

Contribución del observatorio del Ebro al estudio de la ionosfera terrestre

Luis F. ALBERCA, David ALTADILL, J. Germán SOLÉ y Eduardo GALDÓN
Observatorio del Ebro (URL-CSIC),

Horta Alta No. 38, 43520 Roquetes, Tarragona, España

Emil M. APOSTOLOV

Geophysical Institute (Bulgarian Academy of Sciences), Akad. G. Bonchev str. Bl. 3,
1113-Sofia, Bulgaria

RESUMEN

Este trabajo quiere ser un recorrido a través de las diferentes etapas de la investigación ionosférica en el Observatorio del Ebro. Dividiremos el trabajo en dos partes principales. En la primera daremos una reseña histórica en que separaremos la contribución al estudio del contenido total de electrones de la Ionosfera, del estudio de las capas ionosféricas, en el que, a su vez distinguiremos la dedicación a las capas D, Es y las que hemos denominado «capas regulares»: E_1 y superiores. En la segunda haremos un esbozo de la línea de investigación más reciente en la que se desglosarán los resultados más importantes sobre el acoplamiento dinámico en el sistema Mesosfera-Termosfera-Ionosfera.

Palabras clave: Física Ionosférica, Ionosfera de latitudes medias, Interacciones Ionosfera-Atmósfera; Ondas y mareas, Modelado y Predicción.

ABSTRACT

This paper is a résumé of the development of the ionospheric research at Ebro Observatory. The work is divided in two main parts. The first one highlights the historical achievements, and, again, it is divided in two parts: one explains the contribution to the study of the total electron content, and the other the contribution to the study of the ionospheric layers. In this last part, a distinction is made between D and Es layers, and the so called «regular layers»: E_1 and higher ones. The second main part is a description of the most recent lines of research in the Observatory, with special emphasis on the most important achievement on the dynamic coupling in the Mesosphere-Thermosphere-Ionosphere system.

Key words: Mid-latitude ionosphere, Ionosphere-Atmosphere interactions; Waves and tides: Modelling and Forecast.

1. INTRODUCCIÓN

Uno de los aciertos en la fundación del Observatorio del Ebro en 1904 consistió en la elección de la línea de trabajo: el estudio de la relación entre fenómenos solares y terrestres. Este tema, que constituía una completa novedad en 1904, se ha convertido en una línea de tanta actualidad como es la Física Solar-Terrestre. Fiel a esta línea, ya desde el principio, el Observatorio eligió registrar los parámetros cuyas variaciones se podían pensar influidas por variaciones de la actividad solar. Por ello, en la Sección de Meteorología, además de las variables clásicas, se medía el potencial eléctrico atmosférico, la conductibilidad atmosférica, carga eléctrica del aire, movilidad y velocidad específica de los iones, etc. Con el desarrollo del conocimiento, el tipo de parámetros más interesantes para el estudio de esta relación ha ido variando, y el Observatorio no podía dejar de adaptarse a esta realidad. El estudio de la Ionosfera se incluyó en 1955 entre las disciplinas cultivadas por el Observatorio, introduciendo así estos estudios en España. El 26 de marzo de ese año, se inauguró en el Observatorio del Ebro (40.8°N, 0.5°E) el primer sondeador ionosférico de incidencia vertical. Se cubría de esta manera un gran hueco, en la observación de la Ionosfera, que abarcaba toda la zona española. El año anterior a la inauguración de la Sección Ionosférica del Observatorio, Cardús (1954) publicó un artículo sobre los sondeos ionosféricos y su interés científico en el campo de las relación Sol-Tierra, y más adelante (Cardús, 1958) se pudo hacer un primer estudio sobre la variación de las capas ionosféricas con los datos obtenidos en el propio Centro. Posteriormente, Galdón (1959) hace un estudio muy completo donde expone la teoría magneto-iónica y su aplicación a los sondeos ionosféricos de incidencia vertical. Describe la teoría de Chapman sobre la formación de las capas así como la radiación solar ionizante en la ionosfera y las reacciones químicas de los componentes ionizados y no ionizados que dan lugar a la distribución vertical de la ionización, e ilustra los resultados teóricos con los datos obtenidos en el Observatorio. Se puede decir que es el primer tratado sobre la Ionosfera, escrito en castellano. Casi 35 años después, Solé y Altadill (1995) han publicado una introducción al estudio de la Ionosfera, esta vez en catalán.

Además de la manifestación de la relación Sol-Tierra en la Ionosfera, también afecta a esta última los procesos dinámicos que tienen lugar en la región atmosférica de la Mesosfera/Baja Termosfera (MBT), como el régimen de vientos, la deriva de plasma y componentes neutros, las ondas planetarias, las mareas y las ondas de gravedad. Tales procesos afectan al comportamiento de la región de la dínamo e indirectamente a las regiones más altas de la ionosfera. Su contribución al comportamiento de la alta ionosfera no es tan espectacular como los fenómenos ligados a la actividad solar a grandes escalas de tiempo, pero en ciertas condiciones, el comportamiento de la alta ionosfera se ve afectado de manera significativa por dichos procesos dinámicos. La investigación sobre esta temática comienza en el Observatorio mediados los 90 mediante trabajos conjuntos con investigadores búlgaros (Pancheva *et al.*, 1994;

Apostolov *et al.*, 1994) en los que se pone de manifiesto el posible acoplamiento dinámico entre los regímenes atmosféricos MBT e ionosfera mediante ondas planetarias. Parte de esta investigación culmina con una tesis doctoral leída en el Centro (Altadill, 1997), siguiendo hasta la actualidad con diversas investigaciones que aportan nuevos resultados al progreso del conocimiento en dicho acoplamiento dinámico y su actividad (Apostolov *et al.*, 1998a; Altadill *et al.*, 1998) así como una revisión sobre el tema (Altadill, 2000).

2. RESEÑA HISTÓRICA

2.1. Contenido Total de Electrones

En 1964, la NASA puso en órbita el satélite Explorer 22 (S66 o BE-B) que permitía la obtención del contenido total de electrones (CTE) por el método de rotaciones de Faraday a partir de dos señales de frecuencias próximas (40 y 41 MHz), polarizadas en un plano. La NASA facilitó al Observatorio un equipo para el registro de estas señales, con lo que se pudo obtener el CTE desde el primer paso del satélite por la zona del Observatorio el 10 de Octubre de 1964. En este tiempo era muy importante determinar la morfología del comportamiento de los diferentes parámetros que caracterizaban la Ionosfera.

El satélite Explorer 22, de órbita polar, pasaba tres o cuatro veces sobre el Observatorio en dirección *N* y otras tres o cuatro en dirección *S*. Las horas de los pasos iban variando lentamente, de forma que se necesitaban 3 meses para obtener valores para las 24 horas del día. En 1966 se pudo ya realizar un primer estudio (Cardús, 1966) con los datos registrados en el Ebro, y dos años más tarde se hizo una primera determinación de la variación diurna y estacional del CTE sobre el Observatorio (Galdón, 1968). Los resultados mostraban que, así como en los datos de *foF2* se apreciaba claramente la anomalía invernal, en el CTE no aparecía este efecto (Figura 1). Este resultado discrepaba de los encontrados por otros autores en otras estaciones, y se confirmó con observaciones posteriores.

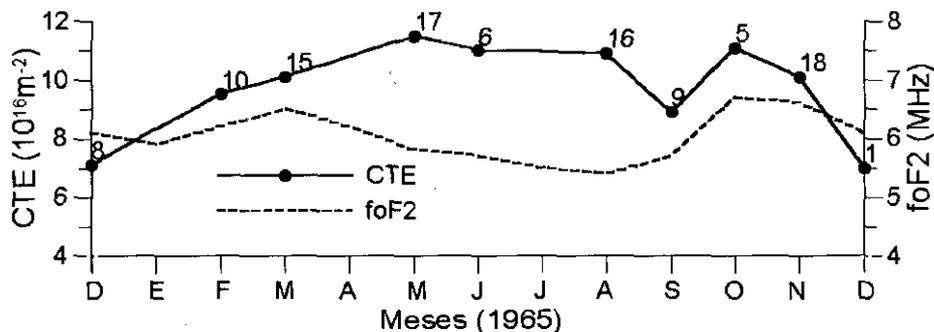


Figura 1. Variación mensual del CTE y *foF2* a mediodía (10-14) durante 1965, adaptado de Galdón (1968).

En 1967 se adquirió un nuevo ionosonda, Magnetic AB (Suecia), con una gama de frecuencias de 0.25-20 MHz y de gran potencia de emisión, para sustituir al anterior, que sólo llegaba a los 16 MHz, con lo que los ionogramas quedaban cortados durante algunas horas en periodo de actividad solar muy alta. Posteriormente, en 1987, este ionosonda sería sustituido por un Digisonda que nos proporcionó la U.S. Army a través de un proyecto conjunto para el estudio de la Ionosfera Europea. Combinando los datos del CTE con los de foF2, obtenidos con el sondeador ionosférico, se determinaron los datos del parámetro espesor de capa («slab-thickness») ($\tau = \int Ndh/N_{\max}$, donde N indica la densidad electrónica) y sus variaciones diurna y estacional (Galdón 1970). Como se sabe, este parámetro sirve como indicativo de la distribución del gas ionizado en la Ionosfera. Aprovechando la serie de 4 años de datos de CTE, en la parte creciente del ciclo solar, en que los números de Wolf variaron entre 15 y 97, se encontró una relación de segundo grado para expresar la relación entre los valores del CTE al mediodía y dos índices de actividad solar: los números de Wolf y el flujo de radiación solar en 10.7 cm. Eliminado el efecto de la actividad solar, se comprobó que la variación estacional presentaba máximos en los equinoccios y mínimos en los solsticios. Normalmente, el mínimo del solsticio de invierno era menor que el de verano, por lo que se confirmaba que, en general, no existía anomalía invernal. (Galdón y Alberca, 1970a, 1970b). El mismo análisis se aplicó a otras dos estaciones de latitud diferente: Val-Joyeux (48,8°N, 2,0°E) y Lindau (51,7°N, 10,1°E) y se encontró que la pendiente de la curva de regresión con la actividad solar disminuía al aumentar la latitud, aunque podría darse un mínimo cerca de la estación intermedia. Al eliminar la variación con el ciclo solar, se encontró una notable semejanza de la variación estacional de las tres estaciones (Figura 2). La diferencia consistía en que, en las estaciones de mayor latitud, los mínimos de invierno eran superiores a los de verano, al revés que en el Ebro. En las tres estaciones se constataba que todavía quedaba un residuo de la influencia de la actividad solar, en el sentido de que la amplitud de la variación estacional era más grande en los años de mayor actividad (Galdón y Alberca, 1971).

Un acuerdo con las Fuerzas Aéreas de Estados Unidos (USAF) permitió instalar un polarímetro en el Observatorio para el registro de las variaciones del contenido total de electrones, por el método de rotaciones de Faraday, a partir de las señales de satélites geoestacionarios. La gran ventaja de este sistema es su resolución temporal, ya que posibilita el registro continuo del ángulo de polarización de la señal recibida del satélite y, consecuentemente, la variación del contenido total de electrones. Se pierde en cambio la resolución espacial, puesto que sólo registra los datos de un punto. Era, por tanto, un sistema que se complementaba con el sistema de satélites de órbita polar. Fundamentalmente se registraron las señales de los satélites Syncon III, Intelsat II-F3, ATS-F y SIRIO, durante el tiempo en que estuvieron situados en el ángulo de visión del Observatorio. Con los datos del Intelsat II-F3, se realizó un primer trabajo para hallar las variaciones temporales del contenido total de electrones (Galdón y Alberca 1974, Alberca y Galdón 1974). La comparación con los resultados

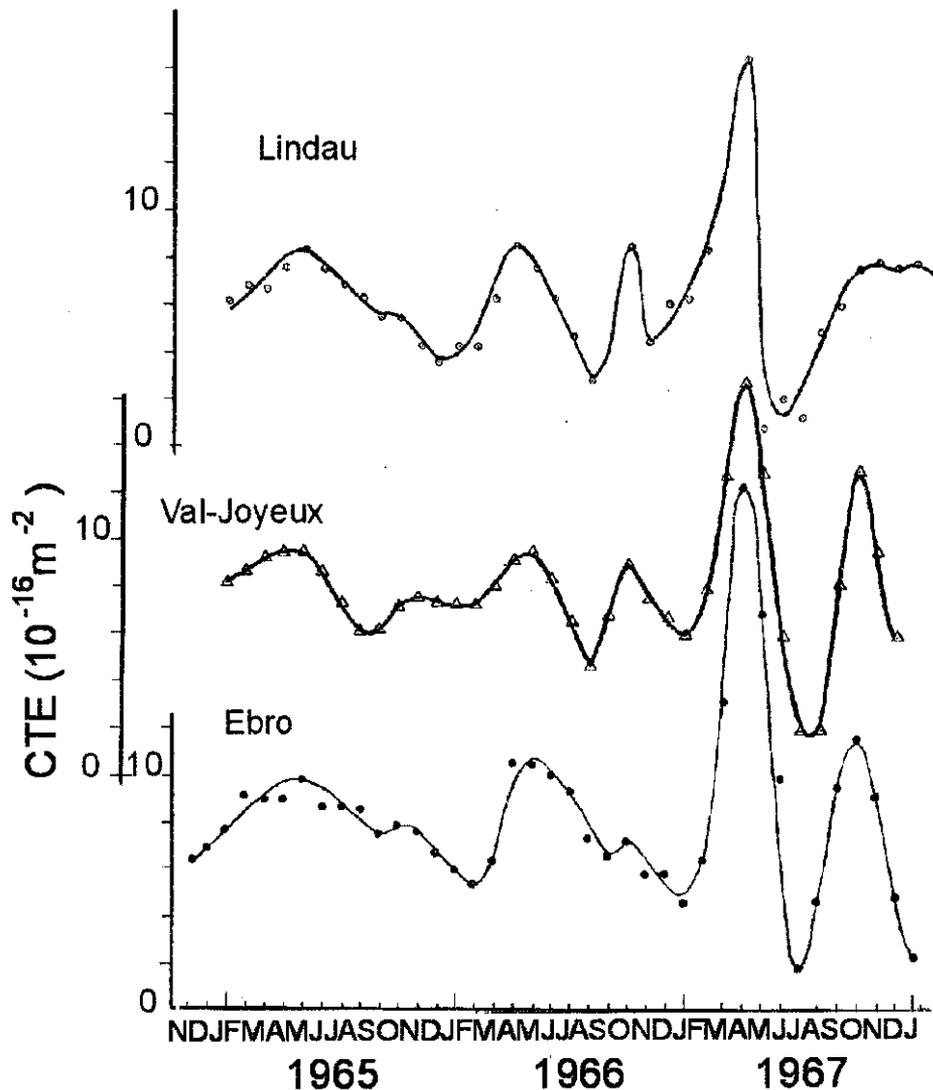


Figura 2. Variación mensual del CTE una vez corregido el efecto del ciclo solar, adaptado de Galdón and Alberca (1971).

obtenidos previamente con los datos del Explorer 22, confirmó la coherencia de los dos métodos y la ausencia de anomalía invernal en la variación del contenido total de electrones. A partir de un modelo sencillo y utilizando los datos del «espesor de capa» (obtenidos a partir de los valores del contenido total de electrones deducidos de las señales del satélite INTELSAT II-F3 y de los va-

lores de foF2 del sondeador ionosférico), se dedujeron también los valores de la temperatura del gas neutro, T_n , su altura patrón («scale height»), H , y la producción integrada de ionización para una incidencia vertical de la radiación del Sol, Q_0 . La variación de estos parámetros y la del «espesor de capa» concurría a interpretar el origen del máximo equinoccial del contenido total de electrones como un incremento de la relación $[O]/[N_2]$ durante esas épocas, posiblemente relacionado con la actividad magnética. El estudio se hizo con sólo los datos de los seis primeros meses de 1974, por lo que los resultados sólo podían ser provisionales (Figura 3).

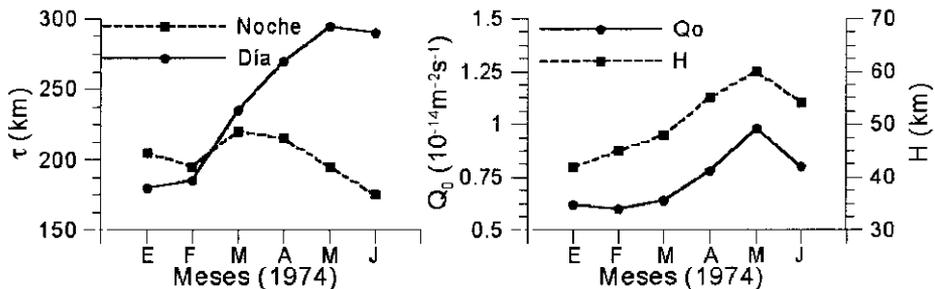


Figura 3. Variación de los valores promedio diurnos y nocturnos del espesor de la capa, τ , (izquierda). Variación de los valores promedio de la escala de altura, H , a la salida del Sol y de la velocidad de producción electrónica para $\chi = 0$, Q_0 (derecha), adaptado de Alberca y Galdón (1974a).

En 1974 se lanzó el INTASAT, primer satélite español, construido por el INTA para la obtención del contenido total de electrones por el método de rotaciones de Faraday. Su órbita casi-polar, se mantenía en un plano fijo respecto a la línea Sol-Tierra. En el Observatorio se registraron las señales desde el principio de las emisiones (Cardús *et al.*, 1975) y se hizo una comparación preliminar con datos del satélite geostacionario Syncom III, en lugares en que los puntos subionosféricos de ambos satélites estaban muy próximos (Cardús *et al.*, 1976). Un análisis cuidadoso de los registros mostró que los ángulos de Faraday de las primeras órbitas estaban contaminados por un cabeceo del satélite alrededor del eje del dipolo emisor. Este efecto permanecía incluso después de que los datos de temperatura dejaran de indicar esta actitud anómala del satélite (Cardús *et al.*, 1978a, Roger and Thomson 1960). Después de eliminar las órbitas perturbadas, se comprobaron los resultados de diversas órbitas con los datos obtenidos a partir del satélite geostacionario ATS-6 en momentos en que los puntos subionosféricos de ambos satélites estaban cercanos. A partir de los datos válidos, se pudo desarrollar un modelo de la variación latitudinal del contenido total de electrones para las horas de paso del satélite: entre 36° y 43° N para las horas de la mañana (0900 UT-1000 UT) y entre 38° y 43° N para las de la tarde (1930 UT-

2030 UT) (Alberca *et al.*, 1979). Se trata de un modelo de valores medios mensuales válido para periodos de baja actividad solar. Posteriormente, el modelo se extendió para las horas diurnas y nocturnas, respectivamente, dos y tres grados más hacia el S con los datos registrados en El Arenosillo (Cardús *et al.*, 1980).

Como se sabe, la altura de la protonosfera (altura en que los iones H^+ predominan sobre los O^+) es importante para el cálculo del contenido total de electrones de la ionosfera. Para hallar esta altura, se aprovechó el hecho de que, por un lado, en un modelo ionosférico sencillo de iones O^+ en equilibrio difusivo, el parámetro «espesor de capa» puede expresarse como una relación lineal simple de la temperatura de los componentes neutros (Titheridge 1973), y, por otra parte, en la ionosfera real, cuando el nivel de transición de predominio de iones O^+ a iones H^+ tiene lugar a niveles inferiores a unos 1.000 km, el «espesor de capa» (obtenido por el método de rotaciones de Faraday), se incrementa apreciablemente debido al gran incremento de la altura patrón por el aumento de la relación $[H^+]/[O^+]$. Utilizando un modelo apropiado (Jacchia 1970, 1971) se calcularon las temperaturas de los componentes neutros y el «espesor de capa» que le correspondía. De acuerdo con Titheridge (1973) la altura de transición de O^+ a H^+ se puede expresar por:

$$h_T = 0,85T - 0,258T \log(\delta) - 250 \text{ km}$$

(para valores de invierno y nocturnos de verano)

$$h_T = 1,5T - (0,535T - 30) \log(\delta - 2) - 180 \text{ km (para valores diurnos de verano)}$$

donde δ es el incremento del «espesor de capa» debido a los protones, H^+ . La diferencia entre el «espesor de capa» obtenido experimentalmente, a partir del contenido total de electrones y de la frecuencia crítica de la capa F2, y del obtenido teóricamente, se dedujeron los valores de δ y, de aquí, las variaciones de la altura de transición de ionización O^+ a H^+ en la ionosfera en las diferentes estaciones del año conocidas como estaciones de Lloyd (Galdón y Alberca, 1976). La interpretación de los resultados de los equinoccios indicaba que el procedimiento utilizado no era adecuado para esta época del año porque no tenía en cuenta el proceso del incremento de la relación $[O]/[N_2]$ en la ionosfera, deducida en trabajos anteriores, con lo que la variación quedaba distorsionada por este efecto. Los resultados de invierno mostraban que, durante la noche, la altura de transición a que las concentraciones de iones O^+ y H^+ son iguales, disminuía hasta coincidir con la altura de equilibrio químico de la reacción de intercambio de carga $O^+ + H \rightleftharpoons O + H^+$ que, como se sabe, es el proceso por el que se producen la mayoría de los protones. Durante el día la zona de transición subía a alturas superiores a la del equilibrio químico, debido a la ionización del O por la radiación ultravioleta y la dificultad de los protones, que se producen en la zona de equilibrio químico, para difundirse a través de los iones O^+ . Los resultados diurnos de la altura de transición durante el verano resultaban demasiado bajos, probablemente porque el término correctivo de la ecuación utili-

zada era demasiado pequeño. Los nocturnos presentaban una disminución constante de la altura de transición durante toda la noche, indicando que no se llegaba a alcanzar la altura de transición correspondiente al equilibrio químico. Por tanto, parecía confirmarse la idea de que, en el hemisferio de verano, había una producción continua de protones que se difundirían a lo largo de las líneas de fuerza del campo magnético al hemisferio de invierno, contribuyendo así al mantenimiento de la ionización nocturna en este hemisferio.

El amanecer es uno de los momentos más complejos de la evolución de la Ionosfera. Para contribuir a su estudio, se dedujo la velocidad de producción de electrones integrada en la Ionosfera para una incidencia rasante de la radiación solar (Alberca 1977). Para resolver la ecuación de continuidad se utilizó un modelo de atmósfera neutra de tres componentes (O , O_2 , N_2) basado en el de Jachia (1971). A partir de este modelo se obtuvieron expresiones de la fotoionización y de la absorción para incidencia rasante, que se utilizaron para obtener el contenido total de electrones teórico para incidencia rasante. A partir de los datos teóricos y experimentales se obtuvo el valor de la velocidad de producción de electrones integrada para un ángulo cenital del Sol de 90° . Los resultados muestran una variación anual con máximo en noviembre-diciembre y otra semianual, más acentuada, con máximos en septiembre-octubre y marzo-abril. Las variaciones se interpretaron como cambios en la relación de concentraciones $[O]/[N_2]$.

2.2. Capas Ionosféricas

2.2.1. Capa D

Varios Observatorios del Centro y Norte de Europa registraban la absorción de la capa ionosférica D en cuya variación estacional se mostraba una anomalía invernal. Se pensaba que la anomalía invernal en este parámetro sólo tenía lugar a partir de una cierta latitud y se intentaba encontrar el límite S de su aparición. El estudio de la anomalía invernal, en 1967 se inició mediante una colaboración con el Max-Planck-Institut für Aeronomie de Lindau (Alemania), para realizar una campaña para el registro de la absorción ionosférica de la capa D por el método A-3. Como se sabe, con este método se registra la variación que sufre una señal de radio, que se emite con una potencia constante, y se refleja en la capa E o en la superior, después de atravesar la capa D. Para tener el valor absoluto de la absorción, es necesaria una calibración de los equipos, que dé el nivel de recepción de la señal cuando no existe absorción de la capa D. Se instaló la emisora en Aranjuez y tres receptores, uno en dirección E, situado en el Observatorio del Ebro, otro en dirección N, en Barcena de Torazno (Santander) y otro en dirección S, en Balerna (Almería) (Rose *et al.*, 1971).

Se comprobó que la anomalía aparecía en las tres estaciones españolas, pero que las características eran diferentes de las que aparecían en las estaciones del N, alcanzando en ocasiones una oposición de fase (Figura 4). Las medidas de la ab-

sorción se complementaron con medidas de temperatura, composición y dirección y velocidad de los vientos, por medio de cohetes, a las alturas de las capas *D* y *E* (Galdón *et al.*, 1974). Estas medidas se realizaron en el campo de lanzamiento de El Arenosillo, que tuvo, durante toda la época, una gran actividad, debido a que muchos grupos europeos realizaron allí sus experiencias por el atractivo de las facilidades del campo y por la eficiencia del trabajo, consecuencia de la magnífica preparación del personal del Campo. La campaña se prolongó durante varios años y, en vista de los resultados, se decidió dejar dos instalaciones permanentes del registro de absorción en el Ebro y en El Arenosillo.

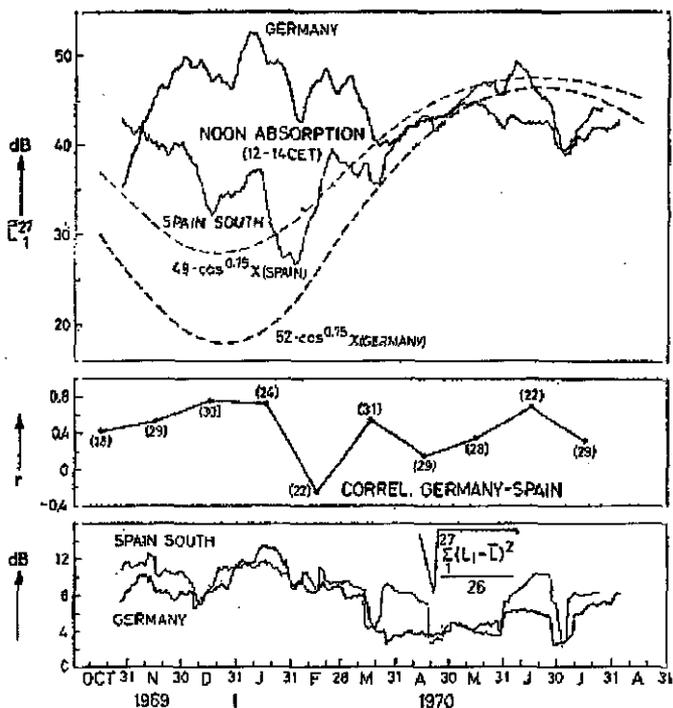


Figura 4. Variación de la absorción mensual promedio en Alemania y Sur de España junto con la posición solar correspondiente en la forma $K \cdot \cos^{0.75} \chi$ (arriba). Coeficiente de correlación mensual de ambas estaciones (centro). Variación de la desviación estándar de los valores mensuales promedio de la absorción (abajo). Adaptado de Rose *et al.* (1971).

2.2.2. Capa Es

Dentro del estudio de las capas bajas de la ionosfera, el Observatorio del Ebro fue el responsable científico en un programa tripartito CONIE-NASA-

CNES para el estudio de la formación de la capa E esporádica (Es) (Galdón *et al.*, 1981). La experiencia incluía el lanzamiento de cuatro cohetes durante la noche del 26 al 27 de mayo de 1971, en El Arenosillo. Dos de los cohetes, «Centaure», fueron lanzados al anochecer y al amanecer, y los otros dos, «Nike-Cajun», se lanzaron a las 2330 h y 0140 h. Los Centaure llevaban dos experiencias: una consistía en la eyección de sodio para la medida de la velocidad del viento neutro, y otra en la medida de la densidad electrónica a lo largo de la trayectoria. Los Nike-Cajun sólo llevaban la experiencia consistente en la eyección de trimetil-aluminio para la medida de la velocidad del viento neutro durante la noche. A partir de las fotografías que daban la evolución de las nubes de sodio y de trimetil-aluminio se determinaron las velocidades y direcciones del viento neutro, aplicando un método de gran resolución, puesto a punto por el Dr. Sidi (Sidi 1973). Se comprobó que las capas Es detectadas con el sondaador ionosférico de El Arenosillo y las que aparecían en el perfil de densidad electrónica obtenidos con los dos cohetes Centaure, se formaban en las zonas de cizalladura del viento de acuerdo con la predicción basada en la teoría de MacLeod (1966). El tipo de Es (transparente u opaca) tenía una manifestación diferente en el registro del perfil de densidad electrónica.

En un trabajo posterior (Galdón y Alberca, 1976) se realizó un estudio comparativo del comportamiento de la capa Es en el Observatorio del Ebro y El Arenosillo. Se buscó la distribución cumulativa considerando el tanto por ciento de veces que la frecuencia crítica Es era superior a un valor dado. Las distribuciones en las dos estaciones eran parecidas. Los datos del Ebro parecían indicar que no existía correlación con la actividad solar. Los mapas, en el plano (horas del día)-(meses del año), de los contornos del tanto por ciento de veces que la frecuencia crítica Es superaba los 5 MHz, indicaban una variación estacional más notable que la diurna (Figura 5).

2.2.3. Capas regulares

Se han hecho varios estudios de las capas E_1 y F_1 (Cardús y Alberca, 1976; Galdón y Alberca, 1976; Cardús *et al.*, 1978b, etc.), y, más recientemente, se han estudiado las corrientes ionosféricas de la capa E_1 responsables de la variación geomagnética diurna (Torta *et al.*, 1997). Sin embargo, la mayor parte de los trabajos están relacionados con la capa F2, muchos de ellos como contribución a los proyectos europeos COST-238 y COST-251 en los que participó activamente el Observatorio. Algunos de los trabajos van dirigidos al estudio de las relaciones de la frecuencia crítica de la capa (foF2) con diferentes índices geofísicos y/o solares, con la idea de contribuir a mejorar la predicción de la evolución de foF2. Cuando se pretende encontrar la relación entre foF2 y la actividad solar, uno de los índices más utilizados para indicar esta última es el número de Wolf, R . Se presenta el problema de que, en ciertas latitudes, el valor de foF2 relacionado con un mismo valor de R , es diferente para la parte

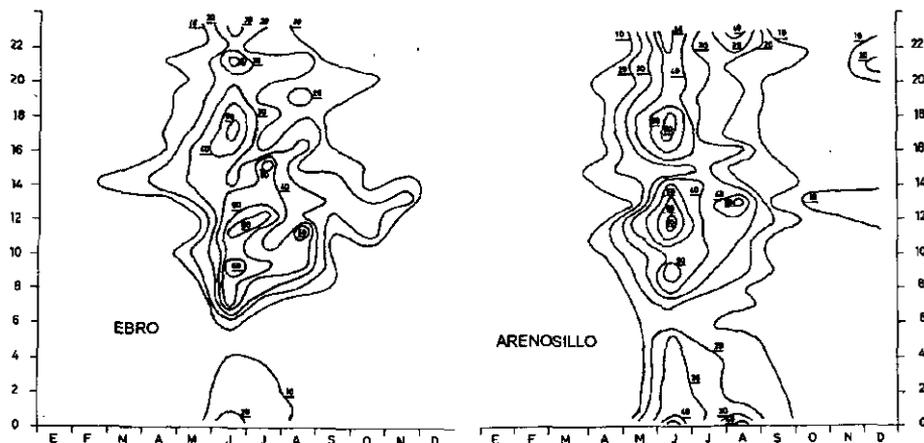


Figura 5. Mapas de contorno correspondientes al porcentaje de casos en que foEs supera 5 MHz en función del mes y de la hora del día obtenidos para 1974, adaptado de Galdón y Alberca (1978).

creciente o decreciente del ciclo solar. Es decir existe una histéresis en la variación de foF2 con R . Esta histéresis parece tener su origen en la actividad geomagnética, más grande durante la parte decreciente del ciclo solar que durante la primera parte del ciclo. Se realizó un estudio con datos de foF2 de Slough correspondientes a cinco ciclos solares (Apostolov y Alberca, 1995) y se comprobó que la histéresis era más grande durante los equinoccios, y que existía una correlación lineal entre el promedio, sobre cada ciclo solar, de las medias anuales del área de la histéresis y las amplitudes medias de la onda geomagnética semianual en esos mismos ciclos (Figura 6).

Estos resultados parecen confirmar el origen geomagnético de la histéresis. En otros estudios realizados con los mismos datos (Apostolov *et al.*, 1994; Apostolov y Alberca, 1993), se encontró además una variación secular de tres ciclos solares en la amplitud de la histéresis, por lo que se recomienda que, para hallar la relación entre foF2 y los números de Wolf, en vistas a la predicción ionosférica, se utilice un polinomio de segundo grado diferente para la subida y para la bajada del ciclo solar, y, donde existan datos suficientes, se tomen los valores de tres ciclos solares para el cálculo. En esta misma línea de contribuir a la mejora de la predicción ionosférica, Solé (1998) estudió la relación de los datos de foF2 de estaciones singulares con diferentes índices solares, ionosféricos y geomagnéticos. Obtuvo el mejor resultado para una correlación doble con el índice ionosférico australiano T y el índice geomagnético Ap (Modelo TApSSM).

$$foF2 = a + bT + cT^2 + dAp + eAp^2$$

A partir de este resultado, construyó un modelo de estación singular para valores medios mensuales de foF2. La comparación con los modelos más utilizados para la zona europea, (Alberca *et al.*, 1999) mostró que el modelo de Solé (1998) era el más adecuado para representar los valores de foF2 en toda la zona, según se muestra en los resultados de desviaciones estándar que se presentan en la Tabla 1. Este hecho propició que el Comité Directivo del proyecto COST-251 recomendara el modelo TApSSM para la producción de modelos de predicción.

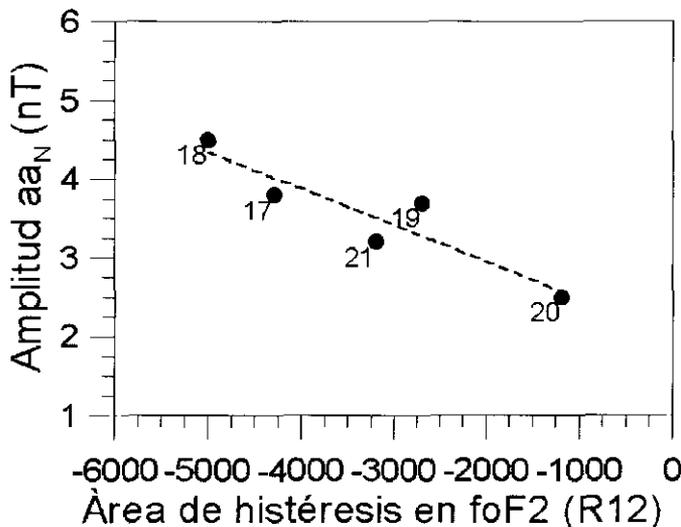


Figura 6. Amplitud media de la onda geomagnética semianual correspondiente a la parte descendente de los ciclos solares 17 a 21 en función del área de histéresis promedio correspondiente foF2(R12), adaptado de Apostolov *et al.* (1993).

3. ACOPLAMIENTO DINÁMICO EN EL SISTEMA MTI MEDIANTE ONDAS Y MAREAS

3.1. Nota Introductoria

Ya hemos mencionado los trabajos relativos al estudio de las corrientes ionosféricas relacionadas con la variación magnética diurna y el modelado de la ionosfera realizados recientemente. Junto a éstos, el estudio del acoplamiento dinámico en el sistema Mesosfera-Termosfera-Ionosfera (MTI) mediante ondas planetarias y mareas así como de su actividad constituye la línea más actual de investigación en la Sección ionosférica del Observatorio, que describimos a continuación.

Las ondas planetarias (OP) son ondas rotacionales o modos de oscilación libre de la atmósfera que se caracterizan por su número zonal s y su índice meridional m ($s, m-s$). Son oscilaciones casi-periódicas cuyos períodos dominantes se corresponden con las frecuencias propias de oscilación de la atmósfera (2, 5, 10 y 16 días) (Salby, 1984). Estas OP se generan en la troposfera y se propagan verticalmente hasta el sistema Mesosfera-Baja Termosfera (MBT).

Dentro del rango periódico de 2 a 7 días, que es el que ha sido estudiado más exhaustivamente, las oscilaciones dominantes de la atmósfera son aquellas con períodos 2, 3, 5, y 6.5 días. Muchas investigaciones muestran que estas oscilaciones en el sistema MBT se manifiestan a escala global y con comportamiento de OP. Algunas de ellas han sido relacionadas con los modos normales Rossby, predichos teóricamente, forzados desde la troposfera. Tales oscilaciones

Tabla I. Valores de la desviación estándar de cada uno de los modelos de SSM presentados en el COST 251, para 22 estaciones ionosféricas europeas. El modelo IV corresponde al TApSSM.

Estaciones	Desviación estándar						
	I	II	III	IV	V	CCIR	IRI
Loparskaya	0,37	0,34	0,34	0,29		0,53	0,48
Kiruna	0,43	0,38	0,37	0,34		0,56	0,66
Lycksele	0,41	0,35	0,38	0,32	0,41	0,54	0,52
Arkhangelsk	0,35	0,32	0,32	0,26	0,39	0,52	0,50
St. Petersburg	0,37	0,29	0,34	0,28	0,39	0,52	0,50
Uppsala	0,40	0,34	0,39	0,33	0,39	0,55	0,54
Sverdlovks	0,37	0,29	0,36	0,28	0,37	0,53	0,52
Moscow	0,36	0,29	0,35	0,27	0,38	0,54	0,52
Kaliningrad	0,32	0,25	0,29	0,23	0,36	0,42	0,46
Juliusruh	0,34	0,26	0,35	0,25	0,38	0,43	0,49
Slough	0,37	0,27	0,35	0,24	0,36	0,40	0,49
Kiev	0,31	0,24	0,29	0,23	0,36	0,42	0,45
Dourbes	0,33	0,25	0,28	0,23	0,36	0,40	0,45
Pruhonice	0,38	0,33	0,36	0,31	0,34	0,42	0,45
Rostov	0,39	0,34	0,34	0,30	0,33	0,52	0,47
Poitiers	0,33	0,29	0,34	0,24	0,38	0,44	0,48
Sofia	0,47	0,42	0,40	0,40	0,49	0,57	0,60
Rome	0,36	0,28	0,36	0,26	0,48	0,48	0,48
Ebre	0,41	0,33	0,37	0,29	0,42	0,47	0,50
Gibilmana	0,39	0,41	0,37	0,34		0,51	0,62
Askhabad	0,39	0,33	0,31	0,30	0,39	0,53	0,57
El Arenosillo	0,41	0,38	0,37	0,47	0,47	0,47	0,50

se manifiestan tanto en el sistema MBT como en la región ionosférica F y muestran algunas características similares y otras diferentes entre ambos regímenes. Podemos señalar como similitudes que tienen el mismo rango periódico de oscilación, el hecho de que la actividad de la oscilación y su probabilidad de existencia son mayores durante el verano local, y que predominantemente se propagan hacia el Oeste cuando las oscilaciones tienen comportamiento de OP. No obstante, los modelos teóricos predicen que no existe una penetración directa de estas ondas por encima de los 100-110 Km. Algunas investigaciones sugieren diversos mecanismos de acoplamiento indirecto de estas ondas entre el sistema MBT y la región F: (1) interacción viento —dínamo— deriva vertical de plasma, (2) viento —redistribución de los constituyentes minoritarios— transporte vertical, y (3) excitación in situ y/o modulación de mareas y/u ondas de gravedad que se propagan verticalmente por las OP en el sistema MBT (Pancheva and Lysenko, 1988; Mikhailov 1983; Forbes, 1996). Las principales diferencias de las oscilaciones tipo OP entre los regímenes MBT y la región ionosférica F son la clara modulación de la amplitud de las oscilaciones por la actividad geomagnética en la ionosfera, que puede ser cualitativamente explicado por (1), y la diferente estructura zonal dominante, especialmente para la oscilación de 2-días. Para explicar esta diferencia en la estructura zonal, Apostolov *et al.* (1995) proponen que dicha oscilación en la ionosfera se fuerza desde la mesosfera en una región particular del globo con un desarrollo zonal posterior independiente en ambos regímenes atmosféricos. Forbes *et al.* (1997) y Forbes and Zhang (1997) proponen una interacción no lineal entre oscilaciones con $s = 3$ y $s = 4$ de la primera onda originada en la estratosfera/mesosfera y/o la interacción de estas oscilaciones con los vientos o con variaciones diurnas y longitudinales de la ionosfera que pueden producir un rango más amplio de números zonales de onda o frecuencias.

Sin embargo, los nuevos resultados acerca de la estructura zonal de las oscilaciones de 3-, 5-, y 6.5-días en la región F revelan un carácter hemisférico (Apostolov *et al.*, 1998b), contrario al carácter global de las ondas planetarias en el sistema MBT. Además, la existencia de estructuras zonales con $s = 0$, interpretadas como oscilaciones estacionarias y que parecen ser una de las estructuras dominantes en foF2, así como la observación de oscilaciones propagándose hacia el este con $s = -1$, permanecen como aspectos contradictorios de los mecanismos que relacionan la respuesta ionosférica a la actividad de las OP en el sistema MBT.

Análisis estadísticos de las oscilaciones del tipo de OP de 2- y 5-días en foF2 a latitudes medias del hemisferio Norte, muestran que estas oscilaciones existen continuamente durante todo el año y todo el ciclo solar (Apostolov *et al.*, 1994). Se han encontrado similitudes y diferencias en el comportamiento temporal entre las características de dichas oscilaciones en la alta ionosfera y las de las OP en el sistema MBT (Apostolov *et al.*, 1995; Apostolov and Altadill, 1996; Altadill *et al.*, 1997). A partir de los resultados obtenidos durante los últimos años, basados en análisis de largas series de datos de foF2, se puede ob-

tener una imagen de las características espacio-temporales de las oscilaciones del tipo de OP en la región F. A continuación presentamos los resultados más importantes encontrados hasta la fecha sobre las oscilaciones del tipo de OP en la región F y se incluye una discusión sobre los mecanismos potenciales de generación de las oscilaciones del tipo de OP de 2- a 6.5-días.

3.2. Oscilaciones del Tipo OP de 2- a 6.5-Días en la Alta Ionosfera

3.2.1. Períodos de oscilación

La existencia de oscilaciones de 2- y 5-días se ha estudiado extensivamente en la alta ionosfera y se ha relacionado con la actividad de las OP de 2- y 5- días en el sistema MBT. Por otra parte, se han encontrado periodicidades importantes alrededor de 2.5, 3, 6, 7, 9, 10-11 y 16 días en las variaciones del chorro ecuatorial (Parish *et al.*, 1994). Además, a latitudes medias del hemisferio Norte, es manifiesta la existencia de diez bandas de oscilación, centradas sobre 2, 3, 5, 6.5, 9, 13.5, 18.5, 21.8, 27.4 y 31.5 días, en foF2 (Apostolov and Altadill, 1996). Estas bandas pueden relacionarse con las OP de 2-, 5-, 10- y 16-días en el sistema MBT y con las variaciones del flujo de radiación solar ionizante debido a los periodos de rotación (27-28 días) y semi-rotación solar (13.5-14 días). Estas oscilaciones en la ionosfera, especialmente las de 2- a 6.5-días, existen casi continuamente durante todo el año y todo el ciclo solar en ambos hemisferios, siendo su probabilidad de existencia mayor durante el verano local (Altadill *et al.*, 1997; Apostolov *et al.*, 1998a) y comportándose como OP durante intervalos de tiempo cortos (Pancheva *et al.*, 1994; Apostolov *et al.*, 1995; Forbes *et al.*, 1997; Forbes and Zhang, 1997). Estas investigaciones muestran que la distribución dominante de potencia espectral de foF2 en el rango periódico de 2 a 7 días se encuentra, principalmente, en cuatro bandas casi-periódicas distintas, correspondientes a las oscilaciones de 2- 3-, 5-, y 6.5-días, cuyos periodos se encuentran entre 40-60, 60-100, 100-130 y 130-175 horas respectivamente (Figura 7). A partir de la estructura zonal de estas oscilaciones, de la que hablaremos mas tarde, se distinguen 2 tipos dominantes de oscilaciones en la región F (Apostolov *et al.*, 1995, 1998a): (1) Oscilaciones con comportamiento de ondas con el mismo periodo de oscilación en todo un círculo latitudinal, y (2) oscilaciones independientes en sitios separados por distancias relativamente largas.

Explicar las oscilaciones de 3- y 6.5-días en al alta ionosfera a partir de un forzamiento dinámico resulta un poco difícil, puesto que su rango periódico se encuentra fuera de las OP de 2- y 5-días (Salby, 1984). Sin embargo, se han encontrado ondas Kelvin de 3-días en la mesosfera ecuatorial (Riggin *et al.*, 1997) y ondas de 6.5-días con propagación Oeste en el sistema MBT (Meyer and Forbes, 1997). Apostolov *et al.* (1998b) proponen que las oscilaciones de 3- y 6.5-días en foF2 pueden ser debidas a: (1) el resultado de un acoplamiento no lineal entre las oscilaciones principales de 2-, 5-, 9-, y 16-días, (2) a una deriva

no caótica de los periodos de las oscilaciones de 2- y 5-días, y/o (3) a una excitación de las oscilaciones de 3- y 6.5-días independiente de las bandas casi-periódicas de 2- y 5-días.

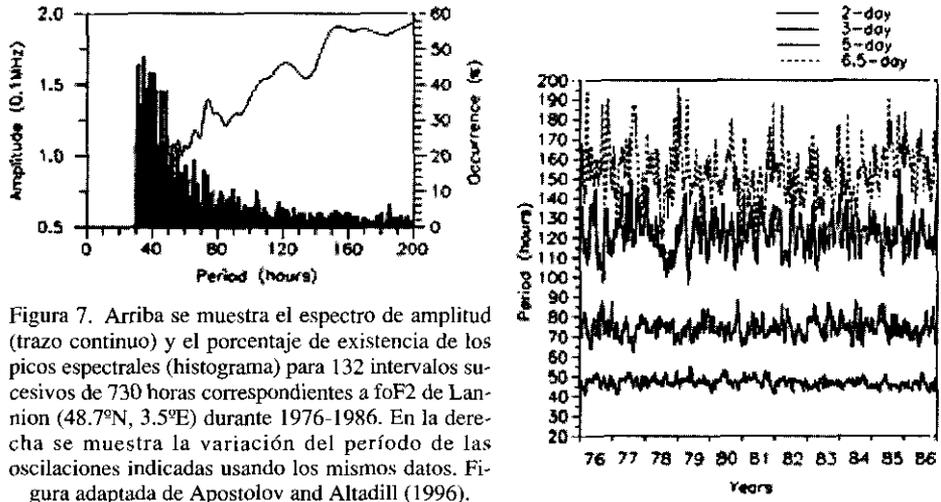


Figura 7. Arriba se muestra el espectro de amplitud (trazo continuo) y el porcentaje de existencia de los picos espectrales (histograma) para 132 intervalos sucesivos de 730 horas correspondientes a foF2 de Lannion (48.7°N, 3.5°E) durante 1976-1986. En la derecha se muestra la variación del período de las oscilaciones indicadas usando los mismos datos. Figura adaptada de Apostolov and Altadill (1996).

3.2.2. Estructura zonal

La investigación de Pancheva *et al.* (1994) muestra que la oscilación de 2-días en la alta ionosfera se propaga hacia el Oeste con una velocidad media de fase de 6 grados/hora. Apostolov *et al.* (1995) encuentran que las estructuras zonales dominantes de la onda de 2-días en foF2 a latitudes medias del hemisferio Norte son: (1) propagación Oeste con número zonal de onda $s = 1$ y (2) ondas estacionarias con número zonal de onda desconocido. Dichos resultados se confirman con posterioridad con una metodología diferente (Forbes *et al.*, 1997; Forbes and Zhang, 1997), ver Figura 8. Para explicar las diferencias entre el número zonal de onda $s = 1$ en la alta ionosfera y $s = 3$ en el sistema MBT, Apostolov *et al.* (1995) proponen que la oscilación en la mesosfera (con $s = 3$) provoca un forzamiento de la ionosfera en una región determinada del globo, y que se desarrolla zonalmente en la región F de manera independiente, debido a la diferente circulación termosférica. Forbes *et al.* (1997) proponen que la interacción de la onda de 2-días en el sistema MBT, en la región de la dinamo, con la fuerte dependencia diurna / semi-diurna ($s = 1 / s = 2$) de la ionosfera puede provocar las diferencias observadas entre los números zonales de onda. En la región F y a latitudes bajas se observan evidencias de que la estructura zonal de la onda de 2-días presenta un espectro más amplio de números de onda desde $s = -2$ a $s = 4$ (Forbes and

Zhang, 1997). Estos autores especulan sobre el hecho de que tales números zonales de onda sean el resultado de una interacción no lineal de la onda supuesta como primaria en la estratosfera/mesosfera ($s = 3$ y $s = 4$) con la variación longitudinal y diurna del viento neutro y de las estructuras ionosféricas.

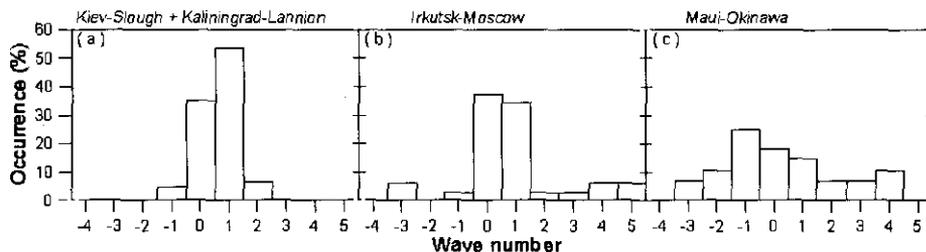


Figura 8. Estos histogramas muestran la presencia de los números de onda estimados, negativos para propagación Este y positivos Oeste, para las oscilaciones de 2-días en foF2 en los pares de estaciones ionosféricas indicados. El gráfico (a) está adaptado de Apostolov *et al.* (1995), y (b) y (c) de Forbes and Zhang (1997).

Resultados preliminares obtenidos por Apostolov *et al.* (1998b), muestran la estructura zonal de las oscilaciones de 3-, 5-, y 6.5-días en foF2 en ambos hemisferios. Dicho estudio se restringe a dos cinturones de longitudinales de 35° a 60° en el hemisferio Norte y de 35° a 55° en el Sur. Tales oscilaciones, con comportamiento de ondas, existen frecuentemente con características de ondas estacionarias y con propagación Oeste y número zonal $s = 1$. En latitudes altas del hemisferio Sur son dominantes las ondas de 5- y 6.5-días con propagación Oeste y $s = 2$. También puede observarse ondas de 3- y 5-días y propagación Este ($s = -1$) durante el invierno local (Figura 9, izquierda). La existencia simultánea de ondas con $s = 1$ y $s = -1$ y con el mismo periodo abre la posibilidad de que la interacción entre ellas generen ondas estacionarias.

También se han estudiado ondas casi-estacionarias en la región F a latitudes medias del hemisferio Norte (Apostolov *et al.*, 1998c) y se ha encontrado que las oscilaciones de 2-, 3-, 5-, y 6.5-días existen con características de ondas estacionarias y con estructura zonal $s = 1$ y $s = 2$ (Figura 9, derecha). Este hecho significa que la distribución longitudinal de la amplitud de dichas ondas casi-estacionarias es invariable durante el intervalo de tiempo en que existen. No se ha encontrado ninguna dependencia longitudinal de la posición de las crestas correspondientes a los armónicos con $s = 1$. Sin embargo, las dos crestas correspondientes a los armónicos con $s = 2$ se sitúan alrededor de 85° E y 255° E ($\pm 55^\circ$) respectivamente. Estos resultados están de acuerdo con los de Khachikjan *et al.* (1991), donde se muestra que las variaciones longitudinales de foF2 a mediodía, en latitudes medias del hemisferio Norte, con $s = 1$ están re-

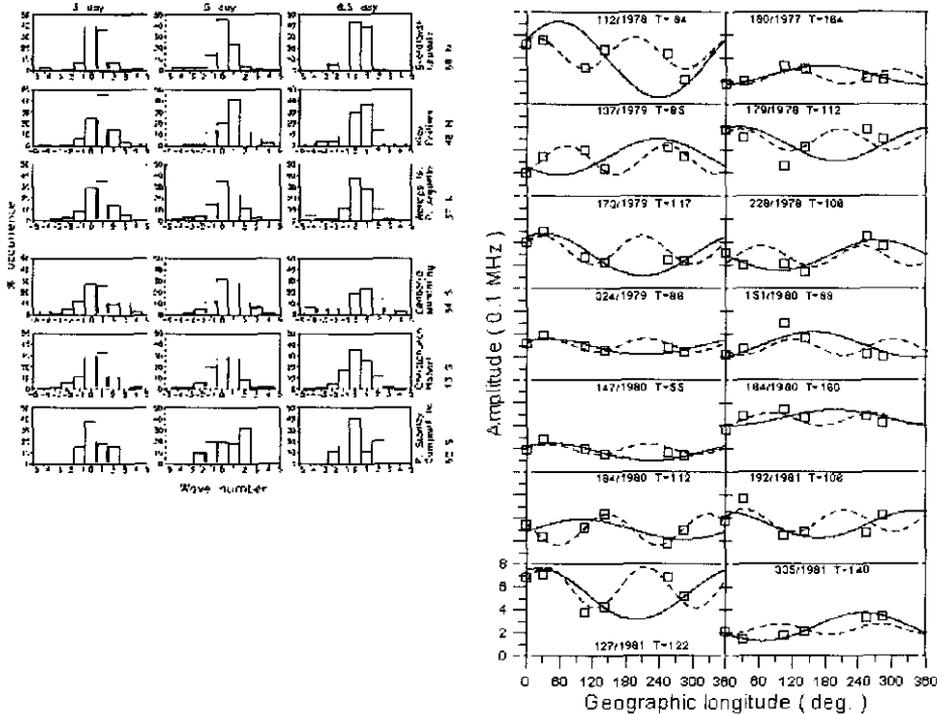


Figura 9. Los histogramas de arriba muestran la presencia de los números zonales de onda estimados para las oscilaciones en foF2 de 3-, 5-, y 6.5-días en los pares de estaciones indicados, adaptado de Apostolov *et al.* (1998b). En la derecha se muestra las amplitudes de las oscilaciones casi-estacionarias en función de la longitud. Estas amplitudes se han obtenido en intervalos de 20 días, cuyo día inicial y período de oscilación están indicados, adaptado de Apostolov *et al.* (1998c).

lacionadas con las variaciones longitudinales de la composición neutra termosférica, y que las variaciones con $s = 2$ se corresponden con la variación longitudinal de la deriva vertical de plasma. Puesto que la variación longitudinal de la velocidad vertical de deriva de plasma a latitudes medias del hemisferio Norte, presenta dos máximos, causados predominantemente por la distribución del campo geomagnético, y situados en las regiones longitudinales antes mencionadas, cabe pensar que la deriva vertical de plasma es el mecanismo más probable para explicar la generación de las ondas casi-estacionarias con $s = 2$.

3.2.3. Comportamiento espacio-temporal de las características de las oscilaciones

Se ha determinado el comportamiento temporal y espacial de la amplitud, período y probabilidad de existencia de las oscilaciones de 2-, 3-, 5- y 6.5

días en la región ionosférica F (Apostolov *et al.*, 1994, 1995, 1998b; Apostolov and Altadill, 1996, Altadill *et al.*, 1997). La amplitud de las oscilaciones está modulada por las variaciones del ciclo solar y la actividad geomagnética a largo plazo, así como por las variaciones geomagnéticas hemisférica de 12 meses y semi-anual. La probabilidad de existencia es máxima durante el verano y mínima durante el invierno local. Forbes and Zhang (1997) encontraron que el número de eventos de oscilaciones de 2-días con un nivel de confianza superior al 95% es mayor durante el verano local que durante el invierno. No se ha observado una variación anual distintiva en el periodo para las oscilaciones de 3-, 5- y 6.5-días. En cambio, el periodo dominante de la oscilación de 2-días muestra una clara variación anual, con un mínimo (47-49 horas) en el invierno local y un máximo (50-51 horas) en el verano local (Figura 10). Esta variación anual del periodo se ha observado también en el periodo de la onda mesosférica de 2-días (Harris and Vincent, 1993).

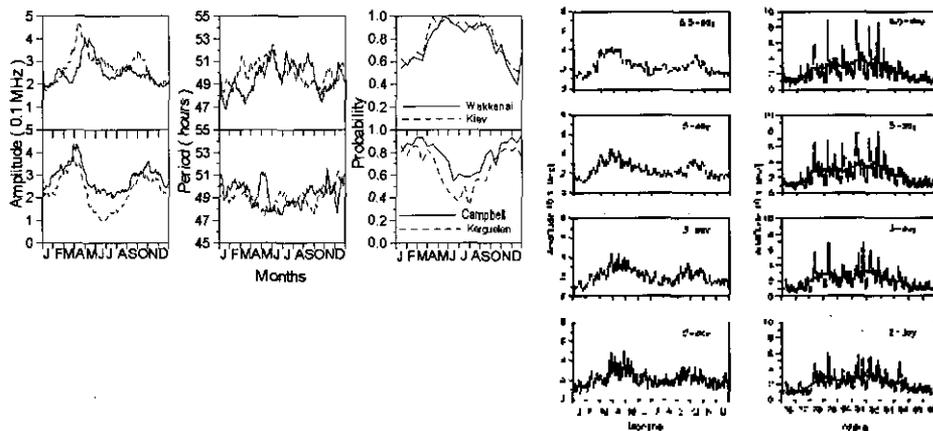


Figura 10. Variación anual promedio durante 1977-1982 de la amplitud, período y probabilidad de existencia de la oscilación de 2-días en foF2 a latitudes medias y ambos Hemisferios (arriba), adaptado de Altadill *et al.* (1997). Variación a largo plazo de la amplitud de las oscilaciones indicadas en foF2 (de- recha), adaptado de Apostolov and Altadill (1996).

Se ha determinado la presencia anual del número de onda dominante para las oscilaciones de 2-, 3-, 5- y 6.5 días en la región ionosférica F (Apostolov *et al.*, 1995, 1998b) (véase la figura 11). Para todas las oscilaciones, $s = 0$ (que se interpreta como una onda estacionaria) suele ocurrir más frecuentemente durante la mitad estival del año, con un débil aumento de su presencia en las cercanías de los equinoccios. A latitudes medias del hemisferio Norte, se aprecia claramente la existencia de la estructura $s = 1$ en la oscilación de 2-días de foF2, durante la mitad estival del año. La tendencia a presentar un máximo de

presencia durante la mitad estival del año de la estructura $s = 1$ puede adivinarse también para las oscilaciones de foF2 de 3- y 5-días, pero no es tan evidente como en el caso de las oscilaciones de 2 días, siendo máxima en algunas ocasiones, alrededor de los equinoccios. La presencia de la estructura $s = 1$ para la oscilación de 6.5-días es máxima alrededor de los equinoccios en el hemisferio Norte, y no se observa una clara variación estacional en el hemisferio Sur. Las oscilaciones de 3- y 5-días propagándose hacia el Este con $s = -1$ presentan una mayor frecuencia en el invierno local. La variación estacional de la estructura del número de onda indica que estas ondas manifiestan un carácter hemisférico y no global. No se ha encontrado una presencia estacional dominante para las ondas casi-estacionarias con $s = 1, 2$ (Apostolov *et al.*, 1998c).

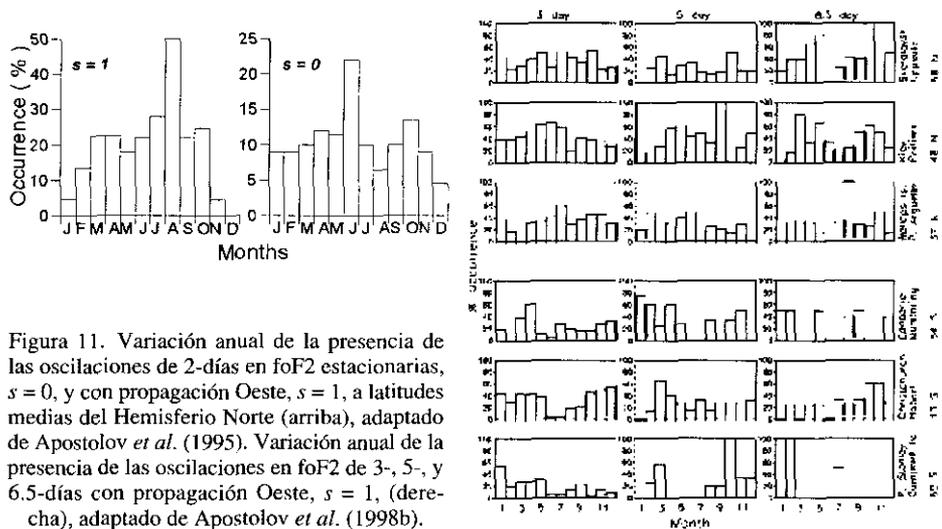


Figura 11. Variación anual de la presencia de las oscilaciones de 2-días en foF2 estacionarias, $s = 0$, y con propagación Oeste, $s = 1$, a latitudes medias del Hemisferio Norte (arriba), adaptado de Apostolov *et al.* (1995). Variación anual de la presencia de las oscilaciones en foF2 de 3-, 5-, y 6.5-días con propagación Oeste, $s = 1$, (derecha), adaptado de Apostolov *et al.* (1998b).

Las variaciones estacionales y con el ciclo solar de la contribución energética de las oscilaciones de 2-, 3-, 5- y 6.5-días a la variabilidad día a día de foF2 se han obtenido mediante el cálculo de las contribuciones porcentuales de la energía espectral (Apostolov *et al.*, 1998a, 1998b). El ciclo solar y la variación geomagnética a largo plazo modulan estas contribuciones. También se ha encontrado una clara variación anual de la contribución a la variabilidad día a día de estas oscilaciones con máximo en el verano local y mínimo en el invierno local. Esta variación anual es opuesta a la variación anual de la contribución de la variabilidad día a día de foF2 debida a la variación diurna (1-día). (Véase la figura 12).

Los resultados presentados en esta sección muestran que la variación anual de la contribución energética de las oscilaciones de 2-, 3-, 5- y 6.5-días en la

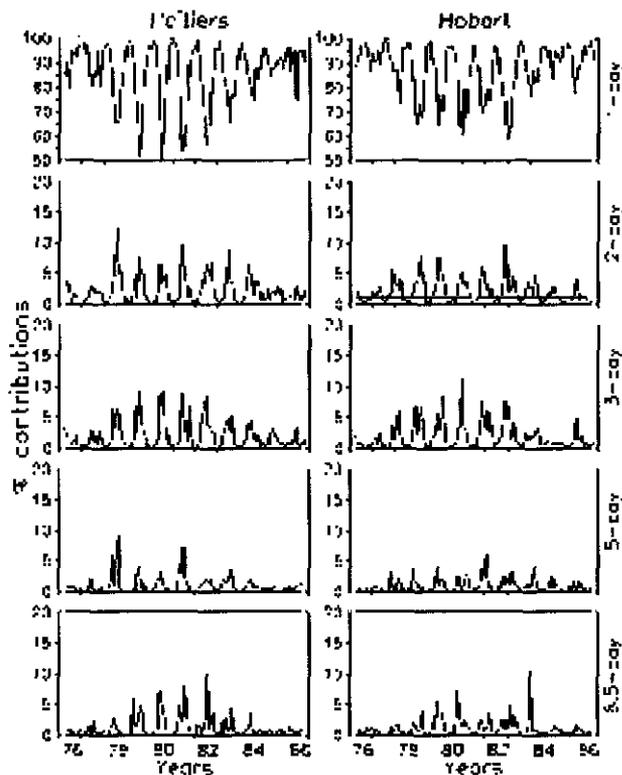


Figura 12. Variación anual y a largo plazo de la contribución a la variabilidad día a día de foF2 a latitud media de las oscilaciones indicadas usando datos de Poitiers (46.5(N), 0.3(E) y Hobart (42.9(S), 147.3(E), adaptado de Apostolov *et al.* (1998a).

alta ionosfera, con máximo en el verano local y mínimo durante el invierno local, coincide con la variación anual de su probabilidad de existencia y está de acuerdo con la variación anual de la actividad de las OP en el sistema MBT. No obstante, esta variación anual difiere de la variación estacional de las amplitudes absolutas de estas oscilaciones en la alta ionosfera con máximos equinociales y mínimos durante los solsticios.

3.2.4. Progresión en altura de la oscilación de 2-días

El parámetro ionosférico foF2 proporciona información a la altura del máximo de densidad electrónica, y es el que se ha usado preferentemente en las investigaciones de la región ionosférica F. También se han observado oscilaciones casi-periódicas de 2-días de la densidad electrónica a alturas fijas de la

región F en latitudes medias del hemisferio Norte (Altadill *et al.*, 1998), que son estadísticamente significativas durante la mitad estival del año.

A partir del análisis de perfiles reales de densidad electrónica de la región F en latitudes medias del hemisferio Norte se han encontrado nuevos resultados acerca de la progresión en altura de la oscilación de 2-días en el rango de alturas comprendido entre 170 y 230 Km (Altadill and Apostolov, 1998). En esta investigación se encontraron cinco intervalos de tiempo con incremento de la actividad de la oscilación de 2-días durante 1995 con un comportamiento de paquete de ondas. La progresión, en altura, de la fase y del periodo de esta oscilación de 2-días, se interpretaron, respectivamente, como la propagación vertical y la dispersión de la onda en la región F.

La figura 13 muestra el tiempo relativo a las 0 horas del día indicado como primer día del evento para el que la fase de la oscilación de 2-días es constante a diferentes alturas (columna de la izquierda) y el tiempo relativo para el que la amplitud de la oscilación de 2-días alcanza el máximo a diferentes alturas (co-

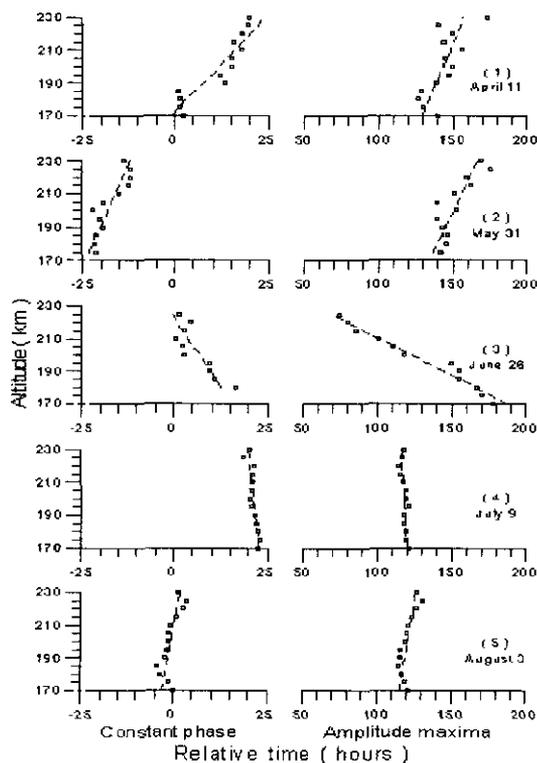


Figura 13. Progresión en altura de la fase y la energía correspondiente a eventos 2-días con propagación vertical en la densidad electrónica de la región F a latitud media del Hemisferio Norte, adaptado de Altadill and Apostolov (1998).

lumna de la derecha). Las líneas discontinuas de la figura 7 representan el ajuste lineal altura/tiempo, que puede estar relacionado con la progresión en altura dominante de la forma de onda (izquierda) y con la progresión en altura dominante de la energía (derecha). Considerando la dirección de propagación de la energía, en esta figura pueden distinguirse tres tipos de propagación vertical de la oscilación de 2-días en la región F: (1) los eventos 1, 2 y 5 se propagan hacia arriba, (2) el evento 3 se propaga hacia abajo, y (3) el evento 4 parece ser una oscilación de 2-días de la densidad electrónica, simultánea en todo el rango de alturas en el que se centra este estudio. La deriva vertical de plasma propuesta por Pancheva and Lysenko (1998) puede explicar la propagación vertical de las ondas de los eventos del tipo (1). El tipo (2) esta en concordancia cualitativa, con los resultados del modelo de Mikhailov (1983). La explicación más probable de este tipo de eventos sería el transporte vertical de constituyentes minoritarios [O], [O₂]. La estructura vertical de la ionosfera en el caso (3) es la más sorprendente ya que parece una oscilación de 2-días simultánea de la densidad electrónica de la región F. La última estructura de la onda de 2-días puede ser debida a una excitación de la oscilación de 2-días que afecta, al mismo tiempo, a toda la región ionosférica F, al menos hasta el máximo de la capa F2.

3.3. Discusión

Los nuevos resultados acerca de la estructura zonal de las oscilaciones de 3-, 5-, y 6.5-días en la región F revelan un carácter hemisférico (Apostolov *et al.*, 1998a), contrario al carácter global de las ondas planetarias en el sistema MBT. Además, la existencia de estructuras zonales con $s = 0$, interpretadas como oscilaciones estacionarias, que parecen ser una de las estructuras dominantes de foF2, y la observación de oscilaciones propagándose hacia el este con $s = -1$ permanecen como aspectos contradictorios de los mecanismos que relacionan la respuesta ionosférica a la actividad de las ondas planetarias en el sistema MBT.

Los nuevos resultados sobre las oscilaciones casi-estacionarias de 2-, 3-, 5-, y 6.5-días en la región F a latitudes medias del hemisferio Norte (Apostolov *et al.*, 1998c) muestran que estas oscilaciones existen frecuentemente con números zonales de onda $s = 1, 2$. Los resultados muestran que no hay ninguna dependencia longitudinal en la posición de la cresta del armónico $s = 1$, y que las dos crestas del armónico $s = 2$ están situadas aproximadamente sobre 85° E y 255°E ((55°), correspondiéndose claramente con las variaciones longitudinales de la deriva vertical de plasma en latitudes medias del hemisferio Norte. Debido a esto, Apostolov *et al.* (1998c) sugieren que el mecanismo (1) es el más probable para explicar la aparición de las ondas casi-estacionarias con $s = 2$ como oscilaciones forzadas. Otros resultados recientes muestran que la oscilación de 2-días en densidad electrónica se propaga verticalmente en la región F

(Altadill and Apostolov, 1998), encontrándose cinco eventos de oscilaciones de 2-días con comportamiento de paquetes de ondas propagándose verticalmente. De estos eventos, tres presentan propagación dominante ascendente, en concordancia con el mecanismo (1), en un caso la propagación es descendente, lo que está de acuerdo con el mecanismo (2), y otro no muestra propagación, por lo que se interpreta como una oscilación de 2-días simultánea de la alta ionosfera en todo el rango 170-230 Km.

Si consideramos las siguientes características de las oscilaciones casi-periódicas en la región ionosférica F: a) modulación de la amplitud por las variaciones del campo geomagnético, b) coincidencia entre las variaciones longitudinales de la deriva vertical de plasma a latitudes medias del hemisferio Norte y la posición de las crestas para las ondas casi-estacionarias con $s = 2$, y c) la mayoría de los casos en que la de onda de 2-días se propaga verticalmente, ésta se realiza con propagación hacia arriba, parece que el mecanismo más probable para la aparición de estas oscilaciones en la región ionosférica F forzadas por la actividad de las ondas planetarias en la MBT es la deriva vertical de plasma.

Los resultados aquí presentados pueden ayudar a la mejora de los modelos de las oscilaciones del tipo OP en la ionosfera y termosfera, y la parametrización de estas oscilaciones puede mejorar el conocimiento de los mecanismos que las originan. Finalmente hay que resaltar que se necesitan más esfuerzos para resolver la naturaleza de tales oscilaciones en la ionosfera así como estudios tanto teóricos como de modelado—incluyendo vientos neutros, campo geomagnético y datos ionosféricos— de las características de las ondas en la MBT y en el sistema Ionosfera/Termosfera.

4. REFERENCIAS

- ALBERCA, L. F., y GALDÓN, E. (1974): «Some results of electron content measurements at Tortosa from the Intelsat II-F3 transmissions», *Sci. Rep.* N.º 5.
- ALBERCA, L. F. (1977): «Ionospheric electron production rate for grazing incidence at the Ebro Observatory», *Urania*, N.º 287-288, 41-90.
- ALBERCA, L. F.; CARDÚS, J. O., y GALDÓN, E. (1979): «Modelo para las variaciones del CTE sobre la Península Ibérica», III As. N.G.G., v.III, 1133-1149.
- ALBERCA, L. F.; JUCHNIKOWSKI, G.; KOURIS, S.; MIKHAILOV, A. V.; MIKHAILOV, V. V.; MIRO, G.; DE LA MORENA, B.; MUKHTAROV, P.; PANCHEVA, D.; SOLÉ, J. G.; STANISLAWSKA, I.; VILLANUEVA, L., y XENOS, T. (1999): «Comparison of various foF2 single station models for European area», *Acta Geophysica Polonica*. Vol. XLVII, N.º 1, 77-91.
- ALTADILL, D. (1997): «Oscilaciones casi-periódicas relacionadas con la actividad de las ondas planetarias en la atmósfera media», Tesis Doctoral, Universidad Ramón Llull.
- ALTADILL, D. (2000): «Planetary wave type oscillations in the ionospheric F region», *Advances in Space Research*, Vol. 26, No. 8, 1287.

- ALTADILL, D., y APOSTOLOV, E. M. (1998): «Vertical development of the 2-day wave in the mid-latitude upper ionosphere», *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, No. A12, 29199.
- ALTADILL, D.; APOSTOLOV, E. M., y ALBERCA, L. F. (1997): «Some seasonal hemispheric similarities in foF2 quasi-2-day oscillations», *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. A5, 9737.
- ALTADILL, D.; SOLÉ, J. G., y APOSTOLOV, E. M. (1998): «First observations of quasi-2-day oscillations in the ionospheric plasma frequency at fixed height», *Annales Geophysicae*, Vol. 16, 609.
- APOSTOLOV, E. M., y ALBERCA, L. F. (1993): «On the evaluation of the foF2 secular time variations», *Bulgarian Geophys. J.*, Vol. 19, N.º 1, 45-50.
- APOSTOLOV, E. M., y ALBERCA, L. F. (1995): «foF2 hysteresis variations and the semi-annual geomagnetic wave», *J. Atm. Terr. Phys.*, Vol. 57, No.7, 755-757.
- APOSTOLOV, E. M., ALBERCA, L. F., y ALTADILL, D. (1994): «Solar cycle and seasonal behaviour of quasi-two- and five-day oscillations in the time variations of foF2», *Anali di Geofisica*, Vol. 37, No. 2, 187.
- APOSTOLOV, E. M.; ALBERCA, L. F., y PANCHEVA, D. (1994): «Long-term prediction of the foF2 on the rising and falling parts of the solar cycle», *Adv. Space Res.*, V. 14, No. 12, 47-50.
- APOSTOLOV, E. M., y ALTADILL, D. (1996): «Ten periodic bands of foF2 quasi-periodic oscillations from 2 to 35 days», *Bulgarian Geophysical Journal*, Vol. 21, No. 3, 20.
- APOSTOLOV, E. M., ALTADILL, D., y ALBERCA, L. F. (1995): «Characteristics of quasi-2-day oscillations in the foF2 at northern middle latitudes», *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, No. A7, 12163.
- APOSTOLOV, E. M.; ALTADILL, D., y ALBERCA, L. F. (1998b): «Quasi-periodic oscillations (3-6.5 days) with traveling and stationary wave characteristics in the ionospheric F region», Sometido en *Journal of Geophysical Research*.
- APOSTOLOV, E. M.; ALTADILL, D., y HANBABA, R. (1998a): «Spectral energy contributions of quasi-periodic oscillations (2-35 days) to the variability of foF2», *Annales Geophysicae*, Vol. 16, 168.
- APOSTOLOV, E. M.; SOLÉ, J. G., y ALTADILL, D. (1998c): «Quasi-stationary wave oscillations in the mid-latitude northern upper ionosphere», Sometido en *Geophysical Research Letters*.
- CARDÚS, J. O. (1954): «Sondeos ionosféricos», *Rev. Geofísica*, N.º 14, 285-312.
- CARDÚS, J. O. (1958): «Variaciones de las capas ionosféricas. Aplicación a Tortosa», *Rev. Geofísica*. N.º 16, 121-148.
- CARDÚS, J. O. (1966): «Variaciones del Contenido total de electrones en la Ionosfera deducidas de Observaciones del satélite S-66», *Urania*, N.º 264, 187-223.
- CARDÚS, J. O.; GALDÓN, E., y ALBERCA, L. F. (1975): «Investigación sobre reducción y análisis de datos del satélite INTASAT», Exp. N.º 11/74/ C-MPI 74.
- CARDÚS, J. O.; GALDÓN, E., y ALBERCA, L. F. (1976): «Registro y reducción de los datos del satélite INTASAT», Exp. N.º 339/75/ C-MPI 75/4/25.
- CARDÚS, J. O.; ALBERCA, L. F. (1976): «Control estacional y por el ciclo solar de las capas ionosféricas F1 y E1, II As. N.G.G.», Barcelona, v. II, 1299-1316.
- CARDÚS, J. O.; GALDÓN, E., y ALBERCA, L. F. (1978a): «Análisis de los datos del satélite INTASAT», Exp. N.º 9/77.
- CARDÚS, J. O.; GALDÓN, E., y ALBERCA, L. F. (1978b): «Comparación de los datos ionosféricos obtenidos en el Observatorio del Ebro y en El Arenosillo. Las alturas virtuales, Exp. 11/77.

- CARDÚS, J. O.; GALDÓN, E., y ALBERCA, L. F. (1980): «Análisis de los datos del satélite INTASAT obtenidos en el Arenosillo», Exp. N.º 162/79.
- GALDÓN, E. (1959): «Estudio de la ionosfera por sondeos de incidencia vertical», *Urania*, N.º 249, 1-120.
- GALDÓN, E. (1968): Daily and Seasonal Variation of the Total Electron Content of the Ionosphere over Tortosa, «Joint Satellite Studies Group, Report N.º 3». Addendum, Oslo, Ed. by Auroral Observatory. Tromso (Noruega), 84-107.
- GALDÓN, E. (1970): «Study of the Total Electron Content and Slab-Thickness of the Ionosphere at Tortosa», *Urania*, N.º 271-272, 208-228.
- GALDÓN, E., y ALBERCA, L. F. (1970a): «Solar Activity and total electron content correlation in the ionosphere at Tortosa», *Urania*, N.º 271-272, 229-240.
- GALDÓN, E., y ALBERCA, L. F. (1970b): «Influence of solar activity on the total electron content of the ionosphere over Tortosa», *Radio Science*, V. 5, N.º 6, 913-915.
- GALDÓN, E., y ALBERCA, L. F. (1971): «Seasonal and solar cycle variations of total electron content at temperate latitudes», *Urania*, N.º 273, 110-121.
- GALDÓN, E., ROSE, G.; WEBER, J., y H. WIDDEL (1974): Experimental Results of Radio Wave Absorption Measurements in Southwest Europe, «Methods of Measurements and Results of Lower Ionosphere Structure». Edited by K. Rawer, Akademie Verlag, Berlin, Alemania, 331-340.
- GALDÓN, E., y ALBERCA, L. F. (1974): «Resultados del contenido total de electrones y velocidad de producción de los mismos obtenidos del Intelsat II-F3», I Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, España, v. II, 843-863.
- GALDÓN, E., y ALBERCA, L. F. (1976): «Comparación de los datos ionosféricos obtenidos en el Observatorio del Ebro y en El Arenosillo». I. Capas regulares; II. As. N.G.G., Barcelona, v. II, 1317-1333.
- GALDÓN, E., y ALBERCA, L. F. (1976): «Comparación de los Datos Ionosféricos Obtenidos en el Observatorio del Ebro y en el Arenosillo. II».-Capa Es, II As. N.G.G., Barcelona, v. II, 1335-1351.
- GALDÓN, E., y ALBERCA, L. F. (1976): «Determinación de la altura de transición de O⁺ a H⁺ en la Ionosfera a partir de datos de satélites geostacionarios», II As. N.G.G., Barcelona, v. II, 1373-1379.
- GALDÓN, E.; CARDÚS, J. O.; ALBERCA, L. F.; SALVADOR, A.; SIDI, C., y TEITELBAUM, H. (1981): «El viento neutro y la formación de la capa E esporádica», I Sym. Nac. URSI, 387-390.
- FORBES, J. M. (1996): «Planetary waves in the thermosphere-ionosphere system», *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, Vol. 48, 91.
- FORBES, J. M.; GUFFEE, R.; ZHANG, X.; FRITTS, D., y RIGGIN, D., et al. (1997): «Quasi 2-day oscillation of the ionosphere during summer 1992», *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, 7301.
- FORBES, J. M., y ZHANG, X. (1997): «Quasi 2-day oscillation of the ionosphere: A statistical study», *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, Vol. 59, 1025.
- HARRIS, T. J., y VINCENT, R. A. (1993): «The quasi-two-day wave observed in the equatorial middle atmosphere», *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, 10481.
- JACCHIA, L. G. (1970): «New static models of the Thermosphere and Exosphere with empirical temperature profiles», *Smith. Astrophys. Obs. Spec. Rep.*, N.º 313.
- JACCHIA, L. G. (1971): «Revised static models of the Thermosphere and Exosphere with empirical temperatures profiles», *Smith. Astrophys. Obs. Spec. Rep.*, N.º 332.
- KHACHIKIAN, G. Ya.; POGORELTSEV, A. I., y DROBJEVA, Ya. V. (1991): «Longitudinal variations of noon foF2 at middle latitudes of the Northern Hemisphere: the de-

- pendence on seasons and levels of solar activity» (en Ruso), *Geomagnetism and Aeronomia*, Vol. 31, 557.
- MACLEOD, M. A. (1966): «Sporadic E theory». I. Collision-Geomagnetic equilibrium, *J. Atm. Sci.*, 23, 96-109.
- MEYER, K., y FORBES, J. M.: «A 6.5-day westward propagating planetary wave: Origin and characteristics», *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, 26173, 1997.
- MIKHAILOV, A. V. (1983): «Possible mechanism for in-phase variation of electron concentration in the ionospheric regions E and F2» (en Ruso), *Geomagnetism and Aeronomia*, Vol. 23, 557.
- PANCHEVA, D.; ALBERCA, L. F., y MORENA, B. A. de la (1994): «Simultaneous observations of the quasi-two-day variations in the lower and upper ionosphere over Europe», *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, Vol. 56, 43.
- PANCHEVA, D., y LYSENKO (1988): «Quasi-two-day fluctuations in the summer F region electron maximum», *Bulgarian Geophysical Journal*, Vol. 14, No. 2, 41.
- PARISH, H. F.; FORBES, J. M., y KAMALABADI, F. (1994): «Planetary wave and solar emission signatures in the equatorial electrojet», *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, 355.
- RIGGIN, D. M.; FRITTS, D. C.; TSUDA, T.; NAKAMURA, T., y VINCENT, R. A. (1997): «Radar observations of a 3-day Kelvin wave in the equatorial mesosphere», *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, 26141.
- ROGER, R. S., y THOMSON, J. N. (1960): «Faraday effect in the transmissions from fast spinning satellites», *Nature*, 185, 322-623.
- ROSE, G.; SCHUBART, W.; WEBER, J.; Widdel, H. U., y GALDÓN, E. (1971): «Ergebnisse von Bondenmessungen der Kurzwellenabsorption in Spain, Kleinhebacher Berichte». Band Nr. 14, 239-246.
- SALBY, M. L. (1984): «Survey of planetary-Sacale traveling waves: the state of theory and observations», *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Vol. 22, No. 2; 209.
- SIDI, C. (1973): «Une nouvelle méthode d'analyse photogrammétrique des nuages artificiels à partir d'observations sur stéréo-comparateur», *Bull. Soc. Française Photogrammétrie*, 50.
- SOLÉ, J. G., y ALTADILL, D. (1995): «La ionosfera, formació, comportament i tècniques d'observació», *Rev. Física. Societat Catalana de Física*. Vol. 2n semestre, 4-16.
- SOLÉ, J. G. (1998): «Relation between hourly monthly median values of foF2 and some geophysical indices. Its application to an ionospheric single station model», *Acta Geophys. Polonica*, V. XLVI, 77-88.
- TITHERIDGE, J. E. (1973): «The slab thickness of the mid-latitude Ionosphere, Planet». *Space Sci.*, 21, 1775-1793.
- TORTA, J. M.; CURTO, J. J., y BENCZE, P. (1997): «Behaviour of the quiet day ionospheric current system in the European region», *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, N.A2, 2483-2494.