

En Torno a las Influencias Externas Sobre el Sistema Ionosfera-Atmósfera

Miguel HERRAIZ¹ y E. KAZIMIROVSKI²

¹ Departamento de Geofísica y Meteorología, Facultad de Ciencias Físicas,
Universidad Complutense, 28040 Madrid

² Institute of Solar-Terrestrial Physics, Russian Academy of Sciences,
Siberian Branch, Irkutsk, Russia

RESUMEN

El Campo Magnético de la Tierra tiene su origen en la acción de muchos fenómenos físicos complejos que ocurren en diferentes partes del planeta y del espacio próximo, y sus variaciones espaciales y temporales reflejan este origen extremadamente complicado que todavía no es bien conocido. Las diferentes fuentes del campo geomagnético están estrechamente relacionadas entre sí y con otros procesos geofísicos y no puede entenderse ninguna de estas fuentes sin tener en cuenta dichas relaciones. Esta realidad es particularmente cierta cuando consideramos el sistema ionosfera-atmósfera. Este artículo analiza la interacción entre este sistema y el campo geomagnético prestando una particular atención a la zona comprendida por la Mesosfera y la Baja Termosfera. Se considera también la influencia desde las zonas más bajas de la atmósfera y se presta una atención particular a la posible interacción entre los fenómenos sísmicos y la ionosfera.

Palabras Clave: Ionosfera, atmósfera, región MLT, campo geomagnético, precursores ionosféricos de terremotos.

On the external forcing of the ionosphere-atmosphere system

ABSTRACT

Earth's Magnetic Field is generated by many complex physical phenomena located in different parts of the planet and near-Earth space. Its temporal and spatial behaviour continuously reflects this extremely complicated origin, which is not yet totally known. The different sources of the geomagnetic field are closely linked together and with other geophysical processes, and none of these sources can be understood without considering these interactions. This is particularly the case when the ionosphere-atmosphere system is considered. This article reviews the interaction between this system, with a special emphasis on the Mesosphere-Lower Thermosphere region, and the geomagnetic field. Forcing from below is also considered, and particular attention is paid to the controversial seismo-ionospheric coupling.

Keywords: Ionosphere, atmosphere, MLT region, geomagnetic field, ionospheric precursors of earthquakes.

1. INTRODUCCIÓN

Sin ninguna duda el estudio del Campo Magnético de la Tierra constituye hoy uno de los temas más atractivos y dinámicos de la Física de la Tierra. Los problemas objeto de análisis son cada vez más numerosos, complejos y apasionantes y su estudio aporta nuevas perspectivas a muchos otros campos de la Geofísica. Así, el progresivo conocimiento de las características del Campo Principal y de sus variaciones espaciales y temporales ha permitido entender mejor, entre otros fenómenos, la dinámica del núcleo externo, las propiedades de su zona límite con el manto y la distribución de conductividades en el interior del planeta. La prolongación de este Campo Principal por encima de la superficie de la Tierra define el ámbito de su influencia magnética en el espacio próximo, y su interacción con el viento solar crea la magnetosfera. Esta región puede considerarse como el entorno propio y característico de la Tierra; señala, de alguna manera, su lugar en el Espacio. El campo geomagnético se constituye así en el criterio fundamental para definir los límites de nuestro planeta al tiempo que se presenta como una pieza fundamental en el estudio de la interacción Tierra-Sol. Por su parte, la radiación solar interactuando con la atmósfera genera la ionosfera y su influencia sobre el campo magnético de la Tierra se manifiesta en la variación diurna, fácilmente observable en los magnetogramas registrados en condiciones magnéticamente tranquilas. Las fluctuaciones ionosféricas generan campos inducidos en el interior de la Tierra que proporcionan una valiosa información sobre la distribución de conductividades eléctricas y ayudan a conocer mejor su composición. Por su parte, las variaciones de la emisión corpuscular del sol se traducen en la aparición de una gran variedad de fenómenos relacionados con el campo geomagnético de los que las tormentas magnéticas son uno de los más importantes.

Los fenómenos mencionados anteriormente ponen de manifiesto uno de los rasgos que caracterizan el Campo Magnético de la Tierra: la estrecha relación que sus diversos componentes tienen entre sí y con otros campos de la Geofísica. Para comprender el alcance de esta afirmación es suficiente recordar que si el campo magnético principal de origen interno desapareciera no habría magnetosfera y si la atmósfera se debilitase hasta ciertos niveles, no existiría la ionosfera. La toma de conciencia de estas relaciones es uno de los rasgos distintivos en el estudio del Geomagnetismo en la actualidad y está contribuyendo a la apertura de campos de investigación realmente novedosos. Es verdad que algunas de estas relaciones son objeto de controversia e incluso de debate apasionado, pero no por ello pueden ser rechazadas sin un riguroso estudio científico. En este trabajo vamos a fijarnos en el sistema ionosfera-atmósfera que constituye un medio sujeto a complejas influencias externas recibidas desde arriba y desde abajo. Las primeras se deben fundamentalmente a la acción del Sol transmitida a través de la magnetosfera y la plasmasfera, y las segundas a procesos naturales y antropogénicos que se desarrollan, principalmente, en la troposfera y el entorno de la superficie terrestre. Se prestará una atención particular a la región Mesosfera-Baja

Termosfera (MLT) que es una de las zonas más complejas e interesantes del conjunto ionosfera-atmósfera.

2. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

El sistema ionosfera-atmósfera está formado por una zona eléctricamente conductora (la ionosfera) y otra neutra (la atmósfera). En particular, la región ionosfera-alta atmósfera puede ser considerada la interfase entre la magnetosfera, región dominada por el plasma, y el volumen ocupado por la atmósfera neutra.

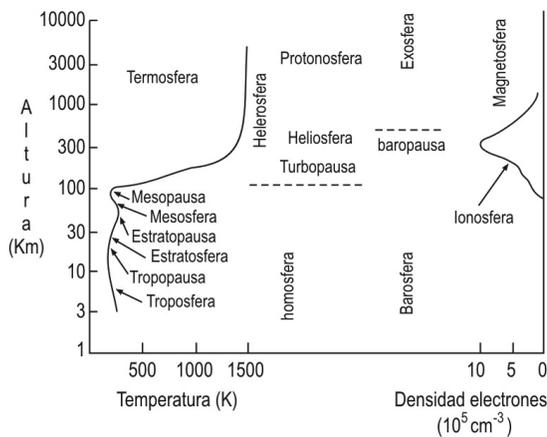


Figura 1. Distribución de las distintas zonas de la alta atmósfera según la temperatura, la composición, el grado de mezcla y la ionización (Adaptado de Hargreaves, 1992).

La ionosfera se inicia hacia los 50-60 km de altura por lo que se superpone a la mesosfera y la termosfera (Figura 1). No tiene un límite superior bien definido sino que penetra en la magnetosfera y la protonosfera, zona compuesta fundamentalmente de hidrógeno ionizado. La ionosfera es eléctricamente conductora gracias a la ionización de las moléculas de oxígeno y nitrógeno de la alta atmósfera producida por la radiación ultravioleta del sol. Como consecuencia de este proceso el medio se transforma en un plasma neutro. La ionosfera comprende tres regiones (D, E y F) en las que se distinguen cuatro capas de plasma (D, E, F₁, y F₂). La región D se sitúa en la mesosfera y la E se solapa con la zona de encuentro de esta parte de la atmósfera con la baja termosfera (Figura 2).

Dado que la tierra rota bajo la influencia del Sol, el calentamiento diferencial periódico de la atmósfera provoca su expansión en la cara diurna y su contracción en la nocturna. A esta variación se superpone una marea atmosférica similar a la oceánica, generada principalmente por la influencia gravitatoria de la Luna. La combinación de estas dos fuerzas periódicas origina vientos en la zona límite entre la ionosfera y la alta atmósfera que al arrastrar el plasma a lo largo de las líneas de campo producen corrientes eléctricas inducidas. Estas corrientes mantienen su propio campo magnético y con él dan lugar a perturbaciones periódicas en el campo geomagnético.

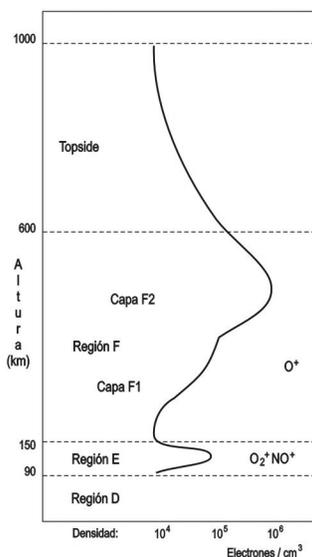


Figura 2. Distribución de las regiones ionosféricas.

La ionosfera se ve envuelta por la magnetosfera que es la parte más exterior en la que el campo magnético de la Tierra ejerce su influencia. Su formación es resultado del encuentro del viento solar, que transporta el campo magnético generado por la dinamo del Sol reforzado ocasionalmente por perturbaciones magnéticas originadas en sus capas más externas, con el campo magnético de la Tierra. La presión ejercida sobre éste por el viento solar crea una superficie de equilibrio —la magnetopausa— que envuelve a la magnetosfera. La magnetopausa se sitúa en la dirección al Sol y en sentido hacia él a unos 11 radios terrestres sobre la superficie iluminada mientras que en el sentido opuesto, la «magnetocola» varía extraordinariamente y puede alcanzar una longitud de más de 100 radios terrestres. Como el viento solar es supersónico respecto de las ondas de Alfvén se origina una onda de choque que precede a la Tierra en su paso a través del viento

solar (Figura 3). Dentro de la magnetosfera el campo magnético predominante es el de la Tierra que por ser aproximadamente dipolar disminuye con el cubo de la distancia al centro del planeta. Fuera de la magnetosfera, y una vez superada la discontinuidad situada entre la magnetopausa y la onda de choque, el campo magnético actuante es el campo arrastrado por el viento solar, también llamado Campo Magnético Interplanetario (IMF), cuyo valor es de unos pocos nanoteslas.

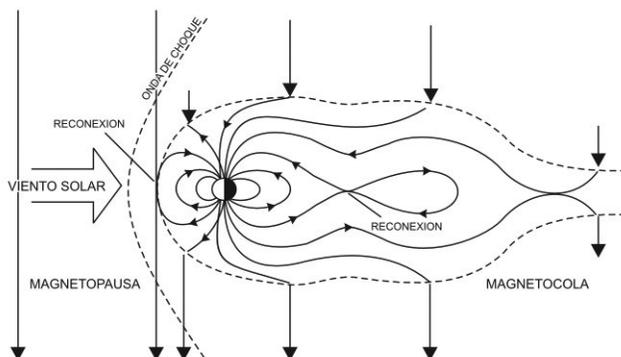


Figura 3. Esquema general de la magnetosfera en el entorno del Espacio próximo a la Tierra.

La forma de la magnetosfera depende estrechamente de la actividad del Sol porque el balance de presión entre el viento solar y el campo geomagnético es inestable y las perturbaciones en la velocidad del viento solar pueden originar oscilaciones en la magnetosfera. Los fenómenos solares eruptivos, como las fulguraciones, o las eyecciones de masa coronal en las que el Sol emite ráfagas súbitas de viento solar, generan un aumento en la densidad y velocidad del plasma que al interactuar con la magnetosfera provoca su deformación. Si el campo magnético interplanetario arrastrado por el viento solar tiene orientación opuesta a la del campo geomagnético en la magnetopausa se genera el proceso de «reconexión magnética» en el que las líneas de campo, orientadas en sentidos opuestos, se yuxtaponen (Figura 3) dando lugar a una situación similar a la inestabilidad del flujo de cizalla en la mecánica de fluidos. Se inicia un complicado proceso dinámico en el que las líneas de campo situadas en las altas latitudes se abren y las partículas procedentes del sol, que en otras circunstancias serían desviadas por el campo magnético de la Tierra, pueden penetrar en la cavidad magnetosférica. Las líneas empujadas hacia la parte posterior de la magnetocola experimentan un «pinzamiento» que provoca la eyección de plasma en sentidos opuestos. La distribución de plasma en la magnetosfera próxima a la Tierra se altera profundamente dando lugar a complejos sistemas de corrientes eléctricas

que perturban el campo magnético sobre la superficie del planeta. En analogía con la meteorología atmosférica, estos periodos de actividad magnética perturbada debidos a las condiciones interplanetarias establecidas por el Sol, se denominan «tormentas magnéticas». Estas perturbaciones no sólo repercuten en el sistema ionosfera-atmósfera sino que afectan negativamente a algunas infraestructuras y sistemas fundamentales en nuestra sociedad tecnológica. Así, es posible que las comunicaciones por radio se vuelvan difíciles o incluso imposibles; el sistema de posicionamiento por satélites (GPS) se vea limitado, la electrónica de los satélites resulte dañada y su órbita experimente modificaciones debidas al incremento del arrastre. Asimismo los astronautas y los aviadores que vuelen a gran altura pueden sufrir niveles elevados de radiación, las conducciones de petróleo o gas ver incrementados los procesos de corrosión y las redes eléctricas experimentar picos de voltaje capaces de producir grandes apagones. Estas consecuencias explican el creciente interés por los estudios multidisciplinarios encaminados a conocer mejor el comportamiento del espacio próximo a corto y a largo plazo y que constituyen la meteorología espacial (space weather) y el clima espacial (space climate), respectivamente.

En las latitudes medias la zona de la magnetosfera más próxima a la ionosfera se conoce con el nombre de plasmasfera. Esta región se extiende hasta una distancia geocéntrica de cuatro radios terrestres y se caracteriza por poseer una significativa concentración electrónica (10^9 m^{-3}). Tiene forma toroidal y el plasma de su interior rota solidariamente con la Tierra. Su límite externo se conoce como plasmapausa y señala una fuerte discontinuidad en la densidad de plasma que fuera de la plasmasfera es dos órdenes de magnitud menor. Es una región muy variable y dinámica que presenta variación diurna y se contrae al producirse una tormenta magnética.

3. INFLUENCIAS INTERNAS EN EL SISTEMA IONOSFERA-ATMÓSFERA

La ionosfera y la atmósfera neutra (incluyendo la mesosfera superior y la baja termosfera) están vinculadas por la transferencia de momento y de energía; forman un sistema acoplado en el que fenómenos originados a una altura o en una región concretas pueden tener profundas influencias en otras partes del sistema. La composición, actividad química, energía, dinámica y estructura resultante, tanto de la baja como de la alta atmósfera, que son función del espacio y el tiempo, están tan estrechamente interrelacionadas que realmente no es posible estudiar ninguna de ellas aisladamente. Muchos descubrimientos y resultados experimentales han confirmado la existencia de correlaciones detalladas entre los parámetros de la alta y la baja atmósfera. (ver Danilov et al., 1987, Kazimirovsky, 2000, Kazimirovsky et al., 2003 y las numerosas referencias incluidas). Sin embargo estamos lejos de comprender los complejos procesos de acoplamiento e interacción entre los componentes que dictan la respuesta del sistema global integrado.

Además del aporte de energía y momento desde el Sol y la magnetosfera, la zona de alta y media atmósfera es impulsada desde abajo por aportaciones mecánicas y electrodinámicas de la baja atmósfera. La troposfera terrestre, densa y dinámica, es una fuente de ondas internas muy intensas (ondas planetarias, mareas y ondas de gravedad) que transportan hacia arriba momento y energía a través de las diferentes regiones de la atmósfera. Para conservar la energía en una densidad atmosférica decreciente con la altura de forma exponencial, estas ondas aumentan su amplitud y a veces se rompen cediendo su energía y momento y haciéndose así presentes en la media y alta atmósfera. Por ello la disipación de ondas atmosféricas propagándose a la ionosfera desde abajo es una fuente de energía importante y significativa. A pesar del filtrado introducido por los vientos estratosféricos zonales alguna energía de las ondas planetarias alcanza la termosfera. En cuanto a las mareas y las ondas internas de gravedad, ellas mismas penetran hasta las alturas de la termosfera/ionosfera. Por tanto estos tres fenómenos son una componente significativa del régimen dinámico de esta región. Ya que la energía de la baja atmósfera es mucho mayor que la termosférica, podemos considerar el flujo energético desde abajo como una fuente completamente externa y no tener en cuenta el posible flujo de retorno desde la termosfera a la baja atmósfera.

Las regiones polares y aurales influyen continuamente sobre las latitudes medias por la penetración ecuatorial de campos eléctricos y vientos y por ondas propagándose hacia el ecuador (Travelling Ionospheric Disturbances) (Wickward y Carlson, 1999). Incluso sin la influencia solar directa, la ionosfera exhibe una rica variedad temporal (p. e. variabilidad diaria) debida a los vientos termosféricos relacionados con los cambios en la baja atmósfera (Rishbeth y Mendillo, 2001). La posibilidad de incluir la variabilidad de esta zona en el modelado ionosférico ha sido puesta de manifiesto por Mendillo et al., (2002). En cualquier caso, conviene tener en cuenta que ni el grado de conocimiento ni la complejidad del estudio de la influencia de la baja atmósfera sobre la ionosfera son iguales para las cuatro capas que la componen. Para la capa D la relación con la baja atmósfera está bien establecida (Kazimirovsky et al., 2003) mientras que para las otras tres es más difícil de definir. Especialmente, las capas E y F_1 plantean grandes dificultades porque sólo son observables bajo condiciones particulares y presentan variaciones complejas como, por ejemplo, la aparición de E-esporádicas. La relación de la capa F_2 con fenómenos meteorológicos o incluso fenómenos sísmicos reviste particular interés.

La posible influencia de los terremotos sobre la ionosfera y la existencia de anomalías ionosféricas capaces de ser utilizadas como precursores sísmicos son cuestiones muy debatidas y, en general, poco aceptadas por la comunidad sismológica. Sin embargo los avances realizados en los últimos años para definir mejor el problema y darle una respuesta consistente desde los puntos de vista físico y matemático mueven a pensar que el acoplamiento sismo-ionosférico puede ser una manifestación más de las influencias externas sobre el sistema ionosfera-atmósfera que estamos comentando. La reciente puesta en órbita de tres satélites (COMPASS-1, Quakesat y DEMETER) que contemplan el estudio de estos fenó-

menos y el desarrollo de varios proyectos con la misma finalidad (COMPASS-2, ESPERIA, Constelación Vulkan de satélites, etc) señala el paso de las discusiones sobre la realidad física de precursores ionosféricos de los terremotos a la realización práctica de proyectos espaciales dedicados a su registro (Pulinets, 2005).

Entendemos aquí como posibles precursores ionosféricos las variaciones de la distribución vertical del contenido de electrones y los cambios de la frecuencia crítica de las capas E, F₁ y, sobre todo, F₂, que coinciden espacial y temporalmente con la ocurrencia de un terremoto. Conviene señalar que estas anomalías son sólo parte de una amplia serie de fenómenos observados relacionados con el sistema ionosfera-atmósfera que comprende emisiones ópticas o de ondas ELF y VLF, precipitación de partículas, aparición de irregularidades de pequeñas escala, cambios en la masa media de los iones y anomalías térmicas. La evolución de las investigaciones sobre este tema puede seguirse consultando los trabajos de Parrot et al. (1993), Hayakawa y Fujinawa (1994), Gokhberg et al. (1995), Johnston (1997), Hayakawa (1999), Herraiz et al. (2000), Kazimirovsky et al. (2003) Pulinets y Boyarchuk (2005). Los estudios estadísticos con valor significativo se han realizado fundamentalmente para las variaciones ionosféricas (tanto observadas en tierra como in situ), y para las emisiones VLF. Los trabajos de Chen et al. (2004) analizando 107 terremotos de magnitud mayor que 5 y 307 posibles precursores iónicos, así como los estudios de mediciones de contenido total de electrones (TEC) realizados en Taiwan por Liu et al. (2004), tienen especial interés. La investigación actual presta particular atención a las variaciones ionosféricas y a las anomalías térmicas registradas desde satélites por sensores remotos (Ouzonov y Freund, 2004) y a las posibles relaciones entre ambas.

El análisis de las variaciones de la densidad del plasma ionosférico lleva a Pulinets (2004) a afirmar la existencia de desviaciones significativas que tienen lugar en una zona de la ionosfera cuya extensión es proporcional al tamaño del terremoto (que debe ser al menos de magnitud 5) y que suceden en un intervalo de 5 a 1 días antes del terremoto. La anomalía ionosférica no se localiza sobre la zona epicentral sino desplazada hacia el ecuador. Estos análisis han ido acompañados de un profundo estudio teórico que ha permitido elaborar un modelo físico explicativo del acoplamiento sismo-ionosférico (Pulinets, 2004). Este modelo, que se encuentra detallado en la monografía de Pulinets y Boyarchuk (2005), es básicamente descriptivo pero proporciona una visión coherente de la mayoría de los fenómenos observados.

Las aportaciones comentadas son sólo una muestra del trabajo desarrollado en los últimos años para encontrar nuevas observaciones que puedan indicar una relación entre los fenómenos sísmicos y la ionosfera. Estos trabajos se han dirigido tanto a analizar fenómenos vinculados con terremotos recientes como a estudiar datos recogidos por satélites que eran operativos cuando sucedieron algunos grandes sismos de las décadas anteriores. Como ejemplo de los primeros cabe citar los estudios de la ionización anómala de la Capa E-esporádica coincidentes con el terremoto de Kobe (Ondoh, 2004), y como exponente de los segundos las observaciones de anomalías en la densidad de plasma y en los campos eléctricos relacionadas con 12 terremotos ocurridos en 1981 (Gousheva et al., 2005).

Estos resultados han motivado un creciente interés en este campo que se ha traducido en el desarrollo de los nuevos proyectos internacionales ya comentados que se orientan a estudiar las relaciones entre los terremotos y la ionosfera y en particular los precursores sismo-ionosféricos. Sin embargo, como señala Risbeth (2005), es necesario establecer la estadística de los fenómenos con más rigor y mejorar los modelos teóricos. Sin duda queda mucho por investigar.

4. EL SISTEMA IONOSFERA-ATMÓSFERA EN EL CAMPO MAGNÉTICO

La pregunta de hasta qué punto el estado general de la baja atmósfera y sus sistemas de circulación se ven influidos por cambios en el campo geomagnético y en el sistema ionosfera/termosfera no tiene todavía respuesta. Ya que la alta atmósfera es generalmente un buen indicador de la actividad solar, se podría suponer que una correlación entre parámetros ionosféricos y troposféricos indicaría la presencia de dicha influencia. Nuevos resultados de experimentos en tierra o en satélites encaminados a observar las emisiones del Sol junto con su impacto sobre la Tierra, han abierto una nueva era en la física tanto de los fenómenos solares como de los atmosféricos. Estos estudios muestran claramente que la variación en las emisiones solares de radiación y partículas cargadas afecta la atmósfera terrestre y el clima de muchas maneras fundamentales. En general se sobreentiende que la atmósfera es capaz de reaccionar a la actividad solar de forma indirecta gracias a ciertos procesos dinámicos. Los estudios teóricos, la modelización y la observación de todos los aspectos de la dinámica de la alta atmósfera, incluyendo la circulación general y distintas ondas, se han basado en investigaciones experimentales desarrolladas durante muchos años

Las variaciones de la constante solar con la actividad del Sol parecen demasiado pequeñas para servir como base para algunos cambios (como por ejemplo las variaciones decenales) en la baja atmósfera (Solanki y Fligge, 2002; Floyd et al., 2002). Puede existir una modulación de la nucleación de las nubes por el ciclo solar mediante (1) la intensidad de los rayos cósmicos, (2) un efecto de partículas energéticas cargadas en la química del ozono o (3) una influencia del ciclo solar en los cambios del circuito eléctrico global. Este problema, tan interesante y controvertido, así como las relaciones entre la alta atmósfera con el tiempo meteorológico o el clima merecen una atención especial en otro lugar.

El carácter específico de la dinámica de la alta atmósfera se debe a la interacción viscosa entre partículas ionizadas y neutras. Debido a las colisiones en una situación en la que los iones no pueden cruzar las líneas del campo geomagnético, el aire neutro experimenta una deceleración conocida como arrastre iónico (ion drag). En la región F de la ionosfera el arrastre supera la fuerza de Coriolis y la consecuencia de una gran fuerza de arrastre es hacer que el aire se mueva siguiendo casi directamente el gradiente de presión en vez de a lo largo de las isobaras. El efecto inverso de las partículas neutras sobre los iones se deno-

mina «arrastré por aire» (air drag) y de esta manera el viento neutro puede influir sobre la distribución espacio-temporal de las densidades iónica y electrónica.

El arrastre iónico es también capaz de inducir movimiento en el aire neutro comunicándole la deriva de plasma debida al campo eléctrico. Sin embargo, como la densidad iónica es mucho más pequeña que la densidad de partículas neutras, a los iones les cuesta mucho más tiempo poner el aire neutro en movimiento que a las partículas neutras mover a los iones. La constante temporal (es decir, el inverso de la frecuencia de colisión) para la aceleración del viento neutro debida a las colisiones con los iones puede ser tan pequeña como 0.5 horas durante el tiempo diurno pero alcanza varias horas por la noche (Hargreaves, 1992). El proceso es por tanto mucho más eficiente durante el día. Probablemente este efecto es particularmente importante en las regiones polares donde los campos eléctricos vinculados con tormentas geomagnéticas son máximos.

Las consideraciones anteriores hacen ver que las fuentes y los sumideros de energía en la atmósfera superior difieren de los de la troposfera lo que origina el carácter específico de la circulación de la alta atmósfera. Los vientos en el sistema termosfera/ionosfera son de escala global y cambian con bastante lentitud (principalmente con una variación estacional como respuesta a este tipo de variación de la radiación solar). Sin embargo, la circulación global puede cambiar en varios días si así lo hacen los procesos que la gobiernan, de los que los principales son el calentamiento y el enfriamiento irregular de la atmósfera y las consiguientes influencias sobre los gradientes de presión. Pero ya en las alturas de la región E, especialmente en la zona dinamo, la alta conductividad eléctrica del plasma ionosférico (conductividades de Pedersen y Hall) comienza a tener influencia sobre el viento y la velocidad de éste tiene una componente en la dirección del gradiente de presión. En la región por encima de, aproximadamente, 200 km el calentamiento solar y el enfriamiento de la atmósfera debido a la conducción térmica de las moléculas generan variaciones diurnas intensas. Es posible calcular los gradientes de presión en esta zona basándose en los modelos atmosféricos empíricos como, por ejemplo, el modelo CIRA (COSPAR International Reference Atmosphere) y resolver las ecuaciones para el viento termosférico considerando la viscosidad, el arrastre ionosférico, los gradientes espaciales de velocidad y las fuerzas de Coriolis. Naturalmente es necesario introducir simplificaciones asociadas con el conocimiento limitado de los parámetros de la alta atmósfera y los procesos no lineales. Sin embargo, éste ha sido el mejor camino para encontrar los principales rasgos de la circulación general de la termosfera en la región F (aproximadamente a 300 km) donde las mediciones experimentales directas de los vientos neutros son, como en la región E, difíciles y escasas.

El modelo climatológico total en la región F es el siguiente: el viento sopla del sector templado de la tarde hacia el sector frío correspondiente al comienzo de la mañana a través de las regiones polares y zonalmente alrededor del globo en las latitudes medias y bajas. La velocidad del viento (centenares de m/s) es más alta en el lado nocturno del planeta que en el diurno. Cerca del mediodía el viento debe estar dirigido hacia el polo y cerca de la medianoche hacia el ecuador. La variación diurna de la velocidad del viento es consecuencia de los cam-

bios del arrastre iónico que está controlado por las variaciones de la concentración iónica (Hargreaves, 1992). Está claro que este esquema difiere significativamente de los movimientos de la baja atmósfera donde la circulación surge de los centros de baja o alta presión (ciclones o anticiclones). Pero hay que tener presente que durante las perturbaciones geomagnéticas fuertes la circulación en la termosfera puede cambiar radicalmente, especialmente en las altas latitudes.

En los últimos veinte años se han desarrollado diferentes modelos teóricos, numéricos y empíricos, que describen la dinámica global de la termosfera y la ionosfera (Kazimirovsky, 1988; Hedin et al., 1991, 1996; Richmond et al., 1992; Roble, 1996; Schunk, 1996). En todos estos modelos fue necesario introducir algunas fuertes simplificaciones y, muy a menudo, los datos experimentales no están de acuerdo con ellos. Esta es la razón por la que es preferible utilizar, como base de nuestro conocimiento de la climatología de la alta atmósfera, campañas globales o regionales de medición de los movimientos en la termosfera/ionosfera, es decir síntesis de las observaciones mundiales.

Los métodos de observación de los vientos ionosféricos basados en mediciones realizadas sobre la superficie terrestre se fundamentan principalmente en el seguimiento de las irregularidades del plasma, naturales o introducidas con este propósito. También se utilizan sensores remotos cuando los movimientos se deducen a partir de los efectos sobre una onda propagante, bien electromagnética o de sonido. Esta onda puede haber sido transmitida al medio desde un emisor (como en el caso de los radares de scattering coherente o incoherente) o puede tratarse de una onda que nace como resultado de un proceso natural (como las emisiones ópticas atmosféricas que constituyen el airglow). Los métodos que utilizan satélites o cohetes requieren equipos a bordo o sensores remotos. Cada enfoque tiene sus propias ventajas e inconvenientes pero a menudo es posible obtener suficiente cobertura geográfica desplegando una red de instrumentos sencillos pero idénticos (por ejemplo receptores de baja frecuencia) distribuidos sobre la superficie.

El campo de vientos en la alta atmósfera sobre la estratopausa (en torno a 50 km) puede incluir el viento predominante (medio), movimientos periódicos a gran escala (ondas planetarias y mareas), ondas de gravedad de pequeña escala y componentes irregulares. Las variaciones diurnas para las componentes zonales (E-W) y meridionales (N-S) del vector velocidad del viento pueden ser descritas habitualmente como la suma de vientos predominantes y mareas, utilizando varios tipos de análisis de periodogramas o más a menudo, análisis de Fourier. Si se dispone de datos de promedios diarios para un periodo largo es posible obtener información sobre ondas planetarias de largo periodo (en torno a 20-30 días) y variaciones intra-estacionales, estacionales, semianuales y anuales. Para el estudio del comportamiento del ciclo solar y los cambios a largo plazo (tendencias) se utilizan datos promediados mensual o anualmente.

Los efectos de los eventos de protones solares (SPEs), tormentas geomagnéticas de diferente intensidad, etc. pueden investigarse por el método conocido como de «épocas superpuestas», utilizado por numerosos autores, que se caracteriza por la superposición de todos los datos en un mismo intervalo de tiempo

(«época») y un análisis de las variaciones antes y, especialmente, después del día del suceso significativo (por ejemplo la tormenta geomagnética) que es considerado como el día clave (key day).

Seguidamente consideraremos algunos rasgos de la dinámica de la Mesosfera/Baja Termosfera (MLT), para la que existe mucha más información experimental, particularmente los efectos de la actividad del Sol y del campo geomagnético.

5. INFLUENCIAS DE LA ACTIVIDAD SOLAR Y GEOMAGNÉTICA EN LA DINÁMICA DE LA REGIÓN MLT

La región MLT se sitúa entre 55 y 120 km de altura y es una de las más interesantes y complejas del sistema atmósfera/ionosfera. Esta región incluye el agudo mínimo de temperatura en la mesopausa, a unos 85 km de altura, que está limitado por encima y por debajo por fuertes gradientes (Figura 1). El conocimiento de la dinámica y la termodinámica de esta región es necesario para la predicción del comportamiento de los vehículos espaciales durante su reentrada y navegación en la atmósfera. La región MLT se identifica habitualmente como la zona decisiva en el acoplamiento entre la baja y la alta atmósfera.

Se han desarrollado diferentes modelos numéricos para la circulación promediada zonalmente en la atmósfera media (incluyendo la región MLT) considerando el acoplamiento desde abajo, es decir el paso de energía ondulatoria desde la troposfera y la estratosfera (por ejemplo Schoeberl y Strobel, 1978; Kasting y Roble, 1981; García y Solomon, 1983; Roble et al., 1988). Algunos Modelos de Circulación General (GCM) para la termosfera y la ionosfera como el Modelo NCAR-TIGCM del National Center of Atmospheric Research (Boulder, Colorado) proporcionan vientos neutros entre 97.5 y, aproximadamente, 500 km. (Roble et al., 1988). Estos modelos tienen muchas limitaciones y presentan serias discrepancias con los datos experimentales. En cuanto a los modelos basados en la observación es bien sabido que el modelo CIRA (Rees, 1988, Rees et al., 1990) es, probablemente, poco fiable por encima de 80 km.

El conocimiento de la dinámica de la zona MLT se obtiene a partir de observaciones que son limitadas en el espacio y el tiempo. Los únicos instrumentos capaces de largas observaciones desde la superficie son los radares atmosféricos –Radares de Frecuencia Media (MFR) y Radares de Meteoros (MR)– y los dispositivos de receptores de Baja Frecuencia (medidas LF D1). Con estos dispositivos se puede obtener información del viento en la región MLT a partir del camino seguido por meteoros ionizados (MR) y del debilitamiento de las ondas de radio reflejadas en la región D (MFR y LF D1). Actualmente es todavía difícil obtener un modelo global y empírico en 3D realmente representativo de la distribución de vientos en la región MLT porque el número de observatorios es insuficiente y la red de estaciones de sensores remotos muy dispersa. Aunque en la actualidad existen algunas estaciones en latitudes inferiores a 20° o superiores a 55°, la mayor parte de los observatorios cuyos datos fueron utilizados para los

modelos empíricos están situados en las latitudes medias del hemisferio norte. El resultado es que no siempre es posible obtener los perfiles verticales de viento.

Durante las décadas recientes se han realizado algunas campañas internacionales de medidas de viento en la región MLT, como MLTCS (Mesosphere and Lower Thermosphere Observing Study) y PSMOS (Planetary Scale Mesosphere Observing System). Estas campañas fueron apoyadas por otras de mediciones realizadas desde satélites como UARS (Upper Atmosphere Research Satellite), HRDI (High Resolution Doppler Imagen) y WINDII (Wind Imaging Interferometer), y han aportado datos muy útiles sobre la distribución del viento entre 60 y 150 km (Manson et al., 2002; Swinbank y Ortland, 2003; Forbes et al., 2003). Sin embargo, al presentar los resultados de una campaña concreta debe tenerse en cuenta que como la variabilidad inter-anual puede ser muy grande, los resultados pueden no ser representativos de la dinámica media de la región MLT a largo plazo.

Las influencias externas sobre la región MLT (especialmente a altas latitudes) provocan cambios en la circulación global y el régimen de vientos como consecuencia de las variaciones de la actividad solar y las perturbaciones geomagnéticas. Éstas pueden afectar la dinámica de la MLT a través del calentamiento del plasma, la disipación de la energía de los campos eléctricos y las corrientes (particularmente mediante el calentamiento de Joule), y el arrastre iónico. La conductividad calorífica de la magnetosfera y las ondas hidromagnéticas generadas por la variación del viento solar podrían jugar también un papel. Las corrientes de viento solar de alta velocidad, las ondas de choque y los cambios de los parámetros del viento solar incrementan la actividad geomagnética y generan tormentas y subtormentas magnéticas. La actividad geomagnética podría afectar también a ambos límites de la atmósfera media (la tubopausa por arriba y la tropopausa por abajo) y por tanto influir sobre la propagación de las ondas atmosféricas internas. A altas latitudes, como la altitud aumenta desde la mesosfera a la termosfera, la influencia de los procesos aurorales puede superponerse a esta compleja situación de movimientos turbulentos y ondas interactuando entre sí. Pero también existe la posibilidad de que la energía involucrada en las auroras y en las tormentas magnéticas pueda producir cambios significativos en los sistemas de viento de la región MLT de las latitudes medias. Hay dos clases principales de procesos que deben ser considerados: (1) los asociados con la variabilidad de la irradiación solar, evaluada por el número de manchas solares o por el índice F 10.7, y (2) los asociados con la emisión solar corpuscular asociada con procesos magnetosféricos y evaluada por varios índices de perturbación geomagnética como el índice planetario Ap.

La búsqueda de un acoplamiento entre los cambios de la actividad solar y geomagnética y la dinámica de la alta atmósfera (incluyendo la región MLT) ha sido objeto de investigación durante décadas. Las variaciones a largo plazo en un ciclo solar, las periodicidades de 27 días y los efectos de corta duración (respuesta a tormentas geomagnéticas, variaciones en la intensidad de la corriente, variaciones en el electrochorro auroral, etc) han sido intensamente investigados. Sin embargo, sólo existen unos pocos y muy simplificados modelos teóricos y numé-

ricos de la respuesta de la región MLT a la actividad solar y geomagnética, y conducen a predicciones ambiguas y discutibles (ver por ejemplo Fesen, 1997).

En cuanto a los estudios experimentales, uno de los primeros hallazgos fue la dependencia del ciclo solar de los vientos MLT sobre las latitudes medias de Europa Central. Sprenger y Schminder (1969) obtuvieron, para el ciclo solar 1957-1968 y el periodo invernal, una correlación positiva, estadísticamente significativa, del viento predominante zonal con la actividad solar mientras la amplitud del viento de la marea semi-diurna mostraba una correlación negativa. Este resultado fue confirmado por observaciones similares en otras regiones (Gregory et al., 1983, Namboothiri et al., 1993). Los vientos predominantes en Saskatoon, Canadá, aumentan desde el mínimo al máximo solar en factores de hasta 4. Una comparación del efecto del ciclo solar en los vientos medios sobre Canadá con el que tiene lugar sobre Europa Central y el Este de Siberia, (zonas que comparten la misma latitud geográfica pero tienen 20 grados de diferencia en longitud geomagnética), revela que el efecto es más intenso en las latitudes geomagnéticas más altas.

Los datos sobre viento obtenidos con la red global de sensores remotos terrestres fueron analizados según su comportamiento con las estaciones y el ciclo solar por Dartt et al., en 1983. Las variaciones anuales dependen débilmente de la actividad solar pero la presencia de vientos dirigidos hacia el oeste más fuertes durante el invierno en los años de máximo solar que durante los mínimos fue confirmada con datos entre, aproximadamente, 50°N y 35°S. Además parecía que los vientos predominantes en el hemisferio norte tienen más orientación hacia el sur en primavera y comienzos de verano en los años de máximo solar que en los de mínimo. Había numerosas discrepancias entre los datos experimentales y algunos esquemas teóricos aunque varios modelos predecían adecuadamente el incremento de vientos fuertes hacia el oeste en invierno y hacia el este en verano durante el máximo solar.

La correlación positiva entre los vientos zonales predominantes sobre Europa Central y la actividad solar, mencionada anteriormente, ha cambiado por otra negativa en el siguiente ciclo solar (Greisiger et al., 1987). La correlación negativa entre la actividad solar y los vientos de marea semi-diurna en invierno todavía permanecía inalterada en 1984 y resultaba ser la misma en verano y para las medias anuales. La componente meridional así como la amplitud de marea diurna mostraban una correlación casi nula con la actividad solar. Estos autores concluyeron que el comportamiento del viento a largo plazo apuntaba más a una variación climática con una causa atmosférica interna que a un directo control solar. Esta conclusión se vio confirmada con la comparación de medidas simultáneas de viento durante el mismo ciclo solar en Europa Central y Este de Siberia, realizadas en ambos casos a 52°N, que mostraron relaciones opuestas entre el viento zonal predominante y el índice F10.7 (Kazimirovsky, 1994). Creemos que si la respuesta a largo plazo del viento a la actividad solar depende de la longitud, la atmósfera está reaccionando a los cambios de la actividad solar sólo de manera indirecta y existe algún mecanismo dinámico que refuerza la idea del acoplamiento desde abajo.

Hay algunas indicaciones acerca de la influencia de la actividad solar sobre las ondas planetarias (PWs). En particular existen periodicidades próximas a los periodos de estas ondas en las variaciones de los parámetros del viento y los índices solares o geomagnéticos (Kazimirovsky, 1994; Kazimirovsky y Vergasova, 1996). La actividad ondulatoria es mayor durante el máximo solar que durante su mínimo.

Las oscilaciones de periodo extra-largo (20-40 días), que son un rasgo común del régimen de viento MLT en invierno y tienen una climatología similar al modo normal de largo periodo de ondas planetarias (10-16 días), podrían relacionarse de alguna manera con el periodo de rotación solar (27 días). Sin embargo, el rango de los periodos de viento observados es muy amplio lo que plantea interrogantes sobre esta interpretación. No obstante, las variaciones interanuales de esta oscilación de 20- 40 días indican una débil correlación con el ciclo solar que es positiva en la mesosfera y negativa en la baja termosfera. Así mismo, la correlación cruzada entre los vientos y la radiación solar señala una correlación significativa de casi 27 días y también muestra que el viento se desfasa unos pocos días por detrás de la radiación solar (Luo et al., 2001).

Es interesante indicar que nuevos análisis de medidas LF D1 del viento sobre Europa Central realizadas durante 31 años no sólo han confirmado que los vientos predominantes zonales así como la amplitud de marea semidiurna están correlacionados con la actividad solar de manera débil negativa durante la mayoría de los meses, sino que han revelado también las tendencias a largo plazo no inducidas por el sol que podrían ser un indicio de variaciones en el viento de origen antropogénico (Bremer et al., 1997). Los vientos medios anuales y estacionales también muestran tendencias significativas y correlaciones con el número de manchas solares sobre la base de medidas de radar de meteoros en el Reino Unido durante el periodo 1988-2000 (Middleton et al., 2002).

En cuanto a los efectos de las tormentas sobre los vientos MLT, realmente ocurren sobre el viento predominante (incluyendo inversiones del viento zonal en algunos casos) y sobre las componentes de la marea. Los efectos de la actividad auroral sobre las mareas troposféricas fueron investigados teóricamente utilizando simulaciones realizadas con el Modelo NCAR TIGCM (Roble et al., 1988; Roble, 1996). Este modelo predice que los efectos de la actividad geomagnética variable son mayores en el mínimo solar que en el máximo y aumentan con la latitud y la altitud hasta por encima de 100 km. En general los vientos zonales medios se orientan más hacia el oeste y los meridionales más hacia el este a medida que aumenta la actividad geomagnética. Normalmente, los vientos zonales de marea disminuyen en las latitudes medias y bajas y aumentan en las altas. Los vientos meridionales diurnos crecen y, generalmente, las amplitudes semidiurnas también tienden a aumentar (Fesen. 1997). Hasta ahora la comparación detallada entre datos de observación y resultados teóricos no es concluyente debido a la carencia de modelos adecuados para la región MLT.

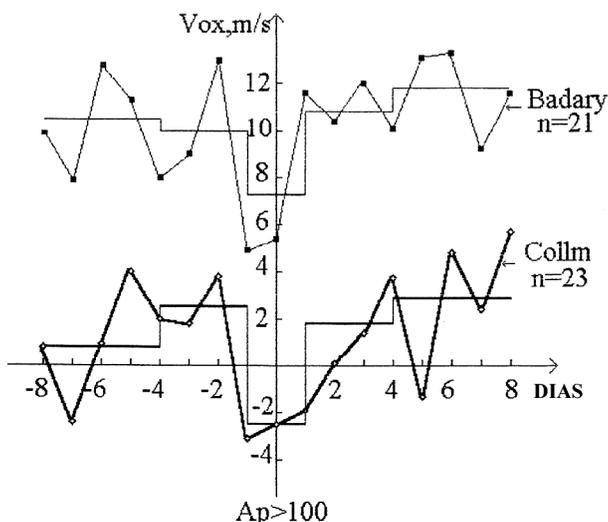


Figura 4. Respuesta del viento zonal predominante en la región MLT (V_{ox}) a grandes tormentas ($A_p > 100$) ocurridas desde 1975 a 1997. De acuerdo con el método de época superpuesta utilizado (ver texto), el día clave es el día en que tuvo lugar la tormenta y n el número de tormentas. Los tramos horizontales representan los valores medios correspondientes a los intervalos elegidos.

Los modelos teóricos no consideran el posible efecto longitudinal de la respuesta del viento a las tormentas geomagnéticas que, sin embargo, sí ha sido puesto de relieve experimentalmente. La similitud entre la respuesta del viento zonal predominante a importantes tormentas magnéticas en Badary (Este de Siberia) y Collm (Europa Central) puede observarse claramente en la Figura 4 (Kazimirovsky et al., 1999). Podemos decir que durante tormentas magnéticas fuertes ($A_p > 100$) la velocidad del viento zonal disminuye en ambos lugares pero después de la tormenta permanecen algunas diferencias como el tiempo de recuperación del nivel de los días precedentes. Además hemos encontrado estas diferencias no sólo para el promedio de las tormentas sino también para los casos individuales (Vergasova y Kazimirovsky, 1992). Sin embargo, para estos casos individuales hay que estar seguros de que las condiciones ionosféricas y las alturas consideradas son iguales.

Lastovicka y Kazimirovsky (1995) y Lastovicka (1996) resumieron los resultados de los efectos de la actividad geomagnética y las tormentas en latitudes altas y medias. La existencia de dichos efectos para las bajas latitudes es discutible. Hay una aparente diferencia para la región MLT entre América del Norte, donde los efectos son más débiles, y Europa que presenta efectos más fuertes. Singer et al. (1994) analizaron los efectos de tormentas geomagnéticas basándo-

se en extensas mediciones de viento en varias estaciones próximas a 50°N. La aceleración del viento zonal hacia el oeste se observó en Europa en torno a 95 km, mientras en Canadá esta aceleración se dirigía hacia el Este. Esto confirma, una vez más, la ya mencionada diferencia entre Europa y América del Norte que ha sido interpretada en términos de diferentes latitudes geomagnéticas para una misma longitud geográfica. La Figura 5 muestra los resultados del análisis de épocas superpuestas para los vientos zonales y meridionales durante perturbaciones magnéticas fuertes ($A_p > 75$). Los efectos dependen de la estación siendo más fuertes en verano que en invierno. Ya que el viento se ve influido estrechamente por procesos atmosféricos internos (calentamientos estratosféricos, transiciones estacionales, ondas atmosféricas) los efectos de tormentas individuales se ven muchas veces enmascarados por estos cambios atmosféricos. Analizando las observaciones de radar de meteoros en Europa del Este, (Kazan), Fahrutdinova et al., (2001) también encontraron una tendencia general de aceleraciones hacia el oeste y el norte asociada con tormentas geomagnéticas. Aunque hay algunos resultados para vientos MLT en altas latitudes incluyendo el Ártico, el Antártico, e incluso el Polo Sur, que muestran que las variaciones temporales rápidas de la energía magnetosférica modifican el campo de velocidades, todavía no es posible obtener conclusiones estadísticamente significativas para la climatología de los vientos en la región MLT de las altas latitudes.

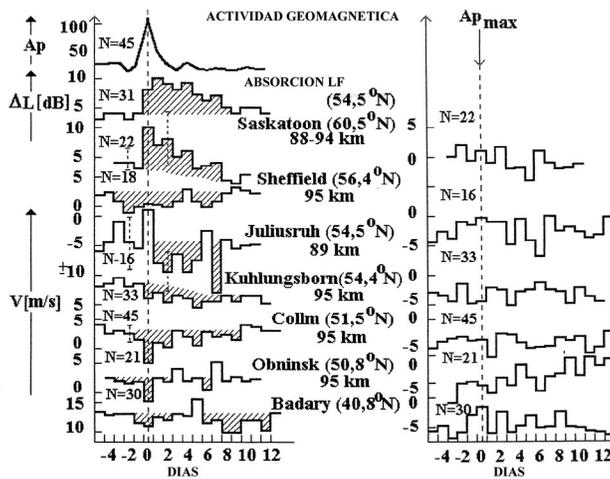


Figura 5. Análisis de época superpuesta de los campos de viento zonal y meridional durante tormentas geomagnéticas en estaciones situadas a diferentes latitudes geomagnéticas. Se indica también el exceso de absorción de baja frecuencia (LF) como una medida del efecto de la baja ionosfera. El día 0 corresponde al máximo de A_p y N es el número de sucesos investigados. (Adaptado de Singer et al., 1994).

En resumen, todavía tenemos resultados experimentales contradictorios acerca de la influencia de la actividad solar y geomagnética sobre los vientos en la región MLT (Danilov y Lastovicka, 2001). Sin embargo se puede concluir que esta influencia es significativa pero no dominante

6. CONCLUSIONES

El objetivo de esta breve revisión era resumir algunos resultados recientes en torno a las influencias externas sobre el sistema ionosfera-atmósfera. Se ha insistido en que este sistema se encuentra inserto en el campo geomagnético y experimenta la influencia de sus variaciones y perturbaciones que son elementos significativos de la relación Tierra-Sol. La influencia externa incluye el acoplamiento desde abajo (la litosfera y la baja atmósfera) y desde arriba (la influencia de los procesos solares y magnetosféricos).

La posible influencia de los terremotos sobre la ionosfera constituye un tema importante pero discutible que forma parte de un tópico más amplio (efectos sismo-electromagnéticos) que incluye muchos fenómenos físicos. Su diversidad indica que los procesos físicos que actúan deben ser numerosos y complejos. Podemos afirmar que existen varios fenómenos ionosféricos que pueden ser relacionados con la generación de terremotos y sus consecuencias, pero no pueden ser utilizados todavía con fiabilidad para predicción sísmica.

La dependencia del campo de vientos neutros de la mesosfera-baja termosfera respecto del ciclo solar, la rotación solar, y las tormentas geomagnéticas permanece todavía bastante ambigua y contradictoria. Podemos concluir que esta influencia es significativa pero no dominante. Sin embargo disponemos ya de varias descripciones climatológicas para el viento predominante, las ondas planetarias, las mareas e incluso las ondas internas de gravedad aunque, hasta cierto punto, las conclusiones deben considerarse como preliminares o provisionales.

Existe una necesidad urgente de realizar observaciones y desarrollar modelos amplios y de conjunto para desenmarañar la compleja trama de procesos interactivos. Hacen falta expansiones significativas en tiempo, latitud, longitud y altitud. Debe hacerse un intento para reunir todos los conjuntos compatibles y disponibles de mediciones realizadas en tierra o a bordo de satélites y movilizar la comunidad científica internacional para que utilice de manera exhaustiva los datos ya obtenidos y los que se puedan conseguir en el futuro. Todavía faltan por desarrollar los modelos autoconsistentes teóricos y numéricos que incorporen los procesos físicos que interactúan.

Quizás el mayor avance en los años recientes ha sido reconocer que hace falta un enfoque multidisciplinar para las investigaciones futuras, es decir que son necesarias contribuciones en los campos de la meteorología, la electricidad atmosférica, la física ionosférica, la física de la Tierra Sólida, etc. El estudio de los mecanismos físicos generadores de los procesos observados es el único camino apropiado para situar estas relaciones sobre una base firme.

7. AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento al Dr. Ch. Jacobi de la Universidad de Leipzig (Alemania) por las facilidades dadas para el uso de su base de datos de mediciones de deriva. Estas investigaciones se están realizando con ayuda de la Acción Complementaria CGL2004-23600-E del Ministerio de Educación y Ciencia y del Programa de Creación y Consolidación de Grupos de Investigación Universidad Complutense-Comunidad de Madrid (Grupo 910596).

8. REFERENCIAS

- BREMER, J.; R. SCHMINDER; K. M. GREISIGER; P. HOFFMAN; D. KUERSHNER & W. SINGER (1997). Solar cycle dependence and long-term trends in the wind field of the mesosphere/lower thermosphere. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 59, 497-509.
- CHEN, Y. I.; J. Y. LIU; Y.B. TSAI; C. S. CHEN (2004). Statistical tests for pre-earthquake ionospheric anomaly. *Terr., Atm. Ocean Sci.*, 15, 385-396.
- DANILOV, A. D.; E. S. Kazimirovsky; G. V. Vergasova & G. Ya. Khachikjan (1987). *The Meteorological Effects on the Ionosphere* Hydrometeorological Press, Leningrad, Russia (in Russian), 271 pp.
- DANILOV, A. D. & J. LASTOVICKA (2001). Effect of geomagnetic storms on the ionosphere and atmosphere. *Int. J. Geom. Aeron.*, 2, n 3, 209-224.
- DARTT, D.; G. NASTROM & A. BELMONT (1983). Seasonal and solar cycle wind variations, 80-100 km. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 45, 707-718.
- FAHRUTDINOVA, A. N.; O. N. SHERSTYUKOV & S. V. MAKSYUTIN (2001). Geomagnetic activity influence on the dynamics of the upper mesosphere & lower thermosphere. *Int. J. Geom. Aeron.*, 2, n 3, 201-208.
- FESEN, C. G. (1997). Geomagnetic activity effects on thermospheric tides; a compendium of theoretical predictions. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 59, 785-803.
- FLOYD, L.; W. K. TOBISKA & R. P. CEBULA (2002). Solar UV irradiance, its variation and its relevance to the Earth. *Adv. Space Res.*, 29, 1427-1440.
- FORBES, J. M.; X. ZHANG; E. R. TALAAT & W. WARD (2003). Nonmigrating diurnal tides in the thermosphere, *J. Geophys. Res.*, 108, A1, 1033, doi: 10.1029/2002JA009262, 2003.
- GARCIA, R. R. & S. SOLOMON (1983). A numerical model of the zonally averaged dynamical and chemical structure of the middle atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 88, 1379-1400.
- GOKHBERG, M. B.; V.A. MOURGOUNOV & O.A. POKHOTELOV (1995). *Earthquake Prediction: Seismoelectromagnetic Phenomena*. Gordon and Breach, Amsterdam.
- GOUSHEVA, M.; R. GLAVCHEVA ; D. DANOV ; P. ANGELOV; P. HRISTOV ; B. KIROV ; K. GEORGIEVA (2005). Satellite monitoring of anoma-

- lous effects in the ionosphere probably related to strong earthquakes. *Adv. Space Res.* (in press). D.o.i: 10.1016/j.asr.2004.12.050.
- GREGORY, J. B.; C. E. MEEK & A. H. MANSON (1983). Solar cycle variation of mesospheric winds at 52° N, in: *Weather and Climate Responses to Solar Variations*. Colorado, USA, University Press, 161-177.
- GREISIGER, K.; R. SCHMINDER & D. KUERSCHNER (1987). Long-period variations of wind parameters in the mesopause region and the solar cycle dependence. *J. Atmos. Terr. Phys.* 49, 281-285.
- HARGREAVES, J. K. (1992). *The Solar-Terrestrial Environment*. Cambridge University Press, UK, 298 pp.
- HAYAKAWA, M. (ed.) (1999). *Atmospheric and Ionospheric Phenomena Associated with Earthquakes*. Terra Scientific Publishing Comp., Tokyo.
- HAYAKAWA, M. & Y. FUJINAWA (eds.) (1994). *Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction*. Terra Scientific Publishing Comp., Tokyo.
- HEDIN, A. E.; V. F. BIONDI; R. G. BURNSIDE; G. HERNANDEZ; R. M. JOHNSON; T. L. KILLEEN; C. MAZAUDIER; J. W. MERIWETHER; J. E. SALAH; R. J. SICA; R. W. SMITH; N. W. SPENCER; V. B. WICKWAR & T. S. VIRDI (1991). Revised global model of thermosphere winds using satellite and ground-based observations. *J. Geophys. Res.*, 96, 7657-7688.
- HEDIN, A. E.; E. L. FLEMING; A. H. MANSON; F. J. SCHMIDLIN; S. K. AVERY; R. R. CLARK; S. J. FRANKE; G. J. FRASER; T. TSUDA; F. VIAL & R. A. VINCENT (1996). Empirical wind model for the upper, middle and lower thermosphere. *Phys. Chem. Earth, Part C*, 26, 419-424.
- HERRAIZ, M.; A. FARELO; M. CUETO & E. MOHINO (2000). Una aproximación crítica a la propuesta de fenómenos ionosféricos como precursores sísmicos, in Herraiz M. & B. A. De la Morena (eds.) *Tendencias Actuales en la Investigación de la Ionosfera*, Física de la Tierra n° 12, Universidad Complutense de Madrid, 319-355.
- JOHNSTON, M.J. S. (1997) Review of electrical and magnetic fields accompanying seismic and volcanic activity. *Surv. Geophys.* 18, 441-475.
- KASTING, J. F. & R. G. ROBLE (1981). A zonally averaged chemical-dynamical model of the lower thermosphere. *J. Geophys. Res.*, 86, C10, 9641-9653.
- KAZIMIROVSKY, E. S. (1988). Thermosphere dynamics: A Review. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 50, 889-901.
- KAZIMIROVSKY, E. S. (1994). The peculiarities of wind field in the upper middle atmosphere in the East Siberian region. *Adv. Space. Res.*, 14, 89-96.
- KAZIMIROVSKY, E. S. & G. V. VERGASOVA (1996). Relative contribution of energy sources to quasiperiodic wind variations in the lower thermosphere. *Adv. Space Res.*, 18, 53-56.
- KAZIMIROVSKY, E. S.; O. M. PIROG & G. V. VERGASOVA (1999). The upper mesosphere/lower thermosphere wind field non-zonality as possible sign of the external forcing from above and from below. *Adv. Space Res.*, 24, 649-655.
- KAZIMIROVSKY, E. S. (2000). The ionosphere: aeronomical & meteorological aspects. in Herraiz M. & B. A. De la Morena (eds.) *Tendencias Actuales en*

- la Investigación de la Ionosfera*, Física de la Tierra nº 12, Universidad Complutense de Madrid, 155-188.
- KAZIMIROVSKY, E. S.; M. HERRAIZ & B. A. DE LA MORENA (2003). Effects on the ionosphere due to phenomena occurring below it. *Surveys in Geophysics*, 24, 139-184.
- LASTOVICKA, J. & E. S. KAZIMIROVSKY (1995). *Influence of geomagnetic activity and energetic electrons on the dynamics, composition and ionization of the upper middle atmosphere*. STEP WG 5 Report, Univ. Arizona Press, USA.
- LASTOVICKA, J. (1996). Effects of geomagnetic storms in the lower ionosphere, middle atmosphere and troposphere. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 58, 831-843.
- LIU, J. Y.; Y.I. CHEN; H. K. JHUANG; Y. H. LIN (2004). Ionospheric foF2 and TEC anomalous days associated with M \geq 5 earthquakes in Taiwan during 1997-1999. *Terr., Atm. Ocean Sci.*, 15, 371-383.
- LUO, Y.; A. H. MANSON; C. E. MEEK; K. IGARASHI & C. H. JACOBI (2001). Extra-long period (20-40 days) oscillations in the mesospheric and lower thermospheric winds: observations in Canada, Europe and Japan, and considerations of possible solar influences. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 63, 835-852.
- MANSON, A.H.; Y. LUO & C. MEEK (2002). Global distributions of diurnal and semi-diurnal tides: observations from HRDI-UARS of the MLT region. *Ann. Geophys.*, 20, 1877-1890.
- MENDILLO, M.; H. RISHBETH; R. G. ROBLE & J. WROTEN (2002). Modelling F2 layer seasonal trends and day-to-day variability driven by coupling with the lower atmosphere. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 64, 1911-1931.
- MIDDLETON, H.R.; N. J. MITCHELL & H. G. MUELLER (2002). Mean winds of the mesosphere and lower thermosphere at 52 ∞ N in the period 1988-200. *Ann. Geophys.*, 20, 81-91.
- NAMBOOTHIRI, S. P.; A. H. MANSON & C. E. MEEK (1993). Variations of mean winds and tides in the upper middle atmosphere over a solar cycle, Saskatoon, Canada, 52 ∞ N, 107 ∞ W. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 55, 1325-1334.
- ONDOH, T.; (2004). Anomalous sporadic-E ionization before a great earthquake. *Adv Space Res.* 34, 1830-1835. d.o.i. 10.1016/j.asr.2003.05.044.
- OUZONOUV, D., F. FREUND (2004). Mid-infrared emissions prior to strong earthquakes analyzed by remote sensing data. *Adv. Space Res.* 33, 268-273.
- PARROT, M.; J. ACHACHE ; J. J. BERTHELIER ; E. BLANC ; A. DESCHAMPS ; F. LEFEUVRE ; M. MENVIELLE ; J. L. PLANTET ; P. TARITS ; & J.P. VILLAIN (1993), High frequency seismo-electromagnetic effects, *Phys. Earth Planet. Int.* 77, 65-83.
- PULINETS, S. A. (2004). Ionospheric precursors of earthquakes; recent advances in theory and practical applications. *Terr., Atm. Ocean Sci.* 14, 413-435.
- PULINETS, S. A. (2005). Space technologies for short-term earthquake warning. *Adv. Space. Res.* (in press) doi:10.1016/j.asr.2004.12.074.

- PULINETS, S. A. & K. Boyarchuk (2005). *Ionospheric Precursors of Earthquakes*. Springer, Berlin, 312 pp.
- REES, D. (ed.) (1988). CIRA 1986. Part I: Thermospheric Models. *Adv. Space Res.*, 8, _ 5-6.
- REES, D.; J. J. BARNETT & K. LABITZKE (eds.) (1990). CIRA 1986. Part II Middle Atmosphere Model. *Adv. Space Res.*, 10, _ 12.
- RICHMOND, A. D.; E. RIDLEY & R. ROBLE (1992). A thermosphere/ionosphere general circulation model with coupled electrodynamics. *Geoph. Res. Lett.*, 19, 601-604.
- RISHBETH, H. & M. MENDILLO (2001). Patterns of F2-layer variability. *J. Atmos.-Terr. Phys.*, 63, 1661-1680.
- RISHBETH, H.; (2005) F-regions links with the lower atmosphere ?. *J. Atmos, Solar-Terr. Phys.*, (in press). Doi: 10.1016/j.jastp.2005.03.017.
- ROBLE, R. G.; E. C. RIDLEY; A. D. RICHMOND & R. E. DICKINSON (1988). A coupled thermosphere/ionosphere general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, 15, 1325-1328.
- ROBLE, R. G. (1996). The NCAR Thermosphere-Ionosphere-Mesosphere-Electrodynamics General Circulation Model (TIME-GCM), in: Schunk, R. W. (ed.), *STEP Handbook of ionospheric models*. Utah State University, SCOSTEP, Logan, 1996, 281-288.
- SCHOEBERL, A. & D. F. STROBEL (1978). The zonally averaged circulation of the middle atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 35, 577-591.
- SCHUNK, R.W. (Ed.) (1996). *STEP Handbook of ionospheric models*. Utah State University, SCOSTEP.
- SINGER, W.; J. BREMER; P. HOFFMANN; A. H. MANSON; C. E. MEEK; R. SCHMINDER; D. KUERSCHNER; YU. I. PORTNYAGIN; N. A. MAKAROV; H. G. MUELLER; E. S. KAZIMIROVSKY & R. R. CLARK (1994). Geomagnetic influences upon tides – winds from MLT radars. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 56, 1301-1311.
- SOLANKI, S. K. & R. FLIGGE (2002). Solar irradiance and climate. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 64, 677-685.
- SPRENGER, K. & R. SCHMINDER (1969). Solar cycle dependence of winds in the lower ionosphere. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 31, 3217-221.
- SWINBANK, R. & D. A. ORTLAND (2003). Compilation of wind data for the Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) Reference Atmosphere Project. *J. Geophys. Res.*, 108, 4615, doi: 10.1029/2002JD003135, 2003.
- VERGASOVA, G.V. & E. S. KAZIMIROVSKY (1992), The dependence of the prevailing wind in the midlatitude lower thermosphere on solar and geomagnetic activity. *Geomagn. and Aeronomy*, 32, 138-146.
- WICKWAR, V. B. & H. C. CARLSON (1999). Ionospheric and thermospheric couplings: vertical, latitudinal and longitudinal. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 61, 141-152.