

Capítulo 1

Introducción

La dinámica de la alta atmósfera neutra, o sea todos aquellos fenómenos que involucran transporte de masa, momento y energía, adquiere cada vez mayor interés, a partir de la mejor tecnología para su investigación experimental y de nuevos modelos teóricos más completos para describirla.

Las diferentes capas de la atmósfera se distinguen a partir de los extremos del perfil de temperatura. La presencia de mecanismos de enfriamiento, principalmente la emisión infrarroja por el vapor de agua, conduce a un perfil de gradiente negativo en la troposfera, hasta ~ 12 km de altitud. A mayores alturas, hasta unos 50 km, la temperatura sube a causa de la absorción del ultravioleta solar en la capa de ozono. Esta zona es llamada estratosfera, porque el gradiente positivo de temperatura impide la convección. Hacia arriba, en la mesosfera, la temperatura vuelve a decrecer por enfriamiento radiativo, que involucra especialmente al dióxido de carbono. La mesopausa está definida por el mínimo de temperatura que se alcanza a una altura cercana a los 90 km. A partir de esta altura, en la termosfera, la temperatura vuelve a crecer rápidamente hasta llegar a temperaturas del orden de los 1000 K (variando con la actividad solar), debido a la absorción del ultravioleta solar lejano por el oxígeno molecular.

La región de la mesopausa, de interés en este trabajo, corresponde a alturas de la mesosfera superior y de la baja termosfera, entre 80 y 100 km.

Los modelos atmosféricos, como CIRA [1990] y MSIS [Hedin, 1987], basados en datos medidos en diversas partes del planeta, intentan describir los perfiles típicos de los parámetros físicos como densidades y temperaturas en distintas épocas del año y a diferentes latitudes. En principio, dan valores sobre el comportamiento medio de estos parámetros sin considerar perturbaciones como la marea, las ondas gravitatorias y la turbulencia.

Las oscilaciones de la marea térmica [ver, por ej., Chapman y Lindzen, 1970] con períodos de 12 y 24 horas, causada por el calentamiento solar, predominan en la alta atmósfera. Existen modelos que describen la marea media en vientos y temperaturas en función de la latitud y la época del año [por ej. Forbes y Gillette, 1982, Forbes, 1987]. A pesar de la regularidad de la fuente, la marea muestra fuertes variaciones día a día, relacionadas con la interacción con los vientos y con otras ondas [Forbes *et al.*, 1991], pero cuantitativamente no bien entendidas.

Las ondas gravitatorias (ó de gravedad) internas en la atmósfera, similares a las ondas de gravedad internas del mar, fueron explicadas para la alta atmósfera por Hines [1960], y tienen un rol importante en la estructura y en la circulación de la atmósfera [Lindzen, 1981, 1985; Fritts, 1984; García y Solomon, 1985]. Estas ondas se propagan en las tres dimensiones y se reflejan en perturbaciones de parámetros como la densidad, los vientos y la temperatura. Normalmente aumentan su amplitud con la altura. Esto es debido a la conservación de energía y a la disminución exponencial de la densidad con la altura. Sin embargo, la estructura vertical de los vientos horizontales modula fuertemente la propagación vertical de las ondas y bajo ciertas condiciones, las ondas monocromáticas se deforman o rompen ("wave breaking"), redistribuyendo su energía hacia ondas más cortas (en cascada) y/o hacia turbulencia (saturación).

Sobre la base de argumentos de saturación espectral para las ondas gravitatorias, Dewan y Good [1984, 1986] concluyeron para los vientos horizontales, que la densidad de potencia espectral (PSD) es proporcional a k_z^{-3} (donde k_z es el número de onda vertical). Smith *et al.* [1987] desarrollaron más este modelo obteniendo la constante de proporcionalidad y prediciendo la dependencia en altitud del número de onda vertical dominante. Con interpretaciones diferentes a la dadas por Dewan, otros autores han llegado al mismo resultado para la PSD [Weinstock, 1985; Hines, 1991].

Dewan [1979], dedujo de argumentos de interacción de ondas en cascada que la PSD de los vientos horizontales varía como $k_x^{-5/3}$, donde k_x es el número de onda horizontal. Dewan [1990, 1991, 1994] y Dewan *et al.* [1992], relacionando la interpretación de saturación con la de cascada, derivaron las relaciones de PSD para vientos horizontales y verticales, densidad y temperatura con respecto a k_x , k_z y la frecuencia.

La cantidad de observaciones de ondas gravitatorias en la región de la mesopausa se ha incrementado en la última década a partir de las mejores técnicas de medición desde el suelo. Mediciones hechas con radares [por ejemplo Reid y Vincent, 1987; Manson y Meek, 1988; Murayama *et al.*, 1992], o con lidares de sodio [Gardner y Voelz, 1987; Kwon *et al.*, 1990; Beatty *et al.*, 1992; Collins *et al.*, 1994] han determinado períodos, velocidades de fase, y escalas verticales y horizontales de ondas en estas alturas.

Los métodos ópticos pasivos basados en la medición de las emisiones atmosféricas (luminiscencia del cielo o "airglow") son una importante alternativa para observar ondas gravitatorias. Las bandas roto-vibracionales de OH en el estado electrónico fundamental $X^2\Pi$, interpretadas por Meinel [1950], son la principal componente en la luminiscencia nocturna y permiten obtener las temperaturas rotacionales alrededor de 86km de altitud. Algunos ejemplos de trabajos sobre ondas gravitatorias observadas en temperaturas de OH son el de Shagaev [1974], Noxon [1978], Takeuchi y Misawa [1981], Myrabø *et al.* [1987], Sivjee *et al.* [1987], Hecht *et al.* [1987], Cogger *et al.* [1988], Viereck y Deehr [1989], Takahashi *et al.* [1990, 1992], Hecht y Walterscheid [1991], Taylor *et al.* [1991], Dewan *et al.* [1992], Gobbi [1993] y Swenson *et al.* [1994].

Mediante las emisiones del O_2 debidas a la transición entre el estado electrónico excitado $b^1\Sigma_g^+$ con número vibracional 0 y el estado electrónico fundamental $X^3\Sigma_g^-$ con número vibracional 1 (ó banda 0-1 del Sistema Atmosférico del O_2) se pueden medir temperaturas alrededor de 95km de altura. Una detallada discusión de las diferentes bandas de O_2 puede encontrarse en la tesis doctoral de Stegman [1991]. Desde el ejemplo dado por Noxon [1978] hay pocos trabajos publicados que relacionan mediciones de temperaturas de esta banda con ondas gravitatorias [Viereck y Deehr, 1989; Takahashi *et al.*, 1990, 1992; Hecht y Walterscheid, 1991; Gobbi, 1993; Zhang *et al.*, 1993].

Krassovsky [1972] fue el pionero del estudio teórico de ondas gravitatorias utilizando datos de luminiscencia atmosférica. Introdujo el parámetro η (razón entre la fluctuación relativa de intensidad y la fluctuación relativa de temperatura). Para las emisiones de OH, Krassovsky predijo un valor real y constante de η , pero independiente de los parámetros de onda.

Los modelos más recientes que predicen la reacción del airglow al paso de ondas gravitatorias, obtienen como resultado que η es un valor complejo y que depende, además de depender de la química involucrada en la producción y pérdidas de las moléculas emisoras, de la frecuencia y del número de onda. De este modo, la medición de η se convierte en una importante herramienta para el estudio de las ondas. Desde 1987, dos teorías fueron desarrolladas:

Walterscheid *et al.* [1987] propusieron un modelo dinámico-químico para el OH, asumiendo una capa de emisión sin extensión vertical. El caso de la marea fue tratado especialmente por Walterscheid y Schubert [1987]. La extensión vertical de la capa emisora fue tomada en cuenta por Schubert y Walterscheid [1988]. Hickey [1988 a, b] incluyó disipación y conducción térmica por turbulencia, y la fuerza de Coriolis al modelo de capa sin espesor y Schubert *et al.* [1991] agregaron nuevamente la capa extendida. Esta versión fue aplicada por Hickey *et al.* [1993] al caso de las emisiones del O_2 .

El segundo modelo partió del trabajo de Hines y Tarasick [1987] en el cual se calculó el η para una reacción simple en mediciones cenitales. Un punto clave de ese paper es la determinación de una directa relación entre el número de onda vertical y la parte imaginaria de η . Luego, los autores [Tarasick y Hines, 1990] adaptaron el modelo para el caso de mediciones no cenitales y ondas que se propagan en cualquier dirección horizontal. Tarasick y Shepherd [1992a, b] incluyeron, para las emisiones de $O_2(b^1\Sigma_g^+)$ y de OH, respectivamente, diferentes mecanismos químicos y de desactivación no radiativa ("quenching").

En un reciente trabajo [Walterscheid *et al.*, 1994] se demuestra la equivalencia formal de ambos modelos para el caso de ondas sin atenuación. Sin embargo, los resultados numéricos de los dos modelos son muy distintos.

El objetivo del presente trabajo es hacer un estudio detallado de ondas gravitatorias, incluyendo la marea, a partir de datos de intensidades y temperaturas rotacionales de OH(6-2) y de $O_2(b^1\Sigma_g^+)(0-1)$ obtenidas en mediciones propias.

El trabajo está organizado de la siguiente forma:

En el capítulo 2 se discuten las características del instrumento y la técnica de medición. En el siguiente capítulo se hace un relevamiento de los datos obtenidos en las diferentes campañas de medición y se discuten características de las variaciones lentas, de los promedios nocturnos y de los promedios totales de cada campaña. Después, se presenta el método de análisis espectral de los datos. En el capítulo 5 se resumen puntos salientes del modelo de Hines, Tarasick y Shepherd, importantes para la discusión siguiente. Se extiende este modelo, al incluir las fuerzas de Coriolis y se discute su aplicabilidad a la marea semidiurna. En el capítulo 6 se dan los resultados con respecto a la marea semidiurna, comparándolos con otras mediciones y modelos. Finalmente, se discuten los resultados obtenidos acerca de las ondas gravitatorias.