

CAPÍTULO 1

UNA INTRODUCCIÓN BREVE AL PLANETA JÚPITER

1.1 INTRODUCCIÓN

Las atmósferas de los planetas exteriores del Sistema Solar (Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno), pueden considerarse como unos laboratorios naturales en los que poner a prueba los conocimientos existentes sobre meteorología y los diversos modelos que intentan explicar su dinámica y comportamiento, pero imponiendo condiciones de contorno diferentes a las existentes en la Tierra. Dichas condiciones incluyen fuentes de energía y sus mecanismos de disipación, tamaño, composición química, velocidades de rotación, etc. Siempre sin perder de vista que esos otros “laboratorios gigantes” están caracterizados por algunos parámetros físicos todavía muy mal conocidos, como por ejemplo la estructura interna (ecuación de estado a altas presiones y temperaturas), en la que se puede incluir gradientes de composición química, opacidades, etc. El caso de Júpiter es especialmente atractivo ya que se trata del planeta gigante más fácilmente observable desde la Tierra, con una meteorología tremendamente rica comparada con la de los otros planetas de su grupo, que en muchas ocasiones es incluso reconocible con telescopios modestos desde la superficie terrestre.

Desde los comienzos del uso del telescopio como instrumento de observación astronómica Júpiter siempre ha atraído la atención de los observadores, pero su observación sistemática no empezó hasta mediados del siglo XIX. Desde entonces y durante muchas décadas, hasta bien entrada la segunda mitad del siglo XX, los estudiosos del planeta se dedicaron a llevar prácticamente un registro puramente descriptivo, pero muy valioso hoy en día, de la morfología de los fenómenos que mostraba su atmósfera. Sin embargo la situación cambió radicalmente a partir del inicio de la exploración espacial del Sistema Solar exterior con las sondas Pioneer 10 y 11 entre 1973 y 1974. Estas sondas sobrevolaron Júpiter transmitiendo por primera vez información relevante sobre la atmósfera de Júpiter incluyendo su composición química, estructura térmica vertical, perfil meridional de radiación de energía, etc. Ahora bien, la revolución de los estudios del Sistema Solar exterior vino con los viajes de las sondas Voyager 1 y 2 a partir de 1979 (Figura 1.1). No solamente desde el punto de vista de la dinámica de las atmósferas de los planetas gigantes, sino también desde otros campos como son el estudio de las magnetosferas, geología planetaria, etc. En particular algunos experimentos permitieron caracterizar mucho mejor la atmósfera de Júpiter, como por ejemplo las pruebas de radio ocultación que sirvieron para obtener medidas precisas del perfil térmico vertical de la atmósfera, o las observaciones tomadas con el instrumento IRIS

(espectrómetro de interferometría infrarroja), que también aportaron información sobre la estructura térmica de la atmósfera y su composición química. Por otro lado las imágenes tomadas en diversas longitudes de onda desde el ultravioleta al infrarrojo proporcionaron datos suficiente como para determinar por primera vez con precisión el perfil zonal de vientos (Limaye, 1986) y la estructura dinámica detallada de algunos fenómenos morfológicos locales (campos de velocidad de la Gran Mancha Roja y WOS, etc., ver Smith y col., 1979a y 1979b).

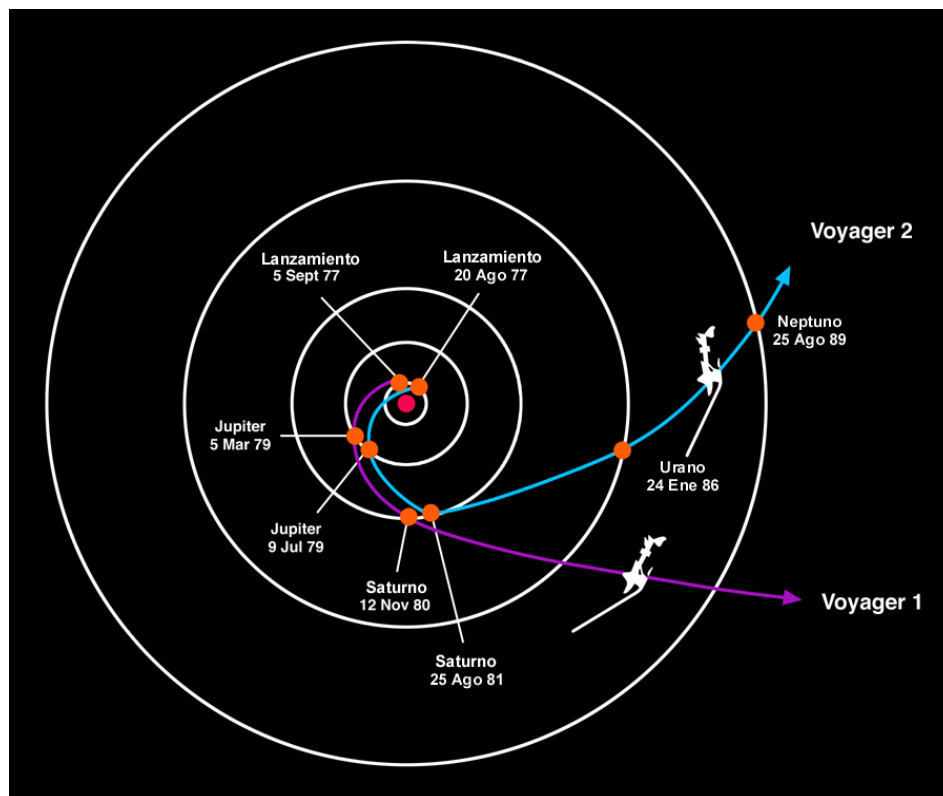


Figura 1.1 La especial configuración de Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno permitió a los Voyager “saltar” de un planeta al siguiente sin la necesidad de un sistema de propulsión excesivamente grande. El sobrevuelo de cada planeta permite acelerar la nave y modificar su trayectoria en dirección hacia el planeta siguiente. Utilizando esta técnica de navegación, un viaje “convencional” a Neptuno ve reducido su tiempo de cruce de 30 años a tan sólo 12.

La misión Galileo, exclusivamente dedicada a Júpiter, permitió obtener observaciones con una mayor resolución espacial y temporal, pero una avería de la antena principal de comunicaciones recortó los objetivos de observación del planeta en un 90%. Tal vez la aportación más importante fue el conjunto de mediciones in situ de la sonda atmosférica que se dejó caer en la atmósfera de Júpiter y que transmitió información hasta una profundidad de 24 bares antes de su destrucción. La última misión espacial que ha aportado datos actualizados sobre Júpiter y su sistema ha sido la Cassini (Porco y col. 2003). La sonda Cassini, cuyo objetivo fundamental es el estudio de Saturno y su sistema de satélites y anillos, fue lanzada en 1997. Tras un viaje de tres años sobrevoló Júpiter entre finales del año 2000 y principios del 2001. En diciembre de 2000 pasó a algo menos de 10 millones de kilómetros del planeta gigante, y durante unos seis meses envió imágenes y datos de Júpiter, sus satélites y el

sistema de anillos. En lo que respecta a los estudios atmosféricos, la resolución máxima de las imágenes de 58 km/píxel no llegó al nivel de detalle proporcionado por las misiones Galileo y Voyager, sin embargo, la larga duración del sobrevuelo, la elevada capacidad de transmisión y de almacenamiento enormemente mermadas en la misión Galileo, y el estudio en un amplio intervalo de longitudes de onda situadas entre el infrarrojo cercano y el ultravioleta del Cassini Image Science Subsystem (ISS), suministraron la visión global del planeta más completa desde la era Voyager entre octubre de 2000 y marzo de 2001.

Aparte de las misiones Galileo y Cassini, las observaciones realizadas desde el espacio por el Telescopio Espacial Hubble, así como desde otros telescopios situados sobre la superficie terrestre, han permitido recoger una gran cantidad de datos con los que se siguen acotando y perfeccionando los modelos dinámicos del planeta y también desarrollar modelos nuevos con la finalidad de conocer el estado de las capas de la atmósfera situadas por debajo del techo de nubes, inaccesibles a la observación remota.

1.2 EL PLANETA JÚPITER

Júpiter es el quinto planeta por orden de distancia al Sol, y muestra toda una serie de propiedades físicas que lo convierten en un mundo completamente diferente de los planetas terrestres. Júpiter es con diferencia el mayor planeta del Sistema Solar, ya que acumula el 71% de toda la masa conocida no condensada en el Sol. Su diámetro ecuatorial es de alrededor de 143.000km, y su masa, en términos absolutos, es unas 300 veces superior a la de nuestro planeta. El planeta gigante tarda 11,9 años en dar una vuelta al Sol a una distancia media de 5,2 unidades astronómicas. Durante la oposición, Júpiter se sitúa a unos 630 millones de kilómetros de la Tierra y presenta un tamaño aparente de 50 segundos de arco. La Tabla 1.1 resume la lista de parámetros físicos que caracterizan al planeta.

Tabla 1.1 Datos físicos del planeta Júpiter	
Masa (Tierra = 1)	318
Radio ecuatorial (km)	71.492
Densidad media (g/cm ³)	1.33
Distancia media al Sol (km)	778.330.000
Período de rotación (días)	0,41354
Excentricidad orbital	0,0483
Inclinación del eje de rotación (grados)	3,13
Gravedad superficial (m/sec ²)	22,9

1.2.1 COMPOSICIÓN QUÍMICA

A grandes rasgos, la composición química de Júpiter es muy parecida a la del Sol, lo que significa que las especies químicas más abundantes son el hidrógeno y el helio en proporción muy cercana a los valores solares. Es una

hipótesis generalmente aceptada, que la proporción en la que se encuentran las diferentes sustancias en Júpiter debe ser similar a la que poseía la parte de la nebulosa solar primitiva de la que se originó.

La baja densidad de Júpiter de tan sólo $1,33 \text{ gcm}^{-3}$ sostiene la idea de una composición química basada en el hidrógeno y el helio. El grueso de la masa del planeta no puede dar un valor de densidad tan bajo si otros elementos más pesados se encuentran presentes en una proporción significativa, como por ejemplo es el caso de la Tierra, cuya densidad media de $5,52 \text{ gcm}^{-3}$ indica la presencia en su interior de metales como el hierro y el níquel. El hecho de que Júpiter esté prácticamente constituido por una mezcla de estos dos elementos ligeros implica que el planeta debe ser fluido, un vasto océano de hidrógeno. Por tanto no posee una corteza sólida como la Tierra y se acepta que tal propiedad es la responsable de la complejidad de la dinámica atmosférica observada al nivel del techo de nubes.

Las primeras sustancias químicas que se detectaron en Júpiter, el metano (CH_4) y el amoníaco (NH_3), lo fueron usando técnicas espectroscópicas desde observatorios situados sobre la superficie terrestre. El espectro solar reflejado por la atmósfera de Júpiter reveló la existencia de bandas de absorción debido a la presencia de estas dos moléculas. Tuvieron que pasar 30 años para que el hidrógeno pudiese ser detectado. Junto con el metano y el amoníaco, el agua (H_2O) y el sulfuro de hidrógeno (H_2S) son los principales trazadores atmosféricos, y todos ellos presentan energías de absorción desde la región ultravioleta al infrarrojo lejano dentro ya de la zona de emisión térmica. Las medidas realizadas por la Sonda Galileo permitieron calcular de forma precisa la abundancia de las principales sustancias químicas. La Tabla 1.2 (Sánchez-Lavega y col. 2004, para el Sol los datos están calculados a partir de las masa fraccionales de H y He dada por Allen (1973)) refleja dichos resultados junto con sus equivalentes para el resto de los planetas gigantes y el Sol.

Tabla 1.2					
Abundancias químicas en volumen de las principales sustancias que componen las atmósferas de los planetas gigantes y el Sol. Las sustancias que condensan están sombreadas en gris.					
Gas	Sol	Júpiter	Saturno	Urano	Neptuno
Principales sustancias					
H_2	0.835	0.864	0.963	0.85	0.79
He	0.165	0.136	0.034	0.15	0.21
Sustancias condensables					
H_2O	-	1.7×10^{-3}	1.7×10^{-3}	1.7×10^{-3}	1.7×10^{-3}
CH_4	-	2.1×10^{-3}	4.5×10^{-3}	0.02	0.02
NH_3	-	2.0×10^{-4}	2.0×10^{-3}	2.0×10^{-4}	2.0×10^{-4}
H_2S	-	2.2×10^{-3}	4.0×10^{-3}	3.7×10^{-5}	1.7×10^{-3}
NH_4SH	-	3.6×10^{-5}	3.6×10^{-5}	3.6×10^{-5}	3.6×10^{-5}

Aunque el hidrógeno es cerca de 1000 veces más abundante que el metano, este último presenta una banda de absorción muy intensa cerca de los 890 nm. A esa longitud de onda la atmósfera de Júpiter es muy opaca a la radiación

solar, y esta es absorbida antes de alcanzar la mayoría de las formaciones nubosas del techo de nubes. Únicamente las nubes más altas son capaces de reflejar una fracción significativa de la radiación incidente. Por esta razón es muy frecuente que se usen filtros interferenciales con una banda de paso centrada en los 890 nm para estudiar el planeta, ya que da una idea de a qué altura se encuentran las diferentes formaciones nubosas. El examen del planeta a otras longitudes de onda también da información de la distribución vertical de aerosoles, sustancias químicas y partículas en suspensión en la estratosfera y la alta atmósfera. Estas sustancias son responsables de los procesos de absorción y dispersión ("scattering"), y la comparación con modelos de transporte radiativo es útil para determinar su distribución vertical. Todos estos procesos tienen un gran efecto en el aspecto que presenta el planeta cuando se toman imágenes a diferentes longitudes de onda. Por ejemplo la Figura 1.2 muestra dos imágenes tomadas con el Telescopio Espacia Hubble, una en luz visible y la otra en la banda de absorción del metano.

Como ya se ha comentado, no fue posible realizar un análisis químico directo hasta que la Sonda Galileo penetró el techo de nubes de Júpiter. Los resultados aportados por los instrumentos NMS (Neutral Mass Spectrometer) y el HAD (Helium Abundance Detector), indicaron que las abundancias del hidrógeno y del helio son muy parecidas a las solares. Los átomos de carbono y otros elementos más pesados como los de azufre, el fósforo, el criptón, xenón, etc., aparecieron con una abundancia triple a la solar. Toda esta información podría ser una prueba significativa de cuál fue la composición química de la nebulosa primitiva durante la formación del Sistema Solar. El poderoso campo gravitatorio de Júpiter ha permitido retener los gases ligeros que formaban la nebulosa primitiva, mientras que estos mismos gases se evaporaron de las atmósferas de planetas más pequeños como la Tierra al espacio. La sobreabundancia de carbono y otros elementos pesados apoya la idea de acreción de planetésimos durante la formación de los planetas (Niemann y col., 1996). Este exceso puede explicarse si se tiene en cuenta la contribución aportada por asteroides y cometas durante los episodios de intensos bombardeos al principio de la historia del Sistema Solar. También existe una anomalía en la abundancia de helio comparada con los valores solares. Los resultados de la Sonda Atmosférica muestran una ligera subabundancia de este gas. Quizás en Júpiter exista un mecanismo de precipitación que esté llevando el helio hacia el interior del planeta (Zahn y Hunten, 1996).

Un aspecto importante a considerar desde el punto de vista termodinámico es la distribución del hidrógeno en las variedades *orto* y *para*. Estos son dos estados del hidrógeno molecular que dependen de la orientación relativa de los dos espines del protón. La variedad *orto* aparece cuando ambos espines son paralelos, mientras que la variedad *para* cuando son antiparalelos. Macroscópicamente, las variedades *orto* y *para* se comportan como dos gases con diferentes calores específicos (por ejemplo c_p si consideramos el calor específico a presión constante). A temperaturas superiores a 300K las proporciones en equilibrio de orto y para-hidrógeno son 3:1. Por debajo de los

300K las proporciones de ambas variedades es una función fuertemente dependiente de la temperatura.

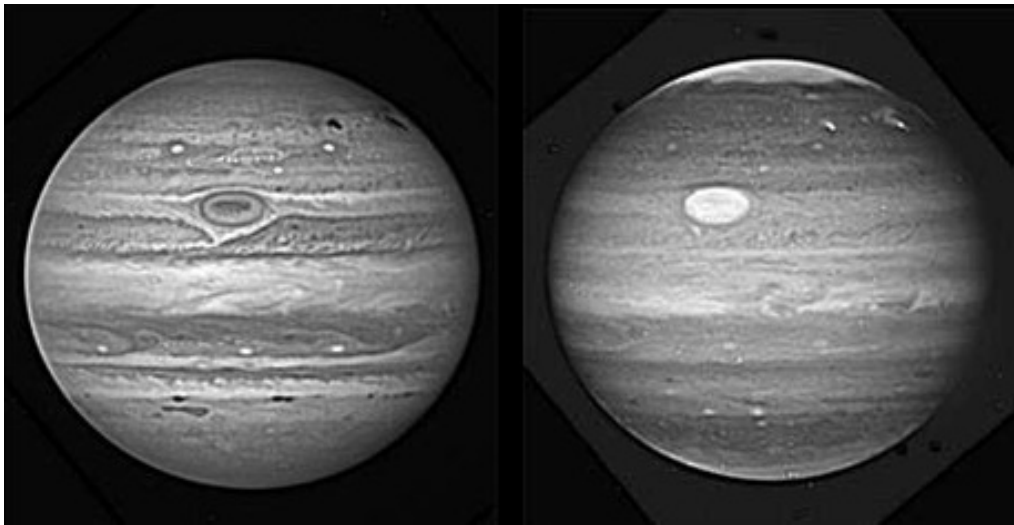


Figura 1.2 Imagen del mismo hemisferio del planeta tomada en luz azul (izquierda, 430nm) por el HST el 17 de julio de 1994, y metano (derecha, 890nm), poniendo de manifiesto una gran diferencia de aspecto. En primer lugar, la Gran mancha Roja es el detalle más brillante a 890nm. El techo de nubes de esta formación se sitúa a mayor altitud que el resto de las nubes circundantes. En la imagen tomada a 430nm pueden distinguirse dos manchas negras en la parte superior derecha. Dichas manchas están formadas por los restos en forma de aerosoles liberados en la alta estratosfera por el impacto de dos fragmentos del cometa Shoemaker-Levy 9. Los mismos detalles aparecen como manchas brillantes en la imagen de la derecha. Los aerosoles fueron dispersados durante el impacto muy por encima del techo de nubes, por lo que son capaces de reflejar eficientemente la radiación solar antes de que sea absorbida por el metano. Es interesante comparar ambas imágenes y establecer una correspondencia entre los mismos detalles visibles simultáneamente en las bandas azul del espectro visible e infrarroja de absorción del metano.

1.2.2 EL BALANCE ENERGÉTICO Y EL PERFIL VERTICAL DE TEMPERATURA

Júpiter emite casi el doble de energía que recibe del Sol, por lo que debe poseer una fuente de energía interna, seguramente derivada de los restos de la conversión de energía potencial gravitatoria en calor durante la contracción de la nebulosa primordial que formó el planeta. Los datos enviados a la Tierra por los Pioneer 10 y 11 durante sus encuentros con Júpiter, mostraron que prácticamente no existe gradiente térmico entre el ecuador y los polos como muestra la Figura 1.3. La Figura 1.4 muestra el espectro de energía emitido por Júpiter (Hanel y col., 1981). El máximo sombreado en la parte izquierda de la gráfica es la energía solar reflejada centrada alrededor de la porción visible del espectro. El máximo mucho más grande a la derecha es la energía térmica radiada por el planeta.

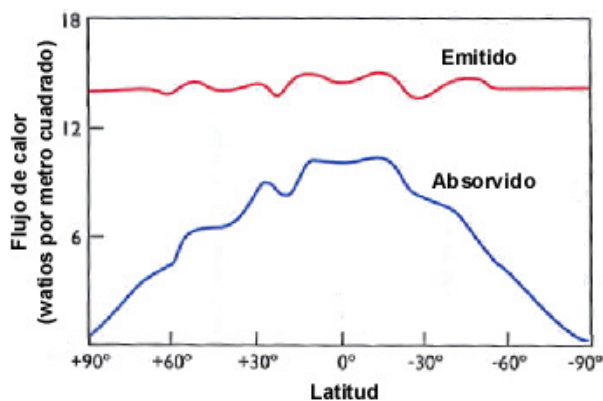


Figura 1.3 Energía absorbida y emitida por el planeta Júpiter en función de la latitud.

Gracias a los experimentos de radio ocultación por las sondas interplanetarias Voyager (Lindal et al., 1981), fue posible determinar el perfil vertical de temperatura en función de la presión que se muestra en la figura 1.5. El perfil térmico depende de la cantidad de calor almacenado en cada capa horizontal y de la forma dominante en que el calor es transportado a las capas adyacentes. En Júpiter, al igual que en la Tierra, (ver de nuevo la Figura 1.5) el nivel aproximado de 100 mbar señala la frontera entre dos regiones diferentes de acuerdo con los mecanismos de transporte de calor.

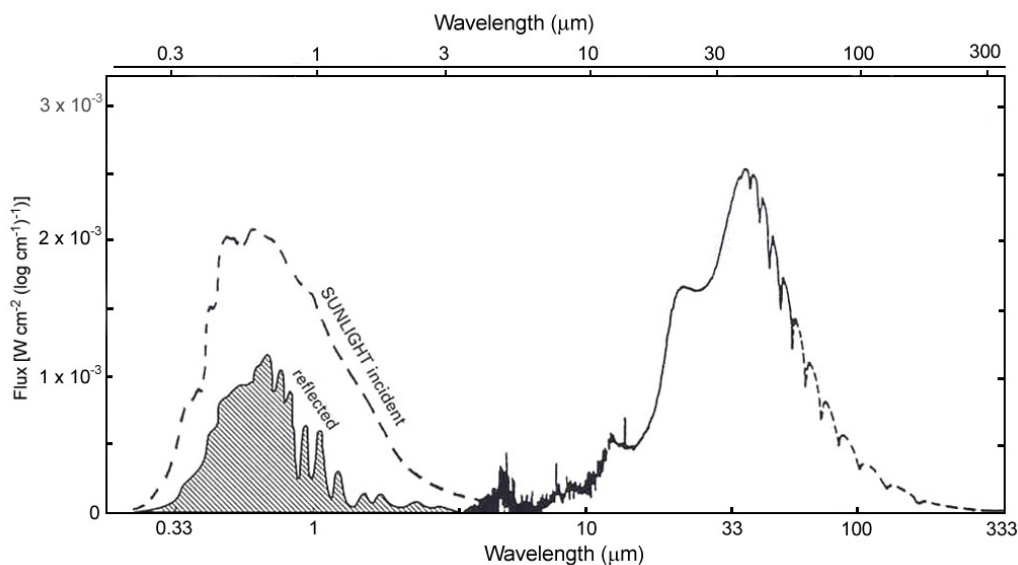


Figura 1.4 Espectro de Júpiter desde el ultravioleta a longitudes de onda submilimétricas. La parte de la izquierda muestra la radiación solar incidente y reflejada por Júpiter, mientras que la parte derecha muestra la radiación infrarroja emitida que escapa del interior del planeta, y que equivale a la de un cuerpo negro a 125K (Figura tomada de Hanel y col. 1981).

Por encima del nivel de 100 mbar, el principal mecanismo de transporte es el radiativo y la temperatura de la atmósfera aumenta con la altura. Ya que el aire más frío y pesado se sitúa por debajo del aire más cálido, y por tanto más ligero, esta porción de la atmósfera está estratificada de forma muy estable y apenas existen desplazamientos verticales de las burbujas de aire. Por dicha razón esta parte de la atmósfera se denomina *estratosfera*. En la Tierra, la explosiones nucleares y las erupciones volcánicas masivas, capaces de lanzar cantidades significativas de material a la estratosfera, muestran que los

aerosoles pueden permanecer durante largo tiempo (de 1 a 2 años) antes de ser transportados a la superficie. Los restos del cometa Shoemaker-Levy 9 depositados en la estratosfera de Júpiter después de impactar con el planeta también permanecieron en suspensión durante casi un año.

Por debajo del nivel de 100 mbar la opacidad de la atmósfera es suficientemente alta como para que el mecanismo más eficiente de transporte de calor entre capas adyacentes sea la convección. En este caso los desplazamientos verticales de las burbujas de aire pueden ser muy vigorosos. Esta parte de la atmósfera es conocida como *troposfera*. Si la composición química es constante en toda la región, una muy buena aproximación en la Tierra y en Júpiter es suponer que el desplazamiento vertical de burbujas de aire es adiabático, con lo que puede demostrarse fácilmente para aire seco que el perfil de temperatura está invertido con respecto al de la estratosfera, y que por tanto la temperatura decrece desde los niveles más bajos a más alta presión hacia los más altos a más baja presión, hasta el nivel de 100mbar a partir del cual la tendencia de la temperatura a seguir decreciendo se invierte.

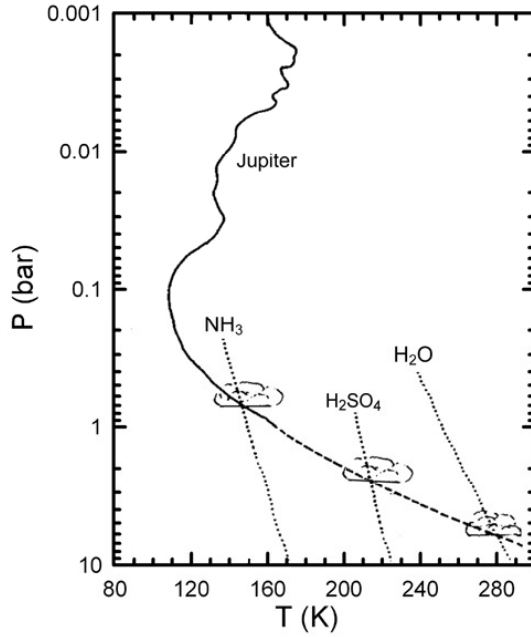


Figura 1.5 Perfil térmico vertical de la atmósfera superior Júpiter. Las líneas de puntos indican las curvas de saturación de las especies químicas condensables. También se indican los niveles a los que se forman los distintos tipos de nubes.

Supongamos que tenemos una burbuja de aire ascendente. Dada la primera ley de la termodinámica

$$de = \delta q - p dv, \quad (1.1)$$

donde e es la energía interna específica (energía interna por unidad de masa), p es la presión, v es el volumen específico y δq es el calor específico añadido a la burbuja de aire. Si la burbuja de aire asciende (o desciende) adiabáticamente, entonces δq es cero. Además, para un gas ideal $de = c_v dT$, donde c_v es el calor específico a volumen constante y T la temperatura. Por tanto

$$c_v dT = -p dv. \quad (1.2)$$

Utilizando la ecuación de los gases perfectos, $p v = R T$ donde R es la constante del gas para la mezcla, y la relación $c_p = c_v + R$, se obtiene

$$c_p dT = v dp. \quad (1.3)$$

Si la ecuación de los gases perfectos se vuelve a usar para eliminar v , resulta la siguiente relación final entre T y p :

$$\frac{d \ln T}{d \ln p} = \frac{R}{c_p}. \quad (1.4)$$

Así que al decrecer la presión con la altura, la temperatura debe también disminuir a un ritmo proporcional a R/c_p .

Este resultado puede entenderse fácilmente desde un punto de vista cualitativo, si pensamos que una burbuja de aire se enfría a medida que se expande adiabáticamente cuando se mueve desde niveles de mayor presión a regiones de presiones más bajas. El perfil de temperatura resultante en el que el aire caliente se sitúa por debajo del aire más frío puede volverse inestable bajo determinadas circunstancias, y es en gran parte responsable del tiempo atmosférico que experimentamos en la Tierra.

Volviendo a $c_p dT = v dp$, dp puede sustituirse por $-\rho g dz$ si se considera que la atmósfera está en equilibrio hidrostático, lo que en general es una aproximación excelente. Por tanto

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p}, \quad (1.5)$$

lo que nos dice que la temperatura decrece con la altura al ritmo de $-g/c_p$, denominado como el *gradiente de temperatura de aire seco*. Para la troposfera de la Tierra el gradiente de temperatura de aire seco es de -10 grados por kilómetro. En Júpiter este valor es de unos -2 grados por kilómetro. En la atmósfera real también existen sustancias condensables tales como el agua (Tierra y Júpiter), y el NH_3 y el NH_4SH (Júpiter), que liberan calor latente cuando se produce condensación. Este efecto, si es tenido en cuenta, disminuye el gradiente de temperatura de aire seco dando lugar al *gradiente de temperatura de aire húmedo*. En la Tierra dicho gradiente es de -6 grados por kilómetro. En los modelos numéricos de la atmósfera de Júpiter que se describen más adelante en este trabajo, utilizaremos el gradiente de temperatura de aire húmedo.

1.2.3 LA ESTRUCTURA NUBOSA

Si se conoce la estructura térmica de la atmósfera, su composición química y la abundancia de cada especie, es posible predecir la estructura nubosa que

poseerá la atmósfera a partir de la ecuación de Clausius-Clapeyron, es decir, los niveles verticales o de presión a los cuales se producirá condensación de las diferentes especies condensables y por tanto dónde se formarán las nubes. Esto sucederá allí donde la presión parcial de una determinada especie sea igual o superior a la presión de vapor de saturación.

Los condensables más abundantes en la atmósfera de Júpiter son el amoníaco (NH_3), el hidrosulfuro de amonio (NH_4SH), y el agua (H_2O). Los modelos apuntan a la existencia de tres capas nubosas (Banfield y col. 1998, Carlson y col. 1987, Weidenschilling y col. 1973, West y col. 1986). Estos indican que el agua condensa formando nubes de cristales de hielo a un nivel de presión entre 4 y 6 bares a una temperatura de unos 250K, mientras que el hidrosulfuro de amonio lo hace a presiones de unas 2,5 atmósferas a la temperatura ambiente de 210K. Por encima de dichos niveles la atmósfera joviana queda empobrecida en agua e hidrosulfuro de amonio pero al amoníaco sigue estando presente formando la capa de nubes más alta. El amoníaco forma nubes de cristales de hielo cuya base se sitúa a un nivel de presión de 0,6 – 0,7 bares ($T \sim 140 \text{ K}$). La capa de nubes de amoníaco es la única visible desde el espacio ya que oculta la visión de las otras dos situadas a niveles más profundos (Ver nuevamente la Figura 1.5). La Figura 1.6 indica la altitud y densidad de las nubes de acuerdo con los resultados obtenidos a partir de modelos termoquímicos.

Un misterio a resolver es la naturaleza de los agentes colorantes que tiñen las formaciones nubosas del planeta. Júpiter es posiblemente el planeta que presenta una mayor variedad cromática. Generalmente los colores van del blanco al rojo pasando por el amarillo, marrón y naranja. Sin embargo el color de las nubes de cristales de amoníaco puro es blanco, por lo que el aspecto del planeta desde el espacio debería ser el de una bola brillante blanca. Se supone que las sustancias químicas responsables de los cambios de coloración de las nubes podrían ser compuesto orgánicos y de azufre que contaminan las nubes a muy baja concentración, lo que impide su detección remota, y que se encuentran permanentemente fuera del equilibrio químico y en constante regeneración (Owen y col. 1981, Simon 2001).

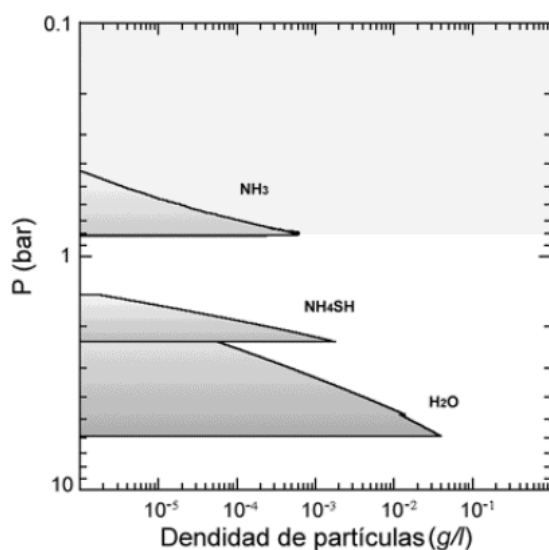


Figura 1.6 Situación en altura y densidad de las principales nubes en Júpiter según cálculos a partir de modelos termoquímicos. La zona gris indica la presencia de una capa de niebla.

Las diferentes capas de nubes tienen una influencia importante en las propiedades térmicas de la atmósfera capaz de alterar el gradiente térmico vertical. En primer lugar por su capacidad de liberar calor latente durante su condensación y formación, y en segundo lugar porque las nubes reflejan y absorben parte de la radiación solar, alterando la deposición de energía en las regiones de la atmósfera donde se encuentran.

1.3 EL PROBLEMA DE LA CIRCULACIÓN GLOBAL EN LOS PLANETAS GIGANTES

Los planetas gigantes del Sistema Solar se pueden clasificar, de acuerdo con su tamaño y propiedades, en dos grupos: el grupo de los “gigantes gaseosos” constituido por Júpiter y Saturno, y el de los “gigantes de hielo” formado por Urano y Neptuno. Su aspecto en las imágenes tomadas a longitudes de onda comprendidas entre el ultravioleta (~ 200 nm) y el infrarrojo cercano (~ 5 μ m), está dominado por la reflexión difusa de la luz solar (dispersión y absorción) de los gases y partículas, que para el caso del techo de nubes de Júpiter por ejemplo, hemos visto que se sitúa alrededor de los 0.6 – 0.7 bares. El seguimiento de pequeñas estructuras nubosas, como ya veremos con mucho más detalle en capítulos sucesivos, permite medir los movimientos atmosféricos al nivel del techo de nubes. Las velocidades del viento se miden con respecto a la rotación del campo magnético, supuestamente anclado al interior del planeta y por consiguiente considerado como el auténtico período de rotación. Las observaciones muestran que la circulación global de los gigantes gaseosos está dominada por un sistema de corrientes en chorro zonales, es decir, dirigidas a lo largo de círculos paralelos al ecuador que alternan su dirección con la velocidad (Figura 1.7). Por consiguiente pueden ser descritos de la forma aproximada, si se ignora el achatamiento polar, como una función estrictamente de la latitud φ

$$U = u(\varphi), \quad (1.6)$$

donde U y u son la velocidad en la dirección este-oeste.

Hay 8 y 4 corrientes en chorro por hemisferio dirigidas hacia el este en Júpiter y Saturno respectivamente. Sin embargo, una de las características más notables es la existencia de un corriente en chorro ecuatorial muy ancha en latitud dirigida hacia el este, cuyas velocidades máximas alcanzan los ~ 150 ms^{-1} en Júpiter y los ~ 500 ms^{-1} en Saturno (aproximadamente $2/3$ de la velocidad de propagación del sonido). Por el contrario, Urano y Neptuno sólo muestran una corriente en chorro dirigida hacia el este a latitudes medias, y otra corriente muy amplia dirigida en sentido contrario, hacia el oeste centrada en el ecuador que muestra velocidades del orden de hasta -400 ms^{-1} en el caso de Neptuno Figura 1.8).

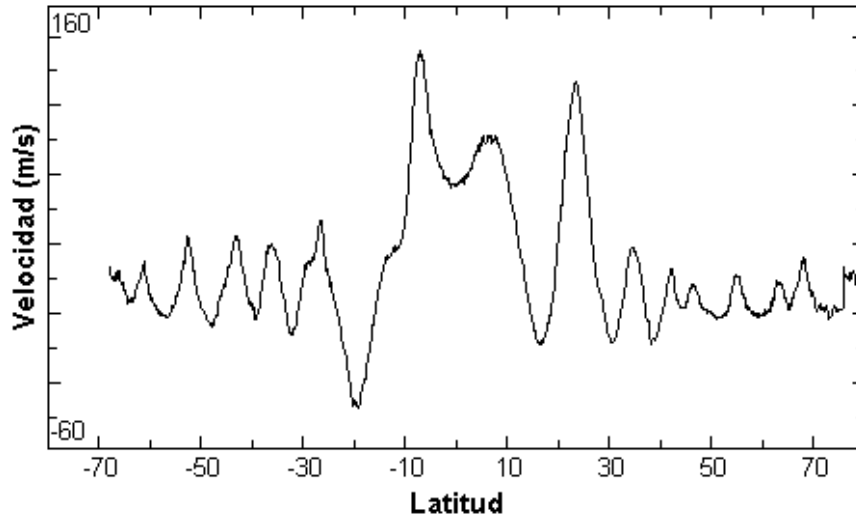


Figura 1.7 Perfil zonal de vientos del planeta Júpiter según García-Melendo y Sánchez-Lavega (2001), obtenido a partir de imágenes tomadas en luz visible por el Telescopio Espacial Hubble (véase capítulo 4).

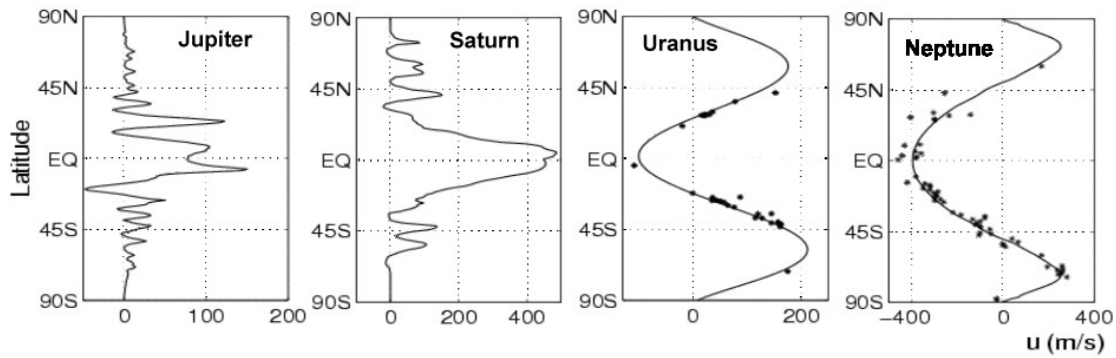


Figura 1.8 Comparación de los diferentes perfiles zonales de vientos de los cuatro planetas gigantes del Sistema Solar según Sukorianski y col. (2002).

1.3.1 ESTRUCTURA VERTICAL DE LOS VIENTOS ZONALES

El paso por Júpiter de la sonda Cassini durante la víspera del año nuevo de 2001 sirvió para medir el mapa de temperaturas de la alta atmósfera de Júpiter, lo que ha permitido reconstruir la cizalla vertical del viento a partir de la ecuación del viento térmico (Flasar y col. 2004, ver Figura 1.9), ampliamente usada en meteorología (Holton, 1992). Esta ecuación se obtiene de las ecuaciones de Navier-Stokes para un fluido en rotación suponiendo la existencia de equilibrio geostrófico e hidrostático

$$\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{g}{fR_p T} \left(\frac{\partial T}{\partial \varphi} \right)_p. \quad (1.7)$$

En esta expresión u es la velocidad zonal, z es la altura geométrica, g es la aceleración de la gravedad, $f=2\Omega \sin(\varphi)$ es el parámetro de Coriolis $2\Omega \sin \varphi$, R_p es el radio del planeta, T es la temperatura y φ es la latitud. Integrando (1.7) puede deducirse el perfil zonal de velocidades para una presión arbitraria P sobre la cima de las nubes, obteniéndose

$$u_p(P) \approx u_{nubes} - \frac{g}{fL} \frac{\Delta T}{T} H \ln\left(\frac{P_{nubes}}{P}\right). \quad (1.8)$$

$H = R_g T / \mu g$ es la escala de altura, R_g es la constante universal de los gases perfectos, μ es el peso molecular del gas y L es la longitud de la escala horizontal característica (por ejemplo la anchura del jet). La utilización de la ecuación del viento térmico implica un modelo para el viento zonal de las capas más externas de la atmósferas, en el que la velocidad u puede expresarse como una función separable de la latitud y la presión, es decir

$$u = u(\varphi, p) = f(\varphi)g(p). \quad (1.9)$$

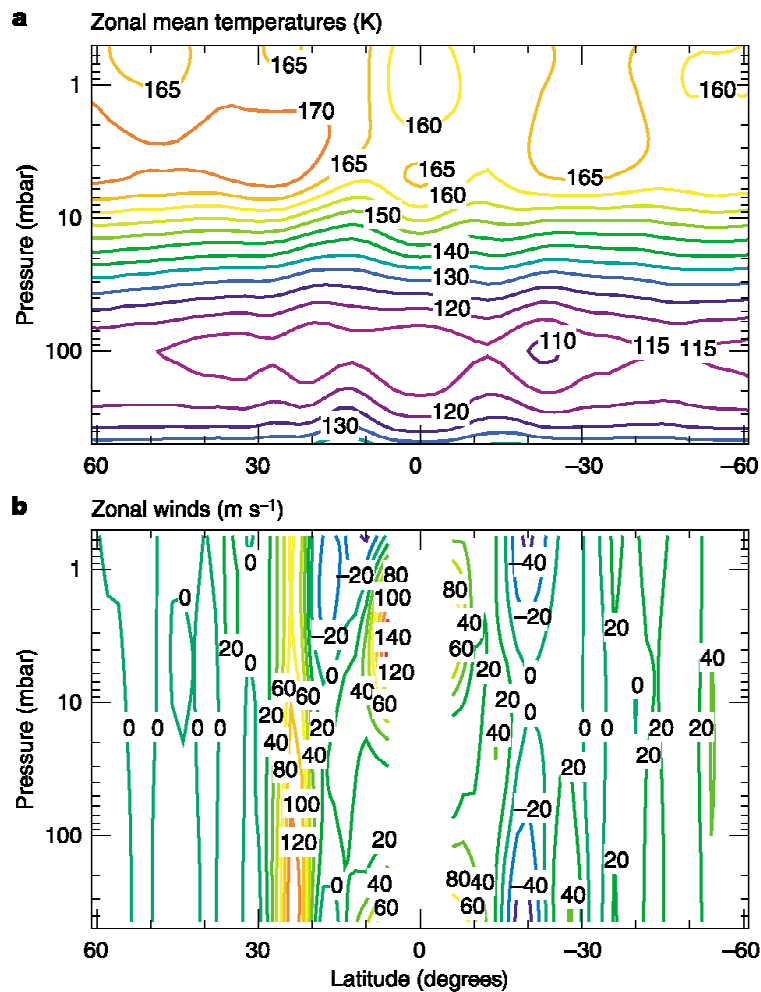


Figura 1.9 a) Campo de temperaturas zonales medias medidas a partir de 500 mbar por la sonda Cassini entre diciembre de 2000 y enero de 2001. b) Campo de vientos zonales reconstruidos a partir de los datos representados en a) según la ecuación del viento térmico (Figura tomada de Flasar y col. 2004)

La medida directa de los vientos obtenida gracias a la Sonda Galileo en diciembre de 1995, permitió determinar que la intensidad del viento crece con la profundidad desde el nivel a 1 bar hasta el nivel a 4 bares, y que a partir de ahí hacia niveles más profundos permanecen constantes, al menos hasta niveles de presión de 24 bares (Atkinson y col. 1998, ver la Figura 1.10). Sin

embargo este resultado no puede extrapolarse a otras latitudes en vista de la meteorología particular de la zona del “hot spot” donde fue a caer la Sonda Galileo a 7°N (Showman e Ingersoll 1998, Showman y Dowling 2000).

1.3.2 DINÁMICA ATMOSFÉRICA: ASPECTOS BÁSICOS

Hasta el momento no existe ninguna teoría globalmente aceptada que pueda explicar el origen de dichos movimientos (Ingersoll, 1990), y los modelos elaborados hasta ahora se encuentran en un estado todavía rudimentario. La solución del problema sigue representando un desafío fundamental para los especialistas de diversas disciplinas (planetología, astrofísica y meteorología), ya que aunque en principio debería ser una solución de las ecuaciones de Navier-Stokes para una esfera de fluido en rotación, todavía no se ha dado con una que sea satisfactoria. He aquí un resumen, a grandes rasgos, del nivel de conocimiento que por el momento se tiene del problema.

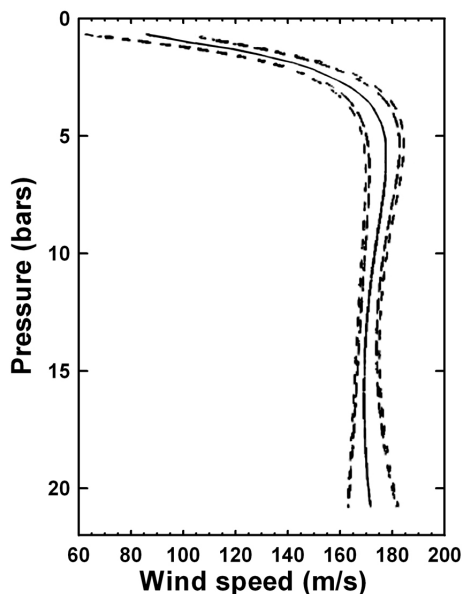


Figura 1.10 Perfil de velocidad vertical obtenido a partir de los datos de la Sonda Galileo durante su descenso en 1995 en la atmósfera de Júpiter en un punto situado a 7°N (tomado de Atkinson y col. 1998). La línea discontinua señala el margen de error de las mediciones de velocidad del viento.

Las propiedades básicas de Júpiter y Saturno son las siguientes.

- (1) Sus diámetros son aproximadamente diez veces el de la Tierra.
- (2) Tienen una velocidad angular de rotación elevada (períodos ~ 10 horas).
- (3) Poseen una fuente de energía interna significativa que proviene básicamente de la disipación lenta del calor acumulado en el interior, probablemente originado durante el período de formación. Los planetas se comportan como cuerpos negros cuyo pico de energía se sitúa en el infrarrojo (ver la Figura 1.4).
- (4) La energía interna liberada es aproximadamente un factor 2 de la radiación solar absorbida.

- (5) Mientras que la radiación solar absorbida depende fuertemente de la latitud del punto subsolar a causa de la inclinación del eje de rotación del planeta, la energía emitida es independiente de la latitud.
- (6) En términos absolutos, la energía térmica total que absorben Júpiter y Saturno es muy pequeña comparada con la recibida por la Tierra (un $1/25$ y $1/100$ respectivamente), pero paradójicamente los vientos son diez veces más intensos.
- (7) Las atmósferas de estos planetas gigantes son profundas, ya que ocupan una fracción importante del radio del planeta, y por otro lado no sufren fricción alguna cuando se comparan con la atmósfera terrestre debida a la ausencia de una superficie sólida.
- (8) Estos planetas se encuentran permanentemente cubiertos de nubes. Las nubes y los elevados espesores ópticos de los aerosoles, son suficientes como para bloquear totalmente el paso de la radiación solar y parcialmente el escape de la radiación infrarroja proveniente del interior. La atmósfera actúa como una lámina opaca a partir de niveles de tan sólo unos pocos bares.
- (9) Los efectos termodinámicos debidos a la liberación de calor latente provenientes de la condensación de nubes y de la conversión orto-para del hidrógeno molecular, podrían tener un efecto importante en la dinámica global de la alta atmósfera.
- (10) La estructura interna de estos planetas, muy mal conocida, debe jugar un papel importante en los movimientos atmosféricos observados. Algunas características importantes de la estructura interna con gran influencia en la dinámica global podrían ser los efectos magnetohidrodinámicos y de fricción en la región de transición entre la capa de hidrógeno líquido molecular y el manto de hidrógeno metálico, y la existencia de diferentes fuentes de opacidad que pudiesen influir en el transporte interno de calor. De acuerdo con los modelos de estructura interna más aceptados, a medida que penetramos hacia el interior planetario, las capas superiores “aplastan” con su masa a las inferiores, con lo que la presión aumenta con la profundidad, y consiguientemente con ella, la temperatura. Estudios recientes (Guillot 1999, Hubbard y col. 2002), demuestran que el hidrógeno molecular se transforma gradualmente en un fluido líquido hasta que, llegadas las presiones cercanas a 1 Mbar y temperaturas de unos 6.000K, la presión rompe la molécula de hidrógeno, separa protones y electrones que quedan en forma de un plasma conductor eléctrico (H^+). No se sabe si la transición del hidrógeno molecular al metálico es gradual o brusca, pero esta debe de producirse según la ecuación de estado que describe el comportamiento del hidrógeno entre 1 y 3 Mbar de presión. Tal situación se produce a una profundidad aproximadamente de 0.8 veces el radio de Júpiter y 0.6 veces el de Saturno (Figura 1.11). La frontera que separa al hidrógeno molecular del metálico se toma como referencia

para la base de la atmósfera. La capa de hidrógeno metálico es además el lugar donde se engendraría el campo magnético y en donde la rotación sería justamente la del interior planetario. Penetrando hacia el interior es posible que ambos planetas posean un núcleo diferenciado formado por una cubierta de “hielos” sobre una esfera de metales y rocas. Aún no hay evidencia experimental de la presencia de este núcleo, que se presupone como un elemento necesario en los modelos que postulan la formación de planetas gigantes a partir de un embrión protoplanetario (una “súper-Tierra”). Con una masa entre 10 y 15 veces la terrestre, esta súper-Tierra habría capturado el hidrógeno de las partes frías exteriores de la nebulosa protoplanetaria, envolviéndola hasta formar el planeta.

Existen muchas preguntas básicas sin resolver. ¿Cómo se genera el sistema de vientos zonales?. ¿Cómo se forma una corriente en chorro ecuatorial tan ancha?. ¿Qué profundidad alcanzan los vientos en el interior del planeta?. El problema se resume en saber cómo puede trabajar una máquina termodinámica que nutriéndose de una fuente de energía térmica tan débil produzca un sistema de vientos zonales con tan alta energía cinética.

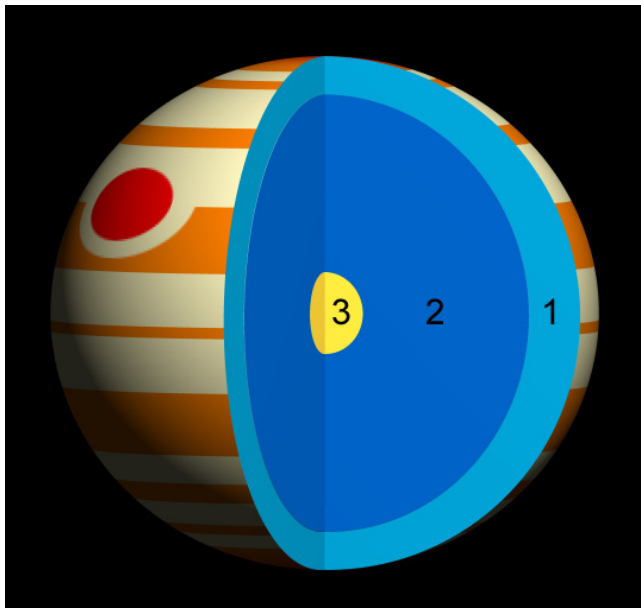


Figura 1.11 Esquema de la estructura interna de Júpiter. 1 Capa externa de hidrógeno molecular. 2 Manto de hidrógeno metálico. 3 Núcleo de roca y hielo o “super Tierra”.

1.3.3 MODELOS DE CIRCULACIÓN GENERAL

Los modelos de circulación general que revisaremos comparten los siguientes aspectos: (1) La geometría del planeta es esférica y posee un radio 10 veces superior al de la Tierra; (2) La disipación tanto viscosa como de energía es muy pequeña; (3) El planeta se encuentra en rápida rotación de forma que las condiciones cuasigeostroóficas son válidas y el número de Rossby presenta valores

$$Ro = \frac{u}{fL} < 1. \quad (1.10)$$

Nuevamente f es el parámetro de Coriolis, y u y L son, respectivamente, los factores de escala de la velocidad del viento y de las dimensiones características a escala sinóptica de por ejemplo las borrascas y anticiclones en la Tierra, o de los vórtices y las anchuras de las corrientes en chorro en Júpiter.

Estos modelos difieren básicamente en la fuente de energía dominante que gobierna los movimientos atmosféricos, y por consiguiente en su extensión en profundidad hacia el interior del planeta. Los dos tipos de modelos principales son los modelos “profundos”, donde la fuente de energía interna es el mecanismo básico que genera los movimientos atmosféricos, con movimientos que se extienden a lo largo de toda la capa de hidrógeno molecular (hasta presiones aproximadas 1 Mbar), y los modelos “superficiales”, que se extienden hasta sólo unos pocos bares por debajo de la capa superior y que tienen a la energía solar como la principal fuente de energía.

1.3.4 MODELOS DE CIRCULACIÓN “PROFUNDOS”

Esta familia de modelos fue introducida por primera vez por Busse (1976). Para un fluido incompresible confinado en una capa esférica que es calentado por debajo y sometido a rápida rotación, las ecuaciones dinámicas del fluido muestran que los movimientos convectivos que transportan el calor desde la base de la capa a la cima de las nubes están sujetos a las restricciones impuestas por teorema de Taylor-Proudman (Pedlosky 1987)

$$\left(2\vec{\Omega} \cdot \nabla \right) \vec{u} = 0. \quad (1.11)$$

Esta ecuación nos dice que el fluido está confinado a moverse en columnas en rotación alrededor del eje de rotación de la capa esférica (sin movimientos verticales a lo largo de las columnas), que a su vez generan una circulación secundaria opuesta en la forma de cilindros concéntricos con el eje de rotación (Figura 1.12).

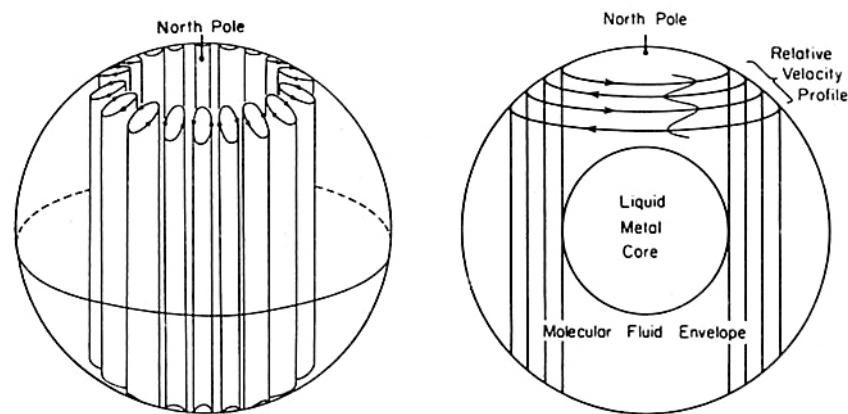


Figura 1.12 Esquema que ilustra los modelos de circulación profunda, columnas de Taylor y circulación cilíndrica, para los planetas gigantes. De Ingersoll y col. (1984).

Los cilindros se forman en la capa de hidrógeno molecular y se supone que no penetran en el manto de hidrógeno metálico. Cuando los cilindros alcanzan la alta atmósfera dan origen a la estructura de corrientes en chorro alternantes. De acuerdo con esta hipótesis, el flujo está gobernado por la fuente de calor interno y se extiende por toda la atmósfera de un hemisferio al otro creando vientos zonales simétricos respecto del ecuador. La inercia de los cilindros es tan elevada (debido a la masa involucrada en los movimientos) que debería ser muy estable en el tiempo. Sin embargo, si la capa de hidrógeno metálico actúa como una barrera impenetrable a los cilindros, los vientos zonales deberían estar limitados en latitud por el cilindro que es tangente en el ecuador a la región de hidrógeno metálico. En otras palabras, los vientos zonales están limitados por el grosor de la capa de hidrógeno molecular (ver la Figura 1.12).

Aunque estos modelos predicen unos vientos zonales simétricos alrededor del ecuador, la manifiesta asimetría observada en el caso de Júpiter (Figura 1.7), puede ser debida a la presencia de fenómenos meteorológicos locales (por ejemplo, ¿la Gran Mancha Roja?), que modifiquen el régimen de vientos zonales en las capas más externas de la atmósfera, como Showman y Dowling (2000) argumentan para el caso del “hot spot” por donde se introdujo la Sonda Galileo.

1.3.5 MODELOS DE CIRCULACIÓN GLOBAL SUPERFICIALES

En estos modelos los movimientos atmosféricos se suponen confinados en las capas externas de la atmósfera (en la “troposfera”), donde se encuentran las principales capas de nubes ya descritas. Esta capa es caldeada de forma diferencial desde el ecuador hasta los polos por la radiación solar, de tal manera que los gradientes meridionales de temperatura resultantes serían los responsables de los movimientos zonales observados, en un medio sin fricción o con una fricción débil de carácter lineal, en equilibrio cuasigeostrófico e hidrostático. Williams (1978, 1985) fue el primero en formular y resolver las ecuaciones para el caso de Júpiter. En general estos modelos suponen que una capa delgada (cuando es comparada con el radio del planeta), y activa desde el punto de vista meteorológico, se encuentra recubriendo otra capa más profunda e inactiva (un “abismo”).

Estos modelos se inicializan con un campo de velocidad bidimensional turbulento que representa la “turbulencia cuasigeostrófica” (Pedlosky, 1987), que evolucionan a través de un proceso conocido como “cascada de energía inversa” (es decir, la fusión de estructuras de menor escala para formar estructuras de mayor escala), hacia un sistema de corrientes en chorro zonales. La Figura 1.13 muestra los mapas del campo de flujo para Júpiter calculados según modelos superficiales por diferentes autores (ver por ejemplo Williams 1978, Cho y Polvani 1996). El principal inconveniente que presentan estos modelos es que la corriente en chorro ecuatorial fluye hacia el oeste en contraposición a la corriente en chorro real. Para conseguir una corriente en

chorro ecuatorial hacia el este debe introducirse una fuente de energía arbitraria en las ecuaciones.

En modelos más avanzados donde se incluye un tratamiento completamente baroclínico (es decir, teniendo en cuenta la estratificación), de la capa delgada meteorológicamente activa en equilibrio hidrostático con diferentes estructuras verticales, y con una disipación viscosa débil de carácter lineal en la capa abisal, son capaces de reproducir el sistema de corrientes en chorro alternadas y la superrotación en el ecuador en el sentido correcto (Williams, 2003). Los cálculos para Júpiter indican que el sistema de corrientes en chorro se extiende hasta unos 200 km en profundidad, aunque el nivel de presión correspondiente a $z=0$ no es suministrado por el autor. Sin embargo, si se fija la presión $P_0=1$ bar para $z=0$, entonces las corrientes en chorro deberían extenderse hasta una profundidad de unos 100 bares. Uno de los principales inconvenientes de este modelo es que predice una migración en latitud del sistema de corrientes en chorro, como respuesta a los cambios estacionales de insolación, lo que no se observa en la práctica. Otro de los problemas de este modelo es que debe imponerse una diferencia de temperatura entre el ecuador y los polos entre 10° y 20° , diferencia que no ha sido observada en la práctica al nivel del techo de nubes (ver nuevamente Figura 1.3).

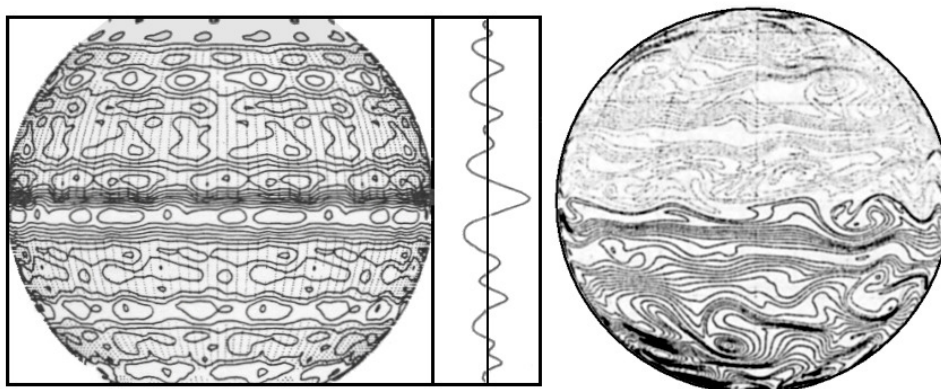


Figura 1.13 Resultados numéricos tras simulaciones de modelos de circulación global superficial. El campo de flujo se representa en la figura de la izquierda por las líneas de corriente, mientras que la figura derecha representa la vorticidad potencial (ver Capítulo 3), según cálculos de Williams (1978) y Cho y Polvani (1996) respectivamente. Para el primer caso también se muestra el perfil zonal de vientos.

1.3.6 OTROS MECANISMOS QUE PODRÍAN ACTUAR SOBRE LA CIRCULACIÓN GENERAL

Es muy posible que haya que tener en cuenta otros aspectos del problema para construir un modelo que pueda explicar de forma satisfactoria el régimen de vientos zonales observado en Júpiter y Saturno. Por ejemplo, los modelos de circulación profunda no incluyen el posible papel que puedan jugar los efectos de los campos magnéticos. Los campos magnéticos de los planetas gigantes se generan en el manto metálico más profundo debido a un mecanismo de dinamo que podrían influir en la rotación profunda de los cilindros (Kirk y Stevenson 1987).

Otras influencias podrían ser debidas a los efectos de marea de los satélites más internos de Júpiter y Saturno (Ioannou and Linzen 1994). Por ejemplo lo produce mareas sobre Júpiter que son 116 veces más intensas que las mareas lunares sobre la Tierra, y Titán tiene un efecto sobre Saturno 5 veces superior al de la Luna sobre nuestro planeta. Las mareas pueden acelerar el flujo zonal en particular si el interior es ligeramente estable con respecto a la convección. Los cálculos muestran que las mareas pueden acelerar la atmósfera de Júpiter alrededor de $1 \text{ cm s}^{-1}/\text{día}$ (Ioannou and Linzen 1994). La idea es sugerente, pero no puede explicar por qué el flujo ecuatorial en Saturno es 5 veces más intenso que el de Júpiter y cómo se alcanza el estado estacionario observado.

Los fenómenos de convección del aire húmedo interno pueden formar tormentas a través de la transformación del calor latente en energía cinética y estos a su vez vórtices. Los vórtices inyectan cantidad de movimiento en la circulación atmosférica a través de un flujo turbulento capaz de acelerar las corrientes en chorro (Smith y Gierasch 1995). Sin embargo los resultados de la sonda Galileo indican claramente que los vientos en Júpiter no están confinados en las regiones por encima del nivel de formación de las nubes de agua (~ 6 bares), sino que se genera en regiones más profundas. Sin embargo otros tipos de nubes podrían formarse a niveles más profundos, por ejemplo a los niveles de temperatura entre 300K y 2000K (Fegley y Lodders 1994). Estas nubes podrían tener efectos importantes en la dinámica más profunda, estabilizando las capas de fluido a niveles intermedios y actuando como fuentes de opacidad para los procesos de transporte de energía. Estas y otras consideraciones deberían ser tenidas en cuenta en modelos futuros más completos.

1.4 PROPÓSITO Y OBJETIVO DE ESTA TESIS

Como ya se ha visto, uno de los problemas más importantes en el estudio del planeta, es conocer la naturaleza de la intensa circulación de los vientos zonales (a lo largo de los paralelos) con dirección alternante hacia el este y el oeste, y dominada por una intensa corriente en chorro ecuatorial. Con la finalidad de aportar un mayor conocimiento a dicho problema e intentar determinar cómo se comporta la atmósfera de Júpiter por debajo del techo de nubes, en este trabajo se describe la investigación realizada a través del estudio de los vientos y su modelación. El procedimiento seguido ha sido el siguiente:

- 1- *Estudio de la estabilidad temporal del perfil zonal de vientos de Júpiter.* Estudio global de los vientos zonales para determinar su estabilidad a una escala temporal superior, de varios años, a la observada en 1979 durante las misiones Voyager (el conjunto de datos suministrado posteriormente por la sonda Cassini también es limitado en el tiempo). El objetivo de esta parte del trabajo es recoger argumentos que ayuden a seleccionar una de las dos teorías rivales sobre el origen de la circulación global.

- 2- *Estudio de los cambios en el jet más intenso de Júpiter.* Con objeto de tener una referencia consistente a partir de la cual poder comparar las simulaciones numéricas, con las que se pretende sondear la atmósfera de Júpiter hasta una profundidad de 6 bares, se optó por estudiar en detalle la meteorología y la dinámica de una de las regiones con la morfología más particular del planeta, la región de la Banda Templada Norte o NTB (North Temperate Belt), donde se encuentra la corriente en chorro más intensa del planeta (hasta 180 ms^{-1}) situada a unos 24°N , y que sufrió una erupción de material convectivo en 1990. Dicha perturbación, descrita con más detalle en el capítulo 3, desencadenó una fenomenología muy específica que se distinguió por la aparición de nubes de origen convectivo que inestabilizaron dinámicamente la región de la NTB, dando origen a una serie de vórtices anticiclónicos de larga vida (~ 10 años) en el lado norte de la corriente en chorro.
- 3- *Modelado de la perturbación meteorológica del jet.* Desde el punto de vista teórico se han efectuado simulaciones numéricas para determinar cuál es la estructura vertical de la atmósfera joviana, hasta los 6 bares de profundidad, que mejor reproduce la fenomenología observada de la NTB. Los resultados apuntan a que, tal y como midió la sonda Galileo, los vientos crecen con la profundidad en una atmósfera en equilibrio neutro, lo que apunta a un posible origen abisal de los vientos zonales observados al nivel del techo de nubes.

