la presencia del campo magnético terrestre, la ionosfera se comporta como un medio birrefringente, dando lugar a dos modos de propagación: "ordinario" y "extraordinario".

La onda ordinaria se comporta como si el campo magnético no existiera y es reflejada donde f iguala a la frecuencia de plasma, es decir

$$(2 \pi f)^2 = \frac{N_e e^2}{m \epsilon_0} \quad (1.21)$$

donde e y m son la carga y masa del electrón, y  $\epsilon_0$  es la permitividad del vacío.

La frecuencia de plasma es la frecuencia de oscilación de los electrones en un plasma neutro (densidad de electrones = densidad de iones =  $N_e$ ), cuando estos son desplazados una cierta distancia x respecto de los iones positivos y luego se los libera. Como resultado de este

desplazamiento, se crea un campo eléctrico  $E (= N_e e^2 x / \epsilon_0)$  que da origen a una fuerza restauradora. De la ecuación de movimiento de los electrones se obtiene como resultado un movimiento armónico simple con frecuencia  $f$ , que es la que se denomina frecuencia de plasma.

Reemplazando numéricamente en la ecuación 1.24 se obtiene para  $N_e$

$$N_e = 1.24 \times 10^{10} f^2 \quad (1.22)$$

donde  $f$  se mide en Mhz y  $N_e$  en  $m^{-3}$ .

En el pico de una capa ionosférica, donde  $N_e$  es máxima, a partir de una cierta frecuencia,  $f_o$ , la señal penetra dicha capa.  $f_o$ , la mínima frecuencia de penetración de la capa, se denomina frecuencia crítica. La máxima densidad de electrones de cada capa, E, F1 y F2, se obtiene entonces reemplazando  $f$  en la ecuación 1.25 por la frecuencia crítica de cada capa:  $f_oE$ ,  $f_oF1$  y  $f_oF2$  respectivamente. Resulta así para la máxima densidad de electrones de las regiones E, F1 y F2 de la ionosfera:

$$NmE = 1.24 \times 10^{10} f_oE^2 \quad (1.23)$$

$$NmF1 = 1.24 \times 10^{10} f_oF1^2 \quad (1.24)$$

$$NmF2 = 1.24 \times 10^{10} f_oF2^2 \quad (1.25)$$

A partir de la ecuación (1.22) es posible obtener la densidad de electrones  $N_e$  en función de la altura  $h$ . Lo complicado de la obtención de esta curva es la transformación de la altura virtual  $h'$  en altura real  $h$ .

La determinación de la altura real de reflexión requiere la inversión de la ecuación integral:

$$h' = \int_0^h \mu'(f, N_e) dh \quad (1.26)$$

donde  $\mu'$ , el índice de refracción del medio que atraviesa la onda en cuestión, es una función muy compleja de la frecuencia de la onda y la densidad de electrones del medio.

Hay distintos métodos de resolución de esta ecuación (Adler y Avila, 1992) entre los que figuran los métodos de ecuación integral (Thomas, 1959; Titheridge, 1959, 1963; Paul, 1967; Gulyaeva, 1973) y los métodos de solapamiento de polinomios (Titheridge, 1985a, 1985b).

En la figura 1.4 se muestra un ionograma obtenido con una ionosonda y otro con una ionosonda digital.

A medida que se aumenta la frecuencia  $f$ , el tiempo de ida y vuelta del pulso también aumenta hasta que  $f$  iguala la frecuencia crítica de la capa E,  $f_{oE}$ , momento en que la señal penetra dicha capa. Para frecuencias apenas mayores que  $f_{oE}$ , el tiempo disminuye con el aumento de la frecuencia ya que la señal penetra fácilmente la capa E. A medida que  $f$  se acerca a la frecuencia crítica de la capa F1,  $f_{oF1}$ , la señal comienza a retardarse nuevamente hasta su nueva penetración. La misma disminución seguida de un aumento en el tiempo de ida y vuelta ocurre cuando  $f$  se aproxima a la frecuencia crítica de la capa F2,  $f_{oF2}$ . Cuando  $f > f_{oF2}$  la señal atraviesa completamente la ionosfera y ya no se recibe ningún eco. Si la frecuencia es muy baja, esta no retorna debido a que es absorbida. (Jursa, 1985; Davies, 1966, 1989; Rishbeth y Garriott, 1969)

A continuación se hace una lista de los parámetros de frecuencia y altura que se obtienen de un ionograma y con los que se deriva el perfil de la ionosfera (Jursa, 1985; Davies, 1966):

**$f_oF2$** : frecuencia crítica ordinaria de la capa F2 (es una medida de la densidad pico de la capa F2)

**$f_xF2$** : frecuencia crítica extraordinaria de la capa F2 (se la usa para inferir  $f_{oF2}$  cuando esta frecuencia está difusa por interferencia)

**$f_oF1$** : frecuencia crítica ordinaria de la capa F1 (es una medida de la densidad pico de la capa F1)

**$f_oE$** : frecuencia crítica ordinaria de la capa E (es una medida de la densidad pico de la capa E)

**$f_bEs$** : frecuencia de capas E esporádicas (estas capas aparecen, como su nombre lo indica, esporádicamente e impiden el retorno de frecuencias menores desde capas superiores)

**$f_{min}$** : frecuencia mínima a la cual se observa retorno en el ionograma

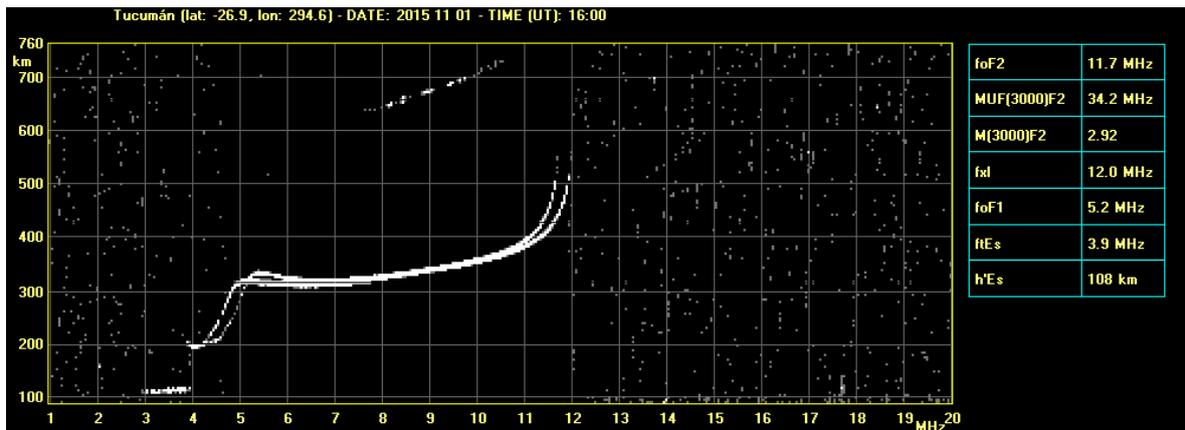
**$h'F$** : altura virtual mínima de la onda ordinaria que llega a la región F

**$h'F2$** : altura virtual mínima de la onda ordinaria que llega a la capa F2 en presencia de la capa F1 (cuando no esta presente la capa F1,  $h'F2=h'F$ )

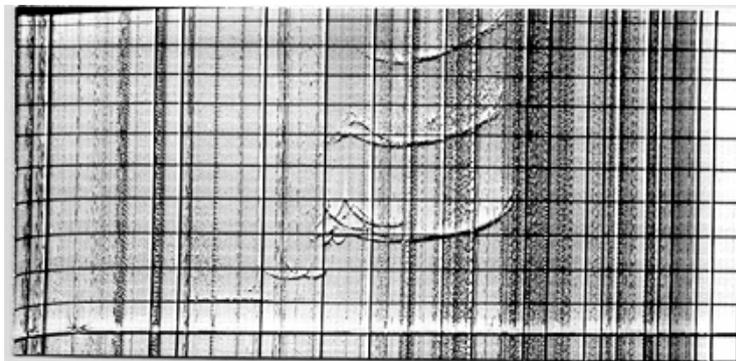
**$h'E$** : altura virtual mínima de la onda ordinaria que llega a la capa E

**$h'Es$** : altura virtual mínima de la capa esporádica Es

**$M(3000)F$** : máxima frecuencia que la ionosfera permite recibir a 3000 km de distancia, sobre superficie, de la fuente emisora



(a)



(b)

**Figura 1.5.** Ionograma obtenido con (a) la digisonda del Observatorio de Tucumán y (b) con la ionosonda que funcionó entre los años 1957-1987 en la Estación Ionosférica de Tucumán, en el Parque 9 de Julio. (<http://ionos.ingv.it/tucuman/ionograms/>)

### 1.4.2 Radar de dispersión incoherente (ISR - Incoherent scatter radar)

La técnica de dispersión de radar fue desarrollada en la década de 1960 (Evans, 1969).

Una señal de alta frecuencia (~40 a 1300 MHz) emitida por un ISR que incide y penetra en la ionosfera es dispersada por los electrones libres presentes en ella. Esta dispersión se conoce como “dispersión incoherente” o “dispersión de Thomson”. Las características del eco, o señal que retorna al sistema ISR, depende de la concentración de electrones, de manera que este sistema funciona como la ionosonda con la ventaja que puede barrer la ionosfera también por encima del pico de densidad. Además como la frecuencia del eco sufre el efecto Doppler se obtiene información sobre la velocidad, y temperatura de los iones y electrones presentes.

El costo de este tipo de radares es muy elevado por lo que hay actualmente muy pocos en el mundo. Dos de ellos son el EISCAT (European Incoherent Scatter) en Noruega, y el de Perú en el Observatorio de Jicamarca.

En particular, el instrumento de Jicamarca consiste en 18432 antenas dipolares distribuidas en  $\sim 85000 \text{ m}^2$ . La Figura 1.6 muestra una foto del radar incoherente de Jicamarca.

### **1.4.3 Disponibilidad de parámetros ionosféricos obtenidos de ionogramas**

Los parámetros o características ionosféricas que se extraen de los ionogramas están disponibles desde hace muchos años en los Centros de Datos Mundiales (WDC - World Data Centers), donde son almacenados en bases de datos con un formato estandarizado para esto. Estos Centros son:

- 1) World Data Center for Solar-Terrestrial Physics de Boulder en Estados Unidos, <https://www.ngdc.noaa.gov/stp/iono/ionohome.html>, a través de su interface SPIDR (Space Physics Interactive Data Resource), <http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/>
- 2) World Data Centre for Solar-Terrestrial Physics de Chilton en Inglaterra, [http://www.ukssdc.ac.uk/wdcc1/wdc\\_menu.html](http://www.ukssdc.ac.uk/wdcc1/wdc_menu.html)
- 3) World Data Center for Solar Terrestrial Science del Australian Bureau of Meteorology en Australia, [http://www.sws.bom.gov.au/World\\_Data\\_Centre](http://www.sws.bom.gov.au/World_Data_Centre)

Casi 60 años después, que equivalen a 5 ciclos solares completos desde entonces, se cuenta con una base de datos que permite estudiar y comprender los efectos de las lentas variaciones de distintos forzantes de la atmósfera en general. Entre ellos el marcado aumento en la concentración de gases de efecto invernadero desde la Revolución Industrial en alrededor de 1750, las variaciones seculares del campo magnético terrestre, y las variaciones a largo plazo de la actividad geomagnética.

En Argentina, la Red Argentina para el Estudio de la Atmósfera Superior (RAPEAS) creada por el CONICET, hizo un relevamiento de las ionosondas que funcionaron y de las que aun funcionan en nuestro país. La Tabla 1.1 muestra una lista de estas estaciones junto con su ubicación geográfica.

En particular en Tucumán funcionan, además de la ionosonda, un radar Doppler y un riómetro.

Hay diversos estudios sobre la sensibilidad de la ionosfera a los cambios de largo plazo de distintos forzantes, y las extensas bases de datos medidos con ionosonda proveen los parámetros con las características necesarias para su verificación experimental.



**Figura 1.6.** Radar incoherente del Radio Observatorio de Jicamarca (JRO). En la foto superior se ve el arreglo de antenas dipolares del radar. La foto inferior fue tomada durante la visita al JRO, como parte de la Escuela Internacional sobre Ciencia Espacial organizada por el SCOSTEP (Scientific Committee on Solar-Terrestrial Physics) y el ISWI (International Space Weather Initiative) a la que asistí entre el 15 y 24 de Septiembre de 2014, en Lima, Perú.

**Tabla 1.1.** Lista de estaciones ionosféricas que han operado o están operando, en territorio argentino. Fuente: <http://rapeas-conicet.gov.ar/index.php/es/joomla-overview-3est-de-sondeo-ionosferico>

<b>Provincia o ciudad</b>	<b>Latitud Geográfica</b>	<b>Longitud Geográfica</b>
San Juan	31.5°S	290.4°E
Buenos Aires	34.6°S	301.7°E
La Plata	34.9°S	302.1°E
Trelew	43.2°S	294.7°E
Ushuaia	54.8°S	291.7°E
San Martín	68.1°S	292.9°E
Belgrano	77.9°S	325.4°E
Tucumán	26.9°S	294.8°E

## **Capítulo 2**

### **Campo magnético terrestre**

De acuerdo a los más recientes estudios paleomagnéticos el campo magnético de la Tierra, o campo geomagnético, data de  $\sim 3.7 \times 10^9$  años. Su valor en la actualidad es de  $\sim 60000$  nT en los polos magnéticos, y  $\sim 25000$  en el Ecuador, y ha variado en el tiempo entre el valor actual y  $\sim 0.20$  veces el valor del mismo. Este campo presenta variaciones en diversas escalas de tiempo, desde millones de años a segundos. Entre las variaciones de largo plazo, el cambio más drástico se produce durante la transición de polaridad, que es el período durante el cual se invierten los polos magnéticos (Glassmeier et al., 2009).

En los últimos años ha ganado mucho interés las investigaciones sobre los posibles impactos de las variaciones geomagnéticas sobre el sistema terrestre y también sobre la biosfera. En particular, estas variaciones afectan directamente características de la magnetosfera terrestre y de la ionosfera. Entre estas últimas está la densidad máxima de electrones, NmF2, que se mide a través de foF2, y la altura a la cual se da NmF2, es decir hmF2, que son motivo de estudio de esta Tesis.

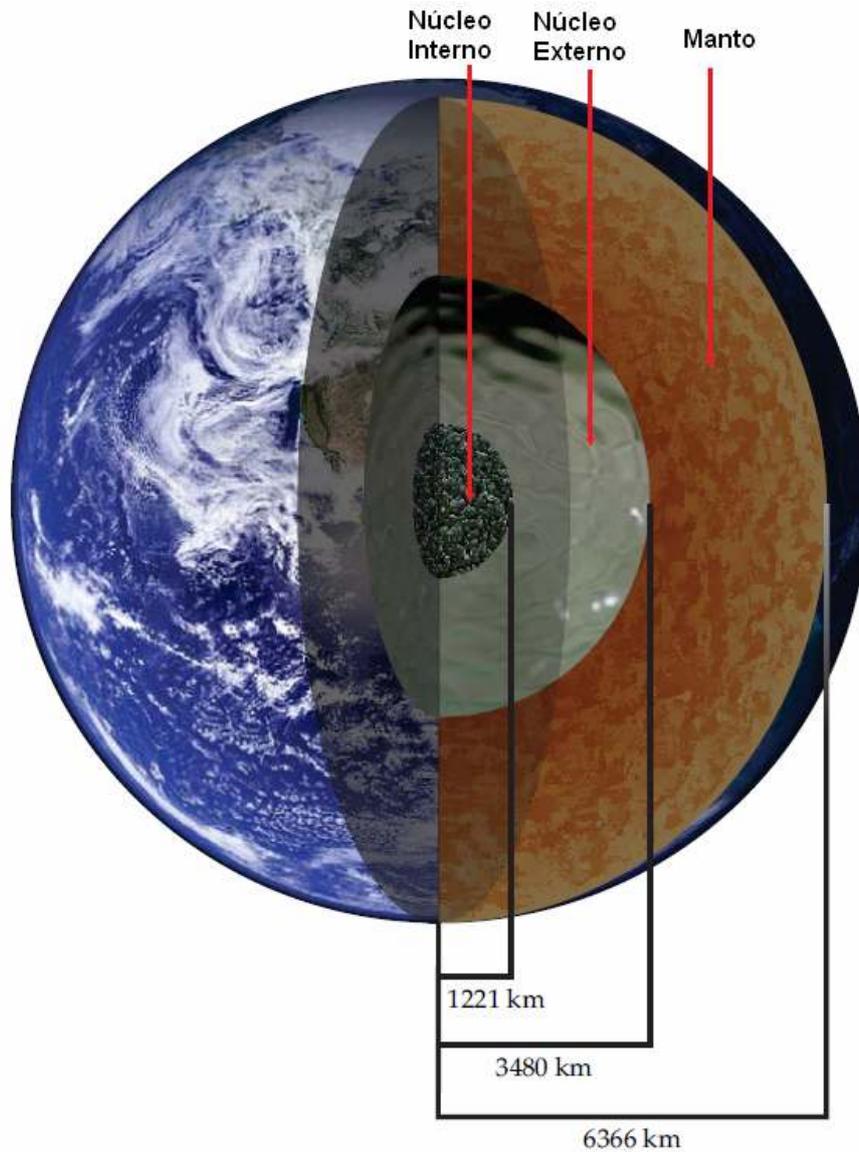
#### **2.1 Origen del campo geomagnético: Teoría dínamo**

La teoría dínamo describe el proceso de un fluido conductor, que presenta movimientos de rotación y convección para mantener un campo magnético. Se usa esta teoría para explicar la presencia de campos magnéticos de larga duración en cuerpos celestes. El fluido conductor en el caso de la Tierra es hierro líquido en el núcleo externo, a unos 3000 km por debajo de la superficie terrestre, como se muestra en la Figura 2.1.

La teoría dínamo de los cuerpos celestes usa ecuaciones de la magnetohidrodinámica para investigar como el fluido puede continuamente generar el campo magnético.

Hay tres requisitos para un dínamo opere: (1) un fluido conductor de corriente eléctrica, (2) energía cinética que en nuestro caso es provista por la rotación de la Tierra, y (3) una fuente de energía interna para generar movimientos convectivos en el fluido

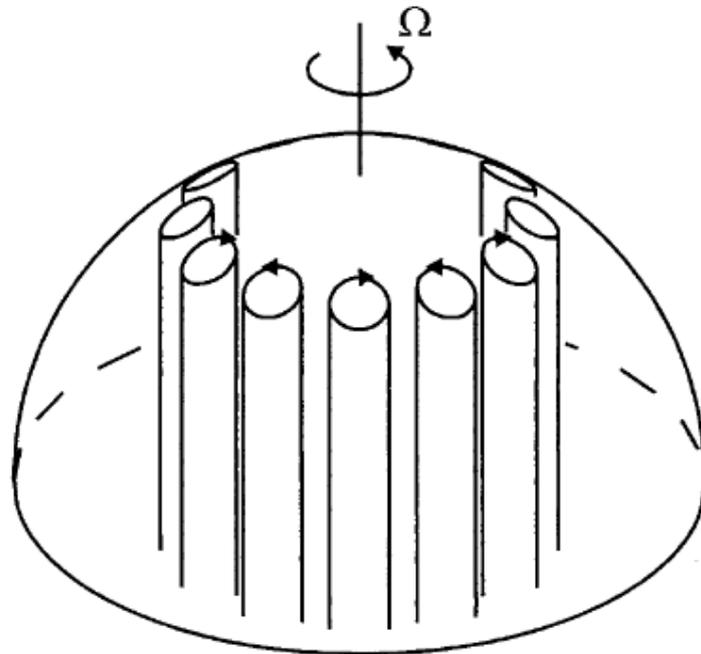
La fuerza de Coriolis causada por la rotación de la Tierra tiende a organizar el movimiento del fluido y las corrientes en el núcleo externo de la Tierra en columnas alineadas con el eje de rotación, como se ilustra en la Figura 2.2 (Merrill et al., 1996).



**Figura 2.1.** Sección del interior de la Tierra que muestra un cascarón externo rocoso, al que se denomina Manto y un núcleo metálico constituido principalmente por hierro. Este se divide en un núcleo externo que es líquido, y un núcleo interno sólido. (Fuente: Buffet, B., Earth's enigmatic inner core, *Physics Today* 66, 37-41, doi: 10.1063/PT.3.2178, 2013).

Un hecho interesante y particular de nuestro planeta es que posee placas tectónicas que forman el manto y son buenas conductoras del calor, esto podría ser una causa de que el proceso dinámico se mantenga por más tiempo (Olson, 2013). Por otro lado, una condición que debe cumplir el fluido para que sustente un dinámico, es que el número de Reynolds magnético,  $R_m$ , debe ser mayor al valor crítico de 40, según experiencias de laboratorios. Se estima que el núcleo posee un valor de

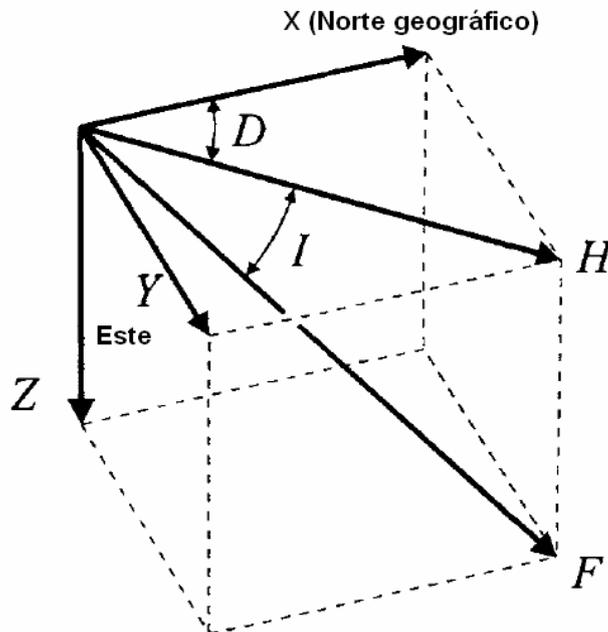
$R_m$  entre 1000 y 2000, es decir muy por encima del valor crítico.



**Figura 2.2.** Esquema cualitativo de la convección en un fluido que rota en una cavidad esférica. La convección se da en columnas paralelas al eje de rotación. (Fuente: Merrill, R.T., M.W. McElhinny, and P.L. McFadden, *The Magnetic Field of the Earth*, Academic Press, California, USA, 531 pp., 1996.)

## 2.2 Componentes magnéticas

El campo magnético total,  $F$ , se descompone en un sistema de ejes cartesianos  $(x,y,z)$  como se muestra en la Figura 2.3. La declinación,  $D$ , es el ángulo que forma la componente horizontal,  $H$ , con el Norte geográfico, y es positivo hacia el Este. La inclinación,  $I$ , es el ángulo que forma el campo total,  $F$ , con  $H$ , y es positivo hacia abajo (hemisferio Norte) y negativo hacia arriba (hemisferio Sur). Las componentes de  $F$  horizontal,  $H$ , y vertical,  $Z$ , están dadas por  $H=F\cos(I)\sin(I)$  y  $Z=F\sin(I)$ .  $Z$  es positiva hacia abajo, igual que  $I$ . La componente  $H$  puede descomponerse en dos componentes:  $X$  (hacia el norte)  $=H\cos(D)$  e  $Y$  (hacia el Este)  $=H\sin(D)$ .



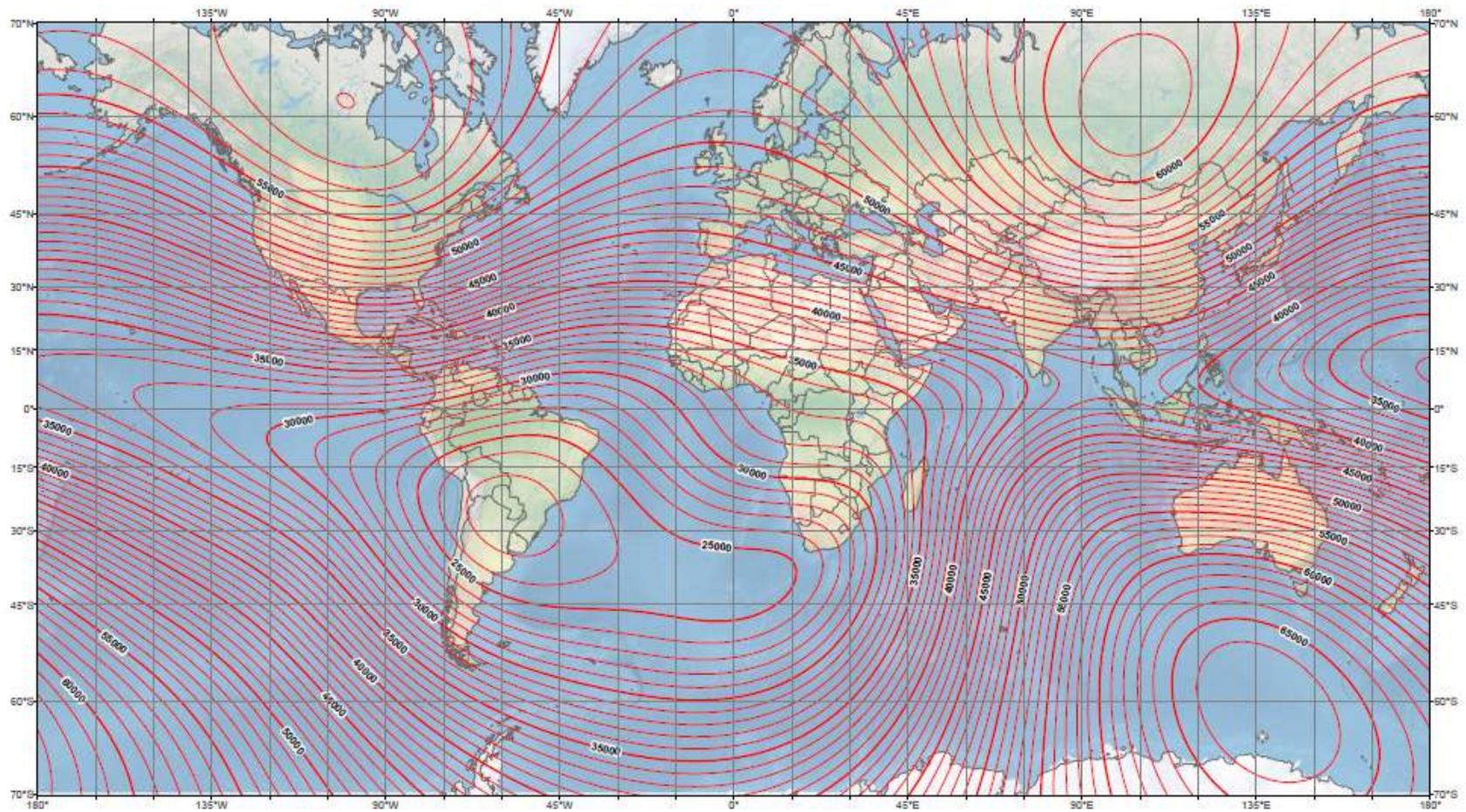
**Figura 2.3.** Elementos principales del campo geomagnético. Campo total  $F$ , componente horizontal  $H$ , componente vertical  $Z$ , declinación  $D$ , e inclinación  $I$ .

Las figuras 2.4, 2.5 y 2.6 muestran la distribución de  $F$ ,  $I$  y  $D$  debidos solamente al campo magnético principal o intrínseco, que se describe a continuación, para el año 2015.

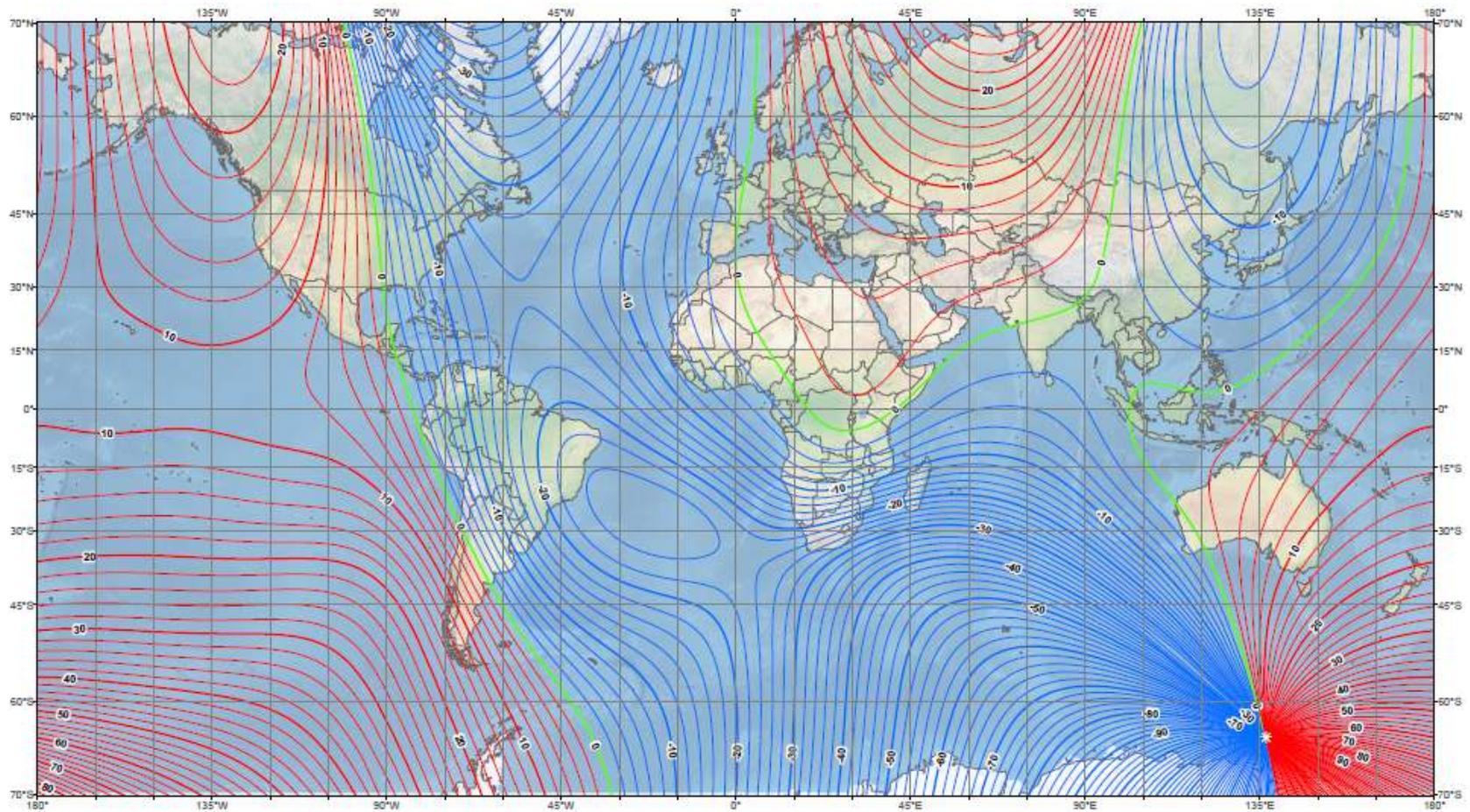
### 2.3 Campo magnético principal

Se denomina campo geomagnético principal a la contribución magnética producida únicamente por el núcleo terrestre. Su forma se puede aproximar, en gran parte de la superficie de la Tierra, a un dipolo inclinado  $10^\circ$  con respecto al eje de rotación.

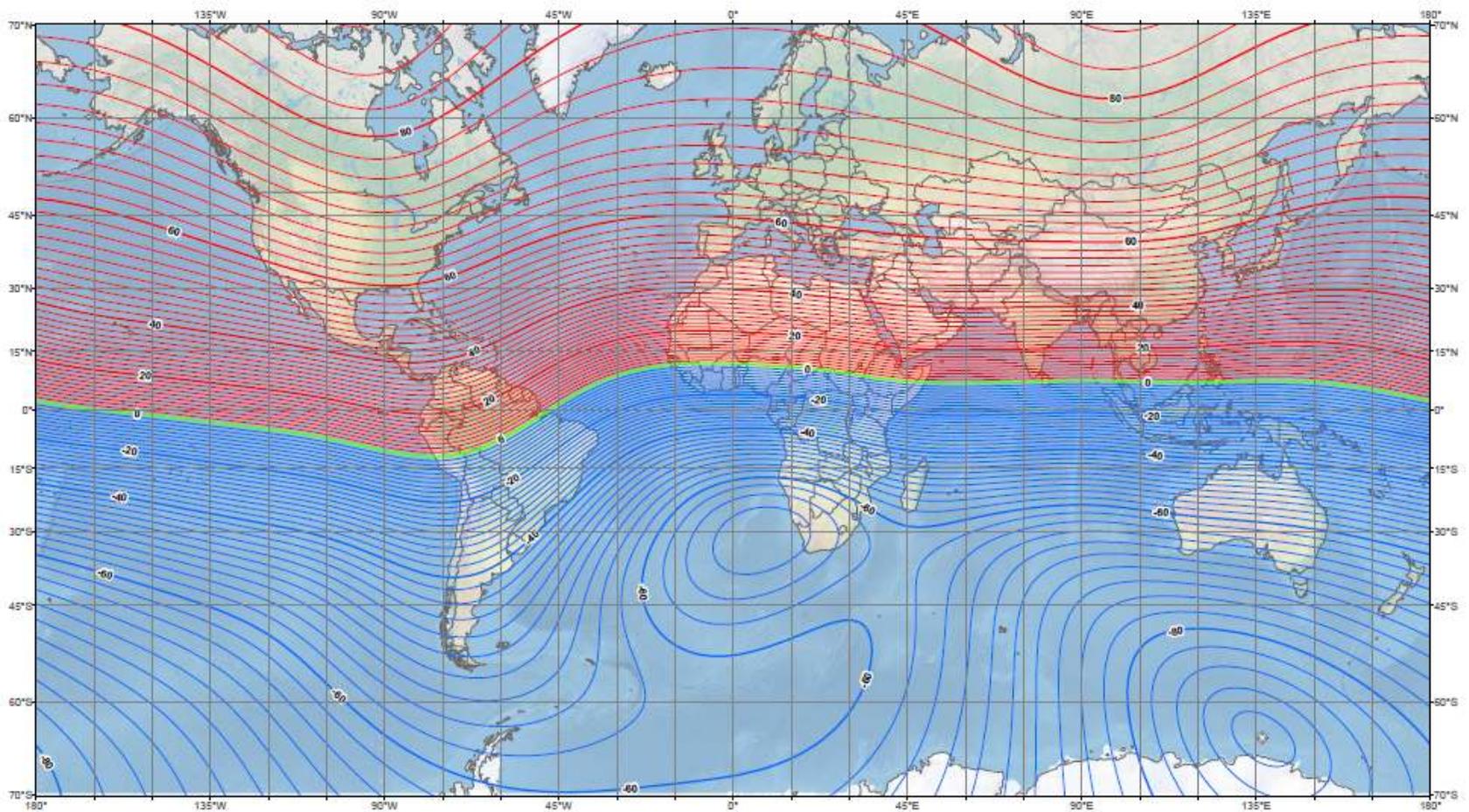
La forma de las líneas de campo, como se observa en la Figura 2.4, sugiere que la aproximación dipolar no es suficiente para calcular el campo de manera teórica en la superficie de la Tierra. Hoy en día, se utilizan complejos modelos para calcular el campo principal, de hecho los mapas mostrados en las Figuras 2.4, 2.5 y 2.6 fueron construidos en base a estos modelos que se corrigen utilizando mediciones reales del campo, a las cuales se les filtran los aportes magnéticos que no provienen del interior de la Tierra, como por ejemplo los provenientes de las corrientes en la ionosfera. Estos modelos son altamente precisos y son corregidos cada cierto periodo de tiempo. Se basan en un modelo de multipolos propuesto por primera vez por Carl Friedrich Gauss en 1839.



**Figura 2.4.** Mapa de la intensidad total del campo magnético principal ( $F$ ) para el año 2015. Intervalo de las curvas: 1000 nT. Mapa desarrollado por la NOAA/NGDC & CIRES (<http://ngdc.noaa.gov/geomag/WMM>).



**Figura 2.5.** Mapa de declinación del campo magnético principal (D) para el año 2015. Intervalo de las curvas: 2 grados (curvas rojas positivas: campo hacia el Este, curvas azules negativas: campo hacia el Oeste, línea verde: declinación nula). Mapa desarrollado por la NOAA/NGDC & CIRES (<http://ngdc.noaa.gov/geomag/WMM>).



**Figura 2.6.** Mapa de inclinación del campo magnético principal (I) para el año 2015. Intervalo de las curvas: 2 grados (curvas rojas positivas: campo hacia abajo, curvas azules negativas: campo hacia arriba). Mapa desarrollado por la NOAA/NGDC & CIRES (<http://ngdc.noaa.gov/geomag/WMM>).

## 2.4 Variaciones del campo geomagnético

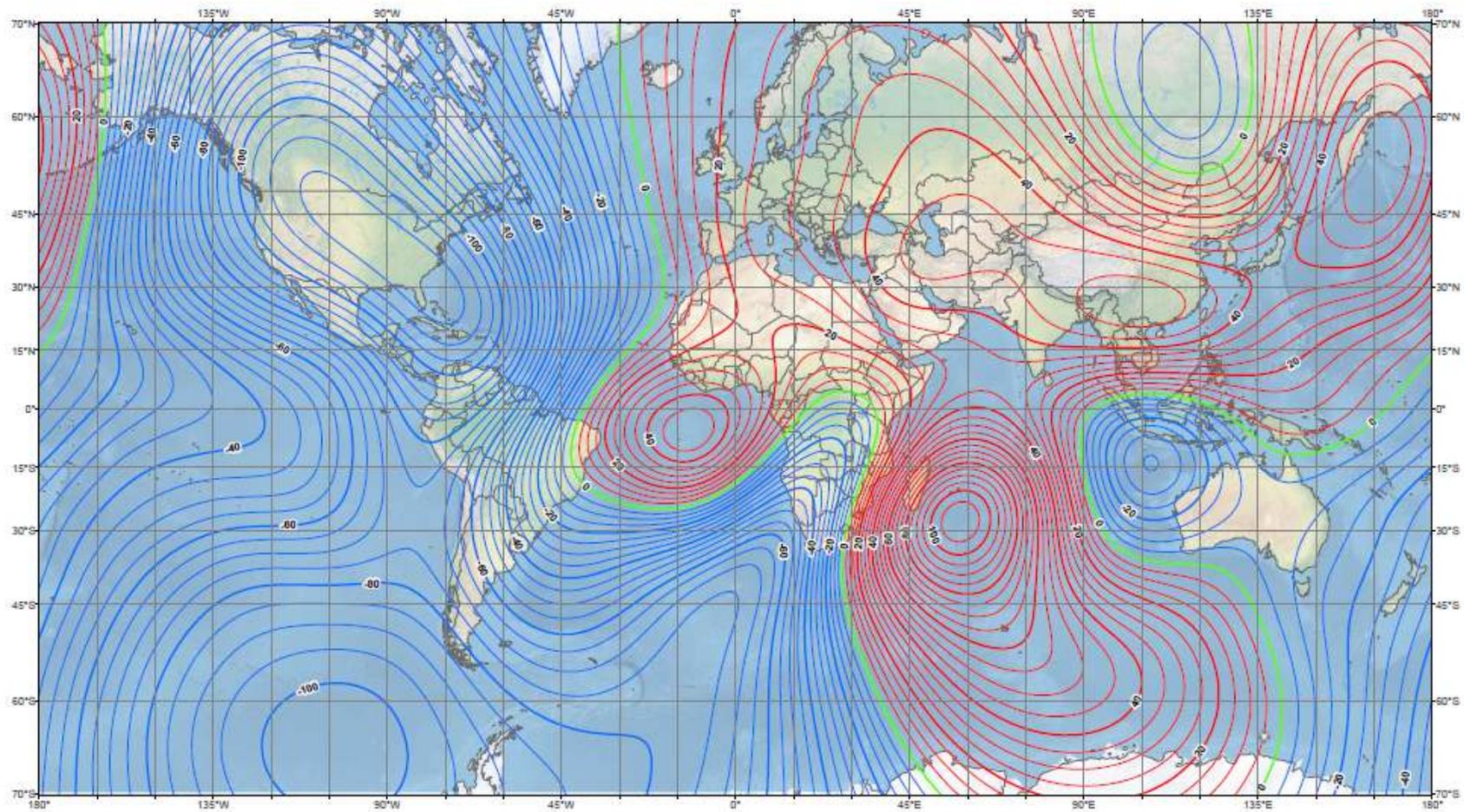
El campo geomagnético presenta variaciones en distintas escalas de tiempo. Este campo, medido por una red de magnetómetros distribuidos en todo el mundo, es el resultado del campo producido por el interior de la Tierra, que se denomina campo principal, y del campo de origen externo inducido por las corrientes ionosféricas que circulan en la región E y tormentas magnéticas solares. El aporte externo al campo presenta variaciones de menor escala temporal que el campo interno, el cual varía muy lentamente. Esta variación del campo interno se denomina “variación secular”.

Las variaciones del campo debidas a las corrientes ionosféricas son variaciones regulares con una periodicidad de 24 horas y tienen una amplitud de unas decenas de nT. Representa un  $\sim 0.1\%$  de la intensidad total del campo terrestre.

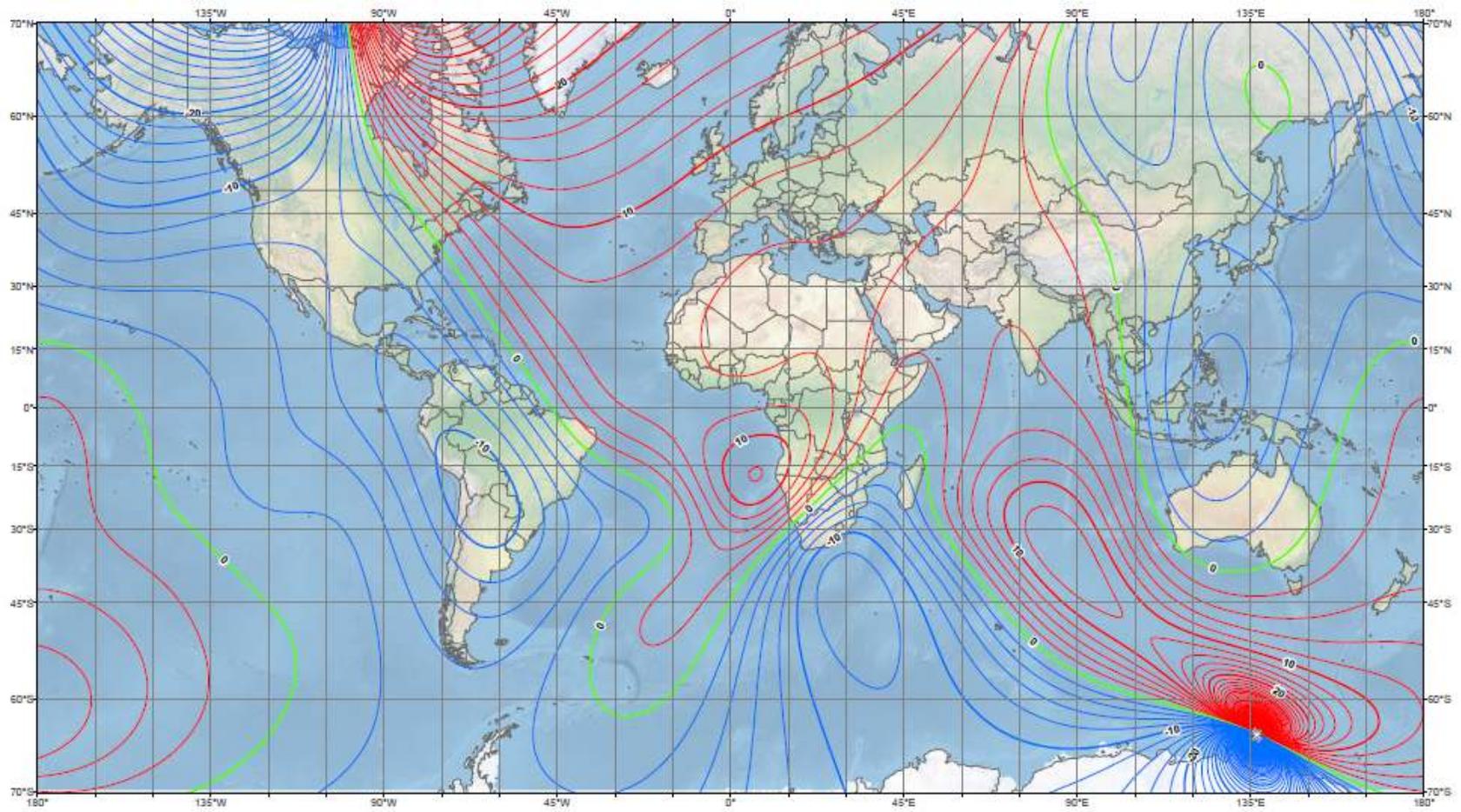
Las debidas a tormentas solares son debido a la interacción del viento solar con el campo magnético terrestre y en general son irregulares en el tiempo y su magnitud no supera el 10% del valor del campo principal en casos de tormentas intensas.

Durante el pasado geológico la orientación del campo magnético interno de la Tierra ha variado enormemente presentando incluso inversiones de la polaridad (Jacobs, 1994; Glassmeier et al, 2009). Los períodos de cambio de polaridad, son irregulares, pueden pasar miles de años o millones de años. A diferencia de los cambios de polaridad del Sol, que los posee más regular, promedio cada 11 años. Este campo, que en el presente, está dominado por una componente dipolar ( $\sim 90\%$  del campo total), a la que se suman componentes multipolares de menor magnitud ( $\sim 10\%$  del campo total), presenta cambios fundamentalmente en la magnitud de la componente dipolar y en la orientación.

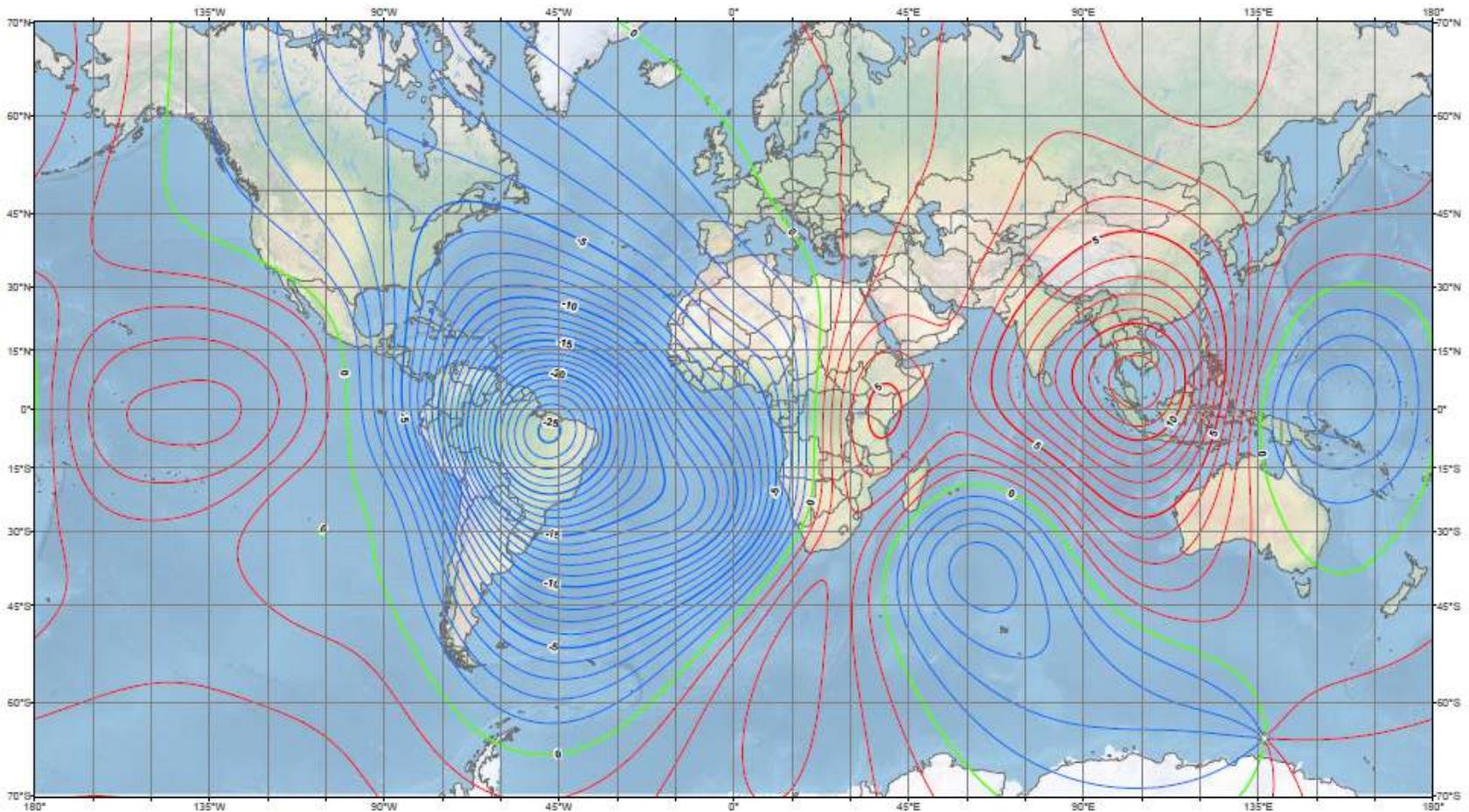
Si bien la magnitud de la componente dipolar del campo magnético está disminuyendo, la variación del campo total que se observa en la superficie de la Tierra, depende de la ubicación geográfica. Las Figuras 2.7, 2.8 y 2.9 muestran distribución espacial de la variación anual de F, D e I.



**Figura 2.7.** Mapa del cambio anual de la intensidad total del campo magnético principal (F). Intervalo de las curvas: 5 nT/año. Variación positivo: línea roja, negativa: línea azul, cero: línea verde. Mapa desarrollado por la NOAA/NGDC & CIRES (<http://ngdc.noaa.gov/geomag/WMM>).



**Figura 2.8.** Mapa del cambio anual de la declinación del campo magnético principal (D). Intervalo de las curvas: 2 minutos de arco/año. Variación positiva (en el sentido de las agujas del reloj): línea roja, negativa: línea azul, cero: línea verde. Mapa desarrollado por la NOAA/NGDC & CIRES (<http://ngdc.noaa.gov/geomag/WMM>).



**Figura 2.9.** Mapa del cambio anual de la inclinación del campo magnético principal (I). Intervalo de las curvas: 1 minutos de arco/año. Variación positiva (hacia abajo): línea roja, negativa (hacia arriba): línea azul, cero: línea verde. Mapa desarrollado por la NOAA/NGDC & CIRES (<http://ngdc.noaa.gov/geomag/WMM>).

## 2.5 Modelo IGRF (International Geomagnetic Reference Field)

El modelo IGRF (International Geomagnetic Reference Field - Campo Internacional Geomagnético de Referencia) (Thebault et al., 2015) es un modelo del campo magnético terrestre principal desarrollado por la IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy), y está basado en mediciones experimentales del campo.

El IGRF es un modelo matemático del campo de origen interno de la Tierra,  $\mathbf{B}(r, \theta, \varphi, t)$ , y su variación anual. El campo se define en función del potencias escalar  $V$ , donde  $\mathbf{B} = -\nabla V$ , y  $V$  se aproxima por una serie finita que resulta de la solución de la ecuación general de Laplace,  $\nabla^2 V = 0$ .

$V$  resulta

$$V(r, \theta, \varphi, t) = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left( \frac{a}{r} \right)^{n+1} \left[ g_n^m(t) \cos(m\varphi) + h_n^m(t) \sin(m\varphi) P_n^m(\cos\theta) \right] \quad (3.1)$$

donde  $r$  es la distancia radial desde el centro de la Tierra,  $a=6371.2$  km correspond al radio medio esférico de la Tierra,  $\theta$  es la co-latitud, y  $\varphi$  la longitud este. Las funciones  $P_n^m(\cos\theta)$  son las funciones parcialmente normalizadas de Schmidt de grado  $n$  y orden  $m$ , que relacionadas con los polinomios asociados de Legendre  $P_{l,m}$  por

$$\begin{aligned} P_l^m &= P_{l,m} & \text{para } m = 0 \\ P_l^m &= \left[ \frac{2(1-m)!}{(1+m)!} \right]^{1/2} P_{l,m} & \text{para } m > 0 \end{aligned} \quad (3.2)$$

Los coeficientes de Gauss  $g_n^m$  y  $h_n^m$  son funciones del tiempo y tienen unidades de nT.

Los coeficientes de Gauss tienen un valor fijo en el modelo cada 5 años entre 1900 y 2015, y se supone una dependencia lineal con el tiempo en el período de 5 años.

Las componentes del campo geomagnético en la dirección Norte, Este y radial ( $X$ ,  $Y$  y  $Z$ ) se obtienen a partir del gradiente de  $V$  en coordenadas polares:

$$X = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta}, \quad Y = -\frac{1}{r \sin\theta} \frac{\partial V}{\partial \varphi}, \quad Z = \frac{\partial V}{\partial r} \quad (3.3)$$

La declinación  $D$ , la inclinación  $I$ , la componente horizontal  $H$ , y la intensidad total  $F$  se obtienen a partir de

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2}, \quad F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}, \quad D = \arctg\left(\frac{Y}{X}\right), \quad I = \arctg\left(\frac{Z}{H}\right) \quad (3.4)$$

El grado  $n=1$  corresponde a un dipolo,  $n=2$  a un cuadrupolo,  $n=3$  a un octupolo, y así sucesivamente.

## Capítulo 3

### Variaciones a largo plazo en la ionosfera

Los estudios sobre tendencias a largo plazo en la atmósfera superior han cobrado gran interés desde los últimos 30 años debido al auge de la temática sobre el cambio climático observado fundamentalmente en la troposfera. En particular, en el caso de la ionosfera se detectaron tendencias en algunos parámetros que estarían asociadas al aumento de concentración de gases de efecto invernadero debido a la actividad antropogénica, pero también a causas naturales como las variaciones a largo plazo en la actividad geomagnética y las variaciones seculares del campo magnético intrínseco de la Tierra. El efecto invernadero, que produce un calentamiento en la troposfera, afectaría también a la atmósfera superior causando un enfriamiento según modelos teóricos. Esto implica una disminución de la densidad del aire, un descenso de la altura de pico de la capa F2 de la ionosfera,  $hmF_2$ , y un decrecimiento de la frecuencia crítica de la capa F2,  $foF_2$ . Sin embargo el patrón global de tendencias de estos dos parámetros ionosféricos que resulta de mediciones experimentales es muy complejo y no estaría de acuerdo completamente con los modelos.

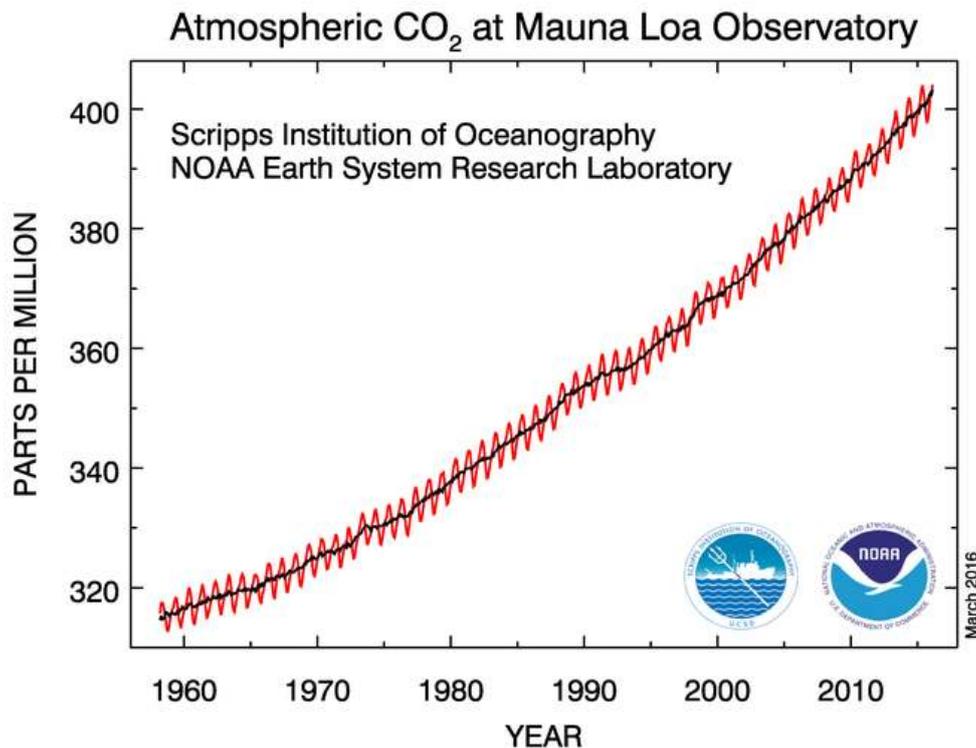
Se presentan y analizan en este Capítulo las posibles causas de tendencias en la ionosfera y el panorama actual sobre las mismas con el cual está de acuerdo la comunidad científica que se dedica a esta temática que es el Grupo de trabajo de la IAGA/ICMA “Tendencias a Largo Plazo in la Mesosfera, Termosfera y Ionosfera” (IAGA/ICMA working group “Long-Term Trends in the Mesosphere, Thermosphere and Ionosphere” - IAGA: International Association of Geomagnetism and Aeronomy, ICMA: International Commission on the Middle Atmosphere).

#### 3.1 Posibles causas de tendencias a largo plazo en la ionosfera

Se considera que la principal causa de las tendencias de largo plazo observadas en la atmósfera, desde la superficie hasta varios cientos de kilómetros, es el aumento en la concentración de gases de efecto invernadero de origen antropogénico. Sin embargo en la ionosfera hay otras causas posibles para estas tendencias que, en algunas regiones del planeta y durante ciertos períodos de tiempo, pueden llegar a ser más importantes que el efecto antropogénico. Entre estas posibles causas están la variación a largo plazo de la actividad geomagnética y las variaciones seculares del campo magnético intrínseco de la Tierra.

### 3.1.1 Efecto antropogénico en la atmósfera superior

Las emisiones de gases de efecto invernadero, como el CO<sub>2</sub>, de origen antropogénico afectan el clima de la troposfera, y parecen ser el principal responsable del aumento de temperatura en superficie de las últimas décadas. La Figura 3.1 muestra el aumento sostenido del CO<sub>2</sub> desde 1958, medido en Mauna Loa, Hawai, que es el registro de medición directa más extenso que existe. y se toma muchas veces como representativo del contenido global.



**Figura 3.1.** Promedio mensual de la concentración de dióxido de carbono, CO<sub>2</sub>, medido en el observatorio de Mauna Loa, Hawai (curva roja), que se encuentra a una altura de 3400 m, y que es casi equivalente a la concentración global. La curva negra corresponde a la concentración de CO<sub>2</sub> corregida por estacionalidad. Datos medidos en fracción molar en aire seco, definida como el número de moléculas de CO<sub>2</sub> dividido en el número de moléculas de aire seco multiplicado expresado en partes por un millón (ppm). [Fuente: NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration, <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/full.html>]

Los gases de efecto invernadero afectan también la atmósfera media y superior incluyendo la estratosfera, la mesosfera, y la termosfera, y en consecuencia la ionosfera que se encuentra inmersa en la atmósfera superior (Roble and Dickinson, 1989; Rishbeth and Roble, 1992; Lastovicka et al., 2006a). La termosfera es el medio donde operan varios satélites y donde

orbitan miles de pedazos de escombros espaciales, cuya vida media depende de la densidad de la termosfera. La propagación de señales de GPS (Global Positioning System), comunicaciones de radio y radares en general, son afectados por la ionosfera, de manera que las variaciones en ella debidas a la actividad antropogénica afectarían también la tecnología basada en estos instrumentos, las cuales son cada vez más importantes en la vida moderna. El desafío para los científicos que estudian el clima de la atmósfera superior, al igual que para los que estudian el cambio global cerca de la superficie de la Tierra, es detectar las tendencias de largo plazo y entender sus principales causas, de manera que la sociedad pueda mitigar los posibles cambios perjudiciales.

De acuerdo al IPCC (2014), si se calcula la tendencia lineal del promedio global de la temperatura de superficie sobre tierra y mar para el período 1880-2012, esta resulta  $0.85^{\circ}\text{C}$ . Este aumento ha sido atribuido principalmente al aumento en la concentración de gases de efecto invernadero. Este forzante tiene un efecto opuesto en la atmósfera superior, ya que produciría un enfriamiento. Los gases de efecto invernadero absorben y re-emiten la radiación de onda larga, o infrarroja, que emite la superficie de la Tierra produciendo un calentamiento. Sin embargo, en la atmósfera superior, que es mucho menos densa, emiten radiación que escapa al espacio exterior, resultando en un enfriamiento. De manera que un aumento de su concentración significaría un aumento de este enfriamiento.

El enfriamiento de la atmósfera superior resultaría en una contracción por lo que a una dada altura se espera una disminución de la densidad. Esto ya fue observado en datos de “arrastre de satélites” (Emmert et al., 2008). A su vez esta contracción debería implicar también un descenso de las capas de la ionosfera, lo que se espera que afecte a los procesos químicos en la ionosfera que determinan entre otras cosas la densidad de electrones libres.

El trabajo pionero en este tema es el de Roble y Dickinson (1989), donde sugieren el enfriamiento global de la atmósfera superior junto con el calentamiento en la troposfera debido al aumento en la concentración de gases de efecto invernadero, en particular el  $\text{CO}_2$ . Lo mismo sugieren Rishbeth (1990) y Rishbeth y Roble (1992) con resultados obtenidos de modelos del sistema termosfera-ionosfera. Desde entonces el tema de tendencias a largo plazo en la atmósfera superior se ha vuelto un tema de gran importancia y vigencia en las investigaciones del cambio global.

De acuerdo a los modelos mencionados una duplicación de la concentración de  $\text{CO}_2$  produciría un enfriamiento de 30-40 K en la termosfera, una disminución de 20-40 % en la densidad del aire a alturas entre los 200 y 300 km, un descenso de 15-20 km de  $h_mF_2$ , y una disminución de  $f_oF_2$  de alrededor de 0.5 MHz.

Al principio los resultados de estudios individuales eran inconsistentes y controversiales. Con el aumento de resultados obtenidos con datos experimentales y con modelos, comenzó a surgir un patrón global de tendencias, y en el año 2006 se construye el primer “escenario”

global de tendencias en la ionosfera (Lastovicka et al., 2006a, 2008) donde el principal responsable de estas tendencias es el aumento en la concentración de gases de efecto invernadero, aunque quedaban algunas variables que no eran consistentes con este escenario.

En los últimos años surgen evidencias más claras de que otros forzantes de tendencias también juegan un rol importante, sumándose al efecto antropogénico.

### **3.1.2 Efecto de las variaciones a largo plazo de la actividad geomagnética**

Otra posible causa de las tendencias observadas en la ionosfera es la variación a largo plazo de la actividad geomagnética.

Cuando la actividad geomagnética se intensifica, aumentan también las tormentas y sub-tormentas geomagnéticas que depositan una gran cantidad de energía en la atmósfera superior de la Tierra a altas latitudes, generando aumento de temperatura por calentamiento Joule y cambios en la composición química de la región afectada (Gonzalez et al., 1994). Esto induce, entre otros, cambios en el gradiente meridional de temperatura, lo que afecta la estructura de los vientos neutros. Esto sumado a los cambios de composición afectan la densidad de electrones en la ionosfera principalmente a altas latitudes, pero también a latitudes menores, llegando incluso a afectar la zona ecuatorial.

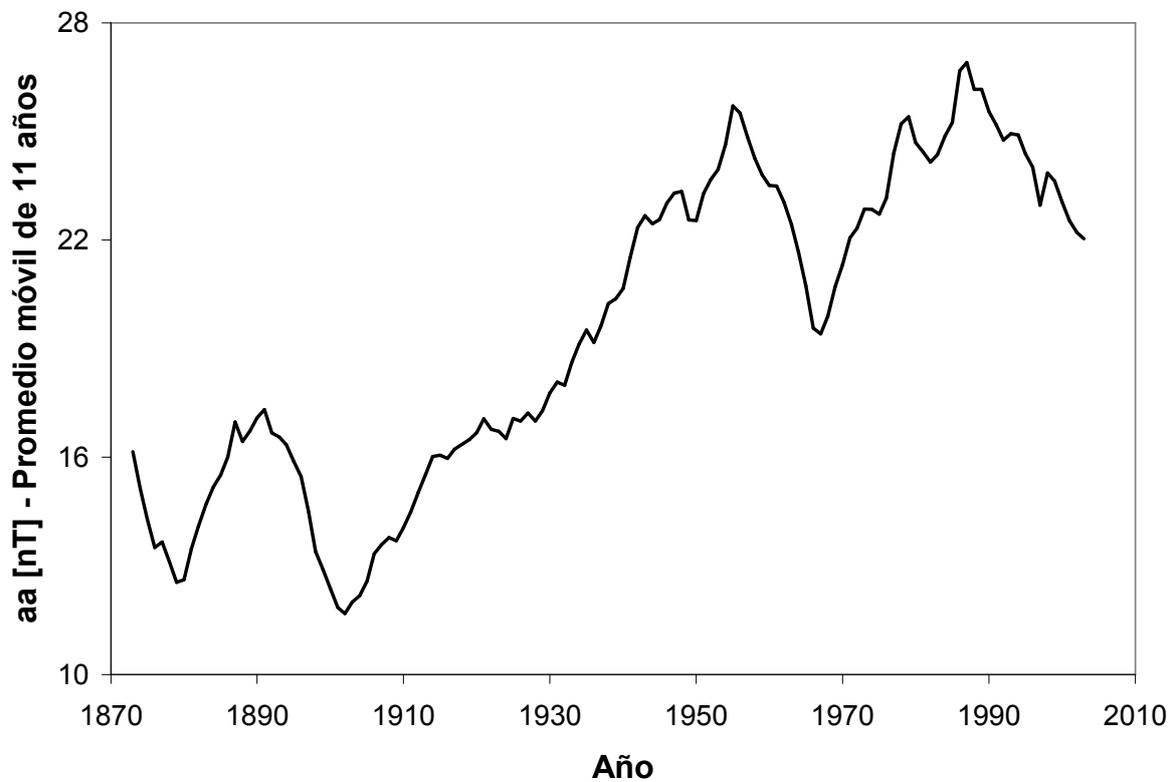
La variación a largo plazo de la actividad geomagnética, que no logra ser eliminada cuando se filtran la actividad solar de los parámetros ionosféricos, sería responsable de parte de las tendencias observadas sobre todo a latitudes altas, y en menor medida en baja latitud. Esta idea fue propuesta por investigadores rusos (Danilov y Mikhailov, 1999; Mikhailov y Marin, 2000). En efecto, la actividad geomagnética ha estado aumentando desde principios del siglo pasado con un mínimo parcial en el ciclo solar 20 (1964-1976) como puede verse en la Figura 3.2 (Cliverd et al., 2002). Sin embargo desde 1970 parece no haber efectos sobre las tendencias de este forzante.

### **3.1.3 Efecto de las variaciones seculares del campo magnético terrestre**

Foppiano et al. (1999) fueron los primeros en sugerir que las variaciones seculares del campo magnético de la Tierra serían responsables, junto el aumento del CO<sub>2</sub>, de las tendencias observadas en la ionosfera. Esta idea fue retomada luego por otros autores (Elias and Adler, 2006; Cnossen and Richmond, 2008; Yue et al., 2008; Elias 2009) que profundizaron su estudio.

Un mecanismo simple a través del cual tendencias en el campo magnético terrestre podría afectar la ionosfera es a través de cambios en la inclinación, o ángulo dip,  $I$ , como se observa en la Figura 2.9. Esto implicaría cambios también en el factor  $\sin(I)\cos(I)$ , asociado a los

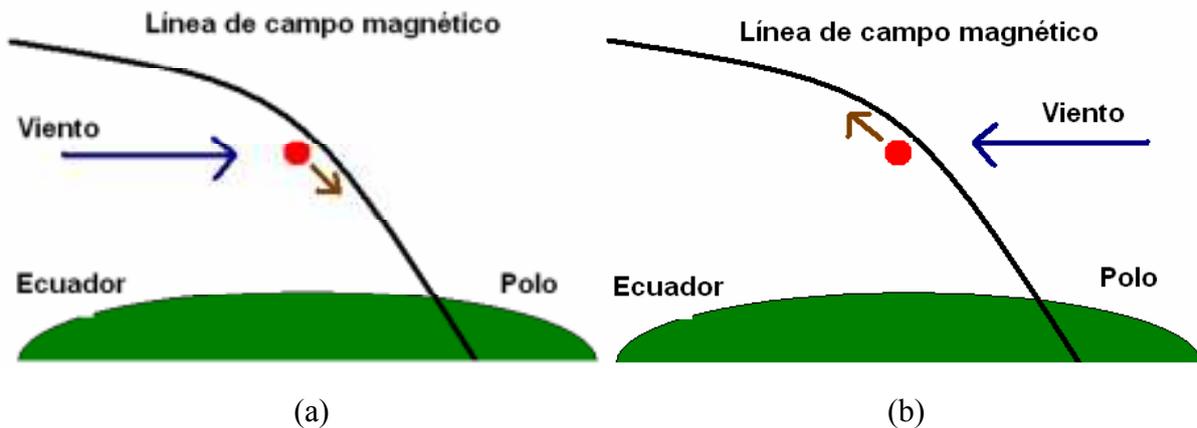
efectos del viento neutro sobre hmF2 (Rishbeth and Garriott, 1969; Rishbeth, 1998).



**Figura 3.2.** Índice aa [nT] suavizado con un promedio móvil de 11 años. Este índice es un indicador del nivel de actividad geomagnética. [Índice disponible desde 1868 en <http://www.wdcb.ru/stp/data/geomagni.ind/aa/> y en <http://isgi.cetp.ipsl.fr/source/indices>]

En efecto hmF2 es afectada por movimientos en la vertical que pueden deberse a vientos neutros en la termosfera o campos eléctricos. En esta Tesis solo consideramos los movimientos debido al sistema de vientos neutros termosféricos.

Como las partículas cargadas de la ionosfera se mueven a lo largo de las líneas de campo magnético, el viento horizontal U arrastra iones y electrones hacia arriba durante la noche cuando el viento termosférico sopla desde el Polo hacia el Ecuador, y hacia abajo durante el día cuando el viento termosférico sopla desde el Ecuador hacia el Polo, como se observa en la Figura 3.3, generando un aumento o disminución respectivamente, de la densidad pico de electrones, NmF2. Esto ocurre porque a medida que ascendemos aumenta la concentración de O, que es el componente que se ioniza generando cargas en la región F2 de la ionosfera, y disminuye la de N<sub>2</sub> que es el responsable del proceso de recombinación de electrones. Ocurre lo opuesto si bajamos en altura.



**Figura 3.3.** (a) Durante el día el viento en la termosfera sopla hacia el Polo “empujando” los iones y electrones hacia abajo por las líneas de campo geomagnético. (b) Durante la noche el viento sopla hacia el Ecuador empujando los iones y electrones hacia arriba.

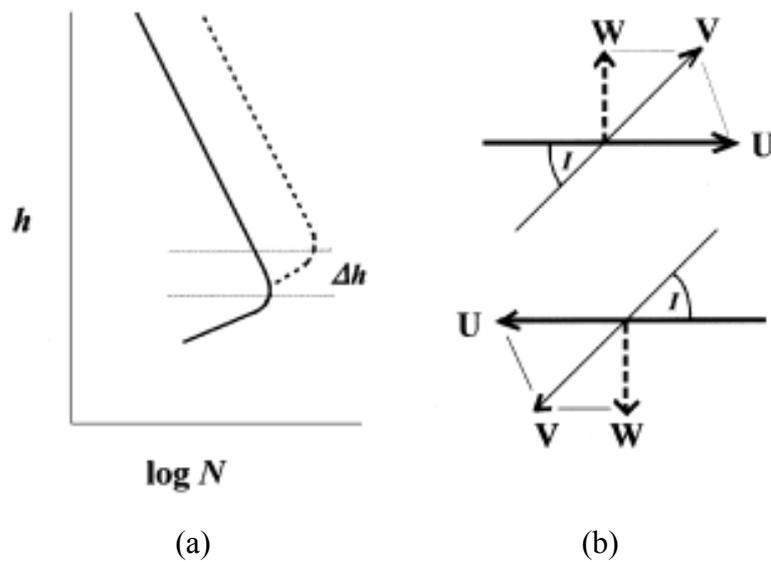
Sea  $U_x$  la magnitud del viento en la termosfera paralelo a la superficie de la Tierra, denominado viento horizontal. La componente de este viento en la dirección de la línea de campo geomagnético será  $U = U_x \cos(D)$ , donde  $D$  es la declinación. La componente de  $U$  en la dirección de la línea de campo magnético estará dada entonces por  $V = U \cos(I)$ , como puede verse de la Figura 3.4. La componente vertical  $W$  (perpendicular a la superficie de la Tierra) será

$$W = U \cos(I) \sin(I) \quad (3.1)$$

Teniendo esto en cuenta, un aumento en el factor  $\sin(I)\cos(I)$  produciría un descenso adicional al normal de  $h_m F_2$  con una consecuente disminución en  $f_o F_2$  durante el día, y un ascenso adicional durante la noche con un aumento de  $f_o F_2$ . Una disminución en el factor  $\sin(I)\cos(I)$  produciría el efecto puesto.

### 3.2 Escenario global de tendencias en la atmósfera superior

Los primeros resultados sobre tendencias en la atmósfera superior que se obtuvieron del análisis de datos experimentales eran algo confusos y contradictorios. Con el aumento de resultados basados en datos medidos y en modelos comenzó a surgir un patrón de tendencias que terminó de construirse en 2006 (Lastovicka et al., 2006a) y es el que se muestra en la Figura 3.5. Todas estas tendencias están de acuerdo cualitativamente con las consecuencias esperadas del efecto invernadero y con la hipótesis del enfriamiento y contracción de la atmósfera superior.

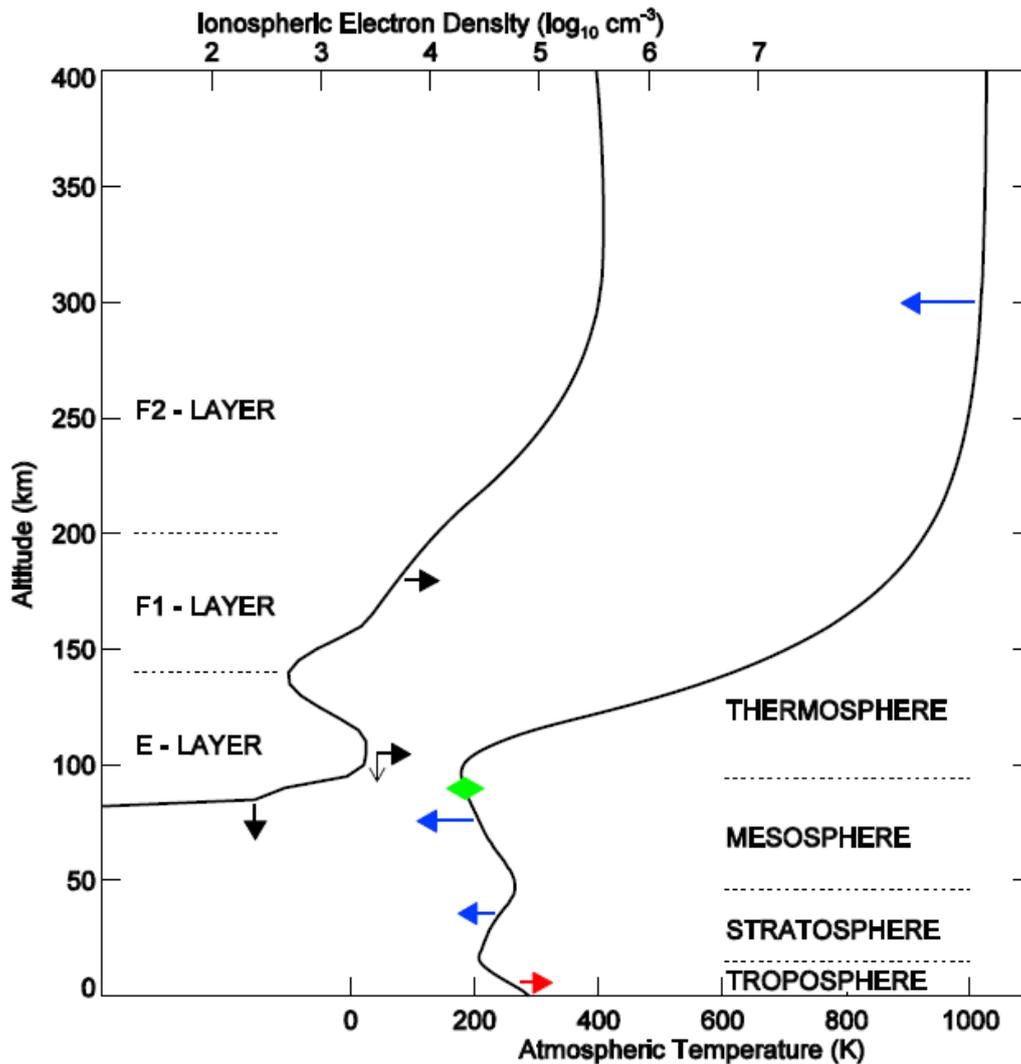


**Figura 3.4.** (a) Perfil del logaritmo de la densidad de electrones,  $N$ , con la altura,  $h$ . El pico de altura está dado por el balance entre difusión y pérdida. En presencia de una deriva vertical hacia arriba,  $W$ , el perfil se desplaza desde la línea llena a la línea de trazos, y el pico asciende una altura  $\Delta h$ . (b) Esquema de un viento horizontal  $U$  que sopla hacia el Ecuador (gráfico superior) y hacia el Polo (gráfico inferior). La componente en la dirección de la línea de campo está dada por  $V=U \cos(I)$  y la componente vertical por  $W=U \sin(I)$ . La línea delgada inclinada muestra la dirección del campo geomagnético, cuya inclinación es  $I$ . [Fuente: Rishbeth, 1998].

Las tendencias en la densidad de neutros en la termosfera son importantes porque afectan a la ionosfera y también la vida media de satélites de órbita baja y del escombros espacial. Tanto modelos como datos experimentales confirman una disminución de 2%/década a 400 km de altura (Emmert et al., 2008). Esta disminución aumentaría para alturas mayores. Esta disminución resulta en un aumento de la vida media de objetos espaciales incluyendo el escombros espacial, lo que implica mayor concentración de este escombros que es peligroso a la altura de la órbita de satélites.

Las tendencias en la densidad de electrones en la ionosfera son una parte importante del escenario global de tendencias. En la capa E la mayoría de las estaciones analizadas presentan una tendencia positiva, con un valor promedio de  $+0.013 \pm 0.005$  MHz/década (Bremer, 2008).

De acuerdo a modelos, las tendencias que se esperarían por el efecto invernadero son menores. La tendencia promedio en hmE es  $-0.29 \pm 0.20$  km/década, lo que está de acuerdo con un enfriamiento y contracción de esta región de la atmósfera. En ambos, foE y hmE, si bien el valor promedio de las tendencias tienen el signo esperado, hay una gran dispersión de los valores individuales que se obtienen para las estaciones que analizadas.



**Figura 3.5.** Esquema de tendencias promedio observadas en la atmósfera (Lastovicka et al., 2006a). Cambios en el perfil de temperatura (curva derecha) están indicados por flechas en rojo (calentamiento), azul (enfriamiento) y verde (sin tendencia clara). Cambios en el perfil de densidad de electrones (curva izquierda) se indican con flechas en negro. Flechas verticales indican movimiento de la altura correspondiente al pico de densidad de la capa. Flechas horizontales indican cambios en la densidad. Las tendencias en la capa F2 varían fuertemente con la ubicación, la estación del año y la hora local, de manera que no puede establecerse una tendencia definida.

En el caso de la capa F1, Bremer (2008) analizando varias estaciones obtuvo una tendencia promedio positiva apenas mayor que la de foE.

El enfriamiento y contracción de la atmósfera superior está produciendo cambios en la composición de neutros e iones. Como las regiones E y F1 de la ionosfera están en equilibrio fotoquímico la densidad de electrones está determinada por la radiación solar que llega estas

regiones y la composición.

La situación es diferente en la región F2 donde los resultados basados en datos experimentales son contradictorios tanto en el caso de foF2 como hmF2.

foF2, que es equivalente a NmF2, y hmF2, que son las variables más importantes de la capa F2, no encajan en el escenario de tendencias planteado en 2006 debido a que se obtuvieron hasta entonces resultados contradictorios (tendencias positivas y negativas), y el efecto de otros determinantes de tendencias que podrían ser tan importantes como el antropogénico.

Una razón para la falta de acuerdo entre los resultados de distintos autores es la utilización de distintos métodos, tanto para el filtrado como para el cálculo de las tendencias. Sin embargo se verificó esto genera discrepancias relativamente chicas.

La principal causa de las discrepancias en los valores de tendencias entre distintos autores parece ser debido a los datos, su calidad, diferencia en los períodos analizados y distintas maneras de eliminar el efecto de la actividad solar y geomagnética. Esto puede explicar una gran parte de las discrepancias observadas.

Otra controversia tiene que ver con el origen de las tendencias en foF2 y hmF2. Junto con el aumento en la concentración de gases de efecto invernadero, están la actividad geomagnética y las variaciones seculares del campo magnético de la Tierra.

El efecto de la actividad geomagnética, si bien controló el valor de algunas tendencias, desde 1970-1990 ya no es así (Lastovicka et al., 2012).

Las ondas atmosféricas (gravitatorias y mareas) también presentan tendencias, pero dada la escasez de datos experimentales, y lo complejo de su modelado, es muy poco lo que se ha avanzado en este tema. Representan un punto calve en la temática de variaciones a largo plazo ya que son responsables de diversos procesos de acoplamiento entre las distintas regiones de la atmósfera y afectan las variables ionosféricas.

### **3.2 Consideraciones para estimar tendencias en la ionosfera con datos experimentales**

Muchas veces se entiende el término “tendencia” como una tendencia monota de larga duración cuasi-lineal, es decir un cambio suave, que puede ser un aumento o una disminución con el tiempo de una variable en particular. Si el comportamiento es inestable en el tiempo, u oscilatorio, se usa generalmente el término “cambio de largo plazo”. Estrictamente hablando las tendencias son en general no-lineales, sin embargo en muchos casos es suficiente una aproximación lineal, y en los que no es suficiente, se la usa igual para facilitar el estudio y las comparaciones con otros casos.

Hay tres aspectos muy importantes que deben tenerse en cuenta para estimar una tendencia: la

incerteza o el error de los datos, la consistencia en toda la serie de datos medidos, y los efectos espurios que pueden generar los distintos métodos para estimar tendencias. Estos aspectos se vuelven más importantes aún cuando la tendencia que se quiere detectar es pequeña y la serie de tiempo es ruidosa, como es el caso de foF2.

Se han desarrollado distintos métodos para extraer tendencias de largo plazo para determinados conjuntos de datos. Estos métodos incluyen suavizados y procesos de interpolación, lo que hace que sea difícil comparar resultados de distintos autores.

Las series de tiempo largas, como es nuestro caso, necesitan ser consistentes. Los cambios de instrumentos deben estar bien documentados, y los nuevos instrumentos deben estar muy bien calibrados respecto del instrumento que reemplazan. Es decir que antes de calcular una tendencia hay que verificar que la serie sea homogénea.

Otro problema es el faltante de datos. Los métodos de cálculos de tendencias en general requieren de series completas, y el interpolado muchas veces puede introducir valores erróneos de datos que pueden sesgar el valor de la tendencia.

En el caso del análisis de hmF2 surge una complicación adicional. Esta altura no puede ser obtenida directamente del ionograma. Se la obtiene en general de fórmulas empíricas que fueron derivadas en la década de 1970 basadas en datos regionales del momento. Es necesario entonces verificar su aplicabilidad antes de usarlas.

Las series atmosféricas generalmente presentan variación diaria y estacional que explican la mayor parte de la varianza de las mismas. Para poder detectar otras variaciones, como en este caso tendencias, estas variaciones deben ser filtradas. Los filtros, si bien eliminan las variaciones no deseadas, introducen muchas veces efectos ficticios.

La actividad solar puede tener un impacto importante en la determinación del valor de las tendencias, sobre todo cuando las series son relativamente cortas. En el caso de foF2, donde el efecto de la actividad solar es muy grande, un mal filtrado puede afectar mucho el valor de la tendencia. La variación de la actividad solar se mide en general a través de índices como F10.7, E10.7 o el número de manchas solares, Rz. El valor de la tendencia puede ser sensible al índice que se elija para filtrar la actividad solar (Lastovicka et al., 2006b; Elias, 2014).

La longitud mínima necesaria de una serie de tiempo para obtener una tendencia confiable no es fácil de determinar. Incluso para series que comienzan en una fase del ciclo solar y terminan en otra, aun siendo series largas que abarquen varios ciclos, puede haber algún efecto residual que altere el verdadero valor de la tendencia.

Si se grafica el valor de la tendencia en función de la longitud de la serie con la que se la estima, resulta una oscilación amortiguada. Su decaimiento puede usarse para estimar el número de años necesarios para obtener una tendencia confiable (Jarvis et al., 2002; Clilverd et al., 2003).

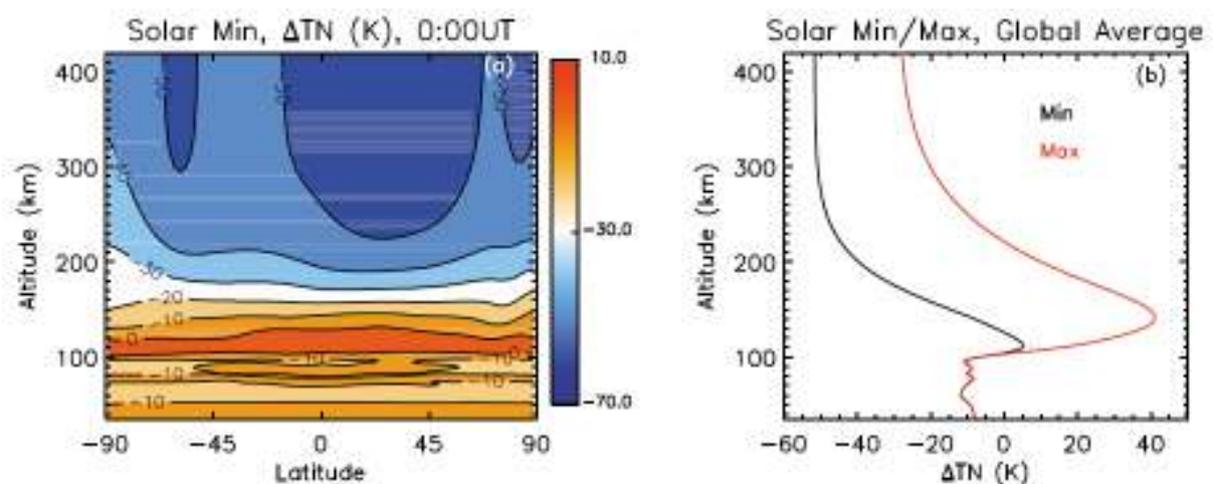
### 3.3 Modelado de tendencias

#### 3.3.1 Modelos del efecto antropogénico en la ionosfera

Roble y Dickinson (1989) fueron los primeros en detectar a partir de un modelo el enfriamiento en la atmósfera superior. A partir de entonces ha habido un gran avance en el desarrollo de modelos lo que permitió profundizar el estudio de las causas y la naturaleza de las tendencias observadas, sobre todo en la mesosfera y termosfera, incluyendo la ionosfera.

Respecto a la ionosfera, el modelo TIME-GCM (Thermosphere-Ionosphere-Mesosphere-Electrodynamics General Circulation Model) del NCAR que ha tenido grandes avances, incluyendo versiones tridimensionales, ha servido para entender una buena parte de las tendencias observadas.

Las simulaciones a partir de modelos han contribuido a entender algunos aspectos del escenario de tendencias que se muestra en la Figura 3.6.



**Figura 3.6.** Cambios de temperatura debido a una duplicación del  $\text{CO}_2$  simulado con el TIME-GCM para condiciones de actividad geomagnética tranquila, equinoccio, y 0000 LT. (a) Temperatura promedio zonal durante mínimo de actividad solar; (b) cambio de la temperatura promedio global para mínimo solar (curva negra) y máximo solar (curva roja). [Fuente: Qian, J., Lastovicka, S.C. Solomon, and R.G. Roble, Progress in observations and simulations of global change in the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.* 111, A00H03, doi:10.1029/2010JA016317, 2011].

En lo que todos los modelos coinciden es en que la transición entre el calentamiento y el enfriamiento ocurre arriba de la tropopausa, cerca de los 15 a 20 km.

En la termosfera se observa que la tendencia en la densidad y en la temperatura depende del ciclo solar. Qian et al. (2011) mostraron usando el TIME-GCM que el enfriamiento debería

ser mayor durante época de mínima actividad solar, como se muestra en la Figura 3.5.

Qian et al. (2008, 2011) extendieron las predicciones de Rishbeth y Roble (1992), las que indican que las regiones E y F1 deberían experimentar un pequeño aumento en la densidad de electrones debido a cambios en la composición y en el proceso de ionización, mientras que la región F2 por encima del pico debería presentar una disminución en la densidad de electrones. foF2 debiera decrecer muy poco. Los efectos en hmF2 debieran ser más claros pero son más difíciles de medir.

### 3.3.2 Modelos del efecto de las variaciones del campo magnético terrestre en la ionosfera

Con respecto al modelado de tendencias en la región F2 debido al campo magnético terrestre, Elias y Adler (2006) empleando las ecuaciones básicas que se aplican a esta región, con algunas simplificaciones y con la ayuda de modelos de vientos y composición en la termosfera obtuvieron un patrón de tendencias en foF2 y hmF2 que es el que se emplea en esta Tesis para comparar con tendencias calculadas a partir de valores experimentales y son las que se detallan a continuación.

La altura del pico de concentración de electrones de la capa F2 depende principalmente de la interacción entre dos procesos: fotoquímico (producción y recombinación) y de transporte. En teoría (Rishbeth and Garriot, 1969), en ausencia de deriva, hmF2 ocurre donde el coeficiente de pérdida  $\beta$  es igual a la velocidad de difusión:  $D/H^2$  (ecuación (1.15) del Capítulo 1). D es el coeficiente difusión del plasma y H es la altura de escala del constituyente ionizable, dado por  $kT/mg$ . Considerando que el elemento ionizable en la región F2 es principalmente oxígeno atómico, H resulta  $\sim 53 T$ , en metros, siendo T la temperatura. Consideramos los movimientos del plasma ionosférico debido al sistema de vientos neutros termosféricos, el transporte en la vertical estará dado ahora no solo por la difusión sino también por el aporte de W, dado por la ecuación (3.1), es decir por  $(D/H + W)$ . El nivel de hmF2 varía de la condición sin viento a la condición con viento en  $WH/D$  (Rishbeth, 1972, 1998; Rishbeth and Garriot, 1969). Suponiendo una condición inicial en la cual el transporte vertical es  $W_i = U_x \cos(\delta_i) \sin(I_i) \cos(I_i)$  y una situación final donde  $W_f = U_x \cos(\delta_f) \sin(I_f) \cos(I_f)$ , la variación de la altura de pico resulta

$$\Delta hmF2 \approx \frac{H^2 \Delta W}{D} \quad (3.2)$$

donde  $\Delta W = W_f - W_i$  es decir

$$\Delta W = U_x \cos(\delta_f) \sin(I_f) \cos(I_f) - U_x \cos(\delta_i) \sin(I_i) \cos(I_i) \quad (3.3)$$

Durante las horas del día (próximas a las 12 LT) NmF2 está dado aproximadamente por

$$NmF2 \approx \frac{q_m}{\beta_m} \propto \frac{n(O)}{n(N_2)} \propto \frac{e^{-z_m}}{e^{-1.75 z_m}} \propto e^{0.75 z_m} \quad (3.4)$$

donde  $n(O)$  y  $n(N_2)$  son las densidades de oxígeno atómico y nitrógeno molecular al nivel de  $hmF2$ ,  $z_m$  es la altura reducida correspondiente a  $hmF2$ , y si considerando una atmósfera isotérmica estaría dada por  $hmF2/H$ . La variación de  $NmF2$  por efecto de las variaciones en  $hmF2$  pueden estimarse calculando la derivada de  $NmF2$  respecto de  $z_m$ , lo que resulta  $d(NmF2)/d(z_m) \propto 0.75 \exp(0.75 z_m)$ , de manera que  $d(NmF2)/NmF2 = 0.75 d(z_m)$ . Reemplazando  $dz_m$  por  $\Delta z_m$ , que es igual a  $\Delta hmF2/H$  se obtiene

$$\frac{\Delta NmF2}{NmF2} \approx 0.75 \frac{H \Delta W}{D} \quad (3.5)$$

y como  $NmF2 \propto foF2^2$ , la variación de  $foF2$ ,  $\Delta foF2$ , resulta

$$\frac{\Delta foF2}{foF2} = \frac{1}{2} \frac{\Delta NmF2}{NmF2} \approx 0.375 \frac{H \Delta W}{D} \quad (3.6)$$

Las variaciones de  $hmF2$  y  $foF2$  quedan en función de  $T$ ,  $n(O)$ ,  $U$ ,  $\delta$  e  $I$  cuando se reemplazan en las ecuaciones (3.2) y (3.6)  $H$  por su expresión  $kT/mg$ ,  $W$  por la ecuación (3.3), y el coeficiente de difusión  $D$  por

$$D = \frac{kT}{m\nu} \quad (3.6)$$

donde  $\nu$  es la frecuencia de colisión ión-neutro del oxígeno atómico dada por (Salah, 1993)

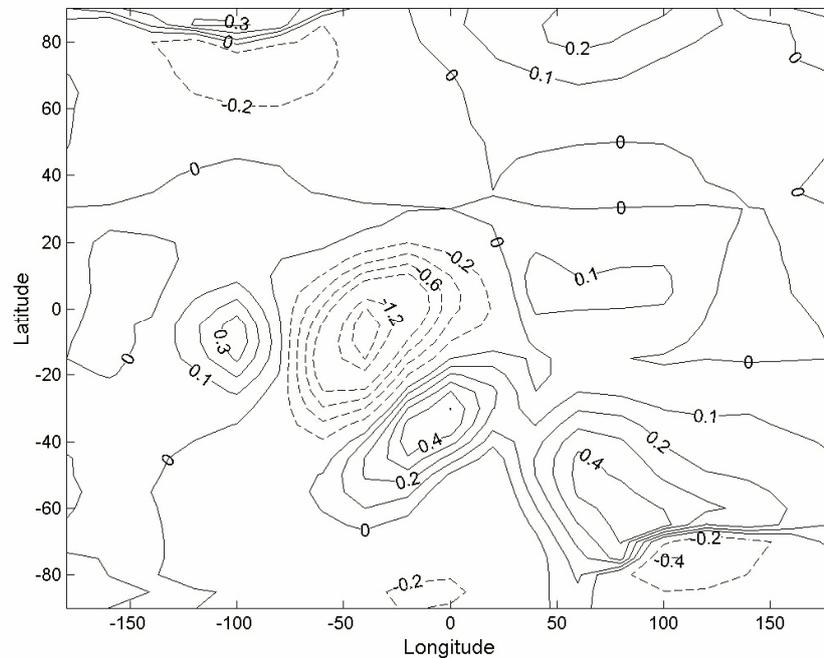
$$\nu = 4 \times 10^{-17} \sqrt{T} n(O) \quad (3.7)$$

con la densidad de oxígeno atómico,  $n(O)$ , dada en  $m^{-3}$  y  $D$  en  $m^2/s$ .

Elias (2009) calculó las tendencias en  $hmF2$  y  $foF2$  para todo el globo considerando una red con nodos cada  $5^\circ$  de latitud y  $10^\circ$  de longitud. Las condiciones iniciales y finales corresponden a 1950 y 2000 respectivamente. La temperatura y a la densidad se obtuvieron

del modelo MSIS86 (Hedin, 1987), el viento termosférico se calculó a partir del modelo HWM93 (Hedin et al., 1996), y la declinación  $\delta$  e inclinación  $I$  del IGRF.

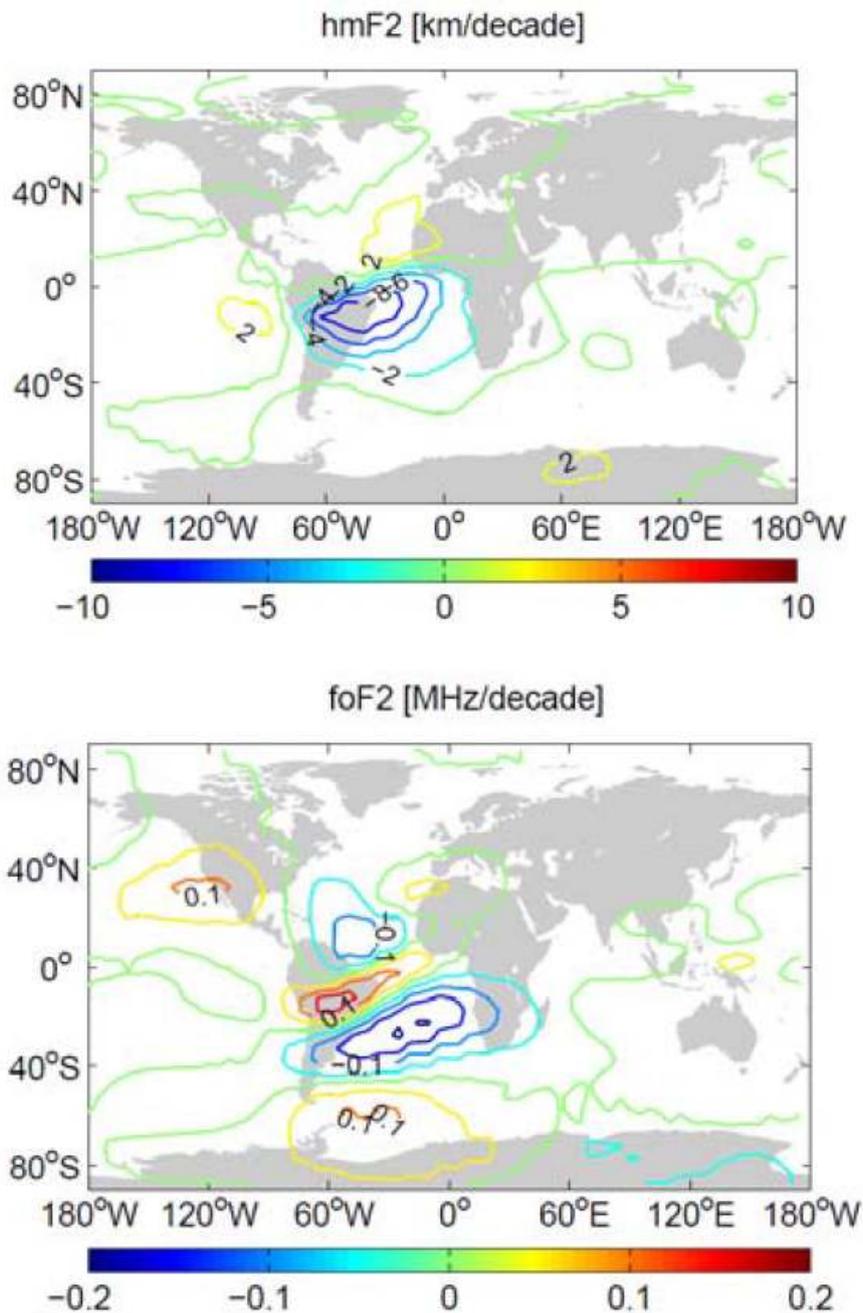
La Figura 3.7 muestra la tendencia en hmF2 obtenida a partir de la ecuación (3.2).



**Figura 3.7.** Tendencia de hmF2 [km/year] estimada usando la ecuación (3.2) para el mes de Junio, 12 LT y nivel de actividad solar F10.7=150. Las curvas en líneas de trazos corresponden a valores negativos, y las de línea sólida a valores positivos. [Fuente: Elias, A.G. (2009), Trends in the F2 ionospheric layer due to long-term variations in the Earth's magnetic field. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 71, 1602–1609.]

Por su parte, Cnossen and Richmond (2008) usaron el TIME-GCM para modelar estas mismas tendencias y obtuvieron la distribución que se observa en la Figura 3.8. En este modelo se tienen en cuenta los procesos de acoplamiento y las variaciones del viento termosférico, que en el caso de Elias y Adler (2006) no se consideraron.

Las tendencias muestran una dependencia espacial, y dependen además de la estación del año y la hora del día. La región de mayores tendencias coincide con la región de mayor variación de  $I$ , como es de esperar, y resultan mayores que las tendencias que se esperarían a causa del efecto invernadero.



**Figura 3.8.** Tendencias en hmF2 [km/década] y foF2 [MHz/década], 12 LT, Junio, debido a cambios en el campo magnético de la Tierra, interpolado de las simulaciones de Cnossen y Richmond (2008). [Fuente: Cnossen. I. (2012), *Climate Change in the Upper Atmosphere, Greenhouse Gases - Emission, Measurement and Management*, Dr Guoxiang Liu (Ed.), InTech, DOI: 10.5772/32565, 315-336. Disponible en: <http://www.intechopen.com/books/greenhouse-gases-emission-measurement-and-management/climate-change-in-the-upper-atmosphere>]

Se concluye entonces que un importante forzante de tendencias es la variación secular del

campo magnético de la Tierra. El efecto de este forzante en  $f_oF2$  y  $h_mF2$  es pequeño en muchas regiones, como se deduce de las Figuras 3.7 y 3.8, pero se intensifica notablemente en la región comprendida entre  $10^\circ N$  y  $30^\circ S$ , y entre  $20^\circ E$  y  $80^\circ W$  (Cnossen and Richmond, 2008; Elias, 2009).

## Capítulo 4

### Respuesta de la región F2 de la ionosfera a variaciones del campo geomagnético

En base a lo desarrollado en el Capítulo 3, se estiman ahora las tendencias en los parámetros foF2 y hmF2 de la ionosfera medidos en estaciones que cumplen con los requisitos mínimos para obtener valores de tendencia confiables y significativos. Se estiman luego las tendencias que se esperarían como consecuencia de las variaciones seculares del campo magnético de la Tierra seguida de una comparación con los valores experimentales obtenidos y con las variaciones que se esperan del aumento en la concentración de gases de efecto invernadero.

#### 4.1 Análisis de series de datos ionosféricos: foF2 y hmF2

Los datos experimentales de foF2 y M(3000)F2 necesarios para el análisis del presente trabajo son de frecuencia mensual. Los datos fueron tomados de la base de datos creada por Damboldt y Suessmann (2012), denominada “Base de Datos Consolidada de Mediciones de Medianas Mensuales Mundiales de las Características Ionosféricas foF2 y M(3000)F2”, disponible en el World Data Center ([http://www.sws.bom.gov.au/World\\_Data\\_Centre](http://www.sws.bom.gov.au/World_Data_Centre)) operado por el Servicio de “Space Weather” de la Oficina Australiana de Meteorología cuyo centro opera en Sydney.

Miles de Gigabytes de datos ionosféricos, y datos de magnetómetros, espectrógrafos, rayos cósmicos y solares están disponibles a través de un servidor FTP, que crece continuamente con el agregado permanente de datos nuevos. En nuestro caso, los datos ionosféricos fueron extraídos de <ftp://ftp-out.ips.gov.au/wdc/iondata/medians/Damboldt/>. La base de datos de Damboldt y Suessman consiste en datos de foF2 y M(3000)F2 tomados de varias fuentes con el objetivo de crear una nueva base de datos lo más completa posible, uniforme, y de formato parejo. Esta base fue chequeada y corregida en la medida de lo posible.

Dado que para analizar tendencias debe filtrarse antes el efecto de la actividad solar, la cual presenta una periodicidad de ~10 años, se seleccionaron las estaciones con registros de datos que cubrieran al menos tres ciclos solares, es decir series de períodos mayores a ~30 años. Además, se tuvo en cuenta que los datos faltantes, o gaps, no sean superiores al 10% del número de datos de la series y que no hubiera más de 5 valores seguidos faltantes. En la Tabla 4.1 se detallan las estaciones ionosféricas seleccionadas, sus coordenadas geográficas, y el período de datos correspondiente.

**Tabla 4.1.** Estaciones ionosféricas analizadas en esta Tesis, posición geográfica y el código de la estación dado por la URSI (International Union of Radio Science)

Estación ionosférica	Latitud geográfica [°N]	Longitud geográfica [°E]	Código URSI
Argentine Island	-65.2	-64.3	AIJ6N
Boulder	40.0	-105.3	BC840
Canberra	-35.3	149.0	CB53N
Dourbes	50.1	4.6	DB048
Huancayo	-12.0	-75.3	HU91K
Johannesburg	-26.1	28.1	JO12O
Juliusruh	54.6	13.4	JR055
Mundaring	-32.0	116.2	MU43K
Ottawa	45.4	-75.9	OT945
Slough	51.5	-0.6	SL051
Sodankyla	67.4	26.6	SO166
Uppsala	59.8	17.6	UP158

#### 4.1.1 Estimación de hmF2

hmF2 puede calcularse a partir de ionogramas usando algún método de inversión, o con fórmulas empíricas basadas en parámetros ionosféricos medidos. Los métodos de inversión, que son los que dan los valores de altura real más precisos, son muy laboriosos, motivo por el cual se elige en general las relaciones empíricas.

En nuestro caso, a partir de M(3000)F2 se estimó hmF2 empleando la siguiente fórmula empírica dada por Shimazaki (1955)

$$hmF2 = \frac{1490}{M(3000)F2} - 176 \quad (4.1)$$

Bremer (1992) demostró que la elección de la fórmula para estimar hmF2 no afecta el valor de las tendencias, obteniendo tendencias casi idénticas si se estimaba hmF2 usando la fórmula más precisa dada por Bilitza et al. (1979), dada por

$$hmF2 = \frac{1490}{M(3000)F2 + \Delta M} - 176 \quad (4.2)$$

donde  $\Delta M$  es función del nivel de actividad solar, de la latitud geomagnética, de foE y foF2.

#### **4.1.2 Indicador de actividad solar para filtrado de parámetros ionosféricos**

La elección del índice de actividad solar puede afectar el valor de la tendencia de parámetros ionosféricos como foF2 y hmF2 en la medida en que el índice elegido no refleje la variación real de estos parámetros debida a la radiación EUV solar, la cual queremos filtrar antes de determinar la tendencia.

En especial, durante el período de máxima actividad del ciclo solar 23 (alrededor del año 2002), Rz subestima los valores de EUV mientras que F10.7 es buen estimador. Durante el período de mínimo de este mismo ciclo (alrededor del año 2008) ninguno de los índices, Rz ni F10.7, estiman adecuadamente el EUV solar.

En general, el índice recomendado para estimar tendencias es F10.7 (Lastovicka et al., 2012). Sin embargo cuando el período en el cual se quiere estimar la tendencia comienza antes de 1947, que es cuando comienza el registro de F10.7, se utiliza Rz, el cual se registra desde 1868.

#### **4.1.3 Efecto de saturación de la ionosfera**

En el caso de algunas estaciones ionosféricas, foF2 alcanza un valor de saturación cuando Rz o F10.7 superan un cierto valor (160 y 210 respectivamente), a partir del cual la ionosfera parece no responder al aumento de radiación EUV (Balan et al. 1994; Liu et al. 2003; Ma et al. 2009). Esto implica una falta de linealidad entre foF2 y la radiación EUV, o cualquier índice de actividad solar, como lo describe Liu et al. (2006, 2011), que puede afectar fuertemente el valor de la tendencia de este parámetro ionosférico.

Para evitar este problema se puede excluir del análisis de tendencias el período durante el cual  $F10.7 > 210$  (equivalente a  $Rz > 160$ ).

De no hacerlo, puede ocurrir que durante este período se obtenga sistemáticamente residuos negativos que afectarán el valor de la tendencia estimada de acuerdo a donde esté localizado este período dentro del período completo. Si ocurre en el medio, el efecto será casi nulo, pero si es próximo a algún extremo dependerá de si es al principio de la serie, en cuyo caso

induciría una tendencia positiva espuria, o si es al final, induciendo una tendencia espuria negativa.

El ciclo solar 19, cuyo máximo ocurrió en el año 1958, Rz alcanzó valores superiores a 200. Dado que la mayoría de las estaciones ionosféricas comenzaron a medir alrededor de 1957 (Año Geofísico Internacional, IGY), es muy importante tener en cuenta el efecto de saturación ya que en estos casos la saturación ocurriría al principio de la serie de datos.

#### 4.1.4 Cálculo de tendencias de foF2 y hmF2

Si se elimina la variación estacional de foF2 y hmF2, ambos parámetros de la ionosfera varían casi linealmente con la actividad solar con una varianza explicada superior al 80% en la mayoría de los casos. Como ejemplo, se muestra en las Figuras 4.1 y 4.2 la variación de foF2 para la estación de Juliusruh (54.6°N, 13.4°E) junto con Rz y F10.7, respectivamente, como indicadores de la actividad solar. En los gráficos de dispersión se muestra también el valor de  $r^2$ , que da el porcentaje de varianza explicada, y en ambos casos es superior a 0.90, es decir mayor al 90%.

Para detectar entonces la variación que se esperaría del aumento en la concentración de gases de efecto invernadero es necesario filtrar previamente el efecto de la actividad solar sobre foF2 y hmF2.

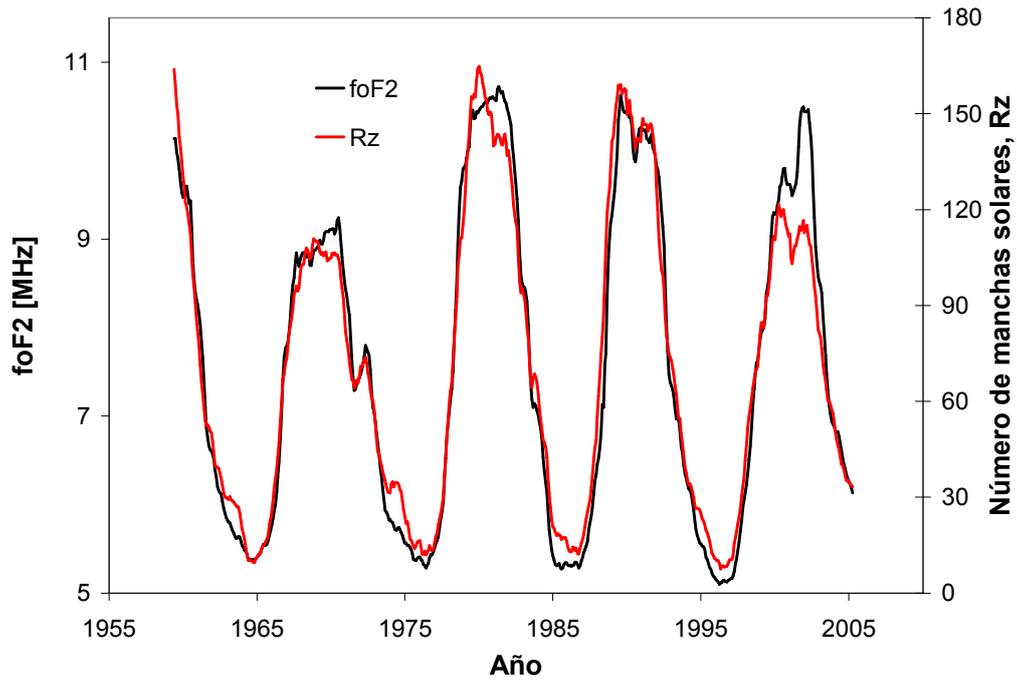
Los pasos que se siguieron para estimar la tendencia a largo plazo de ambos parámetros ionosféricos son los siguientes:

1. Estimación del promedio móvil de 12 meses de los valores mensuales de foF2 y hmF2 para eliminar la variación estacional.
2. Eliminación de los períodos con  $F10.7 > 210$  (equivalente a  $Rz > 160$ ), debido al efecto de saturación que se da en la región F2.
3. Filtrado del efecto de la actividad solar estimando los residuos de la regresión lineal entre foF2 y F10.7 y entre hmF2 y F10.7,  $foF2_{res}$  y  $hmF2_{res}$  respectivamente. Es decir:

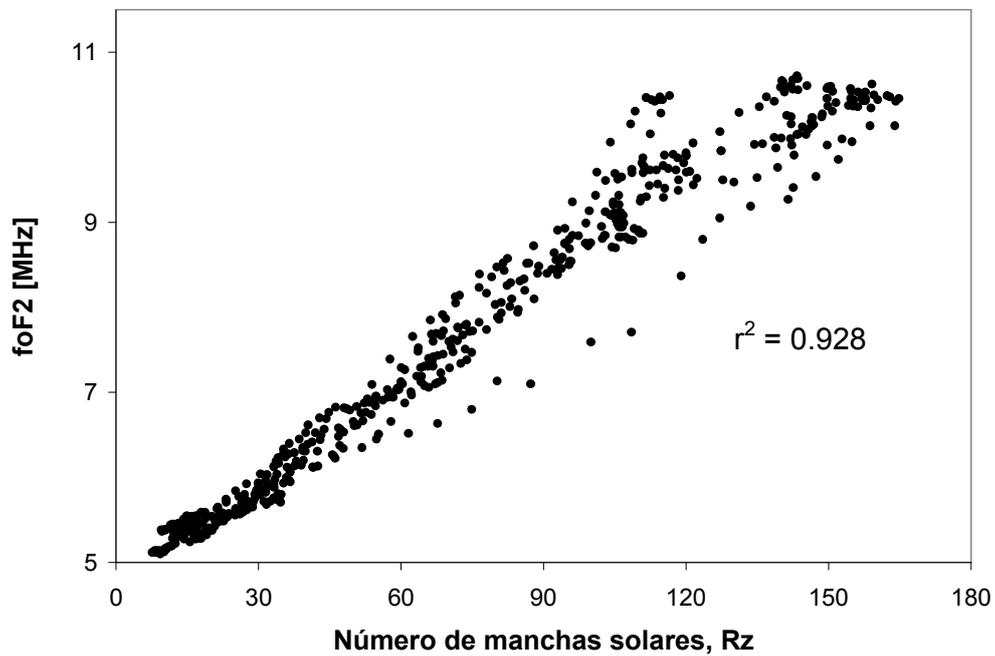
$$foF2_{res} = foF2_{exp} - (a F10.7 + b) \quad (4.3)$$

$$hmF2_{res} = hmF2_{exp} - (a^* F10.7 + b^*) \quad (4.4)$$

donde el subíndice exp indica que se trata del valor experimental, y a, b, a\* y b\* resultan de la estimación con mínimos cuadrados de la regresión entre foF2 y F10.7, y entre hmF2 y F10.7.

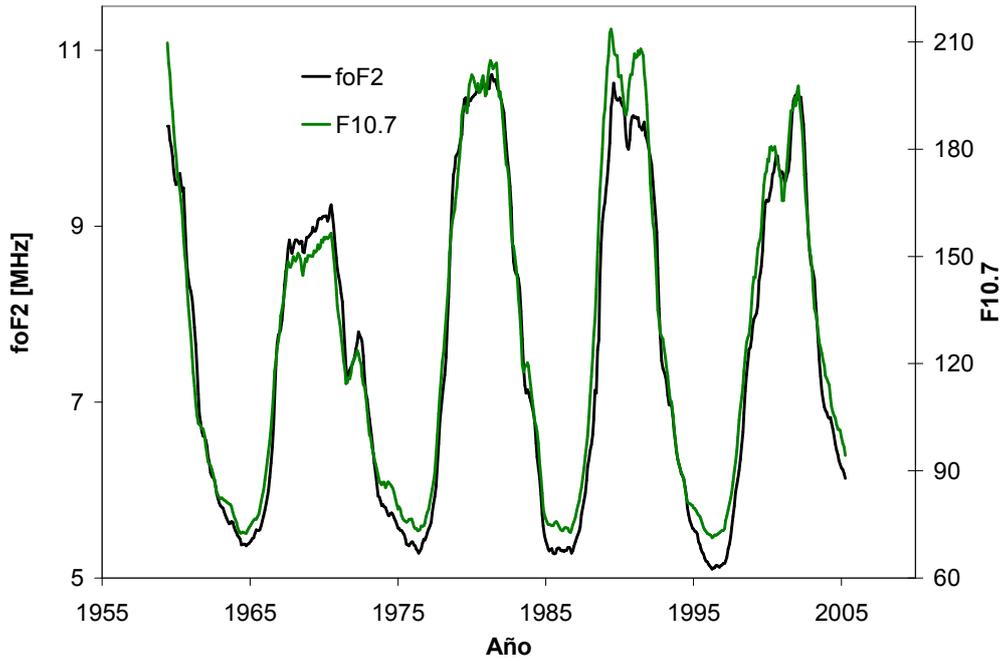


(a)

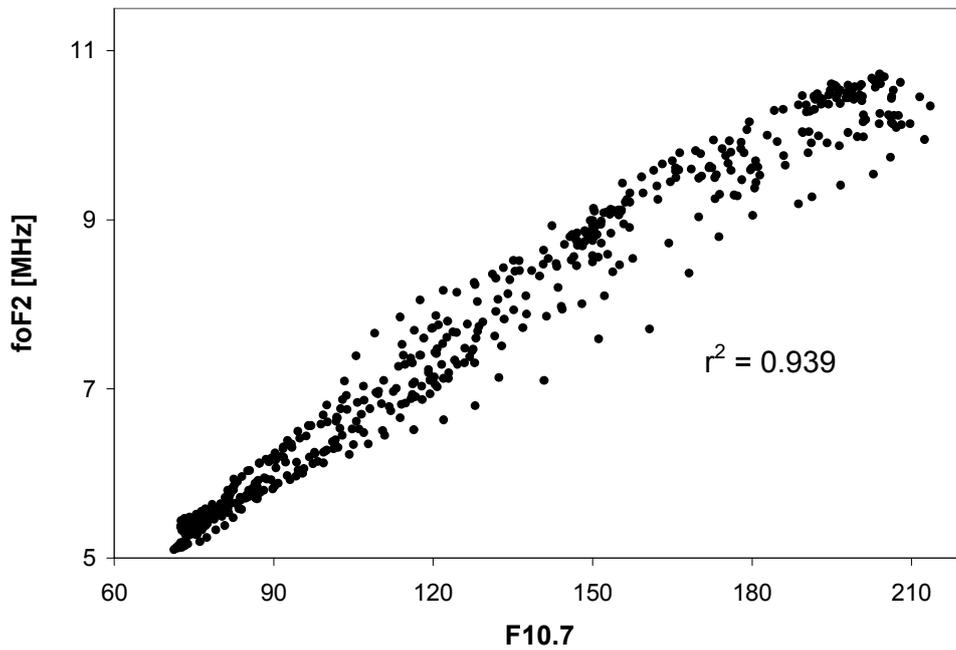


(b)

Figura 4.1. (a) Variación temporal de foF2, en MHz, medido en la estación de Juliusruh (54.6°N, 13.4°E) junto con Rz. Ambas series están suavizadas con un promedio móvil de 12 meses para eliminar la variación estacional de foF2, que no está presente en Rz. (b) Gráfico de dispersión de foF2 vs Rz. Se indica el cuadrado del factor de correlación, el cual multiplicado por 100 da el porcentaje de varianza explicada de foF2 por Rz.



(a)



(b)

Figura 4.2. (a) Variación temporal de foF2, en MHz, medido en la estación de Juliusruh (54.6°N, 13.4°E) junto con F10.7. Ambas series están suavizadas con un promedio móvil de 12 meses para eliminar la variación estacional de foF2, que no está presente en F10.7. (b) Gráfico de dispersión de foF2 vs F10.7. Se indica el cuadrado del factor de correlación, el cual multiplicado por 100 da el porcentaje de varianza explicada de foF2 por F10.7.

4. Estimación de las pendientes  $\alpha$  y  $\alpha^*$  de los residuos de foF2 y hmF2, respectivamente, en función del tiempo a partir de:

$$foF2_{res} = \alpha t + \beta \quad (4.5)$$

$$hmF2_{res} = \alpha^* t + \beta^* \quad (4.6)$$

empleando mínimos cuadrados.  $\alpha$ , en MHz/año, y  $\alpha^*$ , en km/año, son las tendencias buscadas.

La significancia del valor de las tendencias se estima calculando el estadístico t:

$$t = \frac{\alpha}{\sigma} = \frac{\alpha}{\frac{\alpha}{\sqrt{n-2}} \sqrt{\frac{1}{r^2} - 1}} = r \frac{\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (4.7)$$

donde  $\sigma$  es la desviación estándar de  $\alpha$ , n el número de datos en la serie, y r es el coeficiente de correlación de la regresión entre foF2<sub>res</sub>, o hmF2<sub>res</sub>, y el tiempo. El estadístico t obtenido se testea con el valor t de Student para (n-2) grados de libertad y el nivel de significancia deseado.

Los valores de tendencias obtenidos se listan en la Tabla 4.2 para cada una de las estaciones analizadas.

Las Figuras 4.3 y 4.4 muestran foF2<sub>res</sub> y hmF2<sub>res</sub>, respectivamente, para cada estación junto con la tendencia lineal estimada en cada caso por mínimos cuadrados.

### 4.3 Tendencias esperadas en foF2 y hmF2 por efecto de la variación secular del campo geomagnético

Como se describió en la Sección 3.1.3 el signo de la tendencia de la inclinación I, determina la tendencia en el factor  $\sin(I)\cos(I)$ , y por lo tanto la variación que se esperaría en hmF2 y foF2.

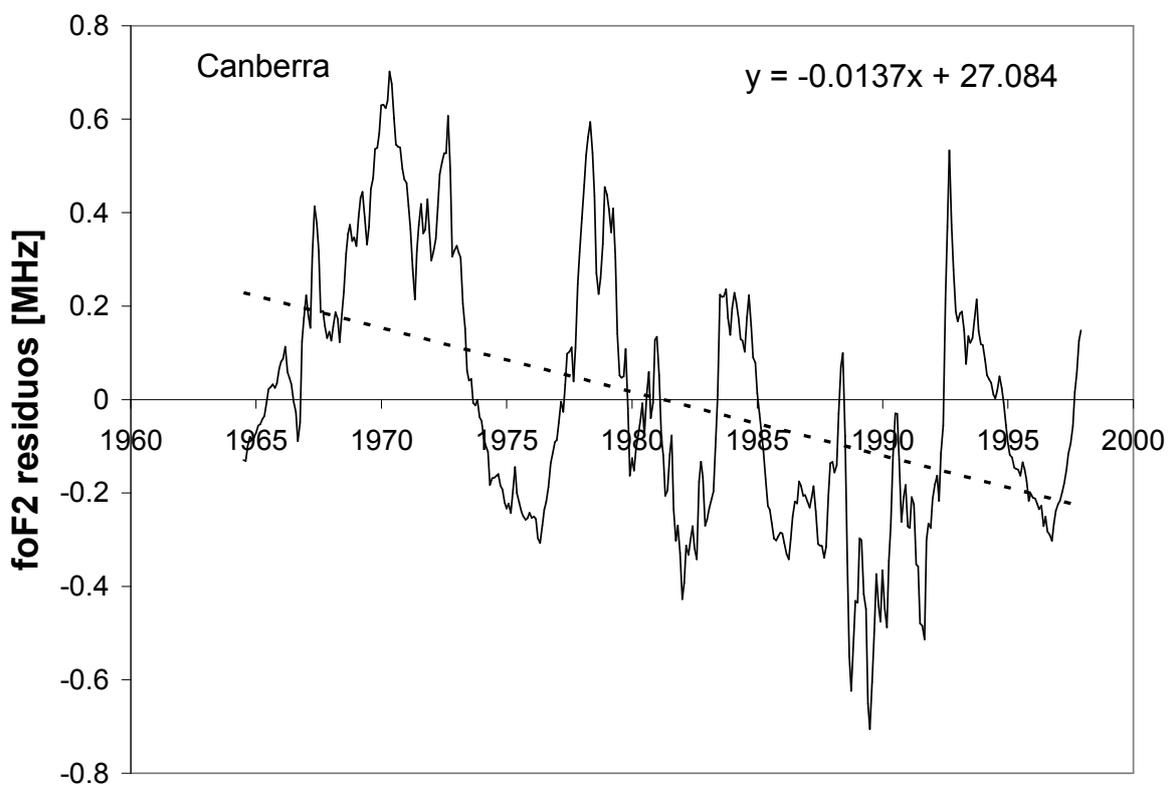
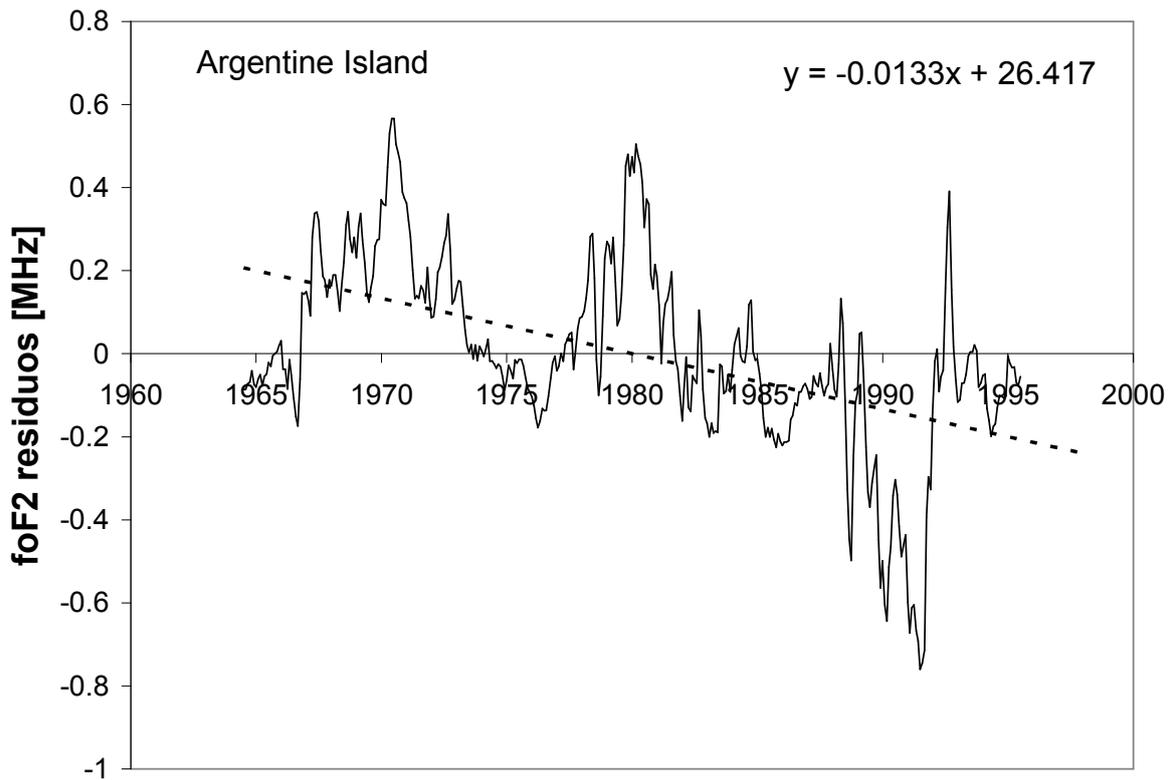
Para estimar la tendencia en I, se utilizó el IGRF para obtener los valores correspondientes a cada una de las estaciones analizadas durante el período estudiado. En la Figura 4.5 se muestra la variación de I para cada caso.

Reemplazando en las ecuaciones (3.2) y (3.6) las expresiones de la altura de escala  $H=kT/mg$ ,  $\Delta W = U_x \cos(\delta_f) \sin(I_f) \cos(I_f) - U_x \cos(\delta_i) \sin(I_i) \cos(I_i)$ , y  $D=kT/mv$ , con  $v=4 \times 10^{-17} T^{1/2} n(O)$ ,

quedan  $\Delta hmF2$  y  $\Delta foF2$  como funciones de T, n(O), U e I. Estimando estos parámetros con los modelos MSIS86, HWM93 e IGRF, se puede estimar las tendencias esperadas en hmF2 y foF2 por efecto de la variación secular en I. Estos valores de tendencias, a los que llamamos valores de modelo, se listan en la Tabla 4.2.

**Tabla 4.2.** Tendencias de foF2 y hmF2 estimadas a partir de datos medidos en las esyaciones ionosféricas que se listan en la primera columna, y las calculadas a partir de las expresiones (3.2) y (3.6) (columna Modelo). El \* indica que son valores no significativos al 95%.

Estación ionosférica	Tendencia				$\Delta \text{sen}(I)\text{cos}(I)$ [2000 - 1960] × 1000
	foF2 [MHz/año]		hmF2 [km/año]		
	Experimental	Modelo	Experimental	Modelo	
Argentine Island	-0.013	0.000	0.29	0.00	0.0
Boulder		-0.007	-0.11	-0.10	9.8
Canberra	-0.014	0.004	0.06*	0.06	-5.8
Dourbes	-0.006*	-0.002	0.00	-0.02	2.3
Huancayo	0.014	0.013	0.23	0.17	-17.4
Juliusruh	-0.013	0.002	-0.11	0.03	-2.6
Mundaring	-0.018	0.007	-0.18	0.09	-9.4
Ottawa	-0.010	-0.032	-0.91	-0.44	43.7
Slough	-0.012	-0.003	0.29	-0.05	4.7
Uppsala	-0.020	0.003	0.05*	0.04	-4.3



**Figura 4.3.** Residuos de foF2 [MHz], 12 LT, estimados con la ecuación (4.3) y tendencia lineal y ecuación correspondiente estimada con mínimos cuadrados (línea de trazos).

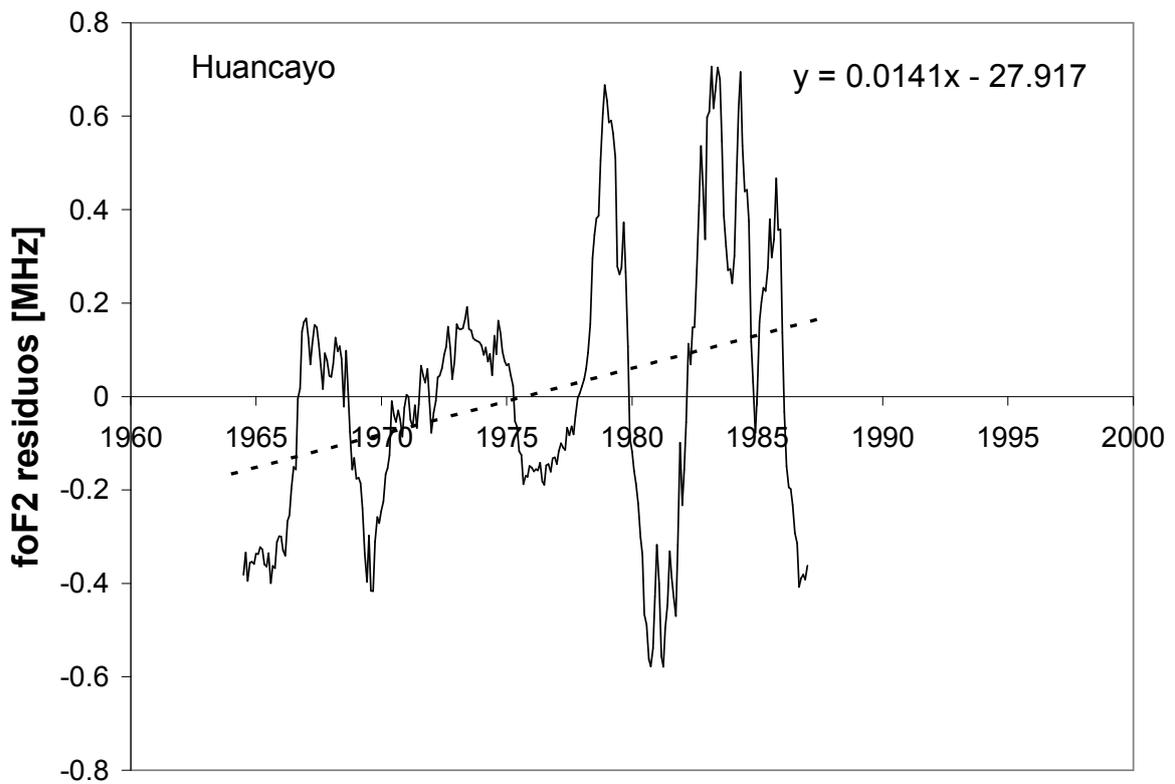
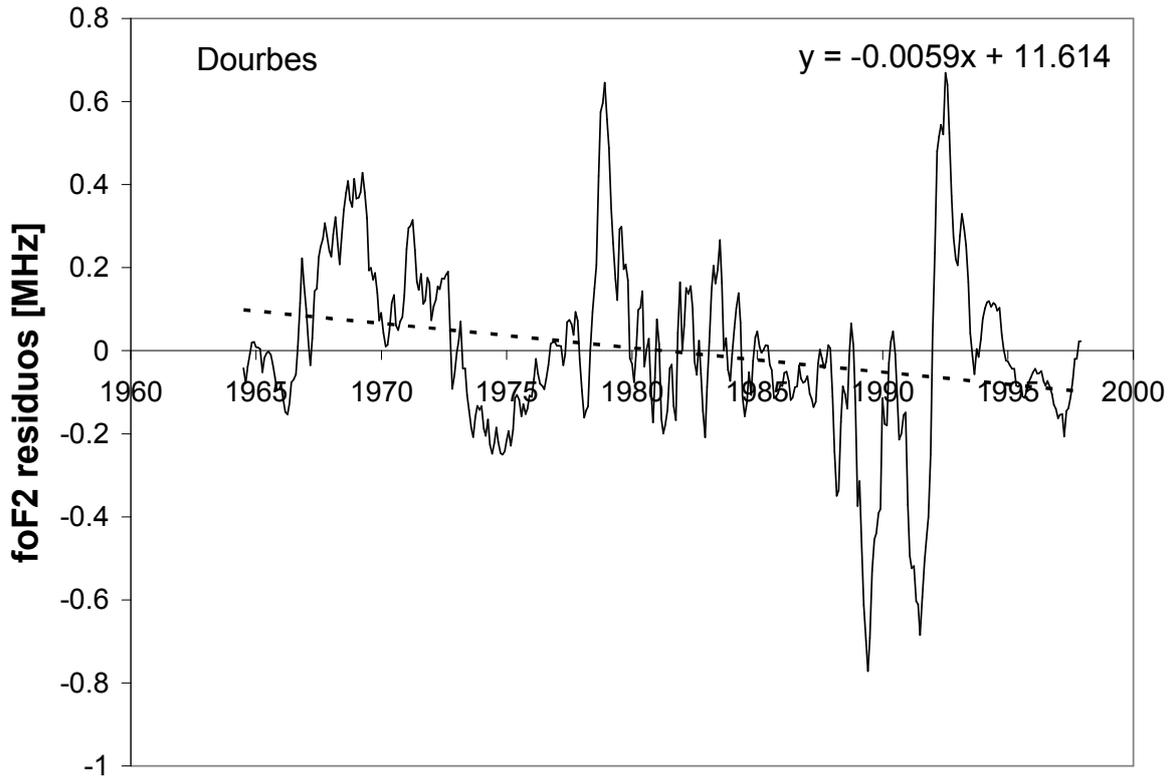


Figura 4.3. (continuación)

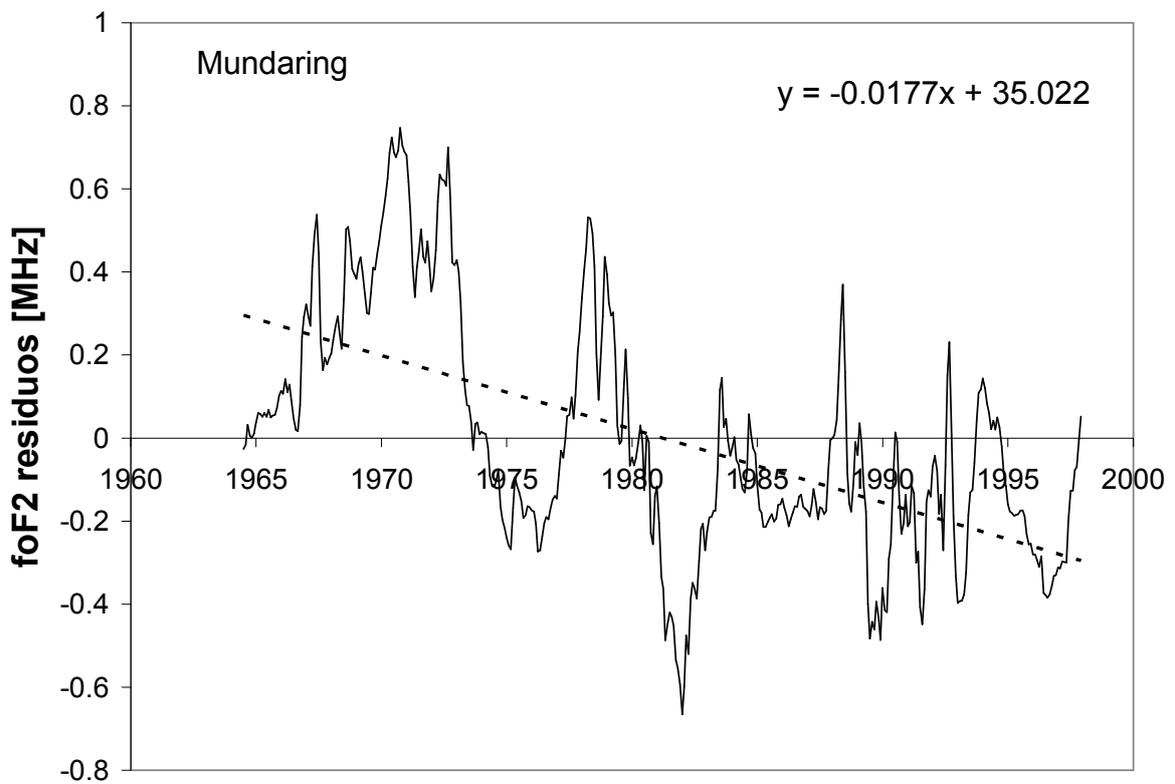
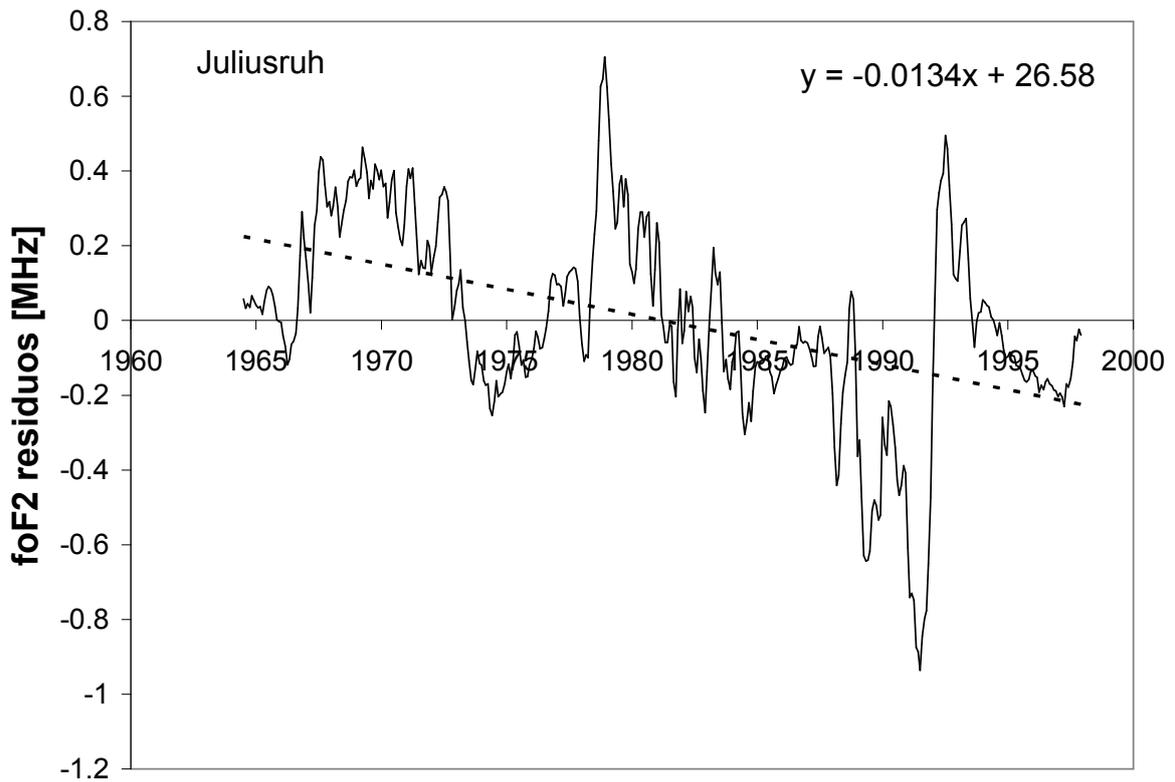


Figura 4.3. (continuación)

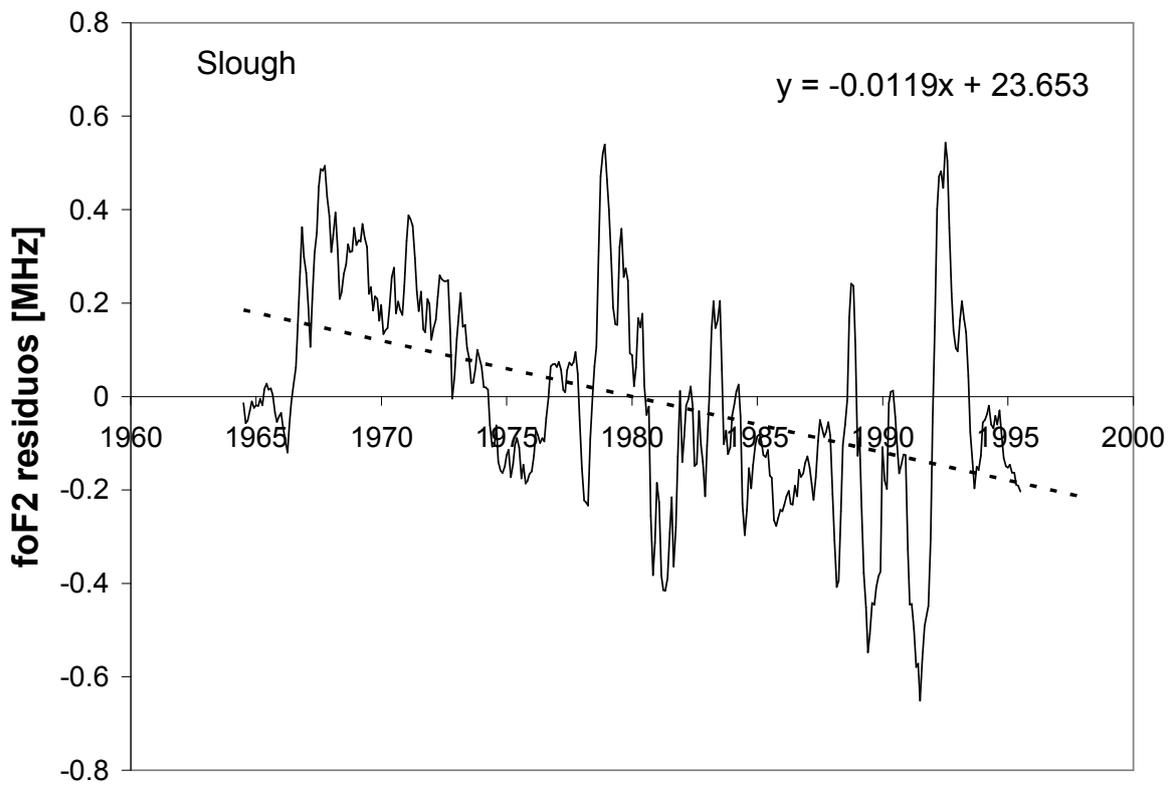
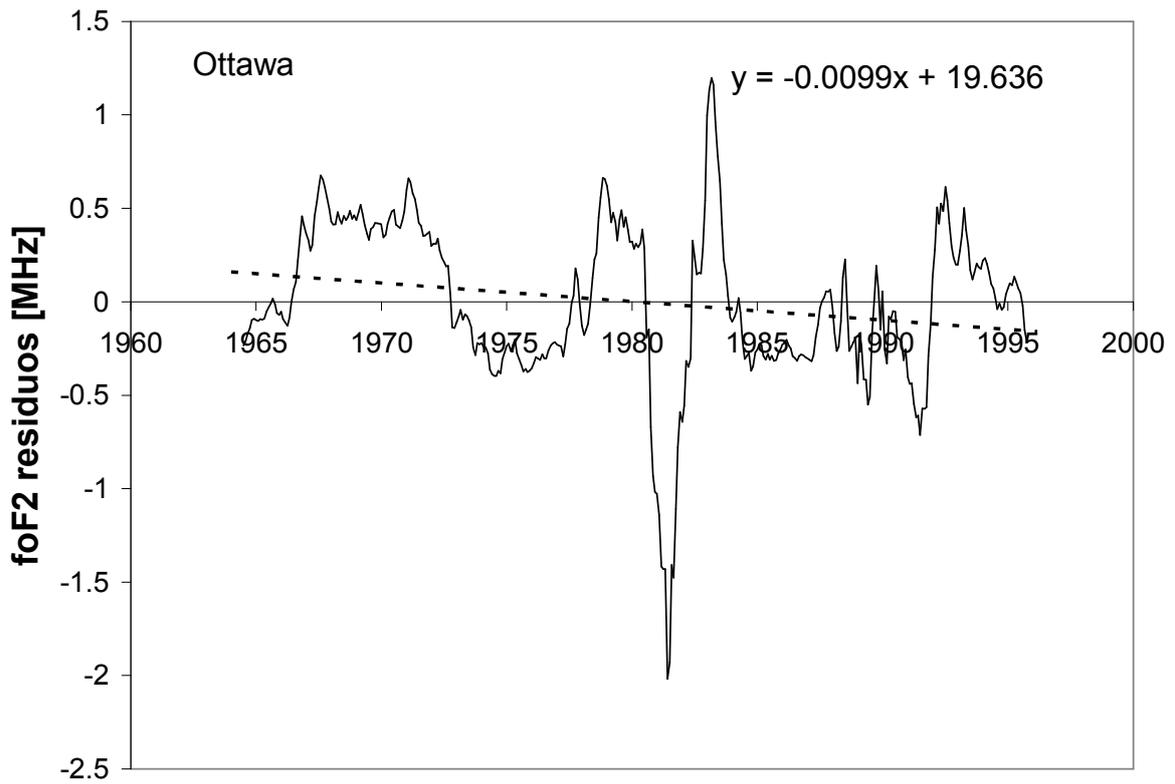


Figura 4.3. (continuación)

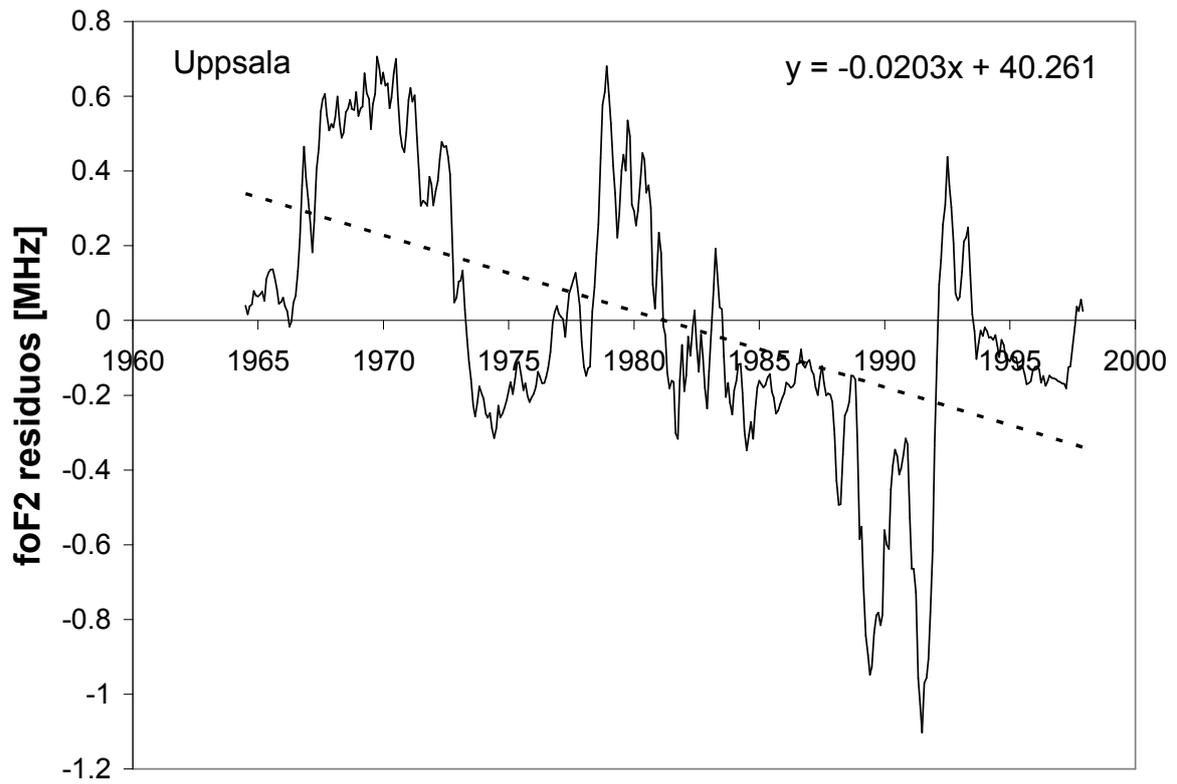
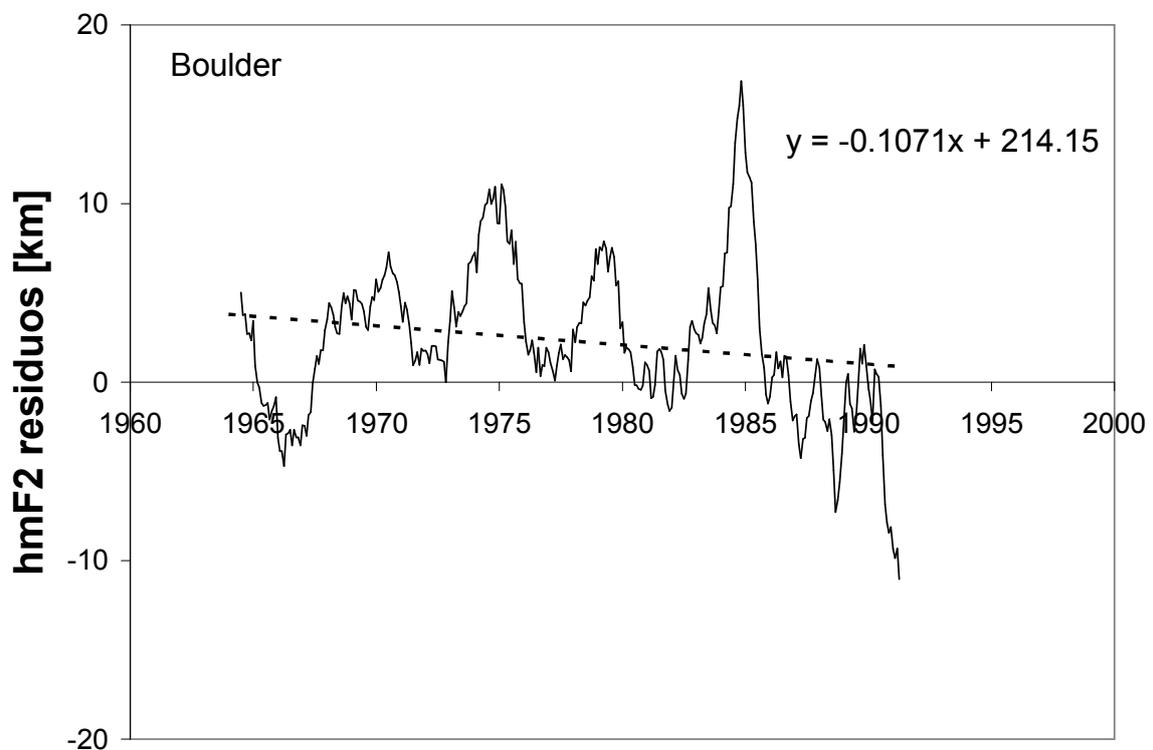
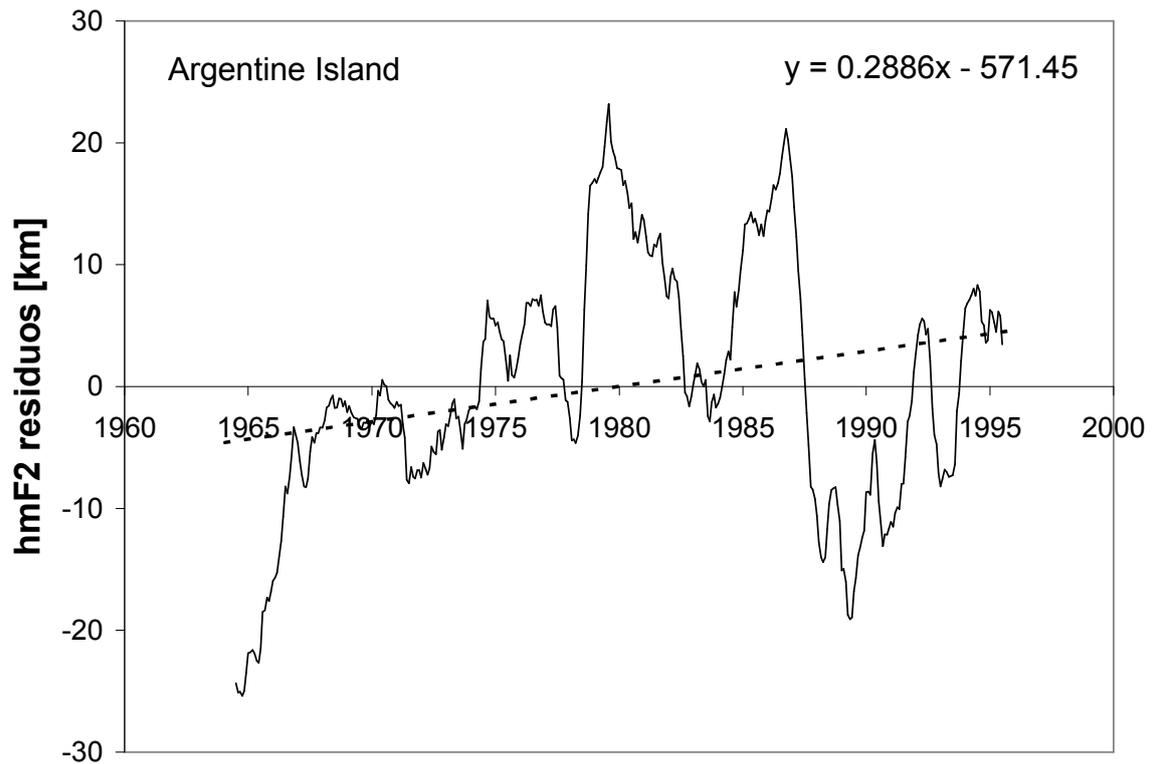


Figura 4.3. (continuación)



**Figura 4.4.** Residuos de hmF2 [km], 12 LT, estimados con la ecuación (4.4) y tendencia lineal y ecuación correspondiente estimada con mínimos cuadrados (línea de trazos).

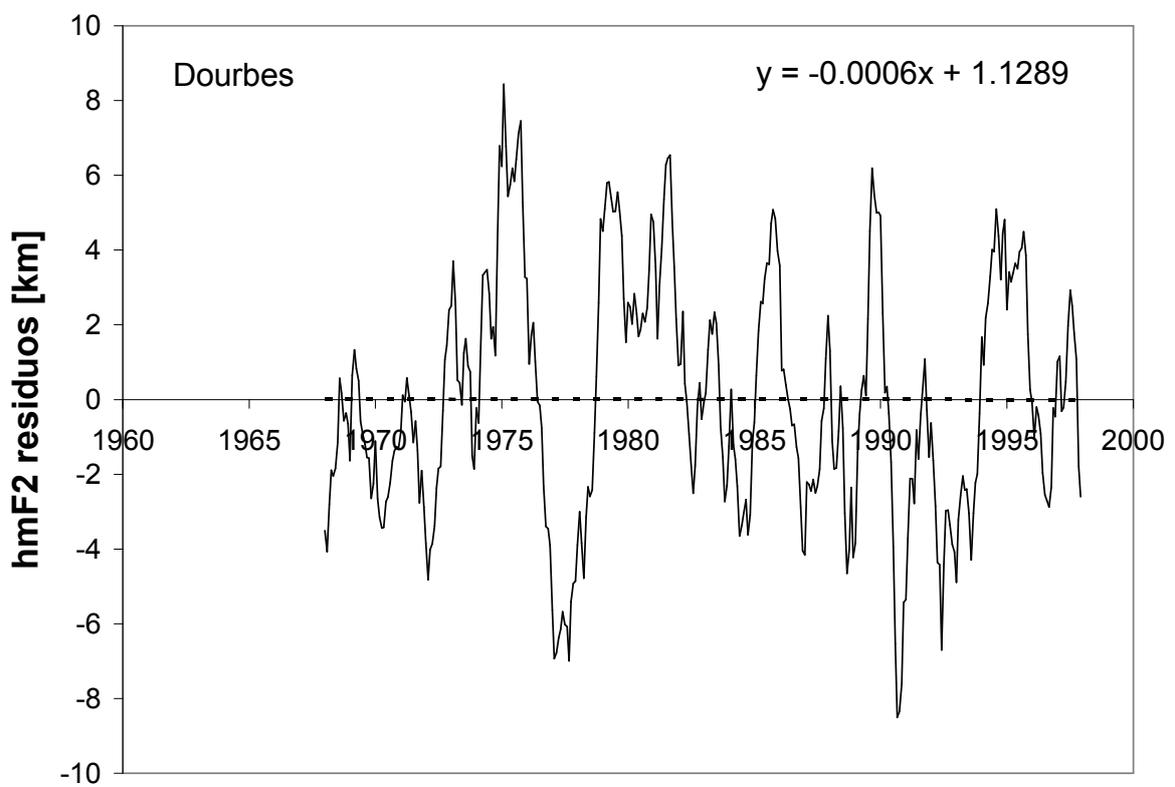
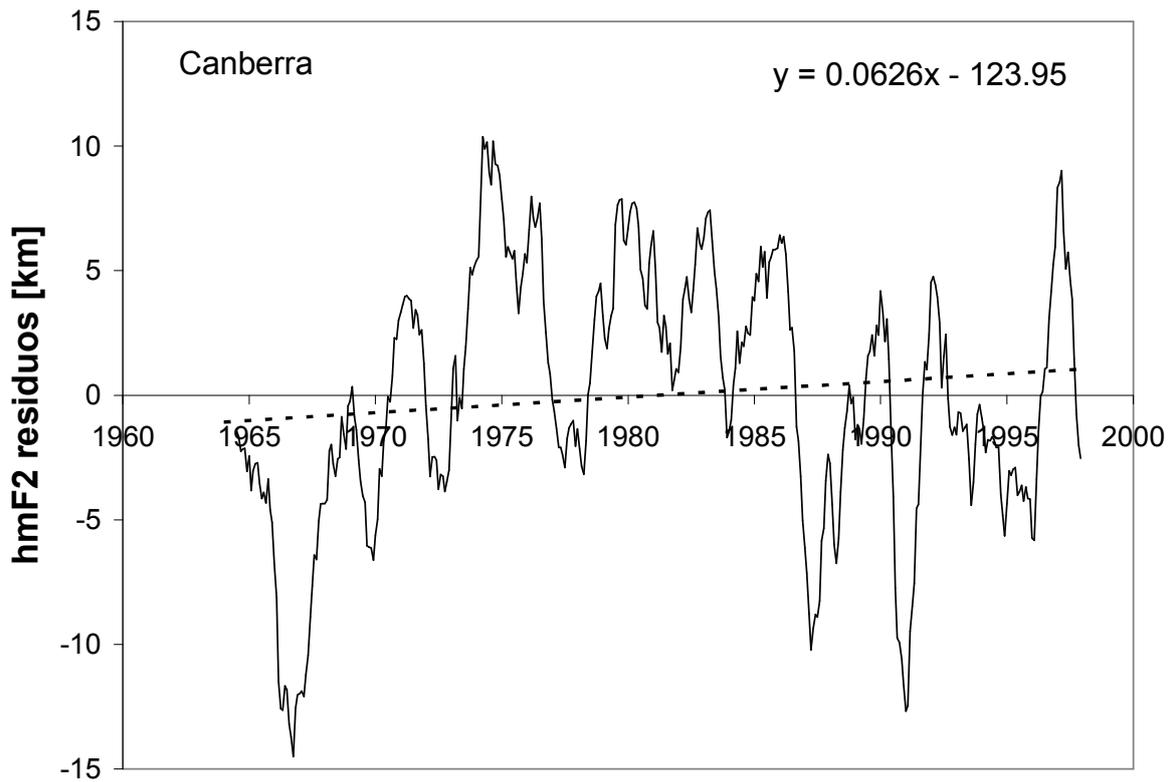
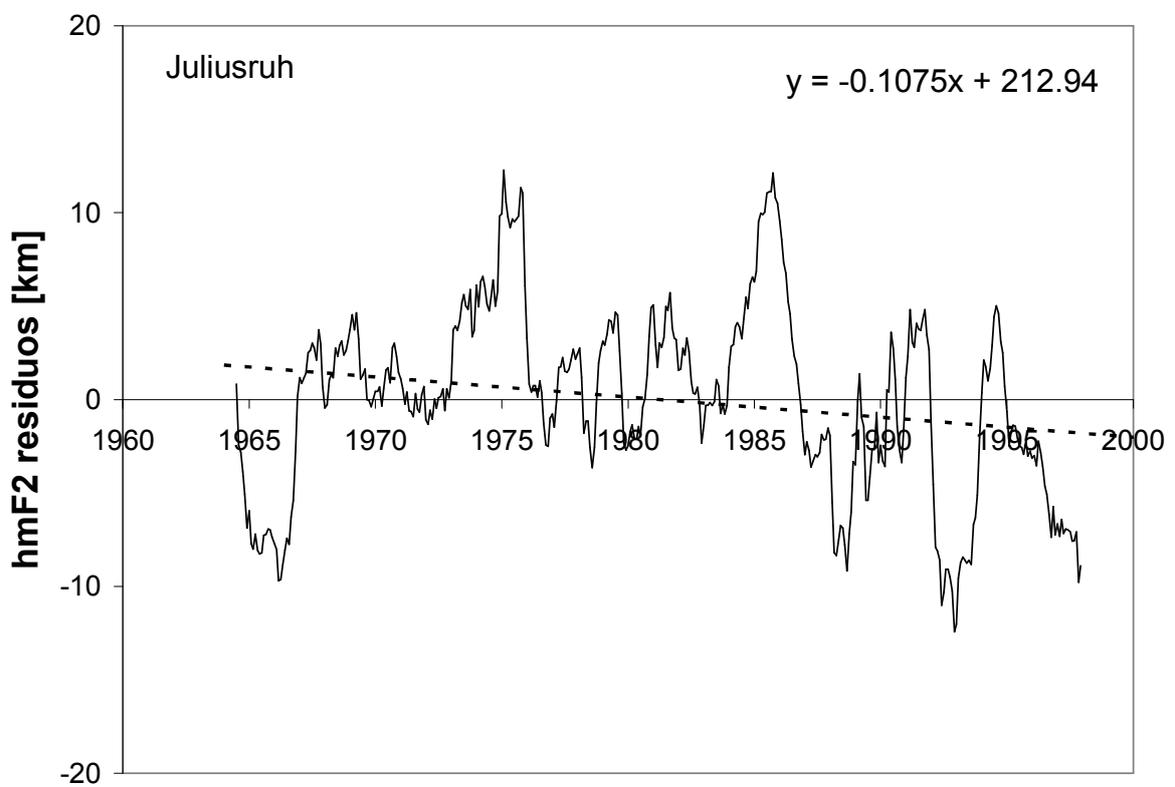
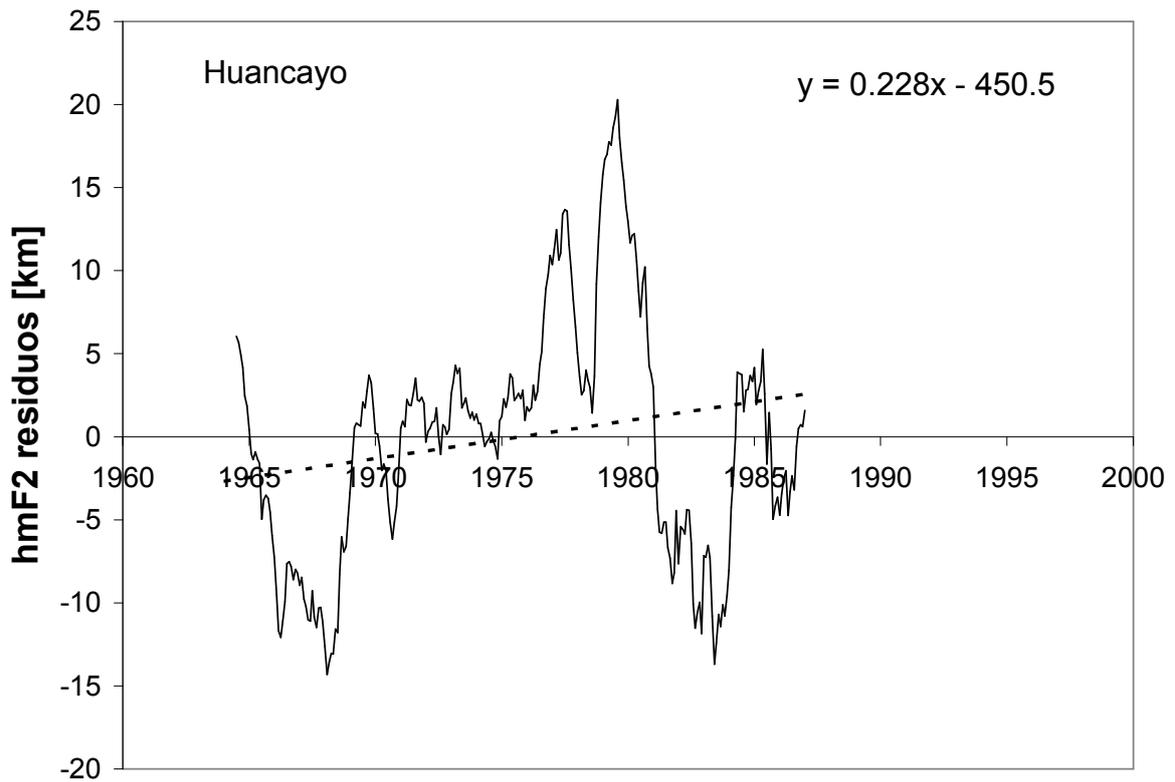


Figura 4.4. (continuación)



**Figura 4.4. (continuación)**

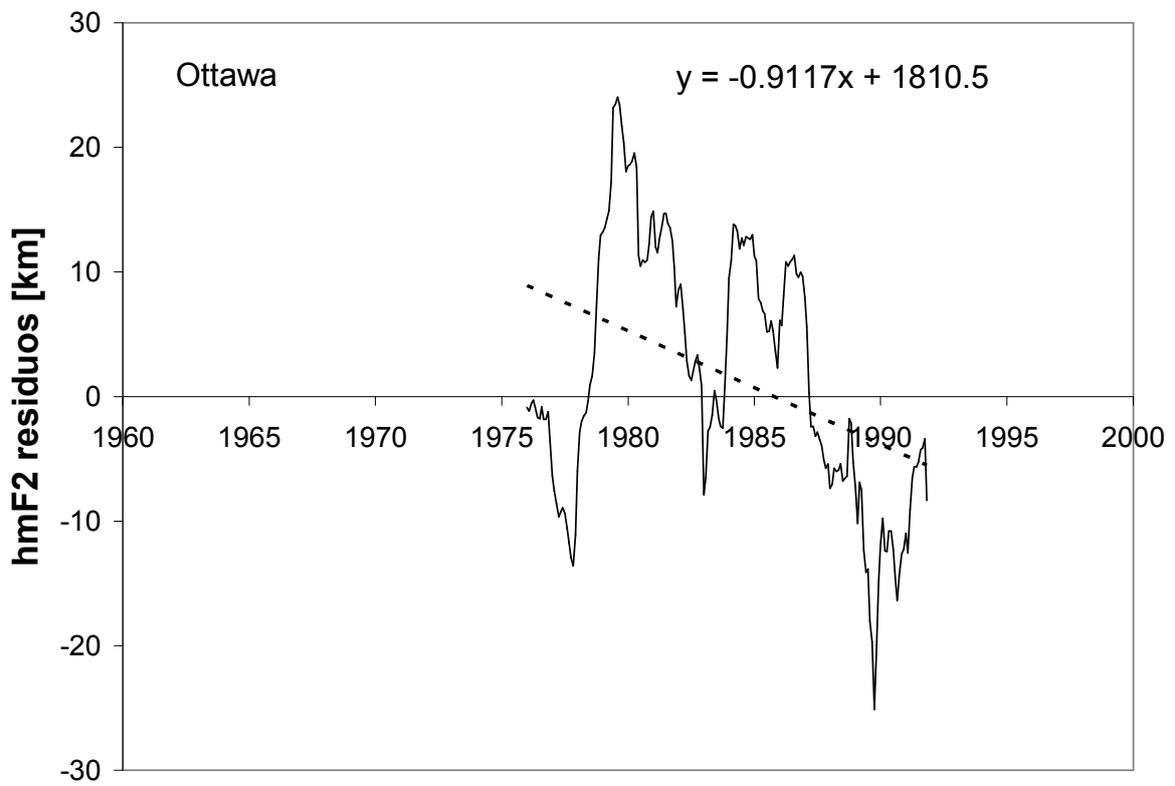
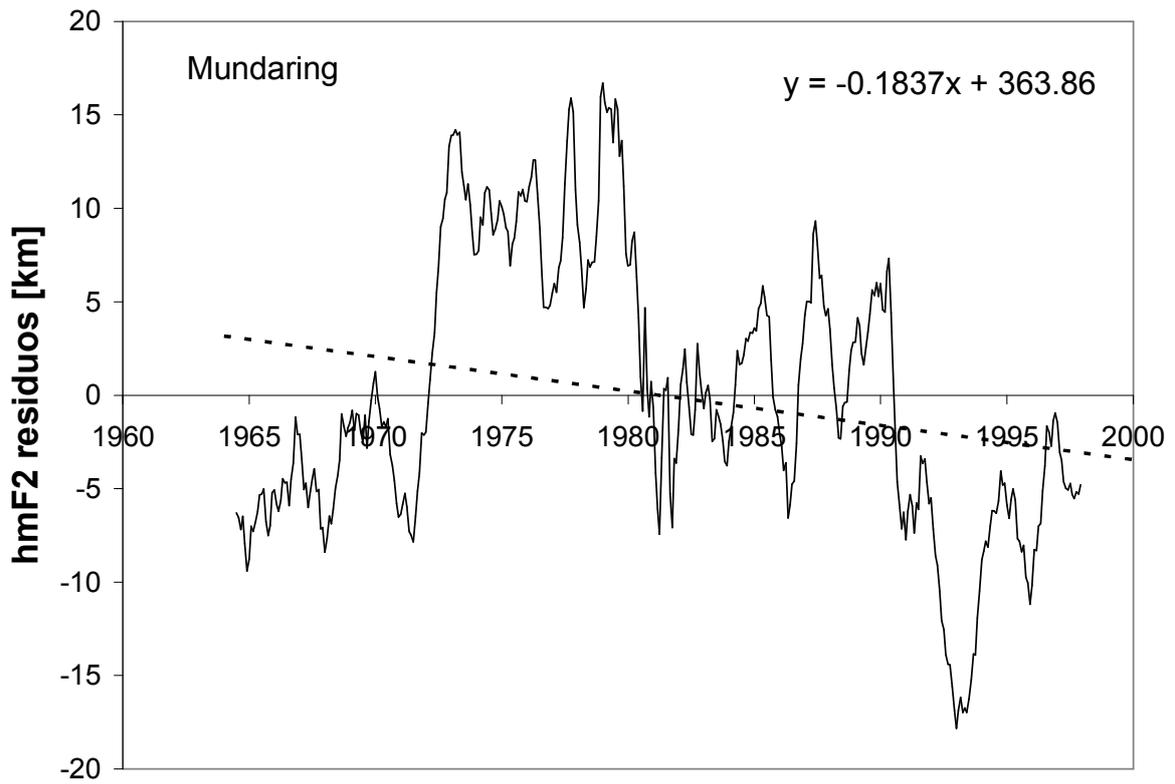


Figura 4.4. (continuación)

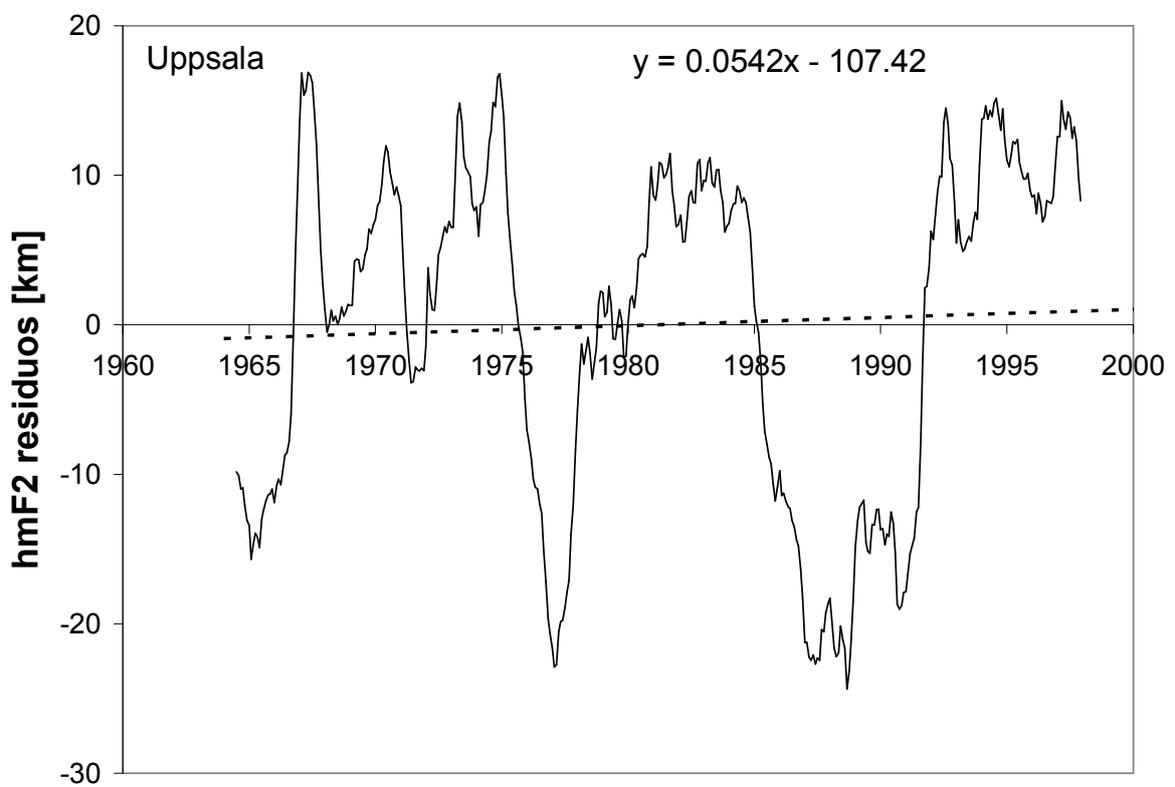
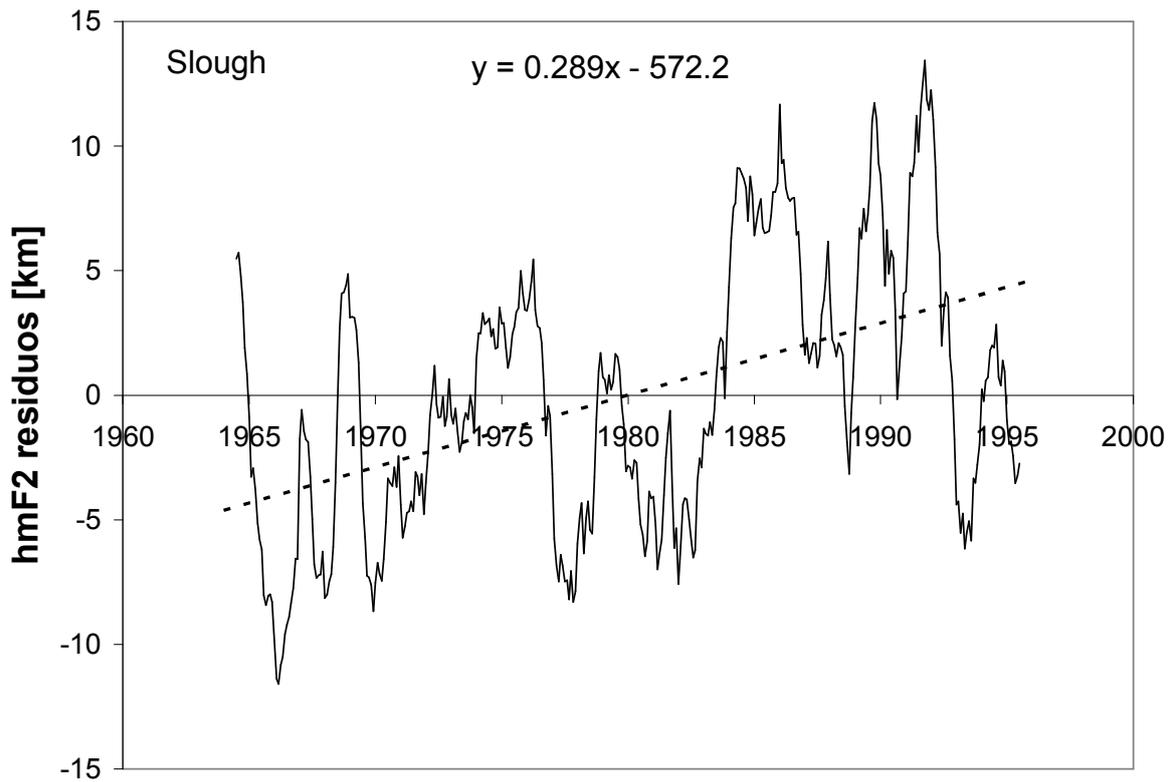
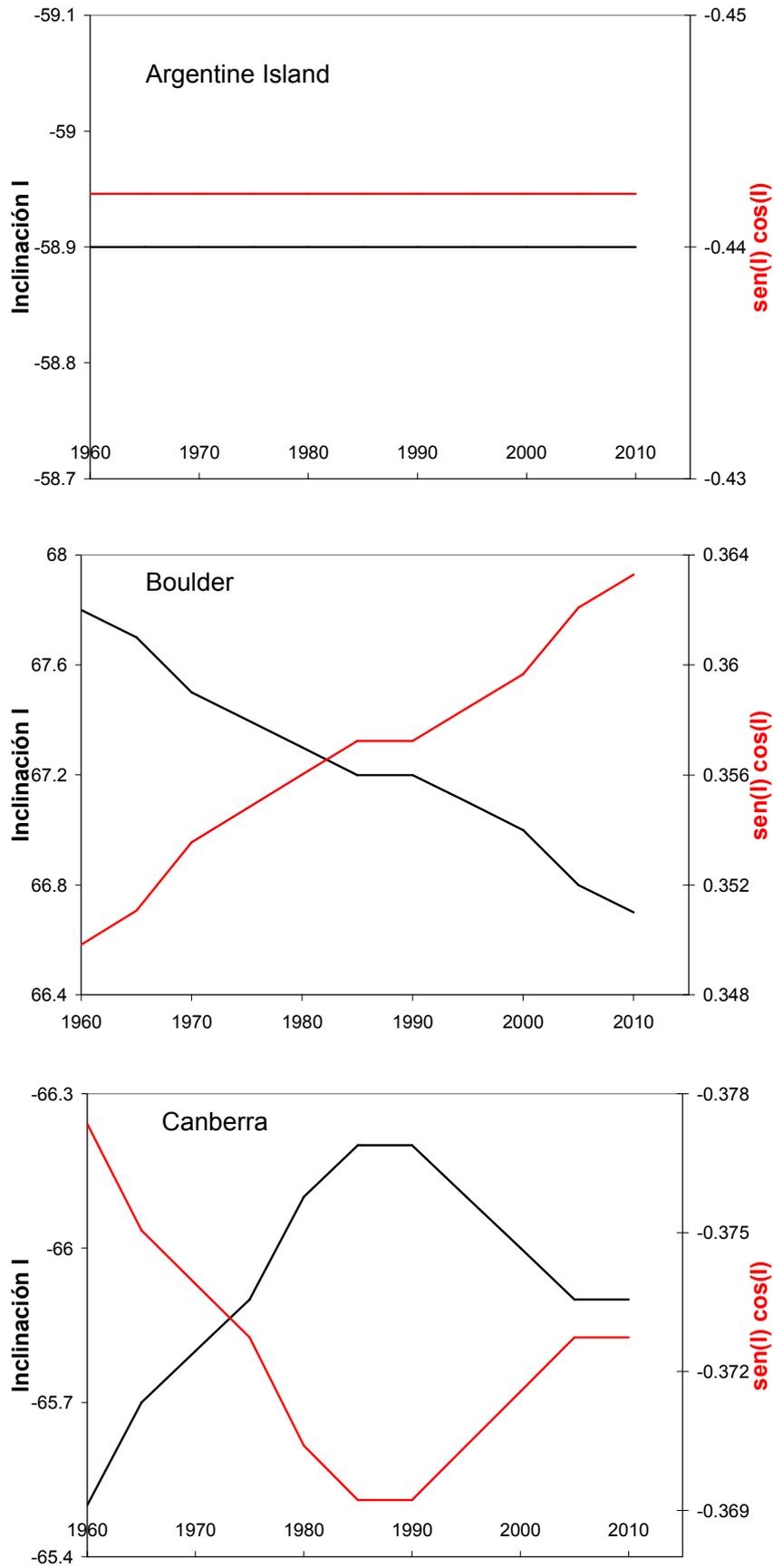


Figura 4.4. (continuación)



**Figura 4.5.** Variación de la inclinación  $I$  y del factor  $\text{sen}(I) \cos(I)$  estimados con el IGRF.

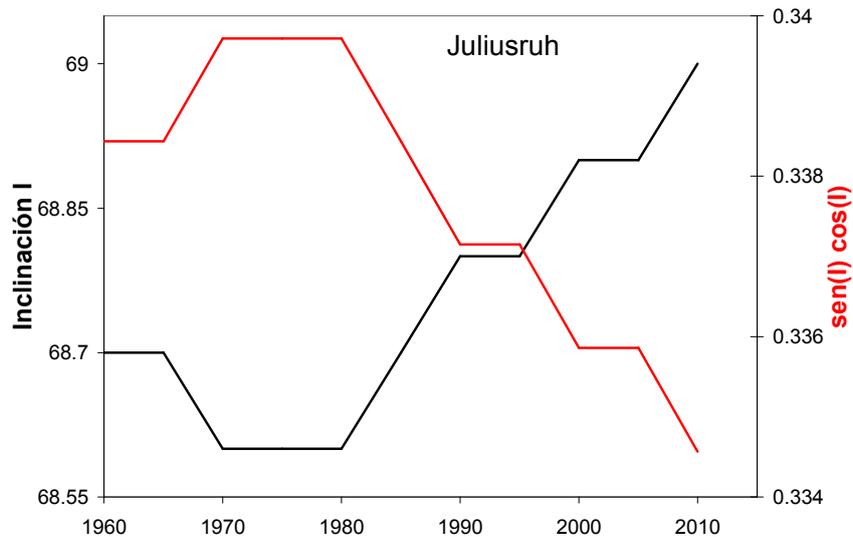
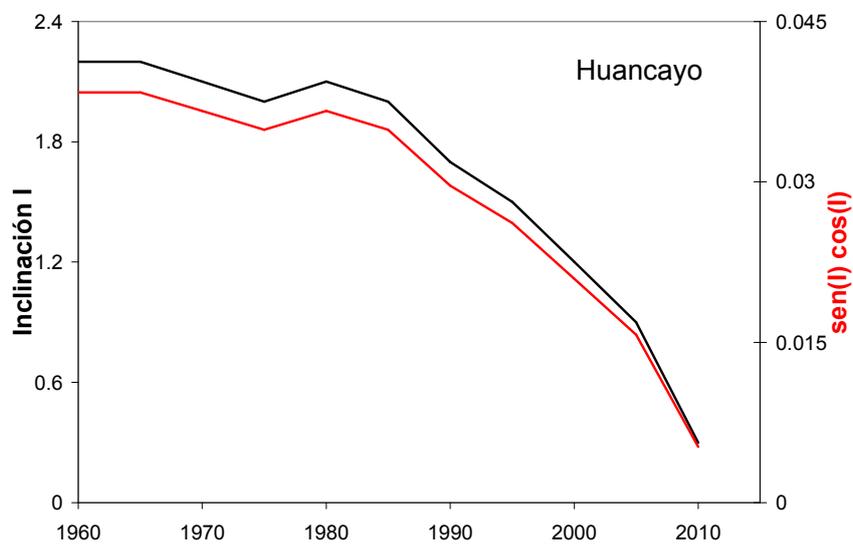


Figura 4.5. (continuación)

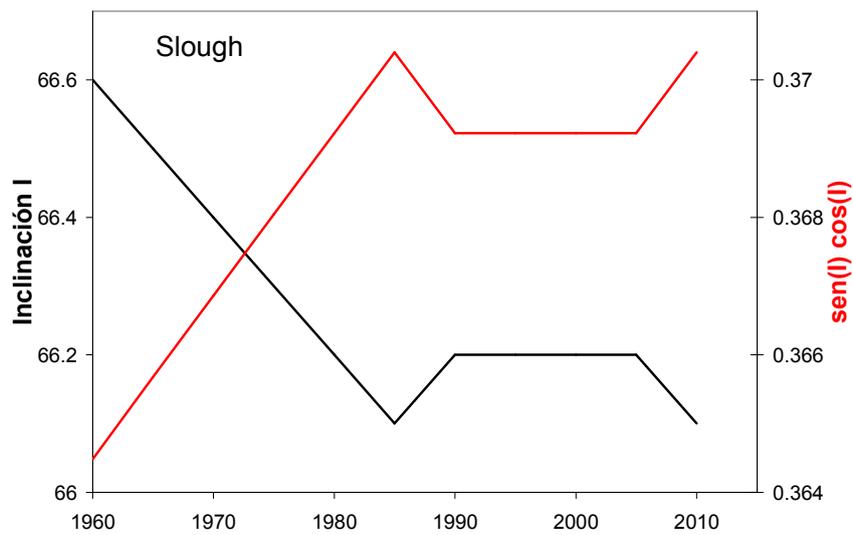
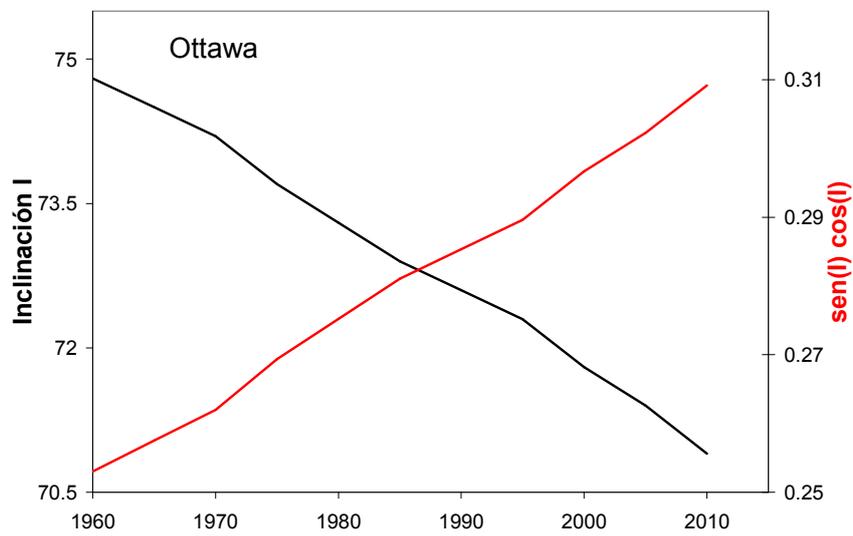
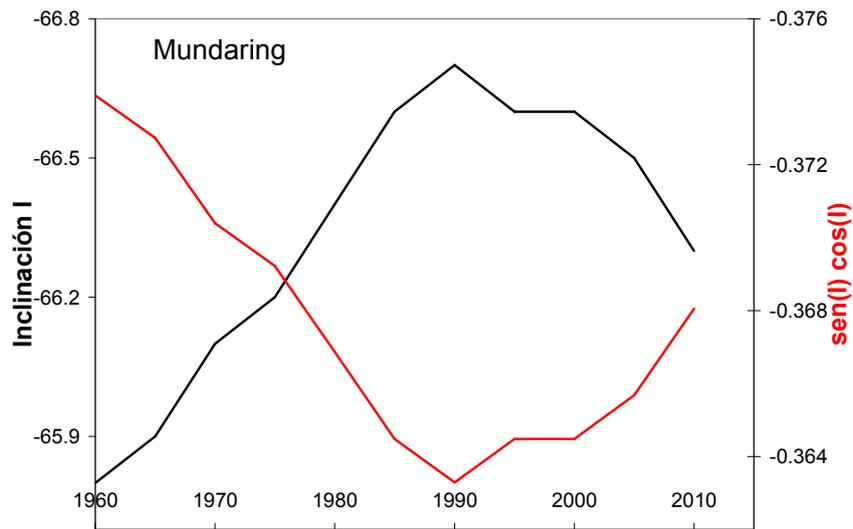


Figura 4.5. (continuación)

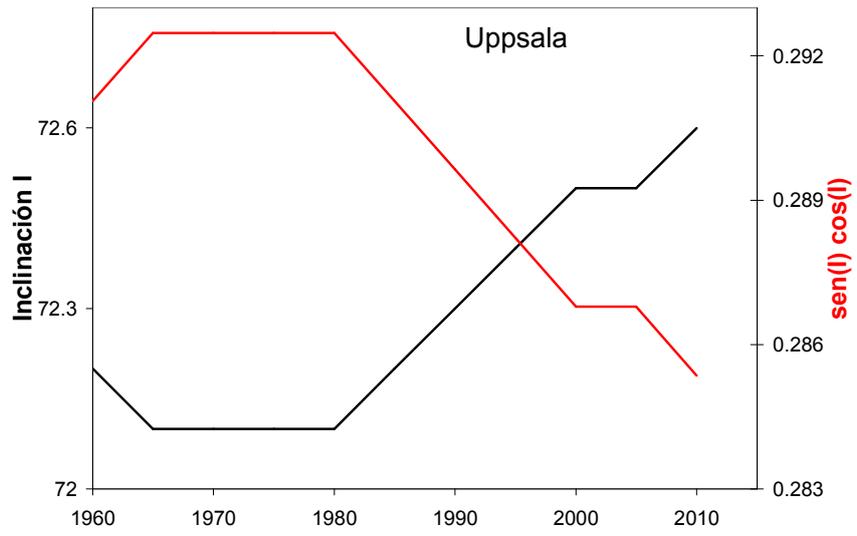


Figura 4.5. (continuación)

## Capítulo 5

### Discusión y Conclusiones

#### 5.1 Comparación de los resultados experimentales con los estimados con el modelo

De la Tabla 4.2 puede observarse que los valores de tendencia obtenidos con datos medidos en las distintas estaciones ionosféricas analizadas, si bien estarían de acuerdo con el efecto invernadero, dado que la mayoría presenta tendencias negativas, los valores son mayores, especialmente en el caso de foF2.

Extrapolando el resultado de modelos (Rishbeth y Roble, 1992) que estiman que una duplicación de la concentración de CO<sub>2</sub> produciría un descenso de 15 a 20 km de hmF2, y una disminución de foF2 de alrededor de 0.5 MHz, a la situación real de un incremento de ~0.5%/año del CO<sub>2</sub>, se esperarían tendencias de 0.0005 MHz/año en foF2 y 0.1 km/año en hmF2.

Respecto a las tendencias esperadas por efecto de la variación secular del campo magnético terrestre, considerando solo la variación en la inclinación, vemos un acuerdo parcial.

En especial la tendencia observada en Huancayo parece explicarse casi en su totalidad por la variación en I. Lo mismo sucede con la tendencia en hmF2 para Canberra, que son casos con tendencias positivas, no esperadas como consecuencia del enfriamiento en esta región de la atmósfera.

#### 5.2 Comparación de los resultados obtenidos con los de otros autores

En la Tabla 5.1 se presentan los valores de tendencias experimentales de las estaciones analizadas en esta Tesis obtenidos Upadhyay y Mahajan (1998) quienes analizan el período 1957-1997.

Hay acuerdo entre algunas estaciones en el caso de foF2, como Huancayo, Mundaring y Uppsala. Pero en el caso de hmF2 el acuerdo es bastante pobre. Esto puede deberse a que Upadhyay y Mahajan (1998) emplean datos promediados durante 5 horas alrededor del mediodía y a que para estimar hmF2 ellos emplean la fórmula más compleja de Bilitza et al. (1979) dada por la expresión (4.2). En esta expresión se incluye el valor de foE en el parámetro  $\Delta M$ , y éste parámetro ionosférico es afectado en teoría en mayor medida que foF2 por el efecto invernadero.

En la Tabla 5.2 se presentan los valores de tendencias obtenidos a partir de las expresiones (3.2) y (3.6) con las del modelo de Cnossen y Richmond (2008).

**Tabla 5.1.** Valores de tendencias en foF2 [MHz/año] y hmF2 [km/año] obtenidos en esta Tesis con valores experimentales y los obtenidos por Upadhyay y Mahajan (1998).

Estación ionosférica	Tendencias experimentales			
	foF2 [MHz/año]		hmF2 [km/año]	
	Obtenidas en esta Tesis	Obtenidas por Upadhyay y Mahajan (1998)	Obtenidas en esta Tesis	Obtenidas por Upadhyay y Mahajan (1998)
Argentine Island	-0.013		0.29	
Boulder			-0.11	-0.22
Canberra	-0.014	0.001	0.06	
Dourbes	-0.006	0.009	0.00	
Huancayo	0.014	0.017	0.23	-0.36
Juliusruh	-0.013	-0.003	-0.11	-0.21
Mundaring	-0.018	-0.013	-0.18	0.11
Ottawa	-0.01	0.001	-0.91	0.21
Slough	-0.012	0.004	0.29	
Uppsala	-0.02	-0.016	0.05	-0.58

No hay un buen acuerdo parcial ambos modelos, al menos en el caso de las estaciones aquí analizadas. Los motivos para esto son desde ya que el modelo de Cnossen considera la tendencia en parámetros que nosotros consideramos constantes, y que en realidad si dependen del campo magnético de la Tierra. Sin embargo, aún así, se observa de la Tabla 5.3, donde se comparan nuestros valores experimentales con los del modelo de Cnossen y Richmond (2008) que el acuerdo sigue siendo parcial. Estimando la desviación estándar de los valores experimentales respecto de los modelados como parámetro de concordancia, se obtiene 0.047 y 0.042 en el caso de las tendencias de foF2 con respecto a nuestro modelo y al de Cnossen y Richmond, respectivamente, y 0.683 y 1.014 en el caso de las tendencias de hmF2.

Es decir que en el primer caso el grado de concordancia es prácticamente el mismo, y en el caso de hmF2 hay un mayor acuerdo entre los valores experimentales y nuestro modelo. Esto es notable teniendo en cuenta el grado de simpleza de nuestro modelo frente a la complejidad del de Cnossen y Richmond (2008).

**Tabla 5.2.** Valores de tendencias en foF2 [MHz/año] y hmF2 [km/año] obtenidos en esta Tesis empleando las expresiones (3.2) y (3.6) y los obtenidos por el modelo de Cnossen y Richmond (2008).

Estación ionosférica	Tendencias de modelos			
	foF2 [MHz/año]		hmF2 [km/año]	
	Obtenidas en esta Tesis	Obtenidas por Cnossen y Richmond (2008)	Obtenidas en esta Tesis	Obtenidas por Cnossen y Richmond (2008)
Argentine Island	0.000	0.003	0.00	0.05
Boulder			-0.10	0.02
Canberra	0.004	-0.001	0.06	-0.01
Dourbes	-0.002	0.003	-0.02	0.01
Huancayo	0.013	0.003	0.17	-0.15
Juliusruh	0.002	0.001	0.03	0.03
Mundaring	0.007	-0.001	0.09	-0.01
Ottawa	-0.032	0.006	-0.44	-0.02
Slough	-0.003	0.002	-0.05	0.01
Uppsala	0.003	0.000	0.04	0.02

**Tabla 5.3.** Valores de tendencias en foF2 [MHz/año] y hmF2 [km/año] obtenidos en esta Tesis con las expresiones (3.2) y (3.6) y los obtenidos por Cnossen y Richmond (2008).

Estación ionosférica	Tendencias			
	foF2 [MHz/año]		hmF2 [km/año]	
	Obtenidas en esta Tesis (experimentales)	Obtenidas por Cnossen y Richmond (2008)	Obtenidas en esta Tesis (experimentales)	Obtenidas por Cnossen y Richmond (2008)
Argentine Island	-0.013	0.003	0.29	0.05
Boulder			-0.11	0.02
Canberra	-0.014	-0.001	0.06	-0.01
Dourbes	-0.006	0.003	0.00	0.01
Huancayo	0.014	0.003	0.23	-0.15
Juliusruh	-0.013	0.001	-0.11	0.03
Mundaring	-0.018	-0.001	-0.18	-0.01
Ottawa	-0.01	0.006	-0.91	-0.02
Slough	-0.012	0.002	0.29	0.01
Uppsala	-0.02	0.000	0.05	0.02

### 5.3. Conclusiones

En las diferentes capas atmosféricas se están produciendo cambios y tendencias a largo plazo, parte del cambio climático, cuyos orígenes son motivo de controversia. Los resultados aquí obtenidos intentan ser un aporte a esta importante temática.

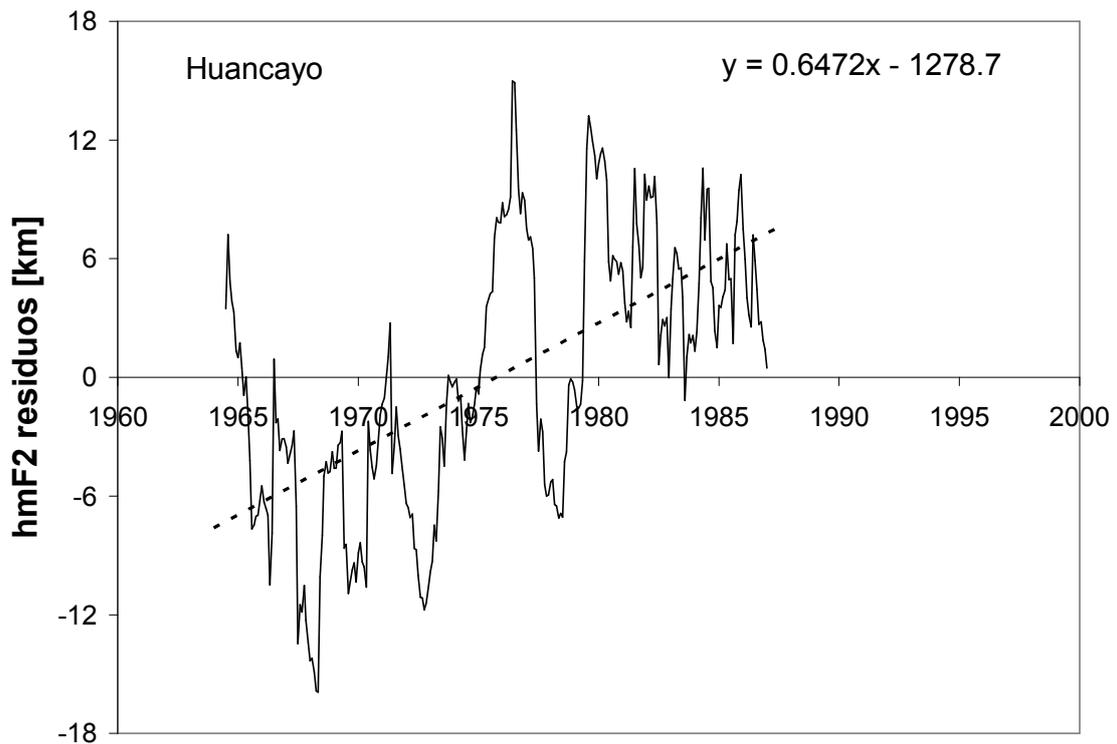
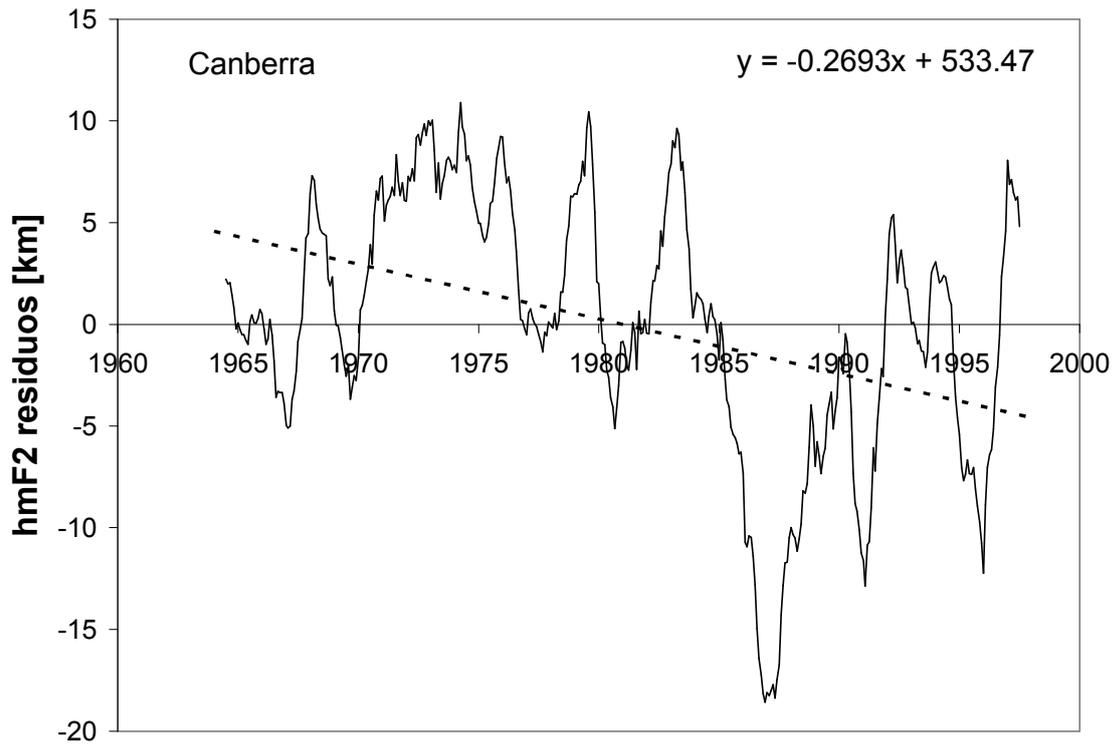
La variación secular del campo magnético intrínseco de la Tierra, es capaz de inducir tendencias que dependen de la ubicación geográfica y de la hora del día. Los valores de las tendencias esperadas son muy pequeñas (incluso menores que las esperadas por efecto antropogénico en varios casos) excepto en la región comprendida entre 10°N y 40°S en latitud, y entre 60°O y 10°E en longitud y las estaciones consideradas, excepto Huancayo, se ubican fuera de esta región.

En esta Tesis se analizaron foF2 y hmF2 durante el mediodía local, que es cuando son válidas las aproximaciones que se utilizaron para deducir las ecuaciones (3.2) y (3.6). Durante la noche, si bien no podemos utilizar las mismas expresiones para estimar valores de tendencias, si podemos saber el signo de las mismas. En horas nocturnas la componente meridional del viento termosférico es opuesto a la componente durante el día de manera que se esperaría que la tendencia también sea opuesta. Como un primer análisis se estimaron las tendencias nocturnas de dos de las estaciones aquí analizadas: Huancayo y Canberra, que son las estaciones que presentan tendencia positiva, de acuerdo a lo esperado por efecto de las variaciones en el factor  $\sin(I)\cos(I)$ . Ambas debieran presentar en horas de la noche tendencias decrecientes en foF2 y hmF2. La Figura 5.1 muestra ambos casos para hmF2. Si bien Canberra presenta el resultado esperado, no es el caso de Huancayo.

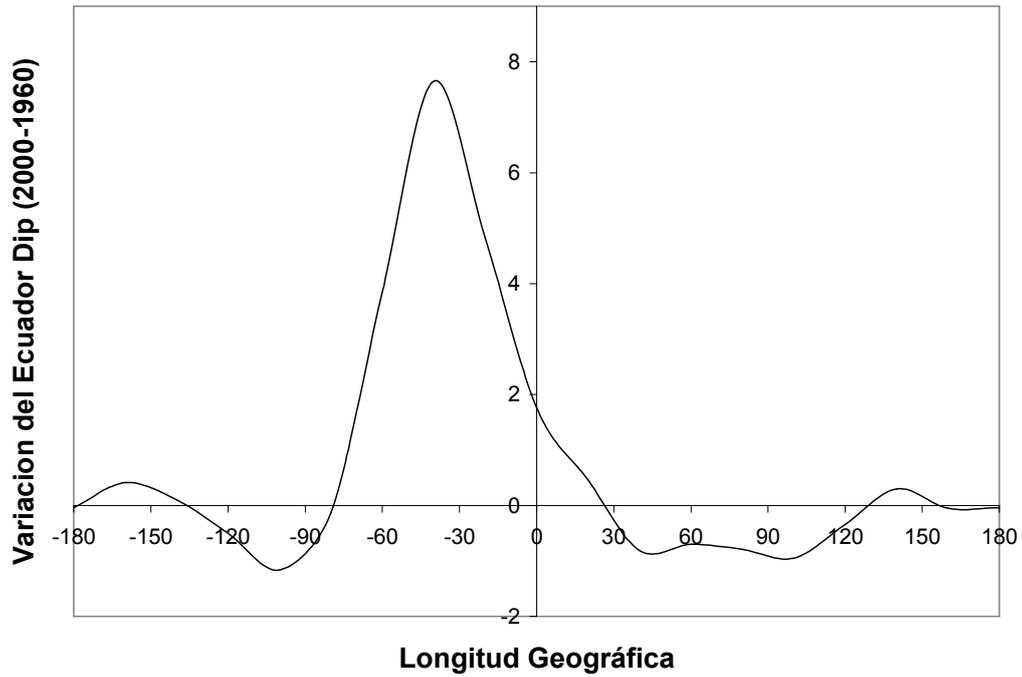
El caso de la tendencia en foF2 de Huancayo es un caso que merece una consideración especial. Esta estación se encuentra dentro de la región de la anomalía ecuatorial, IEA (ionospheric equatorial anomaly), ubicada al norte del Ecuador magnético. A la longitud de Huancayo, el Ecuador magnético se está alejando de la estación, como puede verse en la Figura 5.2, de manera que debería esperarse un aumento en la densidad de electrones.

Esto puede entenderse de la Figura 5.3 donde se muestran la variación anual de foF2 y hmF2 debido al desplazamiento del perfil latitudinal de ambos parámetros, que acompaña al desplazamiento secular del Ecuador magnético.

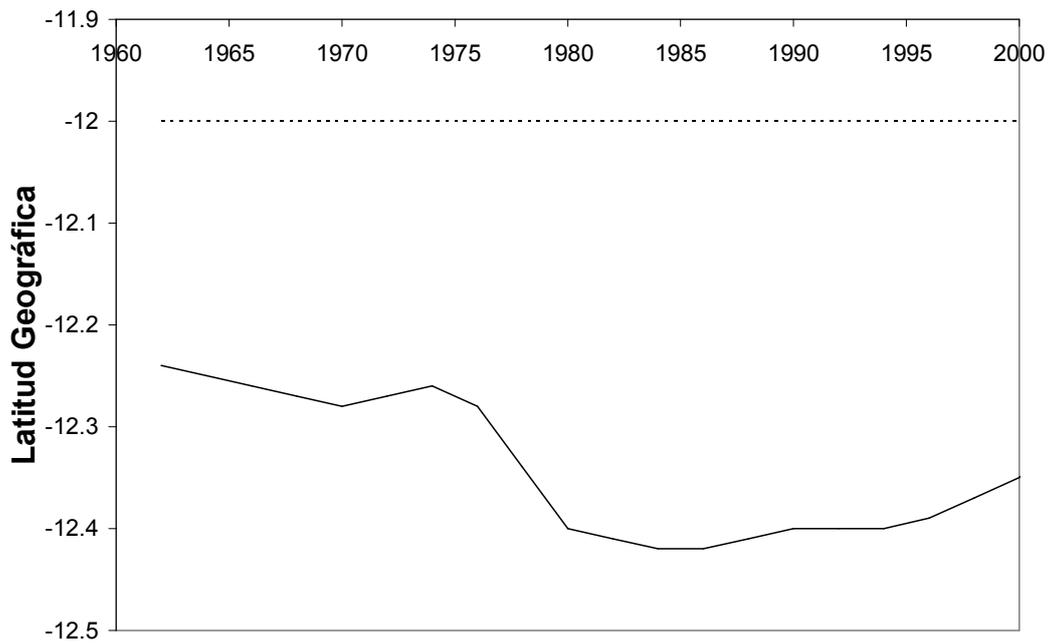
Un aspecto a tener en cuenta es el método de obtención de las tendencias experimentales. Estas son muy sensibles al mismo dado que su valor es muy pequeño comparado con la variabilidad natural de foF2 y hmF2, Uno de los factores que las afectan es el período que se considera, y la longitud del mismo, como ya se mencionó. En el Apéndice A se incluye la publicación de Venchiarutti et al. (2015), donde analizamos, entre otras estaciones del Hemisferio Sur, la estación de Canberra empleando distintos períodos y distintos índices de actividad solar para el filtrado. Se observan valores distintos de tendencias según sea el caso.



**Figura 5.1.** Residuos de foF2 [MHz], 00 LT, estimados con la ecuación (4.3) y tendencia lineal y ecuación correspondiente estimada con mínimos cuadrados (línea de trazos).

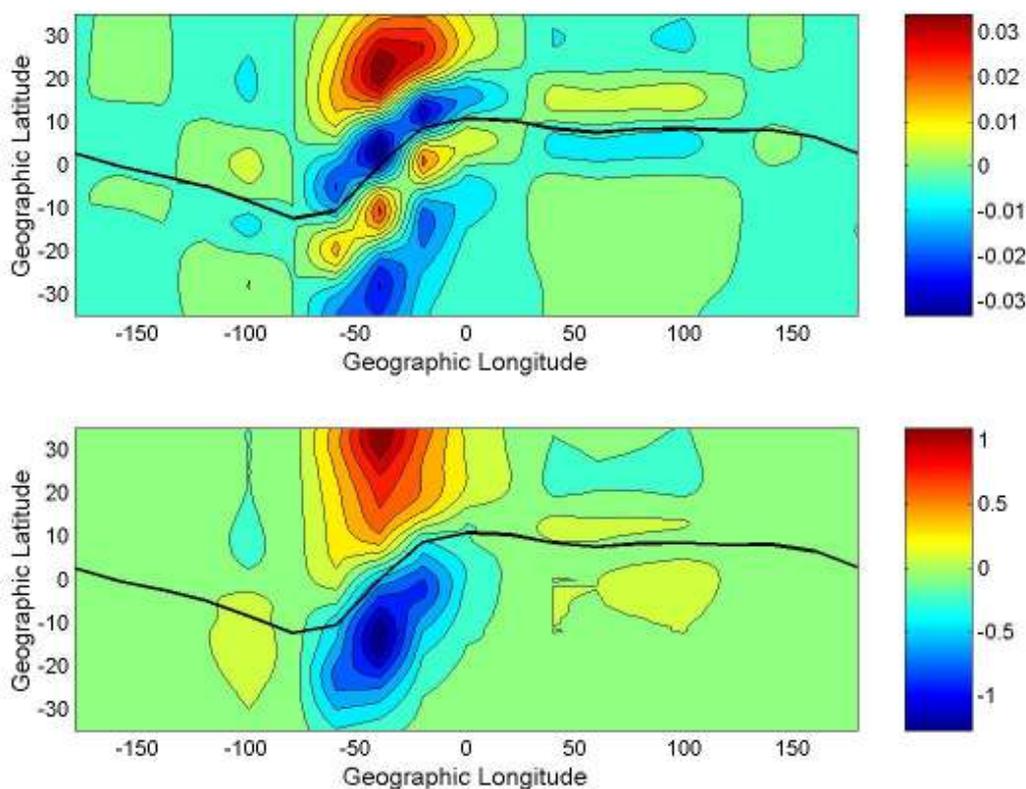


(a)



(b)

**Figura 5.2.** (a) Desplazamiento latitudinal del Ecuador magnético entre el año 2000 y el año 1960. (b) Latitud geográfica de Huancayo (línea de trazos) y del Ecuador magnético (línea llena) a la longitud correspondiente a Huancayo ( $75.3^{\circ}\text{O}$ ), en función del tiempo.



**Figura 5.3.** Tendencias de foF2 [MHz/año] (figura superior) y de hmF2 [km/año] obtenidas con el IRI.

#### 5.4. Líneas futuras de investigación

Las líneas de investigación que pueden seguirse dentro de la temática de esta Tesis son varias, ligadas principalmente a la Geofísica en general, a la Física Espacial y al Cambio Climático.. Detallo a continuación algunas de ellas, las cuales son de mi interés.

(1) Efecto de las variaciones seculares del campo geomagnético sobre foF2 y hmF2 considerando un modelo más complejo que tenga en cuenta las variaciones en el viento termosférico, T y la densidad de neutros. Esto podría hacerse con el modelo SUPIM (Sheffield University Plasmasphere Ionosphere Model), que fue implementado en el Laboratorio de Física de la Atmósfera por el Dr. Blas de Haro Barbas.

(2) Efecto de las variaciones seculares del campo geomagnético sobre otros parámetros y características de la ionosfera, como el drift ExB, la anomalía de la ionosfera ecuatorial (EIA), las corrientes ionosféricas, etc.

(3) Posible relación entre el campo geomagnético y tendencias de largo plazo del clima en distintas partes del planeta. Sería interesante analizar efectos del campo geomagnético sobre capas inferiores de la atmósfera.

(4) Estimar los efectos de los forzantes de tendencias en la termosfera en general, incluyendo el las variaciones seculares del campo magnético terrestre y el forzante antropogénico constituido por el aumento en la concentración de gases de efecto invernadero, sobre la densidad de escombros espacial, ya que la termosfera superior es el medio en el que orbitan miles de escombros espaciales, cuya vida media depende de la densidad termosférica (Lewis et al., 2011).

## Referencias

Balan, N., G.J. Bailey, B. Jenkins, P.B. Rao, and R.J. Moffet (1994), Variations of ionospheric ionization and related solar fluxes during an intense solar cycle, *J. Geophys. Res.*, 99, 2243– 2253.

Bencze, P. (2007), What do we know of the long-term change of the Earth's ionosphere?, *Adv. Space Res.*, 40, 1121-1125.

Bilitza, D., N.M. Sheikh, and R. Eyrig (1979), A global model for the height of the F2-peak using M3000 values from the CCIR numerical map, *Telecom J.*, 46, 549-553.

Breit, G. and M.A. Tuve (1925), A radio method of estimating the height of the conducting layer, *Nature*, 116, 357- 365.

Bremer, J. (1992), Ionospheric trends in mid-latitudes as a possible indicator of the atmospheric greenhouse effect, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 54, 1505-1511.

Bremer, J. (2001), Trends in the thermosphere derived from global ionosonde observations, *Adv. Space Res.* 28, 997-1006.

Bremer, J. (2008), Long-term trends in the ionospheric E and F1 regions, *Ann. Geophys.* 26, 1189–1197.

Bremer, J., T. Dambolds, J. Mielich and P. Suessmann (2012) Comparing long-term trends in the ionospheric F2-region with two different methods, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.* 77, 174– 185.

Campbell, W.H. (2003), *Introduction to Geomagnetic Fields*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 337 pp.

Clilverd, M.A., T. Ulich, and J.M. Jarvis (2003), Residual solar cycle influence on trends in ionospheric F2-layer peak height, *J. Geophys. Res.*, 108, 1450.

Cnossen, I. and A.D. Richmond (2008), Modeling the effect of changes in the Earth's magnetic field from 1957 to 1997 on the ionospheric hmF2 and foF2 parameters, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 70, 1512–1524.

Damboldt, T. and P. Suessmann (2012), Consolidated Database of Worldwide Measured Monthly Medians of Ionospheric Characteristics foF2 and M(3000)F2, INAG Bulletin on the Web, INAG-7.

Danilov, A.D. and A.V. Mikhailov (1999), Spatial and seasonal variations of the foF2 long-term trends, *Ann. Geophys.* 17, 1239-1243.

Davies, K. (1989), *Ionospheric Radio*, IEE Electromagnetic Waves Series 31, Peter Peregrinus Ltd., New York, USA, 580 pp.

Elias, A.G. and N.O. Adler (2006), Earth magnetic field and geomagnetic activity effects on long term trends in the F2 layer at mid-high latitudes. *J. Atmos. Solar Terr. Phys.* 68: 1871-1878.

Elias, A.G. (2009), Trends in the F2 ionospheric layer due to long-term variations in the Earth's magnetic field. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 71, 1602–1609.

Elias, A.G. (2014), Filtering ionosphere parameters to detect trends linked to anthropogenic effects, *Earth, Planets and Space*, 66, doi:10.1186/1880-5981-66-113.

Emmert, J.T., J.M. Picone, and R.R.Meier (2008), Thermospheric global average density trends 1967-2007, derived from orbits of 5000 near-Earth objects, *Geophys. Res. Lett.* 35, L05101, doi:10.1029/2007GL032809.

Evans, J.V. (1969), Theory and Practice of Ionosphere Study by Thomson Scatter Radar, *Proc. IEEE*, 57, 496-530.

Foppiano, A.J., L. Cid and V. Jara (1999), Ionospheric long-term trends for South American mid-latitudes, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.* 61, 717-723.

Glassmeier, K.H. H. Soffel, and J.F.W. Negendank (2009), *Geomagnetic Field Variations*, Springer-Verlag, Berlin,Alemania, 213 pp.

Gombosi, T.I. (2004), *Physics of the Space Environment*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 339 pp.

Gonzalez, W.D., J.A. Joselyn, Y. Kamide, H.W. Kroehl, G. Rostoker, B.T. Tsurutani, and V.M. Vasyliunas (1994), What is a geomagnetic storm?, *J. Geophys. Res.* 99, 5771-2792.

Hargreaves J.K. (1995), *The solar-terrestrial environment*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 420 pp.

Hedin, A.E. (1987), MSIS-86 Thermospheric Model, *J. Geophys. Res.* 92, 4649-4662.

Hedin, A.E., E.L. Fleming, A.H. Manson, F.J. Schmidlin, S.K. Avery, R.R. Clark, S.J. Franke, G.J. Fraser, T. Tsuda, F. Vial, F., and R.A. Vincent (1996), Empirical wind model for the upper, middle and lower atmosphere, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 58, 1421-1447.

Houghton, J.T. (1997), *The Physics of Atmospheres*, Cambridge University Press, U.K., 271 pp.

IPCC (2014), *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

Jacobs, J.A. (1994), *Reversals of the Earth's Magnetic Field*, 2nd Edition, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 346 pp.

Jarvis, M.J., B. Jenkins, G.A. Rodgers (1998), Southern hemisphere observations of a long-term decrease in F region altitude and thermospheric wind providing possible evidence for global thermospheric cooling, *J. Geophys. Res.* 103, 20775-20778.

Jarvis, M.J., M.A. Clilverd, and T. Ulich (2002), Methodological influences on F-region peak height trend analysis, *Phys. Chem. Earth* 27, 589–594.

Lastovicka, J., R.A. Akmaev, G. Beig, J. Bremer, and J.T. Emmert (2006a), Global change in the upper atmosphere, *Science* 314, 1253–1254.

Lastovicka, J., A.V. Mikhailov, T. Ulich, J. Bremer, A.G. Elias, N. Ortiz de Adler, V. Jara, R. Abarca del Rio, A.J. Foppiano, E. Ovalle, and A.D. Danilov (2006b), Long-term trends in foF2: A comparison of various methods, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 68, 1854-1870.

Lastovicka, J., R.A. Akmaev, G. Beig, J. Bremer, J.T. Emmert, C. Jacobi, M.J. Jarvis, G. Nedoluha, Y.I. Portnyagin, and T. Ulich (2008), Emerging pattern of global change in the upper atmosphere and ionosphere, *Ann. Geophys.* 26, 1255–1268.

Lastovicka, J., S.C. Solomon and L. Qian (2012), Trends in the Neutral and Ionized Upper Atmosphere, *Space Sci. Rev.*, 168, 113-145.

Lean, J.L, J.T. Emmert, J.P. Picone and R.R. Meier (2011), Global and regional trends in ionospheric total electron content, *J. Geophys. Res.* 116, A00H04, doi:10.1029/2010JA016378.

Lewis, H.G., Saunders, A., Swinerd, G.G. and Newland, R.J. (2011), Effect of thermospheric contraction on remediation of the near-Earth space debris environment. *Journal of Geophysical Research*, 116, A00H08.

Liu, J.Y., Y.I.Chen, and J.S. Lin (2003), Statistical investigation of the saturation effect in the ionospheric foF2 versus sunspot, solar radio noise, and solar EUV radiation, *J. Geophys. Res.*, 108(A2), 1067, doi:10.1029/2001JA007543.

Liu, L., W. Wan, B. Ning, O.M. Pirog, and V.I. Kurkin (2006), Solar activity variations of the ionospheric peak electron density, *J. Geophys. Res.*, 111, A08304, doi:10.1029/2006JA011598.

Liu, L., W. Wan, Y. Chen, and H. Le (2011), Solar activity effects of the ionosphere: A brief review, *Chinese Sci. Bull.*, 56, 1202–1211, doi: 10.1007/s11434-010-4226-9.

Ma, R., J. Xu, W. Wang, and W. Yuan (2009), Seasonal and latitudinal differences of the saturation effect between ionospheric NmF2 and solar activity indices, *J. Geophys. Res.*, 114, A10303, doi:10.1029/2009JA014353.

Merrill, R.T., M.W. McElhinny, and P.L. McFadden (1996), *The Magnetic Field of the Earth*, Academic Press, California, USA, 531 pp.

Mielich, J. and J. Bremer (2013), Long-term trends in the ionospheric F2 region with different solar activity indices, *Ann. Geophys.* 31, 291–303.

Mikhailov, A.V. and D. Marin (2000), Geomagnetic control of the foF2 long-term trends, *Ann. Geophysicae* 18, 653-665.

Olson, P. (2013), The geodynamo's unique longevity, *Physics Today*, 66, 30-35.

Ratcliffe, J.A. (1972), *An Introduction to the Ionosphere and Magnetosphere*, Cambridge University Press, Cambridge, 256 pp.

- Rishbeth, H. (1972), Thermospheric winds and the F-region: A review, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 34, 1-47.
- Rishbeth, H. (1990), A greenhouse effect in the ionosphere?, *Planet. Space Sci.*, 38, 945-948.
- Rishbeth, H. and R. G. Roble (1992), Cooling of the upper atmosphere by enhanced greenhouse gases. Modeling of the thermospheric and ionospheric effects, *Planet. Space Sci.*, 40, 1011-1026.
- Rishbeth, H. (1998), How the thermospheric circulation affects the ionospheric F2-layer, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 60, 1385-1402.
- Rishbeth, H. and O.K. Garriott (1969), *Introduction to ionospheric physics*, Academic Press, New York, USA, 331 pp.
- Roble, R. G. and R. E. Dickinson (1989), How will changes in carbon dioxide and methane modify the mean structure of the mesosphere and thermosphere?, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 1441-1444.
- Salah, J.E. (1993), Interim standard for the ion-neutral atomic oxygen collision frequency, *Geophys. Res. Lett.* 20, 1543-1546.
- Schunk, R.W. and A.F. Nagy (2009), *Ionospheres. Physics, Plasma Physics, and Chemistry*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 628 pp.
- Shimazaki, T. (1955), World wide daily variations in the height of the maximum electron density in the ionospheric F2 layer, *J. Radio Res. Labs., Japan*, 2, 85-97.
- Thebault, E., C.C. Finlay, C. Beggan, P. Alken, J. Aubert, et al. (2015), International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation, *Earth, Planets and Space*, 67:79, doi:10.1186/s40623-015-0228-9.
- Ulich, T. and E. Turunen (1997), Evidence for long-term cooling of the upper atmosphere in ionosonde data, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1103-1106.
- Upadhyay, H. O. and K. K. Mahajan (1998), Atmospheric greenhouse effect and ionospheric trends, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3375-3378.

Yue, X., W. Wan, L. Liu, B. Ning and B. Zhao (2006), Applying artificial neural network to derive long-term trends in the Asia/Pacific sector from ionosonde observations, *Jour. Geophys. Res.*, 111, A10303, doi:10.1029/2005JA011577.

Yue, X., L. Liu, W. Wan, Y. Wei, and Z. Ren (2008), Modeling the effects of secular variation of geomagnetic field orientation on the ionospheric long term trend over the past century, *J. Geophys. Res.* 113: A10301, doi:10.1029/2007JAO12995.

Zolessi, B. and L.R. Cander (2014), *Ionospheric Prediction and Forecasting*, Springer-Verlag, Berlin, Germany, 240 pp.

## Apéndice A

### **Copia del paper:**

Ionospheric trends in Southern Hemisphere stations due to the increasing greenhouse gases concentration, Jose V. Venchiarutti, Blas F. de Haro, Ana G. Elías, *Annals of Geophysics*, Vol. 58, N° 3, 2015, A0332; doi:10.4401/ag-6707