

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICA

Departamento de Geofísica y Meteorología



**CAMBIOS A LARGO-PLAZO EN LA IONOSFERA Y SU
RELACIÓN CON LA ACTIVIDAD GEOMAGNÉTICA**

**MEMORIA PRESENTADA PARA OPTAR AL GRADO DE
DOCTOR POR**

Diego Marín Santos

Bajo la dirección de los Doctores:
Miguel Herraiz Sarachaga
Benito A. de la Morena Carretero

Madrid, 2002

ISBN: 84-669-1746-2

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
Departamento de Geofísica y Meteorología**

**CAMBIOS A LARGO-PLAZO EN LA IONOSFERA
Y SU RELACIÓN CON LA ACTIVIDAD GEOMAGNÉTICA**

Diego Marín Santos

**Tesis Doctoral
2003**



INTA/CEDEA

Estación de Sondeos Atmosféricos *El Arenosillo*,
Área de Investigación e Instrumentación Atmosférica,
Dpto. de Observación de la Tierra, Teledetección y
Atmósfera,
Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial.

Cambios a largo-plazo en la ionosfera y su relación con la actividad geomagnética.

Diego Marín Santos



Memoria presentada para acceder al grado de Doctor
**Dpto. de Física de la Tierra, Astronomía y
Astrofísica I,**
Facultad de CC. Físicas,
Universidad Complutense de Madrid.

Madrid, 2003

**Cambios a largo-plazo en la ionosfera y su relación con
la actividad geomagnética.**

Diego Marín Santos

Directores:

Dr. Miguel Herraiz Sarachaga

Dr. Benito A. De la Morena Carretero

Esta Tesis Doctoral ha sido financiada íntegramente por el Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA), merced a la concesión de una Beca Rafael Calvo Rodés durante el periodo 1997-2001, y ha contado con el asesoramiento científico del Dr. Andrei V. Mikhailov del “Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation” en Moscú (Rusia).

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi más sincero agradecimiento a los Directores de esta Tesis Doctoral, Dr. Miguel Herraiz Sarachaga y Dr. Benito A. de la Morena Carretero, así como al Dr. Andrei V. Mikhailov, por su inestimable ayuda y apoyo. Sin ellos, el desarrollo de este trabajo no hubiera sido posible. Muchísimas gracias.

Al Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial, I.N.T.A., especialmente al Departamento de Observación de la Tierra, Teledetección y Atmósfera, y al Departamento de Formación, responsables de la concesión de la Beca Rafael Calvo Rodés para la Formación de Personal Investigador que he disfrutado desde 1997 hasta 2001.

Desearía agradecer también los consejos del Profesor Dr. Edward Kazimirovsky, así como la colaboración prestada por el Departamento de Geofísica y Meteorología de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid, por el Observatorio del Ebro, y, en general, por todos los participantes de la Acción COST 251.

No puedo olvidarme de todos mis “colegas” de la Estación de Sondeos Atmosféricos, con los que he trabajado durante más de cinco años y que me han ayudado en la consecución de esta Tesis Doctoral. De Gloria, mi compañera en Ionosfera, de Moisés, con quien compartí tantos viajes a Madrid cuando realizaba los cursos de doctorado, de José Manuel y Federico, de Pilar y Manolo, de todos aquellos becarios que han pasado por la Estación, Ricardo, Tomás o José Antonio.

Ni de mi familia, amigos, y compañeros del Colegio Santa Teresa de Jesús de Huelva.

Por último, mi agradecimiento más especial es para Silvana. A ella y al hijo que esperamos les dedico con todo mi cariño esta Tesis Doctoral.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN **1**

- 1.1 Situación actual.
- 1.2 Propuesta de investigación.

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS **8**

- 2.1 El Sol como fuente de energía.
 - 2.1.1 El Sol: composición y estructura.
 - 2.1.2 Radiación electromagnética solar.
 - 2.1.3 Manchas solares.
 - 2.1.4 Actividad superficial solar: perturbaciones solares.
- 2.2 Atmósfera neutra de la Tierra.
 - 2.2.1 Estructura vertical: clasificación y composición.
- 2.3 La Ionosfera de la Tierra.
 - 2.3.1 Descripción de la ionosfera: capas ionosféricas.
 - 2.3.2 Observación de la ionosfera.
 - 2.3.3 Formación de la ionosfera: procesos principales.
 - 2.3.4 Región F2 de la ionosfera: procesos y ecuaciones fundamentales.
- 2.4 Tormentas ionosféricas en la región F2.
 - 2.4.1 Tormentas ionosféricas a latitudes medias.
 - 2.4.2 Tormentas ionosféricas a altas latitudes.

3. TENDENCIAS A LARGO-PLAZO EN f_oF2 y $hmF2$: CONTROL GEOMAGNÉTICO **42**

- 3.1 Datos y metodología.
 - 3.1.1 Datos.
 - 3.1.2 Metodología.
 - 3.1.3 Selección de años usada en el cálculo de las tendencias.
 - 3.1.4 Variaciones a largo-plazo de la actividad geomagnética.
 - 3.1.5 Obtención de los valores $hmF2$.

3.2 Tendencias en *foF2* y *hmF2*: resultados.

3.2.1 Tendencias en *foF2*.

3.2.2 Tendencias en *hmF2*.

4. INTERPRETACIÓN FÍSICA

83

4.1 Introducción.

4.2 Variaciones latitudinales de las tendencias detectadas.

4.3 Variaciones diurnas de las tendencias detectadas.

4.3.1 Latitudes inferiores.

4.3.2 Latitudes medias.

4.3.3 Altas latitudes.

5. TENDENCIAS A LARGO-PLAZO EN *foF2* y *hmF2*: NUEVA APROXIMACIÓN

100

5.1 Descripción del método.

5.2 Tendencias lineales en *foF2* y *hmF2*: resultados.

6. DISCUSIÓN, CONCLUSIONES, APORTACIONES Y LÍNEAS DE FUTURO

122

6.1 Discusión.

6.2 Conclusiones.

6.3 Aportaciones y líneas de futuro.

7. REFERENCIAS CITADAS EN LA MEMORIA

132

8. OTRA BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA

140

ANEXO I	144
----------------	------------

Publicaciones.

ANEXO II	217
-----------------	------------

Formato de datos iniciales.

ANEXO III	220
------------------	------------

Programas y subrutinas en Fortran77.

CAPÍTULO 1

Introducción

1. INTRODUCCIÓN

1.1 SITUACIÓN ACTUAL

En esta Tesis Doctoral se estudiarán las *tendencias a largo-plazo*^{1.1} que pueden existir en la región F2 de la *Ionosfera*^{1.2} a través de las variaciones de sus parámetros más representativos: *foF2*^{1.3} y *hmF2*^{1.4}. En la actualidad, estas tendencias están siendo analizadas por la comunidad científica fundamentalmente por dos razones.

Por una parte, existe un permanente interés relacionado con el problema de los cambios globales en la atmósfera terrestre debidos al impacto antropogénico. Algunos ejemplos de tales cambios en la baja atmósfera son bien conocidos: incremento de la concentración de dióxido de carbono, disminución del contenido de ozono, etc. Esta discusión referente al cambio global en la atmósfera se ha enfocado principalmente a la troposfera y estratosfera, por ser éstas las regiones que afectan de una forma directa e inmediata al desarrollo humano, tanto biológico como económico. Sin embargo, los cambios a largo-plazo en regiones superiores (mesosfera, ionosfera y termosfera) también deben ser tratados con atención, por su inherente interés científico y por su posible importancia práctica, ya que pueden proporcionar indicaciones útiles de cambios en niveles inferiores.

Por otra, la región F2 de la ionosfera presenta una gran aplicabilidad en el marco de los sistemas de comunicaciones, tanto terrestres como por satélite. Esta región atmosférica se comporta como un canal de comunicación terrestre que permite enlaces de larga distancia mediante propagación y reflexión de ondas de radio en el rango HF (“high frequency” – 3-30 Mhz). Además, la ionosfera, como medio ionizado, puede influir en sistemas de comunicación por satélite que requieren una gran precisión. En este sentido, se ha de mencionar que la frecuencia crítica *foF2* es uno de los parámetros básicos en el cálculo de perfiles de densidad electrónica y contenido total de electrones que se aplica para estimar el retardo experimentado por las señales emitidas por satélites cuando atraviesa la ionosfera. Este retardo puede producir, por ejemplo, un error en la medida de posicionamiento dada por sistemas de navegación como el GPS. Además, los perfiles de densidad electrónica determinados a partir de la frecuencia *foF2* pueden ser utilizados, como condición del estado ionosférico de base, en el cálculo de las irregularidades ionosféricas que dan lugar al centelleo de la señal del satélite que degrada la información necesaria para el posicionamiento.

^{1.1} **Tendencias a largo-plazo:** variaciones significativas en una escala temporal de años presentes en una determinada magnitud física.

^{1.2} **Ionosfera:** región de la atmósfera superior terrestre que contiene iones y electrones libres producidos por la ionización de los constituyentes de la atmósfera. La responsable de esta ionización es, preferentemente, la radiación solar ultravioleta y la precipitación de partículas energéticas. La ionosfera ejerce una influencia en la propagación de ondas de radio de frecuencias inferiores a aproximadamente 300 MHz.

^{1.3} **foF2** o frecuencia crítica de la capa F2: frecuencia a la que hay que emitir una onda electromagnética para que se refleje a la altura de la región F2 para la cual la densidad electrónica es máxima

^{1.4} **hmF2** o altura crítica de la capa F2: altura del máximo de densidad electrónica en la región F2.

Esta importancia que el conocimiento preciso de la región F2 ionosférica tiene para su aplicación en sistemas de comunicaciones ha motivado que en la actualidad existan numerosos centros de investigación interesados en su estudio y modelización. En Europa, destaca la formación de un grupo de investigadores agrupados en torno a la llamada Acción COST^{1.5}.

La primera Acción COST fue la Acción COST238, conocida como PRIME (Prediction and Retrospective Ionospheric Modelling over Europe). Este proyecto, operativo desde 1991 a 1995, tuvo como objetivos principales el desarrollo de modelos y mapas ionosféricos a partir de medidas experimentales, en la zona situada entre las latitudes 35N-55N y las longitudes 10W-30E, (Bradley y Vernon, 2000). España estuvo representada por la Estación de Sondeos Atmosféricos (ESAt) “El Arenosillo” (Huelva), perteneciente al Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA), y el Observatorio del Ebro (Tarragona).

Posteriormente, esta organización formada por 122 participantes de 46 organizaciones, pertenecientes a 20 naciones, continuó la investigación a través de la Acción COST251, IITS (Improved Quality of Service in Ionospheric Telecommunication Systems Planning). Además de la ESAt y el Observatorio del Ebro, la Escuela de Ingeniería La Salle de la Universidad Ramón Llull de Barcelona, el Departamento de Ingeniería Electrónica de Sistemas Informáticos y Automática de la Universidad de Huelva y el Departamento de Geofísica y Meteorología de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid, colaboraron en este proyecto europeo. Los objetivos más destacados de esta Acción se centraron en la recopilación de todo tipo de datos ionosféricos (sondeos verticales, sondeos oblicuos, contenido total de electrones...) para generar modelos de predicción sobre Europa y desarrollar una metodología de simulación de canales HF (Hanbaba y Zolesi, 2000). Este proyecto, que finalizó en el año 1999, ha tenido su continuación en la nueva Acción COST271 (Effects of the Upper Atmosphere on Terrestrial and Earth-Space Communications) que se desarrollará hasta el año 2004.

El problema de las tendencias a largo-plazo en la ionosfera ha sido tratado en profundidad por los mencionados grupos de investigación, principalmente con el objetivo de resolver las siguientes preguntas:

- En caso de existir tales tendencias, ¿son lo suficientemente importantes como para afectar la propagación HF ionosférica y su predicción?.
- ¿Están estas tendencias conectadas con influencias atmosféricas de origen antropogénico?.

Concretamente, en la Acción COST251 y en la Acción COST271 se crearon grupos específicos de trabajo (WG - “Working Groups”) para investigar las tendencias a largo-plazo en la ionosfera:

- WG 3.2.2 “Long-term trends of ionospheric change” dentro de Proyecto IITS perteneciente a la Acción COST251.

^{1.5} **COST** (European Cooperation in the field of Scientific and Technical Research): Cooperación Europea en el campo de la Investigación Técnica y Científica.

- WG 1.5 “Long-term trends in the ionosphere and upper atmosphere parameters” perteneciente a la nueva Acción COST271.

Consecuencia de este interés, ha sido la aparición de numerosas publicaciones discutiendo las variaciones globales que pueden producirse en la ionosfera (Givishvili y Leshchenko, 1994, 1995; Givishvili et al., 1995; Ulich y Turunen, 1997, Rishbeth, 1997; Jarvis et al., 1998; Bencze et al., 1998; Bremer, 1992, 1998, 1999a, 1999b, 2001; Danilov 1997, 1998, 2001, 2002; Upadhyay y Mahajan, 1998; Danilov y Mikhailov, 1999a, 1999b; Sharma et al., 1999; Foppiano et al. 1999; Deminov et al., 2000; Ulich, 2000; Marin et al., 2000, 2001; Mikhailov y Marin 2000, 2001; Garbatsevich et al., 2001, Alfonsi et al., 2002; Mikhailov et al., 2002; etc...).

Sin embargo, y aunque las observaciones ionosféricas llevadas a cabo por la red mundial de ionosondas proporcionan un excelente material experimental para este análisis, el mecanismo físico que explique el origen de tales tendencias aún es incierto. El comportamiento de los parámetros ionosféricos de la región F2 está fuertemente influenciado por la actividad solar y geomagnética. Esto dificulta el cálculo de los cambios globales que se pretenden detectar puesto que éstos son relativamente pequeños comparados con aquellos ocasionados por las variaciones solares y geomagnéticas. Por lo tanto, se requieren aproximaciones capaces de eliminar estas fuertes influencias, dependiendo en gran medida los resultados obtenidos de la metodología usada. Debe ser señalado que los distintos autores referenciados utilizan diferentes aproximaciones para extraer las tendencias a largo-plazo desde las observaciones ionosféricas, todas ellas basadas en la aplicación de modelos de regresión con índices solares para eliminar la dependencia solar.

Tres posibles causas pueden ser sugeridas para que se produzcan variaciones a largo-plazo en la ionosfera (Rishbeth, 1997): calentamiento global de la baja atmósfera (implicaría un enfriamiento de la atmósfera media y superior), contaminación química debida a causas naturales (ej. erupciones volcánicas) o producidas por el hombre, y cambios naturales a largo-plazo en la actividad solar o geomagnética.

Usando un modelo global para el conjunto mesosfera-termosfera-ionosfera, Roble y Dickinson (1989) estimaron que si los contenidos de los gases de efecto invernadero CO₂ y CH₄ se duplicaban, la temperatura en la mesosfera y termosfera disminuiría aproximadamente unos 10 y 5 K, respectivamente. Basándose en estos resultados, Rishbeth (1990) y Rishbeth y Roble (1992) predijeron un descenso de la ionosfera: mientras que la altura crítica de la capa E *hmE* disminuiría unos 2.5 km, la de la capa F2 *hmF2* lo haría entre 15-20 km. Por otra parte, no se esperarían cambios significativos en la concentración máxima de electrones de estas capas *NmE* y *NmF2*. Desde entonces, diferentes autores han intentado explicar los cambios globales observados en la ionosfera en los últimos 40-50 años como una manifestación del calentamiento que se produciría en la baja atmósfera como consecuencia del incremento de los gases de efecto invernadero (Bencze et al., 1998; Bremer, 1992, 1998; Givishvili y Leshchenko, 1994; Ulich y Turunen, 1997; Jarvis et al., 1998; Upadhyai y Mahajan, 1998).

Sin embargo, distintos estudios, entre los que se incluyen los presentados en esta Tesis Doctoral, han mostrado que las tendencias a largo-plazo observadas en la ionosfera no pueden ser explicadas mediante esta hipótesis. Bremer (1998, 1999) analizó las tendencias de los principales parámetros ionosféricos en 31 Estaciones europeas, obteniendo una fuerte dependencia longitudinal en las tendencias de los parámetros que caracterizan la región F2, f_oF2 y $hmF2$. Las tendencias en ambos parámetros resultaban ser de distinto signo para las Estaciones situadas al oeste y al este de la longitud $30^\circ E$. Concretamente, la magnitud media de la tendencia obtenida para sector longitudinal situado al oeste de Europa fue de -0.0024 Mhz por año para f_oF2 , y -0.185 km por año para $hmF2$. Por otra parte, las Estaciones europeas de longitud superior a $30^\circ E$ mostraron una tendencia media de 0.0015 MHz por año y 0.192 km por año para f_oF2 y $hmF2$, respectivamente. Estas diferencias longitudinales no pueden ser explicadas únicamente por el enfriamiento de la atmósfera superior provocado por el incremento de gases de efecto invernadero, ya que éste no guarda vinculación con la longitud. A las mismas conclusiones llegaron Upadhyay y Mahajan (1998) después de realizar un análisis similar también en 31 Estaciones, 21 de las cuales eran distintas a las consideradas por Bremer.

1.2 PROPUESTA DE INVESTIGACIÓN

En esta Tesis, se mostrará cómo las tendencias extraídas mediante el uso de modelos de regresión simple con índices que reflejan la influencia de la actividad solar, están fundamentalmente controladas por la actividad geomagnética. Las variaciones anuales que se producen en el estado de la actividad geomagnética, con periodos temporales durante los cuales se intensifica y otros para los que tiende a disminuir, provocan un efecto que no puede ser eliminado y que tiene que ser considerado en cualquier interpretación física que explique el origen de las tendencias. Para poder eliminar esta influencia geomagnética se ha de recurrir a nuevos métodos más refinados.

A continuación, se presentan los capítulos en los que ha sido estructurado el trabajo, junto con la propuesta de investigación que se realiza en cada uno de ellos:

➤ Capítulo 2: “Fundamentos teóricos”

El objetivo de este capítulo es proporcionar los fundamentos teóricos necesarios que permitan el entendimiento de la interacción Sol-Ionosfera. Se explican los principales mecanismos que controlan la formación de la región F2 de la ionosfera y se presentan las relaciones que existen entre los parámetros representativos de la misma. Además, se incide en las perturbaciones que se originan en esta capa ionosférica durante periodos de alta actividad geomagnética.

➤ Capítulo 3: “Tendencias a largo-plazo en *foF2* y *hmF2*: Control geomagnético”

En este capítulo, se analizan las variaciones anuales que muestran los parámetros característicos de la capa F2, *foF2* y *hmF2*, a partir de las cuales se obtendrán las tendencias globales de esta región ionosférica. Para ello se utiliza una nueva aproximación que ha permitido encontrar variaciones sistemáticas en las tendencias detectadas. Además, se mostrará la conexión existente entre dichas tendencias y los cambios a largo-plazo que se manifiestan en la actividad geomagnética.

Propuesta de investigación:

1. Desarrollar una nueva metodología basada en métodos de regresión simple para eliminar la fuerte influencia solar.
2. Obtener y analizar las tendencias globales que pudieran existir en la región F2 de la ionosfera a través de sus parámetros más representativos, *foF2* y *hmF2*.

➤ Capítulo 4: “Interpretación física”

La aplicación de esta nueva metodología proporciona una explicación diferente a las variaciones globales en la región F2 de la ionosfera, no conectada con la actividad antropogénica. Se mostrará que las tendencias están controladas por los cambios naturales a largo-plazo que se producen en la actividad geomagnética. De acuerdo a este argumento, las tendencias observadas se explican por el incremento en la actividad de tormentas ionosféricas en la región F2 ocasionado por el aumento detectado en actividad geomagnética durante el periodo de tiempo analizado.

Propuesta de investigación:

3. Ofrecer una interpretación física que aclare el origen de las tendencias detectadas.

➤ Capítulo 5: “Tendencias a largo-plazo en f_oF2 y h_mF2 : nueva aproximación”

En el capítulo 5 se presenta una nueva aproximación capaz de eliminar el fuerte efecto geomagnético presente en las tendencias detectadas en los capítulos anteriores. La aplicación de este nuevo método permite eliminar toda la influencia solar de las variaciones de f_oF2 y h_mF2 . De esta forma, es posible analizar las tendencias residuales que pudieran existir y aclarar definitivamente si su origen es natural o antropogénico.

Propuesta de investigación:

4. Encontrar una nueva aproximación capaz de modelar el fuerte efecto geomagnético y permita eliminar toda la influencia solar de las variaciones de f_oF2 y h_mF2 .
5. Una vez eliminada la dependencia solar, analizar las variaciones residuales de estos parámetros ionosféricos y aclarar el origen, natural o antropogénico, de las posibles tendencias significativas que pudieran presentar.

➤ Capítulo 6: “Discusión, conclusiones, aportaciones y líneas de futuro”

En este capítulo, se analizan los resultados obtenidos y se contrastan con aquellos más reseñables aparecidos en distintas publicaciones. Se continúa con un resumen de las principales conclusiones de cada capítulo, para finalizar con las aportaciones que los resultados presentados en esta Tesis Doctoral suponen al estudio de tendencias a largo-plazo y con las líneas de futuro.

Consecuencia del interés y aceptación mostrado por la comunidad científica internacional en el trabajo de investigación presentado en esta Tesis ha sido la publicación de los artículos:

- Mikhailov, A.V. y Marin, D., “Geomagnetic control of the *fo*F2 trends”, Ann. Geophys., 18, 653-665, 2000.
- Marin, D., Mikhailov, A.V., de la Morena, B.A., y Herraiz, M., “Tendencias a largo-plazo en la región F2 de ionosfera y su relación con la actividad geomagnética”, **Tendencias actuales en la investigación de la Ionosfera**, Herraiz, M. y De la Morena, B.A. Editores, Colección Física de la Tierra, 12, 263-280, Universidad Complutense, Madrid, 2000.
- Marin, D., Mikhailov, A.V., de la Morena, B.A., y Herraiz, M., “Long-term *hm*F2 trends in the Eurasian longitudinal sector on the ground-based ionosonde observations”, Ann. Geophys., 19, 761-772, 2001.
- Mikhailov, A.V. y Marin, D., “An interpretation of the *fo*F2 and *hm*F2 long-term trends in the framework of the geomagnetic control concept”, Ann. Geophys., 19, 733-748, 2001.
- Mikhailov A.V., Marin, D., Leschinskaya, T.Yu., y Herraiz, M., “A revised approach to the *fo*F2 long-term trends analysis”, Ann. Geophys., 20, 1663-1675, 2002.

Todas estas publicaciones se adjuntan en el Anexo I.

CAPÍTULO 2

Fundamentos teóricos

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

2.1 EL SOL COMO FUENTE DE ENERGÍA

2.1.1 El Sol: composición y estructura

El Sol es una esfera gaseosa de radio 6.96×10^5 km y masa 1.99×10^{33} g, aproximadamente. Está compuesto principalmente por hidrógeno, que constituye alrededor del 75% de su masa total, y helio, más una pequeña cantidad de elementos más pesados tales como hierro, silicio, neón, y carbono. Su densidad descende bruscamente a medida que la distancia desde su centro aumenta. Así, el 90% de su masa está contenida en la mitad más profunda de su radio.

El Sol es una estrella típica emitiendo radiación electromagnética en un amplio rango espectral, flujo continuo de plasma, y explosiones de partículas energéticas. En la región visible del Sol, la *fotosfera*, es donde se origina la mayor parte de la energía electromagnética que alcanza la Tierra. Esta zona, que puede ser considerada como la superficie del Sol, tiene un espesor aproximado de 500 km, y constituye la fuente de la radiación visible solar. Se asimila a un cuerpo negro de temperatura promedio 6000 K. La temperatura en esta capa varía desde 8000 K en su parte inferior hasta los 4000 K en la superior. La región sobre la fotosfera es la llamada *atmósfera solar* y está caracterizada por gases tenues y transparentes a la luz. Se divide en dos regiones: la *cromosfera* y la *corona*. La cromosfera se extiende sobre la fotosfera hasta una altura de 5000 km. En su parte inferior su temperatura está comprendida entre 4000 y 6000 K, aumentando drásticamente a partir de los 2000 km, llegando a alcanzar 10^6 K a los 5000 km. La corona solar, de temperatura aproximada 10^6 K, se extiende sobre la cromosfera muchos millones de kilómetros, no teniendo aparente terminación. Desde ella, un flujo de materia constituido por protones y electrones, llamado *viento solar*, se emite continuamente, que se desplaza por el sistema solar con velocidades del orden de 10^5 m / s. Debido a que el viento solar es emitido en medio de los fuertes campos magnéticos existentes en el Sol, se genera un débil campo magnético (de unos pocos nanoteslas), llamado *campo magnético interplanetario*, que estará ligado y será transportado junto con el plasma que constituye el viento solar. Este pequeño campo adquiere una forma espiral debido a que, aunque las partículas son emitidas casi radialmente, debido a la rotación del Sol sobre su eje, son posteriormente redistribuidas a lo largo de una espiral.

La rotación del Sol sobre su eje puede ser de gran importancia en determinados fenómenos geofísicos debido a que las regiones activas del Sol no están distribuidas uniformemente; así, la intensidad de ciertas de las emisiones recibidas en la Tierra varía de acuerdo a la rotación solar. El periodo de rotación del Sol aumenta con la latitud terrestre desde 25,4 días en el ecuador hasta 33 días en latitud 75° .

2.1.2 Radiación electromagnética solar

El Sol emite radiación electromagnética en un amplio rango de longitudes de onda, de la cual únicamente la mitad alcanza la superficie terrestre. La distribución de la radiación electromagnética solar emitida por el Sol en función de la longitud de onda que incide en la parte superior de la atmósfera constituye el llamado *espectro solar*. En la figura 2.1 se muestra la región del espectro solar hasta longitudes de onda de $3,2 \mu\text{m}$.

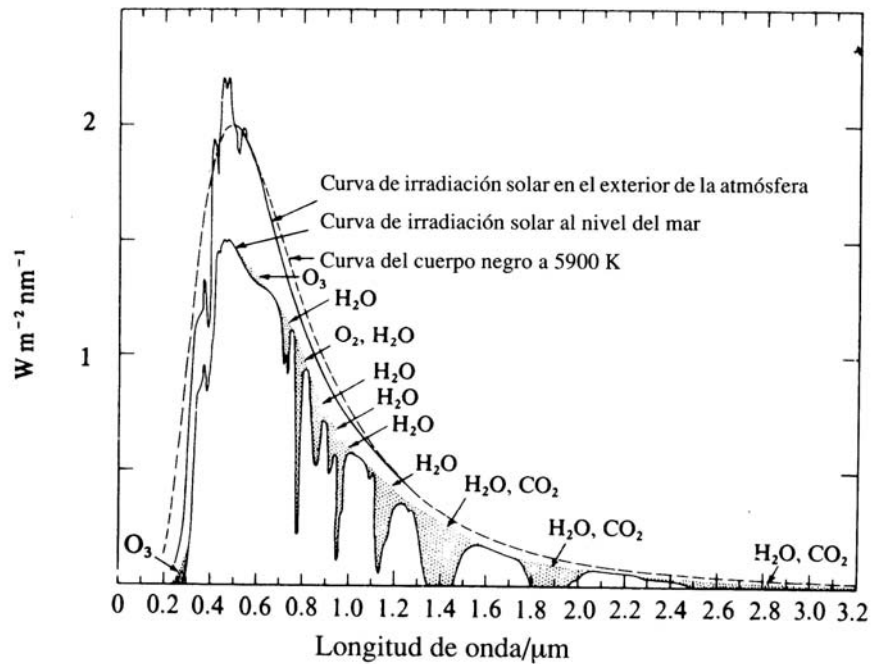


Fig. 2.1. Espectro de radiación solar electromagnética alcanzando la superficie de la Tierra, y fuera de la Atmósfera. La curva del cuerpo negro a 5900 K es incluida para comparación. Las áreas sombreadas muestran la absorción para una trayectoria vertical de la totalidad de la atmósfera por los componentes que se indican. (Houghton, 1992).

La forma del espectro solar corresponde aproximadamente a la de un cuerpo negro irradiando energía a 5900 K; la densidad espectral disminuye desde la región visible ($0,4 - 0,8 \mu\text{m}$) hasta aquellas zonas de longitudes de onda más cortas (ultravioleta, rayos-X y rayos- γ) y más largas (infrarrojos y radio). La radiación solar en las regiones de longitudes de onda más bajas es mucho más intensa que la correspondiente a la del cuerpo negro. Esto es debido a que estas longitudes de onda proceden de la corona más caliente (10^6 K), mientras que las más largas lo hacen de la fotosfera, cuya temperatura promedio es de alrededor de 6000 K. La mayor parte de energía está contenida en el rango de longitudes de onda $0,2 - 1,2 \mu\text{m}$, donde la densidad espectral media es del orden de $1,2 \text{ W} \times \text{m}^{-2} \times \text{nm}^{-1}$.

2.1.3 Manchas solares

Existen características en el Sol que son particularmente importantes e interesantes debido a su carácter transitorio y a los efectos que provocan. Las más conocidas y observadas son las *manchas solares*. Las manchas solares son regiones relativamente oscuras de la fotosfera, cuyo diámetro medio es de unos 10000 km. Generalmente, aparecen en grupos complejos. Las manchas más pequeñas persisten desde varios días hasta una semana, mientras que las mayores pueden durar varias semanas, reapareciendo aquellas de vida lo suficientemente larga durante el siguiente periodo de rotación solar. Generalmente se confinan en una zona comprendida entre los 40° y el ecuador, y nunca aparecen cerca de los polos. Si comparamos su temperatura promedio (4000 K) con la media de la fotosfera (6000 K), son regiones frías. Debido a esta relativa baja temperatura, su aspecto se muestra oscuro.

El número de manchas solares que aparecen en el disco solar promediadas alrededor de un periodo de tiempo es altamente variable. Existen periodos de tiempo en los que las manchas son relativamente numerosas, mientras que unos pocos años más tarde aparecen rara vez. Estos periodos son conocidos como de máxima y mínima actividad solar respectivamente, siendo el cambio periódico en el número de manchas solares un ciclo solar. El número de manchas que aparecían cada día y su posición en la cara del Sol han sido registrados continuamente durante los últimos 200 años, observándose que el intervalo medio de tiempo entre dos periodos de máxima actividad es aproximadamente de 11 años. Durante los años de máxima actividad, la superficie del Sol está violentamente perturbada y se observan comúnmente explosiones de partículas y radiaciones. Sin embargo, durante periodos de mínima actividad, dichas perturbaciones son mucho menos frecuentes.

El índice principal para cuantificar la actividad solar es el número de manchas solares de Wolf R definido como

$$R = k(f + 10g), \quad (2.1)$$

donde f es el número total de manchas solares observadas, g es el número de regiones solares perturbadas (pueden estar compuestas por manchas individuales o grupos de ellas) y k es un factor de corrección conectado con la sensibilidad del equipo de observación. A partir de R se obtiene el índice solar R_{12} , que es comúnmente utilizado en trabajos ionosféricos. R_{12} es un índice mensual obtenido al aplicar un promedio a 13 valores mensuales de R centrados en el mes en cuestión, dándole mitad de peso a los valores de los meses extremos (CCIR, 1998):

$$R_{12} = \left[\frac{R_{-6}}{2} + R_{-5} + \dots + R_0 + \dots + R_5 + \frac{R_6}{2} \right] / 12, \quad (2.2)$$

donde R_0 es el valor de R para el mes cuyo valor R_{12} queremos calcular y $R_{-6}, \dots, R_{-1}, R_1, \dots, R_6$, son los valores de R para los 6 meses anteriores y posteriores al mismo. A este índice suavizado nos referiremos mediante las siglas 12m-r-m (del inglés, “12-month running mean” – suavizado de medias móviles con una ventana de 12 meses) y lo denotaremos con el subíndice 12.

Otro índice que suele utilizarse como indicador del nivel general de actividad solar es el flujo de radiación $F_{10.7}$. Este índice es una medida del nivel de ruido generado por el Sol a una longitud de onda de 10.7 cm (2800 MHz). Su valor diario global se obtiene rutinariamente en unidades de $10^{-22} \text{ W m}^{-2} \text{ Hz}^{-1}$ para las 17 UT (mediodía local) en el observatorio de Pentictin (Canadá). Este flujo está altamente correlacionado con el número de manchas solares y sus valores, al igual que los del índice R_{12} , presentan una alta correlación con muchos parámetros de la ionosfera y atmósfera superior.

2.1.4 Actividad solar superficial: perturbaciones solares

Las distintas perturbaciones que se producen en el Sol suelen ir acompañadas por intensificaciones de radiación fotónica en determinadas partes del espectro solar, o por incrementos en el número de partículas que son emitidas continuamente desde el Sol. Cuando estos fotones y partículas adicionales alcanzan las proximidades de la Tierra, se producen en la atmósfera distintas situaciones anómalas dentro de lo que es su comportamiento “normal”.

A continuación se presentan algunas de las diferentes perturbaciones solares que existen junto con algunos de los principales y más conocidos fenómenos que dichas perturbaciones originan, particularmente, en la ionosfera de la Tierra:

- Incrementos repentinos de la radiación fotónica solar en determinadas partes del espectro, generalmente en la radiación-X – fenómeno conocido como *fulguración de rayos-X* –, o en la línea H- α visible – *fulguraciones solares*. Una fulguración solar normalmente viene acompañada por un incremento en la radiación-X solar en longitudes de onda menores que 1 nm, lo cual origina un repentino aumento en la concentración de electrones de la baja ionosfera. Esta situación provoca una serie de fenómenos que son agrupados bajo el nombre de *perturbaciones ionosféricas repentinas* (SIDs, “sudden ionospheric disturbances”).
- Emisiones de grandes concentraciones de protones y electrones, capaces de intensificar la velocidad y concentración del viento solar. El fenómeno es conocido como *evento solar de plasma*. La región de viento solar modificada se comporta como una nube de plasma más densa, y viaja como una onda supersónica que al alcanzar la parte superior de la atmósfera terrestre origina, entre otros fenómenos, modificaciones en el campo magnético terrestre –*tormentas magnéticas*– y distintos cambios en la ionosfera – *tormentas ionosféricas* –, los cuales se desarrollarán con más de detalle en el apartado 2.4 de este capítulo.
- Emisiones de pequeñas concentraciones de protones y electrones energéticos que viajan como partículas cargadas independientes al viento solar. A su llegada a la Tierra este plasma es desviado por el campo magnético, incidiendo en la baja ionosfera únicamente dentro de unas áreas limitadas alrededor de los polos geomagnéticos (los casquetes polares). Este fenómeno es conocido como *evento en el casquete polar*, y se traduce en un exceso de ionización en la baja ionosfera a alturas de 80-90 km.

2.2 ATMÓSFERA NEUTRA DE LA TIERRA

2.2.1 Estructura vertical: clasificación y composición

• Clasificación

Las regiones que componen la atmósfera de la Tierra pueden clasificarse de diferente forma según distintos criterios basados en variaciones con la altura de algunos de sus parámetros representativos, como pueden ser la temperatura, estado de mezcla y composición. En la figura 2.2 se muestran los términos más usados para diferenciar las distintas capas atmosféricas.

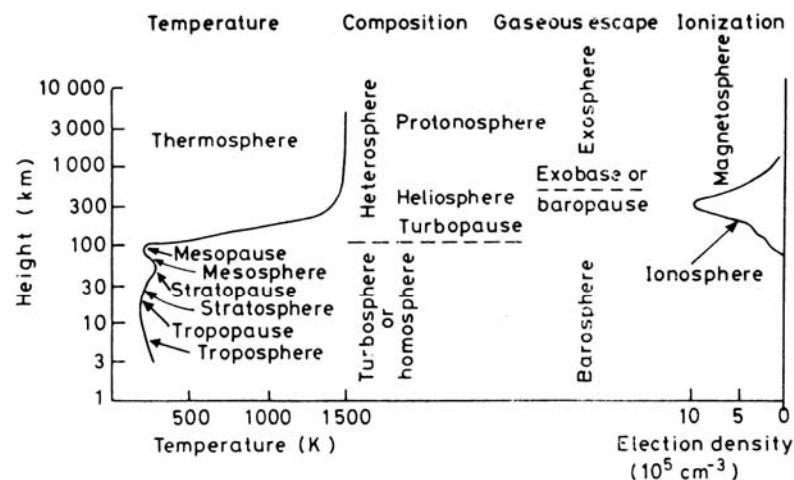


Fig. 2.2. Clasificación de la Atmósfera de la Tierra atendiendo a criterios basados en la temperatura, composición, estado de mezcla e ionización. (Hargreaves, 1992).

La clasificación principal está basada en el gradiente de temperatura. La estructura de la atmósfera puede estar netamente configurada por un perfil de temperatura representativo. De esta forma, la *troposfera* es la primera región atmosférica, en la que la temperatura disminuye con la altitud, desde la superficie, con un gradiente de alrededor 8 K/km. En la *tropopausa* (10-18 km de altitud, dependiendo de la latitud y la estación) se invierte esta tendencia comenzando la *estratosfera*. El aumento de temperatura característico de esta región, cuyo máximo aparece sobre los 50 km en la *estratopausa*, es debido primordialmente a la absorción por el ozono de parte de la radiación ultravioleta solar. Por encima de la estratopausa, en la *mesosfera*, el enfriamiento radiativo crea una disminución muy aguda de temperatura, hasta alcanzar un mínimo, de alrededor de 180 K, a los 80-85 km (parte más fría de la atmósfera, la *mesopausa*). Para alturas superiores a este mínimo, en la *termosfera*, la temperatura aumenta espectacularmente hasta valores que a menudo son superiores a 1000 K. Esto es debido a que las radiaciones ultravioletas de longitudes de onda más cortas son absorbidas a estas alturas.

Por otro lado, si atendemos a una clasificación atmosférica basada en el estado de mezcla y composición, podemos decir que la atmósfera queda dividida en dos regiones, la *turbósfera* u *homósfera*, donde las especies atmosféricas están bien mezcladas y las abundancias relativas de los constituyentes permanecen constantes con la altura, y la

heterosfera, donde la mezcla es inhibida por el gradiente de temperatura y los distintos constituyentes pueden separarse por la acción de la gravedad. El límite que separa estas dos regiones se sitúa entorno a 100 km y es conocido como *turbopausa*. La *homosfera* es relativamente uniforme en composición, excepto para los componentes minoritarios, debido a una variedad de fenómenos de mezcla turbulenta. Sin embargo, por encima de 100 km, en la *heterosfera*, la difusión de los gases es más intensa que su mezcla por turbulencia, por lo que sus concentraciones varían con la altura.

Dentro de la *heterosfera* se distinguen la *heliosfera* y la *protonosfera*. En ellas el gas está dominado por helio e hidrógeno respectivamente. A partir de los niveles más altos, por encima de los 600 km, los átomos individuales pueden escapar a la atracción gravitacional de la Tierra; esta región es la *exosfera*. La base de la *exosfera* es la *baropausa* o *exobase* y la región inferior a ella, la *barosfera*.

Por último, los términos *ionosfera* y *magnetosfera* se aplican respectivamente a las regiones ionizadas de la atmósfera y la región más externa a ella en donde el campo magnético controla el movimiento de las partículas.

- **Composición**

Cerca de la superficie, la atmósfera de la Tierra es un gas relativamente denso compuesto principalmente por moléculas de nitrógeno (representa el 78.1%) y oxígeno (representa el 20.9%), y otras pequeñas cantidades de especies minoritarias, tales como el dióxido de carbono, helio, ozono etc.

En la *homosfera*, hasta los 100 km, la turbulencia de la atmósfera origina una proporción casi constante entre las especies mayoritarias. Así, por debajo y cerca de 100 km, el N_2 y O_2 están en la misma proporción, de aproximadamente 4 a 1, que en las regiones atmosféricas inferiores. Sin embargo, esta completa uniformidad no puede mantenerse si hay fuentes y sumideros de determinadas especies. Debido a la radiación ultravioleta comprendida entre los 102.7 y 175.9 nm, el oxígeno molecular es disociado en oxígeno atómico según la reacción



donde $h\nu$ es un cuanto de radiación. La cantidad de oxígeno atómico empieza a aumentar a partir de 90 km, alcanzando la correspondiente de O_2 en alturas cercanas a 125 km. Por encima de los 250 km la densidad de O también supera la de N_2 .

Por encima de la *turbopausa*, donde la mezcla por turbulencia es menos efectiva que la difusión, cada componente adquiere una escala individual de altura que dependerá de su masa atómica o molecular. Debido a que la altura de escalas de los gases más comunes varían en un rango amplio ($H=1$, $He=4$, $O=16$, $N_2=28$, $O_2=32$), la composición relativa de la *termosfera* varía en función de la altura, llegando a ser los gases más ligeros progresivamente más abundantes. El oxígeno atómico domina a varios cientos de kilómetros, mientras que el helio lo hace en alturas superiores, en la *heliosfera*; finalmente el hidrógeno se convierte en la especie mayoritaria en la *protonosfera*.

2.3 LA IONOSFERA DE LA TIERRA

La región ionizada de la atmósfera, la *ionosfera*, puede definirse como la parte de la atmósfera terrestre donde los iones y electrones están presentes en cantidades suficientemente grandes como para afectar la propagación de ondas de radio. El medio, en su totalidad, es eléctricamente neutro, habiendo igual número de cargas positivas y negativas en un volumen dado. Aunque las partículas cargadas representan únicamente una minoría entre las neutras, ejercen una gran influencia en las propiedades eléctricas del medio. El límite inferior de la ionosfera se sitúa hacia los 50 km, no teniendo frontera superior bien definida; se solapa, por tanto, con la mesosfera y la termosfera.

2.3.1 Descripción de la ionosfera: capas ionosféricas

La ionosfera está formada por la ionización de gases atmosféricos, principalmente N_2 , O_2 y O . En la figura 2.3 se especifica la parte del espectro solar responsable de esta ionización en los distintos rangos de altura. En bajas y medias latitudes la energía requerida proviene fundamentalmente de la radiación solar en el extremo ultravioleta (EUV) y parte de rayos-X.

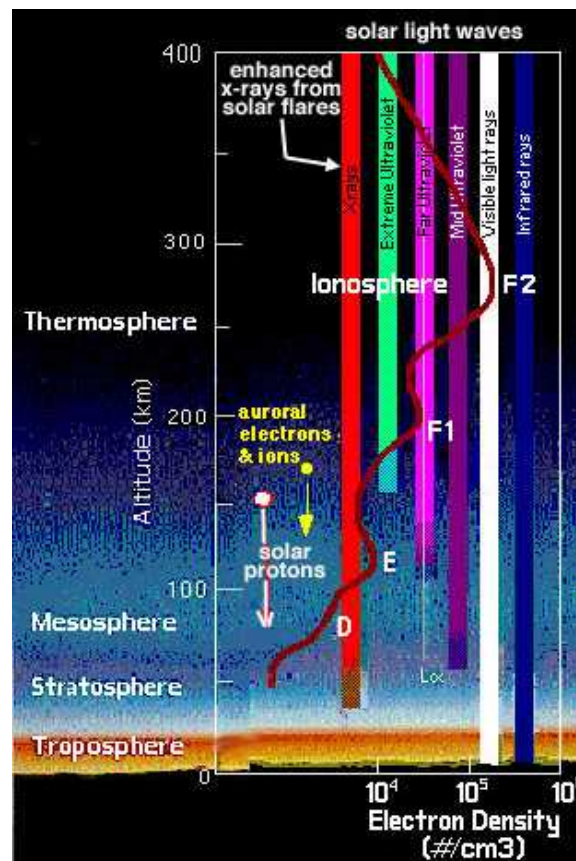


Fig. 2.3 Formación de la ionosfera a partir de la radiación solar (www.ngdc.noaa.gov).

La radiación solar es suficientemente intensa durante las horas de luz como para alterar la estructura electrónica de estos gases en alturas superiores a los 50 km. De este modo, cuando uno o más electrones de una molécula neutra de gas adquieren suficiente

energía como para escapar de las órbitas nucleares y transformándose en partículas libres cargadas negativamente, esta mezcla de gas se convierte en un *plasma*^{2.1}.

Esta radiación solar incide en una atmósfera neutra cuya densidad aumenta exponencialmente conforme se disminuye en altura. Como los fotones se absorben en el proceso de fotoionización, el propio haz decrece en intensidad y penetración. La combinación entre la disminución de la intensidad y el aumento de la densidad neutra, provoca un mecanismo sencillo que genera la capa básica de ionización. Una vez formada la ionosfera, los iones y electrones tienden a recombinarse y reaccionar con otras especies gaseosas, formando moléculas o átomos. De este modo, hay un equilibrio dinámico en el cual la concentración neta de electrones libres, *densidad electrónica*, depende de la velocidad relativa de los procesos de producción y pérdida, la cual dependerá del tipo de ion que exista en el plasma y su correspondiente interacción con el gas neutro.

La variación de la densidad de electrones con la altura depende fundamentalmente de la actividad solar y de las horas del día. En la figura 2.4 se muestran las diferencias existentes entre los perfiles verticales de densidad electrónica bajo condiciones de máxima y mínima actividad solar y horas diurnas y nocturnas. Se distinguen distintos picos en la densidad del plasma, los cuales delimitan las principales regiones ionosféricas, designadas con las letras *D*, *E* y *F*.

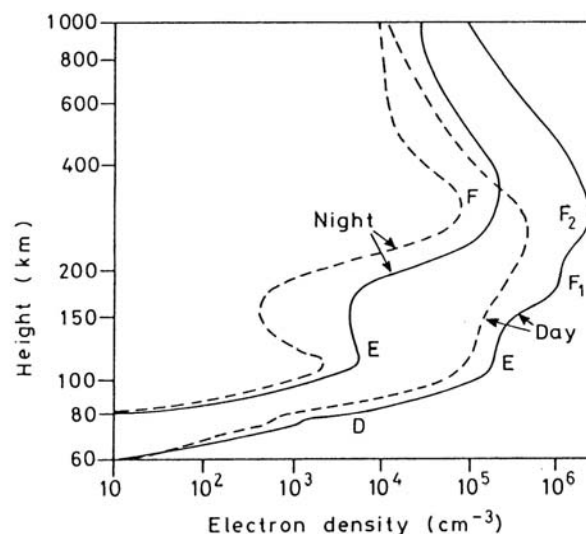


Fig. 2.4. Perfil vertical típico de la densidad de electrones en latitudes medias. Las líneas continuas y discontinuas presentan periodos de máxima y mínima actividad solar respectivamente. (Hargreaves, 1992).

^{2.1} **Plasma:** en general, el concepto de plasma define una mezcla de partículas cargadas eléctricamente en la que la carga negativa total es igual en valor absoluto a la positiva. Por tanto, el medio es eléctricamente neutro. Otra característica del plasma es la de conducir casi perfectamente la corriente eléctrica. El estado de plasma constituye el 99% de la materia del Universo. El paso al estado de plasma se produce a temperaturas por encima de los 10.000 °C, presentándose como un cuarto estado de la materia en múltiples fenómenos de la vida cotidiana (p.e. los anuncios luminosos) o de la naturaleza (p.e. rayos y auroras boreales).

A continuación se presentan algunas de las principales características de estas capas:

- **Capa D:** Se encuentra situada aproximadamente entre los 60 y 90 km. Está constituida preferentemente por O_2 , NO^+ , y electrones, siendo las principales fuentes de ionización la radiación Lyman- α a 121.5 nm, ultravioleta entre 102.7 y 111.8 nm y rayos-X entre 0.2 y 0.8 nm. Es una capa que se caracteriza por una elevada absorción de ondas electromagnéticas, causada por la alta densidad de partículas neutras que contiene (del orden de $7.2 \times 10^{21} \text{ m}^{-3}$), que provocan un elevado número de colisiones entre iones y electrones. Aparece principalmente durante las horas diurnas porque debido a la alta razón de colisión ($4 \times 10^7 \text{ s}^{-1}$) que presenta, produce una rápida recombinación que la hace desaparecer por la noche. Las propiedades típicas de esta región se resumen en la siguiente tabla (Hunsucker, 1991):

Parámetros	Región D
	60-90 km
	Día
Concentración neutra (m^{-3})	7.2×10^{21}
Concentración de electrones (m^{-3})	10^8
Temperatura (K)	250
Frecuencia de colisión Ión-Neutra (s^{-1})	6×10^6
Frecuencia de colisión Electrón-Neutra (s^{-1})	4×10^7

Tabla 2.1 Propiedades típicas de la región D.

- **Capa E:** Está comprendida entre los 100 y 140 km. Su composición química es, preferentemente, O_2 , O , NO^+ , O^+ , y electrones. La ionización es debida a la radiación ultravioleta comprendida entre 80 y 102.7 nm y rayos-X entre 1-10 nm. Esta capa está subdividida en tres, E , E_2 y E_s ; la más regular es la E , pero a veces observamos una capa superior E_2 , y frecuentemente, particularmente en verano, una capa no regular llamada E esporádica, E_s . Esta capa esporádica puede ser transparente u ocultante, es decir, puede permitir o no la observación de las capas superiores. Las propiedades típicas de esta región se resumen en la siguiente tabla (Hunsucker, 1991):

Parámetros	Región E	
	90-140 km	
	Día	Noche
Concentración neutra (m^{-3})	1.2×10^{19}	
Concentración de electrones (m^{-3})	1.7×10^{11}	10^{10}
Temperatura (K)	210	
Frecuencia de colisión Ión-Neutra (s^{-1})	7.6×10^3	
Frecuencia de colisión Electrón-Neutra (s^{-1})	48×10^3	42×10^3

Tabla 2.2 Propiedades típicas de la región E.

- **Capa F:** Está comprendida entre los 140 y 500 km de altura en latitudes medias. Dentro de ella distinguimos las capas *F1*, comprendida entre 140 y 200 km, y *F2*, situada a continuación hasta los 500 km aproximadamente, dependiendo de la latitud geográfica. La región *F1*, constituida principalmente por N_2 , NO^+ , O^+ y electrones, y la región *F2*, compuesta por O , N , O^+ y electrones, son atribuidas a la radiación solar comprendida entre los 20 y 90 nm. Las diferencias existentes entre las capas *F1* y *F2* son más significativas en latitudes medias durante los meses de verano y en las horas en las que el Sol está en su cenit. Sus características más representativas son (Hunsucker, 1991):

Parámetros	Región F					
	200 km		300 km		500 km	
	Día	Noche	Día	Noche	Día	Noche
Concentración neutra (m^{-3})	7.6×10^{15}		9.8×10^{14}	6.6×10^{14}	6×10^{13}	
Concentración de electrones (m^{-3})	3.5×10^{11}	3×10^{10}	1.1×10^{12}	3.5×10^{11}	$\approx 10^{10}$	
Temperatura (K)	1100		1360	980	1600	
Frecuencia colisión Ión-Neura (s^{-1})	5		0.75		6×10^{-2}	
Frec. Colisión Electrón-Neutra (s^{-1})	150	100	18	7	0.9	0.16

Tabla 2.3 Propiedades típicas de la región F.

Los picos máximos de densidad electrónica que delimitan estas capas ionosféricas y las alturas reales correspondientes a las cuales se alcanzan, se denotarán mediante las letras: *NmE* y *hmE*, para la capa E, *NmF1* y *hmF1* para la *F1*, y *NmF2* y *hmF2* para la *F2*.

Según puede apreciarse en la figura 2.4, la concentración electrónica en la ionosfera alcanza un valor máximo *Nm* (ó n_e^m), a una altura dada *hm*, a partir de la cual comienza a decrecer. Generalmente este máximo se alcanza a alturas correspondientes de la región *F2* y coincide con el máximo de esta capa caracterizado por *NmF2* y *hmF2*.

2.3.2 Observación de la ionosfera

La observación de la ionosfera ha sido llevada a cabo principalmente por sistemas sondeadores emplazados en tierra, llamados *ionosondas*, basados en la emisión de pulsos de alta frecuencia con los que caracterizar y analizar el contenido electrónico de las distintas regiones ionosféricas. El análisis de la ionosfera, junto al desarrollo de técnicas de medida, han convertido a las ondas de radio en uno de los medios de trabajo más significativos para la investigación de la media y alta atmósfera. Las señales emitidas desde un sondeador ionosférico y recibidas tras haberse reflejado en la ionosfera, no solamente son una confirmación experimental de la existencia de la ionosfera, sino que permiten deducir las condiciones físicas, químicas y dinámicas de ese plasma. Su interpretación presupone un conocimiento preciso de la propagación de las ondas electromagnéticas en un medio ionizado, tanto en el caso más sencillo, en el que sólo se considera el efecto producido por la presencia de iones y electrones, como en los más complicados, en los que se tiene en cuenta la influencia del campo magnético terrestre, y los choques de iones y electrones entre sí y con los átomos neutros.

Consideremos el caso más sencillo en el que se prescinde de los efectos introducidos por la presencia del campo magnético terrestre y de los choques de los electrones e iones con las partículas neutras. El índice de refracción para una atmósfera ionizada en la que se propaga una onda electromagnética puede expresarse como (Galdón, 1960)

$$\eta = \frac{c}{v} = \sqrt{1 - \frac{Ne^2}{\epsilon_0 m \omega^2}} = \sqrt{1 - \frac{f_N^2}{f^2}}, \quad (2.4)$$

siendo:

$$v = \frac{c}{\sqrt{1 - \frac{Ne^2}{\epsilon_0 m \omega^2}}}, \text{ la velocidad de fase en función de la velocidad de la luz } c.$$

- N , la densidad electrónica.
- e y m , la carga y masa del electrón respectivamente.
- $\omega = 2\pi f$, la velocidad angular en función de la frecuencia f de la onda.
- $f_N = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{Ne^2}{\epsilon_0 m}}$, la frecuencia del plasma que, como vemos, depende únicamente de la densidad electrónica.

Como se observa, el índice de refracción en una atmósfera ionizada disminuye al aumentar el número de electrones existentes en ella.

Si consideramos una ionosfera formada por estratificaciones homogéneas horizontales en las que la densidad iónica va aumentando con la altura, podemos asociar la propagación de una onda electromagnética en un medio ionizado al caso de propagación de un rayo luminoso, y aplicarle, de este modo, la ley de Snell. Por lo tanto, cuando una onda electromagnética parte desde tierra, penetra en la atmósfera neutra y alcanza la primera capa ionizada con un ángulo de incidencia i_0 respecto la vertical, se ha de satisfacer $\eta_0 \sin i_0 = \eta_1 \sin i_1$. Al ser el índice de refracción de la atmósfera neutra η_0 igual a la unidad y η_1 menor que ella, se tendrá que el ángulo de refracción i_1 se apartará de la normal. Al pasar a otra capa ionizada en la que la densidad iónica es mayor tendremos que $\eta_1 \sin i_1 = \eta_2 \sin i_2$, y por ser $\eta_2 < \eta_1$, el ángulo i_2 se apartará más de la normal; así irá ocurriendo al atravesar capas cada vez más ionizadas hasta que el ángulo i_N tome el valor de $\pi/2$. En este momento se cumple la condición de reflexión total, y por tanto a partir del mismo la onda irá atravesando en sentido inverso capas cada vez menos ionizadas, en las que el índice de refracción es cada vez mayor y el ángulo de refracción se irá aproximando otra vez a la normal. Luego, la condición para que exista reflexión total será:

$$\sin i_0 = \eta_N \sin \frac{\pi}{2} = \eta_N = \sqrt{1 - \frac{f_N^2}{f^2}}, \quad (2.5)$$

lo que quiere decir que para que una onda de frecuencia f de emisión, que incide en la ionosfera con un ángulo i_0 , se refleje ha de encontrarse una capa ionizada en la que la densidad iónica N sea tal que se verifique la igualdad anterior.

En el caso de incidencia vertical, $\sin i_0 = 0$, la condición de reflexión total viene dada por $1 - \frac{f_N^2}{f^2} = 0$, es decir, la frecuencia de emisión debe ser igual a la del plasma.

Por lo tanto, si emitimos distintos pulsos de frecuencia cada vez mayor, éstos se irán reflejando en alturas ionosféricas superiores, pues la densidad iónica que han de encontrarse para que se reflejen ha de ser progresivamente mayor.

• Equipos de Sondeo para el estudio de la ionosfera: Digisonda 256

El sistema sondeador más conocido e implantado es la *Digisonda 256* (DGS256) diseñada de la Universidad de Lowell (Massachusetts, USA) (Bibl et al., 1981). La DGS256 es un sistema de sondeos de incidencia vertical que, mediante un barrido de frecuencias, emite ondas electromagnéticas durante un tiempo prefijado y a una potencia variable con el tiempo y la frecuencia. Las ondas emitidas son absorbidas durante su recorrido en función del contenido de electrones de las regiones ionosféricas que atraviesan hasta que son reflejadas. La reflexión de una onda transmitida verticalmente a frecuencia f tendrá lugar a una altura para la cual la concentración electrónica n_e satisfaga la relación (Davies, 1990)

$$n_e (\text{cm}^{-3}) = 1.24 * 10^4 f (\text{Mhz})^2 \quad (2.6)$$

la cual es obtenida en ausencia de campo magnético terrestre e ignorando colisiones entre electrones y atmósfera neutra. La altura a la cual ha tenido lugar la reflexión del impulso emitido se deduce del tiempo que éste ha necesitado para llegar al nivel de reflexión y volver al suelo, suponiendo que la velocidad de propagación es constante e igual a la de la luz ($h' = ct/2$). Pero las ondas electromagnéticas al atravesar un medio ionizado sufren una disminución en su velocidad, tanto mayor cuanto mayor es la densidad iónica que encuentran. Por lo tanto, la altura verdadera a la cual ha tenido lugar la reflexión es inferior a esta altura, que denominaremos virtual, calculada asumiendo una velocidad de la señal igual a la de la luz.

La información de los distintos parámetros ionosféricos queda registrada en los llamados *ionogramas* (figura 2.5), en los que se representa la altura virtual a la cual se produce la reflexión frente a la frecuencia de emisión del pulso. En ellos, se diferencian las distintas capas ionosféricas, las alturas virtuales y frecuencias críticas que las caracterizan, así como los *rayos ordinario*^{2.2} y *extraordinario*^{2.3}.

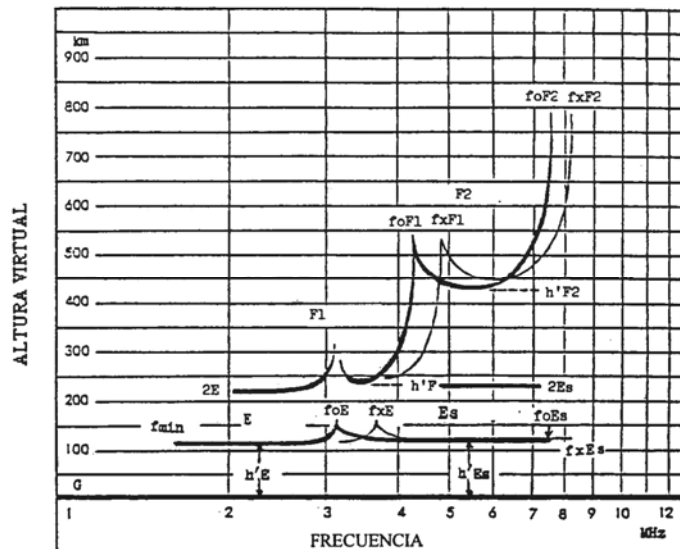


Fig. 2.5. Ionograma típico con las principales características de los rayos ordinario y extraordinario.

En la figura se observan los siguientes parámetros:

- f_{min} : es la menor frecuencia de la señal reflejada que registra el equipo de medida.
- foE : es la frecuencia crítica del rayo ordinario dentro de la primera estratificación de la región E. Está muy relacionada con el ángulo cenital solar, alcanzando normalmente su máximo valor alrededor del mediodía y presentando una variación diurna suave.

^{2.2} **Rayo ordinario**: en la propagación de ondas por la ionosfera, cuando una onda se refleja y sufre doble refracción, es el rayo que se refleja como lo hubiera hecho en ausencia de campo magnético, polarizado hacia la derecha.

^{2.3} **Rayo extraordinario**: en la propagación de ondas, cuando una onda se refleja en la ionosfera en presencia de campo magnético, es el rayo polarizado hacia la izquierda, cuya desviación depende de la intensidad de dicho campo magnético.

- $h'E$: representa la altura virtual mínima de la capa E.
- $foEs$: es la frecuencia máxima de la componente ordinaria de la capa E esporádica, *Es*. Esta capa aparece de forma impredecible en un rango de altura de 100 a 170 km y evoluciona de forma rápida.
- $h'Es$: representa la altura virtual mínima de la traza de la capa *Es*.
- $fbEs$: es la frecuencia de ocultamiento de la capa *Es*, es decir, la primera frecuencia a la cual, la capa *Es* permite reflexiones de capas superiores. Expresa la “transparencia” de la capa esporádica y se mide como la menor frecuencia de la componente ordinaria de la traza inmediatamente superior que es observada a través de ella.
- $foF1$: es la frecuencia crítica de la componente ordinaria de la capa F1 y varía a latitudes medias desde 4 a 6 MHz con el ángulo cenital solar. Esta capa aparece algunas veces influenciada por otras estratificaciones (ej. TIDs, “Travelling Ionospheric Disturbances”). Además, tiende a ser muy estable durante el día, no reflejando las grandes depresiones que suele presentar la capa F2 durante condiciones de tormentas geomagnéticas.
- $h'F$: representa la altura virtual mínima de la componente ordinaria de cualquier capa F (F1 o F2).
- $h'F2$: es la altura virtual mínima de la componente ordinaria de la estratificación más alta de la región F.
- $foF2$: es la frecuencia crítica del rayo ordinario de la capa F2. Es el parámetro más importante para aplicaciones de telecomunicación.
- fxI : se define como la frecuencia más elevada a la cual hay reflexión en la región F (F1 o F2).
- Todos los parámetros presentados con la letra x, (fxE , $fxEs$, $fxF1$ y $fxF2$), representan de forma análoga, las componentes del rayo extraordinario.

Hay que mencionar que no aparecen parámetros característicos de la capa D. Esto es debido a que los ecos de esta capa no se muestran en los ionogramas ya que, dadas las densidades propias de dicha capa, las frecuencias necesarias para obtener una reflexión son demasiado bajas.

En España existen dos Digisonda 256 que registran información real del estado de la ionosfera de una forma continua. Están ubicadas en la Estación de Sondeos Atmosféricos de El Arenosillo - INTA (Huelva) y en el Observatorio del Ebro (Tarragona). Por lo general, estos equipos realizan sondeos verticales las 24 horas del día, aunque durante determinados periodos de tiempo, pueden hacerlo incluso cada 5 minutos. En la figura 2.6 se muestra la antena transmisora, una de las 7 antenas receptoras y el sistema de control de la Digisonda 256 ubicada en la Estación de Sondeos Atmosféricos El Arenosillo. Además, en la figura 2.7 se ilustra un ionograma digital registrado por este equipo.

Las características técnicas más destacables de este sistema sondeador son las siguientes:

- Rango de frecuencias: 0.5-30 Mhz - ajustable según época del año-.
- Duración del sondeo: desde 20 segundos a varios minutos.
- Anchura de pulso: 66 microsegundos ó 133 microseg. para 50 y 100 hz.
- Potencia de pico: 10 Kw.
- Impedancia de salida: 50 ohmios.
- Rango de alturas: 100 a 2000 km posibles (600 en latitudes medias)

La antena transmisora de polarización vertical, es una antena rómbica de 38 m de lado, con una impedancia de salida de 600 ohmios, adaptada a los 50 ohmios del transmisor.

El campo de antenas receptoras, está formado por siete antenas, representando un triángulo equilátero de 62 m de lado. Su polarización, es habitualmente vertical, pero modificando el programa preestablecido puede tener polarización horizontal y oblicua. Cada antena está formada por dos conductores de cobre con una carga central y en posición cruzada Norte-Sur, Este-Oeste, situados dentro de una armadura de PVC, en cuya parte inferior están instalados un preamplificador y un adaptador de impedancia. El conjunto de antenas opera en HF hasta los 30 Mhz.



Fig. 2.6 Digisonda 256 de la Estación de Sondeos Atmosféricos “El Arenosillo” – INTA (37.1°N ; 6.7°W)

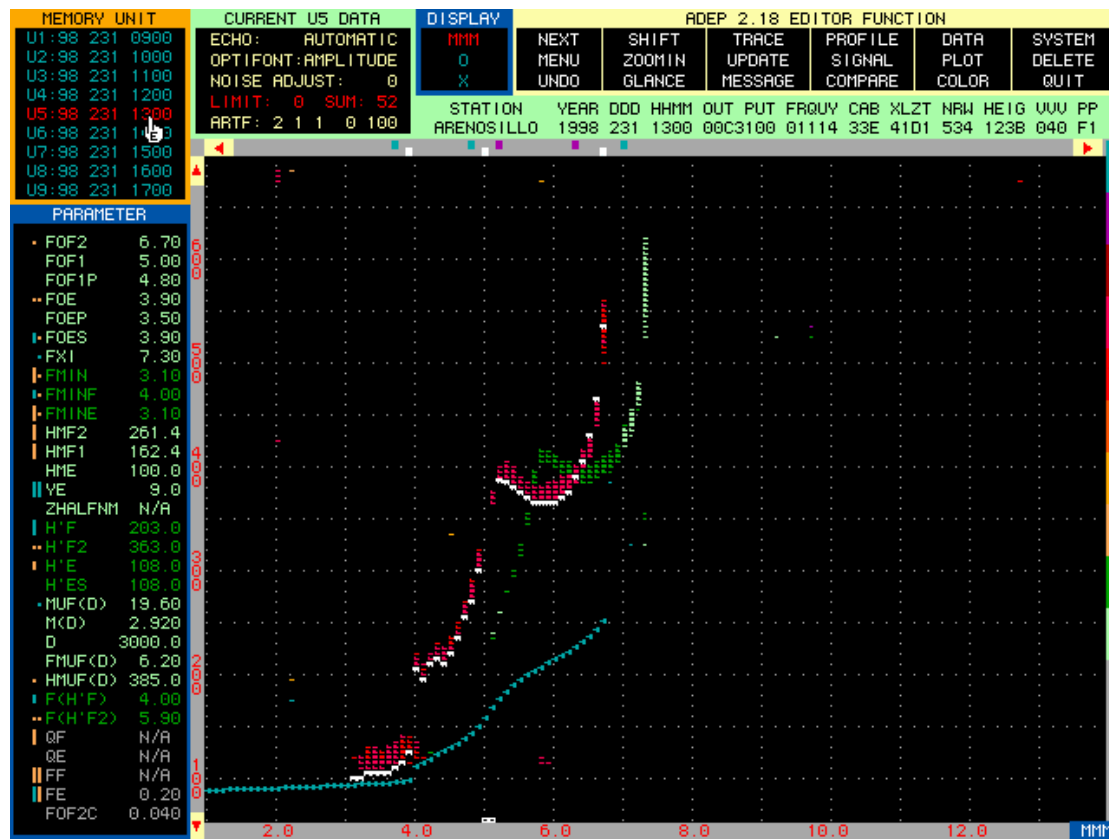


Fig. 2.7 Ionograma registrado en la Estación de “El Arenosillo” el día 19 de agosto de 1998 a las 13:00 horas tiempo universal.

La gran desventaja que presentan este tipo de sistemas sondeadores emplazados en tierra es que están restringidos a observaciones correspondientes a alturas por debajo del máximo de la capa F2, $hmF2$. Para el estudio de la parte alta de la ionosfera, por encima de $hmF2$, se han desarrollado radares que mediante técnicas de *esparcimiento incoherente* (“incoherent scatter radars”), y manteniendo su emplazamiento en tierra, son capaces de medir parámetros ionosféricos por debajo y encima del pico simultáneamente, y, además, distintas propiedades de la atmósfera superior (densidad neutra, temperatura, composición). Estos radares trabajan con señales muy débiles y requieren, por tanto, transmisores de muy alta potencia, grandes antenas, receptores muy sensibles y sofisticados sistemas de procesamiento de datos, suponiendo su construcción un alto coste. Debido a ello son relativamente pocos los que están o han estado en operación. Entre ellos destaca el radar europeo *EISCAT* (“European Incoherent SCATter”), operativo desde 1983. El radar EISCAT dispone de un transmisor y receptor emplazados en Tromsø (69.6°N ; 19.2°E) (Noruega) y de otros 3 receptores localizados en Murmansk (69.0°N ; 33.0°E) (Rusia), Kiruna (67.9°N ; 20.4°E) (Suecia), y Sodankylä (67.4°N ; 26.6°E) (Finlandia).

2.3.3 Formación de la ionosfera: procesos principales

La teoría de la formación de la ionosfera se basa en la conocida ecuación de continuidad, que describe la variación de un componente ionizado dado con respecto a tres procesos principales: formación, recombinación y transporte de iones y electrones. Si n_i es la concentración de la especie ionizada i y $\vec{V}_i$ su velocidad de transporte, el cambio de concentración debido a este proceso es igual a la divergencia del flujo $n_i \vec{V}_i$. Usando la notación estándar q y L para la *tasa de producción* y *recombinación* de iones y electrones respectivamente, la ecuación de continuidad para la especie ionizada i , bajo condiciones de neutralidad de carga del plasma (concentración de electrones $n_e = \sum n_i$), puede ser escrita:

$$\frac{\partial n_i}{\partial t} = q_i - L_i - \text{div}(n_i \vec{V}_i) \quad (2.7)$$

- **Absorción por radiación fotónica: proceso de ionización**

Cuando la atmósfera absorbe la radiación solar, se calienta, sus moléculas se disocian y se generan electrones libres. La tasa a la cual la disociación o ionización es producida (tasa de producción) es proporcional, a cualquier altura, a la concentración del gas y a la intensidad de la radiación. Si I_λ es la intensidad de radiación ionizante con longitud de onda λ a cualquier nivel de la atmósfera, y n_j es la concentración de átomos o moléculas de la especie j que puede ser ionizada por esa radiación, la producción de pares ion-electrón en 1 cm^3 por unidad de tiempo puede ser expresada:

$$q_{j\lambda} = \sigma_{ij\lambda} I_\lambda n_j \quad (2.8)$$

donde $\sigma_{ij\lambda}$ es la *sección eficaz de ionización* de la especie j para la longitud de onda λ de la radiación incidente.

Por otra parte, la atenuación que sufre la radiación de intensidad I_λ , al atravesar una capa atmosférica de espesor dh , con una concentración de partículas n , viene dada por la magnitud:

$$dI_\lambda = -\sum_j \sigma_{aj\lambda} I_\lambda n_j dh = -I_\lambda d\tau_\lambda, \quad (2.9)$$

donde τ_λ es el *espesor óptico de la atmósfera* a la altura h y $\sigma_{aj\lambda}$ es la *sección eficaz de absorción* de la especie j a la longitud de onda λ .

Para describir las diferentes condiciones de iluminación solar en la atmósfera superior, la ecuación 2.9 suele escribirse de la forma:

$$dI_\lambda = -I_\lambda Ch(\chi) d\tau \quad (2.10)$$

donde la magnitud sin dimensiones $\text{Ch}(\chi)$, conocida como *función de Chapman*, es una medida de la variación del espesor de la atmósfera en función del ángulo cenital χ . Si $\chi \leq 70^\circ$, la función de Chapman es aproximadamente igual a $\sec \chi$, mientras que si $\chi > 70^\circ$ se suele utilizar la siguiente aproximación

$$\text{Ch}(\chi) \approx \sqrt{\frac{\pi x \sin \chi}{2}} e^{\frac{x \cos^2 \chi}{2}} \left[1 \pm \text{erf} \left(\frac{x \cos^2 \chi}{2} \right)^{1/2} \right] \quad (2.11)$$

donde $x = (R_0 + h)/H$, siendo R_0 el radio de la Tierra y H la *altura de escalas* de la atmósfera. Los signos $\pm$ corresponden a los casos $\chi > \text{ó} < 90^\circ$ respectivamente.

Obteniendo I_λ al integrar la ecuación 2.10, teniendo presente que cuando $h \rightarrow \infty$ el valor de $I_\lambda \rightarrow I_{0\lambda}$, siendo $I_{0\lambda}$ la intensidad de la radiación monocromática antes de penetrar en la atmósfera, y sustituyendo el valor en la ecuación 2.8, se obtiene una expresión final para la tasa de producción de iones a partir de las especies j :

$$q_j = n_j \sum_{\lambda_{ij}}^{\lambda_r} I_{0\lambda} \sigma_{ij\lambda} \exp \left[- \sum_j \sigma_{aj\lambda} \int_h^\infty \text{Ch}(\chi) n_j dh \right] \quad (2.12)$$

donde se ha considerado el espectro completo, desde un umbral de inicio, λ_i , hasta los rayos X, λ_r , y se ha tenido en cuenta que la atmósfera neutra es un sistema compuesto por varias especies j .

Otra fuente de ionización en la ionosfera terrestre son las partículas energéticas, protones y electrones, que impactan en la atmósfera provenientes del Sol. Aunque a latitudes medias la ionización que producen es muy pequeña comparada con la generada por los fotones, puede llegar a ser importante bajo ciertas condiciones. Adquiere especial relevancia durante períodos de perturbaciones geomagnéticas (para los que son particularmente intensas), durante la noche (cuando la radiación fotónica está ausente), y a pequeñas alturas que los fotones no pueden alcanzar. A latitudes altas estas partículas son frecuentemente la fuente de ionización dominante.

• Distribución de iones y electrones: Procesos de recombinación y transporte

Las partículas cargadas, iones y electrones, formadas en un volumen definido como resultado de la ionización, pueden ser destruidas inmediatamente dentro del volumen o ser desplazadas a otras regiones de la ionosfera por procesos dinámicos. Por simplicidad, en este apartado se consideran únicamente electrones producidos por radiación ionizante.

Consideremos condiciones tales en las que no exista ni producción de electrones ($q=0$) ni pérdidas por transporte. La primera condición tiene lugar, por ejemplo, durante la noche si la radiación solar es la única fuente de electrones. La pérdida de electrones por unidad de volumen y tiempo estará entonces relacionada con la tasa de pérdida o

recombinación, la cual depende de la concentración de electrones n_e y puede ser escrita $L(n_e)$. Por lo tanto, bajo estas condiciones, la concentración de electrones decae de acuerdo a la expresión

$$\frac{\partial n_e}{\partial t} = -L(n_e) \quad (2.13)$$

En algunas situaciones, la tasa de recombinación es proporcional a la concentración, por lo que $L(n_e) = \beta n_e$, y el decaimiento de electrones presentará una variación exponencial $n_e = n_0 e^{-\beta t}$. En otras situaciones, los electrones se recombinan con iones positivos n_i por lo que, considerando $n = n_e = n_i$, $L(n) = \alpha n_e n_i = \alpha n^2$, donde α es una constante de recombinación. Si la concentración para $t=0$ es n_0 , para un instante t se tendrá

$$\frac{1}{n} - \frac{1}{n_0} = \alpha t \quad (2.14)$$

Aunque esta variación temporal no es exponencial, es conveniente describir la tasa de cambio en un instante determinado como si lo fuera. Para este propósito, puede escribirse

$$\frac{\partial n}{\partial t} = -(\alpha n)n = -\beta n, \quad (2.15)$$

donde $\beta^{-1} = (\alpha n)^{-1}$ es una cantidad denominada constante de tiempo equivalente.

Además de la pérdida debida a la recombinación, los electrones también pueden desaparecer de un volumen dado por desplazamiento a otros lugares. Si los electrones tienen una velocidad de transporte común $\bar{V}_e$, el número que escapan de la unidad de volumen por unidad de tiempo es

$$\text{div}(n_e \bar{V}_e) = n_e \text{div} \bar{V}_e + \bar{V}_e \text{grad } n_e \quad (2.16)$$

Por tanto, el cambio en el número de electrones por unidad de volumen puede ser debido a un cambio en su velocidad ($\text{div} \bar{V}_e$) o a un cambio en su concentración ($\text{grad } n_e$). Debido a que el gradiente en la concentración de electrones se produce principalmente en la dirección vertical, la componente vertical de $\bar{V}_e$ es la más importante en la determinación de la magnitud $\text{div}(n_e \bar{V}_e)$. Si V_z es la velocidad vertical hacia arriba, la pérdida de electrones por unidad de tiempo y volumen debida a movimientos de transporte vendrá dada por

$$-\frac{\partial n_e}{\partial t} = \frac{\partial (n_e V_z)}{\partial z} \quad (2.17)$$

Estos movimientos verticales pueden ser provocados por difusión en un campo gravitacional, campos eléctricos y magnéticos, o por vientos soplando en los alrededores de los gases.

Durante el transcurso del día, la tasa de producción por radiación solar a cualquier altura aumenta, alcanza un máximo y disminuye; en algún momento la concentración de electrones también alcanza un máximo, por lo que para este instante

$$0 = q - L(n_e) - \frac{\partial(n_e V_z)}{\partial z} \quad (2.18)$$

Aunque esta expresión es estrictamente cierta cuando $\frac{\partial n_e}{\partial t} = 0$, puede ser aplicada

también cuando la tasa de cambio ($\frac{\partial n_e}{\partial t}$) sea pequeña en comparación con el resto de términos de la ecuación de continuidad. Excepto durante la salida y puesta de sol, esta aproximación suele ser válida para cualquier rango de alturas y puede ser utilizada para discutir la situación durante el día. A la distribución deducida según esta aproximación se la conoce como *distribución de cuasi-equilibrio*. En una distribución de esta clase, la pérdida de electrones está dominada frecuentemente por recombinación o por transporte, dependiendo del rango de alturas considerado. En las regiones E y F1 los procesos de transporte pueden ser despreciados. De esta forma, $L(n_e) \gg \frac{\partial(n_e V_z)}{\partial h}$ y $q = L(n_e)$, por lo que la tasa de producción por radiación fotónica se compensa por procesos de pérdida de origen químico; se dice que existe un *equilibrio fotoquímico*. Por el contrario, en la parte alta de la ionosfera, el transporte es el principal proceso. En este caso, $L(n_e) \ll \frac{\partial(n_e V_z)}{\partial z}$ y la producción se compensará por el movimiento y salida de electrones del volumen donde fueron generados. Se dice que hay un *equilibrio dinámico*.

- **Temperatura de iones y electrones**

A principios de los años 60 los avances en las técnicas de medida a alturas ionosféricas permitieron observar cómo los diferentes componentes de la atmósfera superior se encuentran a distinta temperatura. A alturas superiores a los 150 km, la temperatura de los electrones T_e llega a ser considerablemente mayor que la de las partículas neutras T_n e iónicas T_i . Mientras que las diferencias entre T_e y T_n aumentan a medida que la altura aumenta, las de T_e y T_i disminuyen.

La principal fuente de calor para el gas de electrones es la fotoionización de la atmósfera neutra por la radiación solar de onda corta. La energía cinética de los electrones formados por fotoionización (*foto-electrones*) es mucho mayor que la correspondiente al gas de electrones del medio. Los foto-electrones ceden su exceso de energía por colisiones elásticas con electrones, iones y partículas neutras, lo cual

provoca el calentamiento de las distintos componentes. Debido a que la cantidad de energía transmitida por los foto-electrones depende de la masa del respectivo constituyente con el que colisiona, las colisiones elásticas con el gas de electrones serán más efectivas que las colisiones con las partículas neutras. Por ello, el gas de electrones se calienta intensamente. Por otra parte, en aquellos lugares en donde la fotoionización tiene menos relevancia (alta ionosfera), la conducción térmica es la responsable de la temperatura superior que presentan los electrones respecto la de los constituyentes neutros. A altas alturas, los electrones de alta energía calientan el gas de electrones y este calor es transmitido a la ionosfera por conducción a través de las líneas de fuerza del campo magnético.

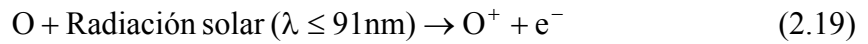
2.3.4 Región F2 de la ionosfera: procesos y ecuaciones fundamentales

En este apartado detallaremos los principales procesos (producción, recombinación y transporte de iones y electrones) que intervienen en la formación de la región F2 de la ionosfera, que es la que presenta mayor interés para los propósitos de esta Tesis Doctoral. Además se mostrarán expresiones que describen el comportamiento de la región F2 a través de sus parámetros representativos $NmF2$ y $hmF2$.

- **Reacciones de ionización y recombinación**

La región F2 de la ionosfera está compuesta predominantemente por iones O^+ y electrones, siendo el constituyente mayoritario neutro el oxígeno atómico O.

La fotoionización del oxígeno atómico según la reacción



es la principal responsable de la existencia de partículas cargadas en esta región ionosférica. La tasa de producción q de O^+ , ion mayoritario en esta región, y e^- es directamente proporcional a la concentración de oxígeno atómico $[O]$

$$q = J_0 [O] \quad (2.20)$$

donde J_0 representa la *frecuencia de ionización* de este constituyente y los corchetes hacen referencia a concentraciones.

Por otra parte, la pérdida de iones O^+ es debida a las reacciones



donde k_1 y k_2 son las constantes que controlan la velocidad de pérdida de iones O^+ en la región F2, ambas dependientes de la temperatura del gas neutro (Hierl et al., 1997). Los iones moleculares resultantes NO^+ y O_2^+ son destruidos con rapidez por recombinación disociativa



Por lo tanto, la tasa de pérdida de ionización en este rango de alturas será

$$L(n_i) = \beta [O^+] \quad (2.25)$$

, donde β dependerá de la densidad de los gases moleculares O_2 y N_2 ,

$$\beta = k_1[N_2] + k_2[O_2] \quad (2.26)$$

• Procesos de transporte

Los procesos dinámicos también juegan un papel importante en la formación de la región F2 ionosférica. En esta región, el plasma es transportado principalmente de una forma vertical por difusión en un campo gravitatorio y por la acción de vientos termosféricos y campos eléctricos. De esta forma, la componente vertical de la velocidad del plasma puede ser expresada como $V_z = V_d + w$, donde V_d y w son las componentes verticales de la velocidad de difusión y la velocidad debida a vientos y campos eléctricos, respectivamente.

➤ Difusión

Consideremos la región F2 como un plasma formado por electrones e iones O^+ , cuyas temperaturas, masas, concentraciones y velocidades de difusión son, respectivamente, T_e , T_i ; m_e , m_i ; n_e , n_i ; V_{de} , V_{di} . Para estudiar una difusión simultánea de los electrones e iones, *difusión ambipolar*, a través de los constituyentes mayoritarios neutros O , O_2 y N_2 y en presencia de un campo gravitatorio, se supone que las concentraciones y velocidades de electrones e iones son iguales.

Los electrones tienden a presentar una difusión más rápida que los iones debido a que su masa es menor, pero al hacerlo se crea un campo eléctrico de polarización que reduce su velocidad. Este campo favorece el movimiento de los iones y tiende a acelerarlos. Por lo tanto estamos suponiendo que se alcanza un estado estacionario en el cual los iones y electrones se mueven con la misma velocidad de difusión y tienen las mismas concentraciones. Asumiendo además $m_e \ll m_i$ y $m_e v_{en} \ll m_i v_{in}$, donde v_{en} y v_{in} son las *frecuencias de colisión* de los electrones e iones O^+ con los constituyentes neutros, se tiene que la velocidad de difusión del plasma bajo una aproximación ambipolar puede ser expresada (Giraud y Petit, 1978)

$$V_d = -D_a \sin^2 I \left[\frac{1}{n_e} \frac{dn_e}{dz} + \frac{1}{H_p} \right] \quad (2.27)$$

donde $D_a = \frac{k(T_e + T_i)}{m_i v_{in}}$ es el coeficiente de difusión ambipolar, k es la constante de

Boltzmann, I es el ángulo de inclinación del campo magnético de la Tierra y H_p es la altura de escalas del plasma definida por la ecuación

$$\frac{1}{H_p} = \frac{m_i g}{k(T_e + T_i)} + \frac{1}{T_e + T_i} \frac{d(T_e + T_i)}{dz}, \quad (2.28)$$

siendo g la aceleración de la gravedad.

➤ Vientos termosféricos y campos eléctricos

El movimiento del plasma ionosférico también puede ser causado por vientos atmosféricos (movimientos a gran escala de la atmósfera neutra) y por campos eléctricos transmitidos desde otros lugares de la ionosfera. Por tanto, se ha de tener en cuenta en la velocidad del plasma una nueva componente w adicional a la de difusión, que también puede provocar cambios en su distribución.

En el rango de alturas de la región F2, donde la frecuencia de colisión de los iones es mucho menor que su *girofrecuencia*^{2.4}, existen los llamados vientos termosféricos en el aire neutro. Los vientos termosféricos se originan por el calentamiento y expansión de la atmósfera superior por la radiación solar de onda corta. El gradiente de presión horizontal resultante, influenciado por las fuerzas de Coriolis, actúa como fuerza motriz capaz de generar un desplazamiento del plasma ionosférico a través de las líneas de fuerza del campo geomagnético. De esta forma, los vientos pueden afectar a la distribución en altura de la concentración de electrones. Si los electrones son desplazados hacia abajo, se mueven hacia un lugar en donde su tasa de pérdida es más rápida; si son desplazados hacia arriba, los electrones se perderán más lentamente.

Las velocidades características del viento para la región F2 de latitudes medias son de 30-50 m/s durante el día y de 150-200 m/s durante la noche. La circulación planetaria y velocidades del viento varían con la estación del año y con la actividad solar y geomagnética. Así, en verano, cuando las regiones de altas latitudes están calientes casi las 24 horas del día, el viento sopla hacia el ecuador durante la mayor parte del día. Una situación similar es observada durante periodos de perturbaciones geomagnéticas, cuando las regiones polares experimentan un calentamiento intenso. Por el contrario, bajo condiciones normales, en invierno y equinoccios, el viento a latitudes medias sopla hacia los polos durante el día y hacia el ecuador durante la noche.

El desplazamiento del plasma en la región F2 también puede ser ocasionado por campos eléctricos. La velocidad vertical inducida por estos campos eléctricos afecta débilmente al comportamiento de la región F2 a medias latitudes, aunque debe ser tomada en cuenta a altas latitudes, especialmente, durante periodos de perturbaciones geomagnéticas.

La componente vertical de la velocidad de los iones mayoritarios en la región F2, O^+ , debida a la acción de los vientos termosféricos y campos eléctricos, puede ser expresada por la ecuación (Banks y Kockarts, 1973)

$$w = v_{nx} \sin I \cos I \cos D - v_{ny} \sin I \cos I \sin D - \cos I + \frac{E_y}{B} \quad (2.29)$$

^{2.4} **Girofrecuencia:** número de vueltas por segundo que da una partícula cargada en presencia de un campo magnético alrededor de la línea de fuerza del mismo.

donde el eje x apunta hacia el sur, el y hacia el este y el z hacia arriba, y siendo v_{nx} y v_{ny} las componentes de la velocidad meridional y zonal del viento termosférico, e y D la inclinación y declinación angular del campo geomagnético.

• Relaciones en el pico de la región F2

A continuación se mostrarán expresiones que relacionan los parámetros característicos del máximo o pico de la capa F2 (altura y concentración máxima de electrones) con los parámetros empleados en la teoría de la formación de la ionosfera tales como la altura de escalas H ($= \frac{kT}{mg}$), la tasa de producción q , el coeficiente de pérdida β , y el coeficiente de difusión D .

Los procesos que intervienen en la formación de la ionosfera adquieren más o menos importancia dependiendo del rango de alturas considerado. Así, mientras que en las regiones E y F1 los procesos de transporte pueden ser despreciados en comparación con los de producción y recombinación, en la parte más alta de la ionosfera estos últimos procesos son insignificantes y es el transporte el principal proceso a considerar. Sin embargo, en el pico de la capa F2 de la ionosfera, los tres procesos deben ser considerados simultáneamente. De esta forma, si por simplicidad se supone una capa F2 en estado de equilibrio estacionario ($\frac{dn_e}{dz} = 0$) y bajo condiciones diurnas y ausencia de vientos y campos eléctricos ($w = 0$), la distribución de electrones vendrá dada por la ecuación:

$$q - \beta n_e + \frac{d}{dz} \left[n_e D \left(\frac{1}{n_e} \frac{dn_e}{dz} + \frac{1}{H_p} \right) \right] = 0, \quad (2.30)$$

donde:

- q es la tasa de producción de electrones, proporcional a la concentración del constituyente neutro dominante O y cuya variación con la altura es de la forma $e^{\frac{z}{H}}$, siendo H la altura de escalas de O.
- β es la frecuencia efectiva de pérdida de electrones, proporcional a la concentración de moléculas neutras minoritarias N_2 y O_2 , debido a que los electrones se recombinan con los iones moleculares NO^+ y O_2^+ , los cuales son creados por la reacción ion-molécula del O^+ con N_2 y O_2 . Por tanto β variará según $e^{\frac{2z}{H}}$, es decir, con la altura de escalas de los constituyentes moleculares (N_2 y O_2) que es aproximadamente $\frac{H}{2}$.

- $D = D_a \sin^2 I$ es el coeficiente de difusión, que varía esencialmente como $\frac{1}{v_{in}}$ (siendo v_{in} la frecuencia de colisión del plasma con O), es decir, según $e^{\frac{z}{H}}$.

Una solución analítica de la ecuación 2.30 muestra las siguientes relaciones (Ivanov-Kholodny y Mikhailov, 1986), válidas únicamente en el máximo de la región F2:

$$n_e^m = 0.73 \frac{q_m}{\beta_m} \quad (2.31)$$

$$\beta_m = 0.54 \frac{D_m}{H^2} \quad (2.32)$$

donde el sub ó súper índice m hace referencia al máximo de la capa F2.

La ecuación 2.31 muestra cómo en el máximo de la región F2 la tasa de los procesos de producción, q , es algo más rápida que la correspondiente a los procesos de recombinación, βn_e . Por otra parte, en las regiones E y F1 son aproximadamente iguales. Esta diferencia se debe al efecto de la difusión, el cual no afecta significativamente en la parte más baja de la región F2 pero llega a ser predominante en su parte más alta. Como resultado, los electrones e iones formados por encima del máximo difícilmente se recombinan en su lugar de formación, descendiendo y recombinándose en alturas inferiores al máximo de la capa. Por tanto, en alturas justo por debajo del pico $q \leq \beta n_e$, mientras que en el máximo y por encima del mismo, $q > \beta n_e$.

Por otro lado, la expresión 2.32 indica que el pico ionosférico ocurre a una altura donde las frecuencias de recombinación y de difusión son aproximadamente iguales.

Asumiendo una atmósfera neutra isoterma y a partir de las ecuaciones 2.31 y 2.32, la concentración de electrones y altura en el máximo (n_e^m y h_m) pueden ser relacionadas con los parámetros característicos de la atmósfera superior referenciados a una altura $z = h_1$ perteneciente a la región F2 (q_1 , D_1 , β_1 , $[O]_1$) según las siguientes expresiones (Ivanov-Kholodny and Mikhailov, 1986):

$$n_e^m = \frac{0.73J_0}{(0.54d)^{1/3}} \left[\frac{[O]_1^2 H}{\beta_1} \right]^{2/3} \quad (2.33)$$

$$h_m - h_1 = \frac{H}{3} \left[\ln(\beta_1 [O]_1) + \ln \left(\frac{H^2}{0.54d} \right) \right] \quad (2.34)$$

donde $d = 1.38 \cdot 10^{19} \sqrt{(T_n / 1000)} \text{ cm}^{-1} \text{ sec}^{-1}$, siendo T_n la temperatura del gas neutro, es un coeficiente en la expresión para el coeficiente de difusión ambipolar $D = \frac{d}{[O]}$, y J_0 es la frecuencia de ionización del oxígeno atómico ($q = J_0 [O]$). Se observa cómo una variación de $[O]_1$ provoca cambios de la misma tendencia en n_e^m y h_m , mientras que un cambio en β_1 hace que dichos parámetros varíen con tendencia opuesta.

Teniendo en cuenta que β en el rango de alturas de la región F2 puede ser considerada proporcional a la concentración de nitrógeno molecular, pueden escribirse las siguientes relaciones para la concentración de electrones en el máximo:

$$n_e^m \propto \frac{[O]_m}{[N_2]_m} \quad (2.35)$$

$$n_e^m \propto \frac{[O]_1^{2/3}}{T_n^{5/6}} \left(\frac{[O]_1}{[N_2]_1} \right)^{2/3} \quad (\text{Mikhailov et al., 1995}) \quad (2.36)$$

Las relaciones escritas en este apartado han sido obtenidas bajo la suposición de ausencia de vientos termosféricos y campos eléctricos, es decir, la velocidad vertical del plasma era debida únicamente a la difusión. El efecto principal que provoca una componente adicional w en la distribución del plasma, es un cambio en la altura del máximo. Una expresión aproximada para h_m considerando este efecto, obtenida a partir de la ecuación 2.34, fue dada por Ivanov-Kholodny y Mikhailov, 1986:

$$h_m \cong \frac{H}{3} \left[\ln([O]_1) + \ln \beta_1 + \ln \left(\frac{H^2}{0.54d} \right) \right] + cw \quad (2.37)$$

donde c es un coeficiente cercano a la unidad. Teniendo en cuenta la expresión ya escrita para w (ecuación 2.29), se deduce que vientos termosféricos soplando hacia el polo reducirán la altura del máximo h_m , mientras que vientos soplando hacia el ecuador provocarán un aumento de dicha altura. La concentración de electrones en el máximo continuará variando de acuerdo a la ecuación 2.31 como $\frac{q_m}{\beta_m}$, es decir, aumentando cuando el pico de la región asciende y disminuyendo cuando éste desciende.

2.4 TORMENTAS IONOSFÉRICAS EN LA REGIÓN F2

Un aumento en la energía del viento solar que incide en la atmósfera terrestre provoca perturbaciones en el campo magnético terrestre (tormentas magnéticas) y en el comportamiento regular de la ionosfera (perturbaciones ó tormentas ionosféricas). Aunque tales cambios han sido tratados en profundidad desde que fueron descubiertos, la fuerte variabilidad del fenómeno y el gran número de procesos que intervienen hacen que muchas de sus propiedades permanezcan aun poco comprendidas. Aunque todos los parámetros ionosféricos pueden ser afectados, únicamente los cambios en la densidad de ionización han sido estudiados en gran detalle. En este apartado se presentarán únicamente los mecanismos más aceptados para explicar las perturbaciones observadas en la densidad de ionización. Dado el marco de estudio de esta Tesis Doctoral, nos centraremos exclusivamente en el rango de alturas de la región F2 de medias y altas latitudes.

La energía solar es transferida a la atmósfera superior de La Tierra por dos vías. En primer lugar, la radiación en el rango ultravioleta es absorbida por la atmósfera superior iluminada por el Sol, y es la principal responsable de la formación de la ionosfera no perturbada. Por otra parte, la energía del viento solar es capturada por la magnetosfera, transformada, y disipada en las regiones polares de la atmósfera superior. Esta fuente de energía es la responsable de los efectos que provocan una ionosfera perturbada. Presenta un comportamiento temporal altamente variable y por esta razón, la disipación de la energía del viento solar se considera como una perturbación y no como una característica regular. En consecuencia, los términos “tormentas geomagnéticas” o “alta actividad geomagnética” se usan para denotar periodos en los que la incidencia de la energía aumenta.

Como se ha comentado, en el estudio de la ionosfera perturbada la intensidad de la fuente de energía que constituye el viento solar es de principal interés. Esta intensidad es casi exclusivamente descrita por medio de los índices geomagnéticos. Estos índices se correlacionan razonablemente bien con los efectos de disipación observados y además son de fácil acceso. Los más utilizados en estudios ionosféricos son, probablemente, aquellos conocidos como K_p y A_p .

- **Índices geomagnéticos K_p , A_p y AE**

Las perturbaciones geomagnéticas pueden ser monitorizadas por observatorios magnéticos emplazados en tierra registrando las tres componentes del campo magnético.

El índice global K_p se obtiene como el valor medio de los valores tri-horarios K registrados por 13 Estaciones magnéticas. Estos valores K se determinan en periodos de 3 horas al día (00-03UT, 03-06UT,...) midiendo el rango (diferencia entre los valores más alto y bajo) de las componentes D y H del campo magnético y eligiendo el valor más grande. A partir de este rango se obtiene dicho índice K tomando valores de 0 a 9 de acuerdo a una escala cuasi-logarítmica. Por tanto, K permanece como un índice local, específico para cada Estación, que describe las perturbaciones irregulares del campo

geomagnético causadas exclusivamente por la intensidad del viento solar. Cada observatorio presentará un ciclo anual de variaciones diarias de acuerdo a su coordenada geográfica y geomagnética. Usando métodos estadísticos y para eliminar este efecto, se generan tablas de conversión a partir de las cuales se obtiene el índice estandarizado K_s para cada observatorio. El principal propósito de este índice es proporcionar las bases para el cálculo del índice geomagnético global K_p , que será el promedio de los registros de todas las Estaciones.

Normalmente se requiere una medida lineal de las perturbaciones (especialmente cuando un promedio es requerido). Con este propósito los valores de K_p son convertidos a una escala lineal. De esta forma se obtiene el índice a_p en intervalos de 3 horas al día, a partir del cual se calcula el índice diario A_p como un promedio de los correspondientes 8 valores consecutivos de a_p .

Los observatorios magnéticos que contribuyen a los índices K_p y A_p están situados a varias latitudes y longitudes para reflejar el grado global de la actividad geomagnética. Para conseguir un índice más conectado a las regiones aurales fue creado el índice AE, el cual es obtenido utilizando únicamente los magnetogramas de varios observatorios situados a distintas longitudes de la zona auroral. Por tanto, el índice AE mide el nivel de actividad geomagnética de la zona auroral, siendo particularmente valioso como indicador de tormentas geomagnéticas.

2.4.1 Tormentas ionosféricas a latitudes medias

Básicamente, la densidad de ionización puede aumentar o disminuir durante condiciones geomagnéticas perturbadas. Tradicionalmente, estos cambios se han denotado como tormentas ionosféricas *positivas* o *negativas* respectivamente. Prölss (1995) y Risbeth (1991) analizaron un alto número de procesos físicos que podían causar una ionosfera perturbada durante periodos de alta actividad geomagnética. Entre todos los mecanismos estudiados, los procesos que han sido aceptados como principales responsables de las perturbaciones ionosféricas negativas y positivas a latitudes medias son, respectivamente, los cambios en la composición del gas neutro y en la circulación de los vientos termosféricos.

- **Tormentas ionosféricas negativas causadas por cambios en la composición neutra**

La disipación de la energía del viento solar afecta continuamente a la estructura de la atmósfera superior polar. Incluso durante condiciones de “calma” geomagnética, esta energía es lo suficientemente elevada como para generar una zona permanentemente perturbada. Los cambios característicos observados en esta región son un aumento en los gases más pesados y una disminución de los más ligeros (Prölss et al., 1988).

Durante condiciones perturbadas estos cambios de composición no están restringidos a las regiones polares y se origina una zona perturbada que se extiende desde altas a medias latitudes. Esta zona se caracteriza porque en ella se produce un aumento significativo en la densidad de nitrógeno molecular y un descenso de la de oxígeno atómico. Estos cambios en la composición neutra alteran el balance entre las tasas de producción y pérdida de electrones; la tasa de producción disminuirá debido al descenso de [O], mientras que la de recombinación aumentará porque lo hace el coeficiente de pérdida β a través de [N₂]. Además β también aumenta como consecuencia del incremento de temperatura del gas neutro observado durante periodos perturbados, el cual produce un aumento en las constantes k_1 y k_2 de las reacciones 2.21 y 2.22 que controlan la pérdida de iones O⁺ en la región F2. Todo ello en su conjunto se traduce en una disminución en la densidad de ionización en la región F2. Por lo tanto, el cambio en la composición termosférica neutra con una disminución en la razón de $\frac{O}{N_2}$, junto con

el aumento de temperatura, explica las perturbaciones ionosféricas negativas. Una circulación termosférica perturbada por la entrada de energía por regiones de alta latitud (calentamiento Joule y precipitación de partículas), superpuesta a la circulación termosférica “normal” dominada por la radiación solar, es la causa principal de tales cambios en la composición neutra a latitudes medias.

- **Tormentas ionosféricas positivas causadas por vientos meridionales**

El principal proceso aceptado como responsable de las tormentas ionosféricas positivas en las regiones de latitud media es el transporte de ionización. Durante una tormenta magnética, un aumento significativo de energía es inyectado a la atmósfera superior

polar. Este repentino exceso de energía es el origen de las llamadas *perturbaciones atmosféricas viajeras* (TAD – “travelling atmospheric disturbances”). Estas perturbaciones atmosféricas se comportan como pulsos que se propagan hacia el ecuador a velocidad aproximada de 150 m/s. En regiones de latitudes medias la intensificación de los vientos meridionales provoca una elevación de la región F2 que conduce a un aumento de la densidad de ionización. Es fácilmente comprensible que un aumento de la altura de la capa F2 origina perturbaciones ionosféricas positivas si se consideran las dependencias con la altura de las tasas de producción y pérdida de ionización. El coeficiente de pérdida es proporcional a las concentraciones moleculares de oxígeno y nitrógeno. Por tanto, disminuirá más rápidamente con la altura que la tasa de producción, la cual es proporcional a la densidad de oxígeno atómico. De este modo, un desplazamiento hacia alturas más elevadas de la región F2 implicará un aumento de la densidad de ionización. Durante la noche este mecanismo no es aplicable debido a la falta de producción de ionización. Un incremento en la concentración de oxígeno atómico fue sugerido por Risbeth (1991) como principal responsable para explicar las tormentas ionosféricas positivas durante las horas nocturnas. Observaciones realizadas por los satélites AE-C (“Atmospheric Explorer”) y ESRO-4 (“European Solar Research Observation”) confirman el aumento de [O] durante este tipo de perturbaciones, posiblemente causado por la circulación termosférica perturbada (Mikhailov, 2000).

- **Variaciones con la hora local y estación**

Una de las características más destacadas de las perturbaciones ionosféricas es su variación con la hora local. Mientras que las perturbaciones ionosféricas negativas a latitudes medias tienden a seguir a las tormentas magnéticas que comenzaron durante la noche precedente, los efectos ionosféricos positivos se asocian al incremento en la actividad geomagnética que tiene lugar en el sector local diurno. El resultado de numerosas observaciones (Danilov y Morozova, 1985) muestra que el comienzo de las tormentas ionosféricas negativas es más frecuente durante las horas anteriores y próximas a la salida del Sol, mientras que rara vez tienen lugar durante las horas del mediodía y tarde. Por el contrario, las perturbaciones positivas pueden comenzar a cualquier hora local.

Además de esta dependencia con la hora local, las tormentas ionosféricas también presentan una variación estacional. Durante el verano, los efectos de las tormentas negativas se observan en todas las zonas comprendidas desde las regiones polares a las sub-tropicales, mientras que durante el invierno están restringidos a las regiones de latitudes más altas. Las tormentas ionosféricas positivas se observan principalmente en invierno.

2.4.2 Tormentas ionosféricas a altas latitudes

La ionosfera polar es la región donde se disipa la mayor parte de la energía del viento solar, siendo ésta su principal fuente de energía. Los cambios inducidos por esta disipación no son de naturaleza transitoria sino que muestran un estado de transición continuo entre condiciones más y menos activas.

La densidad de ionización en esta región está altamente estructurada, particularmente en ausencia de luz solar. Destaca una región circumpolar, latitudinalmente estrecha, que se caracteriza por una densidad de ionización reducida. Se sitúa adyacente al óvalo auroral hacia el ecuador, y es conocida como *depresión ionosférica principal* (“*main ionospheric trough*”). Durante periodos perturbados esta depresión se intensifica y se desplaza hacia latitudes inferiores. Localizadas hacia el polo del óvalo auroral, también existen regiones de baja densidad de ionización alargadas longitudinalmente y estrechas latitudinalmente. Son denominadas *depresiones de altas latitudes* (“*high-latitude troughs*”) y también parecen desplazarse hacia el ecuador con el aumento de actividad magnética. Un tercer tipo de depresiones son los llamados *agujeros polares* (“*polar holes*”). Son áreas extendidas de baja ionización que se observan en el casquete polar durante el invierno.

Además de estas depresiones también se observan regiones que muestran notables incrementos en la densidad de ionización. Por ejemplo, situada hacia el polo de la depresión ionosférica principal, en el óvalo auroral, existe una zona anular caracterizada por una intensificación de ionización; es conocida como *anillo de plasma* (“*plasma ring*”). Muestra variaciones similares a la actividad magnética. Durante periodos de perturbaciones se ensancha y expande hacia latitudes más bajas por lo que cualquier Estación afectada por esta expansión observará los efectos positivos de la tormenta. También existe la llamada *lengua de ionización* (“*tongue of ionization*”), la cual es una estructura alargada que se extiende por la región del casquete polar y que presenta un aumento de ionización.

A continuación se presentan brevemente los mecanismos más relevantes que contribuyen a provocar una ionosfera perturbada.

- **Cambios en la composición neutra**

Una característica permanente de la termosfera polar son los incrementos anómalos en la razón de las densidades de nitrógeno molecular y oxígeno atómico $\frac{N_2}{O}$. Durante condiciones magnéticas más activas, estas perturbaciones en la composición se intensifican y expanden, provocando, de este modo, una disminución general de la densidad de ionización polar.

- **Convección**

La interacción del viento solar con el campo magnético en la magnetosfera genera un campo eléctrico que es desplazado hacia la ionosfera polar a través de las líneas de campo. Combinado con el campo magnético casi vertical, este campo causa movimientos horizontales a gran escala conocidos como *convección*. Este transporte juega un papel destacado en esta región y puede causar además considerables desplazamientos verticales de ionización. La intensidad del campo eléctrico y su distribución están continuamente ajustándose a la variabilidad que presenta el espacio interplanetario. Durante periodos de mayor actividad magnética, la convección y las velocidades de deriva aumentan. Esto provoca el desarrollo de nuevas depresiones e intensificaciones en la densidad de ionización, lo que altera la distribución del plasma en esta región.

- **Calentamiento electrodinámico**

Además de afectar al transporte de ionización, los campos eléctricos también actúan aumentando la tasa de pérdida de ionización. Esto es debido a que los coeficientes k_1 y k_2 de las reacciones 2.21 y 2.22, y consecuentemente el coeficiente de pérdida β , dependen fuertemente de la temperatura. Durante periodos perturbados la temperatura aumentará al hacerlo la intensidad del campo eléctrico acelerando, por tanto, el proceso de recombinación. Tales aumentos de temperatura pueden explicar la formación de depresiones adicionales observadas en Estaciones de latitudes sub-aurales. Además, el calentamiento electrodinámico causa una expansión térmica y genera grandes flujos ascendientes que amplifican el descenso de la densidad de ionización.

- **Precipitación de partículas**

La precipitación de partículas constituye una fuente de ionización importante que dominará durante los periodos invernales. Una característica destacada de la región F asociada a esta fuente de ionización es la intensificación de la densidad electrónica en el óvalo auroral, el ya mencionado anillo de plasma. Durante condiciones magnéticas más activas, la precipitación de partículas se intensifica y expande pudiendo causar perturbaciones ionosféricas positivas en latitudes más bajas.

Por otra parte, se ha de comentar que la precipitación de partículas también incrementará la excitación vibracional del nitrógeno molecular. Esto provoca el aumento de k_1 (reacción 2.21) y por lo tanto, de la pérdida de ionización. La medida en que este mecanismo es capaz de contrarrestar la producción de ionización está aún por aclarar.

CAPÍTULO 3

Tendencias a largo-plazo en f_oF2 y $hmF2$: control geomagnético

3. TENDENCIAS A LARGO-PLAZO EN $foF2$ y $hmF2$: CONTROL GEOMAGNÉTICO

3.1 DATOS Y METODOLOGÍA

En la búsqueda de tendencias a largo-plazo en la ionosfera, se ha de ser especialmente cuidadosos con el hecho de que todos los parámetros ionosféricos varían sistemáticamente con la hora del día, estación y latitud, y están fuertemente influenciados por la actividad solar y geomagnética. Estas variaciones son más grandes que el efecto que está siendo buscado (normalmente en más de un orden de magnitud), por lo que es difícil detectar cambios a largo-plazo. Todo ello hace que se requieran métodos especiales para revelar tendencias significativas en las variaciones de los distintos parámetros ionosféricos, lo que confiere una gran importancia en la metodología usada. Afortunadamente, existen disponibles datos ionosféricos bien calibrados procedentes de Estaciones situadas por todo el mundo que han estado operando durante los últimos 3-5 ciclos solares. Estas observaciones se han recopilado y están disponibles en los Centros Mundiales de Datos (WDC – “World Data Centers”) y constituyen un excelente material experimental para este tipo de análisis.

3.1.1 Datos

En el estudio de las tendencias a largo-plazo se utilizan como observaciones de partida los valores de las medianas horarias mensuales de los diferentes parámetros ionosféricos que se pretenden analizar, en nuestro caso frecuencia crítica y altura real del máximo de la capa F2, $foF2$ y $hmF2$.

Los datos de $foF2$ y $hmF2$, éstos últimos obtenidos a partir de los de $M(3000)F2$ ^{3.1}, se han preparado siguiendo las técnicas comúnmente aceptadas en este tipo de trabajos de acuerdo a los siguientes criterios:

- Haciendo uso de las bases de datos del WDC-C1, del Rutherford Appleton Laboratory (Chilton, UK) y del NGDC (“National Geophysical Data Center”, Boulder, USA), se obtienen los valores de $foF2$ y $M(3000)F2$ para cada hora del día en *tiempo universal*^{3.2} (UT – “Universal Time”) correspondientes a un alto número de Estaciones Europeas, Asiáticas y Norteamericanas situadas en el hemisferio Norte (38°N-81°N latitud geográfica). En la tabla 3.1 se muestra la relación de Estaciones consideradas junto con sus coordenadas geográficas y latitud geomagnética.

^{3.1} $M(3000)F2$: relación entre la *máxima frecuencia utilizable* MUF para un radio-enlace de 3000 km y $foF2$.

^{3.2} **Tiempo universal**: hora media en el meridiano de Greenwich. También se conoce como hora media de Greenwich (GMT) y hora Z.

Estación	Latitud Geomagnética (° Norte)	Longitud Geomagnética (° Este)	Latitud Geográfica (° Norte)	Longitud Geográfica (° Este)
Kheysa	71.3	156.2	80.6	58.0
Murmansk	64.1	126.8	69.0	33.0
Sodankyla	63.7	120.3	67.4	26.6
Dikson	63.0	161.7	73.5	80.4
Lycksele	62.7	111.4	64.7	18.8
Arkhangelsk	59.0	128.7	64.6	40.5
Uppsala	58.4	106.3	59.8	17.6
Salekhard	57.3	149.3	66.5	66.7
Ottawa	56.8	351.8	45.4	284.1
St Petersburg	56.2	117.7	60.0	30.7
Juliusruh	54.4	99.1	54.6	13.4
Slough	54.3	83.7	51.5	359.4
Kaliningrad	53.1	105.8	54.7	20.6
Dourbes	51.9	88.2	50.1	4.6
Yakutsk	51.0	194.1	62	129.6
Tunguska	50.7	164.7	61.6	90.0
Moscow	50.8	120.9	55.5	37.3
Magadan	50.8	210.8	60.0	151.0
Gorky	50.3	127.1	56.2	44.3
Poitiers	49.4	82.2	46.6	0.3
Boulder	48.9	317.0	40.0	254.7
Ekaterinburg	48.4	141.1	56.4	58.6
Kiev	47.5	112.6	50.7	30.3
Tomsk	45.9	159.9	56.5	84.9
Bekescsaba	45.1	102.3	46.7	21.2
Novosibirsk	44.6	157.8	54.6	83.2
Roma	42.5	92.4	41.9	12.5
Irkutsk	41.1	174.8	52.5	104.0
Sofia	41.0	103.1	42.6	23.4
Karaganda	40.3	149.0	49.8	73.1
Khabarovsk	37.9	200.5	48.5	135.1
Novokazilinsk	37.6	138.8	45.8	62.1
Alma Ata	33.4	151.1	43.2	76.9
Tashkent	32.3	144.4	41.3	69.6
Ashkhabad	30.4	133.7	37.9	58.3
Akita	29.5	205.9	39.7	140.1

Tabla 3.1 Relación de Estaciones analizadas. Las coordenadas geomagnéticas se refieren al IGRF95.

Aunque existen Estaciones cuyas bases de datos comienzan en la década de los 40 (casos de Moscú ó Tomsk), e incluso en la de los 30 (caso de Slough), la mayoría de ellas comenzó a registrar datos ionosféricos desde el año 1957. Considerando que se han analizado 36 Estaciones cuyas bases de datos disponen en su mayoría de al menos tres ciclos solares completos (33 años), el número aproximado de datos extraídos ha sido de 10 millones (36 Estaciones x 33 años x 12 meses x 30 días x 24

horas x 2 parámetros). Se ha de mencionar que tanto $foF2$ como $M(3000)F2$ se obtienen directamente de los ionogramas con una precisión de 0.1 MHz y 0.05, respectivamente. El formato inicial en el que se extraen los datos de los Centros Mundiales, así como el programa usado en su tratamiento, se explica en el Anexo II.

- A partir de los valores horarios, se obtienen las medianas mensuales de $foF2$ y $M(3000)F2$ para cada hora del día y todo el conjunto de años disponibles en cada Estación. De este modo, el número de datos que resulta es de aproximadamente 680 mil (36 Estaciones x 33 años x 12 meses x 24 horas x 2 parámetros).
- La posible ausencia de datos en las medianas de $foF2$ y $M(3000)F2$ obtenidas para cada mes y hora se solucionan usando el modelo de medianas mensuales MQMF2 (Mikhailov *et al.*, 1996), que está basado en una regresión polinómica de tercer grado de $foF2$ y de $M(3000)F2$ con el índice ionosférico $MF2^{3.3}$ (Mikhailov y Mikhailov, 1995) y R_{12} , respectivamente. Estas regresiones se calculan para cada Estación, 24 horas del día en UT y 12 meses del año, utilizando todos los años disponibles de datos. Una comparación realizada entre distintos modelos ha demostrado que este modelo MQMF2 es el que presenta la mayor precisión y ha sido aceptado como resultado final del proyecto IITS perteneciente a la Acción COST251 de la Unión Europea (COST251, 1999).
- Los datos en tiempo universal se convierten a tiempo local solar (SLT – “Solar Local Time”) mediante interpolación por *splines* cúbicos. Como primer paso de este proceso se calcula la hora local de aquellos puntos geográficos cuyas longitudes están espaciadas un múltiplo entero n de 15 grados ($n \times 15^\circ$, donde n es un número entero variando desde -6 hasta $+6$) respecto al meridiano de Greenwich. Si este número entero n se expresa en horas, la hora local de estos puntos se obtiene según la ecuación $Hora Local = Hora Universal + n$. Es decir, puntos geográficos espaciados longitudinalmente 15° presentan una diferencia de una hora en su tiempo local.
- Los valores correspondientes a $hmF2$ se calculan a partir de $M(3000)F2$ usando la fórmula de Shimazaki (1955) (ver apartado 3.1.5 de este capítulo):

$$hmF2 = [1490/M(3000)F2] - 176 \quad (3.1)$$

Un ejemplo de obtención de valores de $hmF2$ a partir de los de $M(3000)F2$ aplicando la fórmula de Shimazaki se muestra en la figura 3.1 para una Estación típica de latitud media. Teniendo en cuenta que la precisión de la medida de $M(3000)F2$ desde los ionogramas es de 0.05, el error teórico presente en el cálculo de $hmF2$ oscila entre 19 Km y 4 Km para factores MUF variando entre 2 y 4 (figura 3.1), respectivamente.

^{3.3} **MF2**: índice ionosférico que refleja el efecto de la actividad solar sobre la región F2 de la ionosfera. Se calcula utilizando las medidas de $foF2$ de un alto número de Estaciones localizadas en el Hemisferio Norte y cubriendo un amplio rango latitudinal y longitudinal. Este índice se suele utilizar en predicción ionosférica ya que sus valores proporcionan un gran ajuste con los parámetros característicos de la región F2 ionosférica.

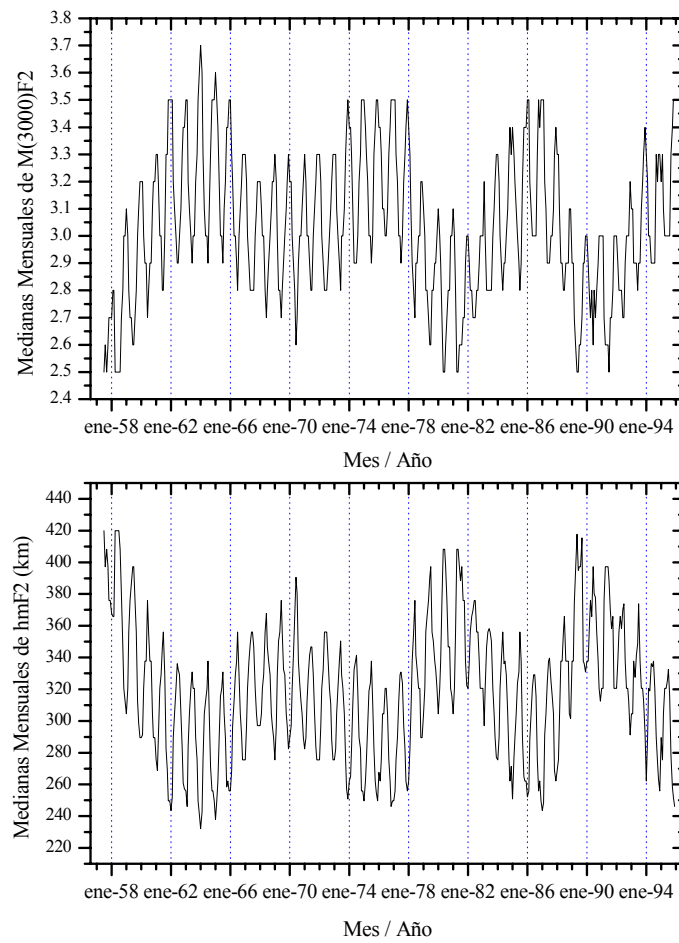


Fig. 3.1 Medianas mensuales de $M(3000)F2$ y $hmF2$ observadas a las 12SLT para la Estación de Ekaterinburg ($56.4^{\circ}N$; $58.6^{\circ}E$). Los valores de $hmF2$ han sido obtenidos mediante la fórmula de Shimazaki.

3.1.2 Metodología

Los distintos parámetros ionosféricos dependen fuertemente de la actividad solar y geomagnética por lo que la obtención de sus tendencias requiere la eliminación de estas influencias solares. En la práctica, esto se realiza mediante el uso de modelos de regresión que expresan las variaciones de los parámetros ionosféricos en función de índices capaces de describir toda la influencia solar. El comportamiento de las medianas mensuales de los parámetros que caracterizan la región F2, $foF2$ y $hmF2$, está controlado fundamentalmente por la variabilidad de la radiación ionizante solar. Para modelar estas variaciones debidas a la actividad solar se suele utilizar el índice R , número de manchas solares, ó $F_{10.7}$, flujo de radiación solar. Los resultados no dependen significativamente de la elección de un índice u otro (Bremer, 1992), lo cual no es sorprendente ya que los valores medios mensuales de ambas cantidades están muy bien correlacionados.

Para describir las variaciones inducidas por el Sol en los parámetros característicos de la región F2 de la ionosfera, $foF2$ y $hmF2$, pueden utilizarse distintas aproximaciones. Así, Ulich y Turunen (1997) utilizaron una dependencia lineal con el índice solar R ($X_{mod} = a + b R$, donde X_{mod} expresa los valores modelados de $foF2$ o $hmF2$). Por otra parte, Bremer (1992, 1998) y Jarvis et al. (1998) añadieron una dependencia lineal con el índice Ap para reflejar el estado de la actividad geomagnética y considerar las perturbaciones que una intensificación de la misma puede ocasionar en la ionosfera ($X_{mod} = a + b R + c Ap$). La calidad de estas aproximaciones usadas como modelos puede verificarse mediante coeficientes de correlación entre los valores observados del parámetro ionosférico en cuestión (X_{obs}) y el correspondiente valor modelado (X_{mod}). Kouris et al (1994, 1997) mostró que una dependencia no lineal (cuadrática o de tercer orden) sobre los índices de actividad solar proporcionaba los mejores resultados.

De esta forma, las diferencias absolutas $\Delta X = X_{obs} - X_{mod}$ o relativas $\delta X = \frac{X_{obs} - X_{mod}}{X_{mod}}$, están en principio “libres” de esta fuerte influencia solar y sus variaciones pueden ser analizadas para comprobar si en ellas existe alguna tendencia residual significativa.

A continuación, se presenta el método que ha sido utilizado en la obtención de los resultados que se presentarán en este capítulo, junto con un ejemplo de su aplicación para la Estación de Ekaterinburg, de coordenadas geográficas 56.4°N y 58.6°E:

- En lugar de usar directamente las medianas mensuales del parámetro en cuestión, $foF2$ ó $hmF2$, se utilizan sus valores horarios suavizados. El suavizado que se realiza es el mismo que el usado para calcular el índice R_{12} a partir de los valores del índice del número de manchas solares R (suavizado de medias móviles con una ventana de 12 meses, descrito en el apartado 2.1.3 del capítulo 2). Este es un punto importante no usado por otros investigadores ya que reduce la dispersión de las observaciones iniciales (medianas mensuales) de $foF2$ ó $hmF2$. En las figuras 3.2 y 3.3 se ilustra para $foF2$ y $hmF2$ respectivamente, el suavizado realizado a las medianas mensuales

observadas a las 12SLT en la Estación de Ekaterinburg. En estas figuras se han representado además las variaciones mensuales del índice suavizado R_{12} correspondientes a los mismos periodos de tiempo para mostrar la fuerte dependencia que la actividad solar ejerce sobre las variaciones de las medianas mensuales de los dos parámetros ionosféricos, con máximos y mínimos coincidiendo con los años de máxima y mínima actividad de cada ciclo solar.

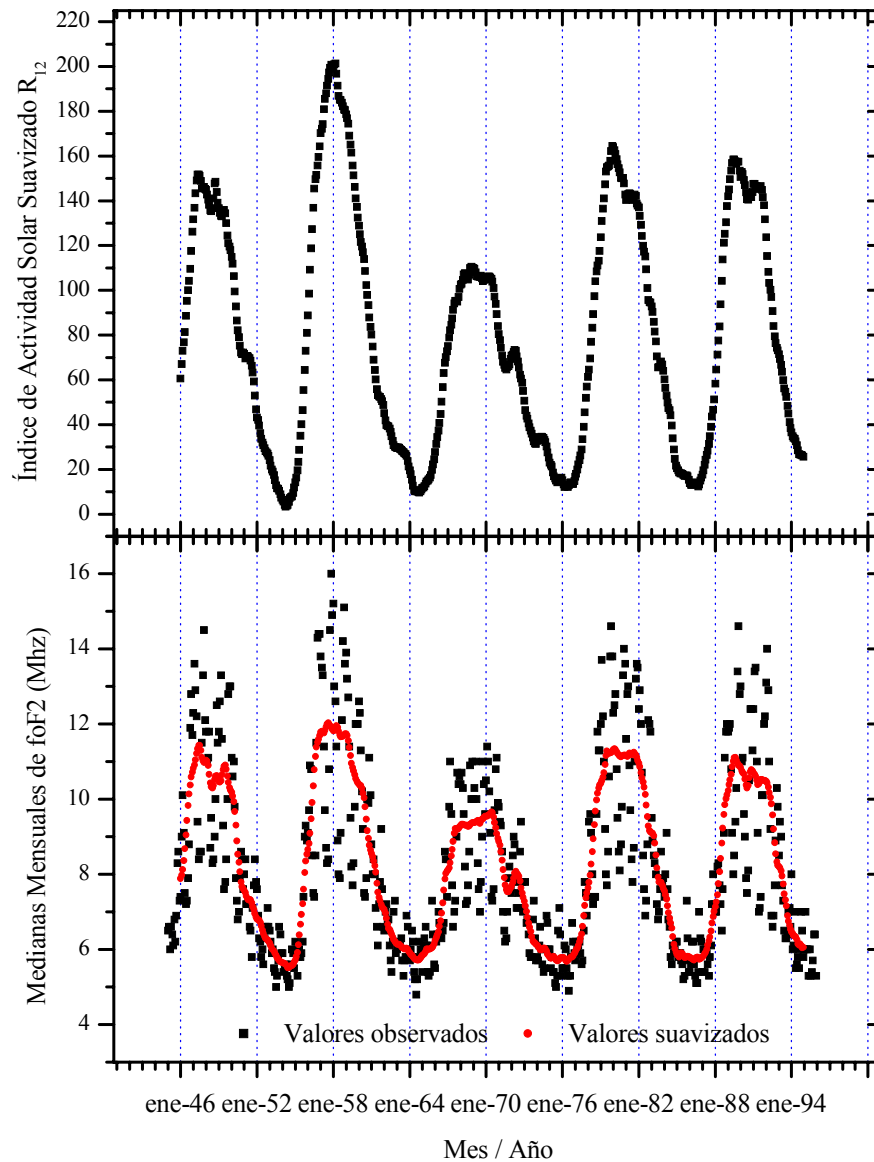


Fig. 3.2 Variaciones mensuales del índice R_{12} y Medianas mensuales de $foF2$ observadas y suavizadas a las 12SLT para la Estación de Ekaterinburg (56.4°N ; 58.6°E).

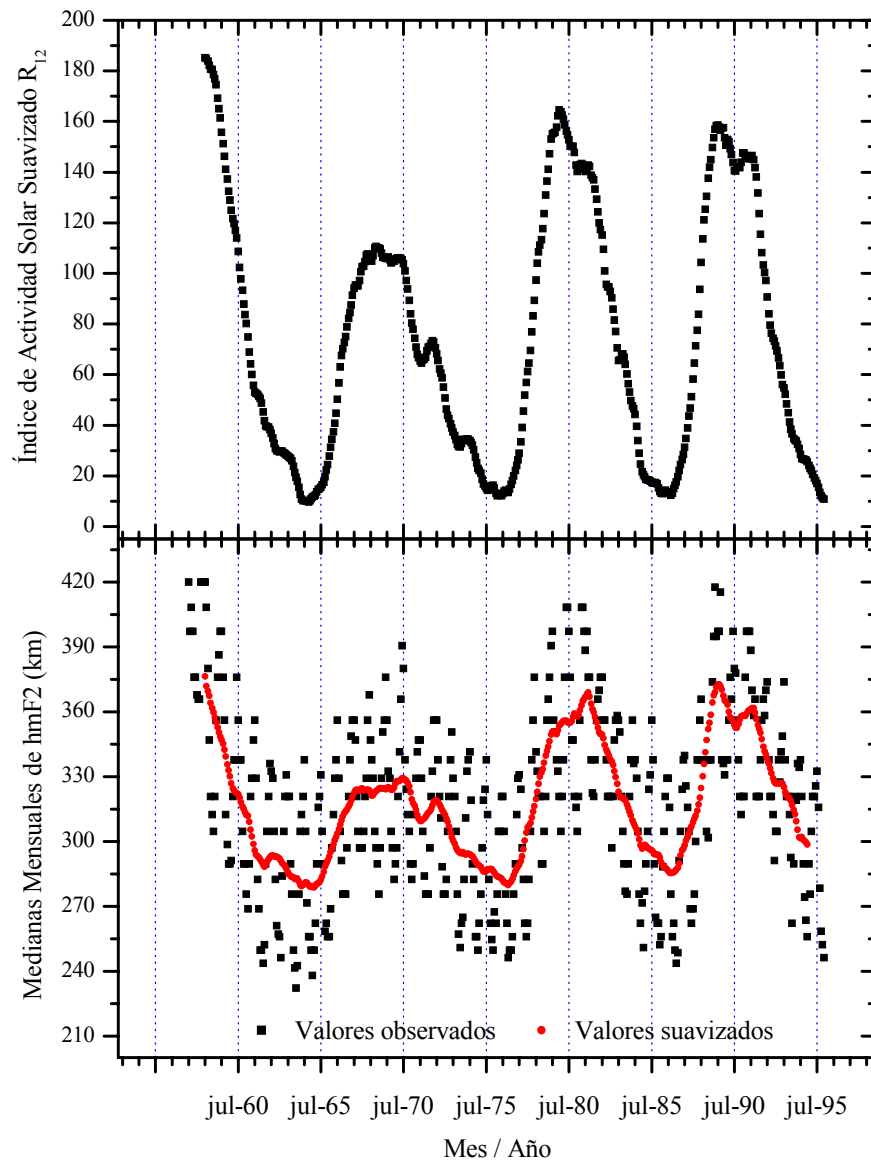


Fig. 3.3 Variaciones mensuales del índice R_{12} y Medianas mensuales de $hmF2$ observadas y suavizadas a las 12SLT para la Estación de Ekaterinburg ($56.4^{\circ}N$; $58.6^{\circ}E$).

- Para intentar excluir al máximo la fuerte influencia solar sobre las variaciones de las medianas observadas de $foF2$ y $hmF2$ (mostrada en las figuras 3.2 y 3.3), se analizan las desviaciones relativas de estas medianas suavizadas respecto a valores proporcionados por algún modelo:

$$\delta X = \frac{X_{obs} - X_{mod}}{X_{mod}} \quad (3.2)$$

donde X representa el parámetro ionosférico en cuestión (en este caso, $foF2$ ó $hmF2$),

X_{obs} su mediana suavizada observada y X_{mod} su valor teórico obtenido por medio de un ajuste polinómico de tercer orden con R_{12} :

$$X_{mod} = a + b R_{12} + c R_{12}^2 + d R_{12}^3 \quad (\text{Modelo 1}) \quad (3.3)$$

En los paneles centrales de las figuras 3.4 y 3.5 se presentan para la Estación de Ekaterinburg (12SLT) las desviaciones relativas de $foF2$ y $hmF2$, respectivamente, calculadas a partir de los valores suavizados observados y aquellos modelados mediante la ecuación 3.3 (modelo 1) (mostrados en los paneles superiores).

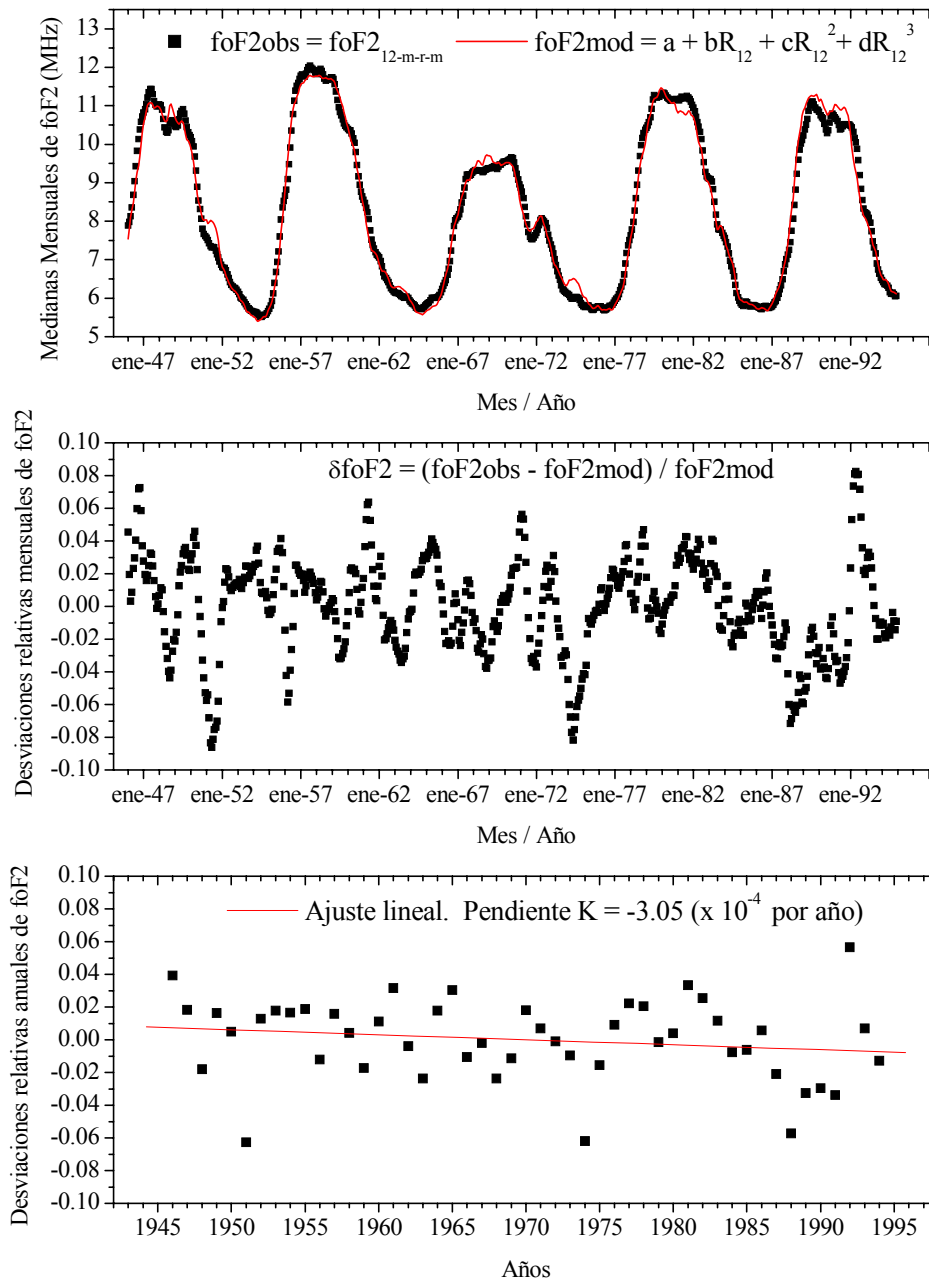


Fig. 3.4 Ejemplo de obtención de la tendencia anual de $foF2$ para la Estación de Ekaterinburg a las 12SLT. Se ha utilizado una regresión polinómica de tercer grado con R_{12} para el cálculo de las desviaciones relativas $\delta foF2$.

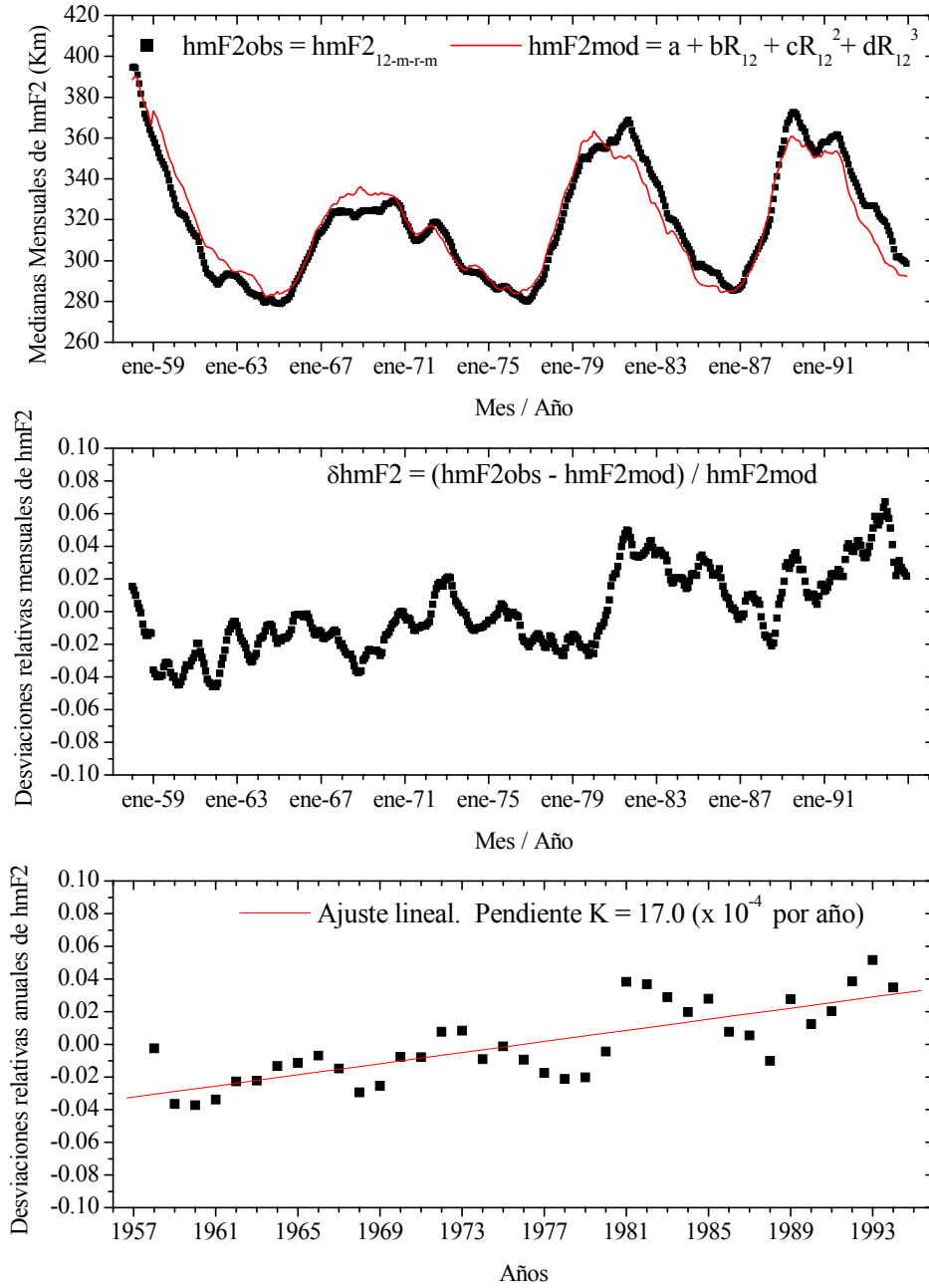


Fig. 3.5 Ejemplo de obtención de la tendencia anual de $hmF2$ para la Estación de Ekaterinburg a las 12SLT. Se ha utilizado una regresión polinómica de tercer grado con R_{12} para el cálculo de las desviaciones relativas $\delta hmF2$.

Además, para poder considerar y eliminar los posibles efectos a largo-plazo que las tormentas magnéticas pueden ejercer sobre los parámetros que caracterizan a la región F2 de la ionosfera, se ha utilizado un segundo modelo que incluye una dependencia lineal con los valores suavizados del índice de actividad geomagnética Ap (Ap_{12}), tal y como ha sido hecho en algunas publicaciones (Bremer, 1992, 1998; Jarvis et al., 1998):

$$X_{mod} = a + b R_{12} + c R_{12}^2 + d R_{12}^3 + e Ap_{12} \quad (\text{Modelo 2}), \quad (3.4)$$

Todos los coeficientes que aparecen en los dos modelos considerados (a, b, c, d, y e) se calculan para cada Estación, mes y momento SLT mediante el método de mínimos cuadrados. Ello refleja la variabilidad de los fenómenos ionosféricos y señala una diferencia significativa con otros fenómenos geofísicos menos dependientes del tiempo. Por otra parte, el uso de desviaciones relativas, en lugar de las absolutas consideradas por otros investigadores (Givishvily y Leschchenko, 1994, 1995; Bremer, 1998; Upadhyay y Mahajan, 1998; Jarvis et al., 1998), nos permite combinar valores de diferentes meses y analizar valores medios anuales.

- Las tendencias para una hora y mes seleccionados pueden ser estimadas de acuerdo a una regresión lineal de las variaciones relativas del parámetro ionosférico en cuestión, δX , con el año ($\delta X = a + k \text{ año}$). Debido a que las variaciones estacionales de las tendencias son pequeñas respecto a las diurnas (Danilov y Mikhailov, 1999a, 1999b), para calcular las correspondientes tendencias anuales se han considerado únicamente las variaciones relativas δX mensuales promediadas para cada año a horas fijas. De este modo, los valores de las tendencias que se presentarán en este capítulo de esta Tesis Doctoral vendrán dados por la pendiente k del ajuste lineal de las desviaciones relativas anuales δX (ver paneles inferiores de las figuras 3.4 y 3.5). En este sentido, se ha de comentar que aunque el uso del suavizado en las observaciones iniciales no elimina sus variaciones anuales, las atenúa y hace que las variaciones diurnas en las tendencias de $foF2$ y $hmF2$ sean mucho más fuertes que las estacionales a cualquier hora SLT. En la figura 3.6 se muestran a modo de ejemplo las pequeñas variaciones estacionales observadas en las tendencias de $hmF2$ para cuatro momentos SLT (0, 6, 12, y 18 SLT) y varias Estaciones Europeas.
- El test estadístico de significación aplicado a la tendencia lineal (pendiente k), ha sido realizado mediante la evaluación del parámetro F^* de Fisher:

$$F^* = r^2 (N - 2) / (1 - r^2), \quad (3.5)$$

donde r es el coeficiente de correlación entre los valores anuales medios δX y el año, y N el número de pares considerado. El criterio se describe en Pollard (1977) y básicamente consiste en la comparación del parámetro F^* con el correspondiente valor tabulado $F(1-\alpha; v_1, v_2)$ de la distribución de Fisher, donde α es el nivel de significación y v_1 y v_2 son el número de grados de libertad que en el caso del ajuste lineal que nos ocupa serán 1 y $N-2$, respectivamente. Si el parámetro F^* supera el valor tabulado $F(1-\alpha; 1, N-2)$, la pendiente del ajuste lineal k será significativamente distinta de cero para el nivel de significación α escogido. En este trabajo, el nivel de confianza ($1-\alpha$) ha sido de al menos el 0.90 (90%). Este criterio de significación ha sido utilizado en numerosas publicaciones relacionadas con la investigación de tendencias a largo-plazo en la ionosfera (Bremer 1992, 1998; Bence et al., 1998; Ulich, 2000; entre otras).

- Para poder comparar las tendencias lineales obtenidas para diferentes Estaciones, debe ser analizado un mismo intervalo temporal. El periodo de tiempo utilizado se extiende desde 1965 hasta 1991, el cual es para el que existe un mayor número de Estaciones con observaciones ionosféricas disponibles. Como veremos en el apartado 3.1.4, durante este periodo temporal se aprecia un aumento en la actividad

geomagnética. Sin embargo, debe ser mencionado que el modelo usado en la obtención de las desviaciones relativas δX se calcula utilizando todos los años de observaciones disponibles para cada Estación particular analizada.

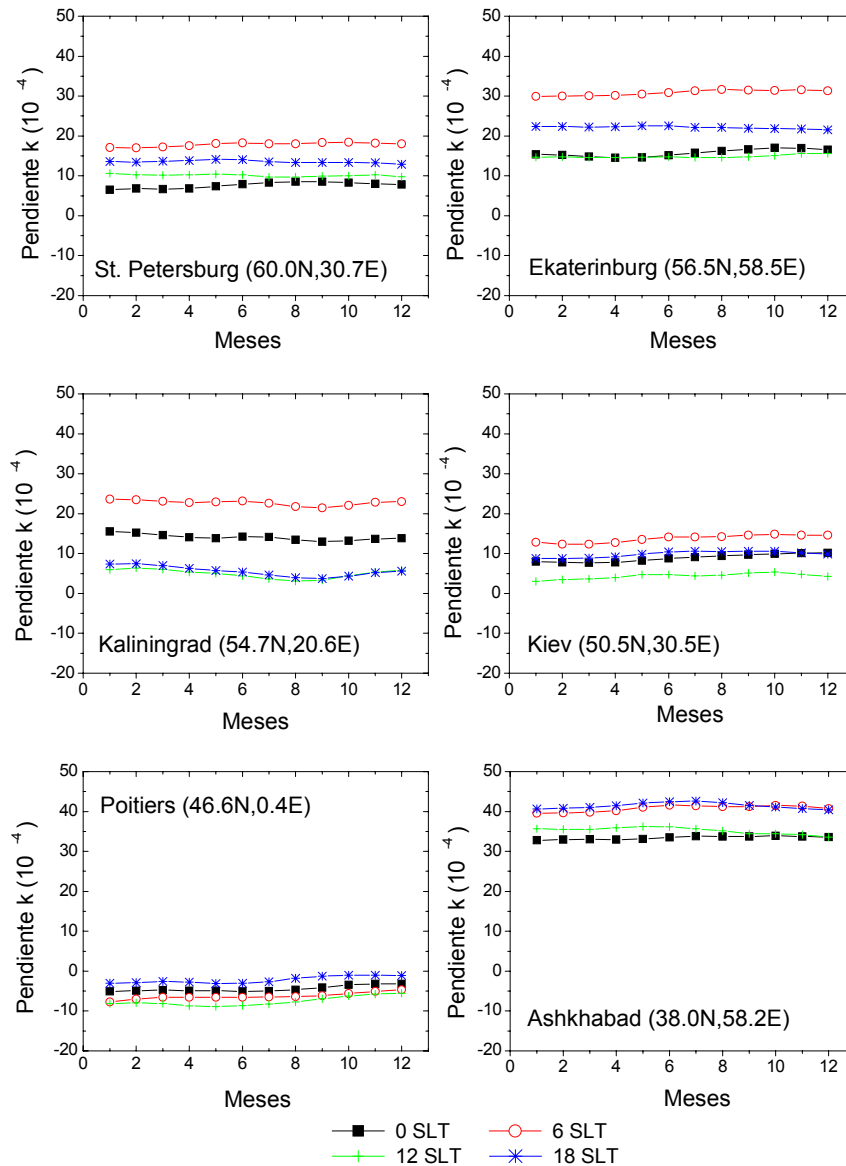


Fig. 3.6 Variaciones estacionales de las tendencias de $hmF2$ para 6 Estaciones Europeas y 4 momentos SLT. En el análisis se aplicó una regresión de $hmF2$ con R_{12} (modelo 1) y el periodo temporal 1965-1991.

Para llevar a cabo el cálculo de la tendencia lineal anual para una hora SLT y Estación determinada siguiendo cada uno de los pasos anteriores, dado el alto número de Estaciones y datos analizados, hemos utilizado nuestros propios programas escritos en Lenguaje Fortran (Anexo III). Estos programas emplean algunas subrutinas que pueden encontrarse en Press et al. (1992).

3.1.3 Selección de años usada en el cálculo de las tendencias

La metodología propuesta para el cálculo de las tendencias a largo-plazo se basa en el análisis de las desviaciones relativas del valor observado o experimental de $foF2$ o $hmF2$ respecto a su valor obtenido mediante el uso de un modelo. Como modelos se utilizan regresiones polinómicas del parámetro en cuestión con el índice de actividad solar R_{12} . Sin embargo, es bien sabido que la dependencia de $foF2$ con R_{12} está influenciada por el conocido fenómeno de histéresis ionosférica (Rao y Rao, 1969; Apostolov y Alberca, 1995; Kouris, 1995; Buresova y Lastovicka, 2000). Para una localización geográfica dada y un valor constante del número de manchas solares R , los valores de $foF2$ muestran diferencias importantes para las fases de subida y bajada de cada ciclo solar de 11 años. Las variaciones de las medianas mensuales de $foF2$ con índices R suavizados, tales como R_{12} , a lo largo de un ciclo solar describe una curva semejante a la variación histéresis del ciclo de magnetización de un material ferromagnético. Debido a ello, a este fenómeno se le conoce como efecto histéresis y se traduce básicamente en valores diferentes de $foF2$ bajo el mismo valor de R en fases de subida y bajada de un ciclo solar. Este efecto puede crear un ruido significativo en el modelo usado para eliminar la dependencia solar en las variaciones de $foF2$, distorsionando, de esta modo, los valores de las desviaciones relativas $\delta foF2$ usadas en el cálculo de tendencias. A modo de ejemplo, en la figura 3.7 se muestra la dependencia con R_{12} de las medianas mensuales suavizadas de $foF2$ observadas en la Estación de Ekaterinburg a las 12SLT, así como el ajuste polinómico de tercer orden usado como modelo.

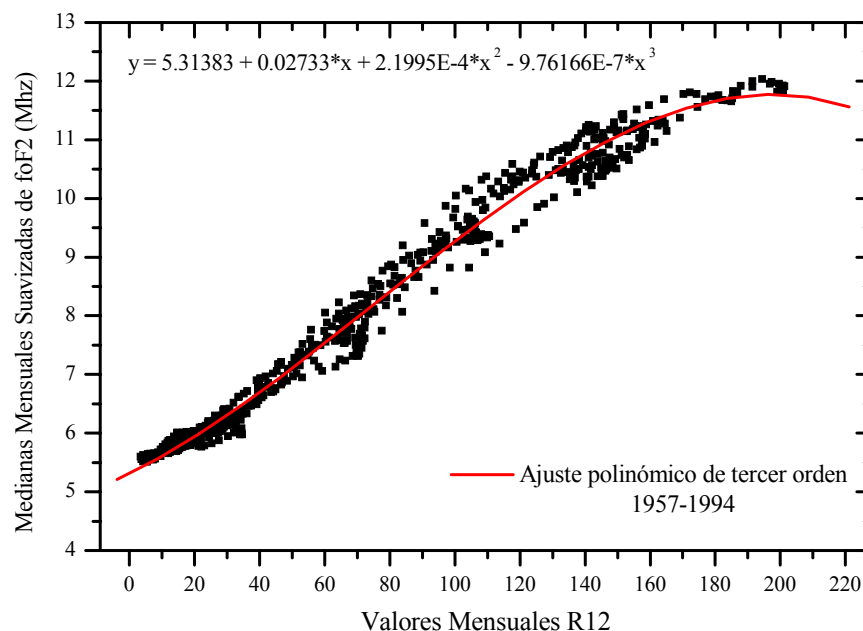


Fig. 3.7 Medianas mensuales suavizadas de $foF2$ representadas frente a los valores correspondientes del índice R_{12} . Las observaciones corresponden a la Estación de Ekaterinburg (12 SLT, periodo 1957-1994).

Por tanto, en el análisis de tendencias a largo-plazo en la región F2 de la ionosfera debe ser tomada en cuenta la posible influencia de este efecto histéresis. Danilov y

Mikhailov (1999a, 1999b) mostraron que únicamente si se elimina este efecto en las fases de subida y bajada de un ciclo solar, es posible obtener tendencias en $foF2$ estables y significativas. Dichos autores recomendaron calcular las tendencias de $foF2$ considerando únicamente los años correspondientes a los máximos y mínimos de cada ciclo solar, ya que la inclusión de los años correspondientes a las fases de subida y bajada resultaba en tendencias de $foF2$ de distinto signo y magnitud para varias Estaciones. Esto es debido a que la peor correlación de $foF2$ con R_{12} tiene lugar en las fases de subida y bajada de los ciclos solares debido al comentado efecto histéresis. La tabla 3.2 muestra la selección de años recomendada que se basa en las variaciones medias anuales observadas en el índice R_{12} . En ella aparecen seleccionados los dos-tres años correspondientes a los extremos de cada ciclo solar con valores más próximos de R_{12} .

Años	Media Anual R_{12}	Años	Media Anual R_{12}	Años	Media Anual R_{12}
1930	38.8	1953	14.9 m	1976	13.4 m
1931	21.1	1954	6.4 m	1977	31.9
1932	12.1	1955	41.5	1978	91.4
1933	5.9 m	1956	133.8	1979	148.6 M
1934	9.4 m	1957	187.9 M	1980	154.2 M
1935	36.6	1958	189.5 M	1981	141.3 M
1936	79.6	1959	157.5	1982	114.3
1937	113.2 M	1960	108.0	1983	74.7
1938	106.4 M	1961	59.4	1984	42.2
1939	89.8	1962	36.6	1985	17.9 m
1940	66.4	1963	27.3	1986	13.8 m
1941	50.5	1964	12.3 m	1987	32.1
1942	30.4	1965	16.3 m	1988	98.5
1943	15.3 m	1966	49.7	1989	153.9 M
1944	11.1 m	1967	89.7	1990	145.5 M
1945	36.4	1968	106.6 M	1991	144.0 M
1946	91.7	1969	106.5 M	1992	93.8
1947	145.6 M	1970	100.4 M	1993	55.6
1948	141.2 M	1971	69.7	1994	30.2
1949	129.6	1972	66.8	1995	17.3 m
1950	88.7	1973	39.0	1996	9.1 m
1951	64.9	1974	32.2	1997	22.7
1952	32.9	1975	17.4 m	1998	62.4

Tabla 3.2 Valores medios anuales del índice R_{12} . Las celdas sombreadas muestran los años correspondientes a los máximos (M) y mínimos (m) de actividad solar usados para la obtención de las tendencias de $foF2$.

Por otra parte, al igual que para $foF2$, las variaciones de $M(3000)F2$ también pueden verse afectadas por el efecto histéresis (Rao y Rao, 1969). Como los valores de $hmF2$ son obtenidos a partir de los de $M(3000)F2$, también puede esperarse en sus variaciones alguna influencia de este efecto. Por analogía con el resultado obtenido para el análisis de las tendencias de $foF2$, hemos comparado las tendencias de $hmF2$ para un alto número de Estaciones cuando son considerados por una parte, todos los años, y por otra, aquellos correspondientes a los extremos de cada ciclo solar (tabla 3.2). Los resultados de esta comparación se ofrecen en las tablas 3.3, para la que se ha utilizado el modelo 1 en la obtención de $\delta hmF2$, y 3.4, para la que se ha utilizado el modelo 2, y se muestran

en la figura 3.8. Se aprecia cómo el carácter de las tendencias no cambia para ambas selecciones de años y únicamente se observan pequeñas diferencias en el valor de las pendientes de h_mF2 .

ESTACIÓN	0 SLT Todos los años	0 SLT M+m años	6 SLT Todos los años	6 SLT M+m años	12 SLT Todos los años	12 SLT M+m años	18 SLT Todos los años	18 SLT M+m años	Años Analizados
Murmansk	-3.23	1.00	3.48	1.56	1.66	4.38	3.43	3.02	1965-91
Sodankyla	-6.71s	-10.03s	8.24s	6.43s	5.08	5.75	1.04	0.48	1965-91
Lycksele	18.98s	20.27s	24.26s	24.85s	25.22s	30.6s	22.41s	23.11s	1965-91
Arkhangelsk	-2.36	5.39	8.95s	13.46s	4.77	7.56	15.08s	16.37s	1970-89
Uppsala	-15.49s	-8.67	-0.11	3.53	-13.42s	-7.68	-19.85s	-16.08s	1965-91
St Petersburg	7.64s	11.23s	17.87s	15.84s	10.12s	13.03s	13.54s	13.71s	1965-91
Juliusruh	-3.48	0.33	2.67	4.94	3.63	8.23s	-0.19	2.95	1965-91
Slough	9.19s	13.05s	23.78s	22.55s	15.00s	15.46s	15.66s	18.56s	1965-91
Kaliningrad	14.06s	14.07s	22.75s	17.98s	4.91	5.10	5.55	5.46	1965-91
Dourbes	-0.86	-1.01	-2.71	-1.23	-13.36s	-6.26s	-23.75s	-19.91s	1965-91
Yakutsk	19.55s	16.8s	22.66s	18.19s	15.96s	16.41s	18.37s	16.97s	1965-90
Tunguska	9.7s	13.08s	4.64	3.76	16.64s	19.02s	12.77s	13.79s	1969-91
Moscow	27.8s	36.89s	31.87s	40.79s	29.26s	42.6s	31.18s	41.81s	1965-91
Magadan	9.29s	10.42s	9.02	10.39s	-9.52s	-2.63	3.19	2.54	1969-91
Gorky	0.69	2.29	8.77s	7.01	15.47s	16.7s	14.58s	15.35s	1965-88
Poitiers	-4.43	-0.71	-6.09s	-2.34	-7.59s	-2.00	-2.19	7.19	1965-91
Ekaterinburg	15.75s	16.84s	30.87s	32.35s	14.87s	18.29s	22.15s	25.2s	1965-91
Kiev	8.89s	12.58s	13.75s	17.69s	4.35	6.35	9.82s	11.24s	1965-91
Tomsk	23.45s	20.01s	22.48s	19.26s	23.17s	22.37s	21.26s	20.27s	1965-91
Bekescsaba	-11.94s	-9.58s	-3.77	0.58	-9.8s	-6.77s	-9.39s	-6.23s	1965-91
Novosibirsk	7.96s	9.78s	8.17s	7.80	7.59s	12.06s	6.2s	9.6s	1965-91
Irkutsk	11.13s	8.54s	17.43s	10.74s	15.92s	12.01s	16.62s	11.32s	1965-91
Khabarovsk	10.27s	10.93s	22.89s	2.77s	13.48s	7.66s	14.63s	12.48s	1965-91
Novokazilinsk	1.44	1.38	15.07s	13.72	-0.97	-1.10	6.39	10.27	1965-88
Alma ata	12.51s	15.12s	28.27s	29.71s	18.77s	20.99s	22.98s	25.81s	1965-88
Tashkent	4.99	5.93	10.98s	5.52	3.97	3.02	9.37s	6.53	1965-91
Ashkhabad	33.41s	32.32s	40.78s	37.79s	35.22s	35.04s	41.44s	41.35s	1965-91

Tabla 3.3. Pendientes anuales K (en 10^{-4} unidades por año) obtenidas para el periodo 1965-1991. Para obtener estas tendencias lineales se ha utilizado una regresión de h_mF2 con R_{12} (Modelo 1), considerando por una parte, todos los años, y por otra, la selección de años basada en los extremos de cada ciclo solar mostrada (años M+m) propuesta para evitar el efecto histéresis. Una “s” después del valor indica tendencias significativas con un nivel de confianza del 95%.

ESTACIÓN	0 SLT Todos los años	0 SLT M+m años	6 SLT Todos los años	6 SLT M+m años	12 SLT Todos los años	12 SLT M+m años	18 SLT Todos los años	18 SLT M+m años	Años Analizados
Murmansk	-2.15	-0.68	-6.89s	-4.97	-3.23s	-0.98	-3.12s	-1.25	1958-93
Sodankyla	-10.63s	-9.55s	2.26s	-1.16	-1.39	-2.68	-8.16s	-9.8s	1958-97
Lycksele	0.98	2.66	-0.05	3.06	1.23	3.52	-2.77	-2.49	1958-97
Arkhangelsk	-5.31	-0.14	6.15s	8.25	-0.28	-1.79	11.43s	9.48s	1970-89
Uppsala	-2.79	-1.22	0.07	1.80	1.79	3.97	-3.01	-3.39	1958-97
St Petersburg	3.15s	3.13	5.84s	4.50	0.32	3.99	2.26	3.38	1958-95
Juliusruh	-5.82s	-5.96s	-3.07s	-1.32	-2.05	0.94	-4.18s	-3.16	1958-91
Slough	-4.49s	-4.07	1.19	-2.3	0.63	-1.31	0.59	-0.12	1958-96
Kaliningrad	-1.18	-1.56	8.44s	2.52	-2.95	-4.33	-3.08	-3.03	1965-93
Dourbes	-2s	-2.72s	0.13	-0.22	0.56	-0.33	-2.92	-2.90	1958-96
Yakutsk	3.29	4.72	3.16	5.70	-0.04	3.81	3.01	5.69s	1958-90
Tunguska	3.29	5.93s	1.93	0.19	11.08s	12.12s	6.01s	8.04s	1969-96
Moscow	19.79s	17.28s	21.82s	19.58s	24s	25.88s	23.74s	22.15s	1958-95
Magadan	-0.07	-0.72	-0.13	-3.17	-15.74s	-9.89s	-4.91	-6.95	1969-93
Gorky	-4.15s	-6.23	3.35	-0.36	8.83s	6.86	9.42s	6.02	1959-88
Poitiers	-2.36	-1.89	-9.19s	-4.58	-8.92s	-4.36	-0.93	3.30	1958-95
Ekaterinburg	9.79s	3.65	18.21s	16.46s	14.71s	12.01s	19s	16.44s	1958-94
Kiev	0.41	2.81	5.37	8.06	0.64	2.08	4.93	5.65	1965-91
Tomsk	4.81s	2.68	5.22s	3.80	4.86s	4.73s	5.24s	4.9s	1958-96
Bekescsaba	-15.29s	-11.48s	-4.54s	-2.70	-11.44s	-6.83s	-10.26s	-5.44	1965-92
Novosibirsk	-3.41s	-3.90	-4.39s	-4.13	0.80	2.03	-1.96	0.07	1959-92
Irkutsk	-4.45s	-4.20	-2.99	-3.28	1.62	1.59	1.76	1.59	1959-91
Khabarovsk	9.08s	2.79	8.25s	4.09	11.55s	1.58	14.64s	4.56	1960-92
Novokazilinsk	-5.12	-5.41	5.19	3.59	-7.44s	-7.87	2.17	5.96	1965-88
Alma ata	7.1s	7.76s	19.7s	20.51s	13.28s	15.62s	18.98s	19.94s	1958-88
Tashkent	1.74	4.10	5.73s	2.87	5.17s	5.80	6.95s	6.31	1962-92
Ashkhabad	10.01s	10.11s	17.07s	12.94s	15.99s	13.67s	18.01s	14.14s	1958-97

Tabla 3.4. Pendientes anuales K (en 10^{-4} unidades por año) obtenidas para todo el periodo de observaciones disponible para cada Estación. Se ha utilizado una regresión de $hmF2$ con $R_{12}+Ap_{12}$ (Modelo 2), y considerado todos los años y la selección de años M+m. Una “s” después del valor indica tendencias significativas con un nivel de confianza del 95%.

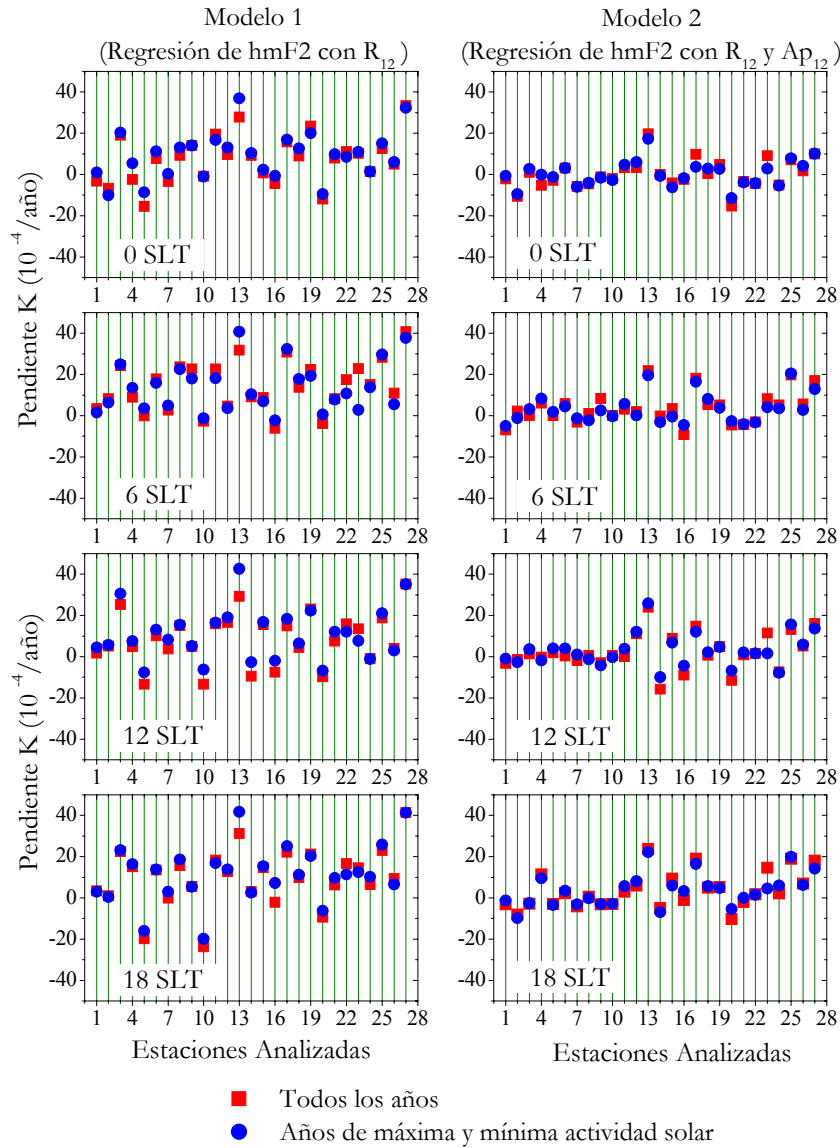


Fig. 3.8 Representación de las tendencias mostradas en las tablas 3.2 y 3.3. Mientras que en los paneles de la izquierda se ha utilizado en el cálculo de las desviaciones relativas de $hmF2$ una regresión polinómica de tercer orden con el índice de actividad solar R_{12} , en los de la derecha se ha introducido una dependencia lineal con el índice de actividad geomagnética Ap_{12} . Se distinguen aquellas tendencias calculadas considerando todos los años del periodo temporal 1965-1991 (cuadros rojos) de aquellas obtenidas considerando únicamente los años de máxima y mínima actividad solar (círculos azules).

Por lo tanto, teniendo en cuenta la recomendación propuesta por Danilov y Mikhailov (1999a, 1999b) para evitar la posible influencia que el efecto histéresis pueda tener en los cálculos de las tendencias de $foF2$, se ha de subrayar que éstos se han realizado considerando la selección de años mostrada en la tabla 3.2. Por el contrario, teniendo en cuenta los resultados de las tablas 3.3 y 3.4 y figura 3.8, los cálculos correspondientes a las tendencias de $hmF2$ se han obtenido utilizando todos los años del periodo temporal considerado ya que, de esta forma, aumenta el número de años usados y la estadística y confianza de los resultados obtenidos.

3.1.4 Variaciones a largo-plazo de la actividad geomagnética

Las medidas de la variación geomagnética, llevadas a cabo desde 1840, ayudan a cuantificar la influencia de las perturbaciones solares en el campo magnético de la Tierra. Un índice numérico que describe el nivel de la actividad geomagnética es el aa ^{3,4}. Este índice ha sido calculado retrospectivamente desde 1868 y proporciona la serie de datos continua más amplia de perturbaciones geomagnéticas, por lo que puede ser muy útil para el estudio de los cambios a largo-plazo que pueden producirse en la actividad geomagnética. Clilverd et al. (1998) pusieron de relieve que desde el inicio de la muestra existe una tendencia del índice aa a aumentar con el tiempo, especialmente durante periodos de actividad solar mínima, lo cual implicaría un incremento del número de tormentas magnéticas. En este sentido, se ha de mencionar que distintos estudios indican una tendencia a aumentar en el número de perturbaciones ionosféricas (Sergeenko y Kuleshova, 1995; Sergeenko y Giveshvili, 1997; Clilverd et al., 1998).

Para comprobar la existencia de tales tendencias de la actividad geomagnética, se han representado los valores medios anuales del índice utilizado en este trabajo para reflejar el nivel de la actividad geomagnética, Ap_{12} (figura 3.9).

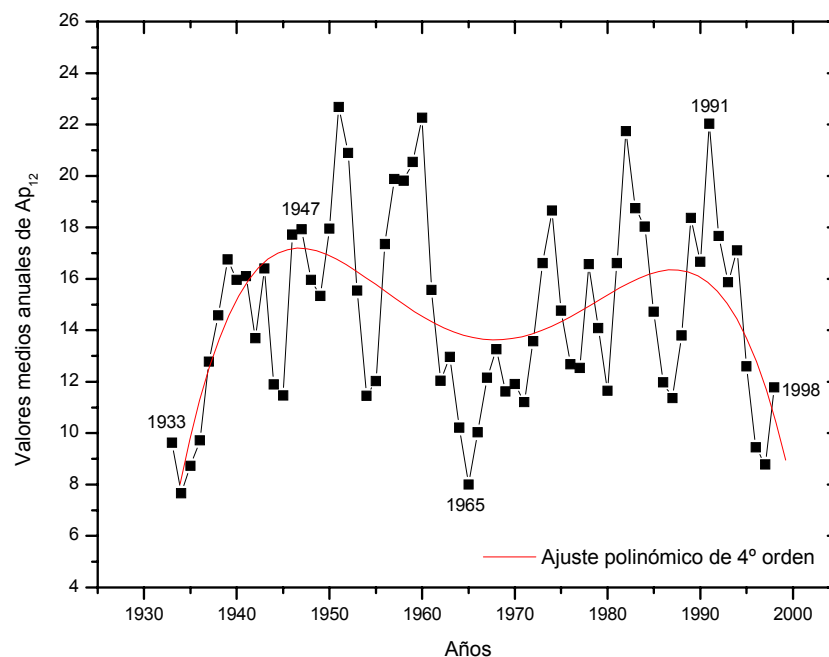


Fig. 3.9 Variaciones a largo-plazo de los valores medios anuales de Ap_{12} . La línea continua muestra un ajuste polinómico de cuarto grado.

^{3,4} **aa** : índice de actividad geomagnética determinado a partir de los valores del índice K registrados por dos Estaciones diametralmente opuestas situadas a una *latitud magnética invariante*^{3,5} de 50 grados (Hartland, Inglaterra, y Canberra, Australia). Los valores de este índice son proporcionados por el *Institut de Physique du Globe* de París, Francia, en unidades de 1 nT.

^{3,5} **Latitud magnética invariante Λ** : latitud geomagnética a la cual una línea de fuerza del campo geomagnético, caracterizada por L (distancia en radios terrestres desde el centro de la Tierra hasta el punto en el que la línea de campo corta el plano ecuatorial), corta a la superficie terrestre. Si se aproxima el campo geomagnético por un modelo dipolar, la relación entre Λ y L viene dada por la ecuación $L \cos^2 \Lambda = 1$.

La base de datos del índice Ap comienza en el año 1932, y por lo tanto, la del índice Ap_{12} en 1933. Un ajuste polinómico de 4º orden ofrece una imagen cualitativa de las distintas fases que pueden observarse en las variaciones de la actividad geomagnética. Existen periodos (a partir de 1933 hasta aproximadamente 1947-1951, y desde 1965 hasta 1991) en los que se observa un incremento de actividad geomagnética, mientras que otros ($\approx 1947-1951$ hasta 1965, y después de 1991) muestran un descenso de la misma.

Por otra parte, también se han analizado estas tendencias a través de las variaciones del índice de actividad geomagnética Ap_{11y} (figura 3.10). Este índice se obtiene para cada año como un promedio de los 11 valores anuales de Ap centrados en el valor de Ap correspondiente al año en cuestión (suavizado de medias móviles con una ventana de 11 años):

$$Ap_{11y} = [Ap_{-5} + Ap_{-4} + \dots + Ap_0 + \dots + Ap_4 + Ap_5] / 11 \quad (3.6)$$

donde Ap_0 es el valor de Ap para el año cuyo valor Ap_{11y} queremos calcular y $Ap_{-5}, \dots, Ap_{-1}, Ap_1, \dots, Ap_5$, son los valores de Ap para los 5 años anteriores y posteriores al mismo.

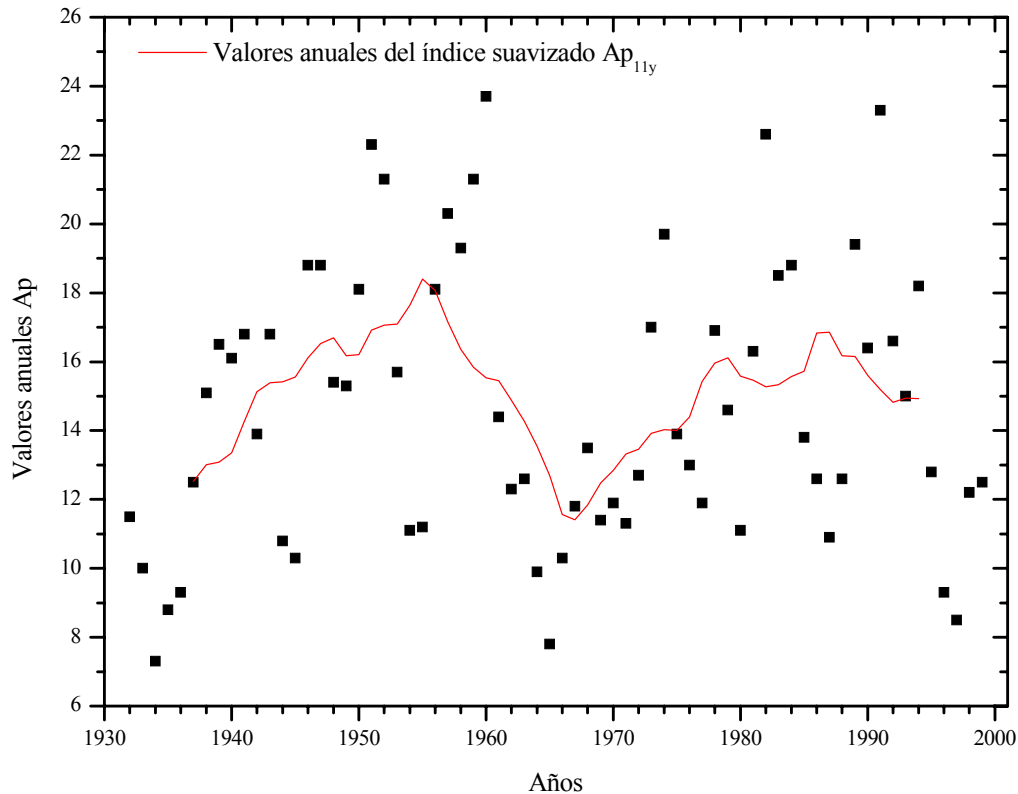


Fig. 3.10 Variación anual del índice Ap y de sus valores suavizados Ap_{11y} .

Se observan claras tendencias a largo-plazo en Ap_{11y} no conectadas con las variaciones de los ciclos solares, que coinciden con las ya mostradas en la figura 3.9. Existen periodos (desde ≈ 1935 hasta principios de la década de 1950, y desde mediados de los 60 hasta finales de los 80) para los que la actividad geomagnética tiende a aumentar y otros (desde ≈ 1950 hasta ≈ 1965) para los que experimenta un descenso. Unas variaciones similares también fueron obtenidas por Clilverd et al. (1998).

Estas variaciones detectadas en la actividad geomagnética deben influir en el comportamiento a largo-plazo de la ionosfera, especialmente de la región F2. Por ello, para evitar la influencia de las diferentes fases de subida y bajada, se ha escogido para el cálculo de las tendencias el periodo 1965-1991 para el cual, la actividad geomagnética presenta una clara tendencia a aumentar. Concretamente, para este intervalo temporal el índice Ap_{12} presenta una tendencia positiva de 0.252 por año, que es significativa con un nivel de confianza del 99% según el criterio de Fisher (Pollard, 1977) (figura 3.11).

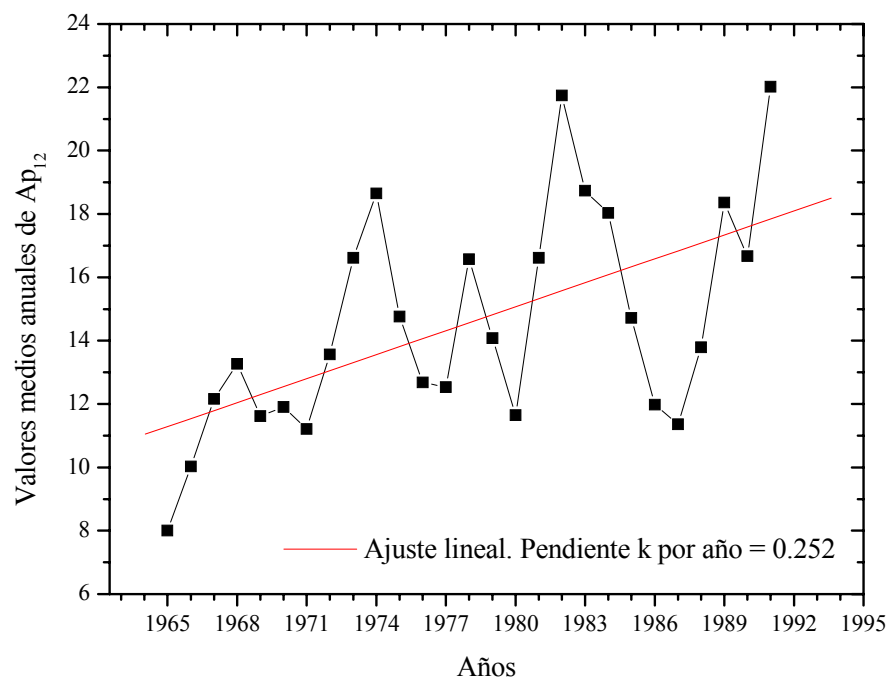


Fig. 3.11 Variaciones de los valores medios anuales de Ap_{12} para el periodo 1965-1991.

3.1.5 Obtención de los valores $hmF2$

Los valores de la altura real del máximo de la capa F2, $hmF2$, no son escalados directamente desde los ionogramas como otros parámetros ionosféricos (ej., $foF2$, foE ,...). Una aproximación práctica para calcular $hmF2$ es el uso de fórmulas empíricas que vinculan este parámetro con el factor MUF, $M(3000)F2$. La dependencia de las tendencias de $hmF2$ con la fórmula empleada en su derivación ha sido analizada en distintas publicaciones. Así, Bremer (1992) comparó dichas tendencias para la Estación de Juliusruh (54.6°N ; 13.4°E) usando 4 métodos diferentes en el cálculo de $hmF2$: Shimazaki (1955), Bradley and Dudeney (1973), Dudeney (1974) y Bilitza et al. (1975). La conclusión de este análisis fue que la elección de la fórmula no era determinante en los resultados obtenidos. Sin embargo, un estudio similar llevado a cabo por Ulich (2000) mostró que las tendencias de $hmF2$ podían ser, en determinadas Estaciones, de distinto signo y magnitud según la fórmula usada.

En este sentido, se han comparado las tendencias lineales de $hmF2$ para varias Estaciones Europeas usando la fórmula de Shimazaki (ecuación 3.1) y la de Dudeney (1978). Esta última incluye la influencia de la ionización de las capas inferiores a través de la relación $foF2/foE$:

$$hmF2 = (1490 M_F) / (M_3 + \Delta M) - 176 \quad (3.7)$$

siendo

$$M_F = M_3 \{ [(0.0196 M_3^2 + 1) / (1.2967 M_3^2 - 1)] \}^{(1/2)}$$

$$M_3 = M(3000)F2$$

$$\Delta M = 0.253 / (r - 1.215) - 0.012, \text{ y } r = foF2/foE$$

En la figura 3.12 se muestra a modo de ejemplo el resultado de esta comparación para las Estaciones Europeas de St. Petersburg (60.0°N ; 30.7°E), Uppsala (59.8°N ; 17.6°E), Ekaterinburg (56.5°N ; 58.5°E), Slough (51.5°N ; 359.3°E), Kiev (50.5°N ; 30.5°E) y Poitiers (46.6°N ; 0.4°E). Las tendencias, obtenidas para el mismo intervalo de tiempo 1965-1991 y usando el modelo 1 demuestran un comportamiento sistemático para todas las Estaciones analizadas, tendiendo a decrecer cuando se utiliza la fórmula de Dudeney (1978) (ecuación 3.7). Se observa cómo las diferencias en la magnitud de las tendencias cuando se aplican ambas fórmulas dependen de la hora local. Las dos fórmulas proporcionan resultados muy cercanos durante las horas nocturnas para las cuales el valor de foE es pequeño; para las horas diurnas las diferencias aumentan a medida que lo hace la contribución de la capa E. Por lo tanto, en el análisis de los resultados de las tendencias de $hmF2$ debe ser tenido en cuenta que este parámetro se obtiene a partir de otros mediante el uso de fórmulas que pueden insertar un ruido adicional.

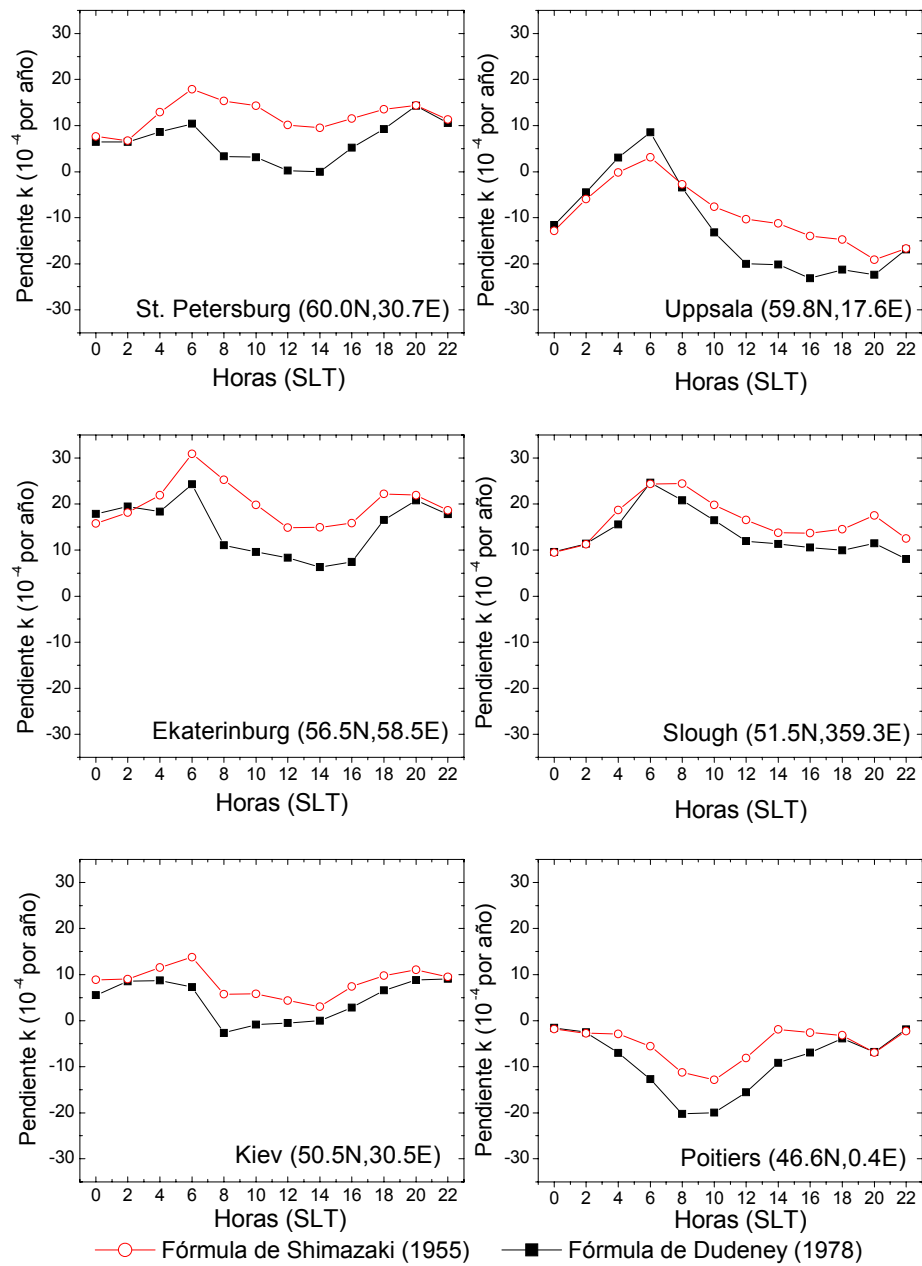


Fig. 3.12 Variaciones diurnas de las tendencias de $hmF2$ cuando se usan las fórmulas de Shimazaki (ecuación 3.1) y de Dudeney (ecuación 3.7) en la obtención de los valores de $hmF2$.

En este trabajo los valores de $hmF2$ se han obtenido usando la fórmula de Shimazaki (ecuación 3.1) por las siguientes razones:

- Las fórmulas que contienen el término f_oF2/f_oE incluyen una variación a largo-plazo por sí mismo y pueden distorsionar la tendencia de $hmF2$ que se pretende obtener.
- Los valores de f_oE están ausentes durante las horas nocturnas en la mayoría de las Estaciones. A este respecto debe ser mencionado que el uso de valores de f_oE obtenidos mediante modelos en lugar de las observaciones ausentes, puede distorsionar la medida por el motivo comentado en el apartado anterior: el parámetro f_oE demuestra una tendencia a largo-plazo (Givishvili y Leshchenko, 1995; Bremer, 1998) que no es reflejada por modelos empíricos.
- Los valores de f_oE no están disponibles en muchas Estaciones, por lo que el uso de la fórmula de Shimazaki nos ha permitido analizar un número mayor de ellas.

3.2 TENDENCIAS EN $foF2$ y $hmF2$: RESULTADOS

A continuación se presentan, aplicando la metodología expuesta en el apartado anterior, las tendencias lineales en los parámetros representativos de la región F2, $foF2$ y $hmF2$, para el intervalo de tiempo 1965-1991, tanto para condiciones nocturnas como diurnas. Las desviaciones relativas del parámetro en cuestión, $\delta foF2$ ó $\delta hmF2$, se calculan mediante el uso de los dos modelos dados por las ecuaciones 3.3 y 3.4: modelo 1, regresión polinómica de tercer grado con R_{12} , y modelo 2, igual que el anterior pero añadiendo una dependencia lineal con Ap_{12} . Además, se ofrecerá una interpretación física de los resultados basada en el aumento observado en la actividad geomagnética durante el periodo de tiempo analizado 1965-1991 y el consiguiente incremento producido en la actividad de tormentas ionosféricas en la región F2.

En el estudio se han utilizado las Estaciones mostradas en la tabla 3.1, todas ellas situadas en el Hemisferio Norte y cubriendo un amplio rango longitudinal, que nos ha permitido analizar las variaciones espaciales de la magnitud de la tendencia. Este análisis no se ha aplicado al Hemisferio Sur porque el número de Estaciones con series de datos continuos disponibles durante todo el periodo 1965-1991 es muy reducido. Además, estas Estaciones se encuentran muy separadas longitudinalmente unas de otras, lo que impide realizar un análisis riguroso de las variaciones espaciales de la magnitud de las tendencias.

3.2.1 Tendencias en $foF2$

En la tabla 3.5 se muestran los valores de las tendencias lineales en $foF2$ (en 10^{-4} por año) a las 0 y 12 SLT. Como se ha mencionado en el apartado anterior de este capítulo, para evitar el efecto histéresis, en el cálculo de las tendencias únicamente se han considerado los años mostrados en la tabla 3.2 correspondientes a los máximos y mínimos de cada ciclo de actividad solar pertenecientes al intervalo temporal de estudio 1965-1991. Se distinguen los resultados cuando se utilizan los modelos ya comentados (modelos 1 y 2) en la obtención de los valores relativos $\delta foF2$ utilizados en el cálculo de la tendencia. Se aprecia cómo la inclusión del índice geomagnético Ap_{12} en la regresión usada como Modelo 2 hace que las tendencias sean más positivas. La mayoría de las tendencias detectadas son negativas, aunque también se observan determinadas Estaciones (como Khabarovsk, Alma-Ata o Tashkent), en general de media-baja latitud geomagnética, que presentan tendencias positivas. En negrita se señalan aquellas tendencias significativas con un nivel de confianza del 90%. Debe ser mencionado que debido a que sólo se han considerado los años de máxima y mínima actividad solar, el número N de pares analizados es pequeño ($N=14$) y algunas tendencias no son significativas para el nivel de confianza elegido del 90%.

ESTACIÓN	Latitud y Longitud Geomagnética ° Norte ° Este		Latitud y Longitud Geográfica ° Norte ° Este		0 SLT Mod. 1	0 SLT Mod. 2	12 SLT Mod. 1	12 SLT Mod. 2
Kheysa	71.28	156.18	80.60	58.00	-29.5	-21.8	-29.5	-22.2
Sodankyla	63.73	120.32	67.40	26.60	-39.5	-37.5	-67.5	-56.0
Dikson	62.97	161.71	73.50	80.40	-15.8	-9.2	-21.3	-14.7
Lycksele	62.70	111.37	64.70	18.80	1.9	2.5	-26.0	-17.9
Uppsala	58.44	106.28	59.80	17.60	-42.5	-29.9	-27.6	-22.4
Salekhard	57.30	149.26	66.50	66.70	23.9	20.0	-22.5	-16.4
Ottawa	56.78	351.75	45.40	284.10	0.74	9.9	-17.7	-12.5
St. Petersburg	56.17	117.70	60.00	30.70	-19.2	-9.4	-16.1	-10.9
Juliusruh	54.40	99.06	54.60	13.40	-33.7	-24.8	-12.2	-9.0
Slough	54.25	83.72	51.50	359.43	-13.1	-5.9	-5.9	-2.6
Kaliningrad	53.10	105.77	54.60	13.40	-27.9	-17.1	-10.8	-8.1
Dourbes	51.89	88.15	50.10	4.60	-3.9	4.0	1.7	3.2
Yakutsk	50.99	194.10	62.00	129.60	-33.0	-22.1	-25.8	-19.8
Moscow	50.82	120.86	55.50	37.30	-25.6	-16.6	-12.0	-8.7
Gorky	50.29	127.06	56.15	44.28	-18.8	-13.1	-10.7	-8.1
Poitiers	49.40	82.20	46.60	0.30	-9.4	-6.1	-0.3	-0.4
Boulder	48.89	317.00	40.00	254.70	5.0	5.6	-8.4	-6.5
Ekaterinburg	48.42	141.06	56.70	61.10	-30.2	-23.9	-12.0	-9.5
Kiev	47.50	112.63	50.72	30.30	-11.5	-5.8	-4.7	-4.1
Tomsk	45.92	159.93	56.50	84.90	-16.9	-12.4	5.0	6.0
Rome	42.46	92.42	41.90	12.52	-2.3	-3.8	6.2	3.5
Irkutsk	41.06	174.75	52.47	104.03	-8.9	-7.7	-9.3	-9.2
Sofia	41.00	103.08	42.60	23.40	0.4	-1.1	-4.1	-6.1
Karaganda	40.31	149.04	49.80	73.08	-8.1	-3.3	-4.7	-4.5
Khabarovsk	37.91	200.45	48.52	135.12	9.3	7.9	3.6	1.3
Novokazalinsk	37.60	138.82	45.77	62.12	-8.9	-7.1	-5.9	-5.9
Alma_ata	33.42	151.11	43.25	76.92	12.1	10.0	6.5	4.0
Tashkent	32.30	144.43	41.33	69.62	-1.6	-1.1	5.8	2.1
Ashkhabad	30.39	133.69	37.90	58.30	-4.4	-5.4	-1.4	-3.5
Akita	29.53	205.87	39.70	140.10	0.2	0.4	-0.7	-3.3

Tabla 3.5. Estaciones analizadas y sus tendencias de $foF2$ (en 10^{-4} por año) para el periodo 1965-1991. Se aplican regresiones de $foF2$ con R_{12} (Modelo 1) y con $R_{12} + A_{p12}$ (Modelo 2). En el cálculo de la tendencia se utilizan únicamente los valores $\delta foF2$ correspondientes a años de máxima y mínima actividad solar. Los valores que aparecen en negrita muestran las tendencias significativas con un nivel de confianza del 90%.

Basándonos en los resultados de la tabla 3.5, hemos representado en la figura 3.13 la magnitud de aquellas tendencias de $foF2$ significativas al 90% frente a la latitud geomagnética de las Estaciones para las que fueron obtenidas. Se observa cómo, tanto a las 0 como a las 12SLT y con independencia del modelo usado en el cálculo de $\delta foF2$, existe una dependencia de las tendencias con la latitud geomagnética: las tendencias son más negativas en Estaciones cuya latitud geomagnética es mayor, tendiendo la magnitud a decrecer, llegando a ser incluso positiva, a medida que la latitud geomagnética disminuye.

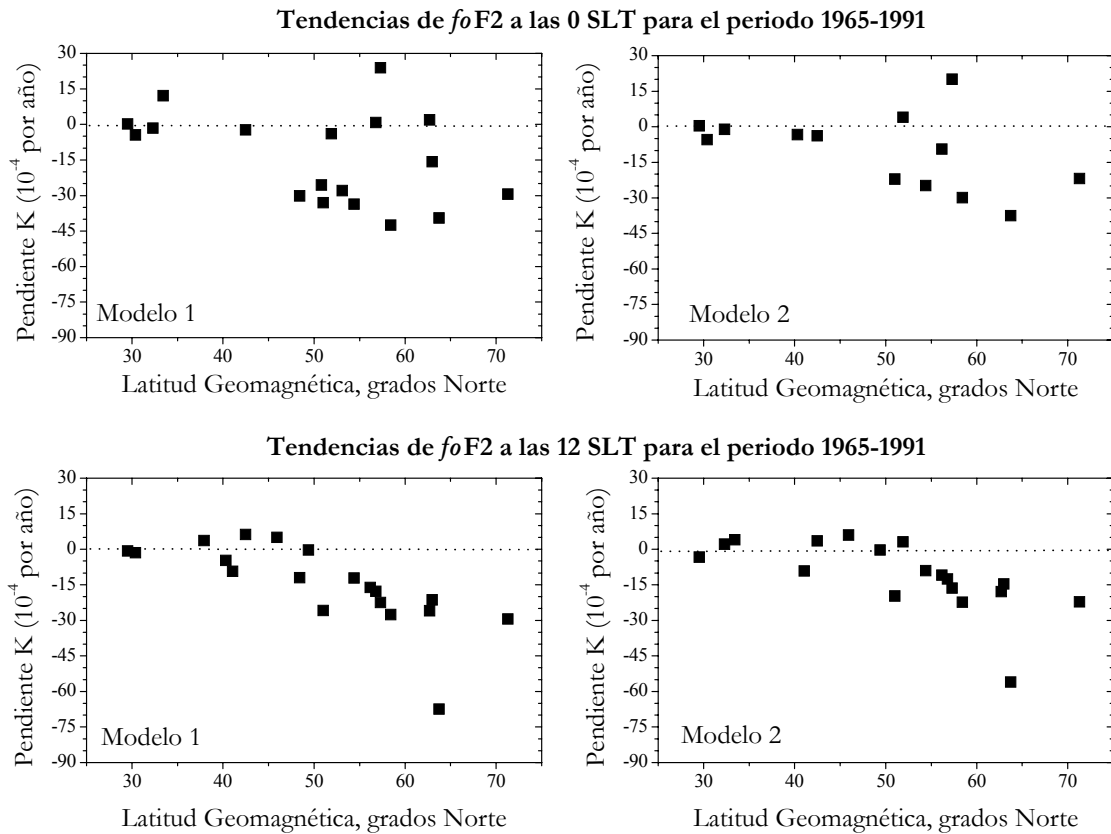


Fig. 3.13 Dependencia de las tendencias de $foF2$ con la latitud geomagnética a las 0 y 12 SLT cuando se consideran los años de máxima y mínima actividad solar del periodo temporal 1965-1991. Los modelos 1 (regresión de $foF2$ con R_{12}) y 2 (regresión de $foF2$ con R_{12} y Ap_{12}) se han usado en la obtención de los resultados. Únicamente se muestran las Estaciones con tendencias significativas para un nivel de confianza del 90%.

Esta dependencia de la magnitud de la tendencia de $foF2$ con la latitud geomagnética indica que su origen podría estar conectado con los cambios naturales a largo-plazo que se manifiestan en la actividad geomagnética. Ya se ha puesto de manifiesto cómo durante el periodo temporal de estudio 1965-1991 se aprecia un incremento significativo en la actividad geomagnética (ver figura 3.11). La intensificación de las tormentas ionosféricas en la región F2 que se produciría como consecuencia de este aumento podría ser el origen de las tendencias detectadas.

Clilverd et al. (1998) mostraron, una tendencia de la actividad geomagnética a aumentar desde el ciclo solar 14 (1910-1915), que se traducía en un aumento del número de tormentas magnéticas. Aunque todas las fases del ciclo solar mostraban este aumento en la actividad geomagnética, el incremento era más pronunciado cuando se analizaban únicamente los años de mínima actividad de cada ciclo solar. Concretamente, el número de tormentas para años de mínima actividad solar aumentó un 40% más que el resto de las fases solares desde 1913. Teniendo en cuenta este resultado, se han calculado las tendencias de f_oF2 considerando únicamente los valores δf_oF2 correspondientes a los años de mínima actividad solar (1965, 1975, 1976, 1985 y 1986). Los resultados se presentan en la tabla 3.6.

ESTACIÓN	Latitud y Longitud Geomagnética		Latitud y Longitud Geográfica		0 SLT Mod. 1	0 SLT Mod. 2	12 SLT Mod. 1	12 SLT Mod. 2
	° Norte	° Este	° Norte	° Este				
Kheysa	71.28	156.18	80.60	58.00	-42.2	-31.8	-58.6	-48.9
Sodankyla	63.73	120.32	67.40	26.60	-78.1	-75.2	-51.3	-38.0
Dikson	62.97	161.71	73.50	80.40	-13.0	-5.2	-37.0	-29.3
Lycksele	62.70	111.37	64.70	18.80	-17.7	-16.6	-33.1	-23.7
Uppsala	58.44	106.28	59.80	17.60	-58.9	-43.5	-33.9	-27.4
Salekhard	57.30	149.26	66.50	66.70	+23.1	+18.4	-33.9	-27.1
Ottawa	56.78	351.75	45.40	284.10	-12.7	-1.2	-27.1	-24.6
St. Petersburg	56.17	117.70	60.00	30.70	-47.3	-34.7	-27.3	-21.7
Juliusruh	54.40	99.06	54.60	13.40	-57.3	-46.0	-18.6	-15.8
Slough	54.25	83.72	51.50	359.43	-38.7	-29.7	-25.3	-19.3
Kaliningrad	53.10	105.77	54.60	13.40	-22.0	-12.7	-13.3	-11.7
Dourbes	51.89	88.15	50.10	4.60	-51.9	-38.9	-25.2	-22.5
Yakutsk	50.99	194.10	62.00	129.60	-67.6	-52.4	-43.4	-35.4
Moscow	50.82	120.86	55.50	37.30	-55.1	-44.4	-27.4	-24.2
Gorky	50.29	127.06	56.15	44.28	-66.2	-58.6	-25.9	-22.4
Poitiers	49.40	82.20	46.60	0.30	-24.2	-20.0	-10.7	-11.4
Boulder	48.89	317.00	40.00	254.70	-10.8	-10.0	-27.6	-25.6
Ekaterinburg	48.42	141.06	56.70	61.10	-24.0	-17.5	-11.9	-9.9
Kiev	47.50	112.63	50.72	30.30	-28.8	-21.5	-19.6	-18.9
Tomsk	45.92	159.93	56.50	84.90	-32.0	-26.7	-20.2	-19.4
Rome	42.46	92.42	41.90	12.52	-17.2	-18.8	-11.6	-15.5
Irkutsk	41.06	174.75	52.47	104.03	-29.1	-27.3	-17.8	-18.0
Sofia	41.00	103.08	42.60	23.40	+1.2	-1.4	-13.7	-16.1
Karaganda	40.31	149.04	49.80	73.08	-19.2	-14.2	-18.8	-18.2
Khabarovsk	37.91	200.45	48.52	135.12	+11.7	+10.0	-5.03	-8.7
Novokazalinsk	37.60	138.82	45.77	62.12	-20.9	-19.2	-17.4	-17.1
Alma_ata	33.42	151.11	43.25	76.92	+0.3	-1.7	+1.12	-2.0
Tashkent	32.30	144.43	41.33	69.62	-0.6	-0.05	-4.20	-9.4
Ashkhabad	30.39	133.69	37.90	58.30	-10.5	-11.9	-5.40	-8.6
Akita	29.53	205.87	39.70	140.10	-12.5	-12.5	-14.0	-16.9

Tabla 3.6. Estaciones analizadas y sus tendencias de f_oF2 (en 10^{-4} por año) para el periodo 1965-1991. Se aplican regresiones de f_oF2 con R_{12} (Modelo 1) y con $R_{12} + A_{p12}$ (Modelo 2). En el cálculo de la tendencia se utilizan únicamente los valores δf_oF2 correspondientes a años de mínima actividad solar. Los valores que aparecen en negrita muestran las tendencias significativas con un nivel de confianza del 90%.

Aunque el número de pares considerado es muy pequeño ($N=5$), existen numerosas tendencias significativas, en su mayoría negativas, con un nivel de confianza del 90% (señaladas en **negrita**).

Una comparación entre los resultados de las tablas 3.5 y 3.6, muestra que las tendencias son más negativas cuando se consideran únicamente los años de mínima actividad solar (tabla 3.6). En la tabla 3.7 se comparan el número de tendencias significativas al 90%, positivas y negativas, cuando se usan ambas selecciones de años (años de máximos y mínimos – “M+m”, y años de mínima actividad solar – “m”). Debemos remarcar que debido a que el número de pares N es pequeño (5-14), el nivel de confianza para que las tendencias sean significativas puede ser inferior al 90%.

Número de Estaciones Analizadas	Años de Máxima y Mínima Actividad Solar				Años de Mínima Actividad Solar			
	0 SLT Mod. 1	0 SLT Mod. 2	12 SLT Mod. 1	12 SLT Mod. 2	0 SLT Mod. 1	0 SLT Mod. 2	12 SLT Mod. 1	12 SLT Mod. 2
30	18 sig.	13 sig.	19 sig.	17 sig.	14 sig.	15 sig.	24 sig.	22 sig.
	5 posit.	3 posit.	4 posit.	5 posit.	2 posit.	0 posit.	0 posit.	0 posit.
	13 negat.	10 negat.	15 negat.	12 negat.	12 negat.	15 negat.	24 negat.	22 negat.

Tabla 3.7 Número de Estaciones con tendencias de f_oF2 significativas (positivas y negativas) con un nivel de confianza del 90% cuando se consideran, por una parte, años de máxima y mínima actividad solar, y por otra, años de mínima.

Una representación de las tendencias significativas al 90% para años de mínima actividad solar con la latitud geomagnética (figura 3.14), muestra una dependencia latitudinal similar a la observada en la figura 3.13 cuando se tenían en cuenta los años de máxima actividad solar. Sin embargo, con la selección de años de mínima actividad solar, tanto a las 0 como a las 12SLT y para los dos modelos aplicados en la obtención de δf_oF2 , las tendencias son más negativas y presentan una dependencia con la latitud geomagnética más pronunciada. Si atribuimos el origen de las tendencias al incremento en la actividad de tormentas ionosféricas durante el periodo de estudio, este efecto latitudinal más pronunciado está de acuerdo con el mayor aumento detectado en la actividad geomagnética para los años de mínima actividad solar (Clilverd et al., 1998). En análisis posteriores se utilizará para el cálculo de la tendencia lineal de f_oF2 tanto los años de máxima como de mínima actividad solar para incrementar, de esta forma, la estadística de los resultados. Por otra parte, es importante observar cómo la inclusión del índice Ap_{12} en la regresión (modelo 2) no elimina la dependencia geomagnética en las tendencias de f_oF2 (ver figuras 3.13 y 3.14).

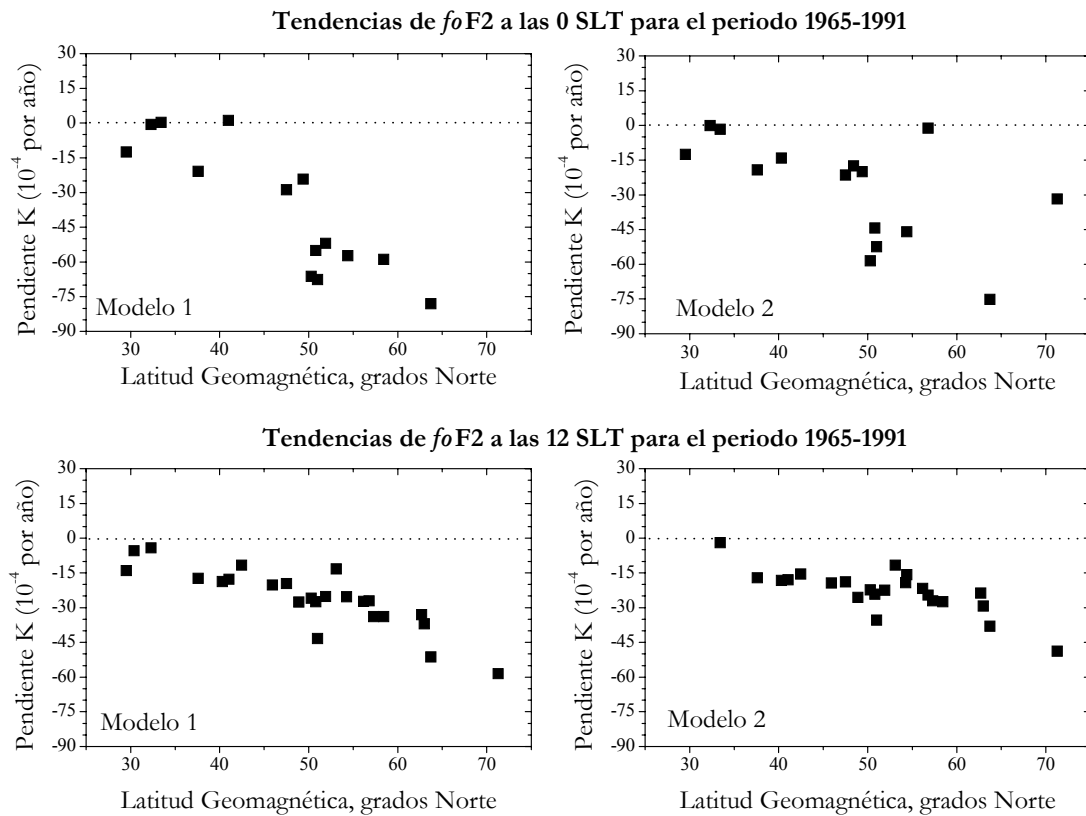


Fig. 3.14 Dependencia de las tendencias de $foF2$ con la latitud geomagnética a las 0 y 12 SLT cuando se consideran los años mínima actividad solar del periodo temporal 1965-1991. Los modelos 1 (regresión de $foF2$ con R_{12}) y 2 (regresión de $foF2$ con R_{12} y Ap_{12}) se han usado en la obtención de los resultados. Únicamente se muestran las Estaciones con tendencias significativas para un nivel de confianza del 90%.

Para comprobar que las tendencias a largo-plazo detectadas en $foF2$ están conectadas con los cambios a largo-plazo que se producen en la actividad geomagnética, hemos analizado las variaciones de las desviaciones relativas de $foF2$ para la Estación de Slough, donde existen observaciones disponibles de $foF2$ desde 1932. En la figura 3.15 se muestran las variaciones a largo-plazo de Ap_{12} y $\delta foF2$ a las 12 SLT y para todo el intervalo temporal disponible. Únicamente se han considerado los años de máxima y mínima actividad solar. Un ajuste polinómico de cuarto orden ofrece una imagen cualitativa de la antifase de las variaciones de Ap_{12} y $\delta foF2$.

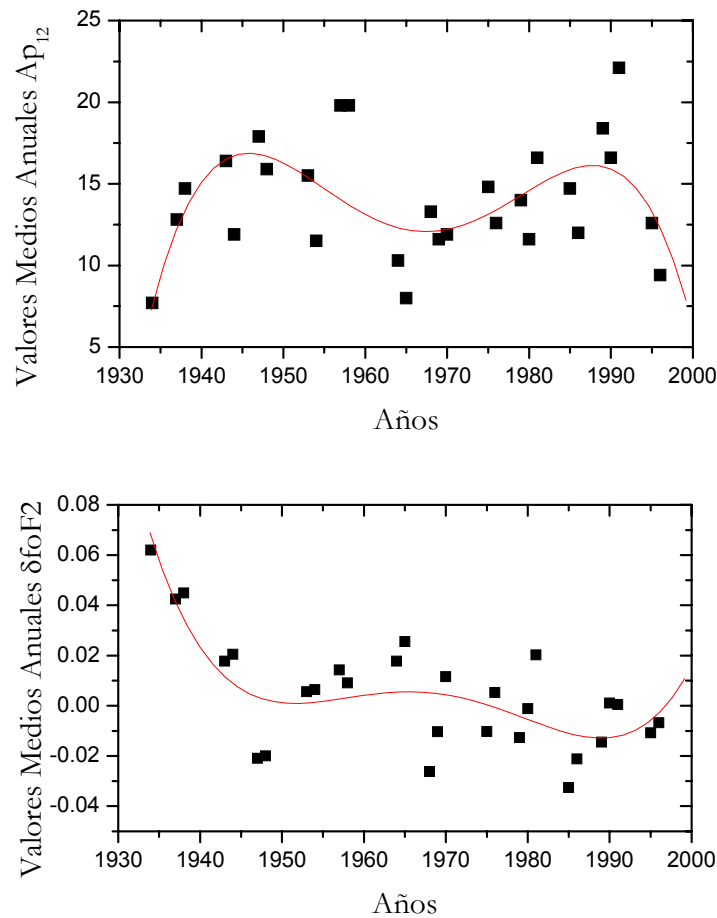


Fig. 3.15 Variaciones a largo-plazo de los valores medios anuales de Ap_{12} y $foF2$ para la Estación de Slough. La línea continua representa un ajuste polinómico de cuarto grado. Únicamente se muestran los años correspondientes a los máximos y mínimos de actividad solar.

Mientras que los periodos para los que existe un incremento en la actividad geomagnética (antes de 1945 y después de 1965) se corresponden con una tendencia de $foF2$ negativa, para el periodo en el que se observa un descenso en la actividad geomagnética (1945-1965) existe una pequeña tendencia positiva de $foF2$. Además, la tendencia de $foF2$ tiende a cambiar, de negativa a positiva, después de 1990 en concordancia con el cambio de actividad geomagnética. Se aprecia también cómo las variaciones en los extremos de Ap_{12} tienen lugar con anterioridad o coinciden con los de $\delta foF2$, confirmando la relación entre ambos parámetros. Por lo tanto, se puede concluir cualitativamente que las tendencias de $foF2$ en la Estación de Slough reflejan las variaciones a largo-plazo en la actividad geomagnética (el incremento de ésta resulta en una tendencia de $foF2$ negativa y viceversa).

Para corroborar esta conclusión, se analizaron las variaciones horarias de las tendencias de $foF2$ para las Estaciones que disponen de los registros ionosféricos más antiguos: Slough, Moscú y Tomsk. Estas Estaciones están lo suficientemente separadas en longitud como para demostrar el carácter global del efecto que está siendo estudiado.

Las tendencias se calcularon considerando los años de máxima y mínima actividad solar pertenecientes a dos periodos de tiempo, uno anterior y otro posterior a 1965, año en el que la actividad geomagnética tiende a cambiar de tendencia. Si existe un control geomagnético en las tendencias de $foF2$, éstas tendrían que ser diferentes para ambas selecciones de años. Para caracterizar ambos periodos se seleccionaron dos intervalos de tiempo similares: 1947-1965 (18 años) y 1975-1991 (16 años). Los resultados se presentan en la figura 3.16.

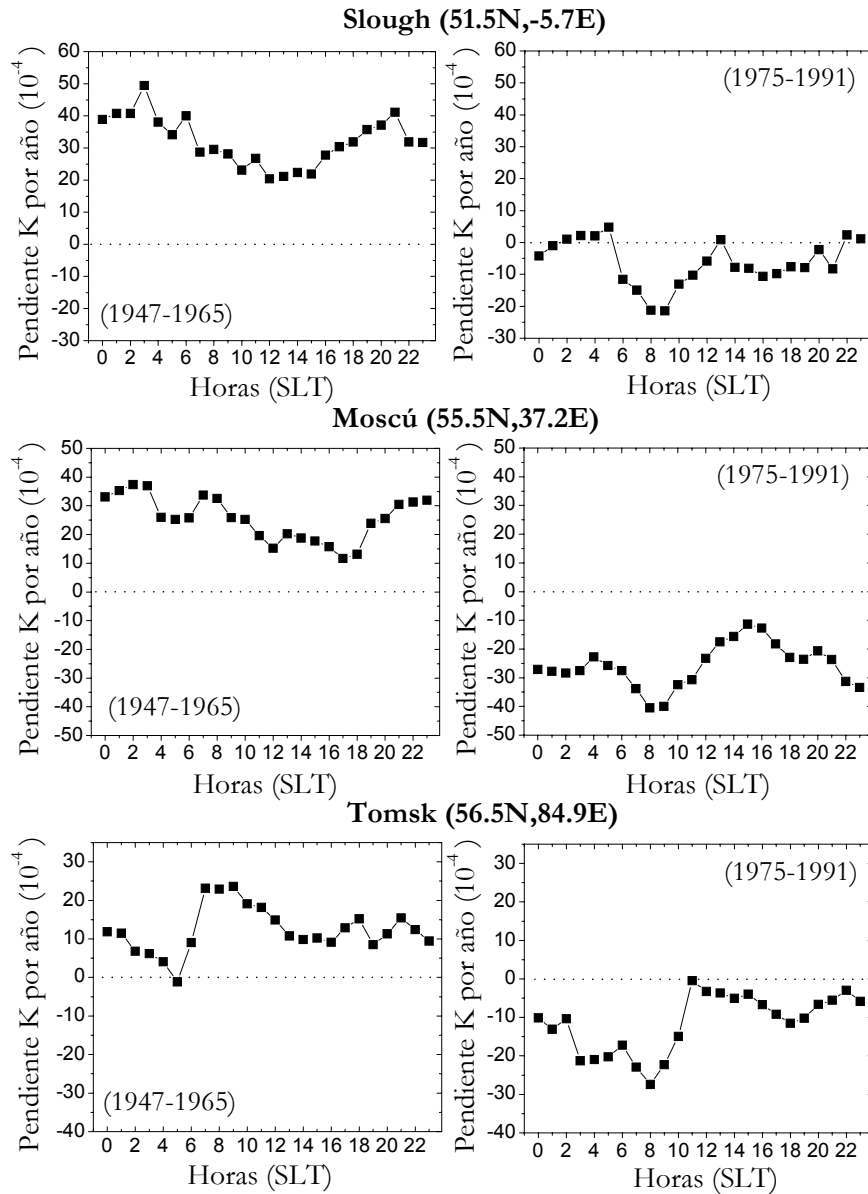


Fig. 3.16. Variaciones horarias de las tendencias de $foF2$ correspondientes a las Estaciones de Slough, Moscú y Tomsk, obtenidos para los periodos de descenso (1947-1965) y aumento (1975-1991) en la actividad geomagnética.

Se puede observar cómo las tendencias son positivas para el periodo anterior a 1965, correspondiente a una disminución en la actividad geomagnética, y negativas para el posterior a 1965, para el que se aprecia una intensificación en la actividad geomagnética. Todas las tendencias calculadas son significativas con un nivel de confianza de al menos el 75%. Aunque el nivel de confianza no es demasiado alto para algunas horas, este resultado constituye una sólida confirmación del control geomagnético que está siendo propuesto.

Por otra parte, se ha comprobado que la magnitud de las tendencias de f_oF2 demuestra acusadas variaciones con la hora local, dependiendo además dichas variaciones de la latitud geomagnética de la Estación considerada. Los diferentes patrones de variaciones diurnas observados (figura 3.17 - paneles de la izquierda) reflejan los diferentes procesos físicos responsables de la formación de la región F2 de la ionosfera a diferentes latitudes. En el capítulo 4 de esta Tesis Doctoral serán explicados con detalle teniendo en cuenta el incremento en la actividad de tormentas ionosféricas en la región F2 ocasionado por el aumento detectado en la actividad geomagnética durante el periodo de tiempo analizado. Concretamente, en los paneles de la izquierda de la figura 3.17 se representan las variaciones horarias de la tendencia de f_oF2 obtenidas para distintas Estaciones situadas en diferentes sectores latitudinales: Sodankyla y Lycksele (consideradas como Estaciones de alta latitud en la región auroral y sub-auroral respectivamente), Ekaterinburg (Estación típica de latitudes medias), y Alma-Ata (Estación situada en latitudes inferiores). Estos cálculos se han realizado considerando únicamente los años de máxima y mínima actividad solar del periodo temporal 1965-1991.

Para mostrar el origen geomagnético de estas variaciones se han calculado para cada hora local, los coeficientes de correlación entre los valores anuales de las desviaciones relativas δf_oF2 , utilizadas en el cálculo de las tendencias mostradas en los paneles de la izquierda, y del índice de actividad geomagnética suavizado Ap_{12} . Estos cálculos se representan en los paneles de la derecha de la figura 3.17. Se observa la conexión existente entre las tendencias de f_oF2 y los cambios a largo-plazo en la actividad geomagnética: las variaciones horarias de los coeficientes de correlación entre δf_oF2 y Ap_{12} tienden a repetir justamente las correspondientes variaciones de la magnitud de la tendencia de f_oF2 con la hora local.

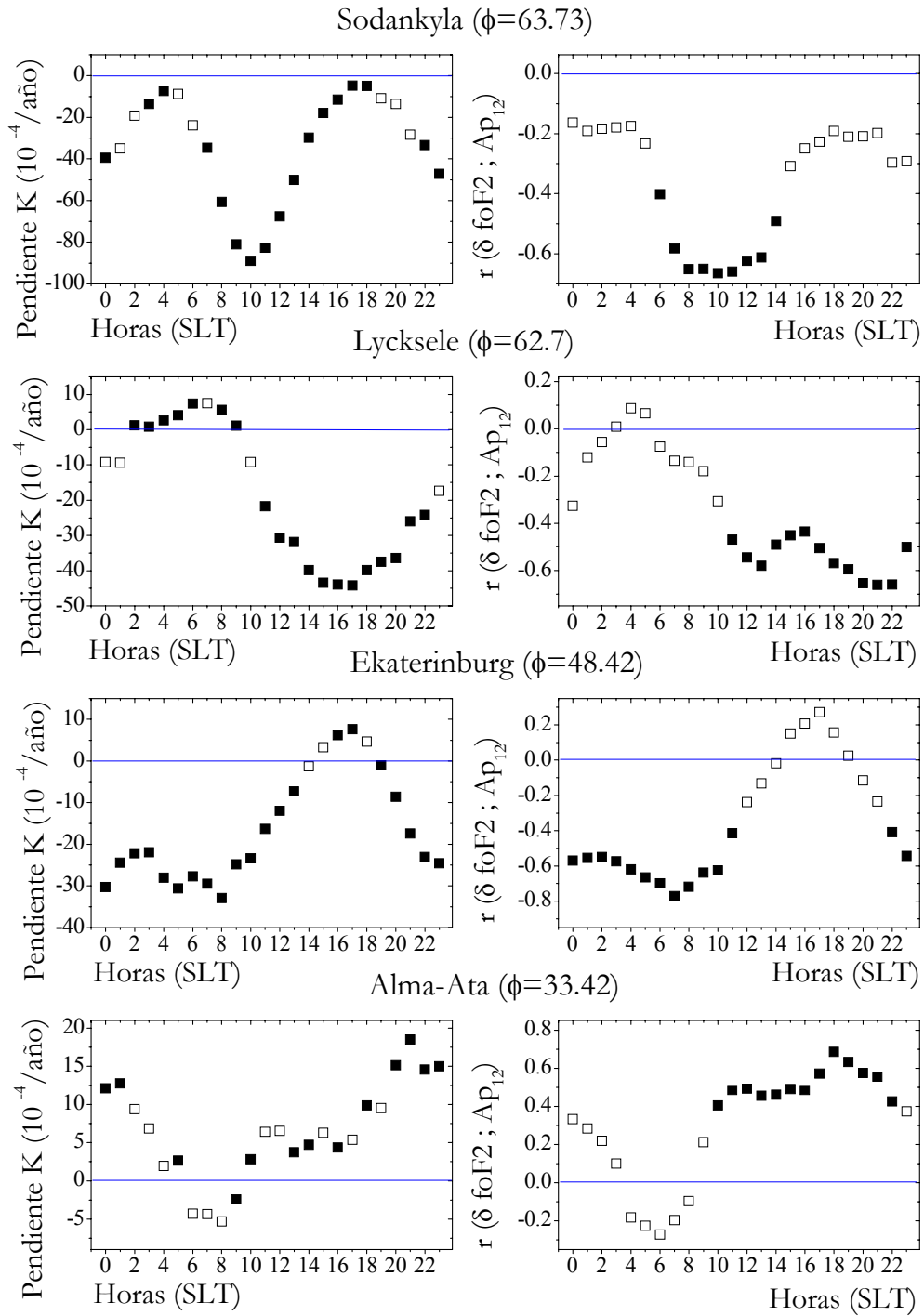


Fig. 3.17 Variaciones con la hora local de las tendencias de $foF2$ (paneles de la izquierda) y de los coeficientes de correlación entre $\delta foF2$ y Ap_{12} (paneles de la derecha) para distintas Estaciones (sus latitudes geomagnéticas ϕ aparecen entre paréntesis). Los símbolos rellenos muestran aquellas tendencias y coeficientes de correlación significativos con un nivel de confianza del 95%. El periodo temporal de estudio ha sido 1965-1991, para el que se observa una tendencia a aumentar en la actividad geomagnética.

3.2.2 Tendencias en $hmF2$

Un análisis similar se ha realizado para la altura crítica de la capa F2, $hmF2$, utilizando un número de Estaciones situadas en el sector longitudinal Euroasiático (5.6°Oeste-136°Este). En este caso, se han considerado en el análisis todos los años del periodo 1965-1991. En la tabla 3.8 se muestran los correspondientes resultados para las 0 y 12SLT cuando se aplican los dos modelos dados por las ecuaciones 3.3 y 3.4 (Modelo 1 – sin tener en cuenta la actividad geomagnética; Modelo 2 – teniéndola en cuenta). Al contrario que para el comportamiento detectado en las tendencias de $foF2$, la inclusión de una dependencia lineal de la actividad geomagnética en la regresión proporciona una magnitud de las tendencias más negativa.

ESTACIÓN	Latitud y longitud. Geomagnética		Latitud y Longitud Geográfica		0 SLT Mod. 1	0 SLT Mod. 2	12 SLT Mod. 1	12 SLT Mod. 2
	° Norte	° Este	° Norte	° Este				
Murmansk	64.1	126.8	69.0	33.0	-3.23	-4.63	1.66	-3.09
Sodankyla	63.7	120.3	67.4	26.6	-6.71	-6.94	5.08	-2.58
Lycksele	62.7	111.4	64.7	18.8	18.98	10.62	25.22	16.29
Uppsala	58.4	106.3	59.8	17.6	-15.49	-19.06	-13.42	-20.08
St. Petersburg	56.2	117.7	60.0	30.7	7.64	-0.23	10.12	3.67
Juliusruh	54.4	99.1	54.6	13.4	-3.48	-10.38	3.63	-2.08
Slough	54.3	83.7	51.5	359.4	9.19	051	15.0	6.64
Kaliningrad	53.1	105.8	54.7	20.6	14.06	0.44	4.91	-3.36
Dourbes	51.9	88.2	50.1	4.6	-0.86	-2.77	-13.36	-12.14
Yakutsk	51.0	194.1	62.0	129.6	19.55	11.16	15.96	6.93
Moscow	50.8	120.9	55.5	37.3	27.8	12.07	29.26	16.82
Gorky	50.3	127.1	56.2	44.3	0.69	-3.34	15.47	8.03
Poitiers	49.4	82.2	46.6	0.3	-4.43	-12.63	-7.59	-10.74
Ekaterinburg	48.9	317.0	56.4	58.6	15.75	5.57	14.87	9.21
Kiev	48.4	141.1	50.7	30.3	8.89	0.41	4.35	0.64
Tomsk	47.5	112.6	56.5	84.9	23.45	12.17	23.17	14.19
Bekescsaba	45.9	159.9	46.7	21.2	-11.94	-13.54	-9.8	-9.84
Novosibirsk	45.1	102.3	54.6	83.2	7.96	-0.06	7.59	1.17
Irkutsk	44.6	157.8	52.5	104	11.13	2.96	15.92	8.41
Khabarovsk	41.1	174.8	48.5	135.1	10.27	4.50	13.48	7.69
Novokazilinsk	37.9	200.5	45.8	62.1	1.44	-5.12	-0.97	-7.44
Alma Ata	37.6	138.8	43.2	76.9	12.51	5.64	18.77	16.31
Tashkent	33.4	151.1	41.3	69.6	4.99	2.29	3.97	5.17
Ashkhabad	32.3	144.4	37.9	58.3	33.41	10.16	35.22	23.7

Tabla 3.8. Estaciones analizadas y sus tendencias de $hmF2$ (en 10^{-4} por año) para el periodo 1965-1991. Se aplican regresiones de $foF2$ con R_{12} (Modelo 1) y con $R_{12} + A_{p12}$ (Modelo 2). En el cálculo de la tendencia se utilizan los valores $\delta foF2$ correspondientes a todos los años de cada ciclo solar. Los valores que aparecen en negrita muestran las tendencias significativas con un nivel de confianza del 95%.

La mayoría de las Estaciones analizadas presentan tendencias significativas con un nivel de confianza de al menos el 95% (al igual que en las tablas 3.5 y 3.6, aparecen señaladas en **negrita**). El número de estas Estaciones con tendencias significativas (positivas y negativas) para las 0, 6, 12 y 18SLT, se resume en la tabla 3.9. La mayoría de las tendencias son positivas, con independencia del modelo usado para la obtención de los valores $\delta hmF2$. La única excepción puede ser vista para el caso de las 0SLT (Modelo 2), en el que el número de tendencias positivas y negativas es semejante.

Número de Estaciones Analizadas	0 SLT Mod. 1	0 SLT Mod. 2	6 SLT Mod. 1	6 SLT Mod. 2	12 SLT Mod. 1	12 SLT Mod. 2	18 SLT Mod. 1	18 SLT Mod. 2
24	17 sig. 14 posit. 3 negat.	13 sig. 6 posit. 7 negat.	19 sig. 18 posit. 1 negat.	16 sig. 11 posit. 5 negat.	17 sig. 13 posit. 4 negat.	16 sig. 12 posit. 4 negat.	18 sig. 15 posit. 3 negat.	16 sig. 12 posit. 4 negat.

Tabla 3.9 Número de Estaciones con tendencias de $hmF2$ significativas (positivas y negativas) con un nivel de confianza del 95%.

Basándonos en los resultados de la tabla 3.7, hemos analizado las variaciones espaciales (longitudinales y latitudinales) de las tendencias de $hmF2$.

En la figura 3.18 se representan en función de la longitud geográfica las tendencias significativas con un nivel de confianza del 95% para las 0 y 12SLT. Apreciamos cómo las tendencias negativas están agrupadas en un pequeño sector longitudinal (Oeste de Europa, 6° Oeste - 30° Este), y las positivas tienden generalmente a corresponder a Estaciones situadas al Este de 30°. Sin embargo, debe puntualizarse que existen algunas Estaciones, tales como Slough (51.5° Norte ; 5.6° Oeste) y Lycksele (64.7° Norte ; 18.8° Este), que muestran tendencias significativas positivas y están localizadas en el sector longitudinal Oeste Europeo.

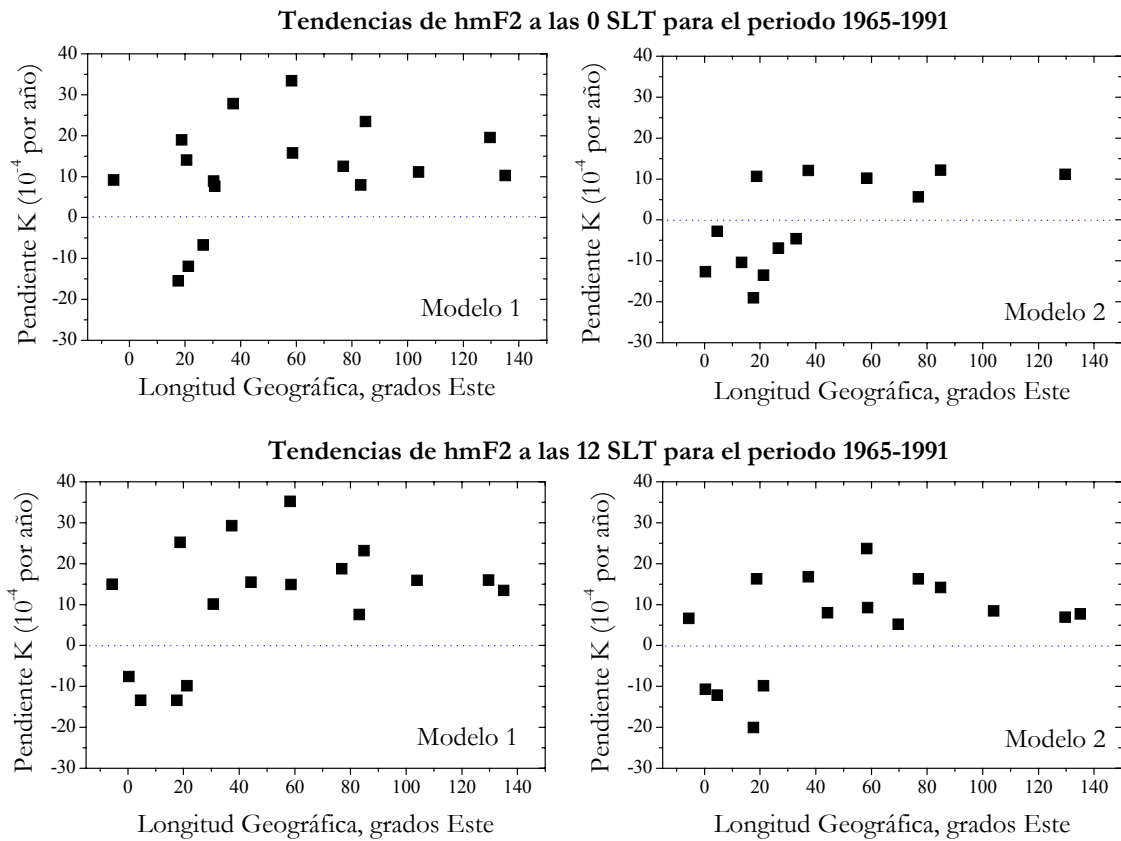


Fig. 3.18 Dependencia longitudinal de las tendencias de $hmF2$ a las 0 y 12 SLT para el periodo temporal 1965-1991. Regresiones de $hmF2$ con R_{12} (Modelo 1) y con R_{12} y Ap_{12} (Modelo 2) se aplican en el análisis. Únicamente se muestran las Estaciones con tendencias significativas para un nivel de confianza del 95%.

Para estudiar este efecto longitudinal con más detalle hemos calculado las variaciones diurnas de las tendencias correspondientes a las Estaciones con observaciones disponibles para todo el periodo temporal 1965-1991. El modelo 2 se utilizó para obtener las desviaciones relativas de $hmF2$. Los resultados se presentan en la figura 3.19, en la que las Estaciones se han separado de acuerdo a su longitud geográfica. Los símbolos rellenos señalan las tendencias significativas al 95%.

Se observa cómo las 5 Estaciones que presentan tendencias significativas para la mayoría de las horas del día se localizan en el mismo sector longitudinal (0-22° Este). Por el contrario, 7 de las 8 Estaciones con longitud geográfica superior a 37°Este muestran mayoritariamente tendencias significativas positivas. Para las Estaciones que se sitúan entre los dos sectores longitudinales anteriores, las tendencias son por lo general pequeñas, positivas o negativas, y no significativas. Un efecto longitudinal parecido ha sido también encontrado por Bremer (1998). Sin embargo, debemos señalar que aunque se observan Estaciones con tendencias significativas negativas (todas ellas situadas en un pequeño sector longitudinal del Oeste de Europa), éstas representan una minoría: de acuerdo a los resultados mostrados en las tablas 3.8 y 3.9, la mayoría de las Estaciones analizadas muestran tendencias positivas significativas.

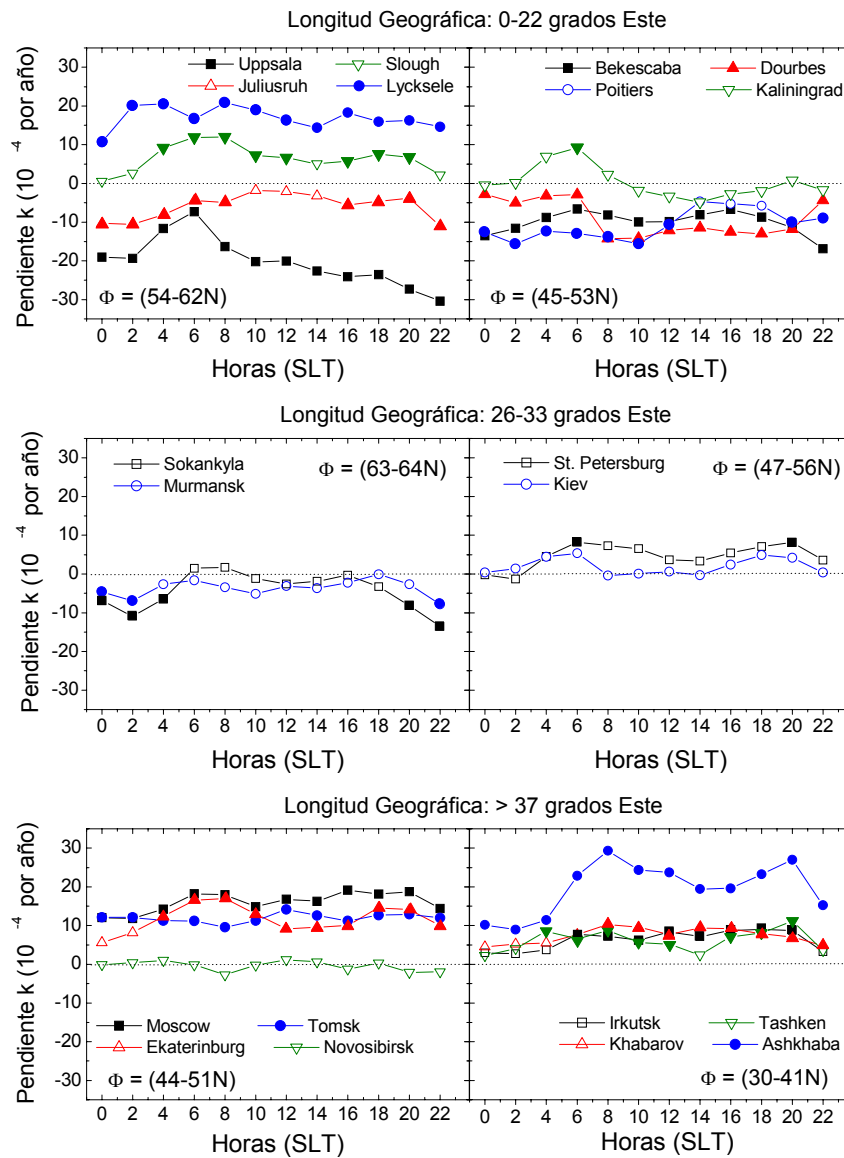


Fig. 3.20 Variaciones diurnas de las tendencias de $hmF2$ para 3 sectores longitudinales cuando se aplica una regresión de $hmF2$ con $R_{12}+Ap_{12}$ (Modelo 2) para el cálculo de $\delta hmF2$. Los símbolos rellenos se corresponden a tendencias significativas con un nivel de confianza del 95%. Además, se especifica el intervalo de latitudes geomagnéticas ϕ donde se localizan las Estaciones.

Por otra parte, si representamos las tendencias de $hmF2$ significativas al 95% en función de la latitud geomagnética (figura 3.20), se aprecia cómo la dependencia latitudinal observada para $foF2$ no se detecta para el caso de $hmF2$: las tendencias son en su mayoría positivas, de magnitud parecida, independientemente de la latitud geomagnética.

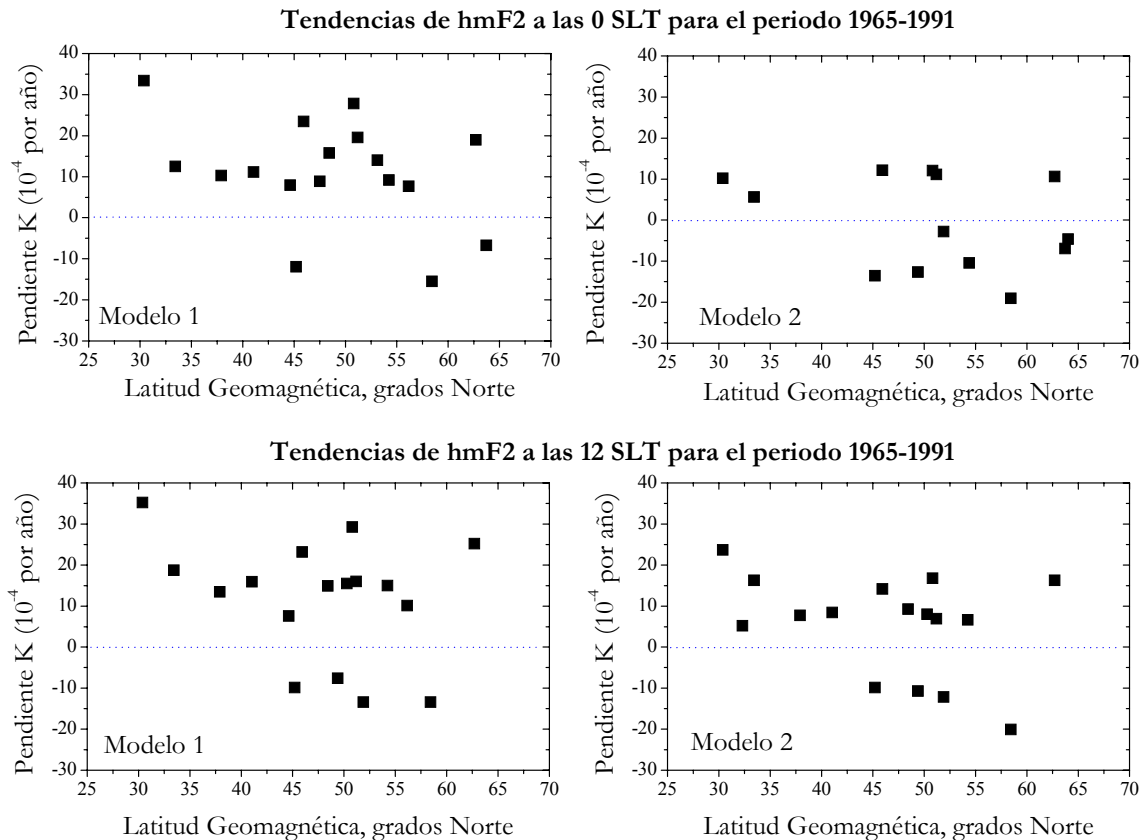


Fig. 3.20 Dependencia de las tendencias de $hmF2$ con la latitud geomagnética a las 0 y 12 SLT para el periodo temporal 1965-1991. Los modelos 1 (regresión de $foF2$ con R_{12}) y 2 (regresión de $foF2$ con R_{12} y Ap_{12}) se han usado en la obtención de los resultados. Únicamente se muestran las Estaciones con tendencias significativas para un nivel de confianza del 95%.

La magnitud de la tendencia de $hmF2$ calculada para el periodo 1965-1991 también demuestra una variación a lo largo del día, aunque ésta no es tan pronunciada como la de la tendencia de $foF2$. En la figura 3.21, paneles de la izquierda, se muestran estas variaciones diurnas para las mismas Estaciones utilizadas para el caso de $foF2$ en la figura 3.17. La variación con la hora local de los coeficientes de correlación entre los valores anuales de las desviaciones relativas $\delta hmF2$ utilizadas en el cálculo de la tendencia lineal y Ap_{12} (figura 3.21 – paneles de la derecha), muestra un comportamiento similar a la variación diurna de la tendencia de $hmF2$. Además estos coeficientes son mayoritariamente positivos y estadísticamente significativos con un nivel de confianza del 95%.

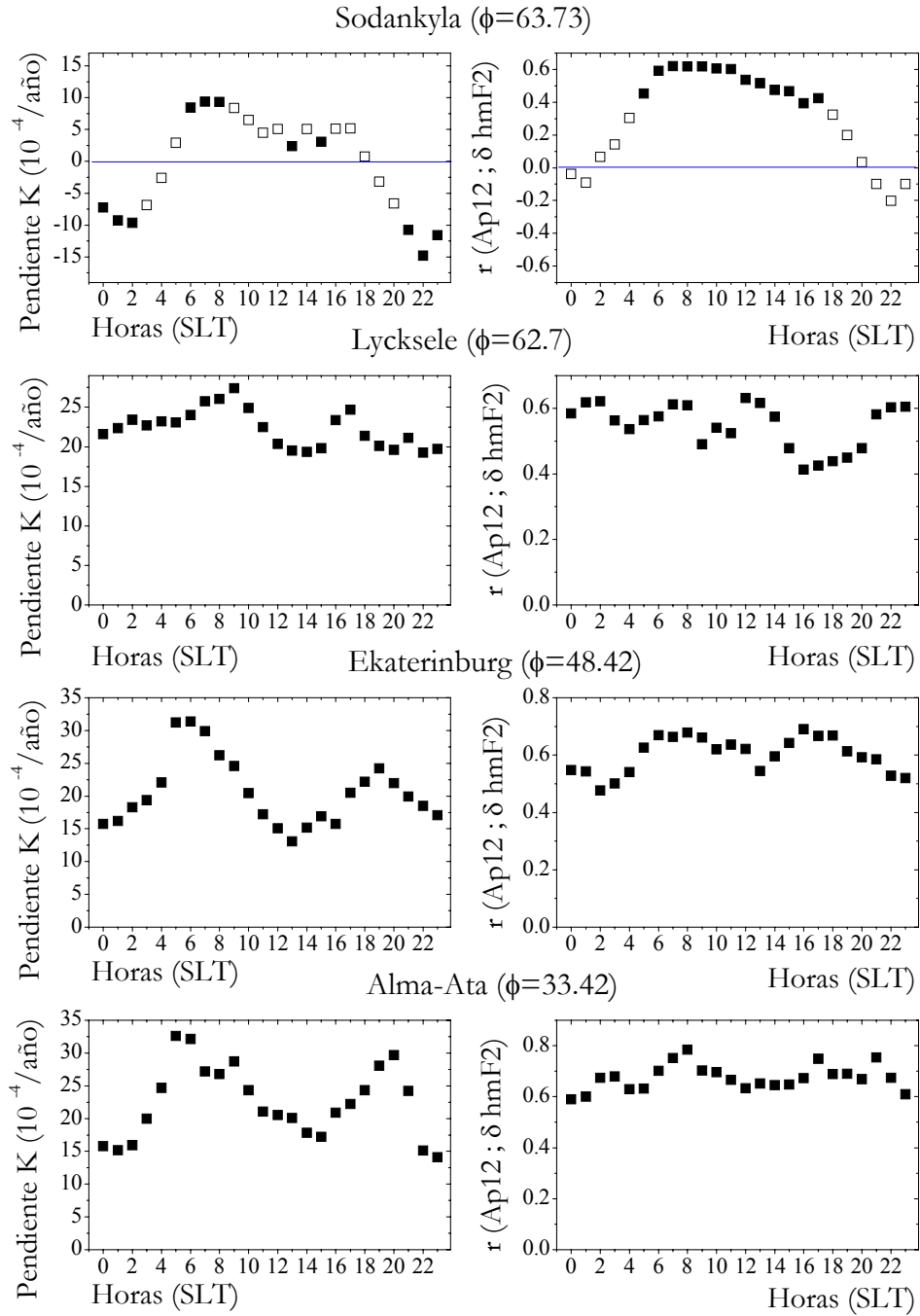


Fig. 3.21 Variaciones con la hora local de las tendencias de $hmF2$ (paneles de la izquierda) y de los coeficientes de correlación entre $\delta hmF2$ y Ap_{12} (paneles de la derecha) para distintas Estaciones (sus latitudes geomagnéticas ϕ aparecen entre paréntesis). Los símbolos rellenos muestran aquellas tendencias y coeficientes de correlación significativos con un nivel de confianza del 95%. El periodo temporal de estudio ha sido 1965-1991, para el que se observa una tendencia a aumentar en la actividad geomagnética.

Estos coeficientes de correlación entre los valores anuales de $\delta hmF2$ y Ap_{12} se calcularon a las 0 y 12 SLT para cada Estación particular usando todos sus años disponibles de observaciones (tabla 3.10). La mayoría de las Estaciones analizadas (19 de 27, para ambas horas seleccionadas) presentan correlaciones positivas y significativas con un nivel de confianza del 95%.

ESTACIÓN	0 SLT	12 SLT	Periodo temporal Analizado
Murmansk	0.157	0.449	1958-93
Sodankyla	0.011	0.525	1958-97
Lycksele	0.509	0.476	1958-97
Arkhangelsk	0.490	0.819	1970-89
Uppsala	0.164	0.236	1958-97
St. Petersburg	0.608	0.389	1958-95
Juliusruh	0.576	0.579	1958-91
Slough	0.624	0.587	1958-97
Kaliningrad	0.683	0.496	1965-93
Dourbes	0.274	-0.096	1958-96
Yakutsk	0.597	0.670	1958-90
Tunguska	0.687	0.569	1969-96
Moscow	0.512	0.383	1958-95
Magadan	0.627	0.386	1969-93
Gorky	0.312	0.509	1959-88
Poitiers	0.439	0.162	1958-95
Ekaterinburg	0.467	0.311	1958-94
Kiev	0.672	0.307	1965-91
Tomsk	0.635	0.580	1958-96
Bekescsaba	0.100	0.008	1965-92
Novosibirsk	0.648	0.585	1959-92
Irkutsk	0.548	0.517	1959-91
Khabarovsk	0.404	0.338	1960-92
Novokazilinsk	0.366	0.448	1965-88
Alma ata	0.547	0.202	1958-88
Tashkent	0.230	-0.143	1962-92
Ashkhabad	0.498	0.328	1958-97

Tabla 3.10 Coeficientes de correlación entre los valores anuales $\delta hmF2$ y Ap_{12} para todo el periodo temporal con observaciones disponibles en cada Estación particular. Una regresiones de $hmF2$ con R_{12} (Modelo 1) se usa en el cálculo. Los valores que aparecen en negrita muestran las tendencias significativas con un nivel de confianza del 95%.

Estos resultados mostrados en la figura 3.21 y en la tabla 3.10 pueden ser considerados como una clara indicación de la relación existente entre las tendencias de $hmF2$ y la actividad geomagnética.

Debido a que las mayoría de las Estaciones comenzaron a registrar valores de $M(3000)F2$ a partir de 1957, no es posible comparar las tendencias de $hmF2$ para periodos temporales anteriores y posteriores a 1965, año cuando se observa un cambio en la variación a largo-plazo de la actividad geomagnética. Únicamente la Estación de Slough y sólo para las 12 SLT dispone de una base de datos lo suficientemente amplia (a partir de 1945) como para realizar este análisis. En la figura 3.22 se representan las variaciones anuales del índice geomagnético suavizado Ap_{12} (panel superior) y de las desviaciones relativas $\delta hmF2$ calculadas a las 12SLT para todo el intervalo temporal disponible de la Estación de Slough (panel inferior). Un ajuste polinómico de 4º orden muestra cualitativamente la sincronía de fase de estas variaciones de Ap_{12} y $\delta hmF2$. Durante el intervalo de tiempo anterior a 1965 y posterior a 1991, para los que se observa un descenso en la actividad geomagnética, los valores de $\delta hmF2$ tienden a disminuir; por el contrario estos valores tienden a aumentar para el periodo temporal 1965-1991, coincidiendo con el incremento que se produce en los valores Ap_{12} .

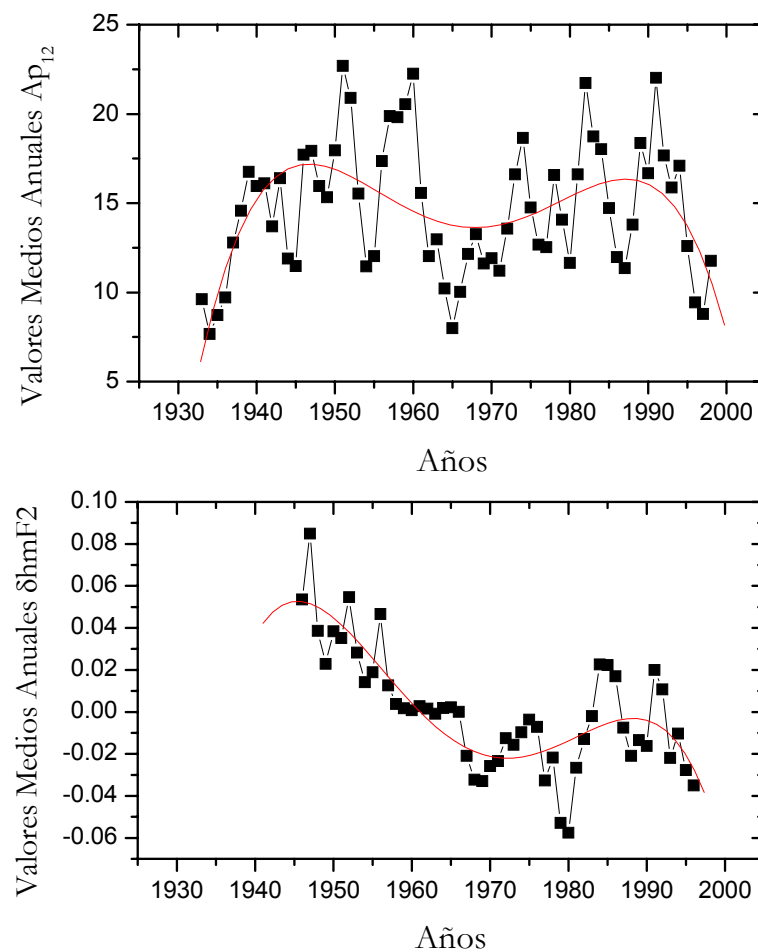


Fig. 3.22 Variaciones a largo-plazo de los valores medios anuales de Ap_{12} y $foF2$ para la Estación de Slough. La línea continua representa un ajuste polinómico de cuarto grado.

En la figura 3.23 se muestran algunos ejemplos del cambio que tiende a producirse en la tendencias de $hmF2$, de positiva a negativa, para periodos temporales anteriores y posteriores al año 1991, año a partir del cual se observa una tendencia a disminuir en la actividad geomagnética. Estas variaciones ponen de manifiesto que las tendencias detectadas en $hmF2$ pueden estar controladas por los cambios naturales a largo-plazo que se producen en la actividad geomagnética.

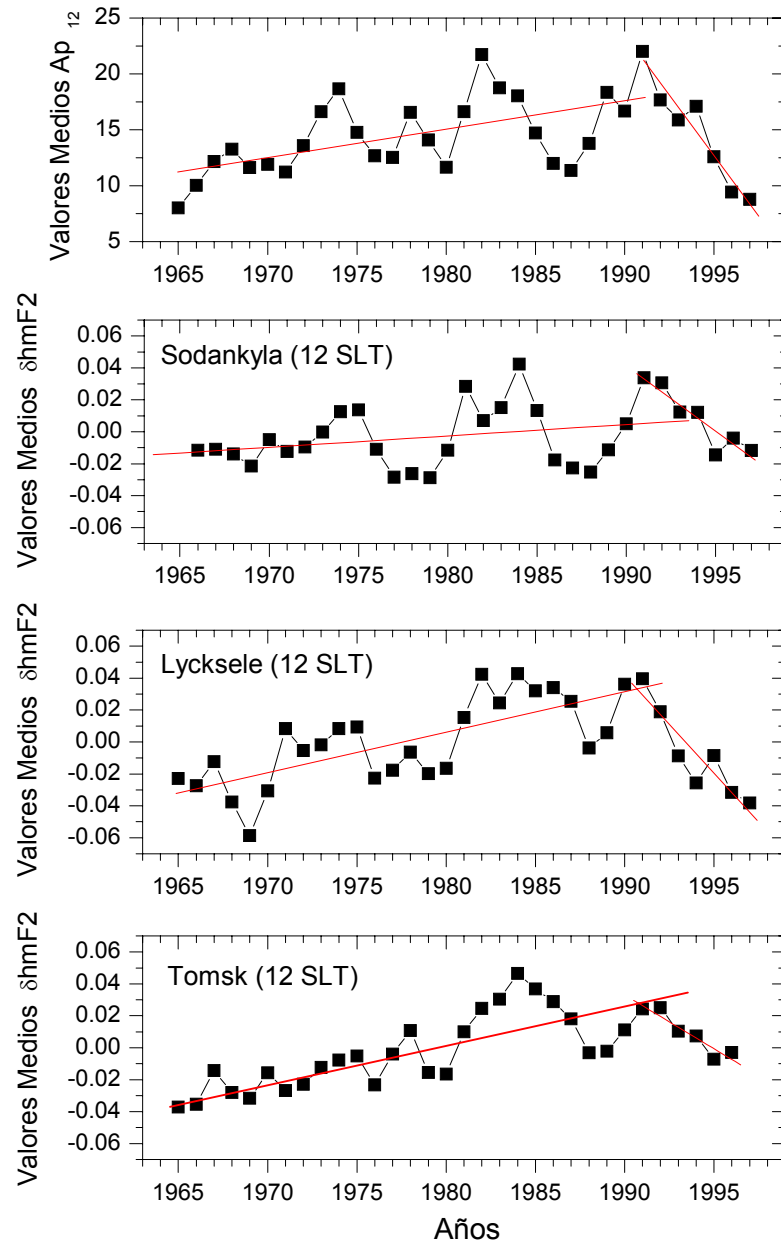


Fig. 3.23 Variaciones a largo-plazo de los valores medios anuales de Ap_{12} y $\delta hmF2$ para las Estaciones de Sodankyla, Lycksele y Tomsk. La líneas continuas representan ajustes lineales para los intervalos de tiempo anteriores y posteriores a 1991.

CAPÍTULO 4

Interpretación física

4. INTERPRETACIÓN FÍSICA

4.1 INTRODUCCIÓN

La variación con la altura de la densidad electrónica $N_e(h)$ en la ionosfera muestra la existencia de una altura h_m para la que el valor de esta concentración de electrones es máxima N_m . Los parámetros que caracterizan a la región F2 se refieren a este máximo y tienen especial interés en esta Tesis Doctoral. Las variaciones de estos parámetros – $N_m F2$ (que es proporcional a $f_o F2$) y $h_m F2$ – están estrechamente relacionadas por los procesos que controlan la formación de esta capa ionosférica. Debido a ello, cualquier hipótesis sobre los cambios a largo-plazo que pueden producirse en la región F2 de la ionosfera debe explicar simultáneamente las tendencias observadas en sus parámetros representativos. Para analizar conjuntamente los resultados obtenidos en $f_o F2$ y $h_m F2$, se considerarán las expresiones 2.36 y 2.37 ya escritas en el capítulo 2 de esta Tesis Doctoral:

$$N_m F2 \propto \frac{[O]_1^{2/3}}{T_n^{5/6}} \left(\frac{[O]_1}{[N_2]_1} \right)^{2/3}$$

$$h_m F2 \cong \frac{H}{3} \left[\ln([O]_1) + \ln \beta_1 + \ln \left(\frac{H^2}{0.54d} \right) \right] + cw$$

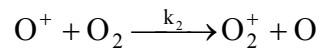
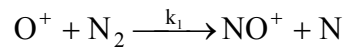
donde:

- $[O]_1$ y $[N_2]_1$ son las concentraciones de oxígeno atómico y nitrógeno molecular a una altura fija h_1 dentro de la capa F2.
- β_1 es el coeficiente lineal de pérdida referido a esa altura h_1 .
- T_n es la temperatura del gas neutro.
- H es la altura de escalas.
- w es la velocidad vertical del plasma conectada con los vientos termosféricos y campos eléctricos (ver ecuación 2.12).
- c es un coeficiente cercano a la unidad.
- y d es otro coeficiente que viene dado por la expresión $d = 1.38 \cdot 10^{19} \sqrt{(T_n / 1000)} \text{ cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$

Además, el coeficiente de pérdida β depende de la densidad de los gases moleculares N_2 y O_2 según la expresión

$$\beta = k_1 [N_2] + k_2 [O_2],$$

donde k_1 y k_2 son las constantes de las dos reacciones que controlan la velocidad de pérdida de iones O^+ en la región F2:



En el apartado anterior se han mostrado indicaciones de la conexión existente entre las tendencias detectadas en la región F2 de la ionosfera y los cambios naturales a largo-plazo que se producen en la actividad geomagnética. Concretamente, en las figuras 3.15 y 3.16 se observan periodos con tendencias negativas y positivas de *foF2* que se corresponden con periodos en los que la actividad geomagnética tiende a aumentar y disminuir respectivamente. De la misma forma, los resultados mostrados en la tabla 3.10 y en las figuras 3.22 y 3.23 para las tendencias de *hmF2* reflejan también un control geomagnético sobre estas tendencias: un aumento/disminución en la actividad geomagnética se traduce en una tendencia positiva/negativa de *hmF2*.

Para evitar la influencia de las distintas fases de subida y bajada en las variaciones de la actividad geomagnética sobre las tendencias, éstas se calcularon para el intervalo temporal 1965-1991, para el que se observa una tendencia a aumentar de la actividad geomagnética. Para la mayoría de las Estaciones analizadas se encontraron tendencias significativas en *foF2* y *hmF2* para el mencionado periodo temporal 1965-1991 (tablas 3.5, 3.6, 3.7, 3.8 y 3.9). Los principales resultados obtenidos se resumen de la siguiente forma:

- Variación latitudinal de las tendencias. Las tendencias de *foF2* demuestran una pronunciada dependencia con la latitud geomagnética. En general, se observan fuertes tendencias negativas para Estaciones localizadas en regiones de altas y medias latitudes, tendiendo a disminuir la magnitud de esta tendencia para Estaciones situadas en latitudes inferiores (figuras 3.13 y 3.14). Por el contrario, las tendencias de *hmF2* no presentan ninguna dependencia latitudinal ya que éstas son positivas, aproximadamente de la misma magnitud, para la mayoría de las Estaciones analizadas (figura 3.20).
- Variaciones diurnas a diferentes latitudes. Se han obtenido, especialmente para *foF2*, claras variaciones de la magnitud de la tendencia con la hora local. Estas variaciones son diferentes dependiendo de la latitud geomagnética de la Estación considerada (figuras 3.17 y 3.21).

A continuación se ofrece una interpretación física que aclara el origen de las tendencias observadas y explica sus variaciones latitudinales y diurnas. Esta interpretación está basada en la existencia de un control geomagnético sobre las tendencias globales en la región F2 ionosférica. Concretamente, los resultados obtenidos pueden ser explicados por el incremento en la actividad de tormentas ionosféricas en la región F2 ocasionado por el aumento detectado en la actividad geomagnética durante el periodo de tiempo analizado 1965-1991.

4.2 VARIACIONES LATITUDINALES DE LAS TENDENCIAS DETECTADAS

Los principales procesos responsables de los efectos que las perturbaciones geomagnéticas originan en la región F2 son conocidos: mientras que los cambios en la composición neutra, temperatura y vientos termosféricos dominan a latitudes medias y bajas, la precipitación de partículas y campos eléctricos afectan fuertemente al comportamiento de la capa F2 de alta latitud (Prölss, 1995). Durante periodos geomagnéticos perturbados, la entrada de energía por regiones de alta latitud (calentamiento Joule y precipitación de partículas) causa cambios en la circulación global termosférica. Estos cambios producen una perturbación en la composición y temperatura T_n de los componentes neutros, concretamente, un descenso en la concentración de oxígeno atómico y un incremento en las de nitrógeno y oxígeno molecular y en T_n . Tales perturbaciones son las principales responsables de las tormentas ionosféricas negativas en la región F2 de latitudes medias, provocando una disminución en la razón $[O]/[N_2]$ y un aumento en el coeficiente lineal de pérdida β (todo ello debido al ya comentado descenso que se produce en la concentración de O y al aumento de las concentraciones de N_2 y O_2 y temperatura). Por lo tanto, teniendo en cuenta las ecuaciones 2.36 y 2.37, las tormentas ionosféricas negativas implican un descenso en la densidad electrónica máxima de la capa F2, $NmF2$ (y por lo tanto en $foF2$), y un aumento de la altura real a la que se alcanza este máximo $hmF2$, debido a que el incremento de β usualmente prevalece sobre la disminución de $[O]$ (Mikhailov y Förster, 1997, 1999). De esta forma deben esperarse tendencias negativas en $foF2$ y positivas en $hmF2$ a medias latitudes como resultado de un incremento en la actividad geomagnética.

La magnitud de estas perturbaciones negativas aumenta con la latitud debido a que el descenso en la razón $[O]/[N_2]$ es más pronunciado y por ello, las tendencias detectadas en $foF2$ son más negativas en las Estaciones de mayor latitud. A latitudes inferiores las variaciones en la composición neutra son menores, pero sin embargo, se pueden observar efectos de tormentas positivas en la región F2 como consecuencia de la intensificación que se produce en el viento termosférico hacia el ecuador (Prölss, 1995). Un aumento en el viento meridional provoca una elevación de la región F2 que conduce a un aumento de la densidad de ionización (ver “Tormentas ionosféricas causadas por vientos meridionales” del apartado 2.3.1). Esto resulta en una pequeña tendencia de $foF2$ negativa, e incluso positiva, a latitudes inferiores y explica la dependencia observada con la latitud geomagnética (la magnitud de las tendencias negativas de $foF2$ tiende a disminuir al hacerlo la latitud – figuras 3.13 y 3.14). Respecto a $hmF2$, el aumento del viento termosférico hacia el ecuador a bajas latitudes implica una tendencia positiva en este parámetro. Al resultar entonces las tendencias de $hmF2$ positivas, tanto a medias como a bajas latitudes, ninguna dependencia de éstas con la latitud debe esperarse, lo cual también está de acuerdo con los resultados obtenidos (ver figura 3.20).

Por lo tanto, las tendencias mostradas, negativas en $foF2$, con una pronunciada dependencia con la latitud geomagnética, y positivas en $hmF2$, pueden ser explicadas teniendo en cuenta el incremento producido en la actividad geomagnética durante el periodo de tiempo analizado 1965-1991 y la correspondiente intensificación de las tormentas ionosféricas en la región F2.

4.3 VARIACIONES DIURNAS DE LAS TENDENCIAS DETECTADAS

4.3.1 Latitudes inferiores

De acuerdo a las figuras 3.17 y 3.21, las tendencias de f_oF2 y h_mF2 que se obtienen para la Estación de baja latitud geomagnética Alma-Ata son positivas tanto a las horas diurnas como nocturnas, exceptuando una pequeña tendencia negativa de f_oF2 observada para las horas cercanas a la salida del Sol (6-9 SLT).

Empecemos considerando cómo afectan a f_oF2 (o N_mF2) y h_mF2 los procesos que tienen lugar en la región F2 durante las horas nocturnas de periodos geomagnéticos perturbados. Bajo estas condiciones, las observaciones de los satélites AE-C y ESRO-4 han revelado para latitudes geomagnéticas similares a la de la Estación de Alma-Ata un aumento en la concentración de oxígeno atómico a alturas típicas de la región F2, mientras que la razón $[O]/[N_2]$ permanece prácticamente inalterable (Prölss y Von Zahn, 1977; Skoblin y Mikhailov, 1996; Mikhailov et al., 1997). Las variaciones de $[O]/[N_2]$, con fuertes descensos en regiones de mayor latitud pero prácticamente constante en el rango de latitudes que estamos considerando, fueron además confirmadas por cálculos basados en distintos modelos (Förster et al., 1999; Risbeth y Möller-Wodarg, 1999). De este modo, teniendo en cuenta la expresión 2.36, el aumento que se observa en la concentración de $[O]$ se traduce en un aumento de N_mF2 . Además, la intensificación que se produce en el viento termosférico hacia el ecuador como consecuencia del calentamiento de la región auroral (lo cual conlleva un aumento en la velocidad vertical del plasma w) proporciona un crecimiento adicional de N_mF2 . Estas perturbaciones, junto con el aumento en la temperatura neutra, originan a su vez un aumento en h_mF2 (ver ecuación 2.37).

Durante las horas del día, no se producen cambios significativos en la temperatura y composición neutra y es el incremento que se produce en la velocidad vertical del plasma w lo que provoca efectos ionosféricos positivos en la región F2, con aumentos de N_mF2 y h_mF2 (Prölss, 1995; Mikhailov et al., 1995). La causa principal de este incremento de w hay que buscarla en la interacción entre la circulación meridional termosférica “normal” dominada por la radiación solar, la cual es hacia el polo durante las horas del día, y su circulación “perturbada” inducida por la entrada de energía que tiene lugar por las regiones de altas latitudes durante las tormentas magnéticas, que es hacia el ecuador. Dependiendo de la intensidad de la tormenta, esta interacción puede resultar en una disminución en la magnitud del viento termosférico hacia el polo que se tiene bajo condiciones de calma geomagnética, o incluso puede haber un cambio de circulación, pasando a circular hacia el ecuador. Ambas situaciones provocarían aumentos en N_mF2 y h_mF2 .

Por lo tanto, Estaciones localizadas en estas latitudes deben mostrar tendencias positivas de N_mF2 y h_mF2 para cualquier hora local durante el periodo 1965-1991 cuando se produce un incremento en la actividad geomagnética. Las figuras 3.17 y 3.21 confirman la existencia de tendencias positivas de N_mF2 y h_mF2 para la mayor parte de las horas del día. Sin embargo existe una franja horaria (6-9 SLT) para la que se detectan tendencias negativas en f_oF2 . Esto es debido a que las tormentas ionosféricas

negativas en la región F2, generalmente observadas a latitudes más altas debidas a la disminución de $[O]/[N_2]$, son más intensas durante las horas cercanas a la salida del Sol (Wrenn et al., 1987; Prölss, 1991, 1993). Los efectos de estas perturbaciones ionosféricas negativas pueden notarse a latitudes más bajas durante estas horas del día, trasladándose el área caracterizada por el incremento de $[O]$ más hacia el ecuador. Las tendencias negativas de $foF2$ observadas alrededor de las 7SLT para la Estación de Alma-Ata pueden atribuirse a esta situación.

Las variaciones diurnas de los coeficientes de correlación entre los valores anuales de las desviaciones relativas de $foF2$ y $hmF2$ con los del índice de actividad geomagnética suavizado Ap_{12} (figuras 3.17 y 3.21 – paneles inferiores de la derecha) apoyan los mecanismos físicos que se están proponiendo y confirman la estrecha relación que existe entre las tendencias detectadas y el aumento de actividad geomagnética observado durante el periodo de tiempo estudiado 1965-1991.

Por una parte, se obtienen coeficientes de correlación $r(\delta foF2, Ap_{12})$ positivos y significativos con un nivel de confianza del 95% para las horas diurnas y aquellas próximas al anochecer. Estas horas, caracterizadas por altos coeficientes de correlación $r(\delta foF2, Ap_{12})$, coinciden con aquellas para las que las tendencias detectadas en $foF2$ son positivas y significativas en su mayoría. Por el contrario, durante las horas nocturnas, los valores de $r(\delta foF2, Ap_{12})$ son menores y no significativos al 95% al igual que las tendencias de $foF2$, llegando a ser incluso negativos a las horas correspondientes a la salida del Sol. Estas diferencias son debidas a que los mecanismos de formación de la región F2 son distintos para las horas nocturnas y diurnas: la región F2 iluminada por el Sol es más sensible a las variaciones que se producen en la concentración de oxígeno atómico $[O]$ y/o en la velocidad vertical del plasma w durante periodos geomagnéticos perturbados, por lo que deben esperarse tendencias de $foF2$ y coeficientes $r(\delta foF2, Ap_{12})$ positivos de mayor magnitud durante estas horas.

Por el contrario ambos procesos (aumentos de $[O]$ y w conectados con el aumento en la actividad geomagnética) influyen en $hmF2$ prácticamente con la misma intensidad durante las horas nocturnas y diurnas. Esto origina tendencias de $hmF2$ y coeficientes de correlación $r(\delta hmF2, Ap_{12})$ positivos y significativos con un nivel de confianza del 95% durante todas las horas del día.

4.3.2 Latitudes medias

La variación típica con la hora local de las tendencias de f_oF2 y h_mF2 observada a latitudes medias se presenta en las figuras 3.17 y 3.21 para la Estación de Ekaterinburg. Para f_oF2 se obtienen en su mayoría tendencias negativas, más pronunciadas durante las horas nocturnas, mientras que las tendencias de h_mF2 son positivas para todas las horas del día. Para una mejor ilustración de los mecanismos físicos responsables de estas variaciones, consideraremos las observaciones obtenidas para la Estación de Millstone Hill mediante técnicas de esparcimiento incoherente durante los días 17 y 21 de marzo de 1990. Mientras que el día 17 se caracterizó por ser de calma geomagnética ($A_p = 3$), el día 21 presentó un índice A_p igual a 76 y puede ser considerado como un día geomagnéticamente perturbado. Estas dos Estaciones, Ekaterinburg y Millstone Hill, tienen latitudes geomagnéticas próximas (48.4 y 55.0 °N, respectivamente) y su comparación está justificada.

Las variaciones diurnas observadas en N_mF2 , h_mF2 y T_n a 300 km de altura se muestran para estos dos días en la figura 4.1. Estas observaciones ilustran el comportamiento típico de una tormenta ionosférica negativa en la región F2. A medida que pasamos de condiciones de calma geomagnética a perturbadas, N_mF2 disminuye y h_mF2 aumenta. Este efecto se observa a todas las horas del día, aunque la disminución de N_mF2 es mayor durante las horas nocturnas y primeras horas de la mañana.

El descenso que demuestra N_mF2 bajo condiciones perturbadas queda reflejado en las tendencias de f_oF2 y coeficientes de correlación $r(\delta f_oF2, A_{p12})$ mostradas en la figura 3.17 para la Estación de Ekaterinburg. Tanto las tendencias como los coeficientes de correlación son negativos y significativos con un nivel de confianza del 95%, especialmente durante la noche. Como se ha mencionado en el punto anterior de este apartado, los efectos de las perturbaciones ionosféricas negativas son más pronunciados durante las horas próximas al amanecer (anteriores y posteriores) y más débiles en las horas del atardecer (Wrenn et al., 1987; Prölss, 1991, 1993). Esto es debido a la composición neutra perturbada, la cual es controlada por las variaciones diurnas que se producen en la circulación del viento termosférico. A latitudes medias, durante la noche y horas cercanas a la salida del Sol se produce una fuerte disminución en la razón $[O]/[N_2]$ provocada por la intensa circulación termosférica hacia el ecuador; sin embargo, esta disminución va siendo cada vez menos intensa durante las horas siguientes: en el sector longitudinal iluminado por el Sol, la circulación termosférica hacia el polo dominada por la radiación solar tiende a restringir la disminución de $[O]/[N_2]$ a latitudes más altas (Skoblin y Förster, 1993; Fuller-Rowell et al., 1994; Prölss, 1995). Este efecto se observa claramente en la figura 3.17; la magnitud de la tendencia negativa de f_oF2 , así como los valores de $r(\delta f_oF2, A_{p12})$, empiezan a disminuir a partir de las 8-9 SLT horas, llegando a ser incluso positivos entre las 15-18 SLT.

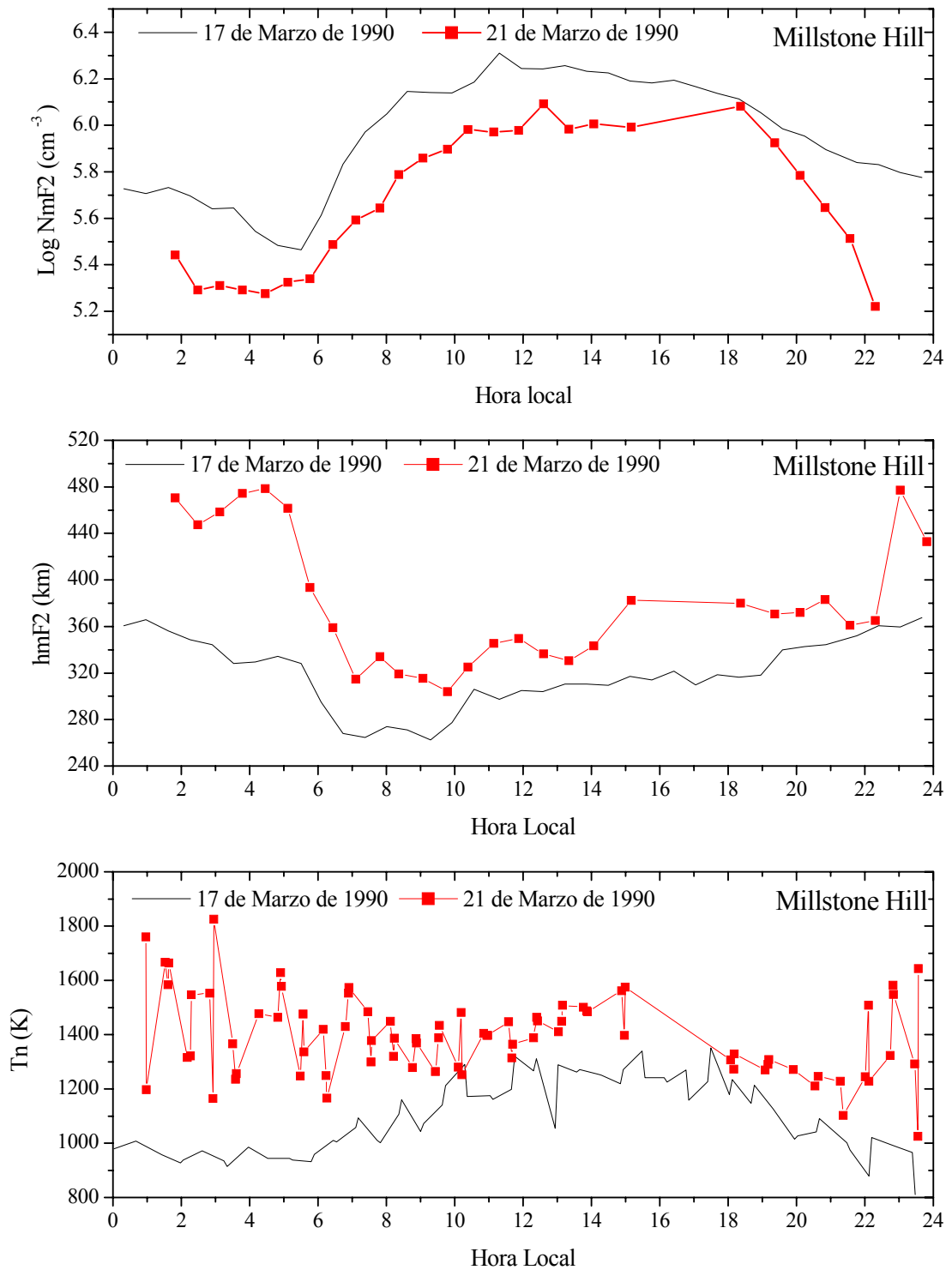


Fig. 4.1 Variaciones diurnas observadas en $NmF2$, $hmF2$ y temperatura neutra T_n a 300 km para los días 17 de marzo de 1990 (de calma geomagnética) y 21 de marzo de 1990 (día perturbado), correspondientes a la Estación de Millstone Hill.

Al contrario que el comportamiento observado para $NmF2$, los valores de $hmF2$ aumentan bajo condiciones geomagnéticas perturbadas. Este aumento implica la obtención de una tendencia positiva de $hmF2$, así como coeficientes de correlación $r(\delta hmF2, Ap_{12})$ positivos, para periodos en los que la actividad geomagnética se intensifica. La figura 3.21 confirma estos resultados para la Estación de Ekaterinburg y para el periodo temporal 1965-1991. Este comportamiento de $hmF2$ durante periodos de tormentas magnéticas puede ser atribuido a los siguientes hechos (ver ecuación 2.37):

1. Tal como muestra el panel inferior de la figura 4.1 para la Estación de Millstone Hill, la temperatura neutra T_n es más alta en la termosfera perturbada.
2. El coeficiente lineal de pérdida $\beta = k_1[N_2] + k_2[O_2]$ es mayor para condiciones perturbadas debido al incremento de la concentración de los gases moleculares $[N_2]$ y $[O_2]$, y de las constantes k_1 y k_2 de las dos reacciones que controlan la velocidad de pérdida de iones O^+ en la región F2, las cuales aumentan con la temperatura.
3. La velocidad vertical del plasma w es más positiva debido a la intensificación del viento termosférico hacia el ecuador en el sector longitudinal nocturno, y al descenso, o incluso cambio de circulación, del viento termosférico dominado por la radiación solar hacia el norte en el sector longitudinal iluminado por el Sol. (Prölss, 1993; Wickwar, 1989).

Analicemos las variaciones que sufren bajo condiciones geomagnéticas perturbadas los parámetros termosféricos que estamos proponiendo como responsables de las tendencias detectadas en la región F2 de latitudes medias. Para ello, utilizamos las observaciones de Millstone Hill para los días 17 y 21 de marzo de 1990, correspondientes a condiciones de calma y perturbaciones geomagnéticas respectivamente (figura 4.1). Aplicando el modelo para la región F2 ionosférica propuesto por Mikhailov y Schlegel (1997) y modificado posteriormente por Mikhailov y Förster (1999) y Mikhailov y Schlegel (2000), obtenemos el juego de parámetros termosféricos implicados (temperatura exosférica T_{ex} , $[O]$, $[O_2]$, $[N_2]$, β y w) para los dos días en cuestión. El método utiliza las variaciones con la altura (perfiles) medidas de la densidad electrónica, $N_e(h)$, temperatura de electrones e iones, $T_e(h)$ y $T_i(h)$, y velocidad vertical del plasma, $V_z(h)$, para encontrar los valores de los parámetros termosféricos que darían las distribuciones observadas durante las horas de Sol. Los parámetros calculados se ofrecen en la tabla 4.1.

Día	T_{ex} (K)	$\text{Log}[O]$ cm^{-3}	$\text{Log}[O_2]$ cm^{-3}	$\text{Log}[N_2]$ cm^{-3}	$\beta/10^{-4}$ s^{-1}	w m s^{-1}
17 de marzo 1990	1310	8.955	6.909	8.364	2.63	-8.1
21 de marzo 1990	1502	9.065	7.386	8.697	9.26	-3.8

Tabla 4.1 Parámetros termosféricos calculado para los días 17 y 21 de marzo de 1990 a 300 km y a las 13 LT.

Estos resultados se ajustan al conocimiento actual que existe sobre los mecanismos que originan las tormentas ionosféricas en la región F2. Los cálculos muestran un aumento en la temperatura exosférica T_{ex} , un fuerte enriquecimiento de las especies moleculares O_2 y N_2 , y un incremento en w . Como consecuencia de los dos primeros resultados, se produce un pronunciado crecimiento en el valor de β , que aumenta en un factor superior a 3. El incremento de w es ocasionado por la ya comentada amortiguación que la circulación termosférica hacia el sur inducida por la tormenta ejerce sobre la circulación hacia el norte dominada por la radiación solar. La concentración de oxígeno atómico aumenta ligeramente a 300 km, aunque en realidad esto supone una disminución en la abundancia de oxígeno atómico en la termosfera ya que T_{ex} (y por lo tanto la escala de alturas neutra) es mayor para el día 21 de marzo. El gran aumento observado en las especies moleculares y en la temperatura son las principales causas de la disminución que se aprecia en $NmF2$ durante el día perturbado (ver ecuación 2.36 y figura 4.1). Por otra parte, el crecimiento de β , w , y $[O]$ son los responsables del aumento de $hmF2$ que muestra la figura 4.1 (ver ecuación 2.37).

Por lo tanto, las tendencias negativas de $foF2$ y positivas de $hmF2$ que se han presentado en esta Tesis para Estaciones de latitudes medias durante el periodo de tiempo 1965-1991, pueden ser consideradas como una manifestación de los cambios en la circulación del viento meridional y en la composición neutra provocados por el incremento en la actividad geomagnética que tendría lugar durante el periodo de tiempo analizado 1965-1991.

4.3.3 Altas latitudes

La situación de la región F2 de altas latitudes es más compleja ya que la magnitud de las tendencias correspondientes a Estaciones próximas pueden presentar diferentes variaciones con la hora local. Este hecho se muestra en las figuras 3.17 y 3.21 (paneles superiores) para las Estaciones de Sodankyla (latitud geomagnética invariante $\Lambda = 63.59^\circ\text{N}$) y Lycksele ($\Lambda = 61.46^\circ\text{N}$).

Respecto a las tendencias de f_oF2 , la Estación de Sodankyla presenta altos valores negativos durante las horas diurnas, especialmente durante las primeras horas de la mañana (9-11 SLT). La magnitud de la tendencia tiende a decrecer para las horas del atardecer y nocturnas, apreciándose en esta franja horaria algunas tendencias que dejan de ser significativas al nivel de confianza elegido del 95%. Los coeficientes de correlación $r(\delta f_oF2, Ap_{12})$ reflejan esta situación, siendo éstos negativos y significativos al 95% únicamente para las horas del día. Por el contrario, la Estación de Lycksele muestra fuertes tendencias de f_oF2 negativas durante las horas del atardecer y anochecer. El valor de estas tendencias tiende a decrecer durante la primera parte del día, llegando a ser incluso positivos a numerosas horas (2-8 SLT). Este comportamiento se observa también en las variaciones de $r(\delta f_oF2, Ap_{12})$, encontrándose únicamente coeficientes de correlación negativos y significativos durante la segunda parte del día.

En cuanto a las variaciones de las tendencias de $hmF2$, la Estación de Sodankyla presenta un comportamiento inusual si lo comparamos con otras Estaciones. Las tendencias son positivas, aunque por lo general de pequeño valor y no significativas, para las horas del día, haciéndose negativas durante la noche. Los coeficientes de correlación $r(\delta hmF2, Ap_{12})$ son positivos y significativos con un nivel de confianza del 95% desde las 6 hasta las 17 SLT, mientras que para el resto de horas son pequeños y no significativos. Para la Estación de Lycksele, tanto las tendencias de $hmF2$ como los coeficientes de correlación $r(\delta hmF2, Ap_{12})$ presentan altos valores positivos y significativos durante todas las horas del día.

- **Tendencias en f_oF2**

La Estación de Sodankyla ($\Lambda = 63.59^\circ\text{N}$) está localizada en la zona denominada “anillo de plasma” (Thomas y Andrews, 1969; Pike, 1971), la cual se caracteriza por la intensa ionización que se produce en la región F2 debida a la precipitación de electrones (Morse et al., 1971). El contorno ecuatorial de esta zona está localizado a $\Lambda = 61-62^\circ$ entre las 0 y 6 hora local y a $\Lambda = 63^\circ$ a las 18-23 LT, mientras que durante las horas del día se desplaza hacia el norte situándose entre $\Lambda = 70-72^\circ$ (Sagalin y Smiddy, 1974). El desplazamiento de esta zona de precipitación explica los dos picos observados en las variaciones de la tendencia de f_oF2 con la hora local. Durante las horas del día, para las cuales la Estación de Sodankyla se encuentra fuera del “anillo de plasma”, se observan tendencias muy negativas y significativas debido al fuerte descenso que sufre $NmF2$ como consecuencia de los grandes cambios que se producen en la composición neutra y temperatura de la termosfera auroral durante periodos geomagnéticos perturbados. Esta situación se observa a pesar de la intensa fotoionización por la radiación solar directa que tiene lugar en estas horas diurnas. Sin embargo, para las dos franjas horarias para

las que la Estación de Sodankyla se encuentra dentro del “anillo de plasma”, la intensa ionización que caracteriza esta zona compensa estos efectos negativos en $NmF2$. Esto se traduce en la disminución de la tendencia de $foF2$ y en los pequeños coeficientes de correlación $r(\delta foF2, Ap_{12})$ encontrados durante estos dos periodos del día. Además, debido a que la intensidad de la precipitación de electrones es altamente variable, las tendencias y coeficientes de correlación detectados no son significativos. Por otra parte, la Estación sub-auroral de Lycksele ($\Lambda = 61.46^\circ$) únicamente se encuentra dentro del “anillo de plasma” para el intervalo horario 0-6 LT. Esto justifica la existencia de pequeñas tendencias negativas de $foF2$, o incluso positivas, y coeficientes de correlación $r(\delta foF2, Ap_{12})$ no significativos observados en este rango horario. Durante el resto de horas, esta Estación se sitúa fuera del “anillo de plasma” y las fuertes tendencias y coeficientes de correlación negativos que se aprecian son consecuencia de las perturbaciones que se producen en la composición neutra y temperatura durante periodos de tormentas magnéticas.

- **Tendencias en $hmF2$**

Las perturbaciones comentadas que se originan en la temperatura y composición neutra tienen lugar durante todo el día, lo que explica las fuertes tendencias positivas de $hmF2$ presentes durante todas las horas para la Estación de Lycksele. La Estación de Sodankyla muestra un comportamiento diferente en sus tendencias de $hmF2$; éstas son positivas durante las horas diurnas, aunque pequeñas y por lo general no significativas, y negativas durante las horas nocturnas. Esta variación de la tendencia de $hmF2$ se debe a los mecanismos específicos que intervienen en la formación de la región F2 auroral y requiere un análisis especial.

- **Tendencias en $hmF2$ observadas en la Estación de Sodankyla: horas nocturnas**

Comencemos por interpretar las tendencias negativas detectadas durante la noche en esta Estación de Sodankyla. Utilizando las observaciones del radar Europeo EISCAT para la región auroral, se han representado en la figura 4.2 las variaciones diurnas de la concentración máxima de electrones en la región F2, $NmF2$, y de la altura real de este máximo, $hmF2$, para un día de calma geomagnética (17 de noviembre de 1987 – $Ap=3$) y un día de perturbaciones geomagnéticas moderadas (19 de noviembre de 1987 – $Ap=12$). Durante el día 19, para el intervalo horario 16-22 UT en el que se espera una fuerte precipitación de electrones, se aprecia un crecimiento de los valores de $NmF2$ y una disminución en los de $hmF2$, en comparación con sus valores “normales” obtenidos bajo condiciones de calma geomagnética (día 17). La dispersión observada en los valores de $hmF2$ para el día 19 se debe a la variabilidad que presenta la intensidad de la precipitación de electrones.

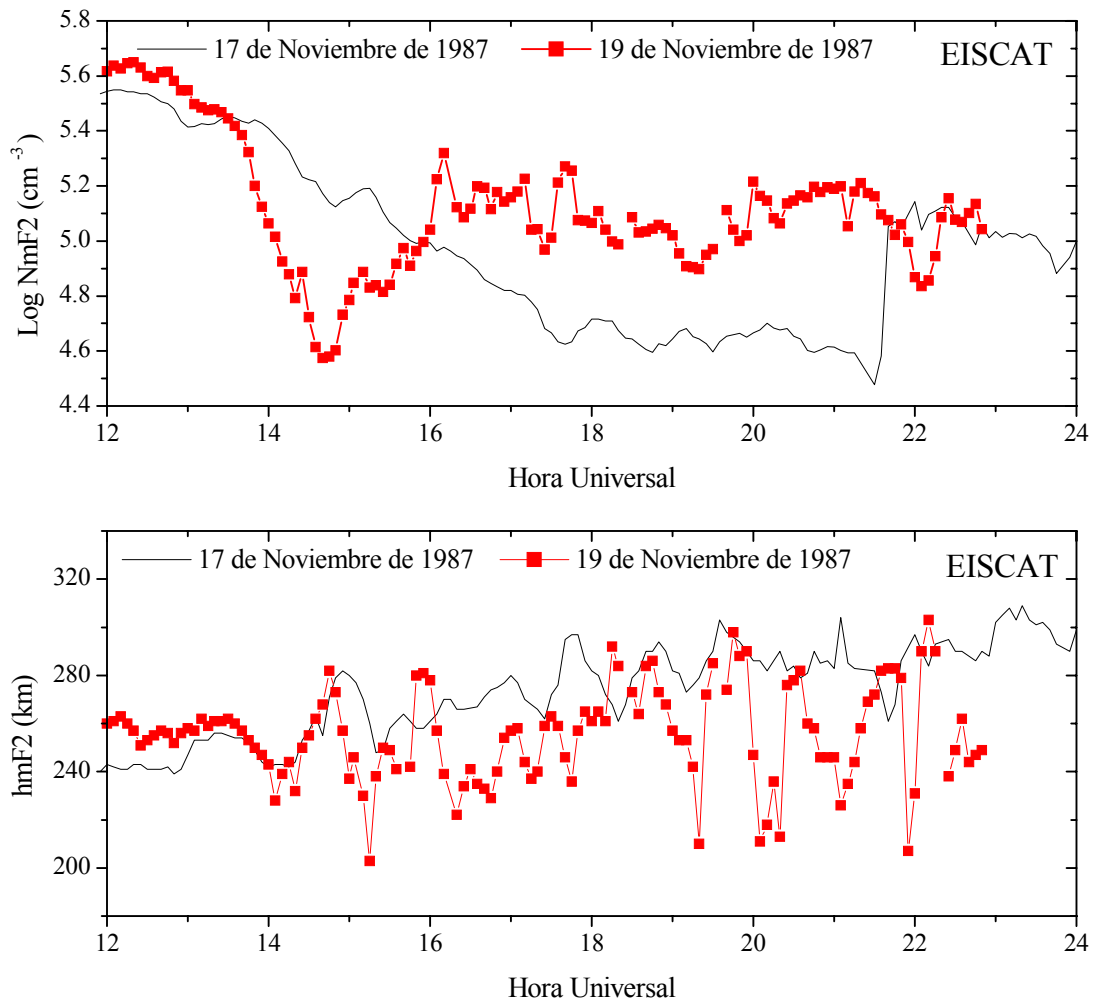


Fig. 4.2 Variaciones de $NmF2$ y $hmF2$ para los días 17 y 19 de noviembre de 1987 realizadas por el EISCAT.

Para ilustrar con más detalle esta situación, en la figura 4.3 se presentan para los dos días considerados los perfiles observados por el EISCAT de la concentración de electrones $N_e(h)$ promediados para el periodo 16-18 UT. La intensa precipitación de electrones que tiene lugar origina una intensificación en la concentración de electrones, especialmente en la región F inferior, así como una disminución en la altura $hmF2$. Este efecto es el principal responsable de las tendencias negativas detectadas durante las horas nocturnas para la Estación de Sodankyla, que se encuentra localizada dentro del “anillo de plasma” durante esta franja horaria. La fuerte producción de plasma en la parte más baja de la región F desplaza el valor “normal” de $hmF2$ a alturas inferiores (Torr y Torr, 1969). Una situación similar ocurre en la región F2 no perturbada de media latitud cuando durante el día el valor de $hmF2$ es menor que durante la noche. Esto se debe a la fuerte fotoionización solar que tiene lugar a alturas de la baja región F durante las horas de Sol. Por lo tanto, teniendo en cuenta que la intensidad de la precipitación de electrones aumenta con la actividad geomagnética (Sato y Colin, 1969; Marubashi, 1970), las tendencias de $hmF2$ detectadas en la Estación de Sodankyla durante las horas nocturnas y el periodo de incremento en la actividad geomagnética 1965-1991 pueden ser atribuidas a este efecto de la precipitación de electrones.

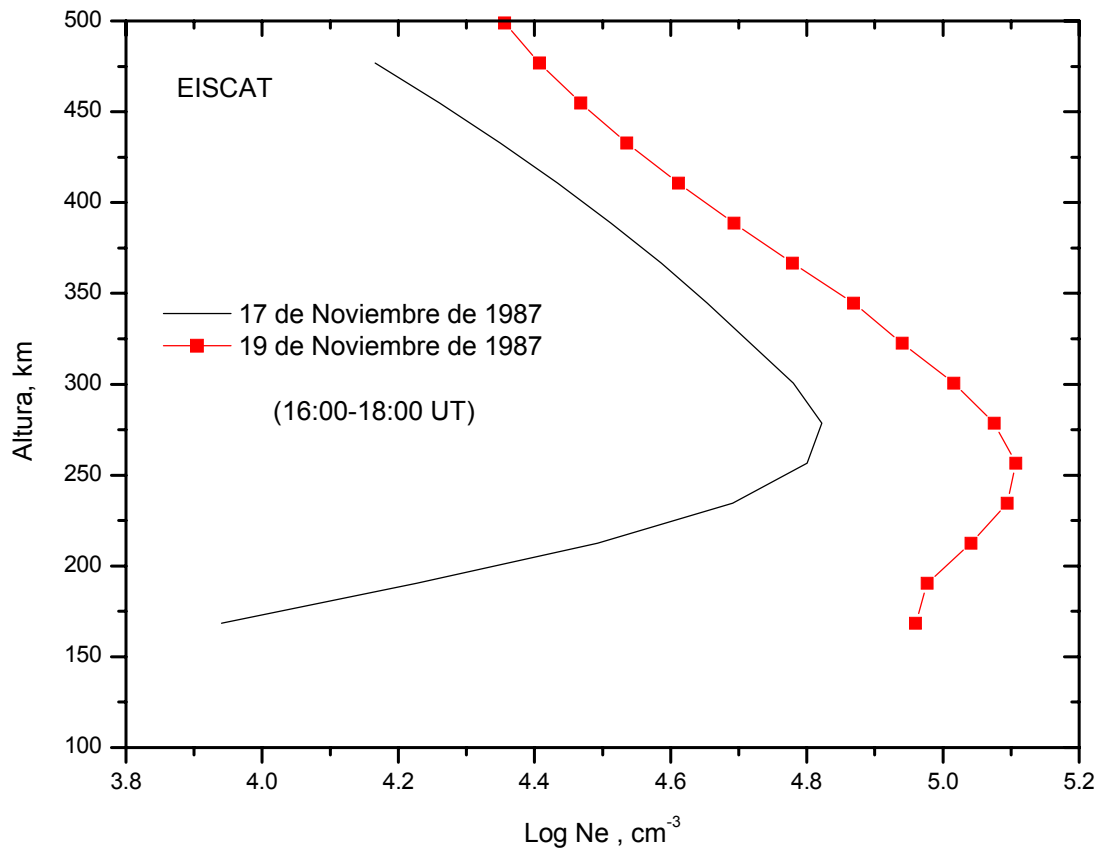


Fig. 4.3 Perfiles medios de $Ne(h)$ para las 16-18 UT observados por el EISCAT durante los días 17 y 19 de noviembre de 1987.

➤ Tendencias en $hmF2$ observadas en la Estación de Sodankyla: horas diurnas

Durante las horas del día, en la Estación de Sodankyla se obtienen pequeñas tendencias positivas de $hmF2$ para el periodo 1965-1991, siendo muchas de ellas no significativas. Además de la precipitación de partículas, una característica fundamental de la región F2 auroral bajo condiciones geomagnéticas perturbadas son los fuertes campos eléctricos. El calentamiento Joule conectado con los intensos campos eléctricos que tienen lugar en la zona auroral perturbada, origina fuertes perturbaciones en la composición neutra, con descensos en las razones O/N_2 y O/O_2 , e incrementos en la temperatura del gas neutro (Prölss, 1980; Risbeth y Möller-Wodarg, 1999). Por lo tanto, por analogía con el caso de medias latitudes, deben esperarse fuertes tendencias negativas de $foF2$ y positivas de $hmF2$ para el periodo 1965-1991 de aumento en la actividad geomagnética. Sin embargo, aunque las tendencias de $foF2$ detectadas confirman estas predicciones, las de $hmF2$ son, aunque positivas, inusualmente pequeñas. Para analizar este problema, consideremos las observaciones del EISCAT para los días 4 y 5 de agosto de 1992. Aunque durante las últimas horas de la tarde se notaron efectos de perturbaciones geomagnéticas, la primera parte del día 4 (desde las 0 hasta las 16UT), que es la que se ha utilizado en este análisis, puede considerarse de calma geomagnética ($A_p=2$). Por otra parte, el día 5 de agosto presentó un índice A_p de

35 y fue un día geomagnéticamente perturbado. La evolución de los valores observados de $NmF2$, $hmF2$ y E (campo eléctrico) desde las 0 hasta las 16UT se presentan para estos dos días en la figura 4.4.

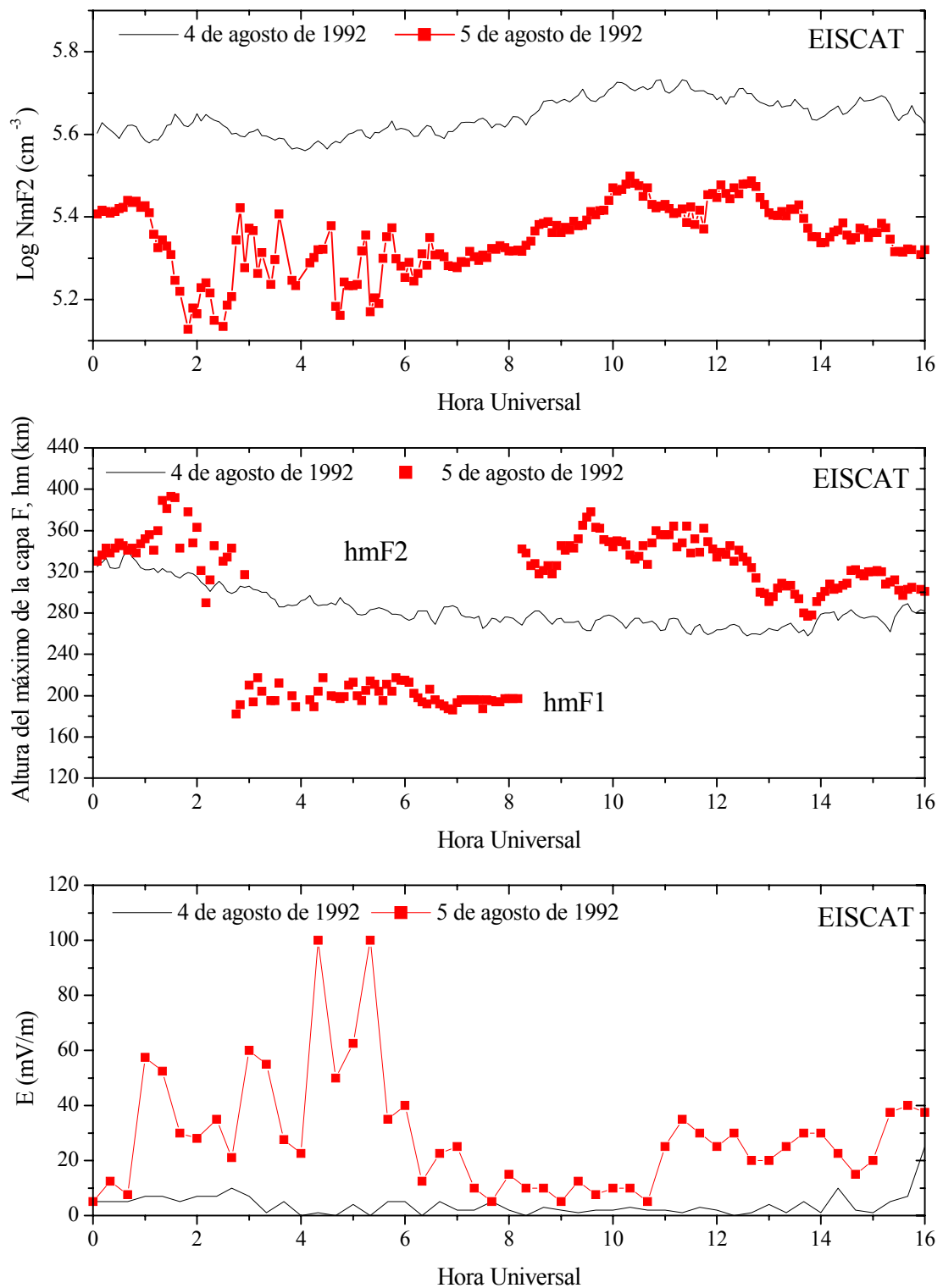


Fig. 4.4 Variaciones de la concentración electrónica máxima en la capa F, altura real de este máximo y campos eléctricos medidas por el EISCAT para los días 4 y 5 de agosto de 1992.

Se puede observar el descenso que se produce en los valores de $NmF2$ para el día perturbado, así como el general aumento de $hmF2$; sin embargo, la altura para la que la concentración electrónica es máxima, hm , sufre un descenso brusco durante el intervalo horario 03-08 UT del día perturbado como una reacción a las intensificaciones del campo eléctrico durante estas horas. Este fenómeno provoca la completa desaparición de la capa F2, pasando a alcanzarse la concentración de electrones máxima entorno los 200 km de altura en la capa F1. A horas posteriores, a medida que los valores del campo eléctrico disminuyen y la fotoionización aumenta, la altura hm tiende a alcanzar sus valores normales a alturas aproximadas de 350 km en la capa F2. Los perfiles de la densidad de electrones $Ne(h)$ promediados para los intervalos horarios 01-02, 06-07, 11-12 y 13-14 UT del día perturbado 5 de agosto de 1992, así como los observados a las 6:30 UT y a las 11:30 UT del día 4 de agosto bajo condiciones de calma geomagnética, ilustran la situación anterior (figura 4.5). Todos los perfiles muestran cómo la concentración máxima de electrones disminuye y la altura $hmF2$ tiende a aumentar bajo condiciones perturbadas, exceptuando el perfil obtenido para el periodo 06-07 UT correspondiente al día 5 de agosto; los altos valores de los campos eléctricos observados en estas horas alteran el perfil $Ne(h)$ originando que la concentración máxima de electrones se alcance a una altura inferior dentro de la capa F1.

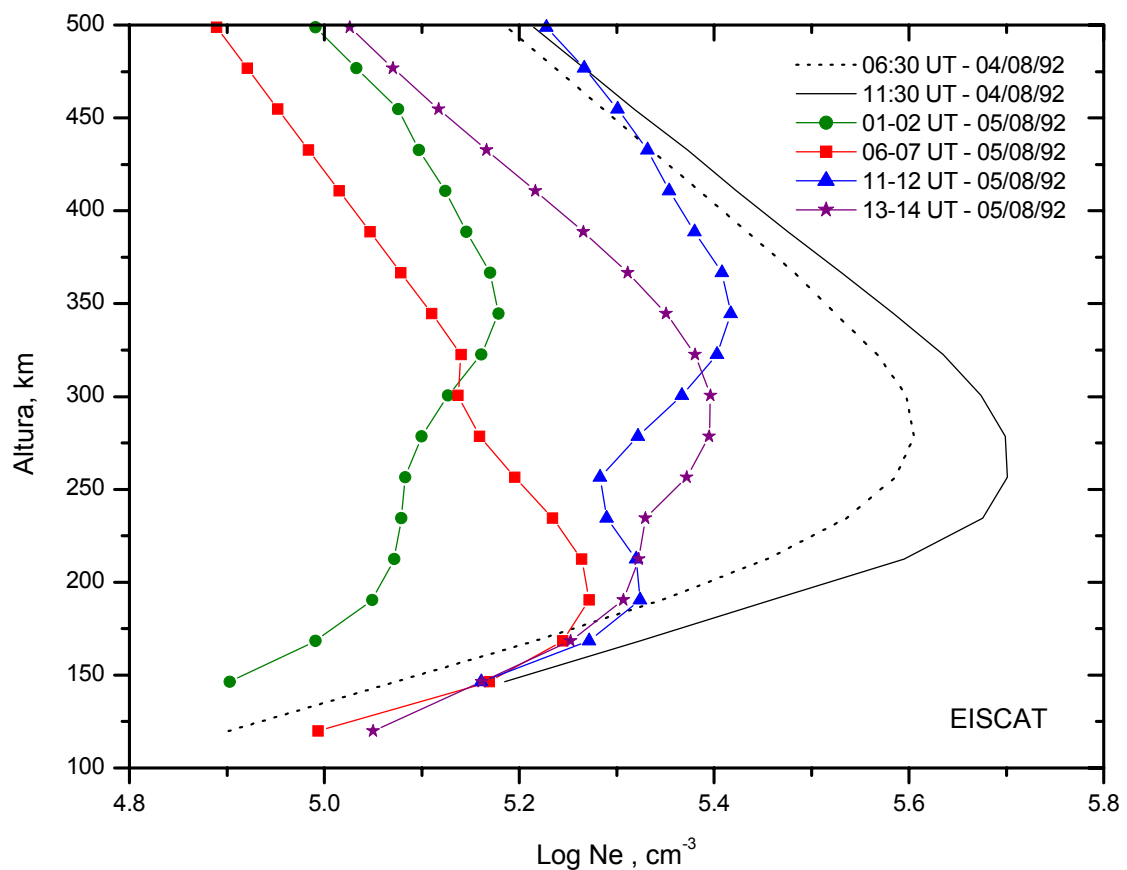


Fig. 4.5 Variaciones con la altura de la concentración de electrones observadas por el EISCAT a diversas horas UT de los días 4 y 5 de agosto de 1992.

Para ilustrar los cambios que se producen en los parámetros termosféricos responsables de las variaciones observadas en $NmF2$ y $hmF2$ bajo condiciones perturbadas utilizamos el ya mencionado método de Mikhailov y Schlegel (1997) con sus posteriores modificaciones. Este modelo se ha aplicado a los perfiles $Ne(h)$ observados para los dos periodos iluminados por el Sol 6:30 y 11:30 UT de los días 4 y 5 de agosto de 1992 (figura 4.5). Los perfiles elegidos para el día 5 de agosto se corresponden con los casos ya comentados de aparición de una pronunciada capa F1 (06-07 UT) y del típico perfil que presenta un elevado valor de $hmF2$ bajo condiciones perturbadas (11-12 UT). Los parámetros termosféricos obtenidos se presentan en la tabla 4.2.

Día	T_{ex} (K)	$\text{Log}[O]$ cm^{-3}	$\text{Log}[O_2]$ cm^{-3}	$\text{Log}[N_2]$ cm^{-3}	$\beta/10^{-4}$ s^{-1}	w $m\ s^{-1}$
4 de agosto de 1992 06-07 UT	1088	8.546	6.807	8.241	1.84	+4.3
5 de agosto de 1992 06-07 UT	1332	8.345	7.422	8.593	15.6	+28.5
4 de agosto de 1992 11-12 UT	1158	8.645	6.793	8.279	1.96	-16.8
5 de agosto de 1992 11-12 UT	1263	8.537	7.235	8.512	8.77	+31.3

Tabla 4.2 Parámetros termosféricos calculados a 300 km para dos horas de los días 4 y 5 de agosto de 1992.

La temperatura exosférica T_{ex} es superior para el día perturbado 5 de agosto, especialmente para el periodo 06-07 UT cuando se observaron fuertes campos eléctricos. Estos campos originan un intenso calentamiento Joule y una elevación de la termosfera, el cual queda reflejado en los datos correspondientes a la velocidad vertical del plasma w . El incremento de la velocidad vertical hacia arriba provoca la disminución de $[O]$ y los aumentos de $[N_2]$ y $[O_2]$ que se observan en la tabla 4.2 para el día perturbado. El pequeño descenso de $[O]$ a 300 km se traduce en una considerable disminución de la abundancia de oxígeno atómico en la termosfera, al ser la temperatura (y por lo tanto la correspondiente altura de escalas) mayor para el día 5 de agosto.

Por lo tanto, el calentamiento y ascenso de la termosfera origina un fuerte incremento de $[N_2]$ (aumenta un factor de 2.25 a las 06-07 UT y un factor de 1.71 a las 11-12 UT), y de $[O_2]$ (4.12 y 2.77 veces mayor a las 06-07 y 11-12 UT respectivamente). Estos aumentos de $[N_2]$ y $[O_2]$, junto el que se produce en las constantes de las reacciones que controlan la pérdida de iones O^+ dependientes de la temperatura, causan un acusado incremento en el coeficiente de pérdida β ; concretamente el valor de β aumenta el día perturbado un factor de 8.5 a las 06-07 UT y de 4.5 a las 11-12 UT. Al igual que para el caso de latitudes medias y aunque la disminución de $[O]$ también contribuye, este aumento del coeficiente lineal de pérdida β es la razón principal del descenso de $NmF2$ durante periodos perturbados. Este análisis basado en las observaciones del EISCAT

explica las grandes y significativas tendencias de f_oF2 negativas obtenidas durante las horas del día en la Estación de Sodankyla.

Por otra parte, los aumentos del coeficiente lineal de pérdida β , velocidad vertical del plasma w y temperatura neutra T_n que tendrían lugar durante periodos de tormentas magnéticas serían los principales responsables de que se detectaran en $hmF2$ fuertes tendencias positivas. Sin embargo, tanto el efecto que los intensos campos eléctricos tienen sobre los perfiles $Ne(h)$ como la disminución de oxígeno atómico en la perturbada termosfera auroral, hacen que las tendencias de $hmF2$ diurnas en Sodankyla no sean tan positivas como podría esperarse. Durante la noche o a primeras horas de la mañana, cuando la fotoionización directa solar no es considerable, el aumento que los elevados campos eléctricos causan en β puede provocar la completa desaparición de la capa F2 y la formación de un perfil $Ne(h)$ con un máximo en torno los 200 km (ver figura 4.4, periodo 03-08 UT). Esta capa estaría compuesta por iones NO^+ y O_2^+ . Por lo tanto, los campos eléctricos pueden contribuir, junto con la ya comentada precipitación de partículas, a las tendencias de $hmF2$ negativas detectadas durante la noche en Sodankyla. Durante el día, este efecto es menos significativo ya que la ionización solar EUV llega a ser lo suficientemente intensa como para formar el máximo de la capa F2 a sus alturas normales, aunque la capa F1 esté muy desarrollada con su máximo $NmF1$ muy cercano al de la capa F2 $NmF2$. Sin embargo, el descenso detectado en la concentración de oxígeno atómico, tanto por observaciones de satélites (Prölss, 1980) como por distintos modelos (tabla 4.2), influye para que el crecimiento de $hmF2$ esperado cuando la actividad geomagnética se intensifica no sea tan pronunciado. La ecuación 2.37 muestra cómo el descenso de $[O]$ en la termosfera provocaría una disminución en los valores de $hmF2$. Aunque este mecanismo no es demasiado significativo para los días expuestos 4 y 5 de agosto de 1990, dependiendo de la intensidad de la perturbación geomagnética, puede llegar a ser importante. Por ejemplo, un análisis realizado por Mikhailov y Schelegel (1998) basándose en las observaciones del EISCAT para el día de tormentas geomagnéticas 10 de abril de 1990, reveló que $[O]$ redujo su valor un factor de 4.3 a 300 km respecto al día anterior de calma geomagnética. En este caso, el máximo de la capa F se formó durante el día a una altura de 200 km.

CAPÍTULO 5

Tendencias a largo-plazo en f_oF2 y h_mF2 : nueva aproximación

5. TENDENCIAS A LARGO-PLAZO EN f_oF2 y h_mF2 : NUEVA APROXIMACIÓN

En el capítulo 3 de esta Tesis Doctoral se ha presentado una aproximación que ha permitido encontrar variaciones sistemáticas en las tendencias de f_oF2 y h_mF2 , al contrario que otros métodos (ej. Bremer, 1998; Upadhyay y Mahajan, 1998; Ulich, 2000) que detectaban magnitudes y signos de tendencias muy diferentes para las distintas Estaciones analizadas. La aplicación de esta aproximación mostró la existencia de un control geomagnético sobre las tendencias de los parámetros de la capa F2 ionosférica, a través del cual era posible explicar las variaciones latitudinales y diurnas detectadas. De esta forma, se concluye que cualquier interpretación de las tendencias a largo-plazo en la región F2 de la ionosfera debe considerar los efectos geomagnéticos como una parte inalienable de las tendencias reveladas, y esto puede ser realizado atendiendo a los mecanismos responsables de las perturbaciones ionosféricas que se originan bajo periodos de perturbaciones geomagnéticas (capítulo 4).

Aunque este control geomagnético permite explicar las principales características morfológicas observadas en las tendencias de f_oF2 y h_mF2 , existen dos cuestiones pendientes por resolver. La primera y más importante radica en saber si es posible eliminar el efecto geomagnético de las variaciones globales de f_oF2 y h_mF2 . La segunda, se basa en analizar el origen, antropogénico o natural, de las tendencias residuales que pudieran existir. Las aproximaciones desarrolladas hasta el momento no pueden ser usadas para resolver esta última cuestión puesto que las tendencias que proporcionan están fuertemente “contaminadas” por los efectos de la actividad geomagnética.

En este capítulo se desarrolla una nueva aproximación capaz de eliminar en gran medida los efectos de la actividad solar y geomagnética de las variaciones observadas en los parámetros característicos de la región F2 ionosférica, f_oF2 y h_mF2 . De este modo, es posible analizar las tendencias residuales de ambos parámetros.

El desarrollo de esta aproximación se ha realizado usando la frecuencia crítica de la capa F2, f_oF2 . Este parámetro está considerado como el parámetro ionosférico más adecuado para analizar variaciones a largo-plazo por diversas razones. En primer lugar, sus valores han sido obtenidos rutinariamente mediante el mismo tipo de sondeo ionosférico durante los últimos 3-5 ciclos solares por toda la red mundial de ionosondas, siendo su base de datos la más extensa. Por otra parte, al contrario que otros parámetros ionosféricos, como pueden ser f_oE o f_oF1 , la frecuencia crítica f_oF2 se observa durante todas las horas del día lo que permite el estudio de las variaciones de sus tendencias a lo largo del día. Además, es un parámetro que se obtiene directamente desde los ionogramas por lo que sus valores son mas fiables que los de la altura crítica de la capa F2, h_mF2 , que necesitan ser calculados a partir de otros parámetros ionosféricos.

5.1 DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO

En este apartado, se describen los principales puntos de esta nueva aproximación aplicados a $foF2$. El método asume que las variaciones observadas en $foF2$ se deben principalmente a los cambios que se producen en la actividad solar y geomagnética, los cuales pueden ser descritos por los índices R_{12} y Ap_{11y} . Para eliminar estas dependencias solares con la ayuda de estos índices se utilizan dos regresiones. La primera de ellas es una regresión de las medianas mensuales observadas del parámetro ionosférico con R_{12} . De esta forma, se excluyen los efectos que provoca la variabilidad de la actividad solar en las observaciones ionosféricas. Posteriormente, se aplica una segunda regresión con Ap_{11y} para caracterizar los efectos de la actividad geomagnética. Los valores residuales que se obtienen después de estas dos regresiones estarán “libres” de la fuerte influencia solar y geomagnética, con lo que el análisis de sus variaciones permitiría detectar las posibles tendencias a largo-plazo que pudieran existir en el parámetro ionosférico considerado. En la figura 5.1 se representan los valores anuales de los índices solares utilizados en el análisis, R_{12} y Ap_{11y} .

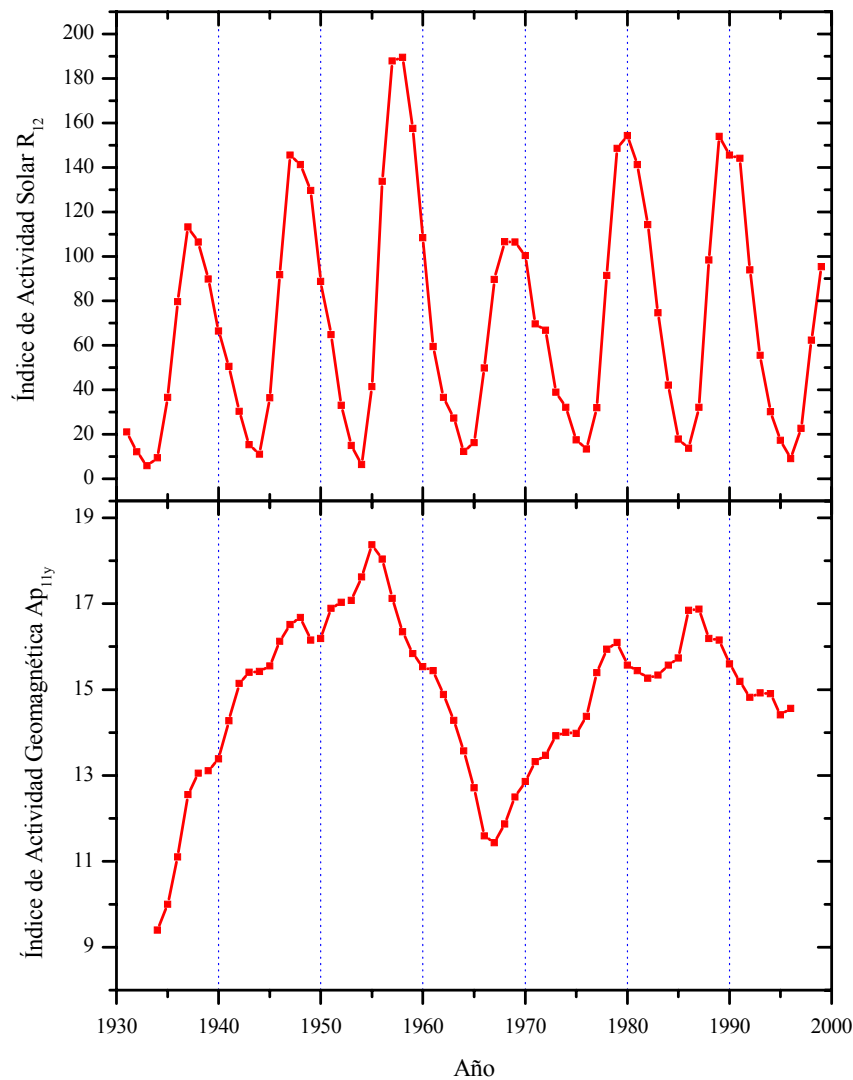


Fig. 5.1 Valores anuales de los índices suavizados de actividad solar y geomagnética R_{12} y Ap_{11y}

El método incluye los siguientes pasos:

1.- En lugar de trabajar con medianas mensuales “normales” de $foF2$ (aquellas obtenidas a partir de todas las observaciones disponibles durante todos los días de cada mes), se usan medianas mensuales de $foF2$ calculadas considerando únicamente los valores de $foF2$ correspondientes a los días de calma geomagnética de cada mes. Esta elección, propuesta por Deminov et al. (2000), permite trabajar con variaciones mensuales de $foF2$ no influidas por las variaciones a corto plazo (en una escala de tiempo mensual) de la actividad geomagnética. De esta forma, se ayuda a excluir los efectos geomagnéticos responsables de las tendencias globales en los parámetros de la capa F2 que se detectaron en el capítulo 3. En este trabajo, un día es considerado de calma geomagnética si el índice A_p para el día en cuestión y para dos días anteriores al mismo, presenta un valor menor o igual a 10.

Por lo tanto, las observaciones iniciales de partida de esta nueva aproximación serán las medianas mensuales calculadas a determinadas horas bajo condiciones de calma geomagnética. En la figura 5.2 se muestran las medianas mensuales de $foF2$ así calculadas para la Estación de Slough a las 12 SLT, junto con aquellas medianas mensuales “normales” obtenidas considerando los datos de todos los días de cada mes.

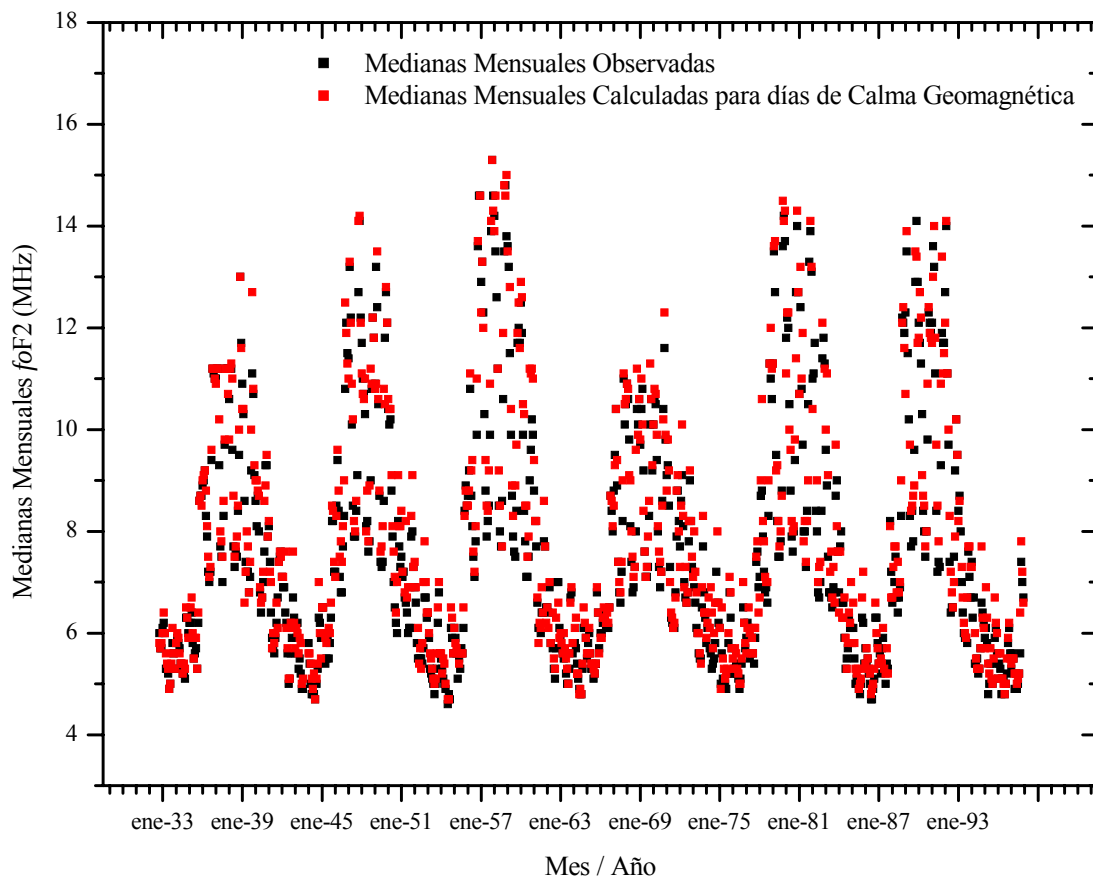


Fig. 5.2 Medianas mensuales de $foF2$ observadas para la Estación de Slough a las 12SLT. Se presentan las medianas calculadas considerando todos los días de cada mes, así como seleccionando únicamente los de calma geomagnética.

Se ha de mencionar, que la posible ausencia de datos (puede ser porque no se disponga de observaciones o porque no pueda ser seleccionado ningún día de calma geomagnética para algún mes) se marca como “cero”. Estos “huecos” no se rellenan mediante ningún modelo de medianas mensuales tal como se hacía en el método expuesto en el capítulo anterior.

2.- Se calculan los valores mensuales modelados de $foF2$ ($foF2_{reg}$) mediante el uso de la siguiente regresión:

$$foF2_{reg} = a_0 + a_1 R_{12}^\alpha \quad (5.1)$$

donde los coeficientes a_i se calculan mediante el método de los mínimos cuadrados para cada mes y el valor del coeficiente α seleccionado.

El valor de α no se selecciona para conseguir la mejor aproximación entre las medianas mensuales de $foF2$ y R_{12} , sino que se fija para proporcionar el mejor ajuste después de una segunda regresión que es utilizada con posterioridad para eliminar el efecto que provoca la variación a largo-plazo que presenta la actividad geomagnética (ver punto 6, a continuación). En este sentido, es importante subrayar que esta regresión no es un modelo en el sentido usual de la palabra, ya que no representa el mejor ajuste entre los valores mensuales observados $foF2_{obs}$ y R_{12} . Hay que considerarla como un primer paso para eliminar los efectos de la actividad solar sobre las variaciones de las medianas mensuales de $foF2$, lo cual se consigue a través de una dependencia de $foF2$ sobre el índice R_{12} .

Al contrario que la aproximación lineal comúnmente utilizada en la eliminación del efecto de la actividad solar, este procedimiento puede reflejar tanto una dependencia lineal como no lineal de $foF2$ con R_{12} , dependiendo del valor del coeficiente α . Mediante el uso de una regresión de $foF2$ con R_{12} , se caracteriza la dependencia solar que presentan las medianas mensuales observadas de $foF2$, las cuales incluyen en sus variaciones los efectos de la actividad solar y geomagnética. Sin embargo, la dependencia de $foF2$ con R_{12} puede diferir esencialmente de la aproximación lineal que generalmente se usa en los análisis de tendencias a largo-plazo. A modo de ejemplo, supongamos una región F2 de latitudes medias, iluminada por el Sol y bajo condiciones de verano. Para estas condiciones, los vientos termosféricos son pequeños y la velocidad vertical del plasma es cercana a cero, por lo que pueden ser aplicadas las expresiones 2.31 y 2.32 escritas en el capítulo 2 de esta Tesis Doctoral:

$$NmF2 = 0.73 \times q_m / \beta_m \quad , \quad \beta_m \times H^2 / D_m = 0.54 \quad ,$$

donde la tasa de producción de iones, q_m , el coeficiente lineal de pérdida, β_m , y el coeficiente de difusión ambipolar, D_m , están referidos al máximo de la capa F2, y siendo H la altura de escalas del oxígeno atómico. Estas dos expresiones pueden combinarse y ser escritas para una altura fija h_1 de la capa F2 (por ejemplo, 300 km), según la ecuación 2.36 del capítulo 2:

$$NmF2 \propto \frac{I_o [O]_1^{4/3}}{T_n^{5/6} [N_2]_1},$$

donde I_o es el flujo solar EUV, $[O]$ y $[N_2]$ las concentraciones de oxígeno atómico y nitrógeno molecular, y T_n la temperatura de los componentes neutros. De acuerdo al modelo de Nusinov (1984, 1992), el flujo solar total EUV, I_o , es proporcional a $F_{10.7}^{2/3}$. Por otra parte, la razón de los parámetros termosféricos en la ecuación anterior puede ser estimada usando el modelo termosférico MSIS-86 (Hedin, 1987), resultando ser proporcional a $F_{10.7}^4$ a 300 km de altura. Por lo tanto, $foF2 \propto \sqrt{NmF2} \propto F_{10.7}^{7/3}$. Como los índices de actividad solar $F_{10.7}$ y R_{12} están altamente correlacionados (el coeficiente de correlación es 0.991, significativo con un nivel de confianza del 99%), se puede asumir que $foF2$ es proporcional a $R_{12}^{2.33}$. De este modo, se pone de manifiesto cómo la dependencia de $foF2$ con R_{12} puede ser más compleja que una simple dependencia lineal.

3.- Utilizando el modelo de la ecuación 5.1, se elimina la dependencia solar de las variaciones mensuales de $foF2$. Para ello, se obtienen las desviaciones relativas mensuales de $foF2$, $\delta foF2_{men}$, a partir de la ecuación

$$\delta foF2_{men} = (foF2_{obs} - foF2_{reg}) / foF2_{obs} \quad (5.2)$$

donde $foF2_{obs}$ representan los valores observados de las medianas mensuales de $foF2$ calculadas considerando únicamente días de calma geomagnética.

4.- Para cada año, se promedian los 12 valores mensuales de $\delta foF2_{men}$ y se obtienen las desviaciones relativas anuales $\delta foF2$. Si para un año determinado no existen al menos 6 valores disponibles de $\delta foF2_{men}$, el valor de $\delta foF2$ correspondiente a ese año se marca como “cero” y se trata como ausencia de dato.

En la figura 5.3, se representan los valores anuales de estas desviaciones relativas $\delta foF2$ para la Estación de Slough a las 12SLT. Además, se comparan estos valores con los que se obtendrían si se utilizaran como observaciones iniciales las medianas mensuales “normales” de $foF2$ calculadas para todos los días de cada mes. Aunque sólo se aprecien pequeñas diferencias, éstas pueden influir considerablemente en los resultados finales ya que, como se ha comentado en el capítulo anterior, la “señal” que se pretende detectar es muy débil y el nivel de ruido en el que se trabaja grande.

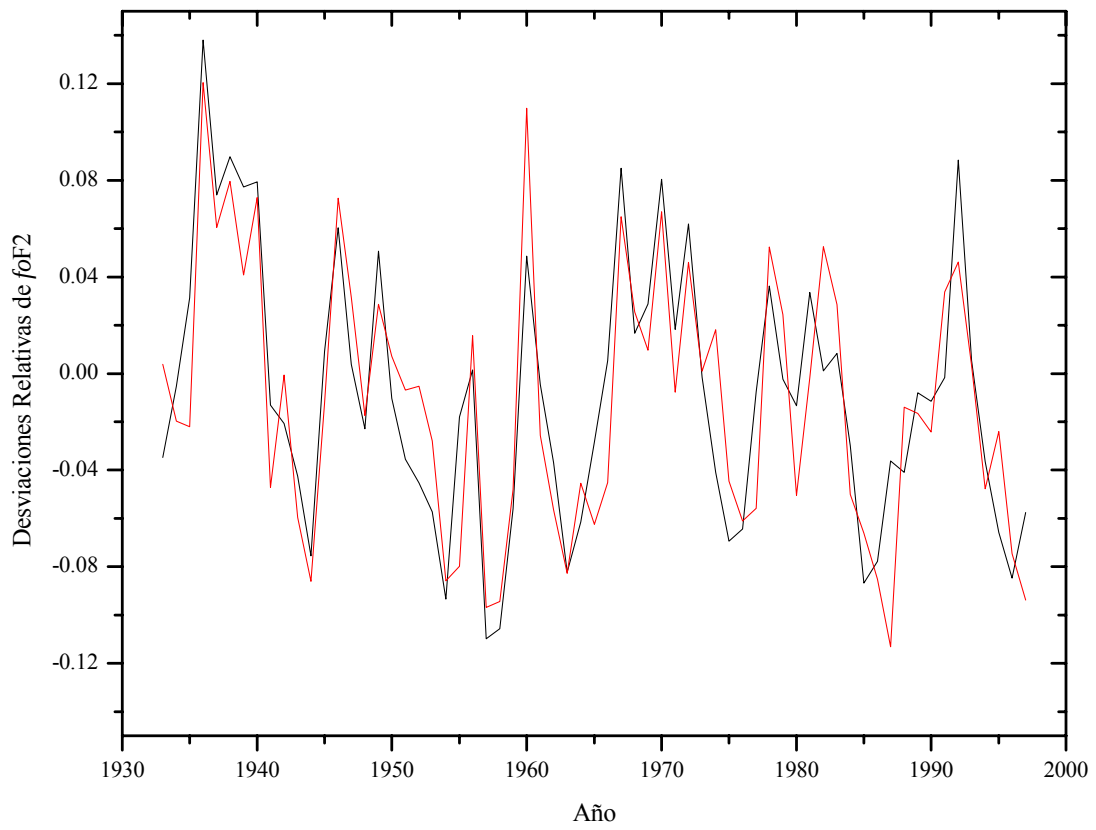


Fig. 5.3 Comparación de las desviaciones relativas de $foF2$, $\delta foF2 = (foF2_{obs} - foF2_{reg}) / foF2_{obs}$, cuando se usan como observaciones iniciales de $foF2$ las medianas mensuales “normales” (línea negra) y las medianas mensuales calculadas considerando únicamente los días de calma geomagnética de cada mes (línea roja). Los cálculos corresponden a las 12SLT de la Estación de Slough.

5.- Con el objetivo de eliminar las fuertes fluctuaciones observadas en los valores anuales $\delta foF2$ (ver figura 5.3, como ejemplo), se aplica a estas desviaciones relativas un suavizado de medias móviles con una ventana de 11 años, aproximadamente la duración de un ciclo solar. Estas oscilaciones pueden estar relacionadas con la variabilidad de la actividad solar (Ivanov-Kholodny y Chertoprud, 1992; Ivanov-Kholodny, 2000) y no pueden ser eliminadas mediante el uso de regresiones con índices como R_{12} o Ap . La media aritmética que implica la obtención de los valores suavizados $\delta foF2_{11y}$ se calcula únicamente sobre los valores $\delta foF2$ distintos de cero. En la figura 5.4 se ilustra la aplicación de este suavizado a las desviaciones $\delta foF2$ calculadas bajo condiciones de calma geomagnética en la Estación de Slough a las 12 SLT (línea continua roja de la figura 5.3).

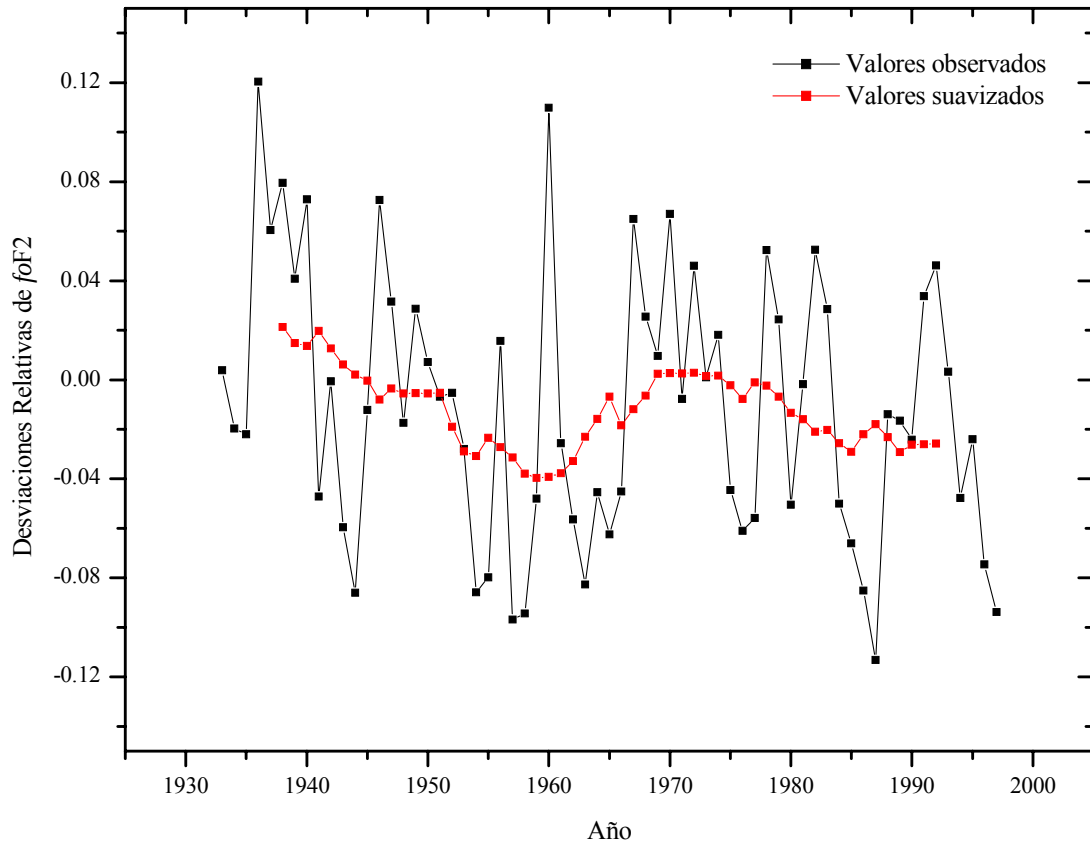


Fig. 5.4 Desviaciones relativas observadas $\delta foF2$ y suavizadas $\delta foF2_{11y}$. En el cálculo se utilizaron como observaciones iniciales las medianas mensuales de $foF2$ obtenidas para la Estación de Slough a las 12SLT considerando días no perturbados.

Hay que señalar que la base de datos disponible a una hora y Estación, se reduce en 10 años después de la aplicación de este tipo de suavizado. Por ejemplo, para la Estación de Slough sólo se disponen a las 12SLT de datos anuales $\delta foF2_{11y}$ desde 1938 a 1992, cuando el número de años con observaciones iniciales se extiende desde 1933 a 1997.

6.- Se elimina el efecto de la actividad geomagnética sobre las variaciones $\delta foF2_{11y}$ usando la siguiente regresión con el índice Ap_{11y} :

$$\delta foF2_{11y-reg}(t) = b_0 + b_1 Ap_{11y}^\beta(t - n) \quad (\text{ec. 5.3})$$

donde n representa un tiempo en años que se introduce para considerar el tiempo de retraso que puede existir entre las variaciones del índice de actividad geomagnética y sus efectos sobre los valores observados $\delta foF2_{11y}$. Mediante la introducción del coeficiente β , la regresión 5.3 usada como modelo muestra una dependencia no lineal de $\delta foF2_{11y}$ con la actividad geomagnética, tal como puede esperarse de acuerdo a Zevakina y Kiseleva (1978) y Muhtarov y Kutiev (1998). Los coeficiente b_i se calculan mediante el método de mínimos cuadrados.

El valor del tiempo de retraso n , así como el del coeficiente β , se seleccionan para conseguir la mejor aproximación entre las desviaciones relativas observadas $\delta foF2_{11y}$ y el índice de actividad geomagnética Ap_{11y} . La calidad de este ajuste se evalúa a través del coeficiente de correlación lineal entre los valores anuales $\delta foF2_{11y}$ y Ap_{11y}^β . Por lo tanto, para un valor determinado del coeficiente α (introducido en la regresión de la ecuación 5.1) se encuentra la combinación de n y β que produce la mayor correlación entre $\delta foF2_{11y}$ y Ap_{11y}^β . En los cálculos que se muestran en este capítulo el rango de variación seleccionado para el tiempo de retardo n y el coeficiente β ha sido respectivamente de 1 a 5 años (pasos de 1 año) y de 1 a 6 (en pasos de 0.1). Este proceso se realiza para coeficientes α variando desde 1 a 6 en intervalos de 0.1. Los valores finales de α , n , y β son aquellos que proporcionan la mayor correlación $\delta foF2_{11y}$ - Ap_{11y}^β , y por tanto, el mejor ajuste entre las desviaciones relativas de $foF2$, $\delta foF2_{11y}$, y el índice usado para reflejar el estado de la actividad geomagnética, Ap_{11y} . En la tabla 5.1 se presentan los coeficientes de correlación que se obtienen mediante la aplicación de este método. El periodo temporal analizado ha sido 1965-1991, por lo que se han seleccionado aquellas Estaciones que disponen de observaciones ionosféricas como mínimo desde 1960 hasta 1996. Todos los coeficientes de correlación son negativos y, exceptuando el obtenido para la Estación de Ashkhabad a las 0 SLT, significativos con un nivel de confianza de al menos el 95% según el criterio de Fisher. En la tabla se muestra además el tiempo de retardo en años seleccionado en cada caso.

Estación	0 SLT		12 SLT	
	$r (\delta foF2_{11y} - Ap_{11y}^\beta)$	n	$r (\delta foF2_{11y} - Ap_{11y}^\beta)$	n
Lycksele	-0.806	3	-0.912	0
Uppsala	-0.872	0	-0.919	0
St. Peterburg	-0.856	1	-0.912	0
Juliusruh	-0.925	2	-0.913	2
Moscow	-0.901	2	-0.900	1
Tomsk	-0.856	2	-0.891	2
Slough	-0.941	3	-0.923	3
Dourbes	-0.957	3	-0.871	4
Poitiers	-0.961	3	-0.908	4
Ashkhabad	-0.675	0	-0.919	0

Tabla 5.1 Coeficientes de correlación entre las variaciones anuales de las desviaciones relativas $\delta foF2_{11y}$ y el índice de actividad geomagnética Ap_{11y}^β obtenidos para el periodo 1965-1991 y 10 Estaciones Europeas. Además se ofrece el tiempo de retardo n seleccionado en cada caso. Los valores señalados en negrita muestran aquellos coeficientes de correlación significativos con un nivel de confianza de al menos el 95%.

A pesar de que los coeficientes de correlación obtenidos son elevados, los resultados que se presentan en la tabla 5.2 muestran cómo sus valores aumentan significativamente si se aplica un suavizado adicional sobre las variaciones anuales de $\delta foF2_{11y}$ y Ap_{11y} . Tal suavizado se realiza mediante una aproximación polinómica de quinto orden y lo denotaremos por $\delta foF2_{11y-ap}$ y Ap_{11y-ap} . La comparación de las tablas 5.1 y 5.2 pone de manifiesto cómo todas las correlaciones son superiores cuando se aplica previamente el ajuste polinómico de 5° orden a los valores anuales de $\delta foF2_{11y}$ y Ap_{11y} . Mediante el uso de esta aproximación, tal como se aprecia en la tabla 5.2, todos los coeficientes de correlación pasan a ser negativos, de magnitud superior a 0.90, y significativos con un nivel de confianza del 99%. Además, se muestra cómo los máximos coeficientes de correlación se consiguen considerando la existencia de un tiempo de retraso entre las variaciones anuales del índice de actividad geomagnética Ap_{11y-ap} y las desviaciones relativas observadas $\delta foF2_{11y-ap}$. Este tiempo resulta ser de 1-3 años, dependiendo de la Estación y hora local considerada, y refleja el retraso que existe en la reacción de la termosfera ante los cambios que se producen en la actividad geomagnética.

Estación	0 SLT		12 SLT	
	$r (\delta foF2_{11y-ap} - Ap_{11y-ap}^{\beta})$	n	$r (\delta foF2_{11y-ap} - Ap_{11y-ap}^{\beta})$	n
Lycksele	-0.920	2	-0.992	1
Uppsala	-0.971	2	-0.988	2
St. Peterburg	-0.943	2	-0.979	1
Juliusruh	-0.966	2	-0.984	2
Moscow	-0.976	2	-0.973	1
Tomsk	-0.905	2	-0.961	2
Slough	-0.971	3	-0.972	3
Dourbes	-0.984	3	-0.958	1
Poitiers	-0.980	3	-0.956	2
Ashkhabad	-0.900	3	-0.984	2

Tabla 5.2 Se muestran los mismos cálculos que la tabla 5.1 pero aplicando una aproximación polinómica de 5° orden a las desviaciones relativas $\delta foF2_{11y}$ y el índice Ap_{11y} . Todas las correlaciones son significativas con un nivel de confianza del 99%.

En la figura 5.5 se ilustran los valores observados y aproximados de Ap_{11y} y $\delta foF2_{11y}$ para la Estación de Slough (12 SLT). En esta figura se aprecia el sentido de la introducción del tiempo de retraso n en la regresión 5.3. En este caso particular, las variaciones de las desviaciones relativas de $foF2$ tienen un retraso de aproximadamente 3 años respecto las de la actividad geomagnética.

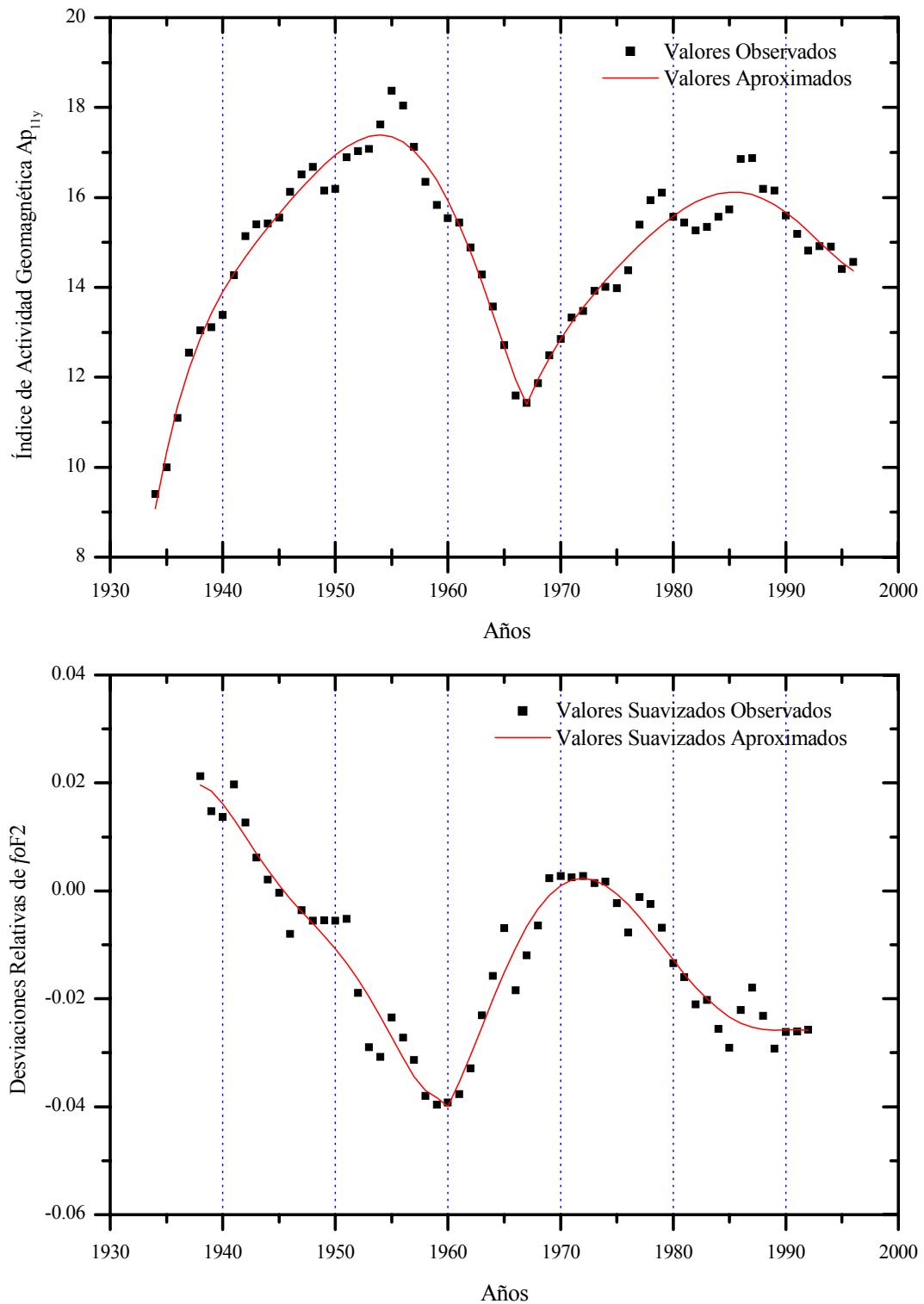


Fig. 5.5 Variaciones anuales del índice de actividad geomagnética Ap_{11y} y de las desviaciones relativas $\delta foF2_{11y}$. Las líneas continuas rojas muestran sus valores aproximados (Ap_{11y-ap} , $\delta foF2_{11y-ap}$) después de un ajuste polinómico de quinto orden.

Por tanto, teniendo en cuenta estos resultados, la influencia geomagnética que presentan las variaciones de las desviaciones relativas aproximadas de $foF2$, $\delta foF2_{11y-ap}$, se caracteriza por medio de la regresión

$$\delta foF2_{11y-ap-reg}(t) = b_0 + b_1 Ap_{11y-ap}^\beta (t - n), \quad (5.4)$$

donde Ap_{11y-ap} son los valores anuales del índice Ap_{11y} aproximados por un ajuste polinómico de 5º orden. De esta forma, como se observa en la tabla 5.2, se consiguen coeficientes de correlación $\delta foF2_{11y-ap} - Ap_{11y-ap}^\beta$ superiores a 0.90 (significativos con un nivel de confianza del 99%) y es posible modelar de una forma efectiva la dependencia de la actividad geomagnética.

7.- A continuación, se elimina el efecto geomagnético mediante la obtención de las diferencias entre los valores observados y modelados de estas desviaciones relativas de $foF2$:

$$\Delta \delta foF2_{11y-ap} = \delta foF2_{11y-ap} - \delta foF2_{11y-ap-reg} \quad (5.5)$$

En la figura 5.6 se ilustran las variaciones anuales de $\delta foF2_{11y-ap}$ y $\delta foF2_{11y-ap-reg}$ (panel superior), así como la correspondiente a sus diferencias $\Delta \delta foF2_{11y-ap}$ (panel inferior), para la Estación de Slough a las 12SLT y el periodo temporal 1965-1991.

8- Por medio de una regresión lineal de los valores residuales $\Delta \delta foF2_{11y-ap}$ con el año

$$\Delta \delta foF2_{11y-ap} = a + k_r \text{ año}, \quad (5.6)$$

se estima la tendencia a largo-plazo de $foF2$ (pendiente k_r), tal como se muestra en el panel inferior de la figura 5.6. La magnitud de la tendencia se calcula utilizando los datos correspondientes a todos los años del periodo temporal considerado.

9.- El test de significación para la tendencia lineal, así como para los coeficientes de correlación calculados, se realiza usando el criterio de Fisher .

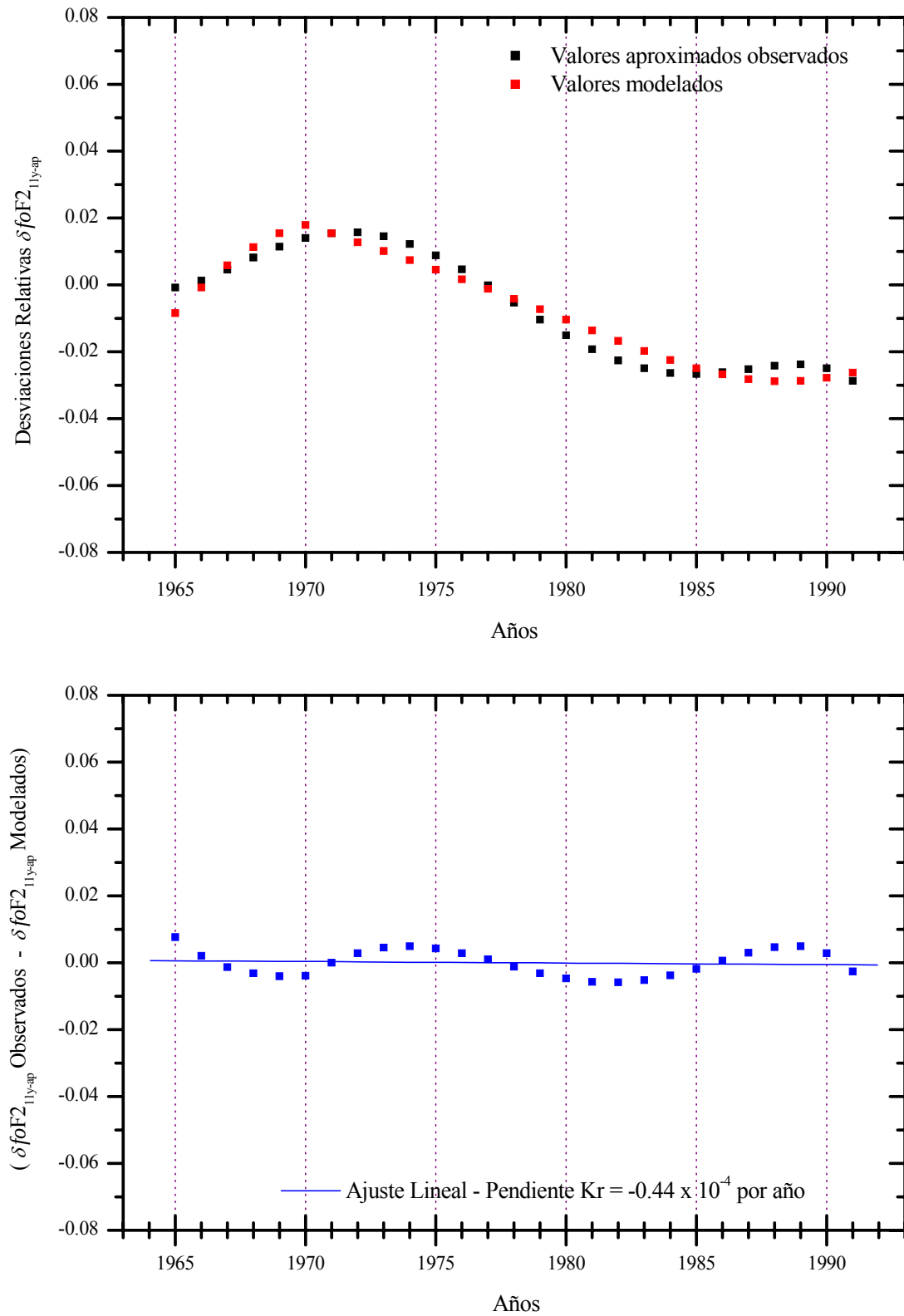


Fig. 5.6 Panel superior: Desviaciones relativas observadas y modeladas, $\delta foF2_{11y-ap}$ y $\delta foF2_{11y-ap-reg}$, en la Estación de Slough (12SLT). Panel inferior: variaciones anuales de los valores residuales $\Delta \delta foF2_{11y-ap}$ y su ajuste lineal con el año.

5.2 TENDENCIAS LINEALES EN $foF2$ y $hmF2$: RESULTADOS

Esta nueva aproximación se ha aplicado para detectar las tendencias lineales en $foF2$ y $hmF2$. El intervalo temporal analizado se corresponde con el periodo 1965-1991, por lo que únicamente se han seleccionado Estaciones con observaciones disponibles desde 1960 a 1996. La elección de este periodo de tiempo nos permite comparar los resultados de estas nuevas tendencias con las obtenidas en el capítulo 3, las cuales demostraron estar fuertemente controladas por la actividad geomagnética. La dependencia de la magnitud de las tendencias con la latitud geomagnética, así como sus variaciones diurnas, fueron los principales argumentos para sugerir el control geomagnético sobre las tendencias. Ambas características podían ser explicadas atendiendo a los mecanismos que originan las tormentas ionosféricas en la región F2 durante periodos para los que la actividad geomagnética se intensifica (capítulo 4). Por lo tanto, si el método que se ha presentado en este capítulo elimina la fuerte influencia geomagnética, entonces las tendencias reveladas no deberían mostrar ninguna de las características mencionadas.

En las tablas 5.3 y 5.4 se presentan las nuevas tendencias (K) detectadas en $foF2$ y $hmF2$ mediante la aplicación del nuevo método. Además, se comparan estos resultados con las tendencias que se obtuvieron en el capítulo anterior (K').

Estación	Coordenadas Geomagnéticas Lat(°N) Lon(°E)		Coordenadas Geográficas Lat (°N) Lon(°E)		0 SLT		12 SLT	
					K	K'	K	K'
Lycksele	62.70	111.37	64.70	18.80	-0.60	+1.9	-0.70	-26.0
Uppsala	58.44	106.28	59.80	17.60	-1.33	-42.5	-0.37	-27.6
St.Petersb.	56.17	117.70	60.00	30.70	-1.31	-19.2	0.21	-16.1
Juliusruh	54.40	99.06	54.60	13.40	-3.21	-33.7	-0.66	-12.2
Moscow	50.82	20.86	55.50	37.30	-1.08	-25.6	0.81	-12.0
Tomsk	45.92	159.93	56.50	84.90	-2.60	-16.9	-1.24	+5.0
Slough	54.25	83.72	51.50	359.43	-1.41	-13.1	-0.44	-5.9
Dourbes	51.89	88.15	50.10	4.60	-0.28	-3.9	0.59	+1.7
Ashkhabad	30.39	133.69	37.90	58.30	-1.74	-9.4	0.15	-0.3

Tabla 5.3 Tendencias detectadas en $foF2$ (en 10^{-4} por año) mediante la aplicación de la nueva aproximación (K) y mediante el método presentado en capítulo anterior (K'). Las tendencias se calcularon durante el periodo temporal 1965-1991 y condiciones nocturnas (0 SLT) y diurnas (12 SLT). Los valores en negrita señalan aquellas tendencias significativas con un nivel de confianza de al menos el 90%.

Estación	Coordenadas Geomagnéticas Lat(°N) Lon(°E)		Coordenadas Geográficas Lat (°N) Lon(°E)		0 SLT		12 SLT	
					K	K'	K	K'
Lycksele	62.70	111.37	64.70	18.80	-1.20	18.28	-0.74	25.22
Uppsala	58.44	106.28	59.80	17.60	-2.13	-15.49	-0.39	-13.42
St.Petersb.	56.17	117.70	60.00	30.70	-0.32	7.64	-1.76	10.12
Juliusruh	54.40	99.06	54.60	13.40	-0.80	-3.48	-1.26	3.63
Moscow	50.82	20.86	55.50	37.30	3.94	27.80	5.47	29.26
Tomsk	45.92	159.93	56.50	84.90	-0.55	23.45	-0.38	23.17
Slough	54.25	83.72	51.50	359.43	0.32	9.19	0.67	15.00
Dourbes	51.89	88.15	50.10	4.60	0.05	-0.86	0.29	-13.36
Ashkhabad	30.39	133.69	37.90	58.30	0.36	33.41	1.73	35.22

Tabla 5.4 Tendencias detectadas en $hmF2$ (en 10^{-4} por año) mediante la aplicación de la nueva aproximación (K) y mediante el método presentado en capítulo anterior (K'). Las tendencias se calcularon durante el periodo temporal 1965-1991 y condiciones nocturnas (0 SLT) y diurnas (12 SLT). Los valores en negrita señalan aquellas tendencias significativas con un nivel de confianza de al menos el 95%.

Se observa cómo cuando se utiliza la metodología expuesta en este capítulo, tanto las tendencias en $foF2$ como en $hmF2$ son pequeñas y no significativas para todas las Estaciones consideradas. Debido a los altos coeficientes de correlación entre las variaciones anuales de las desviaciones relativas $\delta foF2_{11y-ap}$ (o $\delta hmF2_{11y-ap}$, para el caso $hmF2$) y el índice de actividad geomagnética Ap_{11y-ap}^B (superiores a 0.90 y significativos con un nivel de confianza del 99%), es posible modelar de una forma eficaz la dependencia de la actividad geomagnética a través de la ecuación 5.4. De esta forma, los valores residuales, diferencia entre los valores observados y modelados $\Delta \delta foF2_{11y-ap} = \delta foF2_{11y-ap} - \delta foF2_{11y-ap-reg}$ (o $\Delta \delta hmF2_{11y-ap} = \delta hmF2_{11y-ap} - \delta hmF2_{11y-ap-reg}$), son muy cercanos a cero y no presentan grandes variaciones, con lo que la magnitud de sus tendencias es muy pequeña. En las figuras 5.7, 5.8, 5.9 y 5.10 se ilustran las desviaciones relativas observadas y modeladas, así como las variaciones de sus valores residuales para todos los casos considerados en las tablas 5.3 y 5.4. En cada gráfica se muestra la regresión lineal que da origen al correspondiente valor de la tendencia K (ecuación 5.6).

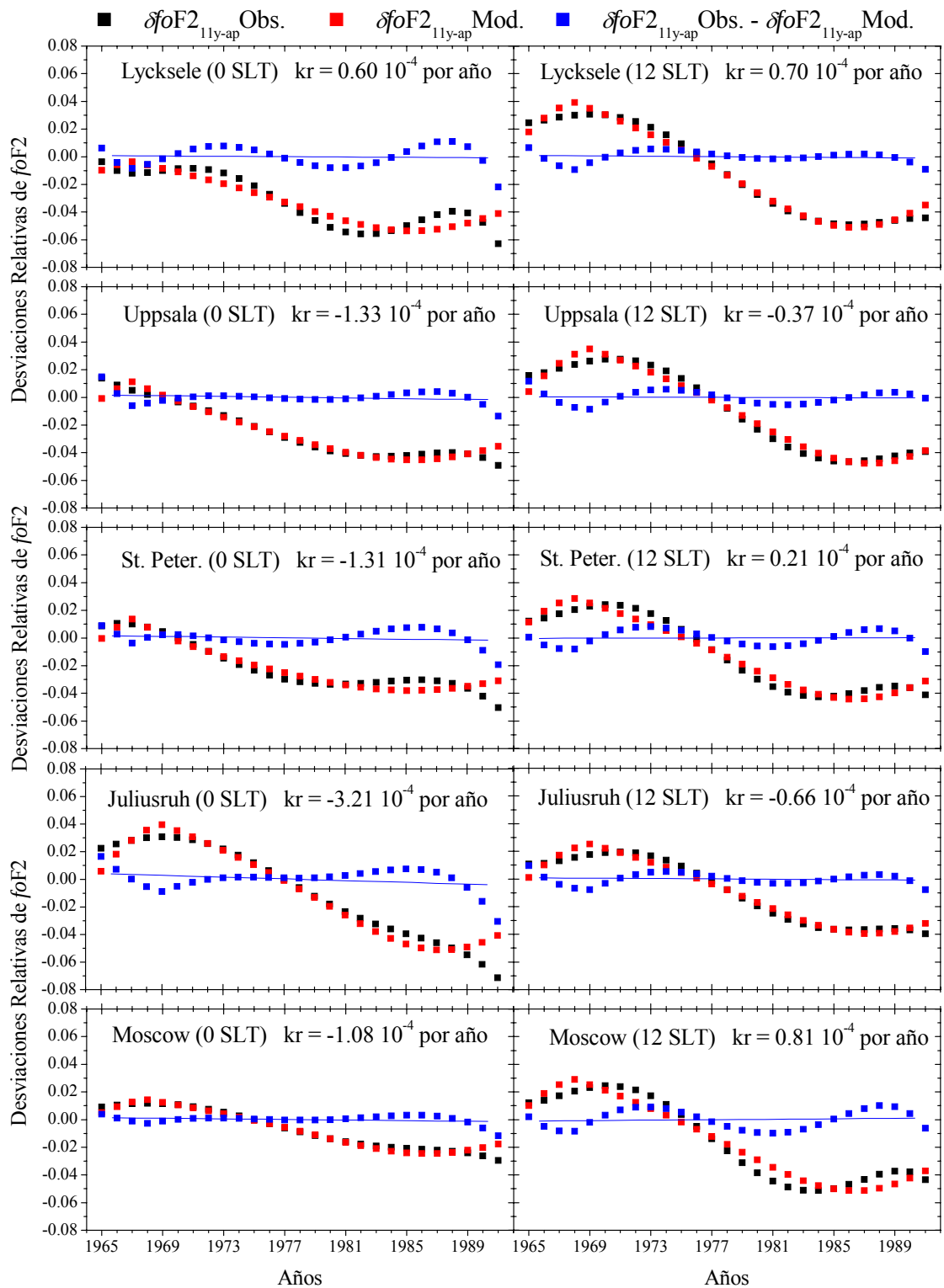


Fig. 5.7 Tendencias detectadas en $foF2$ en las Estaciones de Lycksele, Uppsala, San Peterburg, Juliusruh, y Moscú.

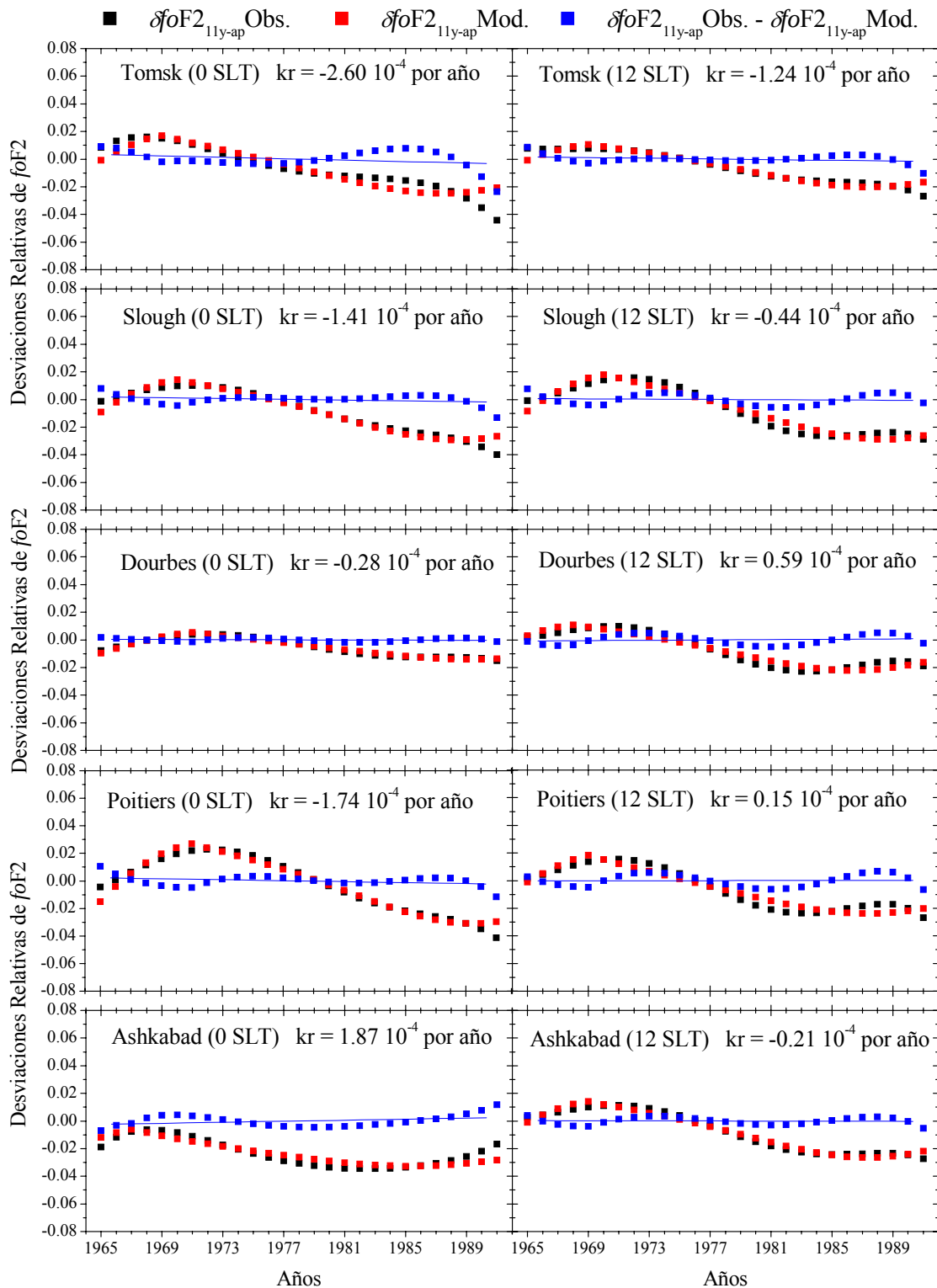


Fig. 5.8 Tendencias detectadas en $foF2$ en las Estaciones de Tomsk, Slough, Dourbes, Poitiers y Ashkabad.

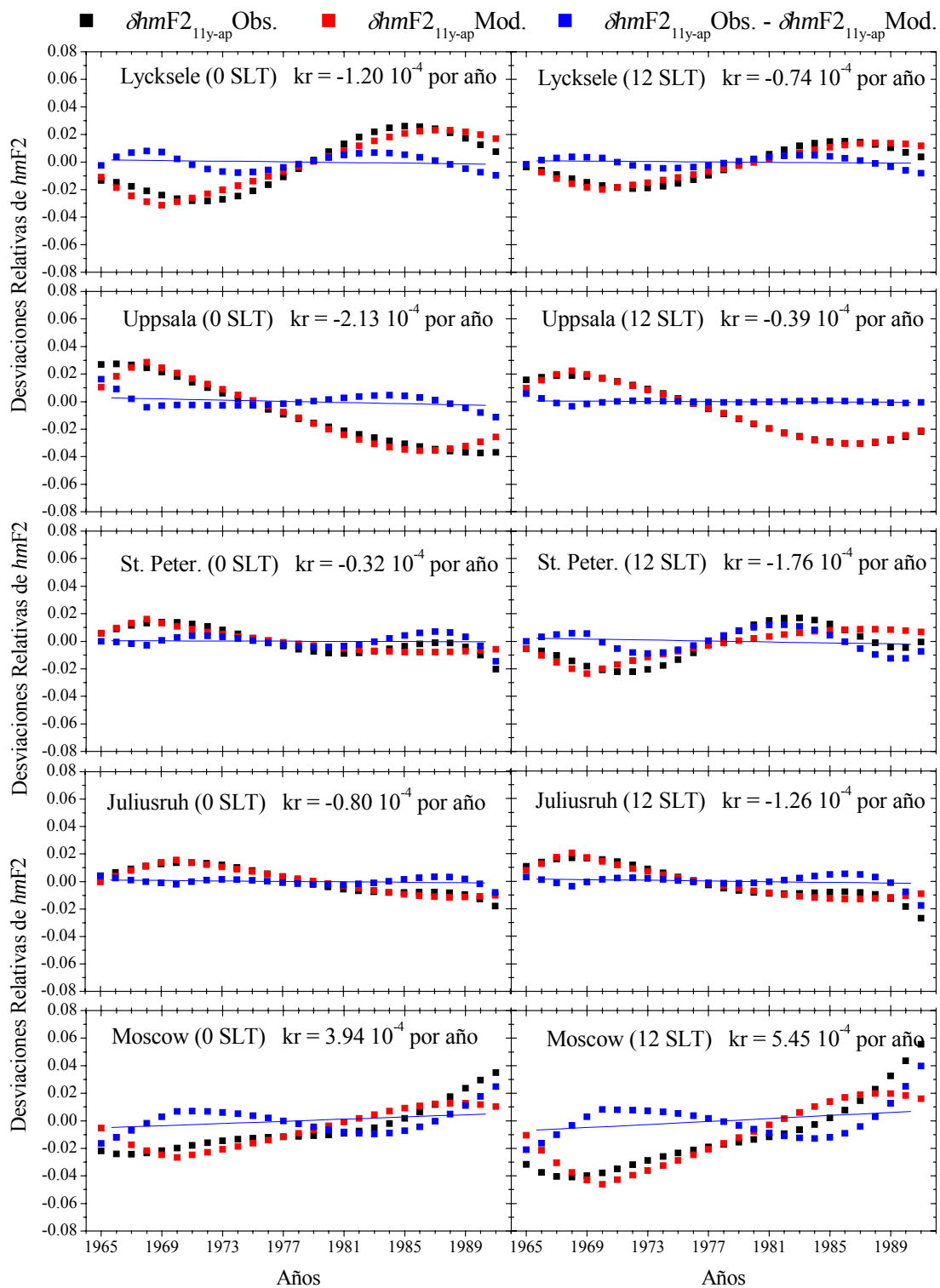


Fig. 5.9 Tendencias detectadas en $hmF2$ en las Estaciones de Lycksele, Uppsala, San Peterburg, Juliusruh, y Moscú.

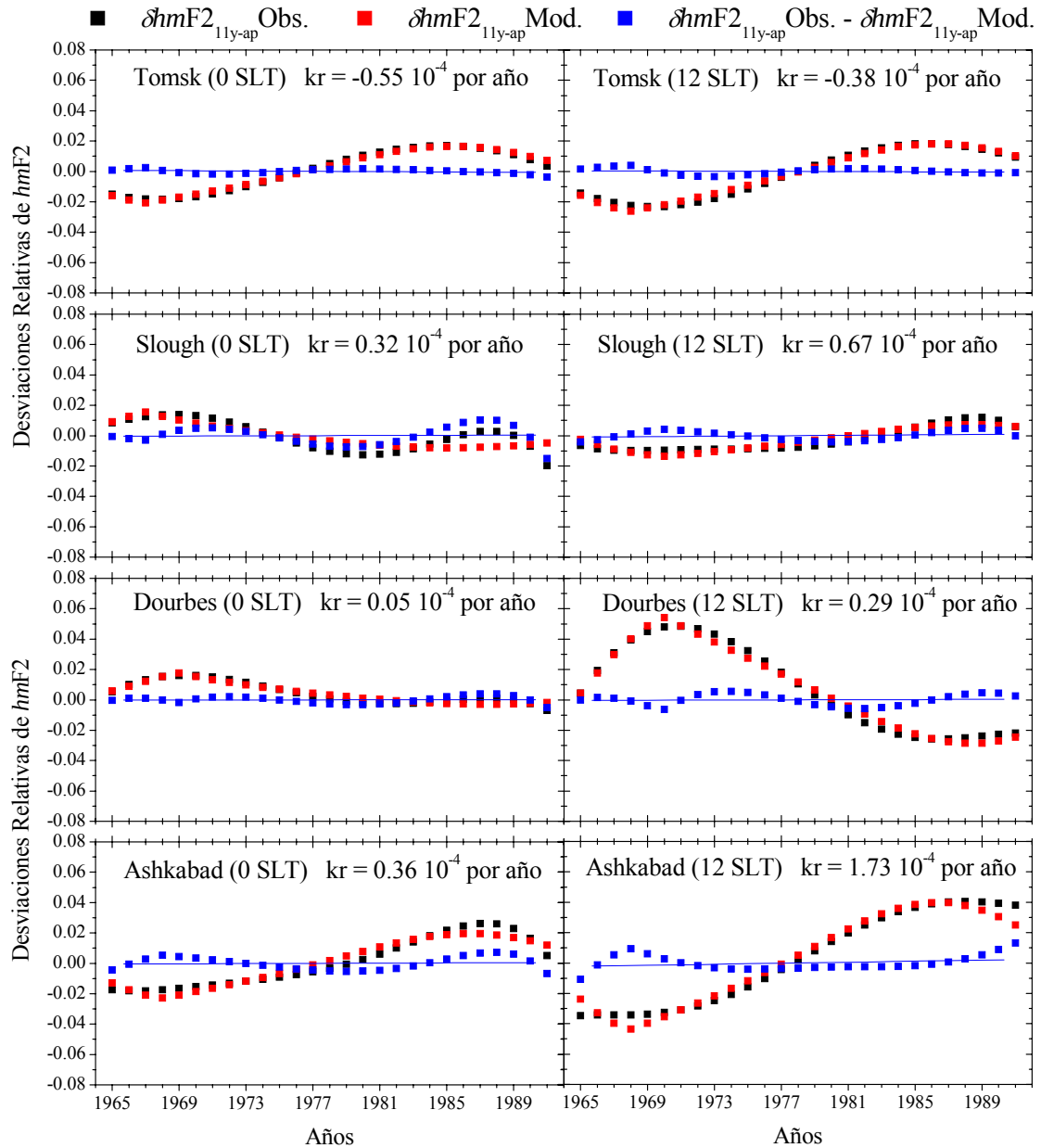


Fig. 5.10 Tendencias detectadas en $hmF2$ en las Estaciones de Tomsk, Slough, Dourbes y Ashkabad.

Por tanto, tal como se deduce de las tablas 5.3 y 5.4, la dependencia de las tendencias de $foF2$ con la latitud geomagnética detectada en el capítulo anterior, con la magnitud de estas tendencias tendiendo a decrecer a latitudes inferiores, desaparece con la aplicación de la nueva aproximación. Respecto a la altura crítica $hmF2$, la fuerte tendencia positiva observada para todo el rango latitudinal analizado se convierte en una pequeña tendencia no significativa. Estos resultados se obtienen independientemente de la hora local seleccionada, por lo que no se aprecia para la magnitud de las tendencias una variación diurna representativa. Como muestra de ello y a modo de ejemplo, en la figura 5.11 se ilustran, para la Estación de Dourbes, las pequeñas variaciones de las tendencias en $foF2$ y $hmF2$ con la hora local y el periodo temporal 1965-1991. Ninguna de las tendencias en $foF2$ y $hmF2$ que se presentan en la figura resultó ser significativa con un nivel de confianza del 90%.

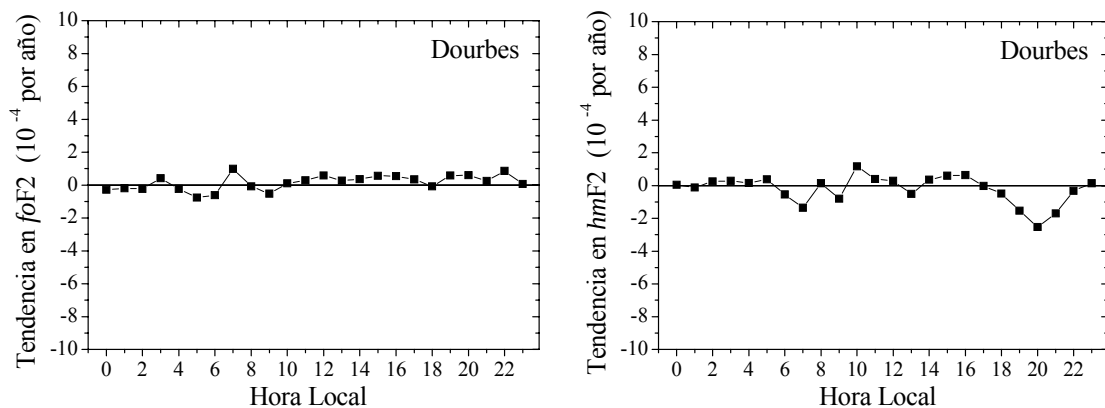


Fig. 5.11. Variaciones diurnas de las tendencias en $foF2$ y $hmF2$ para la Estación de Dourbes. El periodo temporal analizado ha sido 1965-1991. Ninguna de las tendencias mostradas es significativa con un nivel de confianza de al menos el 90%.

Las pequeñas tendencias detectadas en $foF2$ y $hmF2$ para el periodo de aumento de actividad geomagnética 1965-1991, no significativas con un nivel de confianza del 95%, nos indican que están “libres” de los efectos geomagnéticos que pueden esperarse durante un periodo temporal para el que la actividad geomagnética se intensifica, tal como se ha expuesto en el capítulo anterior de esta Tesis Doctoral.

Para mostrar que estos resultados no dependen de la fase de subida o bajada que presente la variación de la actividad geomagnética, se han calculado las tendencias en $foF2$ y $hmF2$ para un periodo de tiempo en el que el nivel de actividad geomagnética tienda a disminuir. Como puede observarse en el panel inferior de la figura 5.1, el periodo temporal que mejor refleja este estado es 1955-1967. En la tabla 5.6 se presentan las tendencias en $foF2$ y $hmF2$ para las 0, 6, 12 y 18 SLT y el periodo en cuestión 1955-1967, correspondientes a la Estación de Slough. Únicamente se ha analizado esta Estación porque es la única con observaciones disponibles de $foF2$ y $hmF2$ desde 1950. Se observa cómo todas las tendencias, tanto las de $foF2$ y $hmF2$, son muy pequeñas y no significativas para cualquier hora seleccionada.

Tendencias en $foF2$ (10^{-4} por año)				Tendencias en $hmF2$ (10^{-4} por año)			
0 SLT	6 SLT	12 SLT	18 SLT	0 SLT	6 SLT	12 SLT	18 SLT
-0.14	0.03	-0.53	0.12	-0.01	-0.05	-0.09	-0.09

Tabla 5.5 Tendencias en $foF2$ y $hmF2$ detectadas para la Estación de Slough durante el periodo de disminución en la intensidad de la actividad geomagnética 1955-1967. Ninguna de estas tendencias es significativa con un nivel de confianza del 90%.

Por tanto, ni para el periodo 1965-1991, para el que aumenta la actividad geomagnética, ni para el correspondiente a 1955-1967, para el que disminuye, se detectan tendencias significativas en $foF2$ y en $hmF2$, lo cual indica que las variaciones a largo-plazo que presenta la actividad geomagnética no controlan las variaciones de los valores residuales $\Delta foF2$ ó $\Delta hmF2$.

Los altos coeficientes de correlación obtenidos (superiores a 0.90) entre las variaciones observadas de las desviaciones relativas del parámetro ionosférico y el índice de actividad geomagnética, significativos con un nivel de confianza del 99%, permiten concluir que las variaciones a largo-plazo observadas en $foF2$ y $hmF2$ pueden ser presentadas principalmente por las variaciones de la actividad solar y geomagnética. De esta forma, el método, con la ayuda de los índices R_{12}^{α} y Ap_{11y-ap}^{β} , elimina los efectos de la actividad solar y geomagnética, dando como resultado una pequeña tendencia que no es significativa. El hecho de que una vez eliminada la dependencia solar, no se detecte ninguna tendencia adicional, incluso para un intervalo considerable de tiempo (27 años – 1965-1991), indica que las variaciones a largo-plazo de la región F2 de la ionosfera, evaluada a través de sus dos parámetros representativos $foF2$ y $hmF2$, son atribuidas únicamente a las variaciones a largo-plazo de la actividad solar y geomagnética y tienen, por tanto, un origen natural.

Hay que señalar que cuando se aplica esta nueva aproximación a periodos de tiempo que incluye fases distintas, de subida y bajada, en las variaciones de la actividad geomagnética, pueden aparecer tendencias en $foF2$ o $hmF2$ significativas. Sin embargo, el origen de tales tendencias hay que atribuirlo a la calidad del ajuste entre las desviaciones relativas observadas $\delta foF2_{11y-ap}$ (o $\delta hmF2_{11y-ap}$, para el caso $hmF2$) y el índice de actividad geomagnética Ap_{11y-ap}^{β} . Cuando se analizan conjuntamente fases de subida y bajada en la actividad geomagnética pueden aparecer valores similares del índice Ap_{11y-ap} con valores diferentes en las desviaciones observadas $\delta foF2_{11y-ap}$ (o $\delta hmF2_{11y-ap}$). De esta forma, los valores modelados por medio de la regresión $[b_0 + b_1 Ap_{11y-ap}^{\beta}]$ no se ajustan de una forma tan eficaz a los observados y pueden esperarse variaciones más pronunciadas en las desviaciones residuales $\Delta \delta foF2_{11y-ap} = \delta foF2_{11y-ap} - \delta foF2_{11y-ap-reg}$ (o $\Delta \delta hmF2_{11y-ap} = \delta hmF2_{11y-ap} - \delta hmF2_{11y-ap-reg}$), con la aparición de la correspondiente tendencia significativa. Para ilustrar este hecho, se presenta la aplicación del método en la detección de la tendencia en $foF2$

correspondiente a la Estación de Slough (12 SLT) durante el periodo 1938-1992. Según se observa en la figura 5.1, este periodo incluye dos fases de subida (desde 1938 hasta 1955 y desde 1967-1987) y otras dos de bajada (desde 1955-1967, y a partir de 1987) en las variaciones de la actividad geomagnética. En el panel superior de la figura 5.13 se presentan las desviaciones relativas anuales $\delta foF2_{11y-ap}$ observadas y modeladas, así como las residuales. Se observa una tendencia significativa de $-3.99 \cdot 10^{-4}$ por año, significativa con un nivel de confianza de al menos el 95%. Tal como se muestra en el panel inferior de esta figura, esta tendencia es debida a la presencia de valores similares de $Ap_{11-y-ap}$ correspondientes a distintas ramas de subida y bajada de la actividad geomagnética, con valores diferentes de $\delta foF2_{11y-ap}$. Esto causa un mal ajuste $\delta foF2_{11y-ap} - Ap_{11y-ap}^\beta$, que implica la aparición de variaciones pronunciadas en las desviaciones residuales y la correspondiente tendencia significativa encontrada.

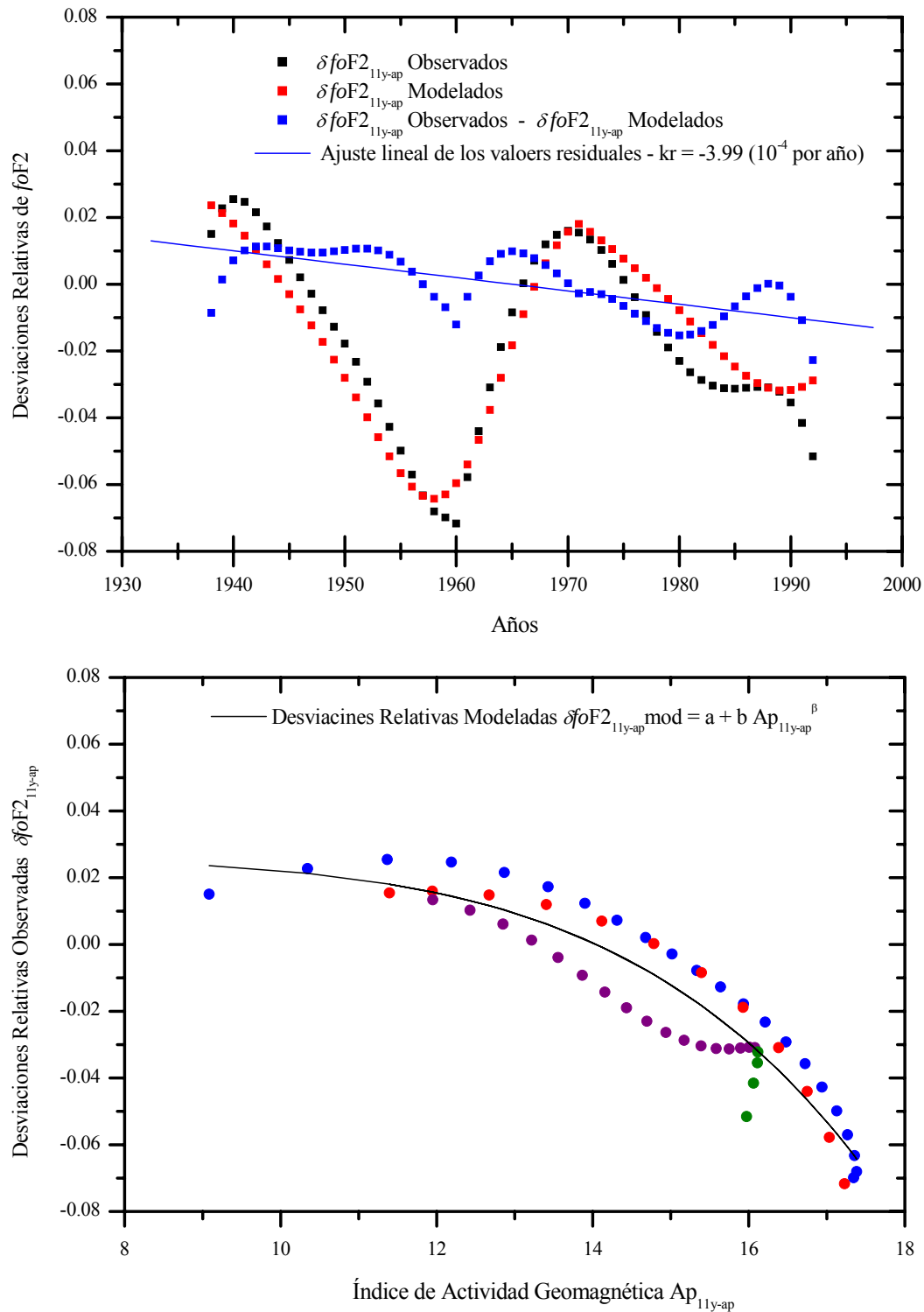


Fig. 5.13 Panel Superior – variaciones anuales de las desviaciones observadas, modeladas y residuales $\delta foF2_{11y-ap}$ correspondientes a la Estación de Slough (12 SLT). Se muestra el ajuste lineal de las desviaciones residuales y la tendencia en $foF2$ obtenida. Panel Inferior – dependencia entre las desviaciones relativas $\delta foF2_{11y-ap}$ observadas y el índice de actividad geomagnética Ap_{11y-ap} . Los distintos colores se utilizan para distinguir las distintas fases de subida y bajada de la actividad geomagnética. Se muestra el ajuste empleado que da origen a las desviaciones relativas modeladas.

CAPÍTULO 6

Discusión, conclusiones, aportaciones y líneas de futuro

6. DISCUSIÓN, CONCLUSIONES, APORTACIONES Y LÍNEAS DE FUTURO

6.1 DISCUSIÓN

En esta Tesis Doctoral, se han estudiado las tendencias a largo-plazo que pueden existir en la región F2 de la ionosfera a través de las variaciones anuales de sus parámetros más representativos, f_oF2 y h_mF2 . Estas variaciones están controladas fundamentalmente por la variabilidad que presenta la actividad solar (influencia por arriba de origen solar). Además, cambios en niveles atmosféricos inferiores provocados, principalmente, por la acción del hombre (influencia por abajo de origen antropogénico) pueden influir también en su comportamiento. Como ejemplo, puede ser mencionado el calentamiento global de la baja atmósfera originado por la intensificación de gases atmosféricos de efecto invernadero, tales como dióxido de carbono o metano.

Este análisis de las variaciones globales que pueden manifestarse en la ionosfera ha sido tratado en profundidad desde principios de los años 90. Por una parte, debido a la importancia que la ionosfera tiene en sistemas de comunicaciones, tanto terrestres como por satélite. La mayor aplicabilidad de la ionosfera radica en que comporta como un canal de comunicaciones terrestre. Esta región atmosférica permite la transmisión de ondas de radio en el rango HF mediante la reflexión de las mismas. Además, hay que mencionar que en los últimos años se está prestando una atención detallada a la influencia que la ionosfera ejerce en la determinación de la posición mediante el uso de sistemas globales de navegación por satélite (GNSS). Este problema ha cobrado mayor importancia en el marco del Proyecto Galileo y actualmente esta influencia se está analizando a partir de tres modelos ionosféricos básicos (NeQuick, Costprof y NeUo-plas) desarrollados en la Universidad de Graz y en el Centro Internacional de Física Teórica de Trieste (Hochegger et al., 2000; Radicella and Leitinger, 2001). En este campo la predicción a largo-plazo de las condiciones ionosféricas cobra una nueva importancia.

Por otra parte, las tendencias a largo-plazo en la ionosfera también adquieren gran interés en el marco de los ya mencionados cambios globales que se están produciendo en la baja atmósfera debidos al impacto antropogénico. La ionosfera podría reflejar estos cambios a través de las variaciones de sus parámetros representativos y, de esta forma, podría proporcionar indicaciones útiles de los mismos.

En este sentido, Roble y Dicknson (1989) predijeron un enfriamiento de la mesosfera y termosfera como consecuencia del incremento de gases atmosféricos de efecto invernadero y, posteriormente, Rishbeth (1990) y Rishbeth y Roble (1992) estimaron una disminución en la altura crítica de la capa F2, h_mF2 . Asumiendo estas predicciones, algunos investigadores han intentado explicar las diversas tendencias a largo-plazo observadas en distintos parámetros ionosféricos como una indicación de este efecto invernadero en la mesosfera y termosfera (Bremer, 1992; Givishvili y Leshchenko, 1994; Ulich y Turunen, 1997; Jarvis *et al.*, 1998; Upadhyai y Mahajan, 1998). Sin embargo, distintos estudios han mostrado que las tendencias a largo-plazo en los parámetros ionosféricos de la capa F2 no se explican de una forma consistente mediante

esta hipótesis. Por ejemplo, análisis realizados por Bremer (1998) para numerosas Estaciones europeas, por Upadhyay y Mahajan (1998) para Estaciones pertenecientes a toda la red mundial, así como por Jarvis et al. (1998) y por Foppiano et al. (1999) para Estaciones situadas en el Hemisferio Sur, mostraron que las tendencias en $foF2$ y $hmF2$ resultaban ser de distinto signo y magnitud dependiendo de la Estación considerada, lo cual no puede ser explicado mediante esta hipótesis de efecto invernadero. Los resultados presentados en el capítulo 3 de este trabajo también contradicen esta hipótesis. Se han obtenido para la mayoría de las Estaciones analizadas, tendencias en $foF2$ y $hmF2$ negativas y positivas respectivamente durante el periodo 1965-1991. Un enfriamiento de la atmósfera superior, producido como consecuencia del calentamiento global de la baja atmósfera debido al efecto invernadero, implicaría tendencias negativas en $hmF2$ y positivas en $foF2$, lo cual contradice los resultados encontrados tanto en $hmF2$ como en $foF2$.

También se ha de señalar que los resultados revelados hasta el momento sobre las variaciones globales en los parámetros característicos de la región F2 de la ionosfera, son generalmente contradictorios. Esto se debe fundamentalmente a la diferente metodología que los distintos autores utilizan para extraer las tendencias desde las observaciones ionosféricas. En la actualidad, para eliminar la fuerte influencia que el Sol ejerce sobre la ionosfera, los métodos aplicados se basan en el uso de modelos de regresión simple con índices que reflejan la variabilidad de la actividad solar y geomagnética. Sin embargo, pueden diferir en determinados aspectos, lo cual conlleva a la obtención de resultados diferentes. Como ejemplo, se muestran las aproximaciones usadas por Bremer (1998) y por Ulich y Turunen (1997) y Ulich (2000), ya que sus conclusiones discrepan de las obtenidas en esta Tesis.

Bremer (1998) analizó las tendencias en $foF2$ y $hmF2$ para 31 Estaciones europeas (-5°W-70°E ; 35-70°N). Los principales puntos de la metodología que aplicó se resumen de la siguiente forma:

1. Utilizando las observaciones ionosféricas disponibles, se extraen las medianas mensuales de $foF2$ y $hmF2$, estas últimas calculadas a partir de los valores mensuales observados de $M(3000)F2$ aplicando la fórmula de Shimazaki (1955).
2. Se calculan las desviaciones absolutas de estos dos parámetros para cada hora y mes: $\Delta X = X_{obs} - X_{mod}$, donde X representa al parámetro ionosférico en cuestión $foF2$ o $hmF2$, y X_{obs} y X_{mod} , sus valores observados y obtenidos teóricamente mediante el uso de un modelo.
3. Como modelo y con el objetivo de eliminar la fuerte dependencia solar, se utiliza una dependencia lineal con el número de manchas solares R y el índice de actividad geomagnética planetaria A_p : $X_{mod} = a + b R + c A_p$.
4. Se promedian todos los valores de las desviaciones absolutas para cada hora y mes, y se obtienen sus valores anuales.
5. Se estiman las tendencias lineales k por año de acuerdo a la regresión lineal $\Delta X = a + k \text{ año}$, utilizando todo el periodo temporal disponible para cada Estación particular.

6. Se utiliza el criterio de Fisher para comprobar si la tendencia es significativa. El nivel de confianza que emplea es del 90%.

En la tabla 6.1 se presentan los resultados obtenidos. Se ha de comentar que en esta tabla aparecen Estaciones que no han sido analizadas en este trabajo, debido a la ausencia prolongada de datos en alguna de ellas (casos de Rostov o Kiruna) o a la corta extensión sus bases de datos (Pruhonice, Freiburg, Beograd, Gibilmanna o Tblisi, entre otras).

Estación	Latitud Geográfica (° Norte)	Longitud Geográfica (° Este)	Periodo de Tiempo analizado	Tendencia anual <i>fo</i> F2	Tendencia anual <i>hm</i> F2
Murmansk	69.0	33.0	1957-94	0.0023	-0.2674
Kiruna	67.8	20.4	1957-96	0.0028	0.0101
Sodankyla	67.4	26.6	1957-89	-0.0160	-0.2153
Salekhard	66.5	66.7	1957-96	-0.0032	0.0804
Lycksele	64.7	18.8	1957-96	0.0016	-0.0037
Arkhangelsk	64.6	40.5	1969-93	0.0017	0.4228
Nurmijärvi	60.5	24.6	1957-87	-0.0290	-0.4600
St Petersburg	60.0	30.7	1957-96	-0.0008	-0.1986
Uppsala	59.8	17.6	1957-96	-0.0028	-0.1475
Ekaterinburg	56.4	58.6	1957-95	-0.0002	0.4394
Gorky	56.2	44.3	1958-92	-0.0031	0.1225
Moscow	55.5	37.3	1957-96	0.0029	0.8444
Kaliningrad	54.7	20.6	1964-94	-0.0028	0.1606
Juliusruh	54.6	13.4	1957-96	-0.0026	-0.1850
Slough	51.5	359.4	1957-96	-0.0014	0.2853
Kiev	50.7	30.3	1964-92	0.0012	0.1923
Dourbes	50.1	4.6	1957-89	0.0053	-0.0191
Pruhonice	50.0	14.6	1957-79	-0.0107	---
Lannion	48.5	-3.3	1961-91	0.0083	0.3800
Freiburg	48.1	7.6	1947-76	-0.0013	-0.4551
Rostov	47.2	39.7	1957-96	0.0049	0.4183
Bekescsaba	46.7	21.2	1964-87	-0.0063	-0.4392
Poitiers	46.6	0.3	1957-92	0.0074	-0.4208
Novokazilinsk	45.8	62.1	1964-89	-0.0056	0.0521
Beograd	44.8	20.5	1963-89	-0.0070	-0.3987
Sofia	42.7	23.4	1964-96	-0.0023	---
Roma	41.8	12.5	1949-96	0.0088	-0.2566
Tblisi	41.7	44.8	1963-86	0.0027	-0.0310
Tashkent	41.3	69.6	1961-95	0.0022	0.1368
Ashkhabad	37.9	58.3	1957-95	0.0015	0.7329
Gibilmanna	37.6	14.0	1976-94	-0.0145	---

Tabla 6.1 Lista de las Estaciones analizadas por Bremer (1998), y las tendencias observadas en *fo*F2 (en Mhz por año) y *hm*F2 (en km por año). Los valores mostrados en negrita reflejan las tendencias significativas con un nivel de confianza del 90%.

El análisis de los resultados mostrados en la tabla 6.1, muestra que no existe ninguna dependencia latitudinal en las tendencias pero detecta claras diferencias longitudinales, tanto en las tendencias de f_oF2 como en las de $hmF2$. Mientras que en la región europea de longitud inferior a $30^\circ E$ se encuentran tendencias negativas en ambos parámetros, las Estaciones situadas en la parte este de Europa (longitud $> 30^\circ E$) tienen tendencias positivas. Bremer (1998) concluye que el origen de esta dependencia longitudinal puede ser atribuido a efectos dinámicos en la región F2, descartando la hipótesis del incremento de gases de efecto invernadero como causa principal.

Por otra parte, Ulich y Turunen (1997) y Ulich (2000), en su investigación de las tendencias de $hmF2$ en la Estación de Sodankyla, concluyen la existencia de una tendencia negativa de -0.39 km por año para las horas diurnas y el periodo 1958-1994. Al igual que Bremer (1998), estos autores obtuvieron las desviaciones absolutas $\Delta hmF2 = hmF2_{obs} - hmF2_{mod}$ a partir de las medianas mensuales de $hmF2$ promediadas desde las 10 hasta las 14 LT ($hmF2_{obs}$). Sin embargo, utilizan una regresión lineal con R como modelo, $hmF2_{mod} = a + b R$, sin incluir ninguna dependencia sobre el índice A_p (obtuvieron que esta inclusión modificaba la magnitud de la tendencia únicamente en un 1%). Además, aplicaron a las desviaciones $\Delta hmF2$ un suavizado de medias móviles de 11 años (aproximadamente un ciclo solar) para eliminar posibles efectos de la actividad solar.

En este trabajo se ha detectado para el periodo temporal 1965-1991 una fuerte dependencia latitudinal en la tendencia de f_oF2 , así como una tendencia positiva para las horas diurnas en la Estación de Sodankyla, que contradicen los resultados anteriores. El origen de esta diferencia radica en las distintas aproximaciones utilizadas para obtener las tendencias. A este respecto, deben tenerse en cuenta las siguientes consideraciones:

- Utilizar los valores suavizados de las medianas mensuales de f_oF2 y $hmF2$ reduce la dispersión en las observaciones iniciales y ayuda a detectar las pequeñas variaciones globales que pudieran existir.
- Las medianas mensuales de f_oF2 y $M(3000)F2$ se correlacionan mejor con índices suavizados (no simplemente promediados mensualmente) de actividad solar. Para modelar la influencia solar sobre las variaciones de estos parámetros, proporciona una mayor precisión utilizar dependencias no lineales con índices suavizados R_{12} y A_{p12} .
- Trabajar con desviaciones mensuales relativas del parámetro ionosférico en cuestión, en lugar de desviaciones absolutas, permite combinar y analizar conjuntamente todos los valores obtenidos bajo las distintas condiciones solares existentes para cada mes y año particular.
- Para poder comparar las tendencias en distintas Estaciones y poder extraer conclusiones acerca de sus variaciones longitudinales y latitudinales, debe ser utilizado el mismo intervalo temporal. Por el contrario, Bremer (1998) utiliza todas las observaciones disponibles y por tanto, las tendencias se calcularon para distintos periodos de tiempo dependiendo de la Estación considerada. Además, promedia los valores de las desviaciones absolutas para cada hora y mes, lo que puede restar

fiabilidad a los resultados ya que las tendencias pueden presentar fuertes variaciones a lo largo del día.

- Tal como se muestra en los capítulos 3 y 4 de esta Tesis, las variaciones a largo-plazo que se han observado en la actividad geomagnética controlan las variaciones de las desviaciones relativas del parámetro ionosférico analizado $foF2$ o $hmF2$, por lo que deben considerarse intervalos de tiempo para los que la actividad geomagnética presente una única tendencia a aumentar o disminuir. Por tanto, las tendencias calculadas sobre periodos que incluyan años anteriores a 1965 y posteriores a 1991, pueden verse afectadas por las distintas fases de subida y bajada que presenta la variación de la actividad geomagnética.

Por lo tanto, a pesar de las numerosas investigaciones tratando de resolver el origen de las tendencias a largo-plazo en los parámetros que caracterizan la región F2, en la actualidad no existe una solución al problema. Este ha sido el primer objetivo que se ha planteado en esta Tesis Doctoral, el cual se ha desarrollado en sus capítulos 3 y 4. En ellos, se ha propuesto una nueva metodología, también basada en modelos de regresión simple para eliminar la influencia solar, para extraer las tendencias a largo-plazo. Esta metodología conduce a una explicación diferente de las tendencias detectadas basada en la existencia de un control geomagnético. De acuerdo a este concepto, los parámetros $foF2$ y $hmF2$ pueden presentar tendencias negativas y positivas dependiendo de los cambios a largo-plazo que se producen en la actividad geomagnética (figuras 3.9 y 3.10). Los mecanismos que originan las tormentas ionosféricas en la región F2 de la ionosfera permiten explicar las características morfológicas de las tendencias detectadas en el máximo de esta capa para el intervalo temporal 1965-1991. El aumento que se produce en la actividad geomagnética durante el periodo de tiempo analizado implicaría una intensificación en la actividad de las tormentas ionosféricas en la región F2, lo que justificaría las correspondientes tendencias observadas. De este modo, la pronunciada dependencia de la magnitud de la tendencia de $foF2$ sobre la latitud geomagnética, así como la ausencia de variación latitudinal mostrada por la tendencia de $hmF2$, tiene su origen en la dependencia latitudinal de la velocidad vertical del plasma, temperatura y composición neutra perturbada, tal como se ha discutido en el capítulo 4.

Se concluye que las tendencias detectadas por medio de modelos de regresión simple están controladas por las variaciones a largo-plazo que presenta la actividad geomagnética. De este modo, cualquier interpretación física que explique el origen de las tendencias así calculadas debe considerar esta influencia geomagnética. Aunque existe una obvia relación entre los parámetros de la capa F2 ionosférica y la actividad geomagnética, no es posible eliminar estos efectos geomagnéticos de las tendencias con la ayuda de índices convencionales de actividad geomagnética tales como A_p . Esto no es sorprendente ya que estos índices reflejan un grado global de la actividad geomagnética y no pueden, en principio, tener en cuenta toda la complejidad de los efectos que las tormentas geomagnéticas tienen en la región F2, con fases negativas y positivas dependiendo de la situación geográfica de la Estación considerada, magnitud, duración y hora de comienzo de la tormenta etc... Los resultados que se han presentado en el capítulo 3 reflejan que la inclusión del índice A_p tiene algún efecto en la magnitud de la tendencia, pero sin cambiar las principales características morfológicas de las tendencias de $foF2$ y $hmF2$. Por lo tanto, una inclusión del índice A_p en la regresión

usada como modelo no elimina la dependencia geomagnética tal como suponen distintos estudios (Bremer, 1998; Jarvis et al., 1998).

Sin embargo, debe ser comentado que algunas Estaciones localizadas en un pequeño sector longitudinal (oeste de Europa) presentan tendencias en $hmF2$ negativas que no pueden ser explicadas por la hipótesis geomagnética que se propone. En este sentido, se ha de señalar que los resultados de las tendencias de $hmF2$ no son tan fiables como los correspondientes a $foF2$. Esto se debe fundamentalmente a que los datos de la frecuencia crítica de la capa F2, $foF2$, se registran directamente de los ionogramas con una aceptable precisión de ≈ 0.1 Mhz. Por el contrario, los valores de $hmF2$ tienen que ser calculados a partir de determinadas fórmulas empíricas que los vinculan con $M(3000)F2$. Este hecho dificulta la detección de las tendencias de $hmF2$ puesto que inserta un ruido adicional en el análisis. Las observaciones iniciales de $hmF2$ dependen de la calidad inicial de los valores de $M(3000)F2$ y de la aproximación empírica usada para su obtención. De todos modos, las tendencias positivas detectadas en $hmF2$ para la mayoría de las Estaciones analizadas, así como sus variaciones latitudinales y diurnas observadas, deben ser consideradas como un serio apoyo al origen geomagnético de los cambios a largo-plazo en la región F2 de la ionosfera.

El siguiente objetivo que se plantea consiste en encontrar una nueva aproximación que elimine la dependencia que la actividad solar y geomagnética ejerce sobre las variaciones de $foF2$ y $hmF2$. Únicamente de esta forma será posible detectar en la ionosfera alguna influencia por abajo, de origen no solar, a través de las variaciones a largo-plazo de sus parámetros representativos. En el capítulo 5, se ha mostrado que esta dependencia solar puede ser caracterizada con la ayuda de los índices R_{12}^{α} y Ap_{11y-ap}^{β} , y, de este modo, ser eliminada de las variaciones globales de $foF2$ y $hmF2$. Una vez eliminada la influencia solar, la variación anual de los valores residuales muestra una tendencia muy pequeña, que no es significativa con un nivel de confianza de al menos el 90 % según el criterio de Fisher. Este resultado se obtiene sobre todas las Estaciones consideradas. Por tanto, el comportamiento de la región F2 de la ionosfera, evaluado a través de las variaciones de $foF2$ y $hmF2$, puede ser modelado exclusivamente por índices que reflejan el estado de la actividad solar y geomagnética. Se concluye que las variaciones anuales de los parámetros característicos de la región F2 ionosférica pueden ser atribuidas únicamente a los cambios a largo-plazo que se producen en la actividad solar y geomagnética, y no existe indicación de una posible influencia antropogénica.

6.2 CONCLUSIONES

- **Capítulo 3: Tendencias a largo-plazo en f_oF2 y h_mF2 : control geomagnético.**

Aplicando una nueva metodología se han analizado las tendencias a largo-plazo en los parámetros característicos de la región F2 de la ionosfera, f_oF2 y h_mF2 . El intervalo temporal considerado ha sido 1965-1991, periodo para el que se produce un incremento de la actividad geomagnética. En el análisis se han utilizado Estaciones situadas en el Hemisferio Norte. Los principales resultados y conclusiones de este capítulo se resumen en los siguientes puntos:

1. La mayoría de las tendencias de f_oF2 resultan ser negativas con una pronunciada dependencia en la latitud geomagnética, la magnitud de la tendencia tendiendo a disminuir hacia latitudes inferiores. Por el contrario, la mayoría de las Estaciones presentan tendencias positivas de h_mF2 independientemente de la latitud considerada.
2. La magnitud de las tendencias, especialmente las de f_oF2 , demuestra pronunciadas variaciones diurnas, dependiendo además dichas variaciones de la latitud geomagnética de la Estación considerada.
3. Se han mostrado claras evidencias que muestran la conexión de las tendencias a largo-plazo, tanto en f_oF2 como en h_mF2 , con los cambios naturales de la actividad geomagnética, lo que confirma la existencia de un control geomagnético sobre las tendencias globales en la región F2 ionosférica:
 - i Existen periodos con tendencias negativas en f_oF2 y positivas en h_mF2 que se corresponden con periodos para los que la actividad geomagnética aumenta y viceversa.
 - ii Por lo general, se detectan coeficientes de correlación $r(\delta f_oF2, Ap_{12})$ y $r(\delta h_mF2, Ap_{12})$ significativos con un nivel de confianza del 95% durante todas las horas del día. Además, las variaciones diurnas de las tendencias en f_oF2 y h_mF2 , encontradas para el periodo 1965-1991, tienden a seguir las correspondientes variaciones de estos coeficientes de correlación. Ambas variaciones se rigen por los procesos físicos que se aceptan para explicar las tormentas ionosféricas en la región F2. Estos procesos se basan en la interacción entre la circulación termosférica dominada por la radiación solar y aquella inducida por la tormenta, lo cual provoca perturbaciones en la composición y temperatura del gas neutro.
4. Los cambios a largo-plazo de la actividad geomagnética controlan en gran medida las variaciones de las desviaciones relativas δf_oF2 y δh_mF2 . Este efecto geomagnético no puede ser eliminado de las tendencias de estos parámetros con la ayuda de los índices convencionales usados para reflejar el estado de la actividad geomagnética, al menos mediante los métodos generalmente utilizados basados en modelos de regresión simple con índices solares. Por lo tanto, el efecto geomagnético

debe ser tratado como una parte inalienable de las tendencias en f_oF2 y $hmF2$, y cualquier interpretación física de éstas debe considerarlo.

5. El control geomagnético que se propone para explicar las tendencias a largo-plazo en los parámetros de la región F2 de la ionosfera tiene un origen natural, no artificial conectado con el enfriamiento de la termosfera que tendría lugar debido al efecto invernadero.

• Capítulo 4: Interpretación física.

Las tendencias detectadas en el capítulo 3 se explican por el aumento observado en la actividad geomagnética durante el periodo de tiempo analizado 1965-1991, que implicaría una intensificación en la actividad de las tormentas ionosféricas en la región F2. Las diferentes dependencias que los principales parámetros termosféricos ejercen sobre $NmF2$ y $hmF2$ bajo periodos de perturbaciones geomagnéticas, justificarían las tendencias observadas y sus principales características morfológicas. Concretamente, se concluye:

1. Las Estaciones situadas en las latitudes más bajas consideradas, presentan una pequeña tendencia negativa (o incluso positiva) en f_oF2 y una tendencia positiva de $hmF2$, las cuales son debidas a los incrementos de la concentración de oxígeno atómico y de la intensidad del viento termosférico hacia el ecuador.
2. A latitudes medias, la tendencia negativa de f_oF2 se debe a la composición neutra perturbada, con descensos en la razón O/N_2 , y al incremento de temperatura del gas neutro, que originan un aumento del coeficiente lineal de pérdida $\beta = k_1[N_2] + k_2[O_2]$. El aumento de β , junto con los de la temperatura neutra y viento termosférico hacia el ecuador, determinan la tendencia positiva de $hmF2$.
3. A latitudes más altas, las tendencias de f_oF2 y $hmF2$ se explican por los fuertes cambios que tienen lugar en la composición neutra y temperatura durante las horas diurnas, mientras que durante las horas nocturnas la precipitación de electrones constituye la principal contribución. En la región auroral, los campos eléctricos y la composición y temperatura neutra perturbada por el calentamiento Joule afectan fuertemente al coeficiente β , dando lugar a grandes tendencias negativas en f_oF2 y relativamente pequeñas tendencias positivas en $hmF2$ durante las horas del día.

• Capítulo 5: Tendencias a largo-plazo en f_oF2 y $hmF2$: nueva aproximación.

En este capítulo se ha propuesto una nueva aproximación para detectar posibles tendencias a largo-plazo en los parámetros característicos de la región F2 de la ionosfera, f_oF2 y $hmF2$. El método incluye el uso de:

- Medianas mensuales del parámetro ionosférico en cuestión calculadas considerando únicamente los días de calma geomagnética de cada mes.

- Una regresión del parámetro ionosférico con R_{12}^{α} para eliminar la dependencia de la actividad solar sobre sus variaciones.
- Desviaciones relativas anuales a las que se aplica un suavizado de medias móviles con una ventana de 11 años, $\delta foF2_{11y}$ o $\delta hmF2_{11y}$ para eliminar las fluctuaciones anuales de origen solar presentes.
- Una regresión con el índice de actividad geomagnética suavizado Ap_{11y}^{β} para eliminar los efectos de la actividad geomagnética de las variaciones a largo-plazo de $foF2$ o $hmF2$. Antes de calcular esta regresión, hay que aplicar un suavizado adicional a las variaciones tanto de las desviaciones relativas suavizadas como del índice de actividad geomagnética. Este suavizado, junto con la consideración de un tiempo de retraso entre las mencionadas variaciones, proporciona la máxima correlación entre $\delta foF2_{11y-ap}$ (o $\delta hmF2_{11y-ap}$) y Ap_{11y-ap}^{β} . Este tiempo muestra el retraso que puede existir en la reacción de la termosfera ante los cambios en la actividad geomagnética.

La aplicación de este método a la frecuencia y altura crítica de la capa F2 permite extraer las siguientes conclusiones:

1. El método es capaz de eliminar los efectos de la actividad solar y geomagnética de las variaciones globales de estos parámetros, siendo posible, de esta forma, la detección de cualquier tendencia residual que pudiera existir. Los resultados que apoyan esta conclusión se resumen como sigue:
 - i) Las tendencias de $foF2$ y $hmF2$ calculadas para el periodo de aumento de actividad geomagnética 1965-1991 resultan ser pequeñas y no significativas, sin mostrar ninguna dependencia ni con la latitud geomagnética ni con la hora local. La existencia de tales dependencias fueron el principal argumento para sugerir un control geomagnético sobre las tendencias.
 - ii) El análisis de las tendencias sobre un periodo de tiempo (1955-1967) en el que la actividad geomagnética disminuye conduce a los mismos resultados. Es decir, las tendencias son pequeñas y no significativas con independencia de la fase, de subida o bajada, considerada de la variación de la actividad geomagnética.
 - iii) La obtención de coeficientes de correlación entre $\delta foF2_{11y-ap}$ (o $\delta hmF2_{11y-ap}$) y Ap_{11y-ap}^{β} de valores superiores a 0.90 y significativos con un nivel de confianza del 99%, indica que las variaciones de $foF2$ y $hmF2$ se deben principalmente a las variaciones de la actividad solar y geomagnética. Mediante el uso de dos regresiones con los índices de actividad solar y geomagnética, R_{12}^{α} y Ap_{11y-ap}^{β} , es posible modelar toda la influencia solar y eliminarla de las variaciones de $foF2$ y $hmF2$. Una vez eliminada dicha dependencia solar no se detecta ninguna tendencia significativa.
2. Las variaciones a largo-plazo observadas en $foF2$ y $hmF2$ tienen un origen natural, ya que pueden ser atribuidas únicamente a las variaciones a largo-plazo de la actividad solar y geomagnética. No existe indicación de tendencias adicionales producidas por el impacto antropogénico.

6.3 APORTACIONES Y LÍNEAS DE FUTURO

Las aportaciones que los resultados presentados suponen a la investigación de las tendencias a largo-plazo de la ionosfera se resumen de la siguiente forma:

1. Desarrollar y aplicar una nueva metodología para encontrar tendencias a largo-plazo en la ionosfera. El método, para eliminar la influencia solar de las variaciones de las observaciones ionosféricas, utiliza modelos de regresión simple con índices que reflejan la variabilidad de la actividad solar y geomagnética.
2. Obtener variaciones sistemáticas de las tendencias a largo-plazo en f_oF2 y h_mF2 para un alto número de Estaciones situadas el Hemisferio Norte y cubriendo un amplio rango latitudinal y longitudinal (37-80 °N ; 0-285 °E).
3. Ofrecer una interpretación física que explica el origen de las tendencias detectadas. Esta interpretación se basa en el control que las variaciones a largo-plazo que experimenta la actividad geomagnética ejerce sobre las variaciones anuales residuales de los parámetros ionosféricos. Este efecto geomagnético hay que considerarlo en cualquier interpretación física que explique el origen de las tendencias.
4. Encontrar un método capaz de modelar el efecto geomagnético presente en las tendencias detectadas. Esta nueva aproximación permite eliminar toda la influencia solar de las variaciones de f_oF2 y h_mF2 .
5. Aclarar el origen de las tendencias a largo-plazo observadas en los parámetros más representativos de la región F2 ionosférica. Se concluye que este origen es natural, ya que las variaciones anuales en f_oF2 y h_mF2 pueden ser atribuidas únicamente a cambios a largo-plazo presentes en la actividad solar y geomagnética. Las tendencias que se obtienen cuando se elimina la influencia solar son muy pequeñas para todas las Estaciones consideradas.

Las líneas de trabajo que se proponen para continuar con estas investigaciones deberían abordar los siguientes aspectos:

1. Monitorizar y analizar las tendencias ionosféricas de la región F2 en el futuro. Aunque actualmente estas tendencias son muy pequeñas en comparación con la fuerte influencia solar y no parece necesario tener en cuenta sus influencias en la propagación ionosférica en el rango HF, pueden ser importantes en otros sistemas de comunicación que requieran una gran precisión (p. e., sistemas de posicionamiento por medio de satélites de alta resolución).
2. Extender los resultados a Estaciones situadas en el Hemisferio Sur.
3. Ampliar este estudio de tendencias a largo-plazo a parámetros característicos de otras regiones de la ionosfera, tales como la capa F1 o E.

CAPÍTULO 7

Referencias citadas en la memoria

7. REFERENCIAS CITADAS EN LA MEMORIA

- Alfonsi, L., de Franceschi, G., Perrone, L., y Materassi, M., “Long-term trends of the critical frequency of the F2-layer at northern and southern high latitude regions”, *Phys. Chem. Earth*, 27, 607-612, 2002.
- Apostolov, E.M., y Alberca L.F., “foF2 hysteresis variations and the semi-annual geomagnetic wave”, *J. Atm. Terr. Phys.*, 57, 755-757, 1995.
- Banks, P.M. y Kockarts, G., “**Aeronomy**, Part B”, Ed. Academic Press, New York-London, 1973.
- Bencze P, Solé G, Alberca L.F., y Poor A., “Long-term changes of hmF2: possible latitudinal and regional variations”, 2nd COST251 Workshop Proceedings, Side, Turkey, COST251TD(98)005, 107-113, 1998.
- Bibl, K., Reinisch, B. y Kitrosser, D., “General description of the compact digital ionospheric sounder”, University of Massachusetts, Lowell, 1981.
- Bilitza, D., Sheikh, N.M., y Eyrig, R., “A global model for the height of the F2-peak using M3000 values from the CCIR numerical map”, *Telecom J.*, 46, 549-553, 1979.
- Bradley, P.A. y Dudeney, J.R., “A simple model of the vertical distribution of electron concentration in the ionosphere”, *J. Atm. Terr. Phys.*, 35, 2131-2146, 1973.
- Bradley, P.A. y Vernon, A., “What did COST238 really achieve?”, **Tendencias actuales en la investigación de la Ionosfera**, Herraiz, M. y De la Morena, B.A. Editores, Colección Física de la Tierra 12, 41-60, Universidad Complutense, Madrid, 2000.
- Bremer, J., “Ionospheric trends in mid-latitudes as a possible indicator of the atmospheric greenhouse effect”, *J. Atm. Terr. Phys.*, 54, 1505-1511, 1992.
- Bremer, J., “Trends in the ionospheric E and F regions over Europe”, *Ann. Geophys.*, 16, 986-996, 1998.
- Bremer, J., “Long-term trends in ionospheric plasma parameters over Europe”, 3rd COST251 Workshop Proceedings, (Editors: R. Hanbaba and B.A. de la Morena) El Arenosillo, Spain, Octubre 1998, COST251TD(99)003, 289-296, 1999a.
- Bremer, J., “Long-term trends of ionospheric change”, 4th COST251 Workshop Proceedings, (Editor: A. Vernon) Madeira, Portugal, Marzo 1999, COST251TD(99)008, 138-141, 1999b.
- Bremer, J., “Trends in the thermosphere derived from global ionosonde observations”, *Adv. Space Res.*, 28, No7, 997-1006, 2001.

- Buresova, D., y Lastovicka J., “Hysteresis of foF2 at European middle latitudes”, *Ann. Geophys.*, 18, 987-991, 2000.
- CCIR, Documents CCIR Study Group, Period 1986-1990, Genova, 27 Abril-10 Mayo, Rec. 371-5, p. 47, 1988.
- Clilverd, M.A., Clark, T.D.G., Clarke, E., y Risbeth H., “Increased magnetic storm activity from 1868-1995”, *J. Atm. Solar-Terr. Phys.*, 60, 1047-1056, 1998.
- COST251 “**Improved quality of service in ionospheric telecommunication system planning and operation**”, Final Report, Ed. R. Hanbaba, p. 119, 1999.
- Danilov, A.D., “Long-term changes of the mesosphere and lower thermosphere temperature and composition”, *Adv. Space Res.*, 20, (11), 2137-2147, 1997.
- Danilov, A.D., “Review of long-term trends in the upper mesosphere, thermosphere and ionosphere”, *Adv. Space Res.*, 22, (6), 907-915, 1998.
- Danilov, A.D., “Long-term changes in the lower ionosphere-A review”, **Long-term changes and trends in the atmosphere**, Beig G. Editor, New Age Int.(P) Ltd. Publishers, 71-84, 2001.
- Danilov, A.D., “Overview of the trends in the ionospheric E and F2 regions”, *Phys. Chem. Earth*, 27, 579-588, 2002.
- Danilov, A.D. y Morozova, L.D., “Ionospheric storms in the F2 region. Morphology and Physics (Review)”, *Geomag. and Aeronom.*, 25, 593-605, 1985.
- Danilov, A.D. y Mikhailov, A.V., “Long-term trends of the F2-layer critical frequencies: a new approach”, *International Journal of Geomagnetism and Aeronomy*, Vol 1, No. 3, 1999a.
- Danilov, A.D. y Mikhailov, A.V., “Spatial and seasonal variations of the foF2 long-term trends”, *Ann. Geophys.*, 17, 1239-1243, 1999b.
- Davies, K., “**Ionospheric Ratio**”, Ed. IEE, Peter Peregrinus Ltd., London, 1990.
- Deminov, M.G., Garbatsevich, A.V., y Deminov, R.G., “Climatic changes of the ionospheric F2-layer”, *Doklady RAN*, 372,(3), 383-385, 2000.
- Dudeney, J.R., *Brit. Antarct. Surv. Sci. Rept* 88, 1974.
- Dudeney, J. R., “An improved model of the variation of the electron concentration with height in the ionosphere”, *J. Atm. Terr. Phys.*, 40, 95-203, 1978.
- Foppiano, A.J., Cid, L., y Jara, V., “Ionospheric long-term trends for South American mid-latitudes”, *J. Atm. Solar-Terr. Phys.*, 61, 717-723, 1999.

- Förster, M., Numgaladze, A.A., y Yurik, R.Y., “Thermospheric composition changes deduced from geomagnetic storm modelling”, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2625-2628, 1999.
- Fuller-Rowell, T.J., Codrescu, R.J., Moffett, R.J., y Quegan S., “Response of the ionosphere to geomagnetic storm”, *J. Geophys. Res.*, 99, 3893-3914, 1994.
- Galdón, E., “**Estudio de la ionosfera por sondeos de incidencia vertical**”, *Urania*, 249, 1960.
- Garbatsevich, A.V., Deminov, M.G., Deminov, R.G., y Sitnov, Yu.S., “Dependence of foF2 long-term changes on solar activity and longitude”, *Adv. Space Res.*, 28, No7, 1017-1022, 2001.
- Givishvili, G.V. y Leshchenko, L.N., “Possible proofs of presence of technogenic impact on the midlatitude ionosphere”, *Doklady RAN*, 334, (2), 213-214, 1994.
- Givishvili, G.V. y Leshchenko, L.N., “Dynamics of the climatic trends in the midlatitude in the midlatitude ionospheric E region”, *Geomag. Aeronom.*, 35, (3), 166-173, 1995.
- Givishvili, G.V., Leshchenko L.N., Shmeleva O.P., y Ivanidze T.G., “Climatic trends of the mid-latitude upper atmosphere and ionosphere”, *J. Atm. Terr. Phys.*, 57, 871-874, 1995.
- Giraud, A. y Petit, M., “**Ionospheric techniques and phenomena**”, *Geophysics and Astrophysics Monographs*, Ed. D. Reidel Publishing Company, 1978.
- Hanbaba, R. y Zolesi, B., “Improved Quality of Service in Ionospheric Telecommunication Systems Planning and Operation: COST251 Major Achievements”, **Tendencias actuales en la investigación de la Ionosfera**, Herraiz, M. y De la Morena, B.A. Editores, Colección Física de la Tierra 12, 61-103, Universidad Complutense, Madrid, 2000.
- Hedin, A.E., “MSIS-86 thermospheric model”, *J. Geophys. Res.*, 92, 4649-4662, 1987.
- Hierl, P.M., Dotan, I., Seeley, J.V., Van Doran, J.M., Morris, R.A., y Viggiano, A.A., “Rate coefficients for the reactions of O^+ with N_2 and O_2 as a function of temperature (300-188 K)”, *J. Chem. Phys.*, 106 (9), 3540-3544, 1997.
- Hochegger, G., Nava, B., Radicella, S., y Leitinger, R., “A family of ionospheric models for different uses”, *Phys.Chem. Earth (C)*, 25, 307-310, 2000.
- Hunsucker, R.D., “**Radio techniques for probing the terrestrial ionosphere**”, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1991.
- Ivanov-Kholodny, G.S., “Solar EUV quasi-biennial variations”, *Phys. Chem. Earth (C)*, 25, 433-435, 2000.

- Ivanov-Kholodny, G.S. y Mikhailov, A.V., “**The prediction of ionospheric conditions**”, Geophysics and Astrophysics Monographs, Ed. D. Reidel Publishing Company, 1986.
- Ivanov-Kholodny, G.S., y Chertoprud, V. Ye., “Analysis of extrema of quasi-biennial variations of solar activity”, Astron. and Astrophys. Trans., 3, 81-85, 1992.
- Jarvis, M.J., Jenkins, B., y Rodgers, G.A., “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, 20774-20787, 1998.
- Kouris, S.S., “On the hysteresis observed between ionospheric characteristics”, Adv. Space Res., 15(2), 143-146, 1995.
- Kouris, S.S., Bradley P.A., y Nissopoulos I.K., “The relationships for foF2 and M(3000)F2 versus R12”, Numerical mapping and modelling and their application to PRIME, Scientific Report, COST Document: COST238TD(94)010, Eindhoven, 155-167, 1994.
- Kouris, S.S., Papandonious V. Ph., Fotiadis D.N., y Xenos Th. D., “A study on the response of foF2 and M(3000)F2 to different indices of solar activity”, Joint COST251/IRI Workshop and Working Group Sessions Proceedings, Kuhlungsborn, Germany, 27-30 May 1997, 63-78, 1997.
- Marin, D., Mikhailov, A.V., de la Morena, B.A., y Herraiz, M., “Tendencias a largo-plazo en la región F2 de ionosfera y su relación con la actividad geomagnética”, **Tendencias actuales en la investigación de la Ionosfera**, Herraiz, M. y De la Morena, B.A. Editores, Colección Física de la Tierra, 12, 263-280, Universidad Complutense, Madrid, 2000.
- Marin, D., Mikhailov, A.V., de la Morena, B.A., y Herraiz, M., “Long-term hmF2 trends in the Eurasian longitudinal sector on the ground-based ionosonde observations”, Ann. Geophys., 19, 761-772, 2001..
- Marubashi, K., “Structure of topside ionosphere in high latitudes”, J. Radio. Res. Labs., 17, 335-416, 1970.
- Mikhailov, A.V., “Ionospheric F2-layer storms”, Física de la Tierra, “Tendencias Actuales en la Investigación de la Ionosfera”, Ed. M. Herraiz y B.A. de la Morena, Nº. 12, 223-262, 2000.
- Mikhailov A.V., y Mikhailov, V.V., “A new ionospheric index MF2”, Adv. Space Res., 15(2), 93-97, 1995.
- Mikhailov A.V., y Förster, M., “Day-to-day thermosphere parameter variations as deduced from Millstone Hill incoherent scatter radar observations during March 16-22, 1990 magnetic storm period”, Ann. Geophys., 15, 1429-1438, 1997.

- Mikhailov A.V., y Förster, M., “Some F2-layer effects during the January 06-11, 1997 CEDAR storm period as observed with the Millstone Hill incoherent scatter facility”, *J. Atm. Solar-Terr. Phys.*, 61, 249-261, 1999.
- Mikhailov, A.V. y Marin, D., “Geomagnetic control of the foF2 trends”, *Ann. Geophys.*, 18, 653-665, 2000.
- Mikhailov, A.V. y Marin, D., “An interpretation of the foF2 and hmF2 long-term trends in the framework of the geomagnetic control concept”, *Ann. Geophys.*, 19, 733-748, 2001.
- Mikhailov, A.V., Skoblin, M.G., y Förster, M., “Daytime F2-layer positive storm effect at middle and lower latitudes”, *Ann. Geophys.*, 13, 532-540, 1995.
- Mikhailov, A.V., Mikhailov, V.V., y Skoblin M.G., “Monthly median foF2 and M(3000)F2 ionospheric model over Europe”, *Ann. Geophys.*, 39, 791-805, 1996.
- Mikhailov, A.V., Förster, M., y Skoblin, M.G., “An estimate of the non-barometric effect in the [O] height distribution at low latitudes during magnetically disturbed periods”, *J. Atm. Terr. Phys.*, 59, 1209-1215, 1997.
- Mikhailov A.V., Marin, D., Leschinskaya, T.Yu., y Herraiz, M., “A revised approach to the foF2 long-term trends analysis”, *Ann. Geophys.*, 20, 1663-1675, 2002.
- Muhatarov, P., y Kutiev, I., “Geomagnetically correlated statistical model (GCSM) for short-term prediction of ionospheric parameters”, *Proc. of the 2nd COST251 Workshop*, 30-31 March 1998 Side, Turkey, 246-251, 1998.
- Morse, F.A., Hilton, H. H., y Mizera, P.F., “Polar ionosphere: measured ion density enhancements and soft electrons precipitation”, *J. Geophys. Res.*, 76, 6099-6111, 1971.
- Nusinov, A.A., “Dependence of intensity in lines of solar short-wave radiation on activity level, *Geomag. i Aeronom.*, 24, 529-536, 1984.
- Nusinov, A.A., “Models for prediction of EUV and X-ray solar radiation based on 10.7-cm radio emission”, *Proc. Workshop on Solar Electromagnetic Radiation for Solar Cycle 22*, Boulder, Co., July 1992, Ed. R.F. Donnelly, NOAA ERL. Boulder, Co., USA, 354-359, 1992.
- Pike, C.P., “A latitudinal survey of the daytime polar F-layer”, *J. Geophys. Res.*, 76, 7745-7754, 1971.
- Press, W.H., Teukolsky S.A., Vetterling W.T., y Flannery P., “Numerical Recipes in Fortran 77”, Cambridge University Press, 1992.
- Pollard, J.H., “**A handbook of numerical and statistical techniques**”, Camb. Univ. Press, 1977.

- Prölss, G.W., “Magnetic storms associated perturbations of the upper atmosphere: recent results obtained by satellite-born gas analyzers”, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 183-202, 1980.
- Prölss, G.W., “Thermosphere-ionosphere coupling during disturbed conditions”, *J. Geomag. Geoelectr.*, 43, Supp., 537-549, 1991.
- Prölss, G.W., “On explaining the local time variation of ionospheric storm effects”, *Ann. Geophys.*, 11, 1-9, 1993.
- Prölss, G.W., “**Ionospheric F-region storms**”, *Handbook of Atmospheric Electrodynamics*, Vol. 2 (ed. Volland), CRC Press/Boca Raton, 195-248, 1995.
- Prölss, G.W., y Von Zahn U., “Seasonal variations in the latitudinal structure of atmospheric disturbances”, *J. Geophys. Res.*, 82, 5629-5631, 1977.
- Prölss, G.W., Roemer, M., y Slowey, J.W., “Dissipation of solar wind energy in the earth’s upper atmosphere: The geomagnetic activity effect”, *CIRA 1986, Adv. Space Res.*, 8, No. 5, 215-261, 1988.
- Radicella, S.M., y Leiting, R., “The evolution of the DGR approach to model electron density profiles”, *Adv. Space. Res.* 27, 35-40, 2001.
- Rao, M.S.V.G., y Rao, R.S., “The hysteresis variation in F2-layer parameters”, *J. Atm. Terr. Phys.*, 31, 1119-1125, 1965.
- Rishbeth, H., “A greenhouse effect in the ionosphere?”, *Planet. Space Sci.*, 38, 945-948, 1990.
- Rishbeth, H., “F-region storms and thermospheric dynamics”, *J. Geomag. Geoelectr.* 43 (Suppl.), 513-524, 1991.
- Rishbeth, H., “Long-term changes in the ionosphere”, *Adv. Space Res.*, 20, (11)2149-(11)2155(11), 1997.
- Rishbeth, H., y Roble, R.G., “Cooling of the upper atmosphere by enhanced greenhouse gases - modelling of thermospheric and ionospheric effects”, *Planet. Space Sci.*, 40, 1011-1026, 1992.
- Rishbeth, H., y Möller-Wodarg, I.C.F., “Vertical circulation and thermospheric composition: a modelling study”, *Ann. Geophys.*, 17, 794-805, 1999.
- Roble, R.G., y Dickinson, R.E., “How will changes in carbon dioxide and methane modify the mean structure of the mesosphere and thermosphere”, *Geophys. Res. Lett.* 16, 1441-1444, 1989.
- Sagalin, R.C., y Smiddy, “High latitude irregularities in the topside ionosphere based on ISIS-1 thermal ion probe data”, *J. Geophys. Res.*, 79, 4252-4260, 1974.

- Sato, T., y Colin, L., “Morphology of electron concentration enhancement at heights of 1000 kilometers at polar latitudes”, J. Geophys. Res., 74, 2193-2207, 1969.
- Sergeenko, N.P., y Kuleshova, V.P., “Long-term trends of the F2 layer ionospheric disturbances”, Geomagn. i Aeronom., 35, (5), 128-130, 1995.
- Sergeenko, N.P., y Givishvili G.V., “On the problem of the long-term trends in the ionospheric disturbances characteristics”, Geomagn. i Aeronom., 37, (2), 109-113, 1997.
- Sharma, S.S., Chandra H., y Vyas G.D., “Long-term ionospheric trends over Ahmedabad”, Geophys. Res. Lett., 26, 433-436, 1999.
- Shimazaki, T., “World-wide variations in the height of the maximum electron density of the ionospheric F2 layer”, J. Radio Res. Labs. Japan, 2(7), 85-97, 1955.
- Skoblin, M.G., y Förster M., “An alternative explanation of ionization depletion in the winter night-time storm perturbed F2 layer”, Ann. Geophys., 11, 1026-1032, 1993.
- Skoblin, M.G., y Mikhailov A.V., “Some peculiarities of altitudinal distribution of atom oxygen at low latitudes during magnetic storms”, J. Atm. Terr. Phys., 58, 875-881, 1996.
- Thomas, J.O., y Andrews, M.K., “The trans-polar exospheric plasma. A unified picture”, Planet Space Sci., 17, 433-446, 1969.
- Torr, M.R., y Torr, D.G., “The inclusion of a particle source of ionization in the ionospheric continuity equation”, J. Atm. Terr. Phys., 31, 611-615, 1969.
- Ulich, T., “**Solar variability and long-term trends in the ionosphere**”, Sodankyla Geophysical Observatory Publications, No. 87, 2000.
- Ulich, T., y Turunen, E., “Evidence for long-term cooling of the upper atmosphere in ionospheric data”, Geophys. Res. Lett., 24, 1103-1106, 1997.
- Upadhyay, H.O., y Mahajan, K.K., “Atmospheric greenhouse effect and ionospheric trends”, Geophys. Res. Lett., 25, 3375-3378, 1998.
- Wickwar, V.B., “Global thermospheric studies of neutral dynamics using incoherent scatter radars”, Adv. Space Res., 9, (5)87-(5)102, 1989.
- Wrenn, G.L., Rodger A.S., y Risbeth, H., “Geomagnetic storms in the Antarctic F-region. Diurnal and seasonal patterns for main phase effects.”, J. Atm. Terr. Phys., 49, 901-913, 1987.

- Zevakina, R.A., y Kiseleva, M.V., “F2-layer parameter variations during positive disturbances related to phenomena in the magnetosphere and interplanetary medium”, en The diagnostic and modelling of the ionospheric disturbances, Nauka, Moscow, 151-167, 1978.

CAPÍTULO 8

Otra bibliografía consultada

8. OTRA BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA

- “ADEP Artist Data Editing and Printing System”, University of Massachusetts, Lowell, version 2.12, 1994.
- Al’pert, Ya., “**Radio wave propagation and the ionosphere**”, Vol. 2, Consultants Bureau, New York and London, 1974.
- “Boletín del Observatorio del Ebro. Ionosfera 1994”, Roquetes, 1996.
- Boska, J., Marín, D., Miró, G., Herráiz, M., de la Morena, B.A., y Kazimirovsky, E.S., “AGW spectra in the electron density”, 3rd COST 251 Workshop Proceedings, El Arenosillo, Spain, COST251TD(99)003, 215-232, 1998.
- Bremer J., “Long-term trends in the meso- and thermosphere”, Adv. Space Res., 20 (11), 2075-2083, 1997.
- Bremer, J. y Berger, U., “Mesospheric temperature trends derived from ground-based LF phase-height observations at mid-latitudes: comparison with model simulations”, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 64, 805-816, 2002.
- Budden, K. G., “**The propagation of radio waves. The theory of radio waves of low power in the ionosphere and magnetosphere**”, Cambridge University Press, 1985.
- COST 238 PRIME, Prediction and Retrospective Ionospheric Modelling over Europe, Final Report, Rutherford Appleton Laboratory, Chilton, United Kingdom, 1999.
- COST 251 IITS, Improved Quality of Service in Ionospheric Telecommunication Systems Planning and Operation, Final Report, Space Research Centre, Warsaw, Poland, 1999.
- De la Morena, B.A., y Kazimirovsky, E.S., “**The experimental investigations of the lower ionosphere response to forcing from above and below**”, Scientific Report. INTA, 1995.
- De la Morena, B.A., Marín, D., Miró, G., Casimiro, A., Barros, M.J., y Gonçalves, R., “Evolução da alta ionosfera durante 1996-98 no Sudoeste da Península Ibérica”, Resúmenes de la II Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica, 341-342, Lagos (Portugal), 2000.
- De Miguel, L., “**Glosario de Geomagnetismo y Aeronomía**”, Ministerio de Planificación y Desarrollo, Instituto Geográfico y Catastral, Madrid, 1975.
- “**Diccionario de Términos Científicos y Técnicos**”, McGraw-Hill-Boixareau, 1981.

- Dieminger, W., Hartmann, G.K., y Leitinger, R., **“The Upper Atmosphere”**, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1996.
- “Digisonde Training Seminar”, University of Massachusetts, Lowell, 1997.
- “Digisonde Training Seminar”, University of Massachusetts, Lowell, 1999.
- Dudeney, J.R., y Kressman, R.I., “Empirical models of the electron concentration of the ionosphere and their value for radio communications purposes”, *Radio Science*, 21, 319-330, 1986.
- Förster, M., Mikhailov, V., Mikhailov, A.V., y Smilauer, J., “A theoretical interpretation of ion composition measured on board the ‘Active’ satellite in the European sector during April 10-12, 1990 geomagnetic storm”, *Ann. Geophys.*, 13, 608-616, 1995.
- “Ionosfera 1977”, Observatorio del Ebro, Roquetes 1989.
- Keating, G.M., Tolson, R.H., y Bradford, M.S., “Evidence of long term global decline in the Earth’s thermospheric densities apparently related to anthropogenic effects”, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1523-1526, 2000.
- Marín, D., y Lastovicka, J., “Do solar flares affect total ozone?”, *Studia Geophysica et Geodaetica*, Vol. 42, No. 4, 533-539, 1998.
- Marín, D., Herrá, A., De la Morena, B.A., y Herráiz, M., “Intercorrelación de parámetros de la atmósfera media en la latitud de El Arenosillo”, *Resúmenes de la I Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, (CDRom), 1999.
- Marin, D., Miro, G., y Mikhailov, A.V., “A method for f_oF2 short-term prediction”, *Phys. Chem. Earth (C)*, Vol, 25, No. 4, 327-332, 2000.
- Mikhailov, A.V., “The geomagnetic control concept of the F2-layer parameter long-term trends”, *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, No 6-8, 595-606, 2002.
- Mikhailov, A.V., y Mikhailov, V.V., “Solar cycle variations of annual mean noon f_oF2 ”, *Adv. Space Res.*, 15 (2), 79-82, 1995.
- Mikhailov, A.V., y Foster, J.C., “Daytime thermosphere above Millstone Hill during severe geomagnetic storms”, *J. Geophys. Res.*, 102 (A8), 17275-17282, 1997.
- Mikhailov, A.V., y Schlegel, K., “Self-consistent modeling of the daytime electron density profile in the ionospheric F region”, *Ann. Geophys.*, 15, 314-326, 1997.
- Mikhailov A.V., y Schlegel, K., “Physical mechanism of strong negative storm effects in the daytime ionospheric F2 region observed with EISCAT”, *Ann. Geophys.*, 16, 602-608, 1998.

- Mikhailov, A.V., Terekhin, Yu. L., Skoblin, M.G., y Mikhailov, V.V., “On the physical mechanism of the ionospheric storms in the F2-layer”, *Adv. Space Res*, 12 (10), 269-272, 1992.
- Mikhailov, A.V., De la Morena, B.A., Miro, G., y Marin, D., “On theoretical modelling of the midlatitude daytime ionospheric E-layer parameters”, 3rd COST 251 Workshop Proceedings, El Arenosillo, Spain, COST251TD(99)003, 279-288, 1998.
- Mikhailov, A.V., De la Morena, B.A., Miro, G., y Marin, D., “A method for *foF2* monitoring over Spain using the El Arenosillo digisonde current observations”, *Annali di Geofisica*, Vol.42, No. 4, 683-689, 1999.
- Mikhailov, A.V., De la Morena, B.A., Miro, G., y Marin, D., “A comparison of *foE* and *hmE* model calculations with El Arenosillo digiosonde observations. Seasonal variations”, *Annali di Geofisica*, Vol.42, No. 4, 691-698, 1999.
- Milántiev, V., y Temkó, S., “**Física del plasma**”, Ed. Mir, Moscú, 1987.
- Miró, G., “**Caracterización del canal ionosférico para un enlace HF punto a punto mediante técnicas de trazado de rayos**”, Tesis Doctoral presentada por el Dpto. de Geofísica y Meteorología de la Facultad de CC. Físicas de la Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 2000.
- Miró, G., Herráiz, M., de la Morena, B.A., Gulyaeva, T.L., y Marin, D., “Round-the-world propagation of the ionospheric disturbances at low middle latitudes”, 3rd COST 251 Workshop Proceedings, El Arenosillo, Spain, COST251TD(99)003, 169-174, 1998.
- Miró, G., Marín, D., De la Morena, B.A., y Casimiro, A.M., “Perfiles ionosféricos en latitudes medias”, *Resúmenes de la I Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, (CDRom), 1999.
- Miró, G., Bellido, I., De la Morena, B.A., y Herraiz, M., “Evolución de la alta ionosfera durante periodos alta y baja actividad solar en el SW de Europa”, *Resúmenes de la I Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, (CDRom), 1999.
- Miró, G., Radicella, S., Herraiz, M., y De la Morena, B.A., “Análisis de situaciones extremas para la caracterización del canal ionosférico en comunicaciones HF”, **Tendencias actuales en la investigación de la Ionosfera**, Herraiz, M. y De la Morena, B.A. Editores, Colección Física de la Tierra, 12, 337-351, Universidad Complutense, Madrid, 2000.
- “Propiedades de la Ionosfera”, Informe 725-1, Recomendaciones e Informes del CCIR, XV Asamblea Plenaria, Vol, 6, Ginebra, 1982.
- Ratcliffe, J.A., “**An introduction to the ionosphere and magnetosphere**”, Cambridge University Press, 1972.

- “**Vocabulario Científico y Técnico**”, Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Espasa Calpe, Madrid, 1990.

ANEXOS

Anexo I: Publicaciones

ANEXO I: Publicaciones.

Geomagnetic control of the *foF2* long-term trends

A. V. Mikhailov¹, D. Marin²

¹ Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation, Troitsk, Moscow Region 142092, Russia

² National Institute of Aerospace Technology, El Arenosillo, 21130 Mazagon-Moguer (Huelva), Spain

Received: 15 March 1999 / Revised: 3 March 2000 / Accepted: 19 April 2000

Abstract. Further development of the method proposed by Danilov and Mikhailov is presented. The method is applied to reveal the *foF2* long-term trends on 30 Northern Hemisphere ionosonde stations. Most of them show significant *foF2* trends. A pronounced dependence of trend magnitude on geomagnetic (invariant) latitude is confirmed. Periods of negative/positive *foF2* trends corresponding to the periods of long-term increasing/decreasing geomagnetic activity are revealed for the first time. Pronounced diurnal variations of the *foF2* trend magnitude are found. Strong positive *foF2* trends in the post-midnight-early-morning LT sector and strong negative trends during daytime hours are found on the sub-auroral stations for the period with increasing geomagnetic activity. On the contrary middle and lower latitude stations demonstrate negative trends in the early-morning LT sector and small negative or positive trends during daytime hours for the same period. All the morphological features revealed of the *foF2* trends may be explained in the framework of contemporary F2-region storm mechanisms. This newly proposed F2-layer geomagnetic storm concept casts serious doubts on the hypothesis relating the F2-layer parameter long-term trends to the thermosphere cooling due to the greenhouse effect.

Key words: Ionosphere (ionosphere-atmosphere interactions; ionospheric disturbances)

1 Introduction

Long-term variations (trends) of the upper atmosphere and ionosphere parameters are widely discussed in recent publications due to the problem of global climate changes (see reviews by Danilov, 1997, 1998; Givishvili and Leshchenko, 1994, 1995; Givishvili *et al.*, 1995; Ulich and Turunen, 1997; Rishbeth, 1997; Danilov and

Mikhailov, 1998, 1999; Bremer, 1992, 1998; Upadhyay and Mahajan, 1998). After the model calculations of Rishbeth (1990) and Rishbeth and Roble (1992) predicting the ionospheric effects of atmospheric greenhouse gas concentration increase, the researchers have been trying to relate the observed long-term trends in the ionospheric parameters to this greenhouse effect (Bremer, 1992; Givishvili and Leshchenko, 1994; Ulich and Turunen, 1997, Jarvis *et al.*, 1998; Upadhyay and Mahajan, 1998). However an analysis has shown that the worldwide pattern of the F2 and E-layer parameter long-term trends is very complicated and cannot be explained sufficiently by this effect. Further analysis by Bremer (1998) of many European ionosonde stations and by Upadhyay and Mahajan (1998) of a global set of ionosonde stations has shown that the F2-layer parameter trends turn out to be different both in sign and magnitude for different stations and this cannot be reconciled with the greenhouse hypothesis. A contradiction with this hypothesis was revealed also by Givishvili and Leshchenko (1996, 1998) when analyzing the *foE* long-term trends. They found that observed *foE* trends may be related to the long-term variations in molecular oxygen abundance in the lower thermosphere. Therefore, the physical mechanism of the observed ionospheric trends remains unclear.

Danilov and Mikhailov (1998) proposed a new approach to reveal *foF2* trends. When referring to *foF2* trends we mean linear trends everywhere. With this new approach they obtained negative trends for all 22 ionospheric stations considered and a pronounced dependence of the trend magnitude on geomagnetic latitude. This was the first indication that F2-layer trends might be related to the long-term changes in geomagnetic activity. Further analysis of the *foF2* trends is performed here to check this geomagnetic hypothesis.

2 The method and data

The method used for *foF2* trend analysis is described by Danilov and Mikhailov (1999), but as it is being

improved, the main points of the method are given. It should be stressed that different authors use different approaches to extract long-term trends from the ionospheric observations and the success of analysis depends to a great extent on the method used. The useful “signal” is very small and the “background” is very noisy, so special methods are required to reveal a significant trend in the observed *foF2* variations.

1. Relative deviations of the observed *foF2* values from some model

$$\delta foF2 = (foF2_{\text{obs}} - foF2_{\text{mod}}) / foF2_{\text{mod}} \quad (1)$$

are analyzed rather than absolute values considered by Givishvily and Leshchenko (1994, 1995), Bremer (1998) and Upadhyay and Mahajan (1998). The advantage of using relative values instead of absolute ones are discussed by Danilov and Mikhailov (1998).

2. A regression of *foF2* with the sunspot number R_{12} (third-degree polynomial) is used as a model. Dependence on monthly *Ap* index was also added to this regression to try exclude the geomagnetic activity effects as was used in some papers (Bremer, 1992, 1998; Jarvis *et al.*, 1998), but this does not change the main results (see later).

3. A 12-month running mean hourly *foF2* rather than just monthly hourly values are used for the analysis. This is a very important point not used by other researchers, which helps us in revealing long-term trends as it strongly decreases the scatter in observed *foF2* data.

4. It was shown in our previous analysis (Danilov and Mikhailov, 1998, 1999) that only by selecting years around solar maxima and minima it is possible to obtain stable significant trends, whereas for all years (including rising and falling phases of solar cycles) there is a chaos with various signs of the trends obtained at various stations (e.g. Bremer, 1998; Upadhyay and Mahajan, 1998). This approach is used in the present study as well, but it is shown that the inclusion of years around solar maximum also contaminates the picture of trends and better results may be obtained using the years around solar minimum only. Therefore, both year selections are used in the present study for a comparison. The chosen years of solar maximum and minimum are shown in Table 1. This selection of years differs to some extent from the $M(3)+m(3)$ selection used in our previous analysis (Danilov and Mikhailov, 1998, 1999). The present one is based on the observed annual mean R_{12} variations. Two to three years around solar cycle extrema with close annual mean R_{12} values are selected for each solar cycle (Table 1). These years represent real solar cycle extrema as the annual R_{12} are seen to differ from the neighbouring R_{12} values belonging to the falling or rising phases of solar cycle.

5. Trends at different stations may be compared if only one precise time period is analyzed. A period 1965–1991, which is the richest in observations over the worldwide ionosonde network was chosen for the main analysis. Observations at most of the selected stations (Table 2) overlap this 1965–1991 time interval. At some stations observations are available for earlier years and

Table 1. Years of solar minimum (*m*) and maximum (*M*) used in the analysis

Years	Annual mean R_{12}	Years	Annual mean R_{12}	Years	Annual mean R_{12}
1930	38.8	1951	64.9	1972	66.8
1931	21.1	1952	32.9	1973	39.0
1932	12.1	1953	14.9 <i>m</i>	1974	32.2
1933	5.9 <i>m</i>	1954	6.4	1975	17.4 <i>m</i>
1934	9.4	1955	41.5	1976	13.4
1935	36.6	1956	133.8	1977	31.9
1936	79.6	1957	187.9 <i>M</i>	1978	91.4
1937	113.2 <i>M</i>	1958	189.5	1979	148.6
1938	106.4	1959	157.5	1980	154.2 <i>M</i>
1939	89.8	1960	108.0	1981	141.3
1940	66.4	1961	59.4	1982	114.3
1941	50.5	1962	36.6	1983	74.7
1942	30.4	1963	27.3	1984	42.2
1943	15.3 <i>m</i>	1964	12.3 <i>m</i>	1985	17.9 <i>m</i>
1944	11.1	1965	16.3	1986	13.8
1945	36.4	1966	49.7	1987	32.1
1946	91.7	1967	89.7	1988	98.5
1947	145.6 <i>M</i>	1968	106.6	1989	153.9
1948	141.2	1969	106.5 <i>M</i>	1990	145.5 <i>M</i>
1949	129.6	1970	100.4	1991	144.0
1950	88.7	1971	69.7	1992	93.8

they were analyzed separately. On the other hand it should be stressed that the model (*foF2* versus R_{12} or $R_{12} + Ap$ regression) is derived over all years with *foF2* observations available on a particular ionosonde station.

6. Gaps in the initial observational data are filled in using monthly median values from the MQMF2 model by Mikhailov *et al.* (1996) based on a new ionospheric index MF2 (Mikhailov and Mikhailov, 1995). This monthly median *foF2* model was shown to demonstrate the greatest accuracy among the models compared and was accepted as a final result of the COST-251 project (COST 251, 1999). Filling in gaps is necessary to find 12-month running mean *foF2* values used in the analysis. All *foF2* observations (given in zonal or UT time) were converted to solar local time (SLT) using spline-interpolation.

7. To analyze *foF2* trends one should exclude as much as possible the dependence on solar and geomagnetic activity. Thus, we have used two models, a regression of *foF2* with R_{12} (model 1) and with $R_{12} +$ monthly *Ap* (model 2) although we realize that both indices poorly represent the *foF2* dependence on solar and geomagnetic activity (e.g. Mikhailov, 1999; Prölss, 1983) We discuss this issue later.

8. The test of the significance of the linear trend parameter *K* (the slope) is made with Fisher’s *F* criterion (Pollard, 1977)

$$F = r^2(N - 2) / (1 - r^2) \quad (2)$$

where *r* is the correlation coefficient between $\delta foF2$ and year after Eq. (1), and *N* is the number of pairs considered. Although we are aware of the seasonal variations in trends (Danilov and Mikhailov, 1999), the later analysis has shown that diurnal variations may be much stronger than seasonal ones. Therefore, we have analyzed annual mean trends for a selected LT hours.

Table 2. Ionosonde stations and calculated annual mean slope K (in 10^{-4} per year) for the period after 1965. Regressions f_oF2 with R_{12} (model 1) and with $R_{12} + Ap$ (model 2) are used to make f_oF2 trends. Bold face figures show significant trends with a confidence level $\geq 90\%$, normal face figures are trends which are not significant at the 90% confidence level

Station	Φ deg	Φ_{inv} deg	Geographic		12 SLT K (M1)	00 SLT K (M1)	12 SLT K (M2)	00 SLT K (M2)
			Lat	Lon				
Kheysa	71.28	74.57	80.60	58.00	-29.5	-29.5	-22.2	-21.8
Sodankyla	63.73	63.59	67.40	26.60	-67.5	-39.5	-56.0	-37.5
Dikson	62.97	67.61	73.50	80.40	-21.3	-15.8	-14.7	-9.2
Lycksele	62.70	61.46	64.70	18.80	-26.0	+1.9	-17.9	+2.5
Uppsala	58.44	56.61	59.80	17.60	-27.6	-42.5	-22.4	-29.9
Salekhard	57.30	61.18	66.50	66.70	-22.5	+23.9	-16.4	+20.0
Ottawa	56.78	57.71	45.40	284.10	-17.7	+0.74	-12.5	+9.9
St. Petersburg	56.17	55.91	60.00	30.70	-16.1	-19.2	-10.9	-9.4
Juliusruh	54.40	51.61	54.60	13.40	-12.2	-33.7	-9.0	-24.8
Slough	54.25	49.80	51.50	359.43	-5.9	-13.1	-2.6	-5.9
Kaliningrad	53.10	51.17	54.60	13.40	-10.8	-27.9	-8.1	-17.1
Dourbes	51.89	47.80	50.10	4.60	+1.7	-3.9	+3.2	+4.0
Yakutsk	51.00	55.08	62.00	129.60	-25.8	-33.0	-19.8	-22.1
Moscow	50.82	51.06	55.50	37.30	-12.0	-25.6	-8.7	-16.6
Gorky	50.29	51.43	56.15	44.28	-10.7	-18.8	-8.1	-13.1
Poitiers	49.40	45.05	46.60	0.30	-0.3	-9.4	-0.4	-6.1
Boulder	48.89	48.80	40.00	254.70	-8.4	+5.0	-6.5	+5.6
Ekaterinburg	48.42	51.45	56.70	61.10	-12.0	-30.2	-9.5	-23.9
Kiev	47.50	46.48	50.72	30.30	-4.7	-11.5	-4.1	-5.8
Tomsk	45.92	50.58	56.50	84.90	+5.0	-16.9	+6.0	-12.4
Rome	42.46	37.48	41.90	12.52	+6.2	-2.3	+3.5	-3.8
Irkutsk	41.06	45.65	52.47	104.03	-9.3	-8.9	-9.2	-7.7
Sofia	41.00	38.54	42.60	23.40	-4.1	+0.4	-6.1	-1.1
Karaganda	40.31	43.60	49.80	73.08	-4.7	-8.1	-4.5	-3.3
Khabarovsk	37.91	40.19	48.52	135.12	+3.6	+9.3	+1.3	+7.9
Novokazalinsk	37.60	39.54	45.77	62.12	-5.9	-8.9	-5.9	-7.1
Alma_Ata	33.42	35.74	43.25	76.92	+6.5	+12.1	+4.0	+10.0
Tashkent	32.30	33.85	41.33	69.62	+5.8	-1.6	+2.1	-1.1
Ashkhabad	30.39	30.55	37.90	58.30	-1.4	-4.4	-3.5	-5.4
Akita	29.53	30.23	39.70	140.10	-0.7	+0.2	-3.3	+0.4

3 Geomagnetic control

Ground-based ionosonde observations at 30 European, North American and Asian stations are used in this study. The station list is given in Table 2. The selected stations are situated between 38°N and 81°N geographic latitude (30°N and 71°N geomagnetic latitude) and cover a broad longitudinal range, which provides a possibility to study spatial variations of the trend magnitude.

Regressions of δf_oF2 with R_{12} (model 1) and with $R_{12} + Ap$ (model 2) are used to find the slope K (in 10^{-4} per year) of linear regression for each station, 12 and 00 SLT. Some examples of annual mean linear trends for daytime (12 LT) and nighttime (00 LT) hours are given in Fig. 1, years of solar minimum being used for the analysis. Seasonal (over 12 months) scatter in δf_oF2 is shown in Fig. 1 as well. Median δf_oF2 over these 12 values is found and this value is considered as the annual mean value used in further analysis.

Table 2 shows the results when years of solar maximum and minimum (Table 1) are analyzed together, while Table 3 gives the results on years of solar minimum and maximum separately. An F -test was applied to the annual mean slopes K to estimate the confidence level. Such annual mean K values may be

considered as independent as they refer to different years and solar cycles. As the number of pairs N is rather small (5–14) and the scatter of individual points sometimes is rather large the confidence level may be less than 90%.

Figure 2 gives the latitudinal dependence for annual mean slopes K (model 1) for three selections of years, 12 and 00 SLT. Figure 3 shows results for the same conditions but for model 2. Only significant trends from Tables 2 and 3 are included in Figs. 2 and 3. The error bars present the standard deviation over 12 monthly slopes of K . High-latitude stations with positive nighttime trends (Tables 2 and 3) are not included in Figs. 2 and 3, these cases are discussed later. An analysis has shown that the invariant latitude (Table 2) usually provides better regression accuracy compared to regressions with geomagnetic or geodetic latitudes, so it was used in Figs. 2 and 3.

The trends revealed demonstrate a pronounced dependence on invariant latitude both for daytime and nighttime hours. Trends calculated over years of solar minimum (m) show a steeper latitudinal dependence and are more negative compared to ($M + m$) selection of years. In contrast, trends found over years of solar maximum (M) are more positive and are insignificant at the 90% confidence level at many stations (Table 3). We

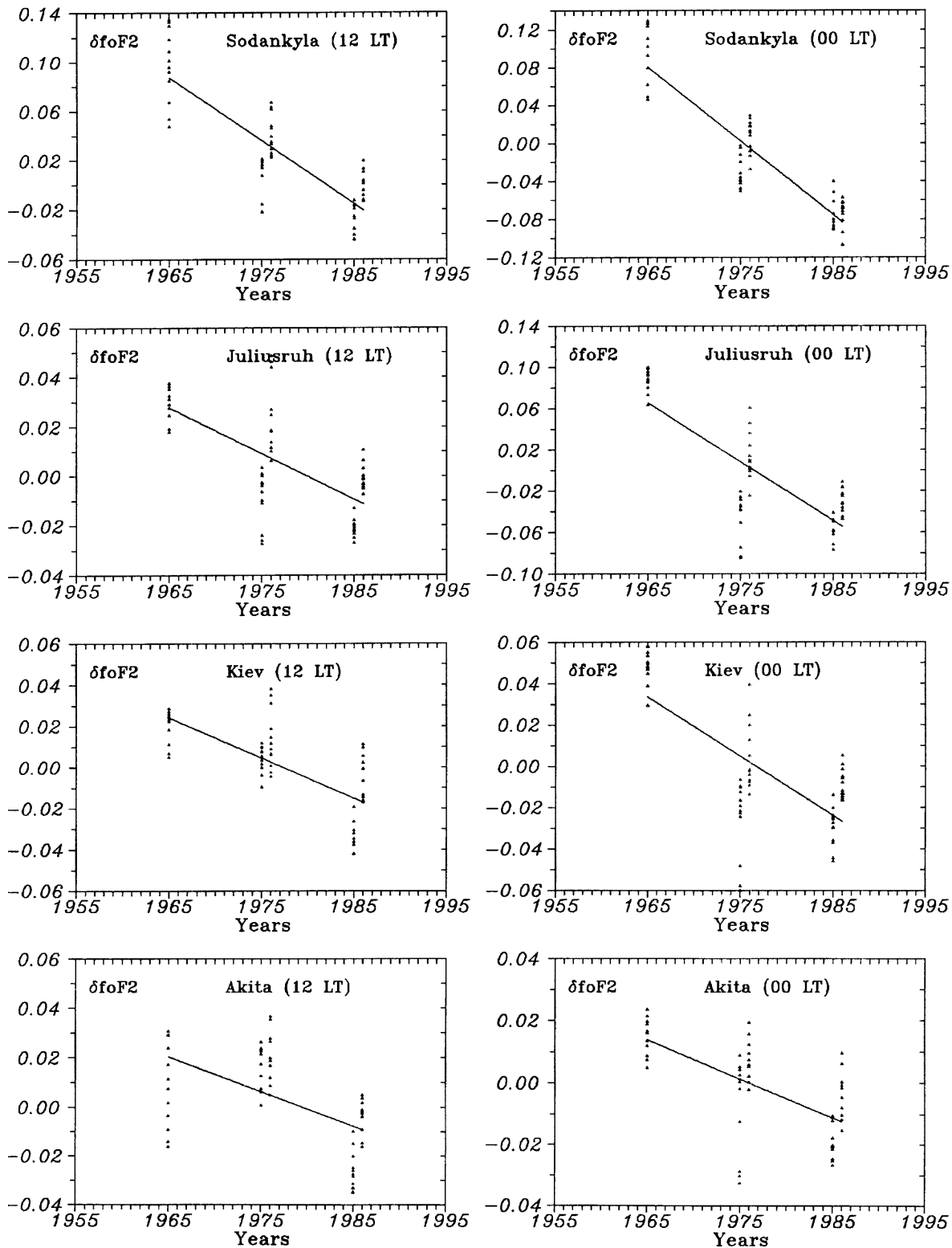


Fig. 1. Some examples of annual mean f_oF2 trends for daytime and nighttime hours using only years of solar minimum. *Triangles* are individual monthly δf_oF2 values

have used stations with observations available for three solar cycles, that is with three extrema for (M) and (m) year selections. Trends for stations with two available solar extrema were not considered although they may be significant according to the Fisher criterion.

Inclusion of the A_p index to the regression (model 2) makes the slopes K more positive in general and decreases the steepness of the latitudinal dependence for K . Sometimes it is even impossible to tell whether there is any latitudinal dependence for K , for instance,

Table 3. Calculated annual mean slope K (in 10^{-4} per year) for the period after 1965. Regressions of f_oF2 with R_{12} (model 1) and with $R_{12} + Ap$ (model 2) are used to produce f_oF2 trends for years ofsolar minimum and solar maximum. Bold face are significant trends with a confidence level $\geq 90\%$, normal face are trends which are not significant at the 90% confidence level

Station	12 SLT (M1)		00 SLT (M1)		12 SLT (M2)		00 SLT (M2)	
	Min ☉	Max ☉	Min ☉	Max ☉	Min ☉	Max ☉	Min ☉	Max ☉
Kheysa	-58.6	-13.7	-42.2	-22.7	-48.9	-7.4	-31.8	-16.3
Sodankyla	-51.3	-74.2	-78.1	+24.8	-38.0	-62.5	-75.2	-22.8
Dikson	-37.0	-14.6	-13.0	-18.0	-29.3	-8.2	-5.2	-11.6
Lycksele	-33.1	-9.8	-17.7	+28.3	-23.7	-5.7	-16.6	+28.2
Uppsala	-33.9	-24.2	-58.9	-37.2	-27.4	-19.2	-43.5	-24.9
Salekhard	-33.9	-17.5	+23.1	-25.8	-27.1	-11.5	+18.4	+22.1
Ottawa	-27.1	-10.6	-12.7	+12.3	-24.6	-5.8	-1.2	+19.3
Petersburg	-27.3	-10.9	-47.3	-3.0	-21.7	-5.8	-34.7	+6.1
Juliusruh	-18.6	-9.2	-57.3	-25.3	-15.8	-5.8	-46.0	-16.6
Slough	-25.3	+1.3	-38.7	-2.2	-19.3	+4.6	-29.7	+4.5
Dourbes	-13.3	+25.7	-22.0	+29.9	-11.7	+26.9	-12.7	+33.1
Kaliningrad	-25.2	-4.3	-51.9	-18.6	-22.5	-1.7	-38.9	-8.4
Yakutsk	-43.4	-16.0	-67.6	-13.9	-35.4	-10.9	-52.4	-5.2
Moscow	-27.4	-5.6	-55.1	-13.7	-24.2	-2.3	-44.4	-4.9
Gorky	-25.9	-2.1	-66.2	+7.5	-22.4	+0.1	-58.6	+12.5
Poitiers	-10.7	+4.9	-24.2	-3.5	-11.4	+4.8	-20.0	-0.3
Boulder	-27.6	-0.3	-10.8	+11.7	-25.6	+1.4	-10.0	+12.4
Ekaterinburg	-11.9	-10.9	-24.0	-30.2	-9.9	-8.2	-17.5	-23.7
Kiev	-19.6	+1.7	-28.8	-5.0	-18.9	+2.3	-21.5	+0.3
Tomsk	-20.2	+17.7	-32.0	-10.7	-19.4	+18.8	-26.7	-6.2
Rome	-11.6	+15.4	-17.2	+4.8	-15.5	+12.9	-18.8	+3.3
Irkutsk	-17.8	-6.4	-29.1	-0.8	-18.0	-6.1	-27.3	+0.3
Sofia	-13.7	+2.9	+1.2	-0.3	-16.1	+1.4	-1.4	-0.9
Karaganda	-18.8	+15.3	-19.2	+11.1	-18.2	+15.3	-14.2	+15.3
Khabarovsk	-5.03	+8.9	+11.7	+9.9	-8.7	+7.1	+10.0	+8.5
Novokazalinsk	-17.4	+11.9	-20.9	+11.9	-17.1	+11.6	-19.2	+13.5
Alma_Ata	+1.12	+9.2	+0.3	17.1	-2.0	+6.8	-1.7	15.0
Tashkent	-4.20	+11.1	-0.6	-2.3	-9.4	+7.8	-0.05	-1.7
Ashkhabad	-5.40	+1.7	-10.5	-0.9	-8.6	-0.1	-11.9	-1.7
Akita	-14.0	+14.2	-12.5	+20.7	-16.9	+13.3	-12.5	+20.2

with the (M) selection of years and 00 SLT (Fig. 3, right hand, bottom).

The main results of this analysis are the following:

1. The calculated significant trends are negative for the stations considered (especially for m selection of years) and demonstrate a pronounced latitudinal dependence with the slope K being more negative at higher invariant latitudes regardless the year selections and model used;

2. Trends calculated over the years of solar minimum are more negative and significant on more number of stations compared to the (M) selection of years. The (m) selection of years provides a more pronounced and steeper latitudinal dependence for the slope K . Therefore, we may conclude that the inclusion of (M) years to the trend analysis in fact contaminates the initial material although not to such extent as the years during falling and rising phases of solar cycle (Danilov and Mikhailov, 1998, 1999). Therefore, the ($M+m$) year selection may be used for f_oF2 long-term trend analysis as the additional (M) years increase the statistics.

3. The revealed dependence of trends on invariant latitude clearly indicates a geomagnetic control and possible relationship with F2-layer storms (see later). An

inclusion of the Ap index in the regression in fact does not remove the geomagnetic dependence as Bremer (1992, 1998) supposed but only contaminates the analyzed material increasing the scatter of points around the regression line. When model M2 is used, K depends on geomagnetic latitude as well. Therefore, further analysis is made only with model 1 as it provides purer results.

A well-pronounced dependence of f_oF2 trends on latitude tells us that the effect may be related to the F2-layer storms due to the long-term increase of geomagnetic activity observed after 1965 (Fig. 4, top panel). Let us analyze the results obtained from this point of view. The main processes responsible for the F2-layer storm effects are known, they are neutral composition, temperature, and thermospheric wind changes at middle and lower latitudes while electric fields and particle precipitation strongly affect the high-latitude F2-region (see Prölss, 1995, and references therein). The magnitude of negative storm effects increases with latitude due to a noticeable decrease in O/N_2 ratio. In contrast positive storm effects dominate at lower latitudes and they are mostly due to the increase of the equatorward thermospheric wind (see Prölss, 1995; Mikhailov *et al.*, 1995 and references therein). Therefore, the observed dependence of trends on invariant latitude (Figs. 2, 3) may be just related to this F2-layer storm mechanism.

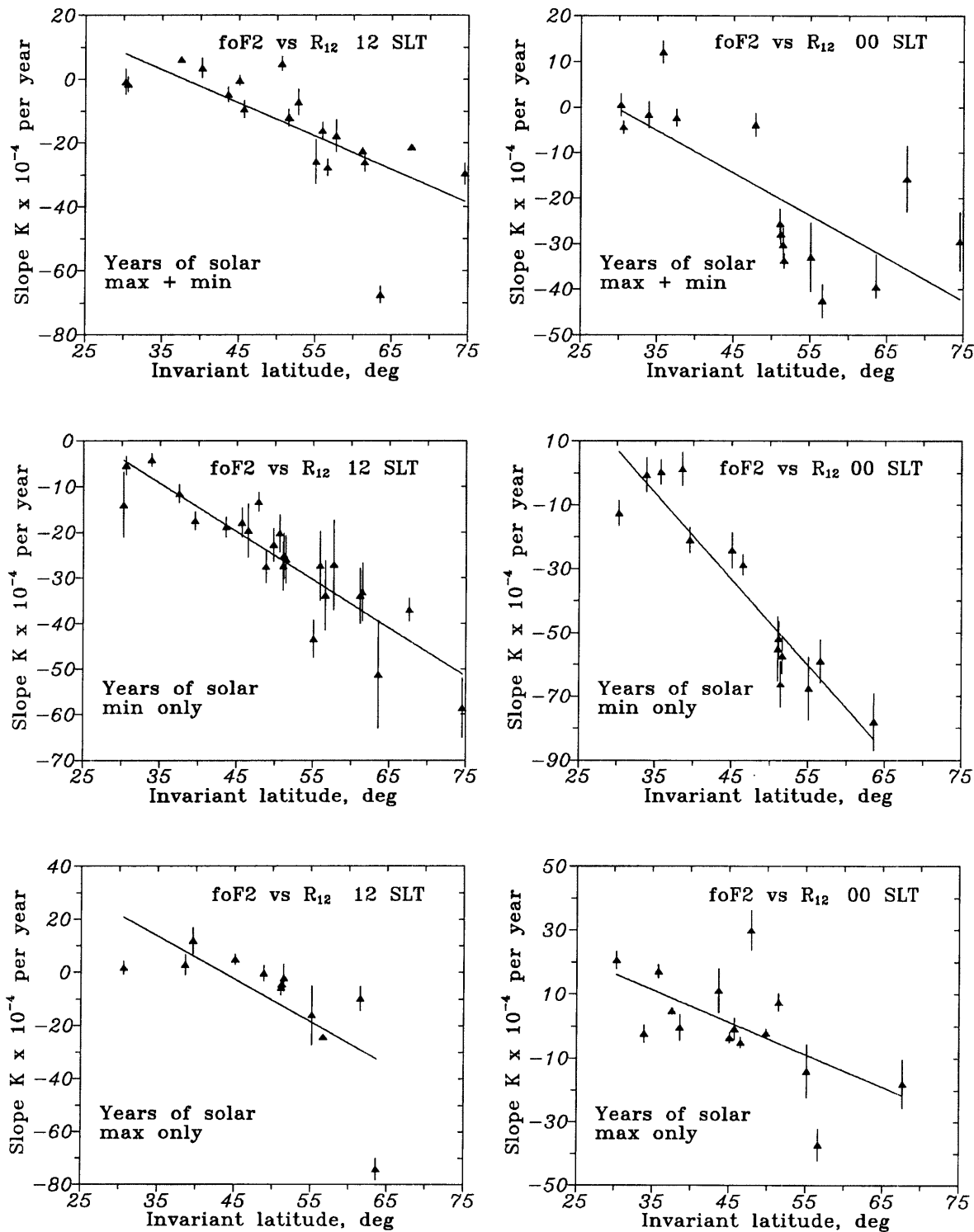


Fig. 2. Daytime and nighttime annual mean slope K at stations versus invariant latitude for the period with increasing geomagnetic activity 1965–1991. Model 1 (f_oF2 versus R_{12} regression) and three year selections: $(M+m)$, (m) and (M) are used in the analysis (see text).

Only stations with significant trends and a confidence level $\geq 90\%$ are shown. Error bars present the standard deviation of seasonal (over 12 months) scatter of the slope K

An additional support of this concept provides the f_oF2 long-term variation at Slough (Fig. 4) where observations are available from the early 1930s. Long-term variations of annual mean A_{p12} and δf_oF2 were analyzed for $(M+m)$ and (m) year selections. The least

squares fitting by the 4th (higher degree gives practically the same result) degree polynomial shows the anti-phase type of δf_oF2 and A_{p12} long-term variations. As before error bars present the standard deviation over 12 monthly values. The periods of

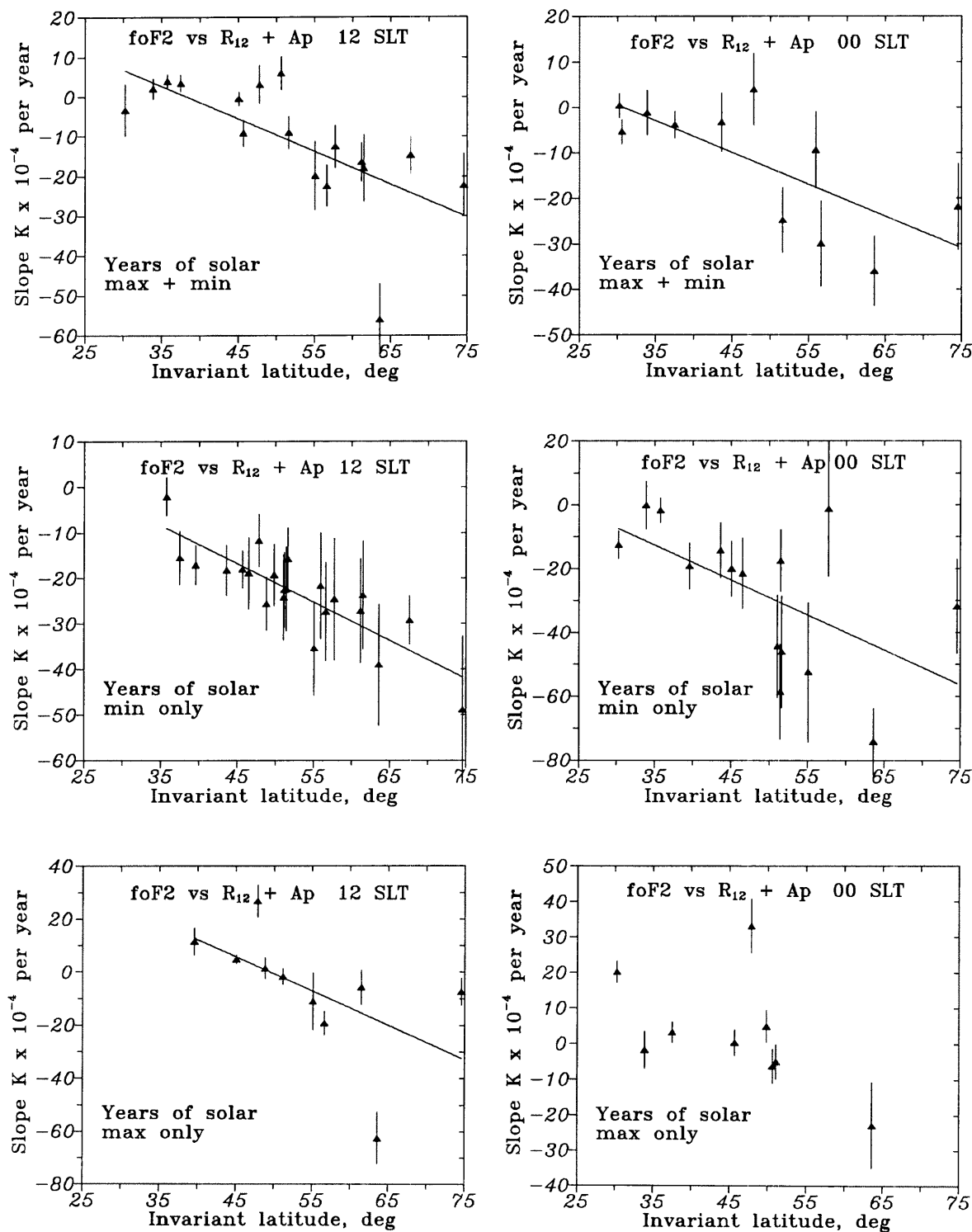


Fig. 3. Same as Fig. 1 but for model 2 ($foF2$ versus R_{12} and Ap regression)

increasing geomagnetic activity (before 1945 and after 1965) are seen to correspond to negative $foF2$ trends while during the decreasing geomagnetic activity (1945–1965) small positive trend takes place. There is also a tendency for the trend to switch from negative to positive after 1990 in accordance with the change in geomagnetic activity (Fig. 4, top). This dependence is more pronounced for the (m) selection of years (Fig. 4,

dashes) in accordance with the discussed results. Although fitting curves give only a qualitative picture, the extrema in Ap_{12} variations take place earlier or coincide with the extrema in $\delta foF2$ variations confirming the causal relationship between these parameters. Therefore, we may conclude that qualitatively $foF2$ trends at Slough station just reflect the long-term variation in geomagnetic activity. An increase of

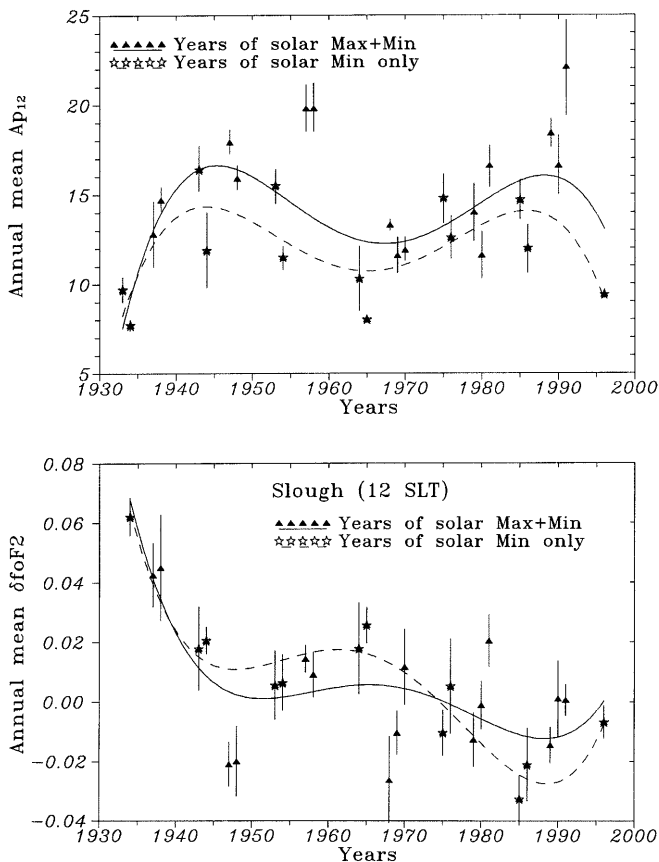


Fig. 4. Annual mean Ap_{12} and δf_oF2 at Slough long-term variations. Two year selections ($M+m$) and (m) (see text) are used for the analysis. Least squares fitting curves are a 4th degree polynomials. Error bars present the standard deviation of the seasonal (over 12 months) scatter

geomagnetic activity results in negative f_oF2 trends and vice versa.

To check this conclusion diurnal variation of the trends was analyzed for the periods before and after 1965 at Slough, Moscow and Tomsk stations (Fig. 5). These three midlatitude stations are separated in longitude to demonstrate global character of the analyzed effect. Two ($M+m$) year selections over similar time intervals were chosen: 1947–1965 (18 years) and 1975–1991 (16 years) to present the periods before and after 1965. The year 1965 is the turning-point in the long-term geomagnetic activity variation (Fig. 4. top) and if geomagnetic control of f_oF2 trends does exist these trends should be different for the two periods. Positive annual mean trends for all LT moments take place for the period prior 1965 and negative trends after 1965 for the three stations considered. Error bars give a seasonal (over 12 months) scatter in the trends. All hourly f_oF2 trends in Fig. 5 are significant at the confidence level $\geq 75\%$. Annual mean K values were used for the F -test. Although the confidence level is not high for some LT moments, the trends revealed demonstrate a consistent pattern of diurnal variation where individual K values seem not to be accidental.

Diurnal variations of f_oF2 annual mean trends at different invariant latitudes also clearly indicate a close

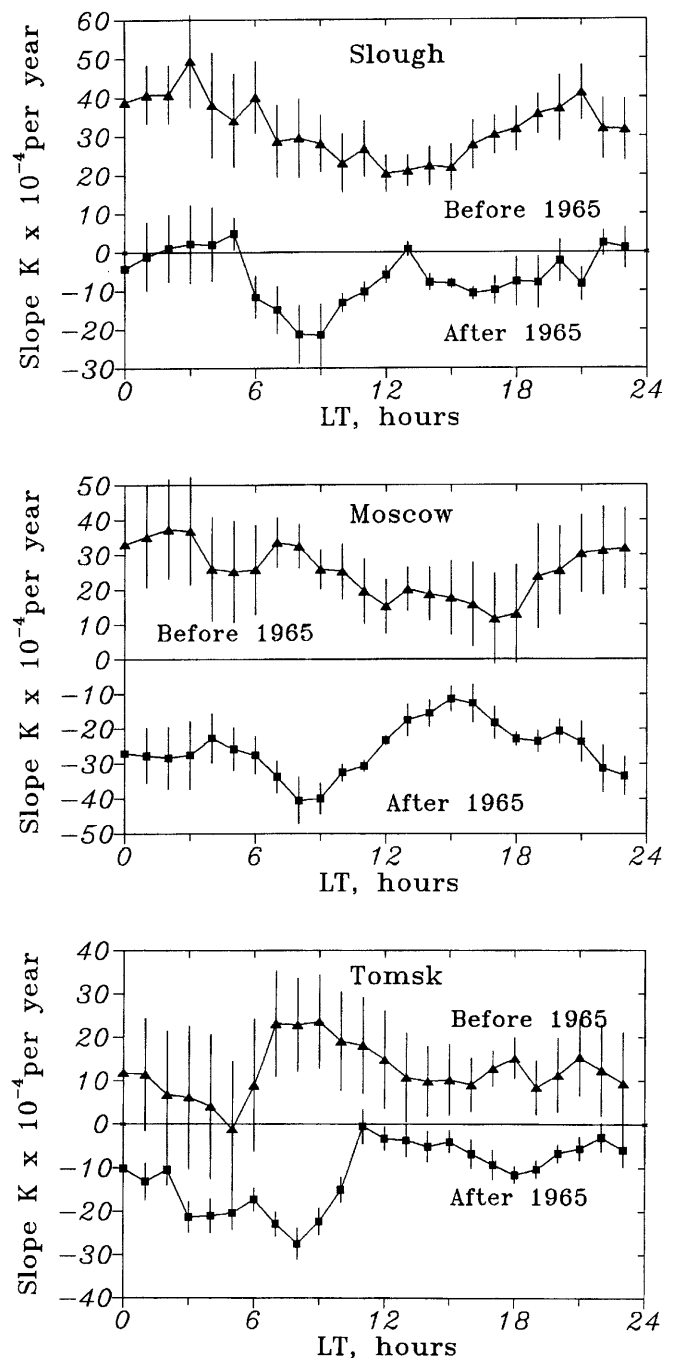


Fig. 5. Diurnal variation of annual mean slope K at three stations for the periods of decreasing (1947–1965) and increasing (1975–1991) geomagnetic activity. Note different signs of trends for the two periods. Error bars present the standard deviation of seasonal (over 12 months) scatter in the slope K

relationship of these trends with geomagnetic activity. Figure 6 gives diurnal variations of trends for: (1) a sub-auroral station, Salekhard, (2) St. Petersburg station located in the transitional (auroral/midlatitude) zone, (3) a midlatitude station, Ekaterinburg, and (4) a lower latitude station, Tashkent. The period after 1965 is considered with ($M+m$) selection of years. Salekhard station has strong positive trends for nighttime hours and strong negative trends during daytime. Ekaterin-

burg station demonstrates opposite behaviour with large negative nighttime trends and smaller trends during daytime hours. St. Petersburg shows mixed behaviour: the sub-auroral type for nighttime and midlatitude type during daytime hours. Low-latitude pattern of the trends is similar to the midlatitude one, but all values are more positive.

Let us consider a physical mechanism of these diurnal variations. Salekhard ($\Phi_{\text{inv}} = 61.18^\circ$) is located in the main ionospheric trough during nighttime hours (Muldrew, 1965; Karpachev *et al.*, 1996) next to the equatorial boundary of the diffusive precipitation zone with the increased ionization produced by soft electrons (see for references Besprozvannaya, 1986). The equatorial boundary of this zone is known to shift to lower latitudes by about 2° per one unity of Kp increase (e.g. Andrews and Thomas, 1969). Thus, strong positive night-time trends (Fig. 6) just result from an

intensity increase of soft electron precipitation due to the overall increase in geomagnetic activity after 1965 and the shift of the precipitation zone to lower latitudes. During daytime hours the equatorial boundary of this zone is located far to the north at $\Phi_{\text{inv}} = 70\text{--}80^\circ$ and we have strong negative $foF2$ trends resulting from the disturbed neutral composition and electric fields (Prölss, 1980; Mikhailov and Schlegel, 1998).

Midlatitude trend diurnal variations (Ekaterinburg, Fig. 6) are due to disturbed neutral composition diurnal variations. Midlatitude negative F2-layer storm effects are known to be strongest in the post-midnight-early morning LT sector and they are much weaker in the afternoon (Wrenn *et al.*, 1987; Prölss, 1991, 1993, and references therein). This is due to the disturbed neutral composition with decreased O/N_2 ratio which is advected towards middle latitudes during night, rotates into

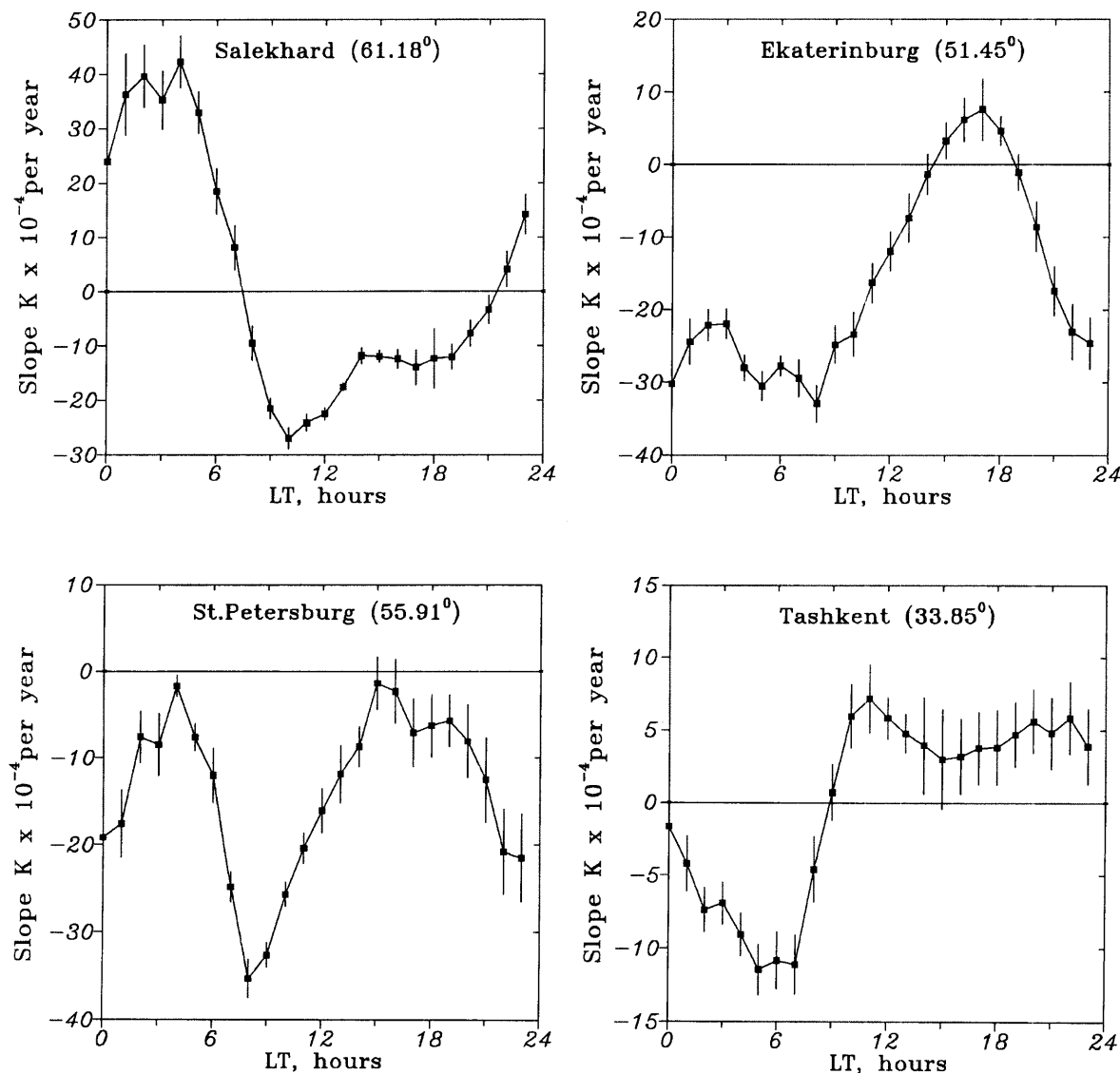


Fig. 6. Diurnal variation of annual mean slope K for stations located at different invariant latitudes (given in brackets). Note strong and opposite types of diurnal variations for sub-auroral and midlatitude

stations. Error bars present the standard deviation of seasonal (over 12 months) scatter in the slope K

the day sector being shifted back to higher latitudes by diurnal varying thermospheric circulation (Skoblin and Förster, 1993; Fuller-Rowell *et al.*, 1994; Prölss, 1995). This effect is clearly seen for the afternoon hours with a tendency for trends to be even positive around 1500 LT.

St. Petersburg demonstrates the intermediate behaviour. In the 03–06 LT sector this station from time to time (depending on the level of geomagnetic activity) seems to be in the soft electrons precipitation zone like Salekhard and the trends are the least negative in this LT sector. On the other hand, the increasing geomagnetic activity after 1965 results in neutral composition and temperature perturbations and strong negative trends are seen in the morning LT sector. Negative trends are strongly decreased in the afternoon LT sector similar to the midlatitude station, Ekaterinburg.

As neutral composition perturbations decreases towards lower latitudes (e.g. Prölss, 1980) the magnitude of negative trends is small even in the morning LT sector at the lower latitude station, Tashkent (Fig. 6). During daytime hours the increasing geomagnetic activity damps normal northward thermospheric circulation leading to positive F2-layer storm effects (Prölss, 1995; Mikhailov *et al.*, 1995) and this results in positive f_oF2 trends at lower latitudes (Fig. 6). The existence of strong and latitudinal dependent diurnal variations in the magnitude of the trends is a strong argument against any manmade e.g. greenhouse origin of these trends. But such variations may be explained in terms of the F2-layer storm effects related to the geomagnetic activity as was discussed earlier.

4 Discussion

A slightly modified method earlier proposed by Danilov and Mikhailov (1999) was applied to the f_oF2 long-term trend analysis at 30 ionosonde stations. The slope K depends on latitude (Figs. 2, 3 and Tables 2, 3) with a pronounced decrease of the trend magnitude towards lower geomagnetic (invariant) latitudes for two models used in the analysis. Therefore, the proposed method of analysis with (m) or $(m+M)$ selection of years allows us to find systematic variations in trend magnitude. Meantime the other approaches (e.g. Bremer, 1998; Upadhyay and Mahajan, 1998) result in a chaos of various signs and magnitudes of the trends on various stations.

One of the key points of the proposed method providing its success is the use of 12-month running mean f_oF2 rather than just monthly medians. This strongly decreases the scatter in the analyzed material helping to reveal the trends. The application of an F -test to such smoothed observations to estimate the significance of the trends may be questionable as the filtered data turn out to be dependent to some extent. However, it should be stressed that we use annual mean δf_oF2 values belonging either to different solar cycles or different years, that is separated by 12 months. This span equals the filtering running interval and our values turn out to be at the opposite ends of the smoothing

interval, virtually not affecting each other. Therefore, such annual mean δf_oF2 values may be considered as independent. Due to relatively small number of pairs analyzed, the confidence level is not high (about 75%) in some cases. But this is not important as the latitudinal and diurnal variations of the trends give, as a whole, a consistent picture showing the relationship to geomagnetic activity. On the other hand, one should keep in mind that all observed time series in geophysics and meteorology strictly speaking are never independent, nevertheless statistical methods are widely applied to such observations in practice (Panofsky and Brier, 1958). An example of the F -test application to the ionospheric trend analysis may be found in Bremer (1998). Estimating the significance of the trends he used hourly F2-layer parameter observations which are known to be strongly correlated.

The sunspot number R_{12} usually used in empirical ionospheric models is far from being the best (Mikhailov and Mikhailov, 1999) and in fact this index does not allow us to exclude completely the dependence on solar activity being used in f_oF2 versus R_{12} regression. As the “useful signal” is very small in the trend analysis this imperfection of R_{12} results in scatter in analyzed points and various slopes K (both sign and magnitude) are obtained at various stations when all years are analyzed. The worst correlation of f_oF2 with R_{12} takes place for the falling and rising phases of the solar cycles (the hysteresis effect), so these years were omitted from the analysis in the first place (Danilov and Mikhailov, 1998, 1999). The years around solar maximum are also subjected to this uncertainty, but to a less extent and their inclusion to the trend analysis allows us, nevertheless, to obtain a consistent pattern of trends over all stations considered. Of course, the best way for the f_oF2 trend analysis would be not to use any reduction on solar activity with an index like R_{12} . Our analysis for years of solar minimum when the solar activity reduction is the minimal gives the most consistent results: all significant trends are negative with well-pronounced and steep dependence of K on invariant latitude (Table 3 and Figs. 2, 3). Acceptable results are obtained with the $(M+m)$ selection of years as well. This tells us that the contaminating effect of the (M) years inclusion is not that strong. Indeed, a pronounced dependence of K on latitude takes place for (M) selection of years as well (Figs. 2, 3). Therefore, the $(M+m)$ year selection may be recommended for the f_oF2 trend analysis as was proposed earlier by (Danilov and Mikhailov, 1998, 1999). An inclusion of (M) years may be important as well for stations where the period of observation is not long enough to work with (m) years only. For instance, we used the $(M+m)$ selection of years in Fig. 5 to increase the number of points for the period before 1965.

Although there is an obvious relationship of f_oF2 trends with geomagnetic activity, the monthly A_p index is not a proper indicator for the F2-layer storm effects and its inclusion to the regression (model 2), in fact, does not remove the dependence on geomagnetic activity as supposed by Bremer (1998) and Jarvis *et al.*

(1998). Indeed, a well-pronounced dependence of K on latitude takes place for model M2 as well (Fig. 3) with the decreased trend magnitudes only. Thus, we may conclude that the inclusion of Ap indices to the regression excludes the geomagnetic effect only partly without changing, in principle, the dependence of trends on geomagnetic (invariant) latitude. Moreover, the inclusion of Ap indices to the regression (model M2) inserts additional noise to the analyzed material increasing the scatter of points around the regression line (see Figs. 2 and 3, left hand columns). This is not surprising as the global Ap index cannot, in principle, take into account the whole complexity of F2-layer storm effects with positive and negative phases depending on season, UT and LT of storm onset, storm magnitude etc. Thus, the Ap index inclusion cannot be recommended for the F2-layer trend analysis.

It should be stressed that our conclusions contradict those in the recent publication by Bremer (1998). He found no latitudinal effect in the trends, but revealed a separation of the stations to two longitudinal groups with positive trends in Eastern Europe and negative ones in Western Europe. We found no such longitudinal effect as most of the revealed trends are negative regardless of longitude, but there is a well-pronounced latitudinal dependence. We believe that the reason for the contradiction with the results of Bremer (1998) lies in the differences of approach. Bremer (1998) used absolute deviations from some model and all the years available for a given station. In this case the length of the data series used is inevitably quite different depending on the duration of the vertical sounding observations at this particular ionosonde. However, the sign of trends is different for the period prior to and after 1965, as follows from Fig. 5. This was the reason to separate these periods in our analysis. Further, Bremer (1998) analyzed annual trends averaging hourly and monthly values, but foF2 trends demonstrate strong diurnal variations as was shown earlier (Figs. 5, 6) and this inevitably will decrease the reliability of the trends revealed.

The proposed F2-layer storm induced mechanism for the foF2 long-term trends implies corresponding trends in hmF2. For the period with increasing geomagnetic activity and negative foF2 trends, as we have after 1965, one should expect positive hmF2 trends at middle and lower latitudes. The trends should be inverse for the period with decreasing geomagnetic activity. This follows from a well-known F2-layer negative storm mechanism related to neutral composition and temperature changes (e.g. Prölss, 1995). Unfortunately, hmF2 trends inferred from $M(3000)F_2$ are not as reliable as foF2 trends, nevertheless such analysis is being done and results will be published elsewhere. It is worth mentioning that there are indications of some long-term trends in the occurrence frequency of ionospheric storms (Sergeenko and Kuleshova, 1995; Sergeenko and Givishvili, 1997; Clilverd *et al.*, 1998). This is in line with the proposed concept on the foF2 trends mechanism.

Total cooling of the upper atmosphere due to the greenhouse effect and related negative trend in hmF2 is

discussed in some publications (e.g. Bremer, 1992; Ulich and Turunen, 1997). However, it may be shown that thermospheric temperature decrease would result in a positive trend in foF2 contrary to the observations. According to the isobaric F2-layer concept by Rishbeth and Edwards (1989, 1990) the F2-layer peak follows, in its variations, the level of constant atmospheric pressure. This is a good approximation, at least during daytime hours, when vertical plasma drifts are not strong. Electron concentration NmF2 for a steady-state daytime midlatitude F2-layer is given by the expression of Rishbeth and Barron (1960):

$$N_m = 0.75 \frac{q_m}{\beta_m} \quad (3)$$

where q_m and β_m are given at the F2-layer maximum. For estimates it may be assumed that $q \propto [O]$ and $\beta \propto T^2 [N_2]$. Then we may write using Eq (3)

$$\Delta \log N_m = \Delta \log \frac{[O]_m}{[N_2]_m} - 2\Delta \log T. \quad (4)$$

If $[O]$ and $[N_2]$ (molecular mass m_1 and m_2) are distributed in accordance with the barometric law

$$n = \frac{n_0 T_0}{T} \exp \left\{ - \int_{h_0}^h \frac{dh}{H} \right\} \quad (5)$$

where $H = kT/mg$ and n_0 and T_0 are the concentration and temperature at the base height h_0 , the pressure and $R = [N_2]/[O]$ at any height are related by the expression

$$P = kT_0 \frac{n_{10}^{\frac{m_2}{m_2-m_1}} R^{\frac{m_1}{m_2-m_1}} (1+R)}{n_{20}^{\frac{m_2}{m_2-m_1}}} \quad (6)$$

It follows from Eq. (6) that the ratio R remains constant at any fixed value of pressure P and at any temperature height profile provided T_0 , n_{10} and n_{20} are constant. This is valid for any height and for hmF2 as well, so the first term in Eq. (4) equals zero. Therefore, the expected temperature decrease due to the greenhouse effect should result in a positive NmF2 trend as follows from Eq. (4), thus contradicting the observed negative NmF2 trends. This dependence on temperature is due to the $(O^+ + N_2)$ reaction rate constant temperature dependence. A steep quadratic dependence for this rate constant on T follows from the McFarland *et al.* (1973) laboratory measurements. Recent observations by Hierl *et al.* (1997) give weaker temperature dependence, but in any case this rate constant increases with temperature for usual ionospheric temperatures.

5 Conclusions

The main results of our analysis may be listed as follows:

1. A slightly modified version of a method proposed earlier by Danilov and Mikhailov (1999) was applied to

the foF2 long-term trends analysis on 30 mid- and high-latitude ionosondes of the Northern Hemisphere. Years of solar minimum (m), maximum (M) and ($M+m$) were analyzed separately. Trends for 12 and 00 LT calculated over the (m) years were shown to be more negative and significant at a greater number of stations compared to the (M) selection of years. The inclusion of (M) years to the trend analysis in fact contaminates the initial material although not to such extent as the years of falling and rising phases of the solar cycle (Danilov and Mikhailov, 1998, 1999). The ($M+m$) year selection provides an acceptable result and may be recommended for foF2 long-term trend analysis. The present analysis confirms our previous result on the dependence of the foF2 trends on geomagnetic (invariant) latitude with strong negative trends at high and small or positive trends at lower latitudes for the period analyzed 1965–1991.

2. The revealed dependence of the foF2 trends on invariant latitude clearly indicates the geomagnetic control and relationship with F2-layer storm mechanisms. An inclusion of the A_p index to the regression does not remove the geomagnetic dependence as proposed in some publications, but only contaminates the analyzed material without changing the result obtained in principle.

3. It is shown, for the first time, that there exist periods with negative and positive foF2 trends, which correspond to the periods of long-term increasing/decreasing geomagnetic activity. The ($M+m$) analysis at Slough station for instance, gives the periods with negative foF2 trends: 1934–1948, 1967–1989 and periods with positive trends: 1950–1968, and after 1989 in accordance with the smoothed variation of annual mean A_{p12} index used as an indicator of geomagnetic activity. Different signs of the trends during the periods of increasing/decreasing geomagnetic activity take place for all LT moments at each individual station considered.

4. Strong diurnal variations in the trend magnitude are revealed for stations located at different latitudes. Strong positive foF2 trends in the post-midnight-early morning LT sector and strong negative trends during daytime hours take place for the sub-auroral stations for the period of increasing geomagnetic activity after 1965. In contrast middle and lower latitude stations demonstrate negative trends in the early morning LT sector and small negative or positive trends during daytime hours for the same period. The existence of such diurnal variations in the foF2 trend magnitude is a strong argument against any manmade (e.g. greenhouse) origin of such trends.

5. All the morphological features revealed of the foF2 trends may be explained in the framework of contemporary F2-region storm mechanisms. They include disturbed neutral composition, temperature and thermospheric winds variation (for middle and lower latitude stations) as well as soft electron precipitation for sub-auroral stations. This newly proposed geomagnetic storm concept to explain the foF2 long-term trends proceeds from a natural origin of the trends rather than

an artificial one related to the thermosphere cooling due to the greenhouse effect.

Acknowledgements. This work was in part supported by the Russian foundation for Fundamental Research under Grant 00-05-64189.

The Editor-in-Chief thanks two referees for their help in evaluating this paper.

References

- Andrews, M. K., and J. O. Thomas, Electron density distribution above the winter pole, *Nature*, **221**(5577), 223–227, 1969.
- Besprozvernaya, A. S., Planetary scale distribution of electron concentration in the dark polar F2-region, in *Ionospheric magnetic disturbances at high latitudes*, Gidrometeoizdat, L., (in Russian) 105–162, 1986.
- Bremer, J., Ionospheric trends in mid-latitudes as a possible indicator of the atmospheric greenhouse effect, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **54**, 1505–1511, 1992.
- Bremer, J., Trends in the ionospheric E and F regions over Europe, *Ann. Geophysicae*, **16**, 986–996, 1998.
- Clilverd, M. A., T. D. G. Clark, E. Clake, and H. Rishbeth, Increased magnetic storm activity from 1868 to 1995, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, **60**, 1047–1056, 1998.
- COST 251, Improved quality of service in ionospheric telecommunication systems planning and operation, Final Report Ed. R. Hunbaba, p. 119, 1999.
- Danilov, A. D., Long-term changes of the mesosphere and lower thermosphere temperature and composition, *Adv. Space Res.*, **20**(11), 2137–2147, 1997.
- Danilov, A. D., Review of long-term trends in the upper mesosphere, thermosphere and ionosphere, *Adv. Space Res.*, **22**(6), 907–915, 1998.
- Danilov, A. D., and A. V. Mikhailov, Long-term trends of the F2-layer critical frequencies: a new approach, *Proceedings of the 2nd COST 251 Workshop “Algorithms and models for COST 251 Final Product”*, 30–31 March, 1998, Side, Turkey, Rutherford Appleton Laboratory, UK, 114–121, 1998.
- Danilov, A. D., and A. V. Mikhailov, Spatial and seasonal variations of the foF2 long-term trends, *Ann. Geophysicae*, **17**, 1239–1243, 1999.
- Fuller-Rowell, T. J., M. V. Codrescu, R. J. Moffett, and S. Quegan, Response of the and ionosphere to geomagnetic storm, *J. Geophys. Res.*, **99**, 3893–3914, 1994.
- Givishvili, G. V., and L. N. Leshchenko, Possible proofs of presence of technogenic impact on the midlatitude ionosphere, *Doklady RAN*, **334**(2), (in Russian) 213–214, 1994.
- Givishvili, G. V., and L. N. Leshchenko, Dynamics of the climatic trends in the midlatitude ionospheric E region, *Geomag. Aeronom.*, **35**(3), (in Russian) 166–173, 1995.
- Givishvili, G. V., and L. N. Leshchenko, Regional differences in long-term variations of the aeronomical parameters in the midlatitude upper atmosphere, *Doklady RAN*, **346**(6), (in Russian) 808–811, 1996.
- Givishvili, G. V., and L. N. Leshchenko, Long-term variation in the critical frequency of the midlatitude E-layer, *Proceedings of the International Workshop “Cooling and Sinking of the Middle and Upper Atmosphere, Moscow, July 6–10, 1998”*, p. 30, 1998.
- Givishvili, G. V., L. N. Leshchenko, O. P. Shmeleva, and T. G. Ivanidze, Climatic trends of the mid-latitude upper atmosphere and ionosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **57**(8), 871–874, 1995.
- Hierl, P. M., I. Dotan, J. V. Seeley, J. M. Van Doran, R. A. Morris, and A. A. Viggiano, Rate coefficients for the reactions of O^+ with N_2 and O_2 as a function of temperature (300–188 K), *J. Chem. Phys.*, **106**(9), 3540–3544, 1997.
- Jarvis, M. J., B. Jenkins, and G. A. Rodgers, 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**, 20 774–20 787, 1998.
- Karpachev, A. T., M. G. Deminov, and V. V. Afonin, Model of the mid-latitude ionospheric trough on the base of Cosmos-900 and Intercosmos-19 satellites data, *Adv. Space Res.*, **18**(6), 221–230, 1996.
- McFarland, M., D. L. Albritton, F. C. Fehsenfeld, E. E. Ferguson, and A. L. Schmeltekopf, Flow-drift technique for ion mobility and ion-molecular reaction rate coefficient measurements. II. Positive ion reactions of N^+ , O^+ , and N_2^+ with O_2 and O^+ with N_2 from thermal to 2 eV, *J. Chem. Phys.*, **59**, 6620–6628, 1973.
- Mikhailov, A. V., Ionospheric index MF2n for monthly median foF2 modeling and long-term prediction over European area, *Phys. Chem. Earth (C)*, **24**, 329–332, 1999.
- Mikhailov, A. V., and V. V. Mikhailov, A new ionospheric index MF2, *Adv. Space Res.*, **15**(2), 93–98, 1995.
- Mikhailov, A. V. and V. V. Mikhailov, Indices for monthly median foF2 and M(3000)F2 modeling and long-term prediction: ionospheric index MF2, *Inter. J. Geomagn. Aeronom.*, **1**, 141–151, 1999.
- Mikhailov, A. V., and K. Schlegel, Physical mechanism of strong negative storm effects in the daytime ionospheric F2 region observed with EISCAT, *Ann. Geophysicae*, **16**, 602–608, 1998.
- Mikhailov, A. V., M. G. Skoblin, and M. Förster, Daytime F2-layer positive storm effect at middle and lower latitudes, *Ann. Geophysicae*, **13**, 532–540, 1995.
- Mikhailov, A. V., V. V. Mikhailov, and M. G. Skoblin, Monthly median foF2 and M(3000)F2 ionospheric model over Europe, *Ann. Geofis.*, **39**, 791–805, 1996.
- Muldrew, D. B., F-layer ionization trough deduced from Alouette data, *J. Geophys. Res.*, **70**, 2635–2650, 1965.
- Panofsky, H. A., and G. W. Brier, *Some applications of statistics to meteorology*, Pennsylvania State University, 1958.
- Pollard, J. H., *A handbook of numerical and statistical techniques*, Cambridge University Press, 1977.
- Prölss, G. W., Magnetic storm associated perturbations of the upper atmosphere: recent results obtained by satellite-borne gas analyzers, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **18**, 183–202, 1980.
- Prölss, G. W., Solar wind energy dissipation in the upper atmosphere, *Adv. Space Res.*, **3**(1), 55–66, 1983.
- Prölss, G. W., Thermosphere-Ionosphere coupling during disturbed conditions, *J. Geomagn. Geoelectr.*, **43** (Supp), 537–549, 1991.
- Prölss, G. W., On explaining the local time variation of ionospheric storm effects, *Ann. Geophysicae*, **11**, 1–9, 1993.
- Prölss, G. W., Ionospheric F region storms, in *Handbook of atmospheric electrodynamics*, **2**, Ed. H. Volland, 195–248, CRC Press, Boca Raton, Fla., 1995.
- Rishbeth, H., A greenhouse effect in the ionosphere?, *Planet. Space Sci.*, **38**, 945–948, 1990.
- Rishbeth, H., Long-term changes in the ionosphere, *Adv. Space Res.*, **20**, (11)2149–(11)2155, 1997.
- Rishbeth, H., and D. W. Barron, Equilibrium electron distributions in the ionospheric F2-layer, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **18**, 234–252, 1960.
- Rishbeth, H., and R. Edwards, The isobaric F2 layer, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **51**, 321–338, 1989.
- Rishbeth, H., and R. Edwards, Modeling the F2 layer peak height in terms of atmospheric pressure, *Radio Sci.*, **25**, 757–769, 1990.
- Rishbeth, H., and R. G. Roble, Cooling of the upper atmosphere by enhanced greenhouse gases – modelling of thermospheric and ionospheric effects, *Planet. Space Sci.*, **40**, 1011–1026, 1992.
- Sergeenko, N. P., and V. P. Kuleshova, Long-term trends of the F2 layer ionospheric disturbances, *Geomagn. Aeronom.*, **35**(5), (in Russian) 128–130, 1995.
- Sergeenko, N. P., and G. V. Givishvili, On the problem of the long-term trends in the ionospheric disturbances characteristics, *Geomagn. Aeronom.*, **37**(2), (in Russian) 109–113, 1997.
- Skoblin, M. G., and M. Förster, An alternative explanation of ionization depletion in the winter night-time storm perturbed F2 layer, *Ann. Geophysicae*, **11**, 1026–1032, 1993.
- Ulich, T., and E. Turunen, Evidence for long-term cooling of the upper atmosphere in ionospheric data, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1103–1106, 1997.
- Upadhyay, H. O., and K. K. Mahajan, Atmospheric greenhouse effect and ionospheric trends, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3375–3378, 1998.
- Wrenn, G. L., A. S. Rodger, and H. Rishbeth, Geomagnetic storms in the Antarctic F-region. I. Diurnal and seasonal patterns for main phase effects, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **49**, 901–913, 1987.

Long-term *hmF2* trends in the Eurasian longitudinal sector from the ground-based ionosonde observations

D. Marin¹, A. V. Mikhailov², B.A. de la Morena¹, and M. Herraiz³

¹Atmospheric Sounding Station “El Arenosillo”, INTA, Ctra. San Juan del Puerto-Matalascañas Km. 33, 21130 Mazagon, Huelva, Spain

²IZMIRAN, Academy of Sciences, Troitsk, Moscow Region 142092, Russia

³Dept. of Geophysics and Meteorology, Faculty of Physics, Complutense University, 28040 Madrid, Spain

Received: 18 December 2000 – Revised: 26 March 2001 – Accepted: 6 June 2001

Abstract. The method earlier used for the *foF2* long-term trends analysis is applied to reveal *hmF2* long-term trends at 27 ionosonde stations in the European and Asian longitudinal sectors. Observed *M*(3000)*F2* data for the last 3 solar cycles are used to derive *hmF2* trends. The majority of the studied stations show significant *hmF2* linear trends with a confidence level of at least 95% for the period after 1965, with most of these trends being positive. No systematic variation of the trend magnitude with latitude is revealed, but some longitudinal effect does take place. The proposed geomagnetic storm concept to explain *hmF2* long-term trends proceeds from a natural origin of the trends rather than an artificial one related to the thermosphere cooling due to the greenhouse effect.

Key words. Ionosphere (ionosphere-atmosphere interaction)

1 Introduction

There is a permanent interest in the problem of global changes in the terrestrial atmosphere due to an anthropogenic impact. Most of the discussion of this problem has focused on the troposphere and stratosphere, which are of immediate human and economic concern. But long-term changes in the thermosphere and ionosphere should also be studied seriously not only for their possible practical importance for the ionospheric HF radio-wave propagation, but also for their potential use as indicators of changes at lower heights. During recent years several attempts have been made to analyse various sets of long period observations in order to reveal the long-term effects in various ionospheric parameters (Givishvili and Leshchenko, 1994, 1995; Givishvili et al., 1995; Ulich and Turunen, 1997; Rishbeth, 1997; Jarvis et al., 1998; Bremer, 1992, 1998; Danilov 1997, 1998; Upadhyay and Mahajan, 1998; Danilov and Mikhailov 1998, 1999; Sharma et al., 1999; Foppiano et al. 1999; Mikhailov and

Marin 2000; Deminov et al., 2000). But no final concept has been developed yet. Based on the model calculations of Roble and Dickinson (1989) who predicted a marked cooling of the mesosphere and thermosphere due to an enhancement of the atmospheric greenhouse gases, Rishbeth (1990) and Rishbeth and Roble (1992) predicted a lowering of the *F2*-layer height. Assuming these predictions, some researchers have been trying to explain the observed long-term trends in the ionospheric parameters as an indication of this greenhouse effect in the mesosphere and thermosphere (Bremer, 1992; Givishvili and Leshchenko, 1994; Ulich and Turunen, 1997; Jarvis et al., 1998; Upadhyay and Mahajan, 1998). Satellite drag observations by Keating et al. (2000) revealed a 10% decrease in neutral density at 350 km for the 20 year (1976–1996) period which seems to confirm the thermosphere cooling due to the greenhouse effect. On the other hand, the results of analysis by Bremer (1998) over many European ionosonde stations, Upadhyay and Mahajan (1998) over the world-wide ionosonde network, as well as the *hmF2* trend analysis for the Southern Hemisphere ionosonde stations by Jarvis et al. (1998) and Foppiano et al. (1999) have shown that the *F2*-layer parameter trends turn out to be different both in sign and magnitude for different stations and this can hardly be reconciled with the greenhouse hypothesis. Therefore, Upadhyay and Mahajan (1998) concluded that the analysed data do not provide a definitive evidence of any global long-term trend in the ionosphere. Jarvis et al. (1998) relating the revealed *hmF2* trends with the greenhouse effect, nevertheless stress that other explanations cannot be ruled out.

It must be pointed out that different authors use different approaches to extract long-term trends from the ionospheric observations and the success of analysis depends to a great extent on the method used. *F2*-layer ionospheric parameters strongly depend on solar and geomagnetic activity. These effects make it difficult to detect long-term trends because these changes are relatively small compared to the solar and geomagnetic ones. The useful “signal” is very small and the “background” is very noisy, so special methods are required

Table 1. Years of solar minimum and maximum used in the analysis

Years of solar minimum	Years of solar maximum
1943, 1944	1947, 1948, 1949
1953, 1954	1957, 1958, 1959
1964, 1965	1968, 1969, 1970
1975, 1976	1979, 1980, 1981
1985, 1986	1989, 1990, 1991

to reveal significant trends from the ionosonde observations. An approach being developed by Danilov and Mikhailov (1998, 1999) and Mikhailov and Marin (2000) has allowed us to find systematic variations of the *foF2* trend magnitude with geomagnetic (invariant) latitude and local time. The application of this approach to *foF2* trend analysis resulted in a new geomagnetic control concept based on the contemporary understanding of the F2-layer storm mechanisms (Mikhailov and Marin, 2000). Since *hmF2* and *NmF2* are related by the mechanism of the F2-layer formation, any hypothesis of the F2-layer parameter trends should explain the observed trends of both parameters simultaneously. Therefore, if the F2-layer trends are primarily controlled by the geomagnetic activity, the *hmF2* long-term trends should also demonstrate corresponding temporal and spatial variation. The aim of this paper is to study *hmF2* long-term trends in order to check if the results may be reconciled with the proposed geomagnetic control hypothesis.

2 Data and method

The height of the F2 layer (*hmF2*) data used in our analysis has been prepared according to the following steps:

1. Monthly *M*(3000)F2 medians on the analysed ionosonde stations were obtained from WDC-C at the Rutherford Appleton Laboratory (Chilton, UK) and from NGDC (Boulder, USA) to derive *hmF2* values.

2. As we apply 12 month running mean smoothing to the *hmF2* values (see below the first point of the method applied to extract the trends), gaps in the initial *M*(3000)F2 observations have to be filled in. This is done by using the monthly median MQMF2 model by Mikhailov et al. (1996), which is based on the *M*(3000)F2 third-degree polynomial regression with the sunspot number R_{12} . The regression is calculated for each station, with 24 moments of UT and 12 months. The initial *M*(3000)F2 monthly medians are converted to solar local time (SLT) using spline-interpolation.

3. The Shimazaki (1955) formula was used to derive *hmF2* from *M*(3000)F2 $hmF2 = [1490/M(3000)F2] - 176$.

The approach to reveal the *foF2* layer parameter trends is described in detail by Danilov and Mikhailov (1998, 1999) and Mikhailov and Marin (2000), so only the main points of the method applied to the *hmF2* trend analysis are summarised below:

1. A 12 month running mean *hmF2* rather than just monthly median hourly values are used in the analysis. The proce-

dures of 12 month smoothing is the same used to obtain the 12 month running mean sunspot numbers R_{12} (CCIR, 1988). This is an important point not used by other researchers as it strongly decreases the scatter in observed *hmF2* data. The use of 12 month running mean values does not eliminate annual variations but only smoothes them.

2. Relative deviations of the observed *hmF2* values from some model are analysed

$$\delta hmF2 = (hmF2_{obs} - hmF2_{mod}) / hmF2_{mod} \quad (1)$$

where $hmF2_{mod}$ is a third-degree polynomial regression with the R_{12} index. Other researchers (Givishvili and Leshchenko, 1994, 1995; Bremer, 1998; Upadhyay and Mahajan, 1998, Jarvis et al., 1998) considered absolute deviations rather than relative ones. The use of relative deviations allows us to combine values for different months to obtain the annual mean value analysed in our method.

We have calculated *hmF2* trends using two models: a regression with R_{12} (Model 1) and a regression with a combination ($R_{12} + 12$ month running mean *Ap* index). The latter is done as an attempt to exclude the dependence on geomagnetic activity.

$$hmF2_{mod1} = a + bR_{12} + cR_{12}^2 + dR_{12}^3 \quad (\text{Model 1})$$

$$hmF2_{mod2} = a + bR_{12} + cR_{12}^2 + dR_{12}^3 + eAp_{12} \quad (\text{Model 2})$$

All the coefficients are calculated for each station, month, and SLT moment with the least squares method.

3. Linear trends (slope K) are estimated according to a linear $\delta hmF2$ regression with the year ($\delta hmF2 = a + K \text{ year}$) for selected hours and months. As annual *hmF2* variations (especially 12 month running mean values) are small, the annual variation of the *hmF2* trends are rather small as well for all SLT moments. Such seasonal variations of the trends for 0, 6, 12 and 18 SLT are shown for several stations in Fig. 1 as an example. Therefore, only annual mean $\delta hmF2$ values at fixed hours are used to find annual mean trends.

4. The test of significance for the linear trend (K parameter) is made using the Fisher's F criterion (Pollard, 1977)

$$F = r^2(N - 2)/(1 - r^2),$$

where r is the correlation coefficient between the annual mean $\delta hmF2$ values and the year after Eq. (1), and N is the number of pairs considered. A 95% confidence level is applied in the paper.

5. To compare *hmF2* linear trends at different stations, the same time period 1965–1991 is analysed. This is done to avoid the influence of different (falling/rising) periods in the long-term geomagnetic activity variations on the trend magnitude as well as for a comparison of *foF2* trends obtained for the same period (Mikhailov and Marin, 2000).

6. We use two selections of years in our analysis to reveal *hmF2* trends: all years and then only years around solar cycle maximum and minimum (Table 1) to check if the selection of years makes a difference as it did with the *foF2* trends. (Danilov and Mikhailov, 1999; Mikhailov and Marin, 2000).

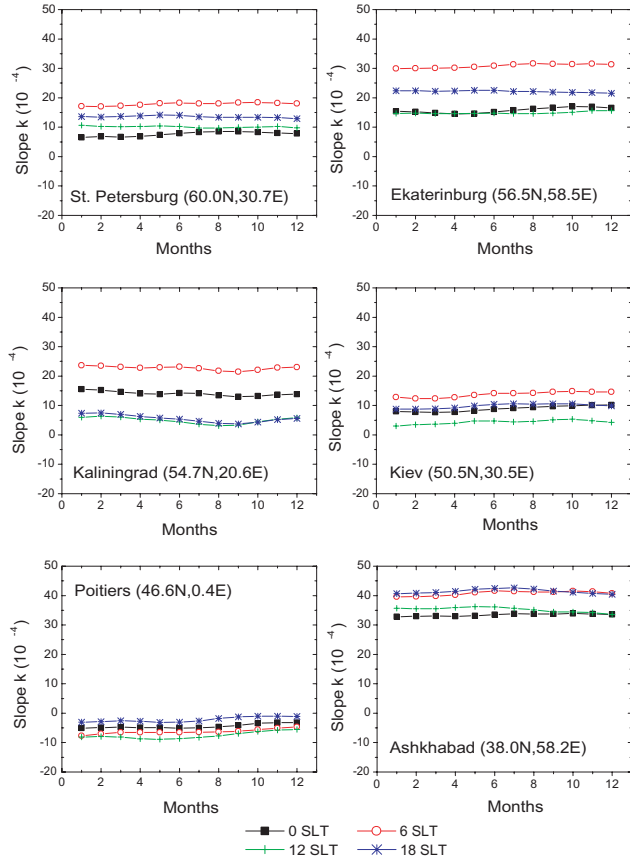


Fig. 1. Seasonal variation of the *hmF2* trends at 6 European ionosonde stations and 4 moments of SLT. Regression of *hmF2* with R_{12} (Model 1) is used.

3 *hmF2* formula selection

In searching for the *hmF2* trends it should be taken into account that *hmF2* values are not directly scaled from ionograms as are other ionospheric parameters. A practical approach to derive *hmF2* values is to use empirical formulas that link *hmF2* to the *MUF* factor, $M(3000)F_2$. Therefore, some investigations have been made in order to analyse the dependence of the results on the formula used. Bremer (1992) compared the *hmF2* trends for the Juliusruh ionosonde station using four different methods to derive *hmF2* (Shimazaki, 1955; Bradley and Dudeney, 1973; Dudeney, 1974; and Bilitza et al., 1979). He found that the choice of the formula was not critical for the derived trends. However, Ulich (2000) analysed several ionosonde stations showing that *hmF2* trends may be different both in sign and magnitude depending on the formula used to derive *hmF2*.

Therefore, we have compared *hmF2* trends for several European stations using the Shimazaki (1955) formula (Formula 1) and the Dudeney (1978) formula (Formula 2). The latter one is more accurate as it includes the dependence on the foF_2/foE ratio:

$$hmF2 = (1490M_F)/(M_3 + \Delta M) - 176$$

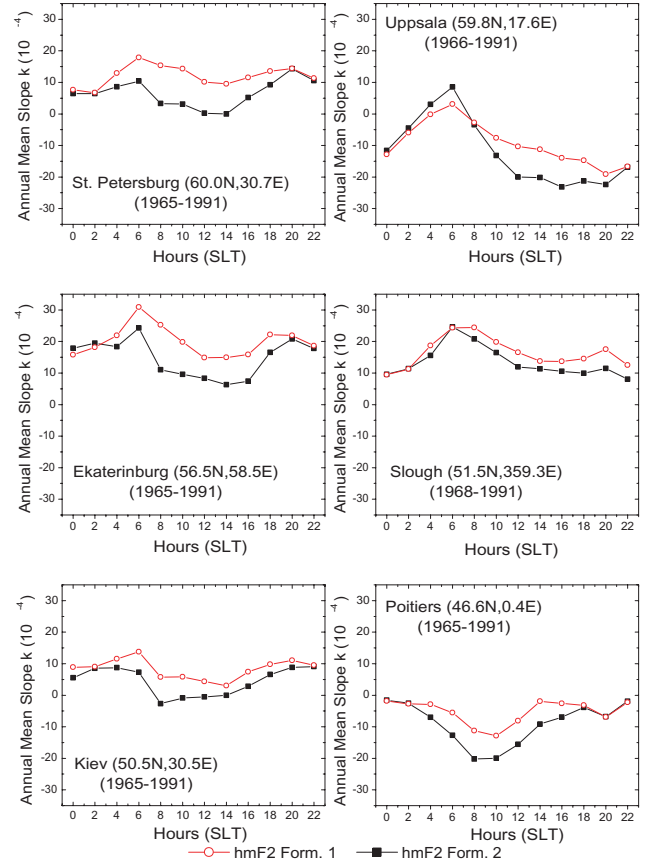


Fig. 2. Diurnal variation of the *hmF2* trends when the Shimazaki (Formula 1) and the Dudeney (Formula 2) formulas were used to derive *hmF2* from $M(3000)F_2$.

with

$$M_F = M_3 \{ [(0.0196M_3^2 + 1)/(1.2967M_3^2 - 1)]^{1/2} - 1 \}$$

$$M_3 = M(3000)F_2$$

and

$$\Delta M = 0.253/(r - 1.215) - 0.012$$

$$r = foF_2/foE.$$

The results of such a comparison for St. Petersburg, Uppsala, Ekaterinburg, Slough, Kiev and Poitiers are shown in Fig. 2. All analysed stations demonstrate a systematic behaviour of the trends when both formulas are applied; the trend magnitude tending slightly to decrease when the effect of the underlying layer is taken into account by the ratio foF_2/foE (Formula 2). The differences in the trend magnitude are not very large and they depend on the local time. Both formulas give close results during nighttime hours when foE is small, but the difference increases during daytime hours when the E-layer contribution increases. Therefore, it should be kept in mind that *hmF2* trend results are not as reliable as foF_2 ones because *hmF2* values are inferred from $M(3000)F_2$ by using some empirical formulas which insert

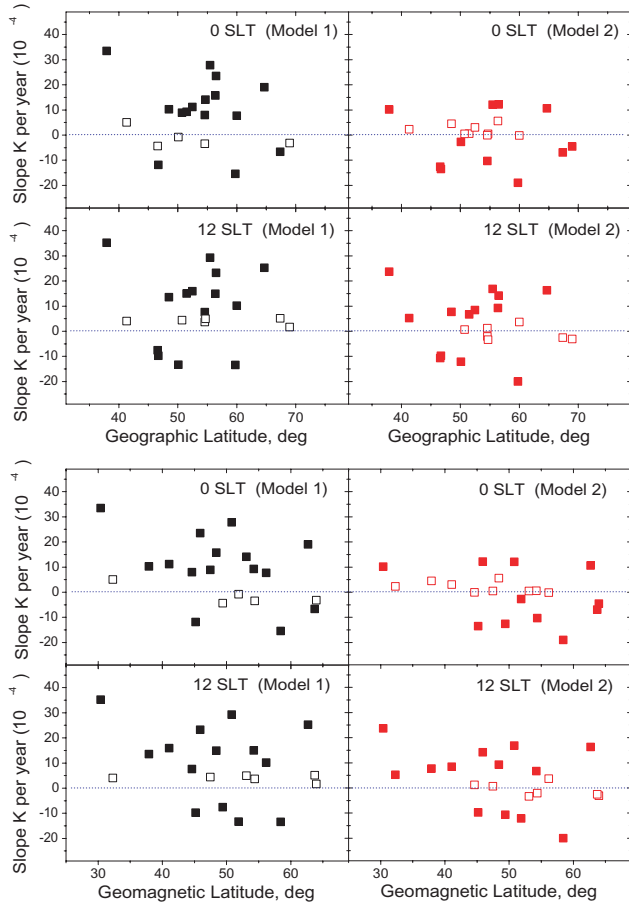


Fig. 3. A dependence of the *hmF2* trend magnitude on geographic (top panel) and geomagnetic (bottom panel) latitude for two models, 00 and 12 SLT. Filled in symbols correspond to significant trends at a 95% confidence level. Note the absence of any pronounced dependence.

an additional noise to the analysed *hmF2* values. There are some problems with the use of formula (2). It includes the *foF2/foE* ratio, which should itself demonstrate long-term variations that distort the sought *hmF2* trend. In addition, *foE* values used in the formula (2) are not available at many stations during nighttime hours. Therefore, the simple formula by Shimazaki (1955) has been chosen for our analysis. This allowed us to analyse a greater number of ionosonde stations. In this context it should be mentioned that the use of model *foE* values instead of absent *foE* observations (Upadhyai and Mahajan, 1998) should distort the *hmF2* trends as *foE* itself demonstrates a long-term trend (Givishvili and Leshchenko, 1995; Bremer, 1998) which is not reflected by an empirical model such as IRI-90.

4 Calculated *hmF2* trends

Ground-based ionosonde observations on 27 Eurasian stations located in the 37° N – 69° N and 5.6° W – 136° E sector are used in this study. The list of the stations is given in Ta-

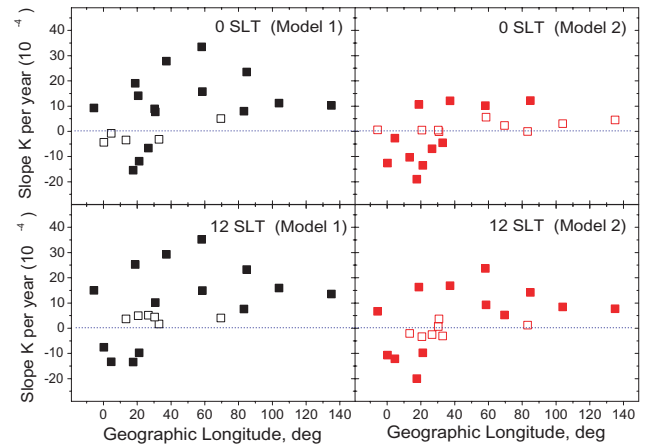


Fig. 4. Same as Fig. 3 but for the dependence on geographic longitude. Note some longitudinal effect with negative trends at western European stations.

ble 2. The observations from most of them are seen to overlap the analysed period of 1965–1991, which corresponds to the period of increasing geomagnetic activity. Moreover, this time period is the richest, with observations over the world-wide ionosonde network.

The calculated *hmF2* linear trends for four SLT moments (0, 6, 12 and 18) and two models are shown in Table 2. An inclusion of the dependence on Ap_{12} to the regression (Model 2) makes the trends more negative, while Model 1 provides more positive trend magnitudes. Mikhailov and Marin (2000) found the opposite effect of taking into account the dependence on the Ap index for the *foF2* trends which were more positive in the latter case.

Most of the stations listed in Table 2 show significant trends. The number of stations with significant trends (negative and positive) for four SLT moments and two models is summarised in Table 3. Most of them are seen to be positive even when the Ap index is included to the regression (Model 2). The only exception is for the 00 SLT (Model 2) case when the numbers of positive and negative significant trends are nearly the same. Therefore, the majority of the significant *hmF2* trends are positive regardless of the model used. This is an important result of our analysis, which gives a clue for further physical interpretation.

Using the results given in Table 2, spatial (both latitudinal and longitudinal) variations of the *hmF2* trends have been analysed. The slopes K at 00 and 12 SLT for the stations with observations available for the whole period 1965–1991 are plotted versus latitude (geomagnetic and geographic) and geographic longitude in Figs. 3 and 4, respectively. Regressions of *hmF2* with R_{12} (Model 1) and with $R_{12} + Ap_{12}$ (Model 2) are used in both figures for a comparison. The scatter of the slope K at the analysed stations is seen to be smaller when the Ap_{12} index is included to the regression (Model 2). The calculated trends are seen to demonstrate no latitudinal dependence (Fig. 3) regardless of whether geographic or geomagnetic latitude is used, while a pronounced

Table 2. Ionosonde stations and calculated annual mean slope K (in 10^{-4} units) for the period 1965–1991. Regression of *hm*F2 with R_{12} (Model 1) and with $R_{12} + A_{p12}$ (Model 2), and all years in the indicated period are used to obtain *hm*F2 linear trends. Significant trends at a confidence level of 95% are denoted by an “s” after the value

STATION	Lat. Geomag.	Lat. Geograp.	Long. Geograp.	0 SLT Model 1	0 SLT Model 2	6 SLT Model 1	6 SLT Model 2	12 SLT Model 1	12 SLT Model 2	18 SLT Model 1	18 SLT Model 2	Analysed Years
MURMANSK	64	69	33	-3.23	-4.63 s	3.48	-1.60	1.66	-3.09	3.43	-0.10	1965–91
SODANKYLA	63.73	67.4	26.6	-6.71 s	-6.94 s	8.24 s	1.50	5.08	-2.58	1.04	-3.26	1965–91
LYCKSELE	62.7	64.7	18.8	18.98 s	10.62 s	24.26 s	16.65 s	25.22 s	16.29 s	22.41 s	15.95 s	1965–91
ARKHANGELSK	58.7	64.6	40.5	-2.36	-5.31	8.95 s	6.15 s	4.77	-0.28	15.08 s	11.43 s	1970–89
UPPSALA	58.44	59.8	17.6	-15.49 s	-19.06 s	-0.11	-7.29 s	-13.42 s	-20.08 s	-19.85 s	-23.6 s	1965–91
ST PETERSBURG	56.17	60	30.7	7.64 s	-0.23	17.87 s	8.28 s	10.12 s	3.67	13.54 s	7.05	1965–91
JULIUSRUH	54.4	54.6	13.4	-3.48	-10.38 s	2.67	-4.42 s	3.63	-2.08	-0.19	-4.69 s	1965–91
SLOUGH	54.25	51.5	359.4	9.19 s	0.51	23.78 s	11.92 s	15.00 s	6.64 s	15.66 s	7.55 s	1965–91
KALININGRAD	53.1	54.7	20.6	14.06 s	0.44	22.75 s	9.23 s	4.91	-3.36	5.55	-1.91	1965–91
DOURBES	51.89	50.1	4.6	-0.86	-2.77 s	-2.71	-2.89 s	-13.36 s	-12.14 s	-23.75 s	-12.95 s	1965–91
YAKUTSK	51.2	62	129.6	19.55 s	11.16 s	22.66 s	12.58 s	15.96 s	6.93 s	18.37 s	9.92 s	1965–90
TUNGUSKA	50.9	61.6	90	9.7 s	2.53	4.64	0.64	16.64 s	9.15 s	12.77 s	6.95 s	1969–91
MOSCOW	50.82	55.5	37.3	27.8 s	12.07 s	31.87 s	18.19 s	29.26 s	16.82 s	31.18 s	18.12 s	1965–91
MAGADAN	50.75	60	151	9.29 s	2.15	9.02	0.35	-9.52 s	-14.2 s	3.19	2.90	1969–91
GORKY	50.29	56.15	44.28	0.69	-3.34	8.77 s	4.95	15.47 s	8.03 s	14.58 s	9.67 s	1965–88
POITIERS	49.4	46.6	0.3	-4.43	-12.63 s	-6.09 s	-12.9 s	-7.59 s	-10.74 s	-2.19	-5.75	1965–91
EKATERINBURG	48.42	56.4	58.6	15.75 s	5.57	30.87 s	19.6 s	14.87 s	9.21 s	22.15 s	14.61 s	1965–91
KIEV	47.5	50.72	30.3	8.89 s	0.41	13.75 s	5.37	4.35	0.64	9.82 s	4.93	1965–91
TOMSK	45.92	56.5	84.9	23.45 s	12.17 s	22.48 s	11.17 s	23.17 s	14.19 s	21.26 s	12.64 s	1965–91
BEKESCSABA	45.2	46.7	21.2	-11.94 s	-13.54 s	-3.77	-6.61 s	-9.8 s	-9.84 s	-9.39 s	-8.73 s	1965–91
NOVOSIBIRSK	44.61	54.6	83.2	7.96 s	-0.06	8.17 s	-0.15	7.59 s	1.17	6.2 s	0.28	1965–91
IRKUTSK	41.06	52.5	104	11.13 s	2.96	17.43 s	7.68 s	15.92 s	8.41 s	16.62 s	9.03 s	1965–91
KHABAROVSK	37.91	48.5	135.1	10.27 s	4.50	22.89 s	7.67	13.48 s	7.69 s	14.63 s	7.88 s	1965–91
NOVOKAZILINSK	37.6	45.77	62.12	1.44	-5.12	15.07 s	5.19	-0.97	-7.44	6.39	2.17	1965–88
ALMA ATA	33.42	43.2	76.9	12.51 s	5.64 s	28.27 s	20.84 s	18.77 s	16.31 s	22.98 s	19.55 s	1965–88
TASHKENT	32.3	41.33	69.62	4.99	2.29	10.98 s	6.51	3.97	5.17 s	9.37 s	8.01 s	1965–91
ASHKHABAD	30.39	37.9	58.3	33.41 s	10.16 s	40.78 s	22.89 s	35.22 s	23.7 s	41.44 s	23.23 s	1965–91

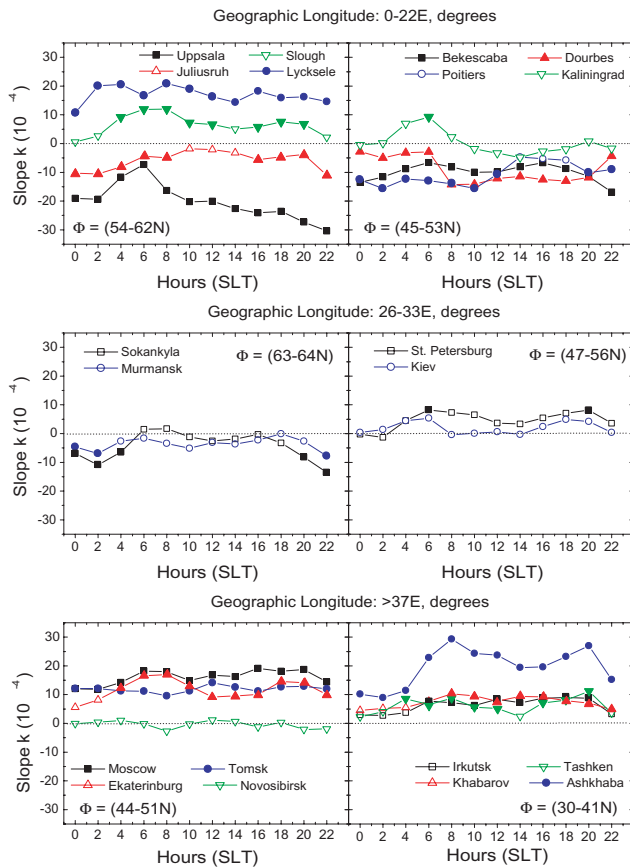


Fig. 5. Diurnal variation of the *hmF2* trends in three longitudinal sectors. Regression of *hmF2* with $R_{12} + Ap_{12}$ (Model 2) was used. Filled in symbols correspond to significant trends at a 95% confidence level. The interval of geomagnetic latitudes Φ where stations are located is given in the plots.

latitudinal dependence was revealed for the *foF2* trends (Danilov and Mikhailov, 1999; Mikhailov and Marin, 2000). This is another interesting result of our analysis which should be reconciled with the previous conclusions on the *foF2* trends. On the other hand, some longitudinal effect is seen in Fig. 4. The trends have a tendency to have different signs in the West European and in the East European/Asian longitudinal sectors.

All negative trends are observed at the stations located between 0 and 33° E, while significant positive trends are observed to the east from 33° E. But it should be pointed out that some stations, such as Slough or Lycksele, demonstrate significant positive trends and they are located in the West European longitudinal sector.

To study this effect in more detail, the diurnal variation of the trends has been calculated for all ionosonde stations shown in Fig. 4 (those ones with available observations for the period 1965–1991) using Model 2. The results are presented in Fig. 5. Stations have been separated according to their longitude. Whereas most of the analysed stations located in the 0–22° E longitudinal sector have negative trends (Fig. 5, top), those with $\lambda > 37^\circ$ E (bottom panel) present

significant positive trends for all SLT. Stations in the boundary region (middle panel) show small positive or negative trends which are not significant. A similar longitudinal effect was found earlier by Bremer (1998). It should be stressed that although we observe some stations with significant negative trends (all located in a small longitudinal sector of western Europe), they are a minority as most of the stations are seen to present positive trends (see Tables 2 and 3). This longitudinal effect also requires physical interpretation.

Another point which should be taken into account in the long-term trends analysis is the possible influence of the hysteresis effect. Similar to *foF2*, the $M(3000)F2$ values also demonstrate a hysteresis effect in their solar cycle variations (Rao and Rao, 1969). As *hmF2* values are derived from $M(3000)F2$, some effect may also be expected in the *hmF2* variations as well. Danilov and Mikhailov (1999) and Mikhailov and Marin (2000) found in their *foF2* long-term trends research that only when the hysteresis effect at the rising and falling phases of a solar cycle was avoided, was it possible to obtain stable significant trends. They recommended using a selection of years around solar cycle maximum and minimum for the *foF2* trends analysis. Taking into account this result, we have tried to check the effect of the year selection on the resultant *hmF2* trends. By analogy with the *foF2* trends analysis, we considered all years and then only years around the solar cycle extrema. The results of this comparison are given in Table 4 (Model 1) and in Table 5 (Model 2). The selection of years applied in this analysis is based on the observed annual mean R_{12} variations. Two or three years around solar cycle maxima (M) and minima (m) with close annual mean R_{12} values are selected for each solar cycle (Table 1). As it can be seen from Tables 4 and 5, although there are some small differences in the *hmF2* slopes for the two selections of years, the character of the trends does not change. Therefore, this (M)+(m) selection of years does not help to reveal *hmF2* trends, as it did in the case of the *foF2* trends. There is still no explanation for this result. Therefore, to reveal *hmF2* long-term trends, all years with available observations are used (as done in Table 2) since this increases the statistics and the confidence of results obtained.

5 Discussion

The physical mechanism of the ionospheric trends remains still unclear. Although the thermosphere cooling due to an increase in the atmospheric greenhouse gases has been proposed by different researchers as an explanation for *hmF2* long-term trends, the results of the F2-layer parameter trends analysis cannot be explained by this greenhouse hypothesis. Global cooling of the upper atmosphere due to this effect would result in a negative *hmF2* trend (Bremer, 1992; Ulich and Turunen, 1997) and a positive one in *foF2* at least for the midlatitude F2-layer (Mikhailov and Marin, 2000), which is contrary to the obtained observations. This conclusion was obtained for the Northern Hemisphere stations. Long-term *hmF2* trends for the Southern Hemisphere stations of the Ar-

Table 3. Number of stations with significant (positive and negative) *hmF2* trends taking into account the results presented in Table 2. Confidence level of 95% is applied

Number of analysed Stations	0 SLT Model 1	0 SLT Model 2	6 SLT Model 1	6 SLT Model 2	12 SLT Model 1	12 SLT Model 2	18 SLT Model 1	18 SLT Model 2
27	19 sig. 16 posit. 3 negat.	13 sig. 6 posit. 7 negat.	20 sig. 19 posit. 1 negat.	17 sig. 12 posit. 5 negat.	19 sig. 14 posit. 5 negat.	18 sig. 13 posit. 5 negat.	20 sig. 17 posit. 3 negat.	18 sig. 14 posit. 4 negat.

Table 4. Calculated annual mean slope *K* (in 10^{−4} units) for the period 1965–1991. Regression of *hmF2* with *R*₁₂ (Model 1), and all years as well as years around solar maximum and minimum (Mm years) are used to obtain *hmF2* linear trends. Significant trends at a confidence level of 95% are denoted by an “s” after the value

STATION	0 SLT All years	0 SLT Mm years	6 SLT All years	6 SLT Mm years	12 SLT All years	12 SLT Mm years	18 SLT All years	18 SLT Mm years	Analysed Years
MURMANSK	−3.23	1.00	3.48	1.56	1.66	4.38	3.43	3.02	1965–91
SODANKYLA	−6.71 s	−10.03 s	8.24 s	6.43 s	5.08	5.75	1.04	0.48	1965–91
LYCKSELE	18.98 s	20.27 s	24.26 s	24.85 s	25.22 s	30.6 s	22.41 s	23.11 s	1965–91
ARKHANGELSK	−2.36	5.39	8.95 s	13.46 s	4.77	7.56	15.08 s	16.37 s	1970–89
UPPSALA	−15.49 s	−8.67	−0.11	3.53	−13.42 s	−7.68	−19.85 s	−16.08 s	1965–91
ST PETERSBURG	7.64 s	11.23 s	17.87 s	15.84 s	10.12 s	13.03 s	13.54 s	13.71 s	1965–91
JULIUSRUH	−3.48	0.33	2.67	4.94	3.63	8.23 s	−0.19	2.95	1965–91
SLOUGH	9.19 s	13.05 s	23.78 s	22.55 s	15.00 s	15.46 s	15.66 s	18.56 s	1965–91
KALININGRAD	14.06 s	14.07 s	22.75 s	17.98 s	4.91	5.10	5.55	5.46	1965–91
DOURBES	−0.86	−1.01	−2.71	−1.23	−13.36 s	−6.26 s	−23.75 s	−19.91 s	1965–91
YAKUTSK	19.55 s	16.8 s	22.66 s	18.19 s	15.96 s	16.41 s	18.37 s	16.97 s	1965–90
TUNGUSKA	9.7 s	13.08 s	4.64	3.76	16.64 s	19.02 s	12.77 s	13.79 s	1969–91
MOSCOW	27.8 s	36.89 s	31.87 s	40.79 s	29.26 s	42.6 s	31.18 s	41.81s	1965–91
MAGADAN	9.29 s	10.42 s	9.02	10.39 s	−9.52 s	−2.63	3.19	2.54	1969–91
GORKY	0.69	2.29	8.77 s	7.01	15.47 s	16.7 s	14.58 s	15.35 s	1965–88
POITIERS	−4.43	−0.71	−6.09 s	−2.34	−7.59 s	−2.00	−2.19	7.19	1965–91
EKATERINBURG	15.75 s	16.84 s	30.87 s	32.35 s	14.87 s	18.29 s	22.15 s	25.2 s	1965–91
KIEV	8.89 s	12.58 s	13.75 s	17.69 s	4.35	6.35	9.82 s	11.24 s	1965–91
TOMSK	23.45 s	20.01 s	22.48 s	19.26 s	23.17 s	22.37 s	21.26 s	20.27 s	1965–91
BEKESCSABA	−11.94 s	−9.58 s	−3.77	0.58	−9.8 s	−6.77 s	−9.39 s	−6.23 s	1965–91
NOVOSIBIRSK	7.96 s	9.78 s	8.17 s	7.80	7.59 s	12.06 s	6.2 s	9.6 s	1965–91
IRKUTSK	11.13 s	8.54 s	17.43 s	10.74 s	15.92 s	12.01 s	16.62 s	11.32 s	1965–91
KHABAROVSK	10.27 s	10.93 s	22.89 s	2.77 s	13.48 s	7.66 s	14.63 s	12.48 s	1965–91
NOVOKAZILINSK	1.44	1.38	15.07 s	13.72	−0.97	−1.10	6.39	10.27	1965–88
ALMA ATA	12.51 s	15.12 s	28.27 s	29.71 s	18.77 s	20.99 s	22.98 s	25.81 s	1965–88
TASHKENT	4.99	5.93	10.98 s	5.52	3.97	3.02	9.37 s	6.53	1965–91
ASHKHABAD	33.41 s	32.32 s	40.78 s	37.79 s	35.22 s	35.04 s	41.44 s	41.35 s	1965–91

gentine Islands and Port Stanley were analysed by Jarvis et al. (1998) and for the Concepcion station by Foppiano et al (1999). Primarily negative *hmF2* trends were revealed at these stations, especially for Port Stanley. The *hmF2* observations from the first two stations were analysed by Danilov and Mikhailov (2001) using the same approach applied in this paper to reveal the trends. The Argentine Islands data are shown to demonstrate primarily positive *hmF2* trends similar to most of the Northern Hemisphere stations, whereas at Port Stanley, there is a stable negative *hmF2* trend around the clock. It was concluded that the difference might be due to the fact that Port Stanley is close to the region of the South-Atlantic Geomagnetic Anomaly where processes

of direct corpuscular ionisation may play some role in the F2 layer formation thus disturbing the “normal” picture of *hmF2* behaviour. A similar effect with negative *hmF2* trends during nighttime hours takes place at Sodankyla which may be attributed to the F-region ionization by the soft electron precipitation (Mikhailov and Marin, 2001). Concepcion is a low-latitude station ($\Phi = -25.1$) located at the poleward slope of the equatorial anomaly bulge where F2-layer formation is strongly controlled both by thermospheric winds and plasma influx due to the “fountain” effect. Therefore, a special analysis is required to estimate the contribution of winds and equatorial electric fields to the formation of *hmF2* trends at this station. Similar to other trend researchers, Fop-

Table 5. Calculated annual mean slope K (in 10^{-4} units) for the whole period with *hmF2* observations available on a particular ionosonde station. Regression of *hmF2* with $R_{12} + Ap_{12}$ (Model 2), and all years as well as years around solar maximum and minimum (Mm years) are used to obtain *hmF2* linear trends. Significant trends at a confidence level of 95% are denoted by an “s” after the value

STATION	0 SLT All years	0 SLT Mm years	6 SLT All years	6 SLT Mm years	12 SLT All years	12 SLT Mm years	18 SLT All years	18 SLT Mm years	Analysed Years
MURMANSK	−2.15	−0.68	−6.89 s	−4.97	−3.23 s	−0.98	−3.12 s	−1.25	1958–93
SODANKYLA	−10.63 s	−9.55 s	2.26 s	−1.16	−1.39	−2.68	−8.16 s	−9.8 s	1958–97
LYCKSELE	0.98	2.66	−0.05	3.06	1.23	3.52	−2.77	−2.49	1958–97
ARKHANGELSK	−5.31	−0.14	6.15 s	8.25	−0.28	−1.79	11.43 s	9.48 s	1970–89
UPPSALA	−2.79	−1.22	0.07	1.80	1.79	3.97	−3.01	−3.39	1958–97
ST PETERSBURG	3.15 s	3.13	5.84 s	4.50	0.32	3.99	2.26	3.38	1958–95
JULIUSRUH	−5.82 s	−5.96 s	−3.07 s	−1.32	−2.05	0.94	−4.18 s	−3.16	1958–91
SLOUGH	−4.49 s	−4.07	1.19	−2.3	0.63	−1.31	0.59	−0.12	1958–96
KALININGRAD	−1.18	−1.56	8.44 s	2.52	−2.95	−4.33	−3.08	−3.03	1965–93
DOURBES	−2 s	−2.72 s	0.13	−0.22	0.56	−0.33	−2.92	−2.90	1958–96
YAKUTSK	3.29	4.72	3.16	5.70	−0.04	3.81	3.01	5.69 s	1958–90
TUNGUSKA	3.29	5.93 s	1.93	0.19	11.08 s	12.12 s	6.01 s	8.04 s	1969–96
MOSCOW	19.79 s	17.28 s	21.82 s	19.58 s	24 s	25.88 s	23.74 s	22.15 s	1958–95
MAGADAN	−0.07	−0.72	−0.13	−3.17	−15.74 s	−9.89 s	−4.91	−6.95	1969–93
GORKY	−4.15 s	−6.23	3.35	−0.36	8.83 s	6.86	9.42 s	6.02	1959–88
POITIERS	−2.36	−1.89	−9.19 s	−4.58	−8.92 s	−4.36	−0.93	3.30	1958–95
EKATERINBURG	9.79 s	3.65	18.21 s	16.46 s	14.71 s	12.01 s	19 s	16.44 s	1958–94
KIEV	0.41	2.81	5.37	8.06	0.64	2.08	4.93	5.65	1965–91
TOMSK	4.81 s	2.68	5.22 s	3.80	4.86 s	4.73 s	5.24 s	4.9 s	1958–96
BEKESCSABA	−15.29 s	−11.48 s	−4.54 s	−2.70	−11.44 s	−6.83 s	−10.26 s	−5.44	1965–92
NOVOSIBIRSK	−3.41 s	−3.90	−4.39 s	−4.13	0.80	2.03	−1.96	0.07	1959–92
IRKUTSK	−4.45 s	−4.20	−2.99	−3.28	1.62	1.59	1.76	1.59	1959–91
KHABAROVSK	9.08 s	2.79	8.25 s	4.09	11.55 s	1.58	14.64 s	4.56	1960–92
NOVOKAZILINSK	−5.12	−5.41	5.19	3.59	−7.44 s	−7.87	2.17	5.96	1965–88
ALMA ATA	7.1 s	7.76 s	19.7 s	20.51 s	13.28 s	15.62 s	18.98 s	19.94 s	1958–88
TASHKENT	1.74	4.10	5.73 s	2.87	5.17 s	5.80	6.95 s	6.31	1962–92
ASHKHABAD	10.01 s	10.11 s	17.07 s	12.94 s	15.99 s	13.67 s	18.01 s	14.14 s	1958–97

piano et al. (1999) have analysed all available (1958–1994) observations which belong to different periods in the geomagnetic activity long-term variation and this cannot be ignored in the F2-layer parameters trend analysis (Mikhailov and Marin, 2000, 2001). In addition, it should be stressed that mechanisms of F2-layer trends are different at low, middle and high-latitude stations, reflecting the specificity of the F2-layer formation and they can hardly be attributed just to the thermosphere cooling due to the greenhouse effect.

In connection with this discussion it is interesting to consider the results by Keating et al. (2000) who, in analysing the orbits of 5 satellites, found a $9.8 \pm 2.5\%$ decrease in the total thermospheric density ρ at 350 km in 1996 with respect to 1976. They attribute this effect to a 10% increase in the atmospheric CO₂ abundance. According to their estimates, such a 10% decrease in ρ should result in a 5 km lowering of the constant pressure level. This seems to be in line with the *hmF2* long-term decrease which many researchers are looking for. The Keating et al. (2000) results may be considered as the first and the only direct experimental evidence for long-term changes in the thermosphere presumably related with the greenhouse thermosphere cooling hypothesis. But one should keep in mind that such small (less than 10% over

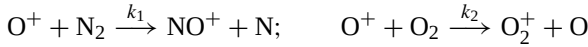
20 years) changes in ρ may be due to some other reasons, such as: the conversion of orbital data to atmospheric density, the accuracy of the empirical model MET99 used for the data reduction. Unfortunately ionospheric F2layer observations cannot help us to reveal such small changes in ρ which (if they really exist) are masked by stronger processes. On the other hand, according to the geomagnetic control concept by Mikhailov and Marin (2000), the 1996 belongs to the period of decreasing geomagnetic activity (1990–91 is a turning point), therefore one should expect negative *hmF2* trend at mid-latitudes after 1991 which is due to a decrease in geomagnetic activity but not to a greenhouse effect. Some examples of such change in the *hmF2* trends after 1991 are given in Fig. 6.

This explanation for the F2-layer parameter long-term trends, which are not of the man-made origin, is related to long-term changes in geomagnetic activity. It was shown that the observed *foF2* trends could be explained by an increase in the F2-layer storm activity as a result of the increasing geomagnetic activity. Moreover, the sign of the detected trends was shown to be different for the period prior to and after 1965, in accordance with the change in the smoothed variation of geomagnetic activity (1965 is an

other turning point). Therefore, trends should be analysed over a time interval which does not include different (increasing/decreasing) periods in geomagnetic activity. This was the reason for analysing the *hmF2* trends for the time period 1965–1991 with the increasing geomagnetic activity. Such proposed geomagnetic control of the *foF2* trends implies corresponding trends in *hmF2*. So let us analyse *hmF2* trends from this point of view. An approximate expression for *hmF2* can be written for the day-time mid-latitude F2-region according to Ivanov-Kholodny and Mikhailov (1986):

$$h_m \cong \frac{H}{3} \{ \ln[O]_1 + \ln\beta_1 + \ln(H^2/0.54d) \} + cW, \quad (2)$$

where $H = kT_n/mg$ is the scale height and $[O]$ is the concentration of atomic oxygen, β is the linear loss coefficient at a fixed height h_1 , W (in m/s) is the vertical plasma drift which is primarily related to thermospheric winds, c is a coefficient close to unity, $d = 1.38 \times 10^{19} * (T_n/1000)^{0.5}$ is a coefficient in the expression for the ambipolar diffusion coefficient $D = d/[O]$. The loss coefficient β depends on the density of the molecular gases N_2 and O_2 : $\beta = k_1[N_2] + k_2[O_2]$, where k_1 and k_2 are the reaction rate constants of the two processes controlling the sink of O^+ ions in the F2-region:



both rate constants being temperature dependent (Hierl et al., 1997).

The main processes responsible for the F2-layer storm effects are known: neutral composition, temperature and thermospheric wind changes at middle and lower latitudes, while electric fields and particle precipitation strongly affect the high-latitude F2-region (Prölss, 1995, and references therein). During geomagnetic disturbed periods, the high-latitude energy inputs (Joule heating and particle precipitation) cause changes in the thermosphere global circulation. These result in a perturbation of neutral composition and temperature, with a decrease in $[O]$ and an increase in $[N_2]$, $[O_2]$ and neutral temperature. Such perturbations are believed to be the main reason for the mid-latitude F2-region negative storm effect. They result in an increase of the linear loss coefficient β (due to the N_2 and O_2 concentrations and temperature increase) with a corresponding *hmF2* increase. The decrease in atomic oxygen concentration has an opposite effect on *hmF2*, but the effect of a β increase usually prevails (Mikhailov and Förster, 1997, 1999). Therefore, we should expect positive *hmF2* trends at middle latitudes as a reaction to an increase in geomagnetic activity.

At lower latitudes, neutral composition variations are not large (e.g. Prölss, 1995 and references therein) and the usual observed positive F2-layer storm effects are primarily due to an increase in the equatorward thermospheric wind. Some contribution to the F2-layer positive storm effects at lower latitudes provides atomic oxygen (Mikhailov et al. 1995). This results in small or even positive *foF2* trends at lower latitudes, as was shown by Mikhailov and Marin (2000) and should result in positive *hmF2* trends as well. As both mechanisms work in one direction (*hmF2* increase), changing

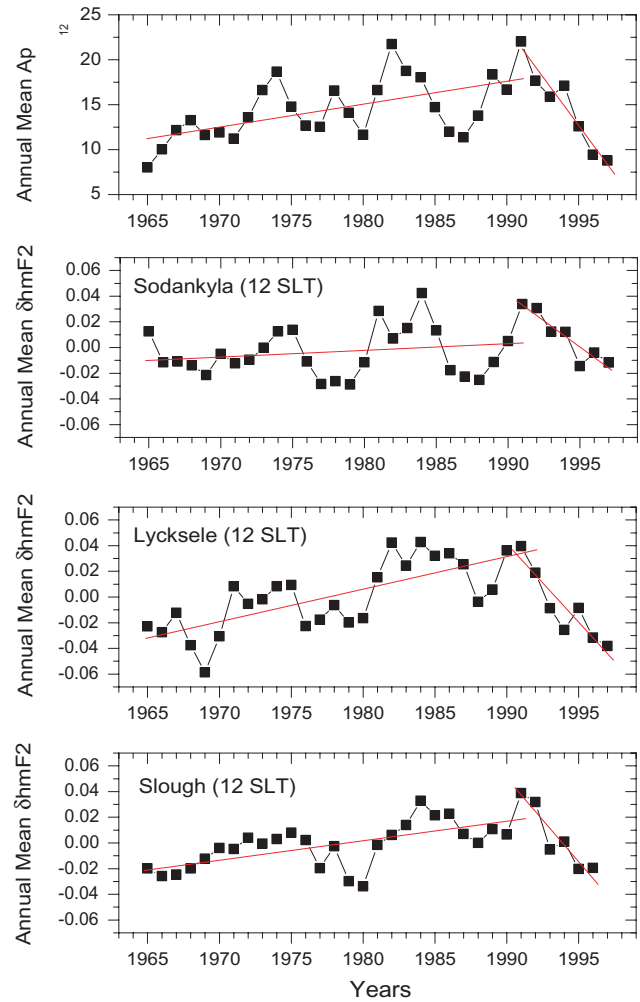


Fig. 6. Annual mean Ap_{12} and $\delta hmF2$ variations at Sodankyla, Lycksele and Slough, and 12 SLT (Model 1). Note different signs of trends for the period prior and after 1991.

each other as we pass from middle to lower latitudes, one should not expect any pronounced latitudinal dependence in *hmF2* trends, as it was shown by our analysis. Therefore, the revealed positive *hmF2* trends from the majority of the stations can be explained by the F2-layer storm mechanism due to the long-term increase in geomagnetic activity which takes place after 1965.

Some of the stations located in the same longitudinal sector (western region of Europe) have been found to present negative trends. These trends cannot be explained by the geomagnetic hypothesis and they require an additional analysis. This may be due to the low quality of *hmF2* data. It should be stressed that *hmF2* values were derived from $M(3000)F2$ by using an empirical formula which inserts an additional noise to the analysis and, therefore, *hmF2* trend results are not as reliable as *foF2* ones. Ionospheric trend analysis is a very delicate procedure and an inclusion of some erroneous points may seriously affect the K value. This is really strange when close stations demonstrate *hmF2* trends of different signs.

Table 6. Calculated coefficients of correlation r between annual mean *hmF2* and Ap_{12} values for the whole period with *hmF2* observations available on a particular ionosonde station. Regression of *hmF2* with R_{12} (Model 1) and with $R_{12} + Ap_{12}$ (Model 2), and all years in the indicated period are used to obtain the coefficients. Significant coefficients at a confidence level of 95% are denoted by “s” after the value

STATION	0 SLT Model 1	0 SLT Model 2	12 SLT Model 1	12 SLT Model 2	Analysed Years
MURMANSK	0.157	−0.008	0.449 s	0.054	1958–93
SODANKYLA	0.011	−0.006	0.525 s	−0.003	1958–97
LYCKSELE	0.509 s	0.040	0.476 s	0.038	1958–97
ARKHANGELSK	0.490 s	−0.021	0.819 s	−0.017	1970–89
UPPSALA	0.164	−0.004	0.236	−0.008	1958–97
ST PETERSBURG	0.608 s	0.053	0.389 s	0.029	1958–95
JULIUSRUH	0.576 s	−0.040	0.579 s	0.020	1958–91
SLOUGH	0.624 s	−0.007	0.587 s	−0.004	1958–96
KALININGRAD	0.683 s	0.039	0.496 s	0.036	1965–93
DOURBES	0.274	−0.075	−0.096	−0.037	1958–96
YAKUTSK	0.597 s	0.038	0.670 s	0.074	1958–90
TUNGUSKA	0.687 s	0.053	0.569 s	0.073	1969–96
MOSCOW	0.512 s	0.030	0.383 s	0.024	1958–95
MAGADAN	0.627 s	0.023	0.386 s	0.020	1969–93
GORKY	0.312	−0.082	0.509 s	−0.023	1959–88
POITIERS	0.439 s	−0.018	0.162	−0.030	1958–95
EKATERINBURG	0.467 s	0.012	0.311	0.005	1958–94
KIEV	0.672 s	0.012	0.307	0.021	1965–91
TOMSK	0.635 s	0.055	0.580 s	0.048	1958–96
BEKESCSABA	0.100	−0.015	0.008	−0.003	1965–92
NOVOSIBIRSK	0.648 s	−0.023	0.585 s	0.045	1959–92
IRKUTSK	0.548 s	0.019	0.517 s	0.044	1959–91
KHABAROVSK	0.404 s	0.025	0.338 s	0.011	1960–92
NOVOKAZILINSK	0.366	0.013	0.448 s	0.002	1965–88
ALMA ATA	0.547 s	0.041	0.202	0.029	1958–88
TASHKENT	0.230	−0.011	−0.143	−0.035	1962–92
ASHKHABAD	0.498 s	0.045	0.328 s	0.046	1958–97

An example of this fact can be observed when comparing Lycksele and Uppsala ionosonde stations. These stations are pretty close (see Table 2), but they demonstrate significant trends of different signs. Nonetheless, positive *hmF2* trends obtained for most of the stations analysed may be considered as serious support for the geomagnetic origin of the F2-layer parameter long-term trends.

Finally, in order to test the proposed relationship between the *hmF2* trends and geomagnetic activity, we calculated the correlation coefficients between the annual mean $\delta hmF2$ and the Ap_{12} for each ionosonde station, using the whole period with observations available. The results of this analysis are given in Table 6. All analysed stations demonstrate positive $\delta hmF2$ – Ap_{12} correlation, with most of them (19 of 27 both at 00 and 12 SLT) being significant with a confidence level of 95% when Model 1 is used. Such correlation disappears when a geomagnetic index is included to the regression (Model 2) and this is not surprising. The obtained positive correlation (when Model 1 is used) may be considered as a clear indication of the relationship between *hmF2* trends and geomagnetic activity. However, it should be pointed out that despite the fact that the $\delta hmF2$ – Ap_{12} correlation disappears when Ap_{12} is taken into account in the regression (Model 2),

the inclusion of this index, in fact, does not remove the geomagnetic effects on the trends (Mikhailov and Marin, 2000, 2001). Although there is an obvious relationship between the F2-layer parameter trends and the geomagnetic activity, it is impossible to remove this geomagnetic effect from the trends revealed using any conventional index (e.g. monthly or annual mean Ap) of geomagnetic activity. If it could be done using the conventional indices, the problem of the F2-layer storm description and prediction would have been solved long ago, but this is not the case up until now. This is not surprising as any global geomagnetic activity index cannot, in principle, take into account the whole complexity of F2-layer storm effects with positive and negative phases depending on season, UT and LT of storm onset, storm magnitude, etc. Indeed, the inclusion of Ap_{12} to the regression (Model 2) has some effect on the trend magnitude, but without changing, in principle, the results obtained when Ap_{12} was not considered (Model 1). It was shown that the majority of detected *hmF2* trends were positive regardless of the model used (Table 3). Therefore, any interpretation of the F2-layer parameter trends should consider the geomagnetic effect as an inalienable part of the trends revealed and this can be done based on the contemporary understanding of the

F2-layer storm mechanisms. On the other hand an additional analysis is required to find out the reason for significant negative $hmF2$ trends revealed at some stations.

6 Conclusions

The main results of this analysis may be listed as follows:

1. The new approach proposed by Danilov and Mikhailov (1998, 1999) and Mikhailov and Marin (2000) has been used to reveal $hmF2$ linear trends at 27 European and Asian ionosonde stations. Although the choice of a simple formula by Shimazaki (1955) for the $hmF2$ derivation has no principle influence on the trends obtained during nighttime hours, the trends turn out to be slightly less if the effect of underlying ionisation is taken into account by applying more accurate formulas during daytime hours.

2. The majority of the stations show significant positive trends for the period of increasing geomagnetic activity 1965–1991, without any dependence on latitude (neither magnetic nor geographic). This result can be explained in the framework of the long-term increase in geomagnetic activity and related F2-layer storm activity. The significant positive correlation obtained between the annual $\delta hmF2$ and Ap_{12} values confirms this close relationship between $hmF2$ trends and geomagnetic activity. However, some stations located in the western part of Europe demonstrate significant negative trends. This longitudinal effect (earlier revealed by Bremer) needs further analysis as significant negative trends observed at some western European stations are not explained within the geomagnetic control concept.

3. Unlike the case with $foF2$ trends, a selection of years around solar cycle minimum and maximum does not help to reveal $hmF2$ trends and using of all years with available observations may be recommended for the $hmF2$ trends analysis. This increases the statistics and the confidence of results obtained.

4. Positive significant $hmF2$ trends obtained for the majority of the stations considered (regardless of the model used) contradict the suggestion that thermospheric cooling due to the greenhouse effect might be the cause of the F2-layer parameter trends. However, they can be explained in the framework of the geomagnetic control hypothesis proposed by Mikhailov and Marin (2000).

Acknowledgements. This work was in part supported by the Russian foundation for Fundamental Research under Grant 00–05–64189, and it has also been possible thanks to financial support granted by the National Institute of Aerospace Technology (INTA – Spain).

Topical Editor M. Lester thanks L. Cander and J. Lastovicka for their help in evaluating this paper.

References

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

- Bradley, P. A. and Dudeney, J. R., A simple model of the vertical distribution of electron concentration in the ionosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 35, 2131–2146, 1973.
- Bremer, J., Ionospheric trends in mid-latitudes as a possible indicator of the atmospheric greenhouse effect, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 54, 1505–1511, 1992.
- Bremer, J., Trends in the ionospheric E and F regions over Europe, *Ann. Geophys.*, 16, 986–996, 1998.
- CCIR, Documents CCIR Study Group, Period 1986–1990, Geneva, 27 April – 10 May, Rec. 371–5, p. 47, 1988.
- Danilov, A. D., Long-term changes of the mesosphere and lower thermosphere temperature and composition, *Adv. Space Res.*, 20 (11), 2137–2147, 1997.
- Danilov, A. D., Review of long-term trends in the upper mesosphere, thermosphere and ionosphere, *Adv. Space Res.*, 22 (6), 907–915, 1998.
- Danilov, A. D. and Mikhailov, A. V., Long-term trends of the F2-layer critical frequencies: a new approach, *Proceedings of the 2nd COST 251 Workshop “Algorithms and models for COST 251 Final Product”*, 30–31 March, 1998, Side, Turkey, Rutherford Appleton Lab., UK, 114–121, 1998.
- Danilov, A. D. and Mikhailov, A. V., Spatial and seasonal variations of the $foF2$ long-term trends, *Ann. Geophys.*, 17, 1239–1243, 1999.
- Danilov, A. D. and Mikhailov, A. V., F2-layer parameters long-term trends on the Argentine Islands and Port Stanley vertical sounding data, (submitted to *Ann. Geophys.*) 2001.
- Deminov, M. G., A. V. Garbatsevich, and R. G. Deminov, Climatic changes of the ionospheric F2-layer, *Doklady RAN*, 372 (3), 383–385, (in Russian) 2000.
- Dudeney, J. R., *Brit. Antarct. Surv. Sci. Rept.* 88, 1974.
- Dudeney, J. R., An improved model of the variation of the electron concentration with height in the ionosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 40, 95–203, 1978.
- Foppiano, A. J., Cid, L., and Jara, V., Ionospheric long-term trends for South American mid-latitudes, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 61, 717–723, 1999.
- Givishvili, G. V. and Leshchenko, L. N., Possible proofs of presence of technogenic impact on the midlatitude ionosphere, *Doklady RAN*, 334 (2), 213–214, 1994 (in Russian).
- Givishvili, G. V. and Leshchenko, L. N., Dynamics of the climatic trends in the midlatitude in the midlatitude ionospheric E region, *Geomag. Aeronom.*, 35 (3), 166–173, (in Russian) 1995.
- Givishvili, G. V., Leshchenko, L. N., Shmeleva, O. P., and Ivanidze, T. G., Climatic trends of the mid-latitude upper atmosphere and ionosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 57, 871–874, 1995.
- Hierl, P. M., Dotan, I., Seeley, J. V., Van Doran, J. M., Morris, R. A., and Viggiano, A. A., Rate coefficients for the reactions of O^+ with N_2 and O_2 as a function of temperature (300–188 K), *J. Chem. Phys.*, 106 (9), 3540–3544, 1997.
- Ivanov-Kholodny, G. S. and Mikhailov, A. V., *The prediction of ionospheric conditions*, D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, The Netherlands, 1986.
- Jarvis, M. J., Jenkins, B., and Rodgers, G. A., 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, 20774–20787, 1998.
- Keating, G. M., Tolson, R. H., and Bradford, M. S., Evidence of long term global decline in the Earth’s thermospheric densities apparently related to anthropogenic effects, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1523–1526, 2000.
- Mikhailov, A. V., Skoblin, M. G., and Förster, M., Daytime F2-

- layer positive storm effect at middle and lower latitudes, *Ann. Geophys.*, 13, 532–540, 1995.
- Mikhailov, A. V., Mikhailov, V. V., and Skoblin, M. G., Monthly median *foF2* and *M(3000)F2* ionospheric model over Europe, *Ann. Geophys.*, 39, 791–805, 1996.
- Mikhailov, A. V. and Förster, M., Day-to-day thermosphere parameter variation as deduced from Millstone Hill incoherent scatter radar observations during 16–22 March, 1990 magnetic storm period, *Ann. Geophys.*, 15, 1429–1438, 1997.
- Mikhailov, A. V. and Förster, M., Some F2-layer effects during the 6–11 January, 1997 CEDAR storm period as observed with the Millstone Hill incoherent scatter facility, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 61, 249–261, 1999.
- Mikhailov, A. V. and Marin, D., Geomagnetic control of the *foF2* trends, *Ann. Geophys.*, 18, 653–665, 2000.
- Mikhailov, A. V. and Marin, D., An interpretation of the *foF2* and *hmF2* long-term trends in the framework of the geomagnetic control concept, *Ann. Geophys.*, 19, 733–748, 2001.
- Pollard, J. H., *A handbook of numerical and statistical techniques*, Camb. Univ. Press, 1977.
- Prölss, G. W., Ionospheric F region storms, in *Handbook of Atmospheric Electrodynamics*, 2, edited by H. Volland, pp. 195–248, CRC Press, Boca Raton, Fla., 1995.
- Rao, M. S. V. G., and Rao, R. S., The hysteresis variation in F2-layer parameters, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 31, 1119–1125, 1969.
- Rishbeth, H., A greenhouse effect in the ionosphere?, *Planet. Space Sci.*, 38, 945–948, 1990.
- Rishbeth, H. and Roble, R. G., Cooling of the upper atmosphere by enhanced greenhouse gases – modelling of thermospheric and ionospheric effects, *Planet. Space Sci.*, 40, 1011–1026, 1992.
- Rishbeth, H., Long-term changes in the ionosphere, *Adv. Space Res.*, 20 (11) 2149–2155, 1997.
- Roble, R. G. and Dickinson, R. E., How will changes in carbon dioxide and methane modify the mean structure of the mesosphere and thermosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 1441–1444, 1989.
- Sharma, S. S., Chandra, H. and Vyas, G. D., Long-term ionospheric trends over Ahmedabad, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 433–436, 1999.
- Shimazaki, T., World-wide variations in the height of the maximum electron density of the ionospheric F2 layer, *J. Radio Res. Labs. Japan*, 2 (7), 85–97, 1955.
- Ulich, T., How do long-term trends in F2 layer peak height depend on the underlying ionospheric model?, Paper presented at Session ST3 of the 25th EGS General Assembly, Nice, April, 2000.
- Ulich, T. and Turunen, E., Evidence for long-term cooling of the upper atmosphere in ionospheric data, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1103–1106, 1997.
- Upadhyay, H. O. and Mahajan, K. K., Atmospheric greenhouse effect and ionospheric trends, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3375–3378, 1998.

TENDENCIAS A LARGO PLAZO EN LA REGIÓN F2 DE LA IONOSFERA Y SU RELACIÓN CON LA ACTIVIDAD GEOMAGNÉTICA

D. Marin (1), A.V. Mikhailov (2), B.A. de la Morena (1), M. Herraiz (3)

(1) Estación de Sondeos Atmosféricos “El Arenosillo”, INTA, Huelva, España.

(2) IZMIRAN, Academia de Ciencias, Moscú, Rusia.

(3) Departamento de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense, Madrid, España.

Resumen. Usando una nueva aproximación, Mikhailov y Marin (2000) y Marin *et al.* (2000) analizaron respectivamente tendencias a largo plazo en la frecuencia y altura crítica de la capa ionosférica F2, f_oF2 y h_mF2 , para estaciones situadas en el hemisferio Norte y durante el período de tiempo 1965-1991. Mientras que la mayoría de las tendencias encontradas en f_oF2 resultaron ser negativas, las correspondientes a h_mF2 fueron positivas. Un enfriamiento de la atmósfera superior, producido como consecuencia del calentamiento global de la baja atmósfera debido al efecto invernadero, no puede ser el origen de las tendencias detectadas. Un descenso en la temperatura termosférica implicaría tendencias negativas en h_mF2 y positivas en f_oF2 , lo cual contradice los resultados encontrados tanto en h_mF2 como en f_oF2 . Sin embargo, tales tendencias observadas pueden ser explicadas por el incremento en la actividad de tormentas ionosféricas en la región F2 ocasionado por el aumento detectado en la actividad geomagnética durante el periodo de tiempo analizado 1965-1991.

Palabras clave: Región F2 ionosférica, tendencias a largo-plazo, perturbaciones geomagnéticas, tormentas ionosféricas, efecto invernadero.

Abstract. Using a new approach, Mikhailov and Marin (2000) and Marin *et al.* (2000) analysed respectively the long-term trends of the F2-layer critical frequency and height, f_oF2 and h_mF2 , on Northern Hemisphere ionosonde stations over the time period 1965-1991. Whereas the majority of the observed f_oF2 trends were found to be negative, the h_mF2 ones were seen to be positive. A global warming in the lower atmosphere, accompanied by a cooling in the upper atmosphere, due to the greenhouse effect can not be the cause of the detected trends. A thermospheric temperature decrease would result in negative h_mF2 trends and positive f_oF2 trends, contrary to the observations both in f_oF2 and h_mF2 . But such long-term trends can be explained by an increase of the F2-layer storm activity as a result of the increasing geomagnetic activity observed during the analysed time period 1965-1991.

Key words: Ionospheric F2-region, long-term trends, geomagnetic disturbances, ionospheric storms, greenhouse effect.

1. Introducción

En la actualidad, existe un permanente interés relacionado con el problema de los cambios globales en la atmósfera terrestre debidos al impacto antropogénico. Algunos ejemplos de tales cambios en la baja atmósfera son bien conocidos: incremento de la concentración de dióxido de carbono, disminución del contenido de ozono, etc. De esta forma, las variaciones o tendencias a largo-plazo (escala temporal de decenas de años) que pueden existir en la atmósfera están siendo objeto de estudio e interés por la comunidad científica. La mayor parte de esta discusión referente al cambio global en la atmósfera se ha enfocado principalmente a la troposfera y estratosfera, por ser éstas las regiones que afectan de una forma directa e inmediata al desarrollo humano, tanto biológico como económico. Sin embargo, los cambios a largo-plazo en regiones superiores (mesosfera, ionosfera y termosfera) también deben ser analizados y tratados con

atención por su inherente interés científico y por su posible importancia práctica, ya que pueden proporcionar indicaciones útiles de cambios en niveles inferiores. Aunque durante los últimos años varios investigadores han analizado las distintas tendencias a largo plazo en la Ionosfera (Danilov 1997, 1998; Bremer, 1998; Danilov y Mikhailov, 1998, 1999; Mikhailov y Marin, 2000; Marin *et al.*, 2000), el mecanismo físico que explique el origen de tales tendencias aún es incierto. Después de los cálculos efectuados por Roble y Dickinson (1989), que predecían un enfriamiento de la mesosfera y termosfera como consecuencia del incremento de gases atmosféricos de efecto invernadero, Rishbeth (1990) y Rishbeth y Roble (1992) predijeron una disminución en la altura crítica de la capa F2, *hmF2*. Asumiendo estas predicciones, algunos investigadores han intentado explicar las diversas tendencias a largo-plazo observadas en distintos parámetros ionosféricos como una indicación de este efecto invernadero en la mesosfera y termosfera (Bremer, 1992; Givishvili y Leshchenko, 1994; Ulich y Turunen, 1997; Jarvis *et al.*, 1998; Upadhyai y Mahajan, 1998). Sin embargo distintos análisis han mostrado que las tendencias a largo-plazo de los parámetros ionosféricos de las capas E y F no pueden ser explicados mediante esta hipótesis. Un enfriamiento total de la atmósfera superior implicaría una tendencia negativa en *hmF2* (Bremer, 1992; Ulich y Turunen, 1997) y positiva en *foF2* (Mikhailov y Marin; 2000), lo cual contradice los resultados obtenidos por Marin *et al.* (2000) y Mikhailov y Marin (2000), respectivamente. Además, otros análisis realizados por Bremer (1998) para numerosas estaciones Europeas, y por Upadhyay y Mahajan (1998) para estaciones pertenecientes a toda la red mundial, mostraron que las tendencias en *foF2* y *hmF2* resultaban ser de distinto signo y magnitud dependiendo de la estación considerada, lo cual también es irreconciliable con esta hipótesis de efecto invernadero. Una explicación diferente a las tendencias a largo plazo en la Ionosfera, no conectada con la actividad antropogénica, fue sugerida por Mikhailov y Marín (2000) y Marín *et al.* (2000). Dichos autores, en su investigación de cambios a largo-plazo en *foF2* y *hmF2*, mostraron que las tendencias detectadas estaban conectadas con los cambios naturales a largo plazo que se producen en la actividad geomagnética y podían ser explicadas teniendo en cuenta el aumento observado en la actividad geomagnética durante el periodo temporal en el que fueron halladas dichas tendencias. En este artículo se resumen los principales resultados obtenidos en los mencionados trabajos y se ofrece una explicación física conjunta basada en este propuesto control geomagnético.

3. Datos y Metodología

Los datos de *foF2* y *hmF2* usados inicialmente para detectar tendencias a largo-plazo se prepararon de acuerdo a los siguientes criterios:

- Haciendo uso de las bases de datos del WDC-C ("World Data Center"), del Rutherford Appleton Laboratory (Chilton, UK) y del NGDC ("National Geophysical Data Center", Boulder, USA), se obtuvieron medianas mensuales de *foF2* y *M(3000)F2* para cada hora en tiempo universal (UT), correspondientes a estaciones Europeas, Asiáticas y Norteamericanas.
- Los huecos existentes en las observaciones iniciales de *foF2* y *M(3000)F2* se rellenaron usando el modelo de medianas mensuales MQMF2 (Mikhailov *et al.*, 1996).
- Los datos en tiempo universal fueron convertidos a tiempo local solar (SLT) mediante interpolación por *splines* cúbicos.
- Los valores correspondientes a *hmF2* se calcularon a partir de *M(3000)F2* usando la fórmula de Shimazaki (1955):

$$hmF2 = [1490 / M(3000)F2] - 176 \quad (1)$$

En la búsqueda de tendencias a largo-plazo en los parámetros de la región F2 de la Ionosfera, se ha de tener en cuenta que el comportamiento de esta región ionosférica está fuertemente influenciado por la actividad solar y geomagnética. Esto dificulta el cálculo de los cambios globales que se pretenden detectar puesto que éstos son relativamente pequeños comparados con

aquellos ocasionados por las variaciones solares y geomagnéticas. Por lo tanto se requieren especiales aproximaciones capaces de eliminar estas fuertes influencias, dependiendo en gran medida los resultados obtenidos de la metodología usada. El método que ha sido aplicado en la obtención de los resultados que se presentarán en este artículo, así como las ventajas de su uso, han sido descritos en detalle por Danilov y Mikhailov (1999) y Mikhailov y Marin (2000) por lo que a continuación se resumen únicamente sus principales puntos:

- En lugar de usar directamente las medianas mensuales del parámetro en cuestión, se utilizan sus valores horarios suavizados.
- Para intentar excluir al máximo la dependencia de la actividad solar y geomagnética, se analizan las desviaciones relativas de las medianas suavizadas respecto a valores proporcionados por algún modelo:

$$\delta X = (X_{\text{obs}} - X_{\text{mod}}) / X_{\text{mod}} \quad (2)$$

donde X representa el parámetro ionosférico en cuestión (en este caso, *foF2* o *hmF2*), *X_{obs}* su mediana suavizada observada y *X_{mod}* su valor obtenido por medio uno de los dos siguientes modelos:

$$X_{\text{mod1}} = a + b R_{12} + c R_{12}^2 + d R_{12}^3 \quad (\text{Modelo 1}) \quad (3)$$

$$X_{\text{mod2}} = a + b R_{12} + c R_{12}^2 + d R_{12}^3 + e A_{p12} \quad (\text{Modelo 2}), \quad (4)$$

siendo *R₁₂* y *A_{p12}* los valores mensuales suavizados de los índices de actividad solar y geomagnética *R* y *Ap*, respectivamente.

- De este modo, las tendencias lineales para una hora y mes seleccionados pueden ser estimadas de acuerdo a una regresión lineal de las variaciones relativas del parámetro ionosférico en cuestión δX con el año ($\delta X = a + k \text{ año}$). Debido a que las variaciones estacionales de las tendencias, tanto de *foF2* como de *hmF2*, son pequeñas respecto a las diurnas (Mikhailov y Marin, 2000, Marin *et al.*, 2000), únicamente las variaciones relativas δX promediadas para cada año a horas fijas se han considerado para calcular las correspondientes tendencias anuales.

- El test estadístico de significación aplicado a la tendencia lineal (pendiente *k*), ha sido realizado usando el criterio F de Fisher (Pollard, 1977):

$$F = r^2 (N - 2) / (1 - r^2), \quad (5)$$

donde *r* es el coeficiente de correlación entre los valores anuales medios δX y el año, y *N* el número de pares considerado. El nivel de confianza aplicado en este artículo ha sido de al menos el 90%.

- El periodo de tiempo utilizado para el cálculo de las tendencias se extiende desde 1965 hasta 1991, el cual se corresponde con un periodo temporal en el que se aprecia un aumento en la actividad geomagnética (Mikhailov y Marín, 2000). Sin embargo, debe ser mencionado que el modelo usado en la obtención de las desviaciones relativas δX es calculado utilizando todos los años de observaciones disponibles para cada estación particular analizada.

- Otro aspecto que debe ser tenido en cuenta en el análisis de tendencias a largo-plazo en la región F2 de la ionosfera, es la posible influencia del efecto histéresis en las variaciones de *foF2* y *hmF2*. Danilov y Mikhailov (1999) y Mikhailov y Marin (2000) encontraron que únicamente si este efecto en las fases de subida y bajada de un ciclo solar es eliminado, es posible obtener tendencias en *foF2* estables y significativas. Dichos autores recomendaron calcular las tendencias de *foF2* considerando únicamente los años correspondientes a los máximos y mínimos de cada ciclo solar. La Tabla 1 muestra la selección de años recomendada que se basa en las variaciones medias anuales observadas en el índice *R₁₂*. Se seleccionaron dos-tres años correspondientes a los extremos de cada ciclo solar con valores próximos de *R₁₂*. Por otra parte, al igual que para *foF2*, las variaciones de *M(3000)F2* también pueden verse afectadas por el efecto histéresis (Rao

y Rao, 1969). Como los valores de $hmF2$ son obtenidos a partir de los de $M(3000)F2$, también puede esperarse en sus variaciones alguna influencia de este efecto. Sin embargo, un análisis efectuado por Marin *et al.* (2000) mostró que el carácter de las tendencias de $hmF2$ no cambiaba cuando para su cálculo eran utilizados, por una parte, todos los años, y por otra, la selección de años basada en los extremos de cada ciclo solar mostrada en la tabla 1 y propuesta para evitar el efecto histéresis. De esta forma, se ha de mencionar que mientras los resultados de las tendencias de $foF2$ que se presentan en este artículo se han calculado teniendo en cuenta la selección de años mostrada en la tabla 1, los correspondientes a $hmF2$ se han obtenido considerando todos los años.

Tabla 1. Valores medios anuales del índice R_{12} . Las celdas sombreadas muestran los años correspondientes a los máximos (M) y mínimos (m) de actividad solar usados en el análisis.

Años	Media Anual R_{12}	Años	Media Anual R_{12}	Años	Media Anual R_{12}
1930	38.8	1953	14.9 m	1976	13.4 m
1931	21.1	1954	6.4 m	1977	31.9
1932	12.1	1955	41.5	1978	91.4
1933	5.9 m	1956	133.8	1979	148.6 M
1934	9.4 m	1957	187.9 M	1980	154.2 M
1935	36.6	1958	189.5 M	1981	141.3 M
1936	79.6	1959	157.5	1982	114.3
1937	113.2 M	1960	108.0	1983	74.7
1938	106.4 M	1961	59.4	1984	42.2
1939	89.8	1962	36.6	1985	17.9 m
1940	66.4	1963	27.3	1986	13.8 m
1941	50.5	1964	12.3 m	1987	32.1
1942	30.4	1965	16.3 m	1988	98.5
1943	15.3 m	1966	49.7	1989	153.9 M
1944	11.1 m	1967	89.7	1990	145.5 M
1945	36.4	1968	106.6 M	1991	144.0 M
1946	91.7	1969	106.5 M	1992	93.8
1947	145.6 M	1970	100.4 M	1993	55.6
1948	141.2 M	1971	69.7	1994	30.2
1949	129.6	1972	66.8	1995	17.3 m
1950	88.7	1973	39.0	1996	9.1 m
1951	64.9	1974	32.2	1997	22.7
1952	32.9	1975	17.4 m	1998	62.4

3. Tendencias en $foF2$ y $hmF2$: resultados

A continuación se resumen los resultados que Mikhailov y Marín (2000) y Marín *et al.* (2000) obtuvieron en su investigación de tendencias a largo-plazo en la región F2 ionosférica. En el estudio se utilizaron estaciones situadas en el Hemisferio Norte, entre 37°N y 81°N latitud geográfica (30°N y 71°N, latitud geomagnética), y cubriendo un amplio rango longitudinal.

Aplicando la metodología que acaba de ser mencionada, Mikhailov y Marin (2000) analizaron las tendencias a largo-plazo de $foF2$ sobre 30 estaciones Norteamericanas, Europeas y Asiáticas. Estas estaciones, así como los valores (en 10^{-4} por año) de sus tendencias lineales en $foF2$ obtenidas para el periodo temporal 1965-1991 a las 0 y 12 SLT, se presentan en la tabla 2. Para el cálculo de las tendencias, únicamente se consideraron los años mostrados en la tabla 1 correspondientes a los máximos y mínimos de cada ciclo de actividad solar pertenecientes al intervalo temporal de estudio 1965-1991. Además, en la Tabla 2 se comparan los resultados cuando se utilizan los modelos ya comentados para la obtención de las desviaciones relativas de $foF2$ utilizadas para calcular la tendencia. Se aprecia cómo la inclusión del índice geomagnético

Ap_{12} en la regresión usada como Modelo 2 hace que las tendencias sean más positivas. La mayoría de las tendencias significativas detectadas con un nivel de confianza del 90% (señaladas en negrita) son negativas, aunque también se observan determinadas estaciones (como Khabarovsk, Alma-Ata o Tashkent), en general de media-baja latitud geomagnética, que presentan tendencias positivas. Debe ser mencionado que debido a que sólo se han considerado los años de máxima y mínima actividad solar, el número N de pares analizados es pequeño (N=14) y algunas tendencias no son significativas para el nivel de confianza elegido del 90%.

Tabla 2. Estaciones analizadas y sus tendencias de $foF2$ (en 10^{-4} por año) para el periodo 1965-1991. Regresiones de $foF2$ con R_{12} (Modelo 1) y con $R_{12} + Ap$ (Modelo 2) son usadas en el cálculo. Los valores que aparecen en negrita muestran las tendencias significativas con un nivel de confianza del 90%.

ESTACIÓN	Latitud Geomagnética ° Norte	Latitud y Longitud Geográfica ° Norte ° Este		0 SLT Mod. 1	0 SLT Mod. 2	12 SLT Mod. 1	12 SLT Mod. 2
KHEYSA	71.28	80.60	58.00	-29.5	-21.8	-29.5	-22.2
SODANKYLA	63.73	67.40	26.60	-39.5	-37.5	-67.5	-56.0
DIKSON	62.97	73.50	80.40	-15.8	-9.2	-21.3	-14.7
LYCKSELE	62.70	64.70	18.80	1.9	2.5	-26.0	-17.9
UPPSALA	58.44	59.80	17.60	-42.5	-29.9	-27.6	-22.4
SALEKHARD	57.30	66.50	66.70	23.9	20.0	-22.5	-16.4
OTTAWA	56.78	45.40	284.10	0.74	9.9	-17.7	-12.5
ST.PETERSBURG	56.17	60.00	30.70	-19.2	-9.4	-16.1	-10.9
JULIUSRUH	54.40	54.60	13.40	-33.7	-24.8	-12.2	-9.0
SLOUGH	54.25	51.50	359.43	-13.1	-5.9	-5.9	-2.6
KALININGRAD	53.10	54.60	13.40	-27.9	-17.1	-10.8	-8.1
DOURBES	51.89	50.10	4.60	-3.9	4.0	1.7	3.2
YAKUTSK	51.00	62.00	129.60	-33.0	-22.1	-25.8	-19.8
MOSCOW	50.82	55.50	37.30	-25.6	-16.6	-12.0	-8.7
GORKY	50.29	56.15	44.28	-18.8	-13.1	-10.7	-8.1
POITIERS	49.40	46.60	0.30	-9.4	-6.1	-0.3	-0.4
BOULDER	48.89	40.00	254.70	5.0	5.6	-8.4	-6.5
EKATERINBURG	48.42	56.70	61.10	-30.2	-23.9	-12.0	-9.5
KIEV	47.50	50.72	30.30	-11.5	-5.8	-4.7	-4.1
TOMSK	45.92	56.50	84.90	-16.9	-12.4	5.0	6.0
ROME	42.46	41.90	12.52	-2.3	-3.8	6.2	3.5
IRKUTSK	41.06	52.47	104.03	-8.9	-7.7	-9.3	-9.2
SOFIA	41.00	42.60	23.40	0.4	-1.1	-4.1	-6.1
KARAGANDA	40.31	49.80	73.08	-8.1	-3.3	-4.7	-4.5
KHABAROVSK	37.91	48.52	135.12	9.3	7.9	3.6	1.3
NOVOKAZALINSK	37.60	45.77	62.12	-8.9	-7.1	-5.9	-5.9
ALMA ATA	33.42	43.25	76.92	12.1	10.0	6.5	4.0
TASHKENT	32.30	41.33	69.62	-1.6	-1.1	5.8	2.1
ASHKHABAD	30.39	37.90	58.30	-4.4	-5.4	-1.4	-3.5
AKITA	29.53	39.70	140.10	0.2	0.4	-0.7	-3.3

Marin *et al.* (2000) realizaron un análisis similar para $hmF2$ utilizando 27 estaciones situadas en el sector longitudinal Euroasiático (5.6°W-136°E). En la tabla 3 se muestran los correspondientes resultados para las 0 y 12 SLT. Todos los años del periodo 1965-1991 fueron utilizados en el análisis. Al contrario que para el comportamiento detectado en las tendencias de $foF2$, la inclusión de una dependencia lineal de la actividad geomagnética en la regresión (Modelo 2) proporciona una magnitud de las tendencias más negativa. La mayoría de las estaciones analizadas presentan tendencias significativas con un nivel de confianza de al menos el 95% (al igual que en la tabla 2, aparecen señaladas en negrita).

Tabla 3. Estaciones analizadas y sus tendencias de $hmF2$ (en 10^{-4} por año) para el periodo 1965-1991. Regresiones de $hmF2$ con R_{12} (Modelo 1) y con $R_{12} + Ap$ (Modelo 2) son usadas en el cálculo. Los valores que aparecen en negrita muestran las tendencias significativas con un nivel de confianza del 95%.

ESTACIÓN	Latitud. Geomagnética ° Norte	Latitud y Longitud Geográfica ° Norte ° Este		0 SLT Mod. 1	0 SLT Mod. 2	12 SLT Mod. 1	12 SLT Mod. 2
MURMANSK	64	69	33	-3.23	-4.63	1.66	-3.09
SODANKYLA	63.73	67.4	26.6	-6.71	-6.94	5.08	-2.58
LYCKSELE	62.7	64.7	18.8	18.98	10.62	25.22	16.29
ARKHANGELSK	58.7	64.6	40.5	-2.36	-5.31	4.77	-0.28
UPPSALA	58.44	59.8	17.6	-15.49	-19.06	-13.42	-20.08
ST PETERSBURG	56.17	60	30.7	7.64	-0.23	10.12	3.67
JULIUSRUH	54.4	54.6	13.4	-3.48	-10.38	3.63	-2.08
SLOUGH	54.25	51.5	359.4	7.87	-0.27	17.2	10.06
KALININGRAD	53.1	54.7	20.6	14.06	0.44	4.91	-3.36
DOURBES	51.89	50.1	4.6	-0.86	-2.77	-13.36	-12.14
YAKUTSK	51.2	62	129.6	19.55	11.16	15.96	6.93
TUNGUSKA	50.9	61.6	90	9.7	2.53	16.64	9.15
MOSCOW	50.82	55.5	37.3	27.8	12.07	29.26	16.82
MAGADAN	50.75	60	151	9.29	2.15	-9.52	-14.2
GORKY	50.29	56.15	44.28	0.69	-3.34	15.47	8.03
POITIERS	49.4	46.6	0.3	-4.43	-12.63	-7.59	-10.74
EKATERINBURG	48.42	56.4	58.6	15.75	5.57	14.87	9.21
KIEV	47.5	50.72	30.3	8.89	0.41	4.35	0.64
TOMSK	45.92	56.5	84.9	23.45	12.17	23.17	14.19
BEKESCSABA	45.2	46.7	21.2	-11.94	-13.54	-9.8	-9.84
NOVOSIBIRSK	44.61	54.6	83.2	7.96	-0.06	7.59	1.17
IRKUTSK	41.06	52.5	104	11.13	2.96	15.92	8.41
KHABAROVSK	37.91	48.5	135.1	10.27	4.50	13.48	7.69
NOVOKAZILINSK	37.6	45.77	62.12	1.44	-5.12	-0.97	-7.44
ALMA ATA	33.42	43.2	76.9	12.51	5.64	18.77	16.31
TASHKENT	32.3	41.33	69.62	4.99	2.29	3.97	5.17
ASHKHABAD	30.39	37.9	58.3	33.41	10.16	35.22	23.7

El número de estas estaciones con tendencias significativas (positivas y negativas) para las 0, 6, 12 y 18 SLT y cuando los dos modelos son aplicados (Modelo 1 – sin tener en cuenta la actividad geomagnética; Modelo 2 – teniéndola en cuenta), se resume en la tabla 4. La mayoría de las tendencias son positivas, incluso cuando el índice Ap es incluido en la regresión (Modelo 2) y la magnitud de las tendencias tiende a disminuir. La única excepción puede ser vista para el caso de las 0 SLT (Modelo 2), en el que el número de tendencias positivas y negativas es semejante.

Tabla 4. Número de estaciones con tendencias de $hmF2$ significativas (positivas y negativas) con un nivel de confianza del 95%.

Número de Estaciones Analizadas	0 SLT Mod. 1	0 SLT Mod. 2	6 SLT Mod. 1	6 SLT Mod. 2	12 SLT Mod. 1	12 SLT Mod. 2	18 SLT Mod. 1	18 SLT Mod. 2
27	19 sig. 16 posit. 3 negat.	13 sig. 6 posit. 7 negat.	20 sig. 19 posit. 1 negat.	17 sig. 12 posit. 5 negat.	19 sig. 14 posit. 5 negat.	18 sig. 13 posit. 5 negat.	20 sig. 17 posit. 3 negat.	18 sig. 14 posit. 4 negat.

Por lo tanto, las estaciones analizadas muestran en su mayoría tendencias negativas en $foF2$ y positivas en $hmF2$, independientemente de la regresión usada como modelo (1 ó 2, sin y teniendo en cuenta A_p respectivamente) para el cálculo de las desviaciones relativas del parámetro ionosférico en cuestión ($foF2$ ó $hmF2$).

Basándonos en los resultados de las tablas 2 y 3, es posible analizar las variaciones espaciales (longitudinales y latitudinales) de las tendencias de $foF2$ y $hmF2$. Se ha encontrado una clara dependencia de las tendencias de $foF2$ con la latitud geomagnética tanto para horas nocturnas como diurnas. Las tendencias son más negativas en estaciones cuya latitud geomagnética es mayor, tendiendo la magnitud de estas tendencias negativas a decrecer, llegando a ser incluso positiva, a medida que la latitud geomagnética disminuye. Sin embargo, tal dependencia no es observada para las tendencias de $hmF2$: éstas son en su mayoría positivas, de magnitud parecida, independientemente de la latitud. La figura 1 muestra un ejemplo de esta dependencia latitudinal para ambos parámetros, $foF2$ y $hmF2$, para las 12 SLT, cuando se aplican los modelos 1 y 2. Únicamente están representadas las estaciones con tendencias significativas al 90%, para el caso de $foF2$, y 95% para $hmF2$. Es importante observar cómo la inclusión del índice A_{p12} en la regresión (Modelo 2) no elimina la mencionada dependencia geomagnética en las tendencias de $foF2$.

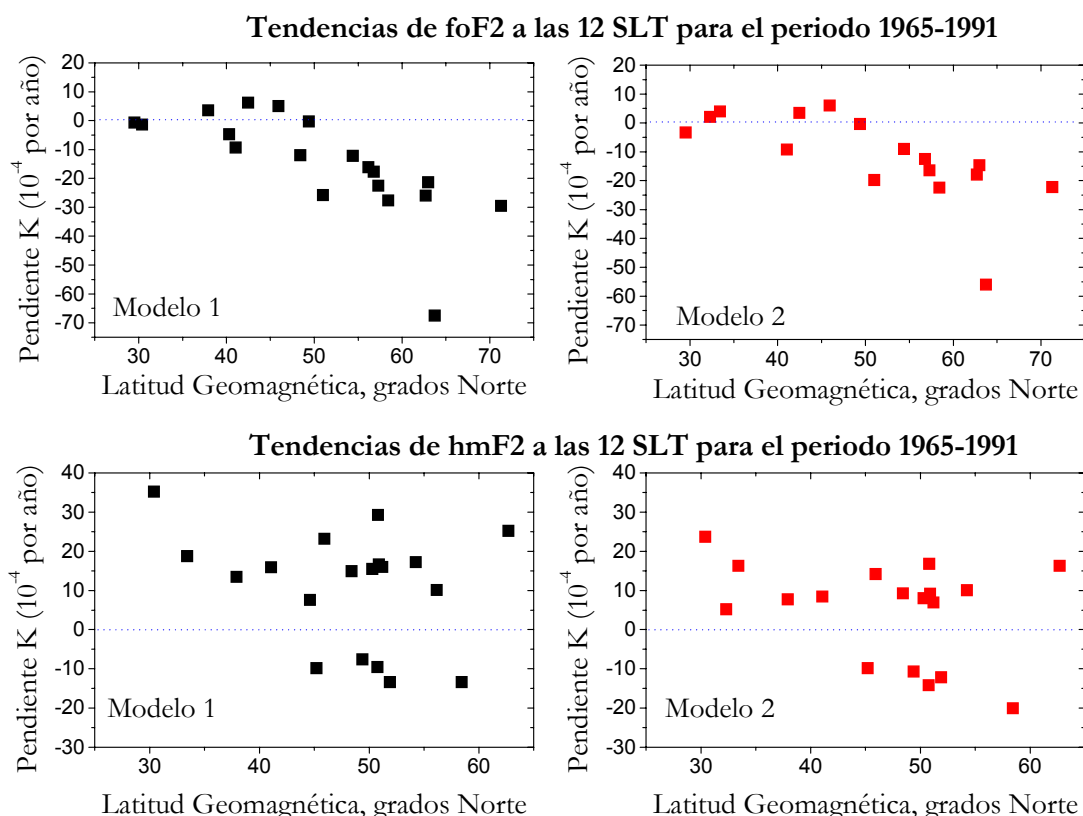


Fig. 1. Dependencia de las tendencias de $foF2$ y $hmF2$ con la latitud geomagnética a las 12 SLT. Los modelos 1 (regresión de $foF2$ ó $hmF2$ con R_{12}) y 2 (regresión de $foF2$ ó $hmF2$ con R_{12} y A_{p12}) se han usado en la obtención de los resultados. Únicamente se muestran las estaciones con tendencias significativas para un nivel de confianza del 90% (para $foF2$) y 95% (para $hmF2$).

Por otra parte, un efecto longitudinal se ha detectado en las tendencias de $hmF2$. En la figura 2 se representan, en función de la longitud, las tendencias de $hmF2$ para las 0 y 12 SLT, correspondientes a estaciones con observaciones disponibles para todo el periodo temporal 1965-1991. El modelo 2 fue usado para obtener las desviaciones relativas de $hmF2$. Puede ser apreciado como las tendencias significativas negativas están agrupadas en un pequeño sector

longitudinal (Oeste de Europa, 6°W-30°E), y las positivas tienden generalmente a corresponder a estaciones situadas al Este de 30°. Un efecto longitudinal parecido ha sido también encontrado por Bremer (1998). Por el contrario, ninguna dependencia con la longitud ha podido ser detectada para las tendencias de *foF2*.

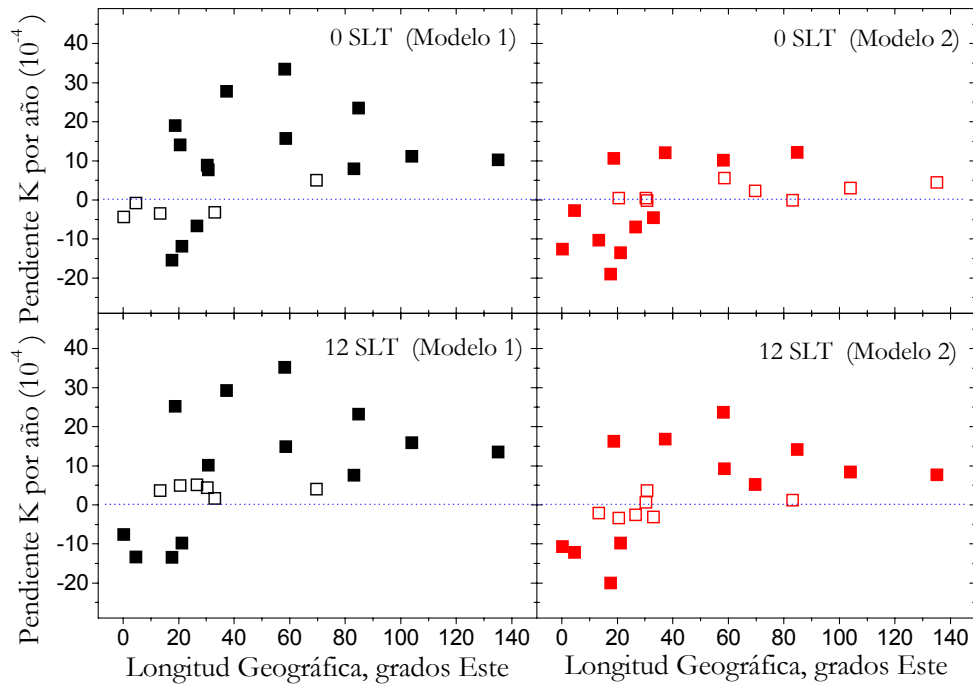


Fig. 2. Dependencia longitudinal de las tendencias de *hmF2* a las 0 y 12 SLT. Una regresión de *hmF2* con R_{12} y A_{p12} (Modelo 2) es aplicada en el análisis. Únicamente se muestran las estaciones con observaciones disponibles para todo el periodo de tiempo 1965-1991. Los símbolos rellenos señalan las tendencias significativas al 95%.

4. Discusión

El mecanismo físico de las tendencias a largo-plazo en la ionosfera permanece aún por aclarar. Aunque el incremento de los gases atmosféricos de efecto invernadero ha sido propuesto por diferentes autores como responsable de tales tendencias, los resultados presentados en este trabajo contradicen esta hipótesis. Un enfriamiento global de la atmósfera superior debido a este efecto implicaría tendencias negativas en *hmF2* y positivas en *foF2* (Mikhailov y Marín, 2000), lo cual contradice las observaciones obtenidas.

En este artículo se propone una explicación diferente, no de origen antropogénico, conectada con los cambios a largo-plazo de la actividad geomagnética. Las tendencias detectadas en *foF2* y *hmF2* pueden ser explicadas teniendo en cuenta el aumento en la actividad geomagnética observado durante el intervalo temporal analizado 1965-1991 y el consiguiente incremento producido en la actividad de tormentas ionosféricas en la región F2. Para analizar conjuntamente los resultados obtenidos en *foF2* y *hmF2*, consideraremos las expresiones aproximadas dadas por Ivanov-Kholodny y Mikhailov (1986), las cuales, expresan los cambios relativos de los parámetros representativos de la región F2 ionosférica a latitudes medias y horas diurnas, *NmF2* (densidad electrónica máxima en la capa F2) y *hmF2*, de la forma:

$$\Delta \log NmF2 = 1.08 \Delta \lg [O] - 0.65 \Delta \lg \beta + 9 \times 10^{-3} \Delta W \quad (6)$$

$$\Delta hmF2 = 50 \Delta \lg [O] + 50 \Delta \lg \beta + 1.55 \Delta W \quad (7)$$

donde $[O]$ es la concentración de oxígeno atómico correspondiente a alguna altura fija dentro de la capa F2, β es el coeficiente lineal de pérdida y W es la velocidad de deriva vertical del plasma conectada con los vientos termosféricos y campos eléctricos. El coeficiente de pérdida β depende de la densidad de los gases moleculares N_2 y O_2 : $\beta = k_1[N_2] + k_2[O_2]$, donde k_1 y k_2 son las constantes de las dos reacciones que controlan la velocidad de pérdida de iones O^+ en la región F2:



Los principales procesos responsables de los efectos que las perturbaciones geomagnéticas originan en la región F2 son conocidos: mientras que los cambios en la composición neutra, temperatura y vientos termosféricos dominan a latitudes medias y bajas, la precipitación de partículas y campos eléctricos afectan fuertemente al comportamiento de la capa F2 de alta latitud (Prölss, 1995, y referencias en su interior). Durante periodos geomagnéticos perturbados, la entrada de energía por regiones de alta latitud (calentamiento Joule y precipitación de partículas) causa cambios en la circulación global termosférica. Estos cambios producen una perturbación en la composición y temperatura neutra, concretamente, un descenso en la concentración de O y un incremento en las de N_2 , O_2 y en la temperatura neutra. Tales perturbaciones son las principales responsables de las tormentas ionosféricas negativas en la región F2 de latitudes medias, provocando un aumento en el coeficiente lineal de pérdida β (debido al aumento en las concentraciones de N_2 y O_2 y temperatura) y, como se ha comentado, un descenso en la concentración de oxígeno atómico. Por lo tanto, teniendo en cuenta las expresiones (1) y (2), las tormentas ionosféricas negativas implican un descenso en $NmF2$ (y por lo tanto en $foF2$), y aumento en $hmF2$, debido a que el incremento de β usualmente prevalece sobre la disminución de $[O]$ (Mikhailov y Förster, 1997, 1999). De esta forma, deben esperarse tendencias negativas en $foF2$ y positivas en $hmF2$ a medias latitudes, como resultado de un incremento en la actividad geomagnética. A latitudes inferiores las variaciones en la composición neutra son menores, pero se pueden observar efectos de tormentas positivas en la región F2, como consecuencia de la intensificación que se produce en el viento termosférico hacia el ecuador (Prölss, 1995 y referencias en su interior). Esto resulta en una pequeña tendencia de $foF2$ negativa, e incluso positiva, a bajas latitudes y explica la dependencia observada con la latitud geomagnética (la magnitud de las tendencias negativas de $foF2$ tiende a disminuir al hacerlo la latitud). Respecto a $hmF2$, el aumento del viento termosférico hacia el ecuador a bajas latitudes implica una tendencia positiva en este parámetro. Al resultar entonces las tendencias de $hmF2$ positivas, tanto a medias como a bajas latitudes, ninguna dependencia de éstas con la latitud debe ser esperada, lo cual también está de acuerdo con los resultados obtenidos. Por lo tanto, las tendencias mostradas, negativas en $foF2$, con una pronunciada dependencia con la latitud geomagnética, y positivas en $hmF2$, pueden ser explicadas teniendo en cuenta el incremento producido en la actividad geomagnética durante el periodo de tiempo analizado 1965-1991 y la correspondiente intensificación de las tormentas ionosféricas en la región F2.

Sin embargo, debe ser comentado que algunas estaciones localizadas en un pequeño sector longitudinal (oeste de Europa) presentan tendencias en $hmF2$ negativas, las cuales, no pueden ser explicadas por la hipótesis geomagnética que se propone. En la búsqueda de tendencias lineales de $hmF2$ debe ser tenido en cuenta que los valores de $hmF2$ no son calculados directamente de los ionogramas, sino que se obtienen a partir de determinadas fórmulas empíricas que vinculan $hmF2$ con $M(3000)F2$. Este hecho dificulta la detección de las tendencias de $hmF2$ puesto que inserta un ruido adicional en el análisis. Las observaciones iniciales de $hmF2$ dependen de la calidad inicial de los valores de $M(3000)F2$ y de la aproximación empírica usada para su obtención, por lo que, los resultados de sus tendencias no son tan fiables como los obtenidos para

$foF2$. Las estaciones de Uppsala y Lycksele sirven como ejemplo. Se puede observar cómo dichas estaciones presentan una situación geográfica muy cercana y, sin embargo, muestran tendencias de $hmF2$ significativas de distinto signo (ver tabla 3).

Para comprobar que las tendencias a largo-plazo en la región F2 ionosférica están conectadas con los cambios naturales que se producen en la actividad geomagnética, hemos analizado las variaciones de las desviaciones relativas de $foF2$ para la estación de Slough, donde existen observaciones disponibles de $foF2$ desde 1932. En la figura 3 se muestran las variaciones a largo-plazo de Ap_{12} y $\delta foF2$ a las 12 SLT y para todo el intervalo temporal disponible. Únicamente se consideran los años de máxima y mínima actividad solar (tabla 1). Un ajuste polinómico de cuarto orden ofrece una imagen cualitativa de la anti-fase de las variaciones a largo-plazo de Ap_{12} y $\delta foF2$. Mientras que los periodos para los que existe un incremento en la actividad geomagnética (antes de 1945 y después de 1965) se corresponden con una tendencia de $foF2$ negativa, para el periodo en el que se observa un descenso en la actividad geomagnética (1945-1965) existe una pequeña tendencia positiva en $foF2$. Además, la tendencia de $foF2$ tiende a cambiar, de negativa a positiva, después de 1990 en concordancia con el cambio de la actividad geomagnética. Se aprecia también cómo las variaciones en los extremos de Ap_{12} tienen lugar con anterioridad o coinciden con las de $\delta foF2$, confirmando la relación entre ambos parámetros. Por lo tanto se puede concluir cualitativamente que las tendencias de $foF2$ en la estación de Slough reflejan las variaciones a largo-plazo en la actividad geomagnética (el incremento de ésta resulta en una tendencia de $foF2$ negativa y viceversa).

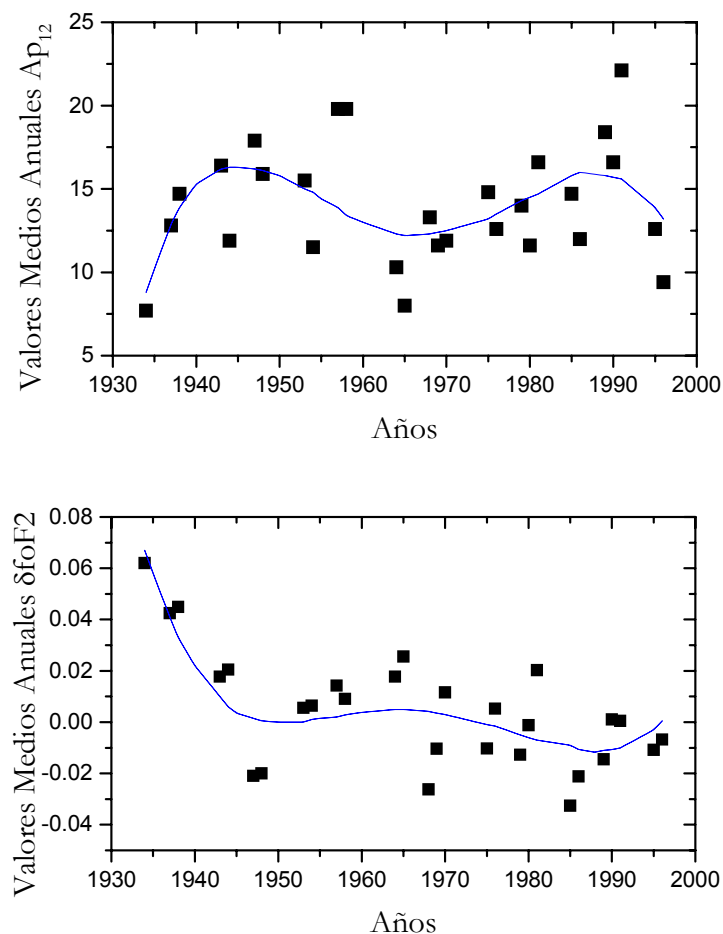


Fig. 3. Variaciones a largo-plazo de los valores medios anuales de Ap_{12} y $\delta foF2$ para la estación de Slough. La línea continua muestra un ajuste polinómico de cuarto grado. Únicamente se han considerado los años correspondientes a los máximos y mínimos de cada ciclo de actividad solar.

Para corroborar esta conclusión, se analizaron las variaciones horarias de las tendencias de f_oF2 para las estaciones de Slough, Moscú y Tomsk (figura 4). Estas estaciones están lo suficientemente separadas en longitud como para demostrar el carácter global del efecto que está siendo analizado. Las tendencias fueron calculadas considerando los años de máxima y mínima actividad solar pertenecientes a 2 periodos de tiempo, uno anterior y otro posterior a 1965, año en el que la actividad geomagnética tiende a cambiar de tendencia. Para caracterizar ambos periodos se seleccionaron dos intervalos de tiempo similares: 1947-1965 (18 años) y 1975-1991 (16 años). Se puede observar cómo las tendencias son en su mayoría positivas para el periodo anterior a 1965, correspondiente a una disminución en la actividad geomagnética, y negativas para el posterior a 1965, para el que se aprecia una intensificación geomagnética. Este resultado constituye una sólida confirmación del control geomagnético que está siendo propuesto.

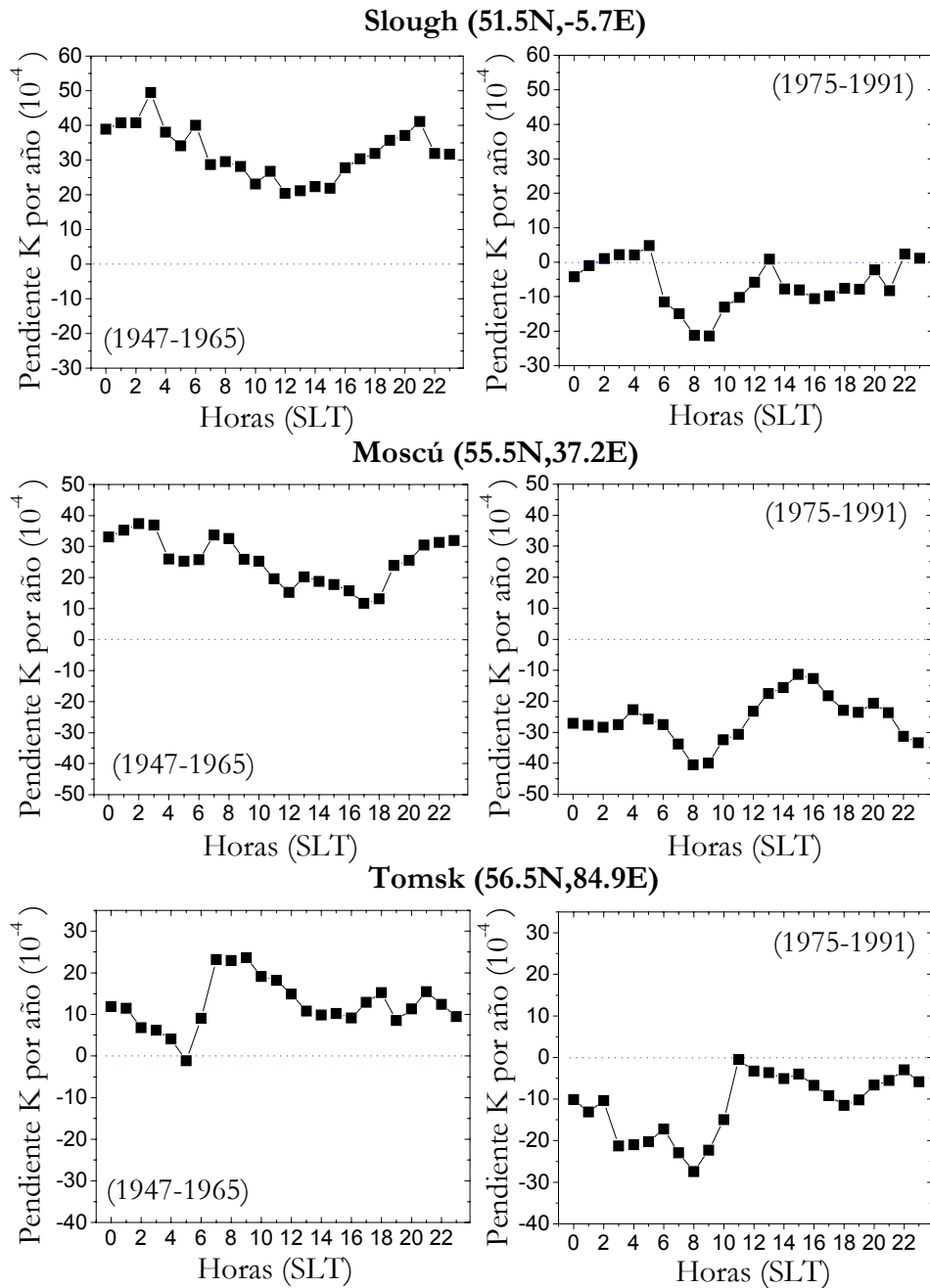


Fig. 4. Variaciones horarias de las tendencias de f_oF2 correspondientes a las estaciones de Slough, Moscú y Tomsk, obtenidas para los periodos de descenso (1947-1965) y aumento (1975-1991) en la actividad geomagnética.

Al no existir observaciones disponibles suficientes de $M(3000)F2$, no se puede realizar un

análisis similar al anterior para comprobar si las tendencias de $hmF2$ también presentan un carácter distinto para periodos temporales anteriores y posteriores a 1965. En su lugar, se han calculado los coeficientes de correlación entre los valores anuales de $\delta hmF2$ y Ap_{12} a las 0 y 12 SLT, usando todos los años disponibles de observaciones para cada estación particular. Los resultados se muestran en la tabla 5. La mayoría de las estaciones analizadas (19 de 27, para ambas horas analizadas) presentan correlaciones positivas y significativas con un nivel de confianza del 95% cuando el Modelo 1 es aplicado. Aunque tales correlaciones desaparecen cuando el índice geomagnético Ap_{12} es incluido en la regresión (Modelo 2), las correlaciones positivas encontradas entre $\delta hmF2$ - Ap_{12} pueden ser consideradas como una clara indicación de la relación existente entre las tendencias de $hmF2$ y la actividad geomagnética.

Tabla 5. Coeficientes de correlación entre los valores anuales $\delta hmF2$ y Ap_{12} para todo el periodo temporal con observaciones disponibles en cada estación particular. Regresiones de $hmF2$ con R_{12} (Modelo 1) y con $R_{12} + Ap$ (Modelo 2) se usan en el cálculo. Los valores que aparecen en negrita muestran las tendencias significativas con un nivel de confianza del 95%.

ESTACIÓN	0 SLT Modelo 1	0 SLT Modelo 2	12 SLT Modelo 1	12 SLT Modelo 2	Periodo temporal Analizado
MURMANSK	0.157	-0.008	0.449	0.054	1958-93
SODANKYLA	0.011	-0.006	0.525	-0.003	1958-97
LYCKSELE	0.509	0.040	0.476	0.038	1958-97
ARKHANGELSK	0.490	-0.021	0.819	-0.017	1970-89
UPPSALA	0.164	-0.004	0.236	-0.008	1958-97
ST PETERSBURG	0.608	0.053	0.389	0.029	1958-95
JULIUSRUH	0.576	-0.040	0.579	0.020	1958-91
SLOUGH	0.623	0.031	0.567	-0.001	1968-97
KALININGRAD	0.683	0.039	0.496	0.036	1965-93
DOURBES	0.274	-0.075	-0.096	-0.037	1958-96
YAKUTSK	0.597	0.038	0.670	0.074	1958-90
TUNGUSKA	0.687	0.053	0.569	0.073	1969-96
MOSCOW	0.512	0.030	0.383	0.024	1958-95
MAGADAN	0.627	0.023	0.386	0.020	1969-93
GORKY	0.312	-0.082	0.509	-0.023	1959-88
POITIERS	0.439	-0.018	0.162	-0.030	1958-95
EKATERINBURG	0.467	0.012	0.311	0.005	1958-94
KIEV	0.672	0.012	0.307	0.021	1965-91
TOMSK	0.635	0.055	0.580	0.048	1958-96
BEKESCSABA	0.100	-0.015	0.008	-0.003	1965-92
NOVOSIBIRSK	0.648	-0.023	0.585	0.045	1959-92
IRKUTSK	0.548	0.019	0.517	0.044	1959-91
KHABAROVSK	0.404	0.025	0.338	0.011	1960-92
NOVOKAZILINSK	0.366	0.013	0.448	0.002	1965-88
ALMA ATA	0.547	0.041	0.202	0.029	1958-88
TASHKENT	0.230	-0.011	-0.143	-0.035	1962-92
ASHKHABAD	0.498	0.045	0.328	0.046	1958-97

5. Conclusiones

- Aplicando la metodología propuesta por Danilov y Mikhailov (1998) y Mikhailov y Marin (2000), se han analizado las tendencias a largo-plazo en los parámetros característicos de la región F2 de la Ionosfera, $foF2$ y $hmF2$. Estaciones situadas en el Hemisferio Norte y el intervalo temporal de incremento de la actividad geomagnética 1965-1991, se han utilizado en el análisis. La mayoría de las tendencias de $foF2$ resultaron ser negativas con una pronunciada dependencia en la latitud geomagnética, la magnitud de la tendencia tendiendo a disminuir hacia latitudes inferiores. Por el contrario, la mayoría de las estaciones presentaron tendencias positivas de $hmF2$.
- Las tendencias detectadas pueden ser explicadas por el aumento observado en la actividad geomagnética durante el periodo de tiempo analizado 1965-1991. Este aumento implicaría una intensificación en la actividad de tormentas ionosféricas en la región F2, lo que justificaría las correspondientes tendencias observadas. Sin embargo, los resultados obtenidos contradicen la hipótesis de efecto invernadero propuesta por distintos autores para explicar las tendencias observadas en la ionosfera.
- Además, se han mostrado claras evidencias que muestran la conexión de las tendencias a largo-plazo, tanto en $foF2$ como en $hmF2$, con los cambios naturales de la actividad geomagnética, lo que confirma la existencia de un control geomagnético sobre las tendencias globales en la región F2 ionosférica.

6. Referencias

- 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., (1998). Trends in the ionospheric E and F regions over Europe, *Ann. Geophys.*, 16, 986-996.
- Danilov, A.D., (1997). Long-term changes of the mesosphere and lower thermosphere temperature and composition, *Adv. Space Res.*, 20, (11), 2137-2147.
- Danilov, A.D., (1998). Review of long-term trends in the upper mesosphere, thermosphere and ionosphere, *Adv. Space Res.*, 22, (6), 907-915.
- Danilov, A.D. and A.V. Mikhailov, (1998). Long-term trends of the F2-layer critical frequencies: a new approach, *Proceedings of the 2nd COST 251 Workshop "Algorithms and models for COST 251 Final Product"*, 30-31 March, 1998, Side, Turkey, Rutherford Appleton Lab., UK, 114-121.
- Danilov, A.D. and A.V. Mikhailov, (1999). Spatial and seasonal variations of the $foF2$ long-term trends, *Ann. Geophys.*, 17, 1239-1243.
- Givishvili, G.V. and L.N. Leshchenko, (1994). Possible proofs of presence of technogenic impact on the midlatitude ionosphere, *Doklady RAN*, 334, (2), 213-214 (en Ruso).
- Ivanov-Kholodny, G.S. and A.V. Mikhailov, (1986). *The prediction of ionospheric conditions*, D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland.
- Jarvis, M.J., B. Jenkins and 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, 20774-20787.
- Marin, D., A.V. Mikhailov, B.A. de la Morena and M. Herraiz, (2000). Long-term $hmF2$ trends in the Euroasian longitudinal sector on the ground-base ionosonde observations, artículo presentado en la Sesión ST11 de la 25 EGS Asamblea General, Niza, Abril, 2000, y enviado para publicación a *Physics and Chemistry of the Earth*.
- Mikhailov, A.V., V.V. Mikhailov and M.G. Skoblin, (1996). Monthly median $foF2$ and $M(3000)F2$ ionospheric model over Europe, *Ann. Geofisica*, 39, 791-805.

- Mikhailov, A.V. and M. Förster, (1990). Day-to-day thermosphere parameter variation as deduced from Millstone Hill incoherent scatter radar observations during March 16-22, 1990 magnetic storm period, *Ann. Geophys.*, **15**, 1429-1438.
- Mikhailov, A.V. and M. Förster, (1999). Some F2-layer effects during the January 06-11, 1997 CEDAR storm period as observed with the Millstone Hill incoherent scatter facility, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, **61**, 249-261.
- Mikhailov, A.V. and D. Marin, (2000) Geomagnetic control of the *foF2* trends, *Ann. Geophys* (en impresión).
- Pollard, J.H., (1977). *A handbook of numerical and statistical techniques*, Camb. Univ. Press.
- Prölss, G.W., (1995). Ionospheric F region storms, in *Handbook of Atmospheric Electrodynamics*, **2**, edited by H. Volland, pp. 195-248, CRC Press, Boca Raton, Fla.
- Rao, M.S.V.G., and R.S. Rao, (1969). The hysteresis variation in F2-layer parameters, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **31**, 1119-1125.
- 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 - modelling of thermospheric and ionospheric effects, *Planet. Space Sci.*, **40**, 1011-1026.
- 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.
- Shimazaki, T., (1955). World-wide variations in the height of the maximum electron density of the ionospheric F2 layer, *J. Radio Res. Labs. Japan*, **2**(7), 85-97.
- Ulich, T. and E. Turunen, (1997). Evidence for long-term cooling of the upper atmosphere in ionospheric 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.

An interpretation of the *foF2* and *hmF2* long-term trends in the framework of the geomagnetic control concept

A. V. Mikhailov¹ and D. Marin²

¹Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation, Troitsk, Moscow Region 142190, Russia

²National Institute of Aerospace Technology, El Arenosillo, 21130 Mazagon-Moguer (Huelva), Spain

Received: 20 August 2000 – Revised: 19 February 2001 – Accepted: 22 March 2001

Abstract. Earlier revealed morphological features of the *foF2* and *hmF2* long-term trends are interpreted in the scope of the geomagnetic control concept based on the contemporary F2-layer storm mechanisms. The F2-layer parameter trends strongly depend on the long-term varying geomagnetic activity whose effects cannot be removed from the trends using conventional indices of geomagnetic activity. Therefore, any interpretation of the *foF2* and *hmF2* trends should consider the geomagnetic effects as an inalienable part of the trend analysis. Periods with negative and positive *foF2* and *hmF2* trends correspond to the periods of increasing or decreasing geomagnetic activity with the turning points around 1955, and the end of 1960s and 1980s, where *foF2* and *hmF2* trends change their signs. Such variations can be explained by neutral composition, as well as temperature and thermospheric wind changes related to geomagnetic activity variations. In particular, for the period of increasing geomagnetic activity (1965–1991) positive at lower latitudes, but negative at middle and high latitudes, *foF2* trends may be explained by neutral composition and temperature changes, while soft electron precipitation determines nighttime trends at sub-auroral and auroral latitudes. A pronounced dependence of the *foF2* trends on geomagnetic (invariant) latitude and the absence of any latitudinal dependence for the *hmF2* trends are due to different dependencies of NmF2 and *hmF2* on main aeronomic parameters. All of the revealed latitudinal and diurnal *foF2* and *hmF2* trend variations may be explained in the framework of contemporary F2-region storm mechanisms. The newly proposed geomagnetic storm concept used to explain F2-layer parameter long-term trends proceeds from a natural origin of the trends rather than an artificial one, related to the thermosphere cooling due to the greenhouse effect. Within this concept, instead of cooling, one should expect the thermosphere heating for the period of increasing geomagnetic activity (1965–1991).

Key words. Ionosphere (ionosphere-atmosphere interactions; ionospheric disturbances)

1 Introduction

The problem of long-term variations (trends) in the ionospheric parameters is widely discussed in recent publications (see reviews by Danilov, 1997, 1998; Givishvili and Leshchenko, 1994, 1995; Givishvili et al., 1995; Ulich and Turunen, 1997; Rishbeth, 1997; Danilov and Mikhailov, 1998, 1999; Bremer, 1992, 1998; Upadhyay and Mahajan, 1998; Sharma et al., 1999; Foppiano et al., 1999; Mikhailov and Marin, 2000; Deminov et al., 2000; Marin et al., 2001). On the one hand, the world-wide network of ground-based ionosonde observations provides excellent experimental material for such an analysis, since many of the ionosondes have been operating for 3–5 solar cycles using one method of ionospheric sounding to obtain the set of main ionospheric characteristics. Most of these observations are collected and available from WDC-C at RAL (Chilton, UK) and from NGDC, Boulder, USA. On the other hand, after the model calculations of Rishbeth (1990) and Rishbeth and Roble (1992) who predicted the ionospheric effects of the atmospheric greenhouse gas concentration increase, researchers have been trying to relate the observed long-term trends in the ionospheric parameters to this greenhouse effect (Bremer, 1992; Givishvili and Leshchenko, 1994; Ulich and Turunen, 1997; Jarvis et al., 1998; Upadhyay and Mahajan, 1998). However, an analysis of many European ionosonde stations by Bremer (1998) and an analysis of a global set of ionosonde stations by Upadhyay and Mahajan (1998) has shown that the world-wide pattern of the F2-layer parameter long-term trends is very complicated and can hardly be reconciled with the greenhouse hypothesis. It should be stressed that different authors use different approaches to ex-

tract long-term trends from the ionospheric observations and the success of analysis depends, to a great extent, on the method employed. The useful “signal” is very small and the “background” is very noisy, so special methods are required to reveal a significant trend in the observed *foF2* and *hmF2* variations. An approach being developed by Danilov and Mikhailov (1998, 1999), Mikhailov and Marin (2000) and Marin et al. (2001) has allowed us to find systematic variations in *foF2* and *hmF2* trends unlike the other approaches (e.g. Bremer, 1998; Upadhyay and Mahajan, 1998), which result in a chaos of various signs and magnitudes of the trends at various stations. An application of this approach in *foF2* trend analysis resulted in a geomagnetic control concept (Mikhailov and Marin, 2000) used to explain the revealed latitudinal and diurnal variations of the *foF2* trends. The efficiency of this approach was also demonstrated by Marin et al. (2001) in the *hmF2* trend analysis for many ionosonde stations in the Eurasian longitudinal sector. Briefly, the main results of the analysis by Mikhailov and Marin (2000) and Marin et al. (2001) are the following:

1. The *foF2* trends demonstrate a pronounced dependence on geomagnetic (invariant) latitude with strong negative trends at high latitudes and small negative or positive trends at lower latitudes for the period of 1965–1991. Contrary to this, the *hmF2* trends show no latitudinal dependence being positive at the majority of the stations analyzed. The *foF2* and *hmF2* trends are shown to be significant for most of the stations considered.
2. There are well pronounced (especially for *foF2*) diurnal variations of the trend magnitude, while seasonal variations are rather small and may be ignored compared to diurnal ones.
3. The *foF2* trend analysis has shown that there exists periods with negative and positive *foF2* trends, which correspond to the periods of long-term increasing/decreasing geomagnetic activity. In particular, the period of 1965–1991 corresponds to the increasing geomagnetic activity, while the geomagnetic activity was decreasing during the 1955–1965 period.
4. The geomagnetic control concept has been proposed to explain main morphological features of the *foF2* and *hmF2* trends revealed. This newly proposed geomagnetic hypothesis proceeds from a natural origin of the trends rather than an artificial one, related to the thermosphere cooling due to the greenhouse effect.

The aim of the paper is to provide further analysis and physical interpretation of the *foF2* and *hmF2* trends within the proposed geomagnetic control hypothesis.

2 Diurnal variations at different latitudes

The final version of the method used for the F2-layer parameter trends analysis is given by Mikhailov and Marin (2000),

therefore, only a fragmentary description is presented here. All available observations at about 30 European, North American and Asian ground-based ionosondes are used in the analysis by Mikhailov and Marin (2000), and Marin et al. (2001) to reveal *foF2* and *hmF2* trends. The stations are located between 38° N and 81° N geographic latitude (30° N and 71° N geomagnetic latitude) and cover a broad longitudinal range, which provides the possibility to study spatial variations of the trend magnitude. Trends are analyzed for relative deviations of the observed *foF2* or *hmF2* values from some model $\delta p = (p_{\text{obs}} - p_{\text{mod}})/p_{\text{mod}}$ where p is the 12-month running mean of the monthly median *foF2* or *hmF2*. A regression (third-degree polynomial) of p with the sunspot number R_{12} is used as a model (Model 1). A regression of p versus R_{12} and annual mean A_p_{12} index is referred to as Model 2. Both models were used by Mikhailov and Marin (2000), and Marin et al. (2001) to find the slope K (in 10^{-4} per year) of linear trends for each station, for 12 months, and 24 LT moments. Although we are aware of the seasonal variations in trends (Danilov and Mikhailov, 1999), the later analysis has shown that diurnal variations may be much stronger than seasonal ones. Therefore, we analyze annual mean trends for selected LT hours. Averaged over 12 months the $\delta pF2$ value is found and this value is considered to be the annual mean value used in the trend analysis. The use of Model 2 was an attempt to exclude the effect of geomagnetic activity after Bremer (1998) and Jarvis et al. (1998). But our analysis (Mikhailov and Marin, 2000; Marin et al., 2001) has shown that such an inclusion of A_p indices to the regression, in fact, does not remove the geomagnetic effect, but only contaminates the analyzed material. Therefore, Model 1 (regression with R_{12}) is used in further analysis.

The magnitude of revealed *foF2* trends demonstrates strong diurnal variations depending on geomagnetic (invariant) latitude (Mikhailov and Marin, 2000). No systematic latitudinal variations were found for the *hmF2* trends (Marin et al., 2001). Some examples of the *foF2* and *hmF2* trend diurnal variations are given in Fig. 1 for auroral station Sodankyla ($\Phi_{\text{inv}}=63.59^\circ$), sub-auroral station Lycksele ($\Phi_{\text{inv}}=61.46^\circ$), mid-latitude station Ekaterinburg ($\Phi_{\text{inv}}=51.45^\circ$), and lower latitude station Alma-Ata ($\Phi_{\text{inv}}=35.74^\circ$). These stations are in the list analyzed by Mikhailov and Marin (2000), and Marin et al. (2001). Observations for the 1965–1991 period were used in further analysis. As in Mikhailov and Marin (2000) the $(m+M)$ year selection was used for the *foF2* trend analysis, where (m) represents the years around solar minima and (M) represents the years around solar maxima; all years were used to analyze *hmF2* trends (Marin et al., 2001).

The selected stations demonstrate different diurnal variation patterns of the *foF2* trends (Fig. 1, left panel) which are believed (see later) to reflect different physical processes responsible for the F2-layer formation at different invariant latitudes. In general, as it was pointed by Danilov and Mikhailov (1999) and Mikhailov and Marin (2000), the *foF2* trends are negative at high and middle latitudes with a tendency to be small or positive at lower latitudes (e.g. Alma-Ata, Fig. 1, bot-

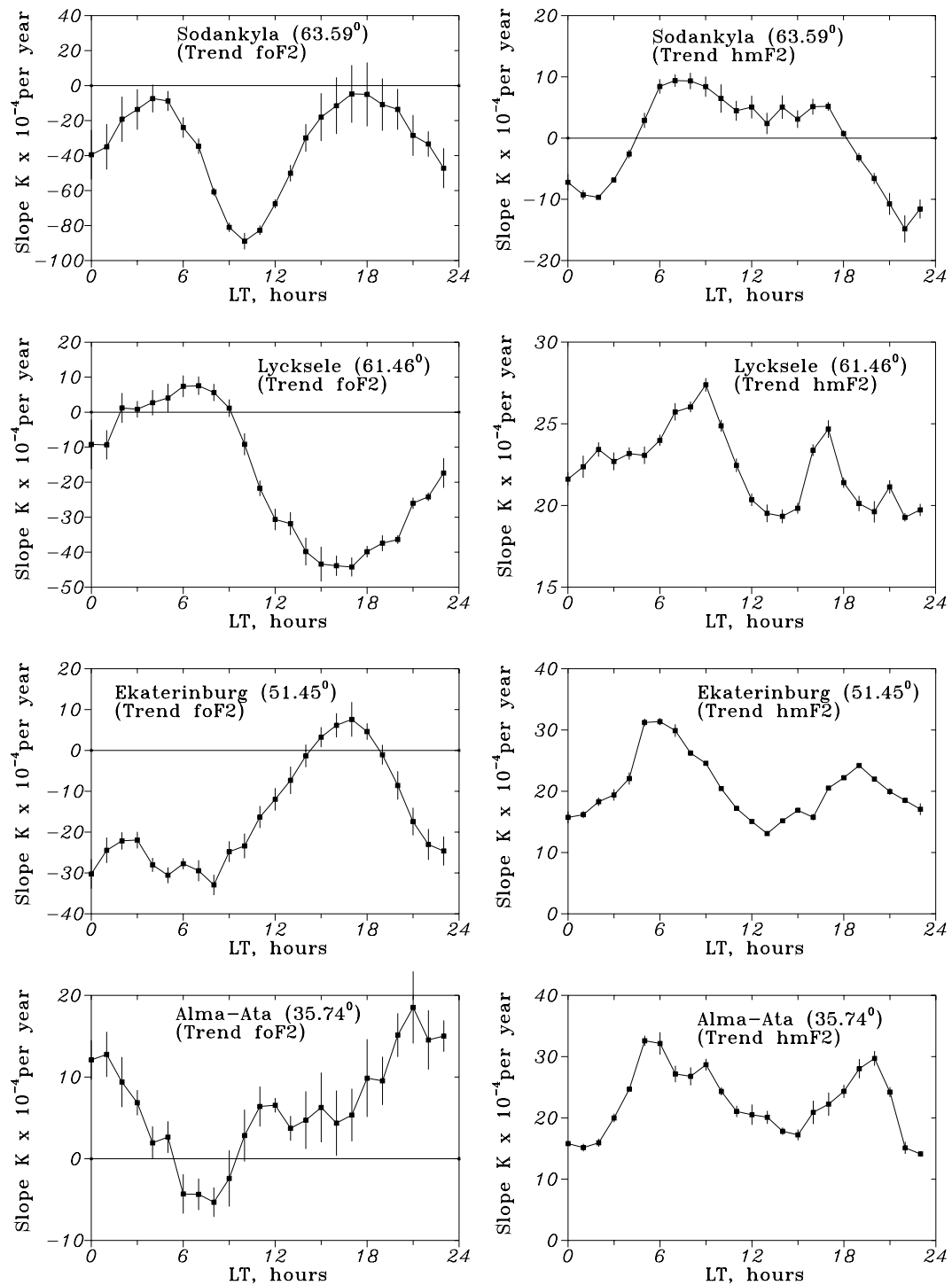


Fig. 1. Diurnal variation of annual mean slope K for $foF2$ (left panel) and $hmF2$ (right panel) trends at auroral, sub-auroral, mid-latitude and lower latitude stations for the 1965–1991 period, invariant latitudes are given in brackets. Error bars present the standard deviation of seasonal (over 12 months) scatter in the slope K .

tom). Positive significant $hmF2$ trends for all LT are revealed at most of the stations considered (Marin et al., 2001), but at some stations, negative significant trends take place; therefore, an additional analysis is required to find out the reason. The Shimazaki (1955) formula which converts

$M(3000)F2$ to $hmF2$, was used in our routine analysis. On the one hand, it was shown by Bremer (1992) and later confirmed by Marin et al. (2001) that $hmF2$ trends are not sensitive to the formula choice. On the other hand, an insertion of correction terms (depending on the $foF2/foE$ ratio)

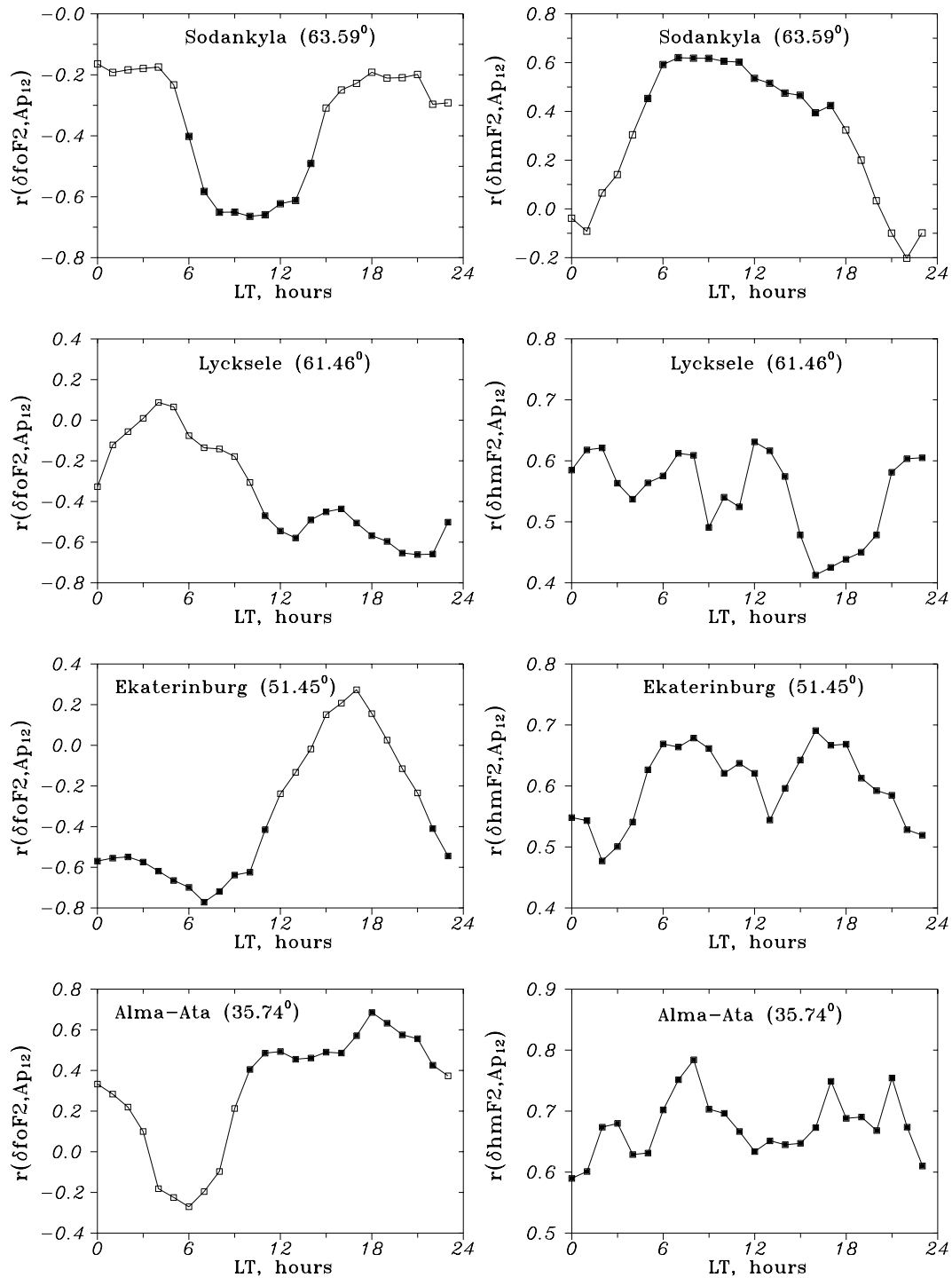


Fig. 2. Same as Fig. 1, but for correlation coefficients $r(\delta foF2, Ap_{12})$ and $r(\delta hmF2, Ap_{12})$. Solid squares are correlation coefficients significant at the 95% confidence level, open squares – the coefficients which are insignificant at this level.

to the Shimazaki (1955) formula may not be useful for the *hmF2* trend analysis, as this ratio itself demonstrates long-term variations. The other problem with using *foE* is in the absence of observations on many stations as well as during nighttime hours.

The revealed *foF2* and *hmF2* trends may be explained in the framework of contemporary F2-layer storm mechanisms

related to the thermosphere global circulation, neutral composition and temperature perturbations during disturbed periods. The relationship of the F2-layer trends with the long-term changes in the geomagnetic activity is clearly seen from diurnal variation of the correlation coefficients $r(\delta foF2, Ap_{12})$ and $r(\delta hmF2, Ap_{12})$ shown in Fig. 2, which are used in further discussion. These variations are seen to repeat the corre-

sponding diurnal variation of the *foF2* and *hmF2* trend magnitudes (Fig. 1), although the correlation coefficients (Fig. 2) are small and insignificant (open squares) at the chosen 95% confidence level for some periods of the day. Usually, as Fig. 2 shows, large correlation coefficients $r(\delta foF2, Ap_{12})$ are significant at the 95% confidence level and the correlation may be of both signs depending on the latitude of the station considered.

Let us consider the obtained latitudinal and diurnal variations of the *foF2* and *hmF2* trends (Figs. 1, 2) in the framework of the geomagnetic control concept.

2.1 Lower latitudes

Positive *foF2* and *hmF2* trends are revealed both for day- and nighttime hours at the lower latitude station, Alma-Ata. An analysis of the F2-layer storm mechanisms for the lower latitude station Havana, with the same $\Phi_{\text{inv}} = 35^\circ$ ($L = 1.5$) as Alma-Ata, was made by Mikhailov et al. (1995). According to AE-C and ESRO-4 satellite observations, geomagnetic disturbances result in an increase in the atomic oxygen absolute concentration, presumably due to the disturbed thermospheric circulation and downwelling at low latitudes, while the $R = (O/N_2)_{\text{storm}}/(O/N_2)_{\text{quiet}}$ ratio remains practically unchanged at the heights of the F2-region (Pröls and von Zahn, 1977; Skoblin and Mikhailov, 1996; Mikhailov et al., 1997). Using the well-known expression by Rishbeth and Barron (1960)

$$\text{NmF2} \cong 0.75q_m/\beta_m \propto [O]_m/[N_2]_m \quad (1)$$

where ion production rate q_m and linear loss coefficient β_m are given at the F2-layer maximum, it was shown by Mikhailov et al. (1995) that

$$\text{NmF2} \propto \frac{[O]_1^{2/3}}{T_n^{5/6}} \left(\frac{[O]_1}{[N_2]_1} \right)^{2/3} \quad (2)$$

where all concentrations are given now at a fixed height h_1 . This expression shows that NmF2 will increase provided that the absolute atomic oxygen concentration $[O]$ increases, while $[O]/[N_2]$ ratio may remain unchanged at any fixed level (the situation we have according to satellite observations at lower latitudes). Such $[O]/[N_2]$ height variations are also confirmed by model calculations (Förster et al., 1999; Rishbeth and Müller-Wodarg, 1999). Thus, an $[O]$ increase due to downwelling motion related to global storm circulation resulting from storm-induced equatorward thermospheric wind can really contribute to the positive NmF2 storm effect, while $R(O/N_2)$ ratio remains unchanged. This $[O]$ increase provides a background NmF2 growth (see also Rishbeth, 1991; Field et al., 1998). Additional NmF2 increase is due to enhanced equatorward thermospheric wind (upward plasma drift), resulting from the auroral heating.

An increase in neutral temperature and concentrations, as well as in vertical plasma drift (due to the enhanced equatorward wind), usually taking place during disturbed periods, leads to the *hmF2* increase. This may be seen from

an approximate expression for *hmF2* (Ivanov-Kholodny and Mikhailov, 1986)

$$hm \cong \frac{H}{3} \left\{ \ln[O]_1 + \ln \beta_1 + \ln(H^2/0.54d) \right\} + cW \quad (3)$$

where $H = kT_n/mg$ is the scale height and $[O]$ is the concentration of atomic oxygen, β is the linear loss coefficient at a fixed height h_1 , W (in m/s) is the vertical plasma drift, c is a coefficient close to unity, $d = 1.38 \cdot 10^{19} \cdot (T_n/1000)^{0.5}$ is a coefficient in the expression for the ambipolar diffusion coefficient $D = d/[O]$.

The above scenario takes place in the ‘nighttime’ (relative to storm onset) longitudinal sector. In the ‘daytime’ sector, F2-layer positive storm effects with the NmF2 and *hmF2* increase are primarily the result from the vertical plasma drift increase without changes in neutral composition and temperature (Pröls, 1995; Mikhailov et al., 1995). The main mechanism of such W increase is the background (poleward during daytime) and the storm-induced (equatorward) wind interaction. Depending on the storm intensity, this interaction may result either in a decrease of the background meridional thermospheric wind or in its reversal. In both cases, we obtain an increase in NmF2 and *hmF2*. Therefore, one should expect positive NmF2 and *hmF2* trends for the 1965–1991 period of increasing geomagnetic activity. Our previous analysis confirms the existence of NmF2 and *hmF2* positive trends for the majority of the day (Fig. 1, bottom).

Negative F2-layer storm effects are known to be strongest in the early morning LT sector (Wrenn et al., 1987; Pröls, 1991, 1993 and references therein) due to the perturbed neutral composition with the decreased O/N_2 ratio advected towards middle and lower latitudes by the thermospheric circulation. This effect is especially pronounced at middle latitudes (see later), but takes place with strongly decreased magnitude at lower latitudes as well (see Fig. 1, around 07 LT). The area with increased $[O]$ shifts further equatorward in this case.

Interesting results demonstrate the correlation coefficients diurnal variations (Fig. 2, bottom) which support the above discussed scenario. Large and significant coefficients $r(\delta foF2, Ap_{12})$ are found for afternoon and evening hours when *foF2* trends are large at Alma-Ata (Fig. 1, bottom). This tells us that the revealed positive *foF2* trends are related to geomagnetic activity by the physical mechanism being discussed. Large and significant correlation coefficients $r(\delta hmF2, Ap_{12})$ are obtained for all LT moments (Fig. 2, right hand, bottom). This is due to both processes ($[O]$ or/and W increase related to the increased geomagnetic activity) which contribute to the *hmF2* increase, as it follows from Eq. (3).

The daytime sunlit F2-region is sensitive to the increase in $[O]$ and W , resulting in the NmF2 increase. Therefore, the correlation coefficients $r(\delta foF2, Ap_{12})$ are largest and significant during daytime hours (Fig. 2, left hand, bottom). The nighttime F2-region formation mechanism is different and NmF2 is less sensitive to the $[O]$ and W variations. This results in small and insignificant (at the 95% confidence level)

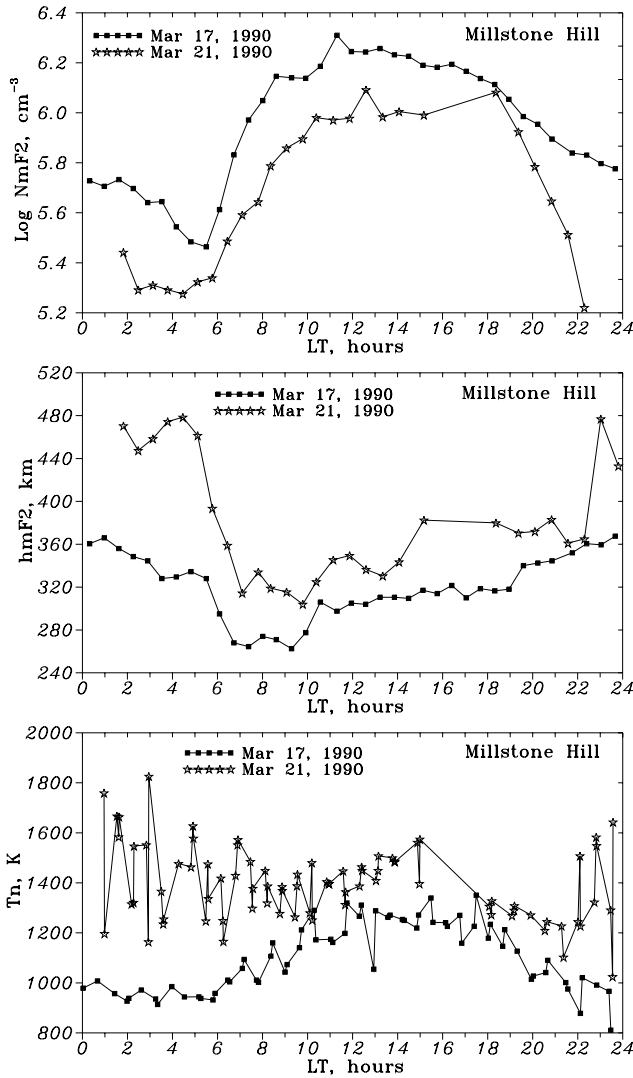


Fig. 3. Observed diurnal variations of $NmF2$, $hmF2$ and neutral temperature T_n estimated at Millstone Hill at 300 km for quiet 17 March 1990 and disturbed 21 March 1990 days.

nighttime correlation coefficients $r(\delta foF2, Ap_{12})$. In contrast, the dependence of $hmF2$ on $[O]$ and W is practically the same during both daytime and nighttime hours. This gives large and significant $r(\delta hmF2, Ap_{12})$ coefficients for the whole day (Fig. 2, right hand, bottom).

2.2 Middle latitudes

Typical mid-latitude $foF2$ and $hmF2$ trend diurnal variations are presented by the results at Ekaterinburg (Figs. 1,2). Negative (especially at night) $foF2$ and positive $hmF2$ (all day long) trends are obtained for most of the mid-latitude stations considered (Mikhailov and Marin, 2000; Marin et al., 2001). For better illustration of the physical mechanisms involved, let us consider Millstone Hill incoherent scatter observations for quiet 17 March 1990 ($Ap = 3$) and disturbed 21 March 1990 ($Ap = 76$) days. Millstone Hill and Ekaterinburg have

close geomagnetic latitudes; therefore, such a comparison of the two stations is justified. Observed diurnal variations of $NmF2$, $hmF2$ and T_n at 300 km are shown for the two days in Fig. 3. The observations illustrate well-known and typical negative storm behavior for the mid-latitude F2-layer. When we pass from quiet to disturbed conditions, $NmF2$ decreases and $hmF2$ increases during both daytime and nighttime hours. The $NmF2$ decrease is more pronounced in the nighttime and early morning LT sector. The same diurnal variation is seen in the $foF2$ trends (Fig. 1, left panel), with the correlation coefficients $r(\delta foF2, Ap_{12})$ being the largest for the same hours (Fig. 2, left panel). Mid-latitude negative F2-layer storm effects are known to be the strongest in the post-midnight-early-morning LT sector and they are much weaker in the afternoon (Wrenn et al., 1987; Prölss, 1991,1993). As it was pointed out earlier, this is due to the disturbed neutral composition with a decreased O/N_2 ratio, which is advected towards middle latitudes during the night, rotates into the day sector being shifted back to higher latitudes by diurnal varying thermospheric circulation (Skoblin and Förster, 1993; Fuller-Rowell et al., 1994; Prölss, 1995). This effect is clearly seen in the afternoon with a tendency for the $foF2$ trends to be even positive around 15 LT.

Contrary to the $NmF2$ behavior, $hmF2$ is larger for disturbed conditions. This is due to three reasons (see Eq. 3): 1) neutral temperature T_n is higher in the perturbed thermosphere. Millstone Hill T_n estimations are shown in Fig. 3 (bottom); 2) linear loss coefficient $\beta = \gamma_1[N_2] + \gamma_2[O_2]$ is higher for disturbed conditions due to higher molecular concentrations and reaction rate coefficients depending on temperature; 3) vertical plasma drift W is more positive due to an enhanced equatorward thermospheric wind in the nighttime sector, or to a decreased or even a reversal of the solar driven northward wind in the daytime LT sector (Prölss, 1993; Wickwar, 1989).

Let us consider these changes in the thermospheric parameters using Millstone Hill observations for 17 March and 21 March 1990. A self-consistent approach to the ionospheric F2-layer modelling proposed by Mikhailov and Schlegel (1997) with later modifications by Mikhailov and Förster (1999) and Mikhailov and Schlegel (2000) may be applied for daytime Millstone Hill observations to extract the set of main aeronomic parameters for the two days in question. The method uses measured $N_e(h)$, $T_e(h)$, $T_i(h)$, and $V_z(h)$ profiles to find the set of main aeronomic parameters responsible for the observed $N_e(h)$ distribution in the daytime F2-region. The calculated parameters are given in Table 1.

The results of the calculations are in agreement with the contemporary understanding of the F2-layer storm mechanisms (e.g. Rishbeth, 1991; Prölss, 1995; Field et al., 1998). The calculations show an increase in exospheric temperature T_{ex} (compare to Millstone Hill estimates at 300 km in Fig. 3), a strong enrichment of the thermosphere with heavy molecular species O_2 and N_2 , and an increase in W . The latter results from some damping of the normal solar driven northward thermospheric circulation by the disturbed (southward) one.

Table 1. Calculated thermospheric parameters for quiet 17 March 1990 and disturbed 21 March 1990 days at 300 km and 13.5 LT

Date	T_{ex} K	$\log [O]$ cm^{-3}	$\log [O_2]$ cm^{-3}	$\log [N_2]$ cm^{-3}	$\beta/10^{-4}$ s^{-1}	W m s^{-1}
17 Mar 90	1310	8.955	6.909	8.364	2.63	−8.1
21 Mar 90	1502	9.065	7.386	8.697	9.26	−3.8

Atomic oxygen concentration demonstrates a small increase at 300 km (around 25%), but in fact, this means a depletion of the $[O]$ abundance in the thermosphere as T_{ex} (and corresponding neutral scale height) is higher on 21 March (Table 1). A strong increase in $[N_2]$, $[O_2]$ as well as in the temperature results in a β increase by more than a factor of 3 and this is the main reason for the NmF2 decrease on the disturbed day (see Eqs. 1,2). The growth of β , W , and $[O]$ on the disturbed day results in higher observed *hmF2* (Fig. 3, and Eq. 3).

Therefore, the analyzed period of 1965–1991 of increasing geomagnetic activity should result in negative NmF2 and positive *hmF2* trends, as our previous analysis has shown (Mikhailov and Marin, 2000; Marin et al., 2001). Unlike the case with lower latitudes (Alma-Ata station) where changes in vertical plasma drift and atomic oxygen concentration are responsible for the positive F2-layer storm effects, neutral composition (O/N_2 ratio) and temperature changes are supposed to be the main physical reason for the F2-layer negative storm effects at mid-latitudes (Prölss, 1995; Field et al., 1998), although the role of vibrationally excited N_2^* is considered in some publications as well (e.g. Pavlov, 1994; Pavlov et al., 1999). The largest neutral composition (O/N_2 ratio) perturbations take place in the post-midnight-early-morning LT sector (Prölss, 1980, 1993) and the calculated correlation coefficients $r(\delta foF2, Ap_{12})$ are the largest for this part of the day (Fig. 2, left panel). Similar to the lower latitude case positive *hmF2* trends and large correlation coefficients $r(\delta hmF2, Ap_{12})$ take place practically all day long. As mentioned above, this is mainly due to the increase in β , T_n and W .

Therefore, the revealed mid-latitude *foF2* and *hmF2* trends may be considered as the manifestation of the storm induced neutral composition, and temperature and meridional wind changes, which should take place for the period of increasing geomagnetic activity 1965–1991.

2.3 High latitudes

The situation is more complicated with the high-latitude F2-layer where close stations may demonstrate different diurnal variations of the trend magnitude. As an example, Sodankyla (67.40 N; 26.60 E; $\Phi_{inv} = 63.59^\circ$ N) and Lycksele (64.70 N; 18.80 E; $\Phi_{inv} = 61.46^\circ$ N) stations are shown in Fig. 1. Very strong negative *foF2* trends take place during daytime with the minimum shifted to the morning hours at Sodankyla. The observed *foF2* trends are small with a pretty large scatter during morning and evening hours. The correla-

tion coefficients $r(\delta foF2, Ap_{12})$ are large and significant during daytime hours (Fig. 2, left-hand, top). On the contrary, at Lycksele, the largest negative *foF2* trends are observed in the evening LT sector, while the trends are small during the first part of the day. Corresponding diurnal variation is seen for $r(\delta foF2, Ap_{12})$ in Fig. 2 where large and significant correlation coefficients are found for the second part of the day.

The Sodankyla station also shows an interesting and unusual *hmF2* trend diurnal variations (Fig. 1, right-hand, top), when compared to other stations. The trends are positive although small during daytime hours, but they are negative at nighttime. The daytime correlation coefficient $r(\delta hmF2, Ap_{12})$ are large and significant, while the nighttime values are small and insignificant at the 95% confidence level (Fig. 2, right-hand, top). Such unusual diurnal variations of the *hmF2* trend magnitude are discussed later using EISCAT observations. Large positive *hmF2* trends along with large and significant correlation coefficients $r(\delta hmF2, Ap_{12})$ take place during the whole day at Lycksele (Figs. 1, 2; right-hand panels).

Let us start with the *foF2* trends (Fig. 1, left-hand, top). The Sodankyla station ($\Phi_{inv} = 63.59^\circ$) is located in the plasma ring or FLIZ zone (Thomas and Andrews, 1969; Pike, 1971) where an intensive F2-region ionization is produced by soft electron precipitation (Morse et al., 1971). The equatorial boundary of this zone is located at $\Phi_{inv} = 61 - 62^\circ$ at 00–06 MLT and at $\Phi_{inv} = 63^\circ$ at 18–21 MLT while during daytime, it shifts northward at $\Phi_{inv} = 70 - 72^\circ$ (Sagalin and Smiddy, 1974). This excursion of the precipitation zone explains the appearance of two peaks in the *foF2* trend diurnal variation (Fig. 1, left-hand, top). As the intensity of electron precipitation is highly variable in the FLIZ zone, the scatter of the trends obtained is fairly large and the correlation coefficients $r(\delta foF2, Ap_{12})$ are small and insignificant (Fig. 2, left-hand, top) for these two periods of the day. The corpuscular ionization should be strong enough during these periods to compensate large negative effect in NmF2 due to large changes in neutral composition and temperature expected in the perturbed auroral thermosphere. The latter is seen for daytime hours when, despite direct solar photoionization, very strong negative *foF2* trends are observed (Fig. 1, left-hand, top).

The sub-auroral station Lycksele ($\Phi_{inv} = 61.46^\circ$) turns out to be in the FLIZ zone in the morning but not in the evening and unlike Sodankyla, there is only one (morning) peak where *foF2* trends are small and correlation coefficients $r(\delta foF2, Ap_{12})$ are small and insignificant (Fig. 2, left second panel). The daytime equatorial boundary of the FLIZ zone

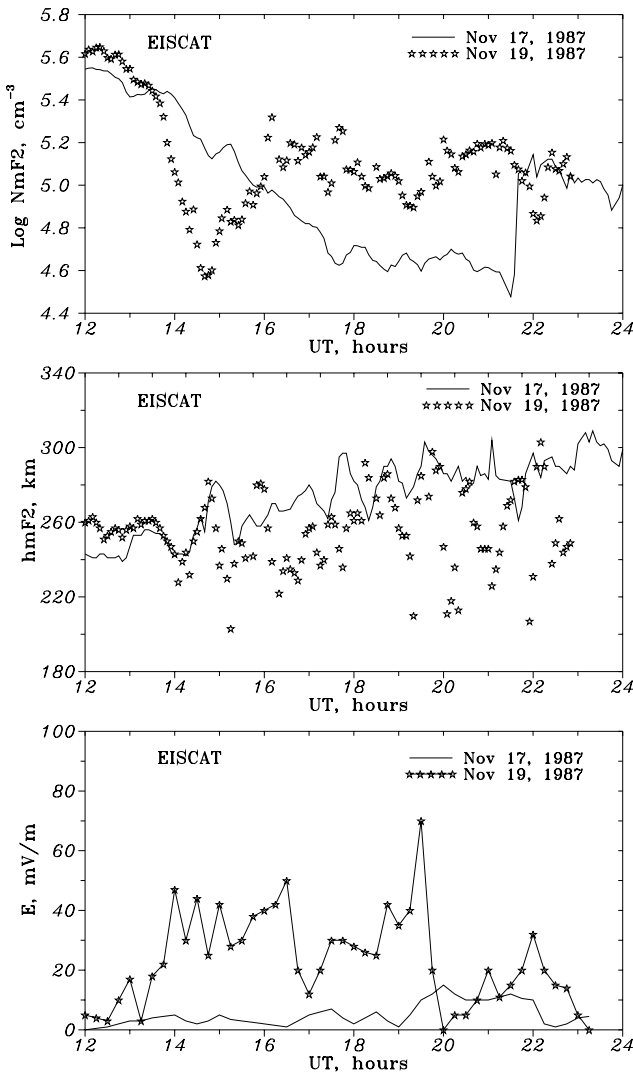


Fig. 4. Observed with EISCAT diurnal variations of NmF2, *hmF2* and electric fields for quiet 17 November 1987 and disturbed 19 November 1987 days.

shifts to the latitudes $\Phi_{\text{inv}} = 70 - 72^\circ$ (Sagalin and Smiddy, 1974) and we have strong negative *foF2* trends resulting from the disturbed neutral composition and temperature similar to the middle latitude case. It should be kept in mind that neutral composition and temperature are perturbed for the whole day and this explains the large positive and significant *hmF2* trends at Lycksele for all LT moments (Figs. 1,2, right second panels).

Let us analyze *hmF2* trends at Sodankyla, where positive daytime trends and negative (although insignificant at the 95% confidence level) nighttime *hmF2* trends are obtained (Figs. 1,2, right-hand, top). Such variations are due to specific mechanisms of the auroral F2-region formation.

Observed with EISCAT NmF2, *hmF2* and electric field *E* diurnal variations are shown in Fig. 4 for quiet 17 November 1987 ($A_p = 3$) and moderately disturbed 19 November ($A_p = 12$) days. Electric fields $E \approx 20 - 40$ mV/m and an

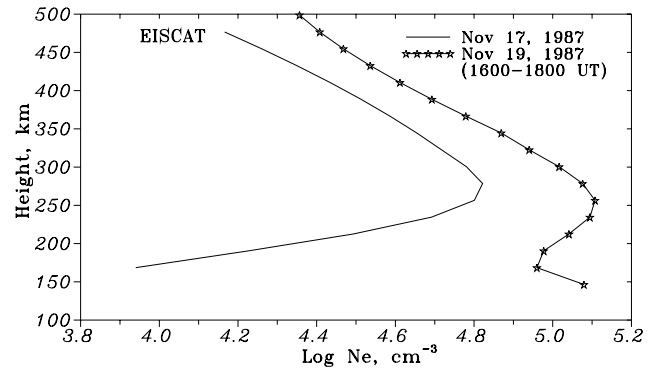


Fig. 5. Observed with EISCAT median $N_e(h)$ profiles calculated over two hours. Note the effect of strong particle precipitation in the $N_e(h)$ height distribution on 19 November.

intensive electron precipitation took place on 19 November, while both characteristics were small on 17 November (some splashes of electric field took place only after 19 UT). Observed NmF2 are higher and *hmF2* are lower on 19 November for the period of 16–22 UT, when an intensive electron precipitation is expected (Fig. 1, left-hand, top). Large scatter in the observed *hmF2* is seen on 19 November and is obviously due to a varying precipitation intensity. Median $N_e(h)$ profiles found over the 16–18 UT period are given in Fig. 5 for the two days in question. Strong precipitation results in an enhanced electron concentration (especially in the lower F-region) as well as in a decrease in *hmF2*. Namely, this effect of the electron precipitation is the most important for our analysis. Strong plasma production at lower altitudes shifts normal *hmF2* to lower heights (e.g. Torr and Torr, 1969). A similar situation exists for a normal mid-latitude F2-layer when daytime *hmF2* is lower than nighttime *hmF2* over one hour for one and the same input parameters. This is due to strong solar photoionization at low F-region heights. As the precipitation intensity increases with geomagnetic activity (Sato and Colin, 1969; Marubashi, 1970), nighttime *hmF2* trends are negative at Sodankyla (Fig. 1, right-hand, top) for the period of increasing geomagnetic activity of 1965–1991. Therefore, the revealed features of the NmF2 and *hmF2* nighttime trends may be attributed to the electron precipitation effects.

Besides particle precipitation strong electric fields are an inalienable feature of the disturbed auroral F2-region. The observed increase in geomagnetic activity for the analyzed period of 1965–1991 is the manifestation of intensified electric fields in the auroral zone. Joule heating related to the electric fields results in strong perturbations of neutral composition (O/N_2 , O/O_2 decrease) and neutral temperature increase (e.g. Pröls, 1980; Rishbeth and Müller-Wodarg, 1999). Therefore, by analogy with the mid-latitude case, one should expect strong negative *foF2* and positive *hmF2* trends for the period in question. An additional effect working in the same direction is due to the dependence of the $O^+ + N_2$ reaction rate constant (via the effective temperature)

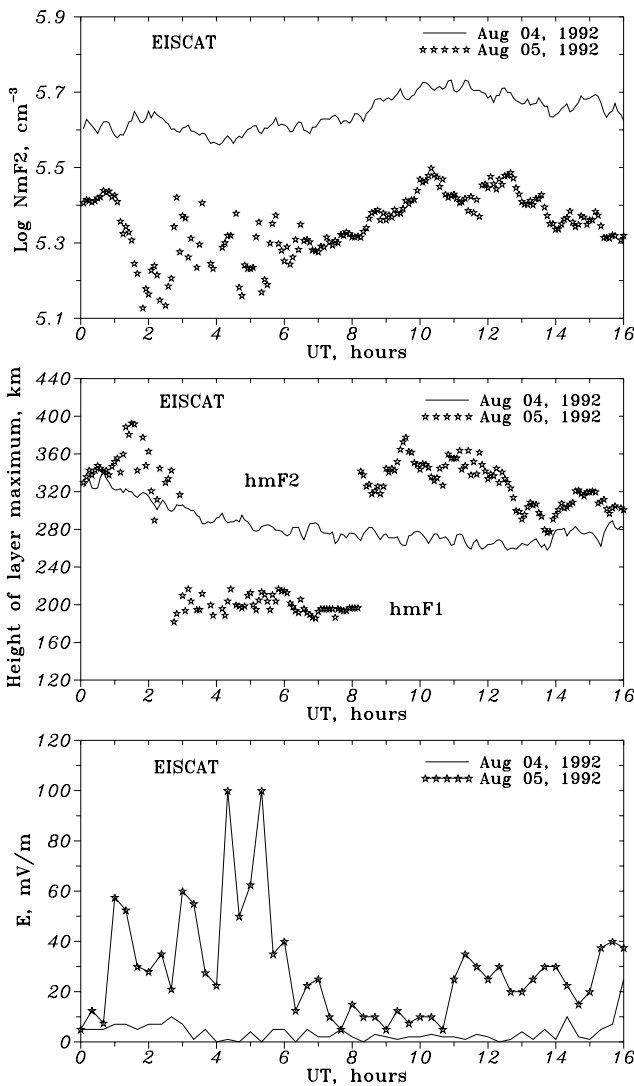


Fig. 6. Observed with EISCAT diurnal variations of NmF2, hmF2 and electric fields for quiet 04 August 1992 and disturbed 05 August 1992 days. Note the decrease in the height of the layer maximum after a strong electric field is switched on.

on electric field E (Schunk et al, 1975). Strong negative *foF2* trends (Fig. 1, left-hand, top) do take place at Sodankylä during daytime hours, the nighttime case was discussed above. But relatively small (although positive) daytime *hmF2* trends (Fig. 1, right-hand, top) look rather strange. At least three reasons may be considered:

- 1) the accuracy of initial experimental $M(3000)F2$ values, and the $M(3000)F2$ to *hmF2* conversion procedure used;
- 2) the effect of strong electric fields on the $N_e(h)$ height profile;
- 3) the effect of the auroral thermosphere depletion (due to upwelling) with atomic oxygen (Prölss, 1980).

Let us consider EISCAT observations for quiet 04 August 1992 ($A_p = 2$) and disturbed 05 August 1992 ($A_p = 35$) days which may help us analyze the problem with the *hmF2* daytime trends. The daily mean A_p index was 15 on 04 August

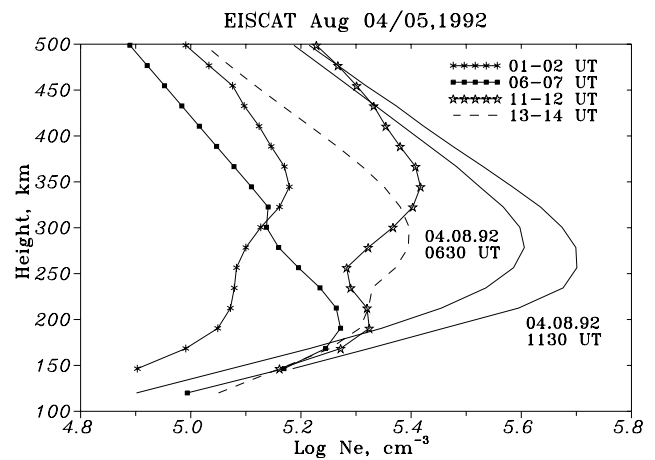


Fig. 7. Observed with EISCAT $N_e(h)$ profiles for different UT moments of the disturbed day 05 August 1992. Note the modification of normal F2-layer and formation of the layer maximum around 200 km as a reaction to the strong increase in the linear loss coefficient β . Quiet time $N_e(h)$ profiles for 04 August 1992 are shown for a comparison.

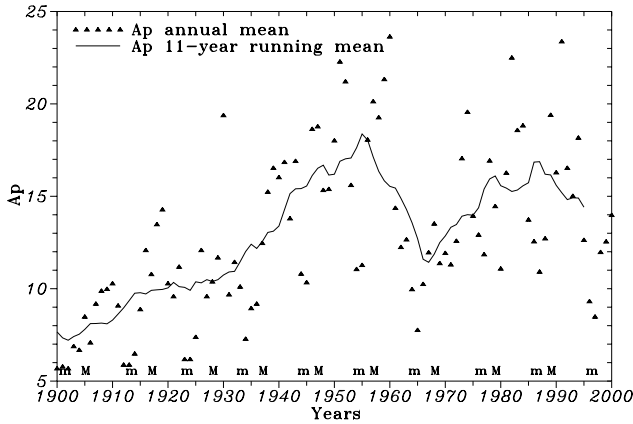
due to a disturbance which started late in the afternoon. Yet the first half of the day considered here was very quiet and we accepted $A_p = 2$ for our model calculations. Observed NmF2, *hmF2*, as well as electric field diurnal variations, are shown for the two days in Fig. 6.

The selected couple of dates demonstrates the effect of the general NmF2 decrease for the disturbed day which corresponds to the *foF2* negative trend (Fig. 1, left-hand, top) for the considered period of increasing geomagnetic activity of 1965–1991. The effect of the electric field switching on and off is also seen in Fig. 6. The median $N_e(h)$ profiles taken over a set of one hour observations are shown in Fig. 7 for some UT periods. Two quiet time (04 August 1992) $N_e(h)$ profiles are shown for a comparison as well. An abrupt decrease of the layer height down to 200 km (F1-layer) takes place during the morning hours on 05 August (Fig. 6, middle panel) as a reaction to the enhanced electric field (Fig. 6, bottom). Later in the morning, when E decreases and the photoionization rate increases, *hm* restores back to normal *hmF2* values around 350 km. In the afternoon, a moderate E increase again results in the *hmF2* decrease, when *hmF2* turns out to be close to the 04 August values.

All observed disturbed $N_e(h)$ profiles (Fig. 7) show a strongly reduced NmF2 up to a complete disappearance of the F2-layer (0300–0800 UT period), while a pronounced F1-layer appears around 200 km height. It is obvious that the $M(3000)F2$ parameter, determined from routine ground-based ionosonde observations, is not reliable for such profiles. On the other hand, special care is required when taking into account the effect of the underlying ionization in the empirical formulas relating $M(3000)F2$ to *hmF2*. Therefore, *hmF2* derived from $M(3000)F2$ may not be very reliable for such $N_e(h)$ profiles, but one may hope that this does not strongly affect $M(3000)F2$ monthly median values.

Table 2. Calculated at 300 km thermospheric parameters for quiet 04 August 1992 and disturbed 05 August 1992 days and two periods of the day

Date	T_{ex} K	$\log [O]$ cm^{-3}	$\log [O_2]$ cm^{-3}	$\log [N_2]$ cm^{-3}	$\beta/10^{-4}$ s^{-1}	W m s^{-1}
04 Aug 92, 06–07 UT	1088	8.546	6.807	8.241	1.84	+4.3
05 Aug 92, 06–07 UT	1332	8.345	7.422	8.593	15.6	+28.5
04 Aug 92, 11–12 UT	1158	8.645	6.793	8.279	1.96	−16.8
05 Aug 92, 11–12 UT	1263	8.537	7.235	8.512	8.77	+31.3

**Fig. 8.** Annual mean and 11-year running mean *Ap* index variations. Symbols (*m*) and (*M*) refer to years of solar cycle minimum and maximum.

To illustrate the changes in the thermospheric parameters responsible for the observed NmF2 and *hmF2* variations under disturbed conditions, let us consider two sunlit periods around 0630 and 1130 UT for 04 and 05 August. The above mentioned method by Mikhailov and Schlegel (1997) with later modifications is used for this analysis. The two chosen UT periods correspond to the cases of a pronounced F1-layer appearance (0600–0700 UT) and to a moderately disturbed F2-layer with a pronounced *hmF2* (1100–1200 UT); the corresponding $N_e(h)$ profiles are shown in Fig. 7. Calculated thermospheric parameters for the quiet and disturbed days are given in Table 2. The calculated T_{ex} is higher on 05 August (the disturbed day), especially for the morning period when strong electric fields were observed. The enhanced electric field produces an intensive Joule heating and an upwelling in the thermosphere. The latter is seen in the calculated vertical plasma drift W (Table 2). The upwelling motion results in a $[O]$ decrease and a $[O_2]$, $[N_2]$ increase, which is also seen for the disturbed day with respect to the quiet one. Relatively small $[O]$ decrease at 300 km (58% in the morning and 28% at around noon), in fact, corresponds to a strong decrease in the atomic oxygen abundance, as T_{ex} (and corresponding neutral scale height) is higher on 05 August (Table 2).

The thermosphere heating and upwelling results in the strong increase in $[N_2]$ (by a factor of 2.25 in the morning and

by 1.71 times around noon), and in the $[O_2]$ increase by a factor of 4.12 and 2.77, respectively. This $[N_2]$ and $[O_2]$ increase, along with the increase in the $O^+ + N_2$ rate constant depending on T_n , T_i and E , results in a very strong β increase by a factor of 8.5 in the morning case, and by a factor of 4.5 around noon. Similar to the mid-latitude case, this increase in the linear loss coefficient β is the main reason for the NmF2 decrease on the disturbed day; the additional negative effect in NmF2 is related to the $[O]$ decrease. This analysis based on EISCAT observations illustrates the physical mechanism of the strong *foF2* negative trend obtained for daytime hours at Sodankyla (Fig. 1, left top panel).

Electric fields via the chain of the processes mentioned above strongly affect the $N_e(h)$ height distribution and *hmF2*, accordingly. During nighttime, when direct solar photoionization is absent, or in the morning, when it is not strong enough, the loss coefficient β increase may result in a complete disappearance of the normal F2-layer and formation of the $N_e(h)$ profile with maximum around 200 km (Fig. 5, 03–08 UT period). Such a layer is composed of heavy molecular ions, NO^+ and O_2^+ , as model calculations show.

Therefore, electric fields along with the earlier discussed electron precipitation effect may really contribute to the negative nighttime *hmF2* trends at Sodankyla (Fig. 1, top right panel). During daytime hours, solar EUV ionization becomes strong enough and the F2-layer maximum is formed at usual heights, but a well-developed F1 layer still exists (Fig. 7), with the NmF2 and NmF1 values being close around 08 UT (Figs. 6, 7).

Both satellite observations (Prölss, 1980) and model calculations (Table 2) show a decrease in the atomic oxygen concentration for disturbed conditions. According to Eq. (3), a decrease in $[O]$ should compensate to some extent for the *hmF2* growth, primarily resulting from the β , W and T_n increase on the disturbed day. This effect is not strong for the 04 and 05 August case ($\Delta \log [O] = -0.108$ and $\Delta \log \beta = 0.65$) and disturbed daytime *hmF2* values are larger than the quiet time ones (Fig. 6, middle panel). But, depending on the perturbation intensity, the effect may be larger. For instance, an analysis of EISCAT observations for the period of geomagnetic storm on 10 April 1990 (Mikhailov and Schlegel, 1998) has revealed an $[O]$ decrease by a factor of 4.3 at 300 km, with respect to the previous day. In that case, the daytime layer maximum was formed around 200 km height.

Therefore, relatively small (when compared to mid-latitude

stations) daytime *hmF2* trends at Sodankyla (Fig. 1, right top panel) may be due to a strong decrease in the atomic oxygen abundance in the perturbed auroral thermosphere.

3 Discussion

Investigation of the ionospheric trends was greatly stimulated by the model calculations of Rishbeth (1990), and Rishbeth and Roble (1992), which predicted the ionospheric effects of the atmosphere greenhouse gas concentration increase. Since then, researchers have been trying to reveal the predicted thermosphere cooling analyzing ionospheric trends (Bremer, 1992; Givishvili and Leshchenko, 1994; Ulich and Turunen, 1997; Jarvis et al., 1998; Upadhyay and Mahajan, 1998). But the world-wide pattern of the F2-layer parameter trends turned out to be very complicated and cannot be reconciled with the greenhouse hypothesis. On the contrary, the geomagnetic control concept by Mikhailov and Marin (2000), based on the contemporary understanding of the F2-layer storm mechanisms, allows us to explain the revealed morphological features of the F2-layer trends. According to this concept, there are periods of negative and positive F2-layer parameter trends corresponding to the long-term changes in geomagnetic activity shown in Fig. 8. Annual mean *Ap* indices prior 1932 were reconstructed from *aa* indices available from 1868. Years of solar cycle minima (*m*) and maxima (*M*) are marked in Fig. 8 as well, to show that such long-term variations in geomagnetic activity (presented by 11-year *Ap* index) are not related to solar cycle variations. A steady increase in geomagnetic activity took place for the period from 1900 to middle of 1950s followed by a decrease towards middle of 1960s and again an increase towards the end of 1980s. A tendency for a decrease in geomagnetic activity after 1990 is clearly seen in annual mean *Ap* values. Similar variations of geomagnetic activity can be found in Clilverd et al., (1998, their Fig. 6). Namely, these long-term variations in geomagnetic activity result in the ionospheric F2-layer long-term trends.

An example of such long-term variations is given in Fig. 9 for a mid-latitude station Slough, where ionospheric observations are available from the early 1930s. Variations of the 11-year *Ap* index are repeated in Fig. 9 (top) for further discussion. The $\delta foF2$ variations are considered for (*M* + *m*) and (*m*) year selections (Danilov and Mikhailov, 1999; Mikhailov and Marin, 2000). Solid and dashed lines are the least squares fitting by the 4th degree polynomial (a higher degree gives practically the same results). Everywhere error bars present the standard deviation over 12 monthly values. An anti-phase type of $\delta foF2$ and *Ap* long-term variations is seen for the period in question. The periods of increasing geomagnetic activity (before 1955 and after the end of the 1960s) are seen to correspond to negative *foF2* trends, while during the decreasing phase of geomagnetic activity (1955 to the end of the 1960s), a small positive *foF2* trend takes place. There is also a tendency for the *foF2* trend to switch from negative to positive after 1990, in accordance

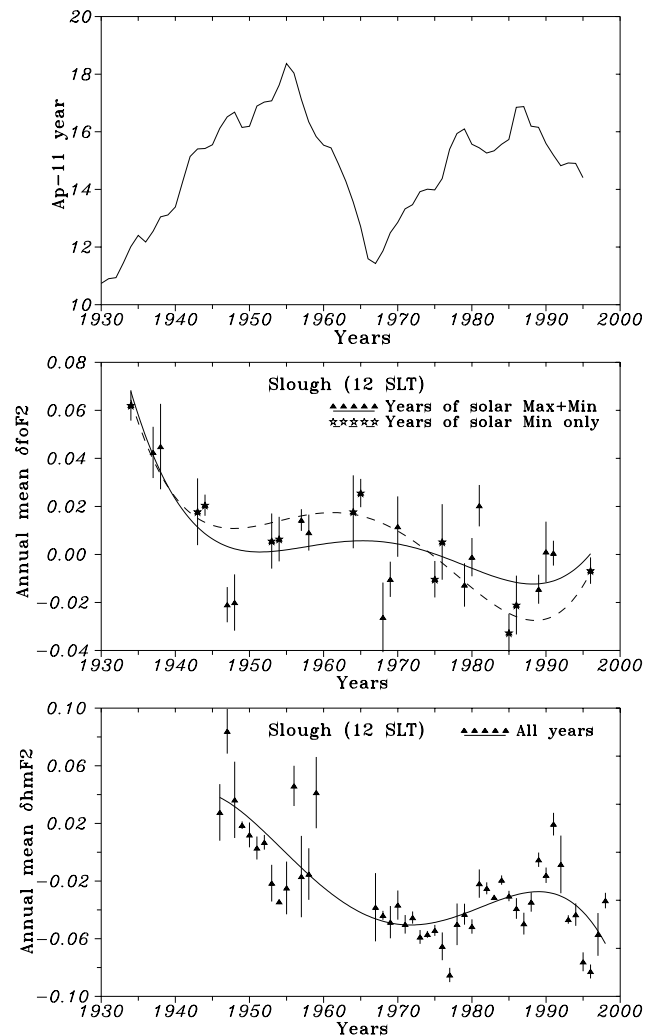


Fig. 9. 11-year running mean *Ap* index along with $\delta foF2$ and $\delta hmF2$ long-term variations. Two year selections (*M* + *m*) and (*m*) (see text) are used for the *foF2* and (all years) for the *hmF2* trend analysis. Least squares fitting curves are a 4th degree polynomials. Error bars present the standard deviation of seasonal (over 12 months) scatter.

with the change in geomagnetic activity (see Fig. 8). Different signs of the *foF2* trends for the periods before and after 1965 were demonstrated earlier by Mikhailov and Marin (2000) for some stations with long observational periods.

On the contrary, $\delta hmF2$ demonstrates a syn-phase with *Ap* type of variations (Fig. 9, bottom). The periods with negative *hmF2* trends before 1970 and after 1990 correspond to the periods with decreasing geomagnetic activity while a positive *hmF2* trend takes place for the period of 1970–1990. In accordance with the analysis by Marin et al. (2001), unlike the *foF2* case, all years with *M*(3000)*F2* observations may be used for the *hmF2* trend derivation. The period between 1961–1965 is absent in Fig. 9 (bottom), as observed *M*(3000)*F2* values for this period give unreal $\delta hmF2$ variations which have not been confirmed by observations at other stations. Physical mechanisms relating *foF2* and *hmF2* trends

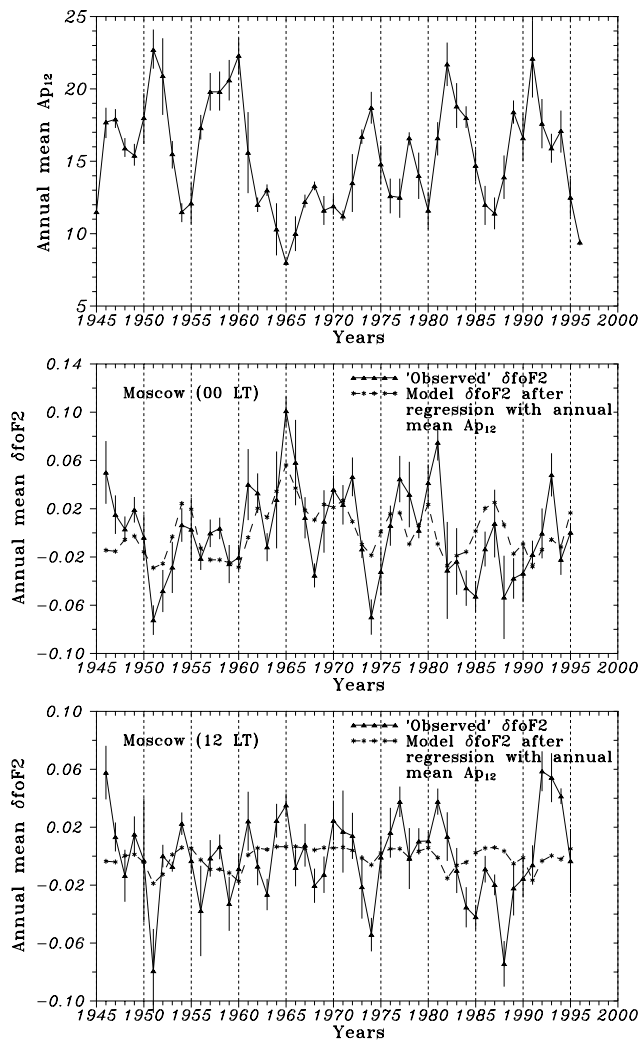


Fig. 10. Annual mean A_{p12} and $\delta foF2$ variations at Moscow, 00 and 12 LT. Dashed line is an attempt to remove the dependence on geomagnetic activity using $\delta foF2$ regression with A_{p12} . Note that observed $\delta foF2$ variations are much stronger than model ones especially for daytime.

with geomagnetic activity variations are discussed earlier in the paper.

In the framework of the proposed geomagnetic hypothesis one should expect thermosphere heating rather than the cooling that the researchers are seeking when considering the 1970–1990 period. Indeed, from the A_p variations (Fig. 8), one may accept the A_p index increase from 12 to 16 for the period in question; such an increase in the A_p index, according to the thermospheric MSIS-83 (Hedin, 1983) model, results in the annual mean T_{ex} increase by about 10 K for mid-latitudes ($F_{10.7} = 140$ was used in calculations). But this heating will be followed by the thermosphere cooling, in accordance with the long-term changes in the geomagnetic activity (Fig. 8).

Although there is an obvious relationship between the F2-layer parameter trends and the geomagnetic activity, it is im-

possible to remove this geomagnetic effect from the trends revealed, using any conventional index (e.g. monthly or annual mean A_p) of geomagnetic activity, and to check if there is any residual trend (of a greenhouse origin, for instance). If it could be accomplished by using the conventional indices, the problem of the F2-layer storm description and prediction would have been solved long ago, but this has not been the case until now. This is not surprising as any global geomagnetic activity index cannot, in principle, take into account the whole complexity of F2-layer storm effects with positive and negative phases depending on the season, longitude, UT and LT of storm onset, storm magnitude, etc. Therefore, an inclusion of the A_p index to the regression, in fact, does not remove the dependence on geomagnetic activity, as supposed by Bremer (1998) and Jarvis et al. (1998), but only contaminates the analyzed data (Mikhailov and Marin, 2000). Indeed, according to Mikhailov and Marin (2000), and Marin et al. (2001), such an inclusion of the A_p index has some effect on the trend magnitude, but without changing, in principle, the main morphological features of the $foF2$ and $hmF2$ trends. A similar result was obtained by Ulich and Turunen (1997) who did not include the A_p index in their study for this reason.

Figure 10 illustrates an attempt to remove the geomagnetic effect by the inclusion of the annual mean A_{p12} to the $foF2$ trend analysis for Moscow, 00 and 12 LT. A two-step procedure was applied. At first, $\delta foF2 = (foF2_{obs} - foF2_{mod})/foF2_{mod}$ values were found and called ‘observed’ (Fig. 10, solid line). Then a regression (2nd degree polynomial) of these $\delta foF2_{obs}$ with annual mean A_{p12} was calculated and called ‘model’ in Fig. 10 (dashed line). The model curve is seen to follow, qualitatively, the observed $\delta foF2$ variation for 00 LT with a correlation coefficient $r = 0.538$, which is significant at the 99% confidence level. But the observed $\delta foF2$ variations are much larger and not reproduced completely by the model. The situation is even worse for daytime (12 LT) conditions. In this case, there is not even a qualitative agreement between the two curves ($r = 0.227$, insignificant). The same result was obtained for Ekaterinburg (Fig. 2, left panel) where significant correlation coefficients were found only for nighttime hours.

The obtained result tells us that, in fact, the geomagnetic effect is much stronger (at least during nighttime) than can be described using the A_{p12} index. Poor $\delta foF2$ correlation with A_{p12} during the daytime confirms the complexity of the F2-layer storm mechanisms as mentioned earlier. For instance, mid-latitude daytime F2-layer storm effects may be due to thermospheric perturbations formed in the nighttime longitudinal sector during the preceding geomagnetic storm (Skoblin and Förster, 1993; Fuller-Rowell et al., 1994; Pröls, 1995).

On the other hand, one should keep in mind that the sunspot number R_{12} , usually used in empirical ionospheric models, is far from the best choice (Mikhailov and Mikhailov, 1999) and, in fact, it does not allow us to completely remove the dependence on solar activity being used in $foF2$ and $hmF2$ versus R_{12} regressions. Despite special methods applied to ex-

Table 3. Annual mean slope K (in 10^{-4} per year) for the period after 1965 for the stations with close Φ_{inv} , but different D . Years of solar minimum (m) for *foF2* and all years for *hmF2* trend analysis are used.

Station	Φ_{inv} deg	D deg	$\sin I \cos I \sin D$	K (<i>foF2</i>) 12 LT (m) years	K (<i>foF2</i>) 06 LT (m) years	K (<i>hmF2</i>) 12 LT all years	K (<i>hmF2</i>) 06 LT all years
Yakutsk	55.1	−15	−0.06	−43.4	−49.2	+15.9	+22.7
St.Petersburg	55.9	+7	+0.03	−27.3	−14.1	+10.1	+17.9
Slough	49.8	−7	−0.04	−25.3	−19.6	+17.2	+27.6
Tomsk	50.6	+9	+0.04	−20.2	−25.9	+23.2	+22.5
Khabarovsk	40.2	−11	−0.08	−5.0	−6.0	+13.5	+22.9
Novokazalinsk	39.5	+7	+0.05	−17.4	−38.0	−1.0	+15.1

tract F2-layer parameter trends the imperfection of Ap_{12} and R_{12} indices results in a fairly large $\delta foF2$ and $\delta hmF2$ scatter (e.g. Fig.10). In practice, it was recommended (Danilov and Mikhailov, 1999; Mikhailov and Marin, 2000) to use only the years around solar minima (m) or the years around solar maximum and minimum ($M + m$) for the *foF2* trend analysis. Such a selection of years allows us to avoid the hysteresis effect which takes place at the falling and rising phases of the solar cycles, and when the *foF2* versus R_{12} correlation is the worst. With this approach, it was possible to obtain the most consistent pattern of the *foF2* trends over all the stations considered. On the contrary, the same approach turned out to be inefficient when applied to the *hmF2* trend analysis and all available years were used in the study by Marin et al. (2001). This is rather strange as the hysteresis effect takes place for $M(3000)F2$ solar cycle variations as well (Rao and Rao, 1969). There is currently no explanation for this effect.

A well-pronounced dependence of the *foF2* trend magnitude on the geomagnetic (invariant) latitude (Danilov and Mikhailov, 1999; Mikhailov and Marin, 2000) is explained by the perturbed neutral composition and temperature latitudinal dependence, as discussed earlier in the paper. Contrary to this, no systematic latitudinal dependence was revealed for the *hmF2* trends (Marin et al., 2001). This result may be explained by the *hmF2* dependence on the main aeronomic parameters (Eq. 3). Normally, neutral concentrations (O , O_2 , N_2 at a fixed level), temperature T_n as well as vertical plasma drift W increase during disturbed periods. According to Eq. (3), this should result in an *hmF2* increase, as all terms in Eq. (3) work in one direction. Therefore, we have positive *hmF2* trends at middle and lower latitudes; the high-latitude case was discussed earlier. The meridional wind V_{nx} effect (via $W = V_{nx} \sin I \cos I \cos D$) becomes efficient at lower latitudes as magnetic inclination I approaches 45° . As the perturbation in β and T_n decreases and the $[O]$ (see above) and W contributions increase towards lower latitudes, no pronounced latitudinal dependence for the *hmF2* trend magnitude should take place, in accordance with results of our study.

In principle, some longitudinal effect in the *foF2* and *hmF2* trends may be expected in the scope of the proposed geomagnetic control hypothesis. A statistical analysis by Ha-

jkowicz (1998) of AE-index variations over two solar cycles (1957–1968 and 1978–1986) has shown that the maximum in auroral activity is largely confined to 09–18 UT, with a distinct minimum at 03–06 UT. This means that Eastern Siberia and Japan are primarily at night during the period of maximum auroral activity, whereas Europe and Eastern America are primarily at daytime. This effect, overlapping with the background solar driven thermospheric circulation (equatorward at night and poleward during daytime), may give some longitudinal effects in the F2-layer parameter trends. Another source of longitudinal variation is related to the zonal winds and longitudinally dependent magnetic declination D via the wind term in the vertical plasma drift W . Primarily negative *foF2* and *hmF2* trends at longitude west of 30° E, yet positive trends east of 30° E, were revealed by Bremer (1998). A tendency for similar *hmF2* trend separation was reported by Marin et al. (2001). Indeed, the $D = 0$ line crosses Europe along the longitude $\lambda \approx 20^\circ$ E and the zonal wind effect cannot be excluded. But a preliminary analysis has shown that the situation is not that straightforward. Three pairs of stations with close Φ_{inv} , but different magnetic declination D , are compared in Table 3, where *foF2* and *hmF2* trends from Mikhailov and Marin (2000) and Marin et al. (2001) are given for 12 and 06 LT. The results in Table 3 show that regardless of different signs of magnetic declination D , *foF2* trends are negative and *hmF2* trends are positive at all stations considered (the daytime *hmF2* trend at Novokazalinsk is insignificant), in accordance with the earlier obtained conclusions (Danilov and Mikhailov, 1999; Mikhailov and Marin, 2000; Marin et al., 2001). The expected longitudinal effect may be due to vertical plasma drift $W = (V_{nx} \cos D - V_{ny} \sin I) \sin I \cos I$ variations, where V_{nx} and V_{ny} are meridional and zonal components of the thermospheric wind. Westward ($V_{ny} < 0$) zonal wind is strong around 06 LT, but small around 12 LT (Hedin et al., 1991). On the contrary, V_{nx} is small around 06 LT, therefore the V_{ny} effect may be expected around 06 LT. Table 3 shows that stations with negative D seem to have more positive *hmF2* trends at 06 LT, but this is not the case for 12 LT. No definite conclusion can be drawn with respect to the *foF2* trends in the results given in Table 3. Therefore, if any dynamical effect due to zonal thermospheric wind exists, it is

small when compared to the contribution of other aeronomic parameters.

Some European stations were shown to demonstrate negative *hmF2* trends (Marin et al., 2001) and this was the reason to mention a longitudinal effect in the *hmF2* trends. Their Table 2 (Model 1) shows that significant negative trends were revealed for some LT moments at Bekescsaba (46.7 N, 21.2 E), Poitiers (46.6 N, 0.3 E), Dourbes (50.1 N, 4.6 E) and Juliusruh (54.6 N, 13.4 E); the other stations may be considered as sub-auroral and auroral ones, with specific mechanisms of the F2-layer formation discussed earlier in this paper. Therefore, an additional analysis is needed for these mid-latitude stations to find out the reason for such *hmF2* behavior. Negative *hmF2* trends were reported for Southern hemisphere stations in the Argentine Islands and Port Stanley by Jarvis et al. (1998), and for Sodankyla by Ulich and Turunen (1997). The latter result should be discussed as it contradicts our conclusions obtained for the Sodankyla station.

It was stressed by Danilov and Mikhailov (1999), and Mikhailov and Marin (2000) that F2-layer trend results are strongly dependent on the method used to extract the trends from the ionosonde observations. Ulich and Turunen (1997) obtained a negative *hmF2* trend, -0.39 km/year for daytime hours over the period of 1958–1994. Unlike our approach, they worked with non-smoothed absolute deviations $\Delta hmF2$ from a model (linear regression *hmF2* with monthly averaged $F_{10.7}$), although they applied to $\Delta hmF2$ a running mean filter with a width of 11 years in order to suppress solar activity effects. We have used a similar approach and did obtain negative daytime *hmF2* trends over the period in question. Regarding this, the following should be mentioned:

- 1) non-smoothed *hmF2* (or *foF2*) values show a very large scatter where a “useful signal” may just be lost. Therefore, smoothing of the initial data and working with relative (not absolute) deviations from a model was recommended for the trend analysis (Danilov and Mikhailov, 1999; Mikhailov and Marin, 2000);
- 2) it is known that monthly median *foF2* and $M(3000)F_2$ parameters correlate better with smoothed (not monthly averaged) indices of solar activity (e.g. Mikhailov and Mikhailov, 1999 and references therein). That is why only 12-month running mean sunspot numbers R or $F_{10.7}$ are used in empirical F2-layer parameter modelling. Moreover, a non-linear dependence of F2-layer parameters on solar activity level provides better regression accuracy (e.g. Kouris et al., 1997) than the linear one used by Ulich and Turunen (1997);
- 3) as the *hmF2* trend follows the geomagnetic activity, a separate analysis is required for different periods in the geomagnetic activity’s long-term variations; the end of the 1960s and the beginning of the 1990s are the turning points in these variations. Therefore, a trend derived over the whole 1958–1994 period does not correctly present the real *hmF2* long-term variations.

Due to these differences in approaches, the daytime *hmF2* trends at Sodankyla obtained by Ulich and Turunen (1997) and Marin et al. (2001) have a different sign for the period of

1965–1991.

4 Conclusions

The *foF2* and *hmF2* trend morphology earlier revealed by Danilov and Mikhailov (1999), Mikhailov and Marin (2000), and Marin et al. (2001), was interpreted in the framework of the geomagnetic control concept proposed by Mikhailov and Marin (2000). Latitudinal and diurnal variations of the annual mean *foF2* and *hmF2* trends are the most pronounced features and their analysis was the major concern of the paper. The main results may be listed as follows:

1. The effect of long-term varying geomagnetic activity is very strong in the *foF2* and *hmF2* trends. But it is impossible to remove this geomagnetic effect from the F2-layer parameter trends using conventional (monthly or annual mean A_p , for instance) indices of geomagnetic activity. An inclusion of A_{p12} to the regression removes only partly the geomagnetic effect, but contaminates the analyzed material, in principle, without changing the obtained result. Therefore, any interpretation of the *foF2* and *hmF2* trends should consider the geomagnetic effect as an inalienable part of the trends revealed, and this can be done based on the contemporary understanding of the F2-layer storm mechanisms.
2. Large and significant correlation coefficients $r(\delta foF2, A_{p12})$ and $r(\delta hmF2, A_{p12})$, as well as similarity in trends and correlation coefficients diurnal variations (Figs. 1, 2) reveals the close relationship of the F2-layer parameter trends with geomagnetic activity. Both diurnal variation patterns (Figs. 1, 2) clearly indicate physical processes which are usually used to explain latitudinal and diurnal F2-layer parameter storm variations. This F2-layer storm mechanism is based on the background solar driven and disturbed thermosphere circulation interaction, resulting in neutral composition and temperature perturbations.
3. There are periods with negative and positive *foF2*, and *hmF2* trends which correspond to the periods of increasing or decreasing geomagnetic activity. An 11-year A_p index can be used as an indicator of such long-term variations in geomagnetic activity. The turning points are: around 1955, the end of the 1960s and the 1980s, where *foF2* and *hmF2* trends change their signs. An anti-phase for $\delta foF2$ and syn-phase for $\delta hmF2$ type of long-term variations with A_p may be followed for Slough, where ionospheric observations are available from the early 1930s. Such a type of mid-latitude F2-layer parameter variations is due to neutral composition, temperature and thermospheric winds changes related to geomagnetic activity variations.
4. An existence of a pronounced dependence of the *foF2* trends on geomagnetic (invariant) latitude and an absence of any latitudinal dependence for the *hmF2* trends

are due to different dependencies of *NmF2* and *hmF2* on main aeronomic parameters, the latter being latitudinal dependent during disturbed periods. In particular, for the period of increasing geomagnetic activity of 1965–1991, it may be concluded:

- (a) at lower latitudes, positive (or small negative) *foF2* trends and positive *hmF2* trends are primarily due to an increase in the equatorward thermospheric wind and in atomic oxygen concentration;
 - (b) at middle latitudes, the negative *foF2* trend is due to neutral composition (O/N_2 ratio decrease) and temperature increase, resulting in the linear loss coefficient $\beta = \gamma_1[N_2] + \gamma_2[O_2]$ increase. The latter, along with the enhanced T_n and equatorward thermospheric wind, determine the positive *hmF2* trend;
 - (c) at sub-auroral and auroral latitudes, *foF2* and *hmF2* trends are determined by strong neutral composition and temperature changes during daytime hours, while at nighttime, soft electron precipitation provides strong contribution. In the auroral zone, electric fields in addition to perturbing neutral composition and temperature via Joule heating, can strongly affect the linear loss coefficient $\beta = \gamma_1[N_2] + \gamma_2[O_2]$ via the γ_1 dependence on E . This results in very strong, negative *foF2* and relatively small, positive *hmF2* daytime trends.
5. All the revealed morphological features of the *foF2* and *hmF2* trends may be explained in the framework of contemporary F2-region storm mechanisms. This newly proposed geomagnetic storm concept used to explain the F2-layer parameter long-term trends proceeds from a natural origin of the trends rather than an artificial one related to the thermosphere cooling due to the greenhouse effect. Within this concept, instead of the thermosphere cooling that the researchers are seeking, one should expect the thermosphere heating for the period of increasing geomagnetic activity of 1965–1991. This period will be followed by the thermosphere cooling, in accordance with the long-term changes in geomagnetic activity.

Acknowledgements. The authors thank the Director and the staff of EISCAT for running the radar and providing the data. The EISCAT Scientific Association is funded by scientific agencies of Finland (SA), France (CNRC), Germany (MPG), Japan (NIPR), Norway (NF), Sweden (NFR), and the United Kingdom (PPARC). We are also grateful to the Millstone Hill Group of the Massachusetts Institute of Technology, Westford, for providing the data. This work was in part supported by the Russian foundation for Fundamental Research under grant 00-05-64189.

Topical Editor M. Lester thanks H. Rishbeth and another referee for their help in evaluating this paper.

References

- Bremer, J., Ionospheric trends in mid-latitudes as a possible indicator of the atmospheric greenhouse effect, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 54, 1505–1511, 1992.
- Bremer, J., Trends in the ionospheric E and F regions over Europe, *Ann. Geophysicae*, 16, 986–996, 1998.
- Ciliverd, M. A., Clark, T. D. G., Clarke, E., and Rishbeth, H., Increased magnetic storm activity from 1868 to 1995, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 60, 1047–1056, 1998.
- Danilov, A. D., Long-term changes of the mesosphere and lower thermosphere temperature and composition, *Adv. Space Res.*, 20, (11), 2137–2147, 1997.
- Danilov, A. D., Review of long-term trends in the upper mesosphere, thermosphere and ionosphere, *Adv. Space Res.*, 22, (6), 907–915, 1998.
- Danilov, A. D. and Mikhailov, A. V., Long-term trends of the F2-layer critical frequencies: a new Approach, *Proceedings of the 2nd COST 251 Workshop “Algorithms and models for COST 251 Final Product”*, 30–31 March, 1998, Side, Turkey, Rutherford Appleton Lab., UK, 114–121, 1998.
- Danilov, A. D. and Mikhailov, A. V., Spatial and seasonal variations of the *foF2* long-term trends, *Ann. Geophysicae*, 17, 1239–1243, 1999.
- Deminov, M. G., Garbatsevich, A. V., and Deminov, R. G., Climatic changes of the ionospheric F2-layer, *Doklady RAN*, 372, (3), 383–385, 2000.
- Field, P. R., Rishbeth, H., Moffett, R. J., Idenden, D. W., Fuller-Rowell, T. J., Millward, G. H., and Aylward, A. D., Modelling composition changes in F-layer storms, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 60, 523–543, 1998.
- Foppiano, A. J., Cid, L., and Jara, V., Ionospheric long-term trends for South American mid-latitudes, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 61, 717–723, 1999.
- Förster, M., Numgaladze, A. A., and Yurik, R. Y., Thermospheric composition changes deduced from geomagnetic storm modelling, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2625–2628, 1999.
- Fuller-Rowell, T. J., Codrescu, M. V., Moffett, R. J., and Quegan, S., Response of the ionosphere to geomagnetic storm, *J. Geophys. Res.*, 99, 3893–3914, 1994.
- Givishvili, G. V. and Leshchenko, L. N., Possible proofs of presence of technogenic impact on the midlatitude ionosphere, *Doklady RAN*, 334, (2), 213–214, 1994 (in Russian).
- Givishvili, G. V. and Leshchenko, L. N., Dynamics of the climatic trends in the midlatitude ionospheric E region, *Geomag. and Aeronom.*, 35, (3), 166–173, 1995 (in Russian).
- Givishvili, G. V., Leshchenko, L. N., Shmeleva, O. P., and Ivanidze, T. G., Climatic trends of the mid-latitude upper atmosphere and ionosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 57, 871–874, 1995.
- Hajkowicz, L. A., Longitudinal (UT) effect in the onset of auroral disturbances over two solar cycles deduced from the AE-index, *Ann. Geophysicae*, 16, 1573–1579, 1998.
- Hedin, A. E., A revised thermospheric model based on mass spectrometer and incoherent scatter data MSIS-83, *J. Geophys. Res.*, 88, 10170–10188, 1983.
- Hedin, A. E., Biondi, M. A., Burnside, R. G., Hernandez, G., et al., Revised global model of thermosphere winds using satellite and ground-based observations, *J. Geophys. Res.*, 96, 7657–7688, 1991.
- Ivanov-Kholodny, G. S. and Mikhailov, A. V., The prediction of ionospheric conditions, Reidel, Dordrecht, 1986.
- Jarvis, M. J., Jenkins, B., and Rodgers, G. A., 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, 20774–20787, 1998.
- Kouris, S. S., Papandoniou, V. Ph., Fotiadis, D. N., and Xenos, Th. D., A study on the response of *foF2* and *M(3000)F2* to different indices of solar activity, Joint COST 251/IRI Workshop and Working Group Sessions Proceedings, Kuhlungsborn, Germany, 27–30 May 1997, 63–78, 1997.
- Marin, D., Mikhailov, A. V., de la Morena, B. A., and Herraiz, M., Long-term *hmF2* trends in the Eurasian longitudinal sector on the ground-based ionosonde observations, 2001 (submitted to *Ann. Geophysicae*).
- Marubashi, K., Structure of topside ionosphere in high latitudes, *J. Radio, Res. Labs*, 17, 335–416, 1970.
- Mikhailov, A. V. and Mikhailov, V. V., Indices for monthly median *foF2* and *M(3000)F2* modeling and long-term prediction: Ionospheric index MF2, *Inter. J. Geomag. and Aeronom.*, 1, 141–151, 1999.
- Mikhailov, A. V. and Schlegel, K., Self-consistent modeling of the daytime electron density profile in the ionospheric F-region, *Ann. Geophysicae*, 15, 314–326, 1997.
- Mikhailov, A. V. and Schlegel, K., Physical mechanism of strong negative storm effects in the daytime ionospheric F2 region observed with EISCAT, *Ann. Geophysicae*, 16, 602–608, 1998.
- Mikhailov, A. V. and Schlegel, K., A self-consistent estimate of $O^{++}N_2$ rate coefficient and total EUV solar flux with $\lambda < 1050$ Å using EISCAT observations, *Ann. Geophysicae*, 18, 1164–1171, 2000.
- Mikhailov, A. V., Skoblin, M. G., and Förster, M., Daytime F2-layer positive storm effect at middle and lower latitudes, *Ann. Geophysicae*, 13, 532–540, 1995.
- Mikhailov, A. V., Förster, M., and Skoblin, M. G., An estimate of the non-barometric effect in the [O] height distribution at low latitudes during magnetically disturbed periods, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 59, 1209–1215, 1997.
- Mikhailov, A. V. and Förster, M., Some F2-layer effects during the January 06–11, 1997 CEDAR storm period as observed with the Millstone Hill incoherent scatter facility, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 61, 249–261, 1999.
- Mikhailov, A. V. and Marin, D., Geomagnetic control of the *foF2* long-term trends, *Ann. Geophysicae*, 18, 653–665, 2000.
- Morse, F. A., Hilton, H. H., and Mizera, P. F., Polar ionosphere: measured ion density enhancements and soft electron precipitation, *J. Geophys. Res.*, 76, 6099–6111, 1971.
- Pavlov, A. V., The role of vibrationally excited nitrogen in the formation of the mid-latitude negative ionospheric storms, *Ann. Geophysicae*, 12, 554–564, 1994.
- Pavlov, A. V., Buonsanto, M. J., Schlesier, A. C., and Richards, P. G., Comparison of models and data at Millstone Hill during the 5–11 June 1991 storm, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 61, 263–279, 1999.
- Pike, C. P., A latitudinal survey of the daytime polar F-layer, *J. Geophys. Res.*, 76, 7745–7754, 1971.
- Prölss, G. W., Magnetic storm associated perturbations of the upper atmosphere: recent results obtained by satellite-born gas analyzers, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 183–202, 1980.
- Prölss, G. W., Thermosphere-ionosphere coupling during disturbed conditions, *J. Geomag. Geoelectr.*, 43, Supp., 537–549, 1991.
- Prölss, G. W., On explaining the local time variation of ionospheric storm effects, *Ann. Geophysicae*, 11, 1–9, 1993.
- Prölss, G. W., Ionospheric F region storms, in *Handbook of Atmospheric Electrodynamics*, 2, edited by H. Volland, pp. 195–248, CRC Press, Boca Raton, Fla., 1995.
- Prölss, G. W. and von Zahn, U., Seasonal variations in the latitudinal structure of atmospheric disturbances, *J. Geophys. Res.*, 82, 5629–5631, 1977.
- Rao, M. S. V. G. and Rao, R. S., The hysteresis variation in F2 layer parameters, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 31, 1119–1125, 1969.
- Rishbeth, H., A greenhouse effect in the ionosphere? *Planet. Space Sci.*, 38, 945–948, 1990.
- Rishbeth, H., F-region storms and thermospheric dynamics, *J. Geomag. Geoelectr.*, 43 (Suppl.), 513–524, 1991.
- Rishbeth, H., Long-term changes in the ionosphere, *Adv. Space Res.*, 20, (11)2149–(11)2155, 1997.
- Rishbeth, H. and Barron, D. W., Equilibrium electron distributions in the ionospheric F2-layer, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 18, 234–252, 1960.
- Rishbeth, H. and Roble, R. G., Cooling of the upper atmosphere by enhanced greenhouse gases – Modelling of thermospheric and ionospheric effects, *Planet. Space Sci.*, 40, 1011–1026, 1992.
- Rishbeth, H. and Müller-Wodarg, I. C. F., Vertical circulation and thermospheric composition: a modelling study, *Ann. Geophysicae*, 17, 794–805, 1999.
- Sagalin, R. C. and Smiddy, High latitude irregularities in the topside ionosphere based on ISIS-1 thermal ion probe data, *J. Geophys. Res.*, 79, 4252–4260, 1974.
- Sato, T. and Colin, L., Morphology of electron concentration enhancement at height of 1000 kilometers at polar latitudes, *J. Geophys. Res.*, 74, 2193–2207, 1969.
- Schunk, R. W., Raitt, W. J., and Banks, P. M., Effect of electric fields on the daytime high-latitude E and F regions, *J. Geophys. Res.*, 80, 3121–3130, 1975.
- Sharma, S. S., Chandra, H., and Vyas, G. D., Long-term ionospheric trends over Ahmedabad, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 433–436, 1999.
- Shimazaki, T., 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, 1955.
- Skoblin, M. G. and Förster, M., An alternative explanation of ionization depletion in the winter night-time storm perturbed F2 layer, *Ann. Geophysicae*, 11, 1026–1032, 1993.
- Skoblin, M. G. and Mikhailov, A. V., Some peculiarities of altitudinal distribution of atom oxygen at low latitudes during magnetic storms, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 58, 875–881, 1996.
- Thomas, J. O. and Andrews, M. K., The trans-polar exospheric plasma. A unified picture, *Planet. Space Sci.*, 17, 433–446, 1969.
- Torr, M. R. and Torr, D. G., The inclusion of a particle source of ionization in the ionospheric continuity equation, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 31, 611–615, 1969.
- Ulich, T. and Turunen, E., Evidence for long-term cooling of the upper atmosphere in ionospheric data, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1103–1106, 1997.
- Upadhyay, H. O. and Mahajan, K. K., Atmospheric greenhouse effect and ionospheric trends, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3375–3378, 1998.
- Wickwar, V. B., Global thermospheric studies of neutral dynamics using incoherent scatter radars, *Adv. Space Res.*, 9, (5)87–(5)102, 1989.
- Wrenn, G. L., Rodger, A. S., and Rishbeth, H., Geomagnetic storms in the Antarctic F-region. I. Diurnal and seasonal patterns for main phase effects, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 49, 901–913, 1987.

A revised approach to the *foF2* long-term trends analysis

A. V. Mikhailov¹, D. Marin², T. Yu. Leschinskaya¹, and M. Herraiz³

¹Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation, Troitsk, Moscow Region 142190, Russia

²Atmospheric Sounding Station “El Arenosillo”, INTA, Spain

³Faculty of Physics, Complutense University, Spain

Received: 14 March 2001 – Revised: 4 February 2002 – Accepted: 6 February 2002

Abstract. A new approach to extract *foF2* long-term trends, which are free to a great extent from solar and geomagnetic activity effects, has been proposed. These trends are insensitive to the phase (increasing/decreasing) of geomagnetic activity, with long-term variations being small and insignificant for such relatively short time periods. A small but significant residual *foF2* trend, with the slope $K_r = -2.2 \times 10^{-4}$ per year, was obtained over a 55-year period (the longest available) of observations at Slough. Such small trends have no practical importance. On the other hand, negative (although insignificant) residual trends obtained at 10 ionosonde stations for shorter periods (31 years) may be considered as a manifestation of a very long-term geomagnetic activity increase which did take place during the 20th century. All of the revealed *foF2* long-term variations (trends) are shown to have a natural origin related to long-term variations in solar and geomagnetic activity. There is no indication of any manmade *foF2* trends.

Key words. Ionosphere (ionosphere-atmosphere interactions, ionospheric disturbances)

1 Introduction

Due to an increasing interest in the anthropogenic impact on the Earth’s atmosphere the ionospheric parameter long-term trends are widely discussed in recent publications (Bremer, 1992, 1998; Givishvili and Leshchenko, 1994, 1995; Givishvili et al., 1995; Danilov, 1997, 1998; Ulich and Turunen, 1997; Rishbeth, 1997; Jarvis et al., 1998; Upadhyay and Mahajan, 1998; Sharma et al., 1999; Foppiano et al., 1999; Danilov and Mikhailov, 1999; Mikhailov and Marin, 2000; Deminov et al., 2000; Danilov and Mikhailov, 2001). The interest in the ionospheric trend analysis was greatly stimulated by the model calculations of Rishbeth (1990) and Rishbeth and Roble (1992), who predicted the ionospheric effects of the atmosphere greenhouse gas concentration in-

crease. Since then, researchers have been trying to reveal the predicted ionospheric effects related to the thermosphere cooling (Bremer, 1992; Givishvili and Leshchenko, 1994; Ulich and Turunen, 1997; Jarvis et al., 1998; Upadhyay and Mahajan, 1998). The atmosphere cooling effect should have been noticeable in the *hmF2* rather than in the *foF2* trends, due to a weak dependence of *NmF2* on neutral temperature. Moreover, the expected neutral temperature decrease due to the greenhouse effect should result in a positive *foF2* trend in contrast to the observations (Mikhailov and Marin, 2000). The analyzes have shown that there are well-pronounced and significant *hmF2* as well as *foF2* trends. The worldwide pattern of the F2-layer parameter trends turned out to be very complicated and this cannot be reconciled with the greenhouse hypothesis. On the other hand, one cannot exclude the anthropogenic effects in the upper atmosphere related to the increasing rate of rocket and satellite launching during the last few decades, which has led to the thermosphere pollution (Kozlov and Smirnova, 1999; Adushkin et al., 2000). Therefore, further efforts are required in this direction to find out the physical mechanism of the F2-layer trends.

Despite many publications devoted to the F2-layer parameter long-term trends, the results of different authors are still contradictory to a great extent. This is due to both the accuracy of the experimental material and the methods used to extract long-term trends from the observations. The most suitable for the trend analysis parameter is the F2-layer critical frequency. It has been observed routinely over the worldwide ionosonde network for 3–5 solar cycles using one and the same method of ionospheric sounding. The critical frequency, *foF2*, is registered directly (unlike *hmF2*) and with an acceptable accuracy of ≈ 0.1 MHz. Unlike *foE* or *foF1*, the F2-layer critical frequency is observed all day long and this allows one to follow diurnal variations in the *foF2* long-term trends. But even in case of *foF2*, the useful “signal” is very small and the “background” is very noisy, therefore, the success of analysis depends strongly on the method used. An approach being developed by Danilov and Mikhailov (1999) and Mikhailov and Marin (2000, 2001) has allowed us to

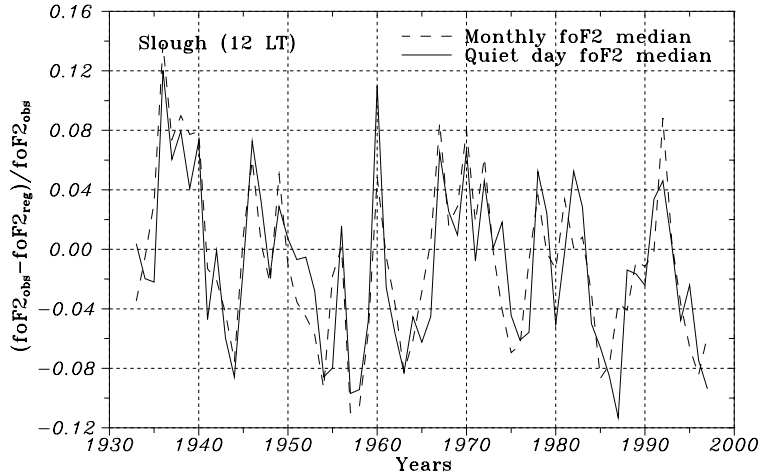


Fig. 1. A comparison of annual mean $\delta foF2$ variations at Slough (12:00 LT) when the usual monthly median and Q -median *foF2* values are used in the calculations.

find systematic variations in *foF2* and *hmF2* trends, unlike other approaches (e.g. Bremer, 1998; Upadhyay and Mahajan, 1998), resulting in various signs and magnitudes of the trends at various stations. An application of this approach to the *foF2* trend analysis resulted in a geomagnetic control concept (Mikhailov and Marin, 2000, 2001) to explain the revealed latitudinal and diurnal variations of the F2-layer parameter long-term trends. It was shown that an interpretation of the F2-layer parameter trends should consider the geomagnetic effects as an inalienable part of the trends revealed and this can be done based on the contemporary understanding of the F2-layer storm mechanisms (Mikhailov and Marin, 2000, 2001).

Although the geomagnetic control concept allowed us to explain the main morphological features of the *foF2* long-term trends revealed, there are still some questions remaining. The most important one is whether it is possible to remove the geomagnetic effect from the *foF2* long-term variations, in order to analyze the residual trends. What is the origin (anthropogenic or natural) of such residual trends if they exist? Earlier developed approaches cannot be used for such analysis as they give *foF2* trends that are strongly contaminated with geomagnetic activity effects, despite the attempts to delete them (Mikhailov and Marin, 2000, 2001). Therefore, a revised method has been developed in this paper which allows us to delete to a great extent solar and geomagnetic activity effects from the observed *foF2* long-term variations and reveal the residual *foF2* trends.

2 Method description

A revised method described here is based on the analysis given in Sect. 3 of the paper. The final version of the method comprises the following.

1. We proceed from an assumption that observed *foF2* variations are mainly due to solar and long-term geomagnetic activity variations that (with some reservations) may be described with R_{12} and 11-year running

mean Ap indices. The results of our analysis (see later) have shown that such a combination provides the best description accuracy and the most consistent results. Therefore, the method includes the following steps. A regression of monthly *foF2* with R_{12}

$$foF2_{reg} = a_0 + a_1 R_{12}^\alpha \quad (1)$$

is used to find monthly relative deviations

$$\delta foF2 = (foF2_{obs} - foF2_{reg}) / foF2_{obs} . \quad (2)$$

We analyze (for each LT moment) relative rather than absolute $\delta foF2$ deviations considered in the *foF2* and *hmF2* trend analyzes by Bremer (1998); Ulich and Turunen (1997); Jarvis et al. (1998); Upadhyay and Mahajan (1998); Sharma et al. (1999); Foppiano et al. (1999). As far as we know relative deviations were considered only by Deminov et al. (2000) in their *foF2* long-term trend analysis. Relative deviations allow us to combine different months and obtain an annual mean $\delta foF2$ that is used in the analysis, with the final method being based on the 11-year running mean $\delta foF2$ values. A simple arithmetic running mean smoothing with an 11-year gate is applied everywhere.

The optimal 12 different values of α (for each month of the year) are specified to provide the least standard deviation (SD) after a regression (see later) of an 11-year smoothed $\delta foF2$ with Ap_{132} (11-year running mean Ap indices). The 11-year $\delta foF2$ smoothing requires all 12 values of α to be available simultaneously at each step of the SD minimization. This implies an application of special multi-regressional methods (Press et al., 1992) matched to solve the problem considered.

The expression (1) is of a general type and depending on α , it can describe both the linear and nonlinear relationship of *foF2* with R_{12} . The regression coefficients a_i are specified by the least-squares method for each

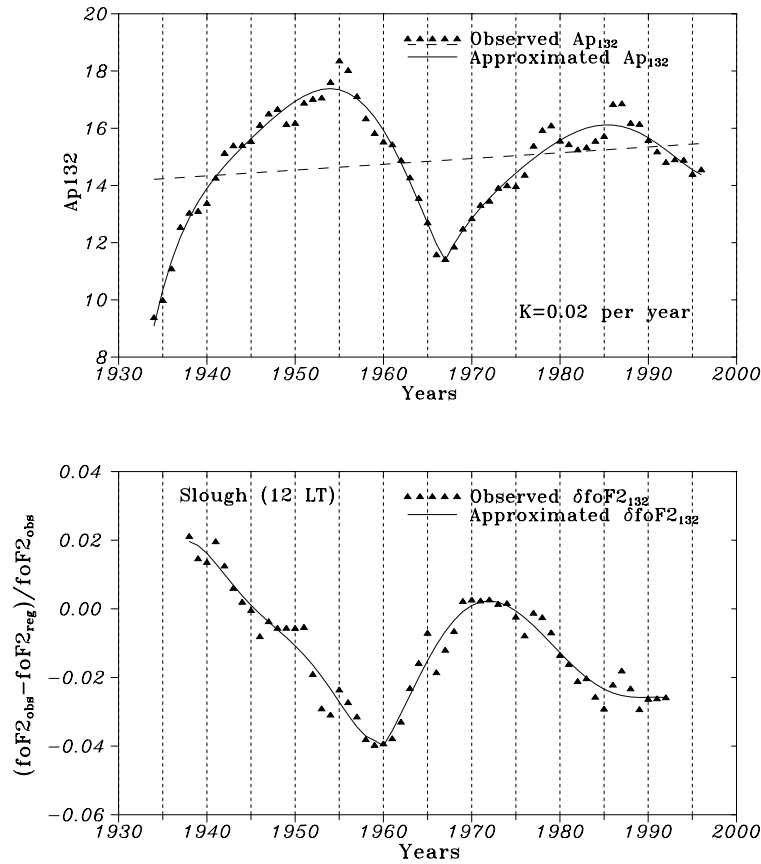


Fig. 2. Observed and polynomial approximated Ap_{132} and δf_oF2_{132} variations used in the trend analysis. Dashed line is a linear, very long-term trend with the slope $K = 0.02$ per year in geomagnetic activity obtained over the observed Ap_{132} variations. Note also a 4-year shift between the Ap_{132} and δf_oF2_{132} variations.

month and a given α value. It should be stressed that the expression (1) does not provide the best approximation of the observed f_oF2 versus R_{12} dependence (other dependencies may yield a smaller sum of the residuals), but it should be considered in terms of the following regression with Ap_{132} to find the minimal SD (see later). Therefore, the regression (1) is not a “model” in the usual sense of the word, since it is accepted in all earlier approaches. This regression is used to remove the solar activity part from the observed f_oF2 variations as a “pure” f_oF2 dependence on solar activity (presented by the R_{12} index) a priori is not known for each month (see Sect. 6: Discussion).

2. Q -medians proposed by Deminov et al. (2000) are used in the method instead of the usual monthly f_oF2 ones. Such Q -medians are obtained over quiet days of each month. In our approach, unlike that of Deminov et al. (2000), a day is considered to be quiet if daily $Ap \leq 10$ for this and the two previous days. The Q -median value is set to zero if there are no such days in a month. A threshold was set to 1 and 3 quiet days a month. Testing has shown that generally 3-quiet day medians provide better results for some stations, but too many gaps in the observations, due to such severe selection, led to peculiar results on other stations. Therefore, the 1-quiet day threshold has been accepted. An example of annual

mean δf_oF2 (after Eq. 2) variations obtained with the usual monthly and Q -medians is shown in Fig. 1. The difference is seen for the two cases, both during the periods of solar maximum and minimum. It may seem not to be very large, but one should keep in mind that during the trend analysis, we work at the level of noise and even small differences in the initial material may affect the final result. Despite the removal of short-term (monthly) geomagnetic effects by using Q -medians, strong year-to-year δf_oF2 fluctuations take place (Fig. 1). These oscillations may be related to the variations in solar activity (Ivanov-Kholodny and Chertoprud, 1992; Ivanov-Kholodny, 2000), but they are not removed by any regression with R_{12} or Ap , and an 11-year running mean smoothing is applied to conquer them (see later).

3. Unlike our earlier method, where only years around solar cycle maxima and minima were analyzed to avoid the hysteresis effect at the rising and falling parts of solar cycles, the proposed method uses all years available. A comparison has shown close results for different year selections using the proposed method. This takes away the problem of using different year selections for f_oF2 and $hmF2$ trend analysis (Marin et al., 2001; Mikhailov and Marin, 2001).

Gaps in observations are not filled in. If the number

Table 1. Correlation coefficients, r , between $\delta foF2_{132}$ and Ap_{132} found over one and the same period 1957–97 (1962–92 after 11-year smoothing). The “appr.” refers to the polynomial approximated $\delta foF2_{132}$ and Ap_{132} variations. The first line refers to Q -medians, the second to the usual monthly *fo*F2 medians used in the calculations. Bold face figures show significant r with a confidence level 99%, normal face figures correspond to 95% confidence level, italic figures are not significant r . The optimal time shift Δt (in years) between $\delta foF2_{132}$ and Ap_{132} variations is given as well

Station	00:00 LT				12:00 LT			
	$\delta foF2_{132}$ appr. vs. Ap_{132}	Δt	$\delta foF2_{132}$ appr. vs. Ap_{132} appr.	Δt	$\delta foF2_{132}$ appr. vs. Ap_{132}	Δt	$\delta foF2_{132}$ appr. vs. Ap_{132} appr.	Δt
Lycksele	−0.773	0	−0.778	0	−0.906	−2	− 0.932	−2
	−0.863	−5	−0.859	−5	− 0.959	0	− 0.984	0
Uppsala	−0.911	−2	− 0.943	−2	− 0.919	−2	− 0.946	−2
	−0.758	−2	−0.757	−2	− 0.938	0	− 0.977	0
St. Petersburg	−0.504	−2	−0.493	−2	− 0.927	−3	− 0.957	−3
	−0.734	0	−0.771	0	−0.887	−1	−0.913	−1
Juliusruh	−0.843	−2	−0.857	−2	−0.881	−3	−0.898	−3
	−0.881	0	−0.916	0	−0.882	−2	−0.908	−2
Moscow	−0.828	−2	−0.842	−2	− 0.928	−3	− 0.974	−3
	− 0.922	0	− 0.948	0	−0.908	−2	− 0.942	−2
Tomsk	−0.684	−3	−0.671	−3	−0.629	−3	−0.608	−3
	−0.795	0	−0.828	0	−0.809	0	−0.833	0
Slough	−0.902	−3	− 0.921	−2	− 0.941	−3	− 0.971	−3
	−0.791	0	−0.817	0	− 0.935	−2	− 0.977	−2
Dourbes	− 0.918	−4	− 0.960	−4	−0.861	−4	− 0.918	−4
	−0.845	−1	−0.856	−1	−0.725	−2	−0.756	−3
Poitiers	− 0.916	−4	− 0.931	−4	−0.859	−4	−0.894	−4
	− 0.924	−2	− 0.957	−2	−0.770	−5	−0.817	−4
Rome	− 0.933	−2	− 0.967	−2	+ 0.919	−3	+ 0.951	−3
	−0.853	−4	−0.865	−4	−0.594	−3	−0.625	−3

of months with available *fo*F2 values for a given year is less than 6, then the year is marked as “zero”. During the 11-year $\delta foF2$ smoothing, the arithmetic mean is calculated over the non-zero years only.

- The geomagnetic activity effect is deleted from the 11-year running mean $\delta foF2$ variation using a regression with Ap_{132}

$$\delta foF2_{132} = b_0 + b_1 Ap_{132}(t + n) + b_2 Ap_{132}^2(t + n), \quad (3)$$

where n is a time shift in years of Ap_{132} with respect to $\delta foF2_{132}$ variations, which is selected to give the least SD for the residuals after Eq. (3). The regression coefficients b_i are specified by the least-squares method. A nonlinear dependence of $\delta foF2$ on the geomagnetic activity is expected in accordance with Zevakina and Kiseleva (1978) and Muhtarov and Kutiev (1998).

- An analysis has shown that the best results (the least SD) can be obtained if an additional smoothing is applied to $\delta foF2_{132}$ and Ap_{132} variations. Such smoothing is made by a 5-order polynomial approximation of these parameter variations. The initial and approximated Ap_{132} and $\delta foF2_{132}$ variations are shown in Fig. 2 for Slough (12:00 LT) as an example. A 4-year shift is clearly seen between the two variations.

- The residual linear trend with the slope K_r (in 10^{-4} per year) is estimated over the residuals after the regression (3).
- The test of significance for the linear trend parameter K_r (the slope), as well as for the correlation between the parameters analyzed, is made with Fisher’s F criterion (Pollard, 1977)

$$F = r^2(N - 2)/(1 - r^2),$$

where r is the correlation coefficient and N is the number of pairs considered. Keeping in mind that we work with smoothed variations we set the number of degrees of freedom to be $(N - 2) = 4$ (the 5th order polynomial is defined by 6 coefficients). Such tough requirements on the $(N - 2)$ value formally results in insignificant trends, in many cases, despite the existence of obvious and pronounced trends calculated over some dozens of points. Sometimes the number of degrees of freedom is higher than 4 and this is mentioned separately in each case. Student’s T -criterion (Pollard, 1977) was used to test whether the difference between values is significant.

3 Choosing a combination of parameters

In developing the method we have considered monthly, the annual mean and the 11-year running mean $\delta foF2$, to find the

Table 2. Correlation coefficients, r , between $\delta foF2_{132}$ and R_{132} found over one and the same period 1957–97 (1962–92 after 11-year smoothing). The “appr.” refers to the polynomial approximated $\delta foF2_{132}$ and R_{132} variations. The first line refers to Q -medians, the second to the usual monthly $foF2$ medians used in the calculations. Bold face figures show significant r with a confidence level 99%, normal face figures correspond to 95% confidence level, italic figures are not significant r . The optimal time shift Δt (in years) between $\delta foF2_{132}$ and R_{132} variations is given as well

Station	00:00 LT				12:00 LT			
	$\delta foF2_{132}$ appr. vs. R_{132}	Δt	$\delta foF2_{132}$ appr. vs. R_{132} appr.	Δt	$\delta foF2_{132}$ appr. vs. R_{132}	Δt	$\delta foF2_{132}$ appr. vs. R_{132} appr.	Δt
Lycksele	<i>-0.631</i>	0	<i>-0.768</i>	0	<i>-0.791</i>	-1	-0.924	-1
	-0.888	-5	-0.885	-4	-0.845	0	-0.921	0
Uppsala	-0.849	-1	-0.952	-1	<i>-0.891</i>	0	-0.947	-1
	<i>-0.548</i>	-3	<i>-0.728</i>	-2	<i>-0.789</i>	0	-0.910	0
St. Petersburg	<i>-0.400</i>	-5	<i>-0.425</i>	-4	-0.905	-3	-0.973	-3
	<i>-0.450</i>	0	<i>-0.575</i>	0	<i>-0.720</i>	0	-0.852	-1
Juliusruh	<i>-0.683</i>	-1	-0.849	-1	<i>-0.795</i>	-3	-0.911	-2
	<i>-0.699</i>	0	-0.843	0	<i>-0.775</i>	-2	-0.887	-2
Moscow	<i>-0.718</i>	-3	-0.851	-2	-0.948	-2	-0.994	-2
	<i>-0.774</i>	0	-0.890	0	-0.843	-1	-0.924	-2
Tomsk	<i>-0.608</i>	-5	<i>-0.659</i>	-3	<i>-0.596</i>	-5	<i>-0.614</i>	-4
	<i>-0.545</i>	0	<i>-0.674</i>	0	<i>-0.613</i>	0	<i>-0.682</i>	0
Slough	<i>-0.768</i>	-2	-0.919	-2	-0.942	-4	-0.996	-3
	<i>-0.555</i>	0	<i>-0.672</i>	0	-0.949	-2	-0.991	-1
Dourbes	-0.939	-4	-0.997	-4	-0.896	-3	-0.960	-4
	<i>-0.737</i>	-1	<i>-0.762</i>	-1	<i>-0.662</i>	-2	<i>-0.730</i>	-3
Poitiers	-0.922	-5	-0.957	-3	-0.852	-4	-0.947	-5
	-0.837	-1	-0.951	-1	<i>-0.767</i>	-2	-0.830	-4
Rome	-0.867	-1	-0.981	-1	+0.869	-1	+0.957	-2
	-0.869	-5	-0.898	-4	<i>-0.509</i>	-1	<i>-0.558</i>	-3

combination which would provide the least SD after deleting the geomagnetic activity effect. The latter was supposed to be presented by smoothed or non-smoothed Ap or R_{12} indices. Usual monthly and Q -median, smoothed and non-smoothed $foF2$ values were considered. The R_{12} index was considered (along with Ap) as an indicator of long-term solar/geomagnetic activity variations (Deminov et al., 2000). In the beginning we examined the correlation coefficients between $\delta foF2$ and Ap (or R_{12}) indices. Only the results which led us to the final method (Sect. 2) are presented here.

All correlation coefficients for monthly, as well as for annual mean $\delta foF2$, are found to be low (0.2–0.5), both for non-smoothed and smoothed Ap (or R_{12}) indices and, therefore, cannot be considered as candidates for the method. An essential increase in the correlation coefficient takes place only after moving to 11-year running mean values. An additional increase in the correlation is possible if one applies a smoothing approximation to $\delta foF2_{132}$ and Ap_{132} (or R_{132}) variations (Fig. 2). Such approximated values provide the largest correlation coefficients and the least SD ; therefore, this approach was used in the final method.

The testing results over 10 stations are given in Tables 1 and 2, where Q - and the usual monthly $foF2$ medians are compared. Ap_{132} and Ap_{132} approximated indices were used in Table 1, while R_{132} and R_{132} approximated – in Table 2. One and the same period 1957–1997 (1962–1992 after the 11-year smoothing) for all stations was considered. Max-

imal correlation coefficients corresponding to the optimal time shift of Ap_{132} (or R_{132}), with respect to $\delta foF2_{132}$ variations, are given in Tables 1 and 2 for 00:00 and 12:00 LT.

The results of Tables 1 and 2 show that the correlation coefficients are larger when both approximated $\delta foF2_{132}$ and Ap_{132} (or R_{132}) variations are considered. The difference when approximated and non-approximated indices are used is significant at the 99.9% confidence level according to the T-criterion. The use of Q -medians compared to the usual monthly ones provides a larger number of significant cases. The percentage of significant cases (Q -medians/usual medians) is 80%/67% when Ap_{132} is used, and 67%/45% when R_{132} is considered. Therefore, Q -medians seem to be preferable for the method. On the other hand, the difference between significant correlation coefficients from Tables 1 and 2 is not significant according to the T-criterion when Ap_{132} is used, and the difference between the two medians is significant at the 98% confidence level (Q -medians are better) when R_{132} is considered. Thus, some additional characteristics should be compared. A comparison of the time shift between $\delta foF2$ and Ap_{132} (or R_{132}) variations can help select the best combination. The average optimal time shifts along with SD calculated for the significant cases from Tables 1 and 2 are given in Table 3. The Q -medians/ Ap_{132} approximated combination provides the least SD for the time shift, which is around –3 years. This combination has been chosen for the final method.

Table 3. Average optimal time shift with $\pm SD$ between $\delta foF2$ and Ap_{132} (or R_{132}) approximated variations calculated from the results of Tables 1 and 2

<i>Q</i> -medians		Usual monthly medians	
Ap_{132} appr.	R_{132} appr.	Ap_{132} appr.	R_{132} appr.
-2.8 ± 0.83	-2.3 ± 1.25	-1.4 ± 1.59	-1.6 ± 1.62

Table 4. Ionosonde stations and calculated slope K_r (in 10^{-4} per year) for the period of increasing geomagnetic activity 1965–1991. K_{M+m} values from Mikhailov and Marin (2000) are given for a comparison. Bold face figures for K_{M+m} show significant trends with a confidence level $\geq 90\%$, italic face figures are trends which are not significant at the 90% confidence level

Station	Φ	Φ_{inv}	Geographic		00:00 LT		12:00 LT	
	Deg	Deg	Lat	Lon	K_r	K_{M+m}	K_r	K_{M+m}
Lycksele	62.70	61.42	64.70	18.80	-6.21	+1.9	-0.96	−26.0
Uppsala	58.44	56.61	59.80	17.60	-0.56	−42.2	-0.40	−27.6
St. Petersburg	56.17	55.91	60.00	30.70	-1.04	-19.2	-0.09	−16.1
Juliusruh	54.40	51.61	54.60	13.40	-1.80	−33.7	-0.82	−12.2
Ekaterinburg	48.42	51.45	56.70	61.10	-5.20	−30.2	-0.31	−12.0
Moscow	50.82	51.06	55.50	37.30	-1.10	−25.6	$+0.31$	-12.0
Tomsk	45.92	50.58	56.50	84.90	-0.95	-16.9	-1.10	+5.0
Slough	54.25	49.80	51.50	359.43	-0.27	-13.1	-0.52	-5.9
Dourbes	51.89	47.80	50.10	4.60	-0.30	−3.9	-0.25	$+1.7$
Poitiers	49.40	45.05	46.60	0.30	-0.83	-9.4	-0.67	−0.3
Rome	42.46	37.48	41.90	12.52	0.00	−2.3	-2.57	+6.2
Ashkhabad	30.39	30.55	37.90	58.30	-0.40	−4.4	-0.88	−1.4

Table 5. Same as Table 4, but for the period of decreasing geomagnetic activity 1955–1970

Station	00:00 LT		12:00 LT	
	K_r	K_{M+m}	K_r	K_{M+m}
Slough	$+0.66$	+38.9	-1.29	+20.3
Moscow	$+0.25$	+32.2	-0.03	+16.2
Tomsk	$+0.46$	$+12.4$	$+0.06$	$+15.2$

The obtained significant correlation coefficients (Tables 1 and 2) are seen to be large and negative both for 00:00 and 12:00 LT. The only case of positive correlation of $\delta foF2$ with geomagnetic activity is demonstrated at the lower latitude station of Rome at 12:00 LT, and this may be explained in the framework of contemporary F2-layer storm mechanisms (Mikhailov and Marin, 2001).

4 Rising and falling periods in geomagnetic activity

The basic points of the geomagnetic control concept by Mikhailov and Marin (2000) is the dependence of *fo*F2 trends on geomagnetic (invariant) latitude and the existence of negative/positive *fo*F2 trends for the periods of long-term increasing/decreasing geomagnetic activity. Both features were explained using the F2-layer storm mechanisms (Mikhailov and Marin, 2001). Therefore, if the revised approach is free of the geomagnetic control, then both features

should be absent in the *fo*F2 trends revealed. The same period 1965–1991, as in Mikhailov and Marin (2000) of increasing geomagnetic activity (Fig. 2, top), was chosen for the analysis (Table 4). Keeping in mind the 11-year smoothing, only stations with available observations for the period 1960–1996 could be analyzed. Slopes K for (M+m) year selection from Mikhailov and Marin (2000) are given for a comparison. Table 4 shows that unlike our previous results the calculated trends do not demonstrate any latitudinal dependence being small and insignificant. Relatively large and insignificant K_r for Lycksele (00:00 LT) and Rome (12:00 LT) are random and due to the scatter of data for the conditions in question.

Similar analysis was made for the 1955–1970 period (Table 5) of decreasing geomagnetic activity (Fig. 2, top) for the 3 stations from Mikhailov and Marin (2000) where observations are available at least since 1950. The calculated trends are seen to be small and insignificant, while K_{M+m}

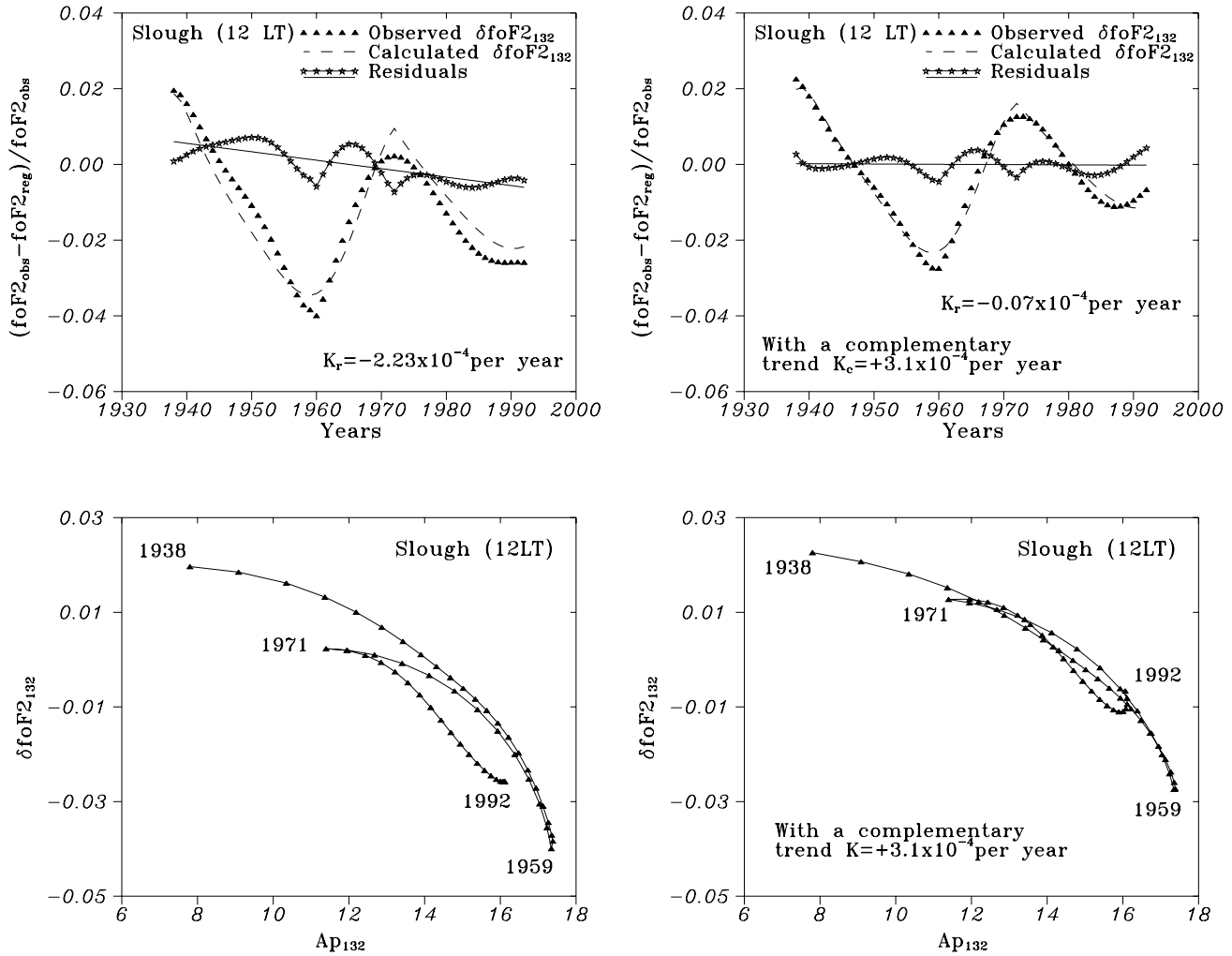


Fig. 3. Observed, calculated $\delta foF2_{132}$ and their difference resulting in a residual *fo*F2 trend with the slope K_r for Slough 12:00 LT (top panels), along with the relationship between polynomial approximated $\delta foF2_{132}$ and A_{p132} (bottom panels). Right-hand panels show the results with a complementary trend ($K_c = +3.1 \times 10^{-4}$ per year). Note the tightening of two branches in the $\delta foF2_{132}$ versus A_{p132} dependence (left-hand, bottom) after applying a complementary trend (right-hand, bottom).

are large and positive, in accordance with the geomagnetic control concept.

The results obtained show that the proposed method provides *fo*F2 trends which are small, insignificant and latitudinal independent, regardless of the phase of the geomagnetic activity long-term variation. This means that trends are free of geomagnetic effects in terms of the geomagnetic control concept. On the other hand, most of the trends are seen to be negative (Table 4) and this may tell us about an additional mechanism affecting the trends (see later).

5 Residual *fo*F2 trends

The obtained *fo*F2 trends were shown to be insignificant for relatively short time intervals (rising or falling periods of geomagnetic activity). Obviously, high correlation coefficients, resulting in good fitting and small K_r , can be easier obtained

for short time intervals, including only one branch of the geomagnetic activity variation, but this may not be the case for longer periods. Therefore, the method was applied to Slough where *fo*F2 observations for 12:00 LT are available for the 1933–1997 period. After 11-year smoothing, the available period for analysis reduces to 1938–1992. Calculated and observed $\delta foF2_{132}$ variations, as well as their differences, are shown in Fig. 3 (left-hand, top). The proposed method is seen to describe the main features of the observed $\delta foF2_{132}$ variation. The residuals demonstrate a long-term linear trend with a slope $K_r = -2.23 \times 10^{-4}$ per year, which is significant at the 95% confidence level. Instead of pronounced negative *fo*F2 trends for the 1940–1960 and 1970–1992 periods and a positive trend for the 1960–1970 period, which we would have under the geomagnetic control concept, the residuals (Fig. 3) do not reflect these long-term variations in geomagnetic activity. Some fluctuations of the residuals around the regression line reflect the imperfection of the model fitting

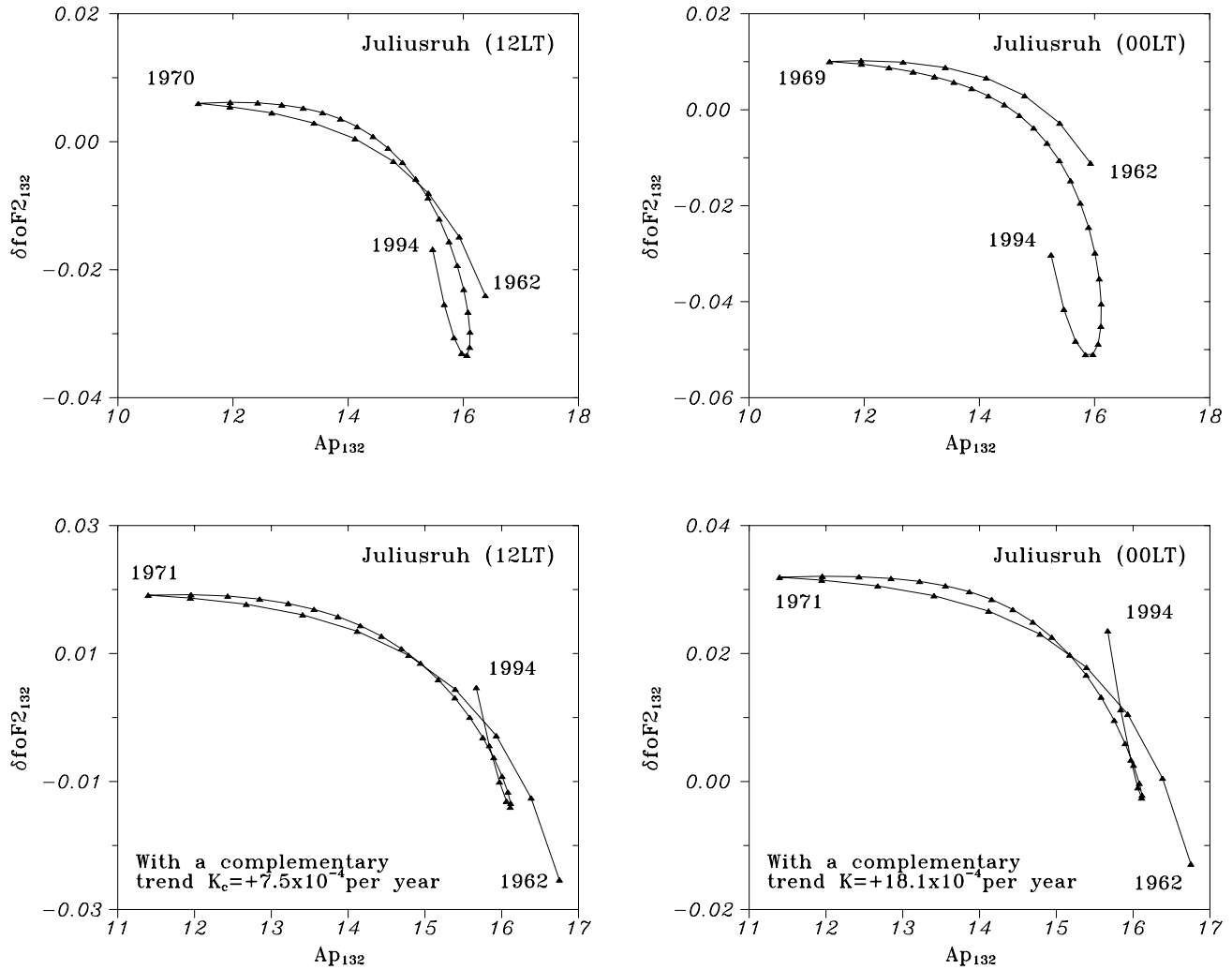


Fig. 4. Relationship between polynomial approximated $\delta foF2_{132}$ and Ap_{132} for Juliusruh (12:00 and 00:00 LT) (top panels) and the same dependencies after applying a complementary trend (bottom). Note the tightening of the loops in the second case.

the observed $\delta foF2_{132}$ variations.

Strong diurnal variation of the $foF2$ trend magnitude was another feature revealed and explained in the framework of the geomagnetic control concept (Mikhailov and Marin, 2000, 2001). This was also checked for Slough where $foF2$ observations for all LT moments are available for the 1944–1997 period. The results of the calculations are given in Table 6. Unlike our previous results, the calculated K_r are small and most of them are insignificant all day long. Only trends around noon and in the evening turn out to be significant. Despite this insignificance in the trends (which were calculated absolutely independently for 24 LT moments), they clearly demonstrate a consistent pattern of some diurnal variation (Table 6). This means that the calculated trends are not random and may need physical interpretation in future. The important result for further discussion is that most of the trends in Table 6 are negative similar to the conclusion made in Table 4. The optimal time shift between Ap_{132} and $\delta foF2_{132}$ variations averaged over 24 LT moments is -3.4 ± 0.88 years.

This is comparable with the estimate obtained over 10 stations for 12 LT (Table 3, the Q -medians/ Ap_{132} approximated combination).

The residual trend is seen to result from incomplete fitting of the calculated $\delta foF2_{132}$ variation to the observed one (Fig. 3, left-hand, top). This is due to the $\delta foF2_{132}$ versus Ap_{132} regression used in the calculations. The left-hand bottom panel of Fig. 3 gives a dependence between approximated $\delta foF2_{132}$ and Ap_{132} values used in the calculations. Two branches are seen in this dependence: one – before the end of the 1950s, the other – after 1971. The type of dependence is about the same, but the curves are seen to be shifted. An additional analysis has shown that the difference between the two branches remains, regardless of the shift ($-5 \div 0$ years) applied to the Ap_{132} variation with respect to the $\delta foF2_{132}$ one. It seems as if the “efficiency” of geomagnetic disturbances has increased since the middle of the 1960s as the same $\delta foF2_{132}$ values correspond to lower Ap_{132} after 1971.

Table 6. Diurnal variation of the slope K_r (in 10^{-4} per year) of the residual trend for Slough. The optimal time shift Δt (in years) between $\delta foF2_{132}$ and Ap_{132} variations is given as well. Bold face figures show significant trends with a confidence level 95%, normal face figures are trends with a confidence level 90%, italic face figures are trends which are not significant at the 90% confidence level

LT	K_r	Δt	LT	K_r	Δt
00	<i>-1.84</i>	-3	12	-2.76	-5
01	<i>-1.68</i>	-3	13	-2.48	-4
02	<i>-1.54</i>	-3	14	-3.96	-3
03	<i>-0.53</i>	-2	15	-4.27	-4
04	<i>+0.12</i>	-2	16	-5.75	-4
05	<i>+0.45</i>	-2	17	-7.90	-4
06	<i>+0.04</i>	-2	18	-10.50	-4
07	<i>-0.91</i>	-3	19	-8.76	-4
08	<i>-2.51</i>	-3	20	-5.53	-3
09	<i>-1.90</i>	-4	21	-4.75	-5
10	<i>-3.39</i>	-4	22	-2.59	-4
11	-3.71	-4	23	-1.74	-3

Table 7. The minimal SD (in 10^{-3}) and corresponding slopes (in 10^{-4} per year) of a complementary K_c and residual K_r trends for Slough (12:00 LT). The start years for the complementary trend to start are shown

Start years	SD	K_c	K_r
1980	4.19	+2.98	-1.79
1975	3.85	+3.22	-1.48
1970	3.38	+3.41	-1.18
1965	3.18	+3.04	-1.04
1960	2.88	+3.20	-0.73
1955	2.46	+3.19	-0.44
1950	2.14	+3.17	-0.18
1945	2.09	+3.27	-0.33
1940	1.99	+3.23	-0.23
1938	2.01	+3.11	-0.07

The ambiguity in this dependence can be removed to a great extent by applying a “complementary” linear trend to the $\delta foF2_{132}$ variation. Table 7 shows the results of such calculations for Slough (12:00 LT) when a complementary trend with the slope K_c was switched on for different start years.

The results of Table 7 show that SD and the slope K_r of the residual trend decrease as the start year for the complementary trend shifts towards the beginning of the period in question, with the complementary trend being about the same with the slope K_c , close to $+3 \times 10^{-4}$ per year. The least SD (the best fitting) is obtained if the complementary trend is applied for the whole period analyzed, starting from the first year, with the latter being important for further discussion. The final variations are shown in Fig. 3 (right-hand boxes). A complementary positive trend with $K_c = 3.1 \times 10^{-4}$ per year tightens the loops in the $\delta foF2_{132}$ versus Ap_{132} dependence

to practically one curve (Fig. 3, right-hand, bottom). The resultant residual trend is close to zero ($K_r = -0.07 \times 10^{-4}$ per year) in this case. Similar results were obtained for some other stations with the complementary trends depending on station and LT. An example of tightening the loops in the $\delta foF2_{132}$ versus Ap_{132} dependence demonstrates Juliusruh for the 1962–1994 period (Fig. 4).

6 Discussion

The proposed approach to the *fo*F2 trend analysis allows us to remove to a great extent solar and geomagnetic activity effects from *fo*F2 long-term variations and to show that the residual *fo*F2 trends are small both for rising and falling periods of geomagnetic activity (Tables 4 and 5). The residual significant *fo*F2 trend for Slough (12:00 LT), with the longest available period of *fo*F2 observations, was found to be small with the slope $K_r = -2.23 \times 10^{-4}$ per year. Such a small trend gives around 0.1 MHz in the *fo*F2 change over a 55-year period for any reasonable mean *fo*F2 value accepted. Therefore, such trends have no practical importance. But from a physical point of view, the obtained result is interesting, telling us that practically all observed *fo*F2 long-term variations may be attributed to the variations in solar and geomagnetic activity, i.e. they are of a natural origin. Although this result was obtained using conventional indices, R_{12} and Ap , they should be converted to R_{12}^α and Ap_{132} , to be used in the trend analysis. This is due to the fact that initial R_{12} and monthly Ap cannot properly present solar and geomagnetic activity effects in the *fo*F2 long-term variations and more efficient indices are required. There are some related problems. The first one concerns the procedure of the solar activity effect removal. The commonly accepted approach is based on the *fo*F2 regression (linear dependence) with sunspot number R_{12} . This came from empirical modelling (for instance, IRI-90), where quite a different problem was solved. The goal of monthly median ionosphere empirical modelling is to find the best approximation for the observed monthly median *fo*F2, $M(3000)F_2$, *fo*F1, or *fo*E solar cycle variations using any index of solar activity. A linear or nonlinear relationship with direct solar indices (R_{12} , $F_{10.7}$) or ionospheric indices (T , IG , $MF2$) is used to solve this problem (e.g. Mikhailov and Mikhailov, 1999 and references therein). Monthly *fo*F2 medians include both solar and geomagnetic activity effects and the empirical relationship with R_{12} is no more than a successful approximation, having practically nothing to do with the F2-layer formation mechanisms. Therefore, using the regression of *fo*F2 with R_{12} we attribute to R_{12} both effects in the observed *fo*F2 variations. Whether it is possible to describe “pure” *fo*F2 solar activity variations using the R_{12} index and how such a dependence looks like is a question of special consideration. Anyway, it is clear that such a “pure” dependence cannot just be a linear regression of *fo*F2 with R_{12} , which only presents the first term of an expansion in a power series of R_{12} .

As an example, this can be shown for the mid-latitude summer daytime F2-layer, when vertical plasma drift is close to zero due to small thermospheric winds. For such geophysical conditions we can use the well-known expressions by Rishbeth and Barron (1960)

$$N_m F2 = 0.75 \times q_m / \beta_m, \quad \beta_m \times H^2 / D_m = 0.6, \quad (4)$$

where ion production rate, q_m , linear loss coefficient, β_m , and ambipolar diffusion coefficient, D_m , are given at the F2-layer maximum, with H being the atomic oxygen neutral scale height. These two expressions may be combined and re-written for a fixed height h_1 , say 300 km (Mikhailov et al., 1995), to give

$$N_m F2 \propto \frac{I_o [O]_1^{4/3}}{T_n^{5/6} [N_2]_1^{2/3}}, \quad (5)$$

where I_o – solar EUV flux, $[O]$ and $[N_2]$ – atomic oxygen and molecular nitrogen concentration, T_n – neutral temperature. According to the Nusinov (1984, 1992) model total solar EUV flux is $I_o \propto F_{10.7}^{2/3}$. The ratio of thermospheric parameters in Eq. (5) may be estimated using the MSIS-86 thermospheric model (Hedin, 1987). This ratio may be shown to be proportional to $F_{10.7}^4$ at 300 km height. Therefore,

$$foF2 \propto \sqrt{N_m F2} \propto F_{10.7}^{7/3}.$$

Annual mean $F_{10.7}$ and R_{12} indices are known to be highly correlated (the correlation coefficient is 0.991, and is significant at the 99% confidence level). Then we obtain $foF2 \propto R_{12}^{2.33}$. According to our calculations for Slough (as an example), the summer daytime (12:00 LT) α values are the following: May (2.43), Jun (2.61), Jul (2.78), Aug (1.85), which are close to the above made estimate. Therefore, the “pure” $foF2$ dependence on R_{12} may differ essentially from just the linear law usually used in the $foF2$ long-term trend analysis. It should be stressed once again that the regression (1) is not a “model” in the usual sense of the word, since it is accepted in all earlier approaches. This regression removes the solar activity part from the observed $foF2$ variations, rather than drawing the best curve over the observed points.

The other problem concerns the removal of geomagnetic activity effects from the $foF2$ variations. The use of monthly or even annual mean A_p indices is not efficient as our analysis has shown. Indeed, an inclusion of the monthly A_p index to the regression does not remove the geomagnetic activity effects, but only contaminates (due to low correlation with monthly $foF2$) the analyzed material without changing, in principle, the results obtained (Mikhailov and Marin, 2000). As it was mentioned earlier, the usual monthly $foF2$ medians bear F2-layer storm effects (geomagnetic activity effects) which, however, cannot be removed using conventional monthly A_p indices. This is not surprising, since the global A_p index cannot, in principle, take into account the whole complexity of the F2-layer storm effects with positive and negative phases depending on season, UT and LT of storm onset, storm magnitude, etc. Therefore, an interpretation of the F2-layer parameter long-term trends (based on

previous methods) should consider the geomagnetic effects as an inalienable part of the trends revealed, and this can be done based on the contemporary understanding of the F2-layer storm mechanisms (Mikhailov and Marin, 2000, 2001).

A fruitful idea has been proposed by Deminov et al. (2000), who used quiet time $foF2$ median (Q -median) values to analyze the $foF2$ long-term trend for Slough. Specially selected quiet time periods were used to produce such monthly Q -medians, which are free from short-term (monthly) variations of geomagnetic activity. We have used a simpler approach to obtain $foF2$ Q -medians, which are also free from short-term geomagnetic activity effects (as our analysis has shown), but long-term geomagnetic activity variations are still present in such $foF2$ Q -medians. This is clearly seen in Fig. 2, where the $\delta foF2$ variation closely follows the long-term A_{p132} changes with a ≈ 4 -year time shift.

An essential point of the proposed method is the 11-year running mean smoothing of $\delta foF2$ and A_p values. The use of 11-year smoothing conquers quasi-biannual $\delta foF2$ oscillations (Fig. 1), which are not removed by any regression with monthly or annual mean A_p , due to low correlation coefficients. This is a principle point which usually is not taken into account during the trend analysis. As far as we know, only Ulich and Turunen (1997) and Deminov et al. (2000) used correspondingly 11-year and 5-year smoothing in their analyzes. Our consideration has shown that only the use of 11-year running mean $\delta foF2$ and A_p smoothing, along with a polynomial approximation of these variations (which works as an additional smoothing), allows one to bring up to the 0.90–0.95 correlation coefficient level (Table 1). Only with such high correlation coefficients (which are significant at the 95–99% confidence level) it is possible to draw a conclusion that observed $foF2$ long-term variations can be presented mainly by solar and geomagnetic activity variations.

The 11-year smoothing of $\delta foF2$ values enable us to use all years with observations, rather than only years around solar minimum (m) or solar minima and maxima (m+M). The latter was the crucial point of our previous method (Danilov and Mikhailov, 1999; Mikhailov and Marin, 2000), which allowed us to avoid the hysteresis effect in $foF2$ solar cycle variations. The effect is known to take place at the rising and falling parts of a solar cycle and is due to peculiarities in solar EUV flux and geomagnetic activity variations in the course of a solar cycle (Mikhailov and Mikhailov, 1995).

An interesting result is a -3 ± 1 -year time shift between A_{p132} and $\delta foF2_{132}$ variations (Table 3), which provides the maximal correlation coefficient (Table 1). The results of the calculations show that this time shift varies slightly from station to station (for one and the same LT) and depends on LT at a given station (Table 6). An analysis of this problem is out of scope for this paper and now it is not clear what the mechanism of such a 3–4 year delay is in the thermosphere reaction to the long-term changes in geomagnetic activity. Such a large time delay implies that the whole Earth’s atmosphere is involved with the processes provoked by geomagnetic activity. Changes in the global atmospheric circulation

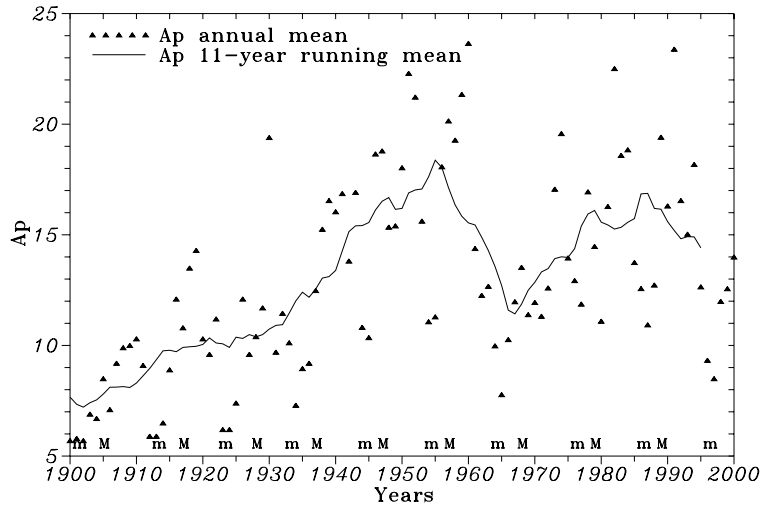


Fig. 5. Annual mean and 11-year running mean *Ap* index variations during the 20th century. Annual mean *Ap* indices prior to 1932 were reconstructed from *aa* indices available since 1868. Symbols (m) and (M) refer to years of solar cycle minimum and maximum.

and related variations in the thermospheric neutral composition and temperature are the most probable mechanisms.

Although the proposed approach essentially deletes solar and geomagnetic activity effects and gives small and insignificant residual *fo*F2 trend for the rising period of geomagnetic activity (Table 4), most of these trends are negative. Slough (12:00 LT) also demonstrates negative and significant residual trend calculated over the 55-year period which include both rising and falling periods in geomagnetic activity (Fig. 3, left-hand box). The same result was obtained on diurnal variations for Slough (Table 6). Therefore, this result can hardly be coincidental. Negative *fo*F2 trends may be considered as a manifestation of the geomagnetic control which is not completely removed by the proposed method. Indeed, there is a very long-term increase in geomagnetic activity (e.g. Clilverd et al., 1998) which requires more smoother than Ap_{132} indices for its description. This long-term increase takes place even for the analyzed period (Fig. 2, top), where a positive ($K = 0.02$ per year) trend is seen in the observed Ap_{132} variation. Figure 2 (top) is only a fragment of the general picture showing the increase in geomagnetic activity in the course of the 20th century (Fig. 5). This is a very delicate question which requires special consideration and is not discussed here.

An inclusion of a complementary linear $\delta foF2$ trend to our analysis restores the unambiguity in the $\delta foF2_{132}$ versus Ap_{132} dependence (Figs. 3 and 4) and practically results in a zero residual trend. Let us consider the sense of this complementary trend. The loop in the $\delta foF2_{132}$ versus Ap_{132} dependence (Figs. 3 and 4), in principle, may be related to some changes in the *Ap* index determination after the middle of the 1960s (new stations, a modified method, etc.). The difference between the two branches is not large (10–15%), but it is clearly seen in Figs. 3 and 4. On the other hand, Fig. 4 (top) shows that we have a new branch after 1990, shifted in the same direction and this can hardly be related to any changes in the method of the *Ap* index determination. Therefore, we should accept that observed $\delta foF2_{132}$ values include an addi-

tional negative long-term trend which is not described by R_{12}^{α} and Ap_{132} variations and the complementary trend just compensates it. An intriguing explanation of the complementary trend could be related to the anthropogenic activity, such as, for instance, the increasing rate of rocket and satellite launching, which leads to the thermosphere pollution (Kozlov and Smirnova, 1999; Adushkin et al., 2000). Indeed, switching on a complementary trend since 1960 (as the beginning of the cosmic era) improves to some extent the picture with the loops in Figs. 3 and 4, but the best results (the least *SD*) are obtained if the trend is switched on from the first year (1938) of the period analyzed (Table 7). It is impossible to link this result with the anthropogenic space pollution. Therefore, the only plausible explanation (as it is seen from now) of the complementary trend is a compensation of a negative trend initially presented in the observed $\delta foF2_{132}$ values. This negative trend presumably has the same F2-layer storm nature as discussed by Mikhailov and Marin (2001) and is due to the earlier discussed very long-term increase in geomagnetic activity in the 20th century.

7 Conclusions

1. A new method to extract *fo*F2 long-term trends, which are free to a great extent from solar and geomagnetic activity effects, has been proposed. This is achieved by using:
 - (a) a *fo*F2 regression with R_{132}^{α} (where α is a fitting parameter) to remove the solar activity part from the *fo*F2 long-term variations;
 - (b) relative rather than absolute $\delta foF2$ deviations to find $\delta foF2_{132}$ (11-year running mean values);
 - (c) a regression with Ap_{132} (11-year running mean *Ap* values) to remove the geomagnetic activity effects from the *fo*F2 long-term variations. Both $\delta foF2_{132}$ and Ap_{132} variations are to be further smoothed,

to provide the best correlation coefficients. Neither monthly nor annual mean $\delta foF2$ values provide a high enough correlation with A_p indices and cannot be recommended for the *foF2* trend analysis;

- (d) *foF2* quiet time (Q -medians) rather than usual monthly medians;
 - (e) all available $\delta foF2$ observations rather than (m) or (m+M) year selections used in the previous version of our method;
 - (f) a -3 ± 1 -year time shift between A_{p132} and $\delta foF2_{132}$ variations, to obtain the best correlation (the least SD). This time shift may be due to a large delay in the thermosphere reaction to the long-term changes in geomagnetic activity, with the physical mechanism of such an influence being unclear now.
2. The *foF2* trends calculated for rising and falling phases of the long-term geomagnetic activity variation show neither latitudinal dependence nor any dependence on the phase being small and insignificant. The existence of such dependencies for the trend magnitude was the basic point of the geomagnetic control concept by Mikhailov and Marin (2000, 2001).
 3. The residual trend for Slough, calculated over the 55-year period, is small ($K_r = -2.2 \times 10^{-4}$ per year) and significant. Such small *foF2* trends have no practical importance. On the other hand, negative (although primarily insignificant), residual trends that are calculated over 10 ionosonde stations for a shorter period (31 years) may be considered as a manifestation of a very long-term geomagnetic activity increase, which did take place in the 20th century (Clilverd et al., 1998). But this effect cannot be removed even by using very smoothed indices, such as A_{p132} .
 4. The main conclusion is that all revealed *foF2* long-term variations (trends) may be attributed to the long-term solar and geomagnetic activity variations, i.e. they are of a natural origin. There is no indication of any manmade *foF2* trends.

Acknowledgement. This work was in part supported by the Russian foundation for Fundamental Research under Grant 00-05-64189.

Topical Editor M. Lester thanks M. Jarvis and P. Wilkinson for their help in evaluating this paper.

References

- Adushkin, V. V., Kozlov, S. I., and Petrov A. V.: Ecological problems and risks of the rocket and space technique impact on the environment, Moscow, Ankil, 638, 2000 (in Russian).
- Bremer, J.: Ionospheric trends in mid-latitudes as a possible indicator of the atmospheric greenhouse effect, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 54, 1505–1511, 1992.
- Bremer, J.: Trends in the ionospheric E- and F-regions over Europe, *Ann. Geophysicae*, 16, 986–996, 1998.
- Clilverd, M. A., Clark, T. D. G., Clarke, E., and Rishbeth, H.: Increased magnetic storm activity from 1868 to 1995, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 60, 1047–1056, 1998.
- Danilov, A. D.: Long-term changes of the mesosphere and lower thermosphere temperature and composition, *Adv. Space Res.*, 20, 2137–2147, 1997.
- Danilov, A. D.: Review of long-term trends in the upper mesosphere, thermosphere and ionosphere, *Adv. Space Res.*, 22, 907–915, 1998.
- Danilov, A. D. and Mikhailov, A. V.: Spatial and seasonal variations of the *foF2* long-term trends, *Ann. Geophysicae*, 17, 1239–1243, 1999.
- Danilov, A. D. and Mikhailov, A. V.: F2-layer parameters long-term trends at the Argentine Islands and Port Stanley stations, *Ann. Geophysicae*, 19, 341–349, 2001.
- Deminov, M. G., Garbatsevich, A. V., and Deminov R. G.: Climatic changes of the ionospheric F2-layer, *Doklady RAN*, 372, 383–385, (in Russian), 2000.
- Foppiano, A. J., Cid, L., and Jara, V.: Ionospheric long-term trends for South American mid-latitudes, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 61, 717–723, 1999.
- Givishvili, G. V. and Leshchenko, L. N.: Possible proofs of presence of technogenic impact on the midlatitude ionosphere, *Doklady RAN*, 334, 213–214, (in Russian), 1994.
- Givishvili, G. V. and Leshchenko, L. N.: Dynamics of the climatic trends in the midlatitude ionospheric E-region, *Geomag. i Aeronom.*, 35, 166–173, (in Russian), 1995.
- Givishvili, G. V., Leshchenko, L. N., Shmeleva, O. P., and Ivanidze T. G.: Climatic trends of the mid-latitude upper atmosphere and ionosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 57, 871–874, 1995.
- Hedin, A. E.: MSIS-86 thermospheric model, *J. Geophys. Res.*, 92, 4649–4662, 1987.
- Jarvis, M. J., Jenkins, B., and Rodgers G. A.: 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, 20 774–20 787, 1998.
- Ivanov-Kholodny, G. S.: Solar *EUUV* quasi-biennial variations, *Phys. Chem. Earth (C)*, 25, 433–435, 2000.
- Ivanov-Kholodny, G. S. and Chertoprud, V. Ye.: Analysis of extrema of quasi-biennial variations of solar activity, *Astron. and Astrophys. Trans.*, 3, 81–85, 1992.
- Kozlov, S. I. and Smirnova, N. V.: Estimation of the influence of helio-geophysical conditions on characteristics of ionospheric disturbances produced by rocket launches, *Cosmic Res.*, 37, 507–514, (in Russian), 1999.
- Marin, D., Mikhailov, A. V., de la Morena, B. A., and Herraiz, M.: Long-term *hmF2* trends in the Eurasian longitudinal sector from the ground-based ionosonde observations, *Ann. Geophysicae*, 19, 761–772, 2001.
- Mikhailov, A. V. and Marin, D.: Geomagnetic control of the *foF2* long-term trends, *Ann. Geophysicae*, 18, 653–665, 2000.
- Mikhailov, A. V. and Marin, D.: An interpretation of the *foF2* and *hmF2* long-term trends in the framework of the geomagnetic control concept, *Ann. Geophysicae*, 19, 733–748, 2001.
- Mikhailov, A. V. and Mikhailov, V. V.: Solar cycle variations of annual mean noon *foF2*, *Adv. Space Res.*, 15, 79–82, 1995.
- Mikhailov, A. V. and Mikhailov, V. V.: Indices for monthly median *foF2* and M(3000)F2 modeling and long-term prediction: Ionospheric index MF2, *Inter. J. Geomag. and Aeronom.*, 1, 141–151, 1999.
- Mikhailov, A. V., Skoblin, M. G., and Förster, M.: Daytime F2-layer positive storm effect at middle and lower latitudes, *Ann. Geophysicae*, 13, 532–540, 1995.

- Muhtarov, P. and Kutiev, I.: Geomagnetically correlated statistical model (GCSM) for short-term prediction of ionospheric parameters, Proc. of the 2nd COST 251 Workshop, 30–31 March 1998 Side, Turkey, 246–251, 1998.
- Nusinov, A. A.: Dependence of intensity in lines of solar short-wave radiation on activity level, *Geomag. i Aeronom.*, 24, 529–536, (in Russian), 1984.
- Nusinov, A. A.: Models for prediction of *EUUV* and *X-ray* solar radiation based on 10.7 cm radio emission, in: Proc. Workshop on Solar Electromagnetic Radiation for Solar Cycle 22, (Ed) Donnelly, R. F., Boulder, Co., July 1992, NOAA ERL. Boulder, Co., USA, 354–359, 1992.
- Pollard, J. H.: A handbook of numerical and statistical techniques, Camb.Univ. Press, 1977.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., and Flannery, P.: Numerical recipes in Fortran 77, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1992.
- Rishbeth, H.: A greenhouse effect in the ionosphere?, *Planet. Space Sci.*, 38, 945–948, 1990.
- Rishbeth, H.: Long-term changes in the ionosphere, *Adv. Space Res.*, 20, 2149–2155, 1997.
- Rishbeth, H. and Barron, D. W.: Equilibrium electron distributions in the ionospheric F2-layer, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 18, 234–252, 1960.
- Rishbeth, H. and Roble, R. G.: Cooling of the upper atmosphere by enhanced greenhouse gases – Modelling of thermospheric and ionospheric effects, *Planet. Space Sci.*, 40, 1011–1026, 1992.
- Sharma, S. S., Chandra, H., and Vyas, G. D.: Long-term ionospheric trends over Ahmedabad, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 433–436, 1999.
- Ulich, T. and Turunen, E.: Evidence for long-term cooling of the upper atmosphere in ionospheric data, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1103–1106, 1997.
- Upadhyay, H. O. and Mahajan, K. K.: Atmospheric greenhouse effect and ionospheric trends, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3375–3378, 1998.
- Zevakina, R. A. and Kiseleva, M. V.: F2-layer parameter variations during positive disturbances related to phenomena in the magnetosphere and interplanetary medium, In: The diagnostics and modelling of the ionospheric disturbances, Nauka, Moscow, 151–167, (in Russian), 1978.

ANEXOS

Anexo II: Formato de datos iniciales

ANEXO II: Formato de datos iniciales.

En esta Tesis Doctoral se han recopilado datos ionosféricos de f_oF2 y $M(3000)F2$ para un amplio número de Estaciones utilizando las bases de datos del WDC-C (“World Data Center”) en Chilton (UK) y del NGDC (“National Geophysical Data Center”) en Boulder (USA). El formato en el que se dispone de dichos datos se conoce como IIWG (“Ionospheric Informatics Working Group”), y es el formato oficial de datos ionosféricos que fue establecido por el proyecto IITS perteneciente a la Acción COST251 de la Unión Europea (COST251, 1999). Dicho formato se describe de la siguiente forma:

Línea	Formato	Descripción
1	A30	Nombre de la Estación.
1	A5	Código de la Estación.
1	I4	Tiempo usado por la Estación para los registros.
1	F5.1	Latitud en °N.
1	F5.1	Longitud en °E.
1	A10	Tipo de escalado del ionograma: “Manual” o “Automático”.
1	A10	Datos: “Edited”, “Not-edited”, o “Mixed”.
1	A30	Tipo de ionosonda.
2,3	30I4	Año. Mes. Número de días del mes, M. Número de parámetros. Número total de medidas. Número de medidas para cada uno de los M días, NM.
4,i	12A10	Lista de parámetros ionosféricos cuyos datos se presentan.
i+1,j	12A10	Dimensiones.
j+1,k	60A2	Lista de códigos de los parámetros.
k+1,l	20(3I2)	Los tiempos HHMMSS para cada medida NM de los M días.
l+1,m	24(I3,A2)	Los valores N1 correspondiente al parámetro 1 para el día 1.
...	...	... repetido para cada uno de los M días.
m+1	24(I3,A2)	Medianas horarias para el parámetro 1.
...	...	... repetido para cada parámetro.

donde A seguido de un número entero i se refiere a un conjunto i de caracteres, I seguido de un número entero i , a un número entero de i cifras, y f seguido de dos números enteros i y j separados por un punto, a un número decimal de j cifras decimales que ocupa i espacios.

“

Mediante el uso de programas informáticos que trabajan sobre estos datos en formato IIWG, pueden extraerse en un formato más sencillo los 24 valores horarios de un determinado parámetro para cada día de un mes y año seleccionado. Con este objetivo se ha utilizado el Programa “IIWG DATA” elaborado por el Instituto Geofísico de Sofía (Bulgaria). Como ejemplo, se muestra el formato resultante de los datos de *foF2* después de aplicar este programa a los datos de *foF2* en formato IIWG para enero de 1996 anteriormente escritos para El Arenosillo:

“

```

ARENOSILLO
000 000 000 032 000 000 000 025 052 052 053 000 000 073 000 064 058 000 028 000 000 000 033 032
030 031 031 032 035 027 021 024 044 052 049 059 067 075 067 054 055 065 031 025 031 030 030 030
028 031 030 028 030 031 000 025 040 049 060 055 062 059 000 058 058 049 031 026 000 029 031 025
026 029 027 025 033 023 019 020 040 054 052 054 061 071 068 061 064 054 030 027 000 000 000 029
000 033 000 034 040 042 026 031 049 057 051 054 049 059 054 065 054 057 036 031 029 030 029 025
026 030 028 025 027 024 000 021 047 052 060 050 068 063 058 058 000 000 000 000 000 000 000
031 026 026 029 029 034 023 025 047 052 051 052 049 066 047 052 066 058 039 037 037 032 027 023
024 025 023 029 027 029 025 025 044 053 047 051 066 049 047 049 054 058 033 037 041 028 023 026
029 030 030 030 030 034 023 026 047 052 054 051 054 051 052 062 054 052 032 024 031 029 025 030
028 029 028 029 032 035 022 023 041 049 048 053 077 052 050 058 058 046 041 040 036 029 027 025
026 026 027 029 031 025 024 033 048 048 053 049 057 049 054 060 051 044 036 035 034 031 027 027
028 026 025 021 026 019 023 027 041 051 045 059 057 047 047 051 059 047 038 029 031 025 026 026
025 025 026 026 025 027 029 031 045 056 058 062 077 049 076 060 055 047 044 030 039 037 040 041
040 039 036 037 037 027 023 024 045 049 052 055 059 059 055 058 067 049 032 000 029 031 028 030
031 032 031 029 028 033 000 023 045 062 054 067 060 063 058 060 053 041 033 031 033 036 036 032
033 000 030 032 032 035 025 029 048 049 048 058 072 060 051 057 048 049 035 026 035 035 025 028
029 029 029 027 030 027 000 022 046 051 050 051 064 060 053 071 057 048 037 039 033 026 023 025
027 025 026 026 031 021 021 025 049 048 052 053 053 054 049 062 060 055 041 047 041 033 031 033
035 034 034 036 038 031 033 035 049 051 058 068 051 051 051 047 051 043 031 037 042 041 030 031
032 032 032 028 034 000 020 020 040 051 055 058 055 056 048 064 051 044 049 055 041 026 029 029
031 027 030 036 026 019 000 000 045 048 047 057 066 049 052 052 043 051 036 036 041 035 033 034
034 030 032 031 030 021 020 024 044 060 051 051 066 049 058 047 060 049 040 028 027 029 031 030
026 028 029 029 031 019 000 021 045 047 000 057 000 000 068 052 052 058 033 026 027 029 029 027
029 029 026 026 027 026 000 022 044 050 051 050 065 049 000 000 036 047 036 027 033 029 024 000
000 027 026 027 027 035 020 025 045 045 049 060 060 049 065 000 061 050 051 029 035 029 035 029
033 031 033 033 034 035 027 029 053 048 050 066 058 052 059 048 052 044 033 037 041 040 000 029
030 027 025 030 029 032 029 027 043 044 047 049 066 064 062 000 063 047 038 036 032 029 027 029
030 029 030 030 031 032 025 026 048 051 052 047 075 049 055 052 063 058 037 029 034 030 023 018
024 027 024 024 025 026 000 024 044 049 054 052 068 069 049 051 053 055 047 049 047 000 026 028
027 027 027 027 029 037 020 026 042 049 054 051 063 049 061 074 057 045 039 036 037 038 028 029
031 031 032 034 031 033 028 029 049 049 052 048 064 065 061 056 052 045 042 034 039 039 034 035
029 029 029 029 030 029 023 025 045 051 052 054 063 055 055 058 055 049 036 033 035 030 029 029

```

“

Este tipo de ficheros consta de una cabecera (1ª línea), seguida de un número de líneas que muestran los 24 valores horarios (desde las 00 hasta las 23 horas) correspondientes a cada día del mes. La última línea recoge las medianas mensuales para cada hora. Estos últimos valores (medianas mensuales) son los que se han utilizado como observaciones de partida en el capítulo 3 de esta Tesis Doctoral.

ANEXOS

Anexo III: Programas y subrutinas en Fortran77

ANEXO III: Programas y subrutinas en Fortran77.

1. Suavizado de medias móviles con una ventana de 12 meses:

Este programa actúa sobre un fichero entrada, a introducir por teclado, que contiene todos los valores de las medianas mensuales correspondientes a una hora y parámetro ionosférico disponibles para una Estación particular. El fichero consta de un número de filas, que muestran el año y los 12 valores de las medianas mensuales.

```
*****
***   Creates Running-Mean-Value (-6,X,+6, 13 months).   ***
*****
      real OBS(5000),RMV(5000),line(12)
      integer Yfrom
      character*12 entrada, salida
      write(*,*) 'Introduce Entrada'
      read(*,'(a)') entrada
      write(*,*) 'Introduce Salida'
      read (*,'(a)') salida
      open(1,file=entrada)
      open(2,file=salida)
      data OBS /5000*1.e17 /, RMV / 5000*1.e17 /
11  format (1x,i4,3x,12f9.4)
      NumY = 0          !!! Number of Years in index Data, counter
20  read (1,*,end=25) iY,(line(k),k=1,12)
      if(NumY.eq.0) Yfrom=iY
      NumY = NumY + 1
      do k=1,12
      OBS((NumY-1)*12+k)=line(k)
      enddo
      goto 20

25  continue
      n=12*NumY          !!! Number of OBS points
      nfr=7
      nto=n-6
      n1=2
1   s=0.0
      n2=n1+10
      do 2 i=n1,n2
2   s=s + OBS(i)
      RMV(nfr) = 1./24. * (OBS(nfr-6)+OBS(nfr+6)+ 2.* s)
      nfr=nfr+1
      if (nfr.gt.nto) goto 7
      n1=n1+1
      goto 1
7   n1=1
8   n2=n1+11
      write(2,11) Yfrom,(RMV(i),i=n1,n2)
      n1=n1+12
      Yfrom=Yfrom+1
      if (n1.gt.nto) goto 99
      goto 8
99  stop
      end
```


2.- Subrutina para el cálculo de los coeficientes de un ajuste polinómico de grado n

Dadas dos series x e y de un número determinado de datos, esta subrutina calcula los valores de los coeficientes de un ajuste polinómico de grado n por el método de los mínimos cuadrados.

Se ha aplicado, por ejemplo, en el cálculo de los modelos utilizados en los capítulos 3 y 5 para eliminar la fuerte dependencia solar de las variaciones de los parámetros ionosféricos, así como en el cálculo final de la tendencia lineal.

```

*****
      Subroutine sbr_coef(MP,MN,xcer,ycer,c)
*** -----
* MP: orden del polinomio. Ajuste lineal MP=1 (dos coeficientes),
* ajuste del tipo a+bx+cx**2 MP=2 (3 coeficientes)...
* MN: número de pares de datos que no puede exceder de 250
* x: array de datos. La declaración es real*8 (doble precisión)
* y: array de datos. c: coeficientes que devuelve la subrutina.

*** The code calculates smoothed profile over initial one in the
*** Maximum power of x is supposed to be 5 (Overall M=6 coefficients)
*****
      real*8 xcer(250),ycer(250),c(10)
      real*8 x(250),y(250)
* -----
      M=MP + 1
      Ntotal=MN
      N=0
      do j=1,Ntotal
         if((xcer(j).eq.0.).or.(ycer(j).eq.0.)) then
            continue
         else
            N=N+1
            x(N)=xcer(j)
            y(N)=ycer(j)
         endif
      enddo
      do k=1,6
         c(k)=0.D0
      end do
* =====
      Call lsq_polyn(x,y,N,M,c)
* =====
      END

*** =====
c      The subroutine calculates coefficients c(k) of a polynomial
c      expansion  $y = c(1) + c(2)*x + \dots + c(r+1)*x**r$  fitting
c      the { x(i), y(i) } data array by least squares method.
c      Reference: D.J. Hudson Statistika dla fizikov, M.,Mir, 1970.
c      N          - number of data points
c      M-1        - maximum x power in expansion
c      X and Y arrays should be described with double precision !!!
*****

```

```

      subroutine lsq_polyn(x,y,N,M,c)
c
      real*8      x(250),x1(250),y(250),c(10),a(10),b(10)
      real*8      h(250,10),q(10,10)
      real*8      w(10),poly,scale,factor, xi,s,t,p
      integer     N,M
      common      /BLOCK/  h,q
c  Scaling of x axis
      xmax=x(1)
      xmin=x(1)
      ymax=y(1)
      ymin=y(1)
      do 5 i=2,N
          if(x(i).GT.xmax) xmax=x(i)
          if(x(i).LT.xmin) xmin=x(i)
          if(y(i).GT.ymax) ymax=y(i)
          if(y(i).LT.ymin) ymin=y(i)
5  continue

      scale=(ymax-ymin)/(xmax-xmin)

      do 6 i=1,N
6      x1(i)=scale*x(i)

c  Calculation of h(i,j) = x1(i)**(j-1)
      do 10 i=1,N
          h(i,1)=1.
          do 10 j=2,M
              h(i,j)=h(i,j-1)*x1(i)
10  continue

c  Calculation of first two polynoms
      q(1,1)=dsqrt(1.d0/N)
      s=x1(1)
      t=x1(1)*x1(1)
      do 20 i=2,N
          xi=x1(i)
          s=s+xi
          t=t+xi*xi
20  continue
      p=-s/N
      s=s*p
      q(2,2)=1.d0/dsqrt(t+s)
      q(2,1)=p*q(2,2)

c  For the rest polynoms a recurrent Forsythe formula is used
      do 30 j=3,M

c  Alpha and beta computation
          a(j)=0.d0
          b(j)=0.d0
          do 40 i=1,N
              s=poly(j-1,i)
              t=poly(j-2,i)
              a(j)=a(j)+x1(i)*s*s
              b(j)=b(j)+x1(i)*s*t
40  continue

c  Recurrent formula for k=0, 0 < k < j-1, k=j-1, k=j

```

```

c      q(j,1)=-a(j)*q(j-1,1)-b(j)*q(j-2,1)

      do 50 k=2,j-2
        q(j,k)=q(j-1,k-1)-a(j)*q(j-1,k)-b(j)*q(j-2,k)
50    continue

      q(j,j-1)=q(j-1,j-2)-a(j)*q(j-1,j-1)
      q(j,j)=q(j-1,j-1)

c      Normalizing of j-th polynom
      s=0.d0
      do 60 i=1,N
        t=poly(j,i)
        s=s+t*t
60    continue
      do 70 k=1,j
        q(j,k)=q(j,k)/dsqrt(s)
70    continue
30  continue

c      Expansion coefficients computation  $y = \text{SUMM } w(j)*Q(j,X)$ 
      do 80 j=1,M
        w(j)=0.d0
        do 80 i=1,N
          w(j)=w(j)+poly(j,i)*y(i)
80    continue

c      Re-expansion of polinoms for  $X^{**k} \quad y = \text{SUMM } c(k)*X^{**k}$ 
      do 90 k=1,M
        t=0.d0
        s=0.d0
        do 95 j=1,M
          p=w(j)*q(j,k)
          if(p.GT.0.) then
            t=t+p
          else
            s=s+p
          end if
95    continue
        c(k)=t+s
        if(k.EQ.1) goto 90
        ip=k-1
        factor=scale**ip
        c(k)=c(k)*factor
90  continue
      return
      end

c      Procedure of j-th normalized polinom computation at a point x(i)
      real*8 function poly(j,i)          ! was *8
      real*8 h(250,10),q(10,10),s       ! was *8
      common /BLOCK/ h,q
      s=0.d0
      do 10 k=1,j
10    s=s+q(j,k)*h(i,k)
      poly=s
      return
      end

```

3.- Subrutinas para realizar una interpolación por *splines cúbicos*:

```

      SUBROUTINE splint(xa,ya,n,x,y)
      integer n
      real x,y,xa(n),ya(n)
      real y2a(500)
      integer k,khi,klo
      real a,b,h
      klo=1
      khi=n
1  if (khi-klo.gt.1) then
      k=(khi+klo)/2
      if (xa(k).gt.x) then
          khi=k
      else
          klo=k
      endif
      goto 1
  endif
  h=xa(khi)-xa(klo)
  if (h.eq.0.) pause 'bad xa input in splint'
  a=(xa(khi)-x)/h
  b=(x-xa(klo))/h

      CALL spline(xa,ya,n,y2a)

      y=a*ya(klo)+b*ya(khi)+
      ((a**3-a)*y2a(klo)+(b**3-b)*y2a(khi))*(h**2)/6.
      return
  end
*****
      SUBROUTINE spline(x,y,n,y2)
      integer n,NMAX
      real x(n),y(n),y2(n)
      PARAMETER (NMAX=500)
      integer i,k
      real p,qn,sig,un,u(NMAX)

      y2(1)=0.
      u(1)=0.
      do i=2,n-1
          sig=(x(i)-x(i-1))/(x(i+1)-x(i-1))
          p=sig*y2(i-1)+2.
          y2(i)=(sig-1.)/p
          u(i)=(6.*((y(i+1)-y(i))/(x(i+1)-x(i))-(y(i)-y(i-1))
          /(x(i)-x(i-1)))/(x(i+1)-x(i-1))-sig*u(i-1))/p
      enddo
      qn=0.
      un=0.

      y2(n)=(un-qn*u(n-1))/(qn*y2(n-1)+1.)

      do k=n-1,1,-1
          y2(k)=y2(k)*y2(k+1)+u(k)
      enddo

      return
  end
*****

```

4. Subrutina para el cálculo del coeficiente de correlación y parámetro F* de Fisher

Subroutine sbr_corr(xcer,ycer,n,r,F,num_dat)

* Esta subrutina calcula el coeficiente de correlación lineal de dos
 * series de datos. Las entradas externas que hay que facilitarle son:
 * Número de pares de datos (entero). No puede ser mayor de 1000
 * Dos arrays xcer e ycer reales.
 * La subrutina devuelve dos reales: r, el coef. de corr., F* el
 * parámetro de Fisher, y num_dat (número de datos sin ceros)

```

Parameter(Ndat=1000)
integer n
real r,F,xcer(n),ycer(n),TINY
real x(Ndat),y(Ndat)
integer j
real ax,ay,sxx,sxy,syy,xt,yt
PARAMETER (TINY=1.e-20)
icont=0
do j=1,n
    if((xcer(j).eq.0.).or.(ycer(j).eq.0.)) then
        continue
    else
        icont=icont+1
        x(icont)=xcer(j)
        y(icont)=ycer(j)
    endif
enddo

ax=0.
ay=0.

do j=1,icont
    ax=ax+x(j)
    ay=ay+y(j)
enddo

ax=ax/icont
ay=ay/icont

sxx=0.
syy=0.
sxy=0.

do j=1,icont
    xt=x(j)-ax
    yt=y(j)-ay
    sxx=sxx+xt**2
    syy=syy+yt**2
    sxy=sxy+xt*yt
enddo

r=sxy/(sqrt(sxx*syy)+TINY)
F=(r**2)*(icont-2)/(1.-r**2)
num_dat=icont
return
end

```