



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO



FACULTAD DE CIENCIAS

FORMACIÓN DE ANILLOS TENUES
EN EL ENTORNO TERRESTRE

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FÍSICO

P R E S E N T A:

ZHENIA GONZÁLEZ MAZA

TUTOR DE TESIS: DRA. MARIA DOLORES MARAVILLA MEZA

2006



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

*Dedicada especialmente a Huma, Xena, Mía y Geena,
por la motivación y esperanza
que le han devuelto a mi vida.*

AGRADECIMIENTOS

A mi familia por su confianza y su amor invaluable.

A mis amigos con quienes siempre cuento en las buenas y en las malas.

A la DGAPA-Proyecto IN11403 , UNAM por haberme apoyado económicamente durante un año para elaborar este trabajo de tesis. Al Instituto de Geofísica por la beca que me otorgaron durante seis meses, y por todos los servicios y materiales que me proporcionaron.

Y agradezco a mi tutora María Dolores Maravilla Meza, por la paciencia que tuvo siempre conmigo, por sus consejos y toda la dedicación que le rindió a este trabajo de tesis sin el cual ésta no podría haber sido concluida.

Contenido

	Página
Resumen	1
 Capítulo I Fuentes	
§1.1 Introducción	3
§1.2 Cometas	6
§1.2.1 Núcleo	8
§1.2.2 Atmósfera difusa o coma	11
§1.2.3 Cola cometaria	12
§1.3 Asteroides	14
§1.4 Nube de polvo zodiacal	17
§1.5 Meteoritos	19
§1.5.1 Clasificación de meteoritos	21
§1.6 Anillos planetarios	25
§1.6.1 Introducción	25
§1.6.2 Fuerzas de marea y límite de Roche	28
§1.6.3 Giovanni Domenico Cassini (1625-1712) y su aportación al estudio de los anillos planetarios	30
§1.6.4 Origen de los anillos	31
§1.6.5 Aplanamiento y dispersión de los anillos	32
§1.6.6 Anillos de Júpiter	32
§1.6.7 Anillos de Saturno	35
§1.6.8 Anillos de Urano	39
§1.6.9 Anillos de Neptuno	41
§1. 7 Superficies satelitales	42

Capítulo II Polvo en la Tierra

§2.1 Introducción	44
§2.2 Captura del polvo por la Tierra	45
§2.3 El campo geomagnético y la magnetosfera terrestre	50
§2.3.1 Campo geomagnético	50
§2.3.2 El campo magnético dipolar terrestre	57
§2.3.3 Magnetosfera terrestre	61

Capítulo III Dinámica de una partícula de polvo en el entorno terrestre

§3.1 Introducción	70
§3.2 El modelo de Mendis y Axford	71
§3.3 El modelo terrestre	75

Capítulo IV Resultados

§4.1 Introducción	78
§4.2 Gráficas $p(y)$	79
§4.3 Análisis de resultados	83

Conclusiones	88
-------------------------------	----

Apéndice A

§A Meteoritos β	90
---------------------------------	----

Apéndice B

§B La ecuación de movimiento	92
--	----

Referencias	101
------------------------------	-----

Resumen

En esta tesis se presenta un estudio de la dinámica del polvo interplanetario en el entorno terrestre bajo el concepto de “partícula independiente” para saber si el polvo puede formar anillos tenues alrededor de nuestro planeta; para ello se describen en el primer capítulo las fuentes que aportan polvo en las regiones cercanas a la Tierra, incluyendo una sección donde se aborda el tema de los anillos planetarios y se mencionan dos de las teorías más aceptadas sobre la formación de los anillos planetarios, la primera teoría explica la destrucción por fuerzas de marea de un asteroide o cometa que se acercó al planeta alcanzando el límite de Roche mientras que la segunda teoría explica que los anillos tenues tienen un origen en las colisiones que se producen entre los micrometeoritos interplanetarios y las superficies de los satélites del planeta en cuestión.

Al conocer el origen del polvo interplanetario y las posibles causas de su formación, en el capítulo 2 se describe el campo magnético terrestre y la estructura geomagnética, ya que la dinámica del polvo, en el entorno terrestre, está modulada por varias fuerzas, entre ellas, la fuerza de Lorentz.

En el tercer capítulo se presenta el modelo de Mendis y Oxford (1974) creado para explicar la dinámica de los micrometeoritos que ingresan en una magnetosfera planetaria y que ha sido modificado para explicar la dinámica del polvo cerca de la Tierra. La modificación consistió en añadir el término de presión de radiación en la ecuación de movimiento para obtener soluciones más precisas de los radios de las partículas que escapan de la magnetosfera de nuestro planeta y de estos valores, inferir el tamaño de las partículas de polvo que pueden ser atrapadas cerca de la Tierra y que pueden generar anillos tenues.

En el capítulo IV se presentan los resultados obtenidos del análisis numérico realizado para encontrar las soluciones, suponiendo que las partículas de polvo son inyectadas en el plano ecuatorial en $L_0=6.611$ (distancia de co-rotación), en $L_0=5$ y en $L_0=8$, donde L_0 es el parámetro magnético. También se tomaron en cuenta tres diferentes composiciones químicas, ya que, el polvo en el entorno terrestre y el que cae en la Tierra, principalmente es de origen cometario, asteroidal y antropogénico (combustible de naves).

Los resultados muestran que el radio de las partículas de polvo que escapan así como de las que son atrapadas es del orden de nanómetros. Las partículas son atrapadas principalmente por la fuerza de Lorentz, describiendo un movimiento adiabático dentro de la magnetosfera terrestre: movimiento girociclótron, movimiento entre los puntos espejo y movimiento de deriva longitudinal.

Las partículas atrapadas permanecerán alrededor de la Tierra aproximadamente a 2 radios terrestres (R_t) formando anillos tenues y aquellas que logren alcanzar distancias entre la superficie planetaria y esta distancia, impactarán en un tiempo relativamente corto con el planeta.

Finalmente se presentan las conclusiones del trabajo así como las referencias consultadas y los apéndices correspondientes.

Capítulo I

Fuentes

§1.1 Introducción

Algunos de los escritos más antiguos que se pueden relacionar con el polvo cósmico son aquellos que se refieren a la luz zodiacal teniendo que pasar cientos de años para que este fenómeno pasara de ser un personaje de relatos fantásticos y mitológicos, al protagonista principal en las primeras investigaciones relacionadas con el polvo interplanetario. Fue gracias a las constantes observaciones que el astrónomo Giovanni Domenico Cassini realizó con la ayuda de los telescopios hechos en Francia que para el año 1683 hizo una descripción de la luz zodiacal mientras su discípulo, Niccolo Fatio de Duilliers, por el año 1684 continuaba realizando observaciones de esta luz elaborando sus propias hipótesis. Cassini fue el primero en proponer que la luz zodiacal es el producto de la reflexión de la luz solar por las partículas de polvo que orbitan alrededor del Sol como mini-planetitas. Más tarde, en el año 1693, después de las observaciones realizadas en el Observatorio Real de París bajo la orden de Luis XIV, Cassini presentó el primer trabajo en la academia de ciencias acerca de la luz zodiacal, donde parte de los resultados obtenidos fueron gracias a las contribuciones de Fatio. Este trabajo fue el punto de partida para llevar a cabo estudios relacionados con la composición química, el tamaño, la densidad, el tiempo de vida en el medio interplanetario y las fuentes, así como la distribución de partículas de polvo que

pueblan el sistema solar. En su trabajo Cassini mencionó que la luz zodiacal cubre una larga porción del cielo, y que ésta se extiende a 60° del Sol (ver figura 1.1).

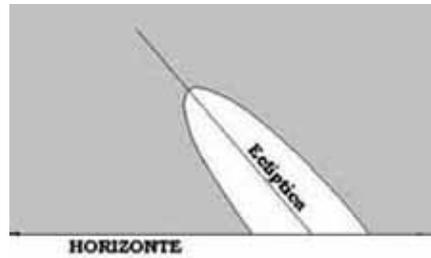


Figura 1.1 Imagen que representa la porción de nube zodiacal que se observa en el horizonte terrestre.

Varios años después, Mairan (1733) confirmó la extensión de la luz zodiacal hasta el hemisferio antisolar, y para el año 1856, Jones observó que ésta se extendía hasta los 160° con respecto al Sol, hecho que apoyó el descubrimiento que Borsen realizó en 1854 al notar un brillo tenue que sobresalía alrededor del punto antisolar, apenas observable a simple vista, al cual nombró *Gegenschein*. Este fenómeno se había observado anteriormente y erróneamente se le asoció con las auroras. Más adelante Arago propuso que la luz solar se encuentra polarizada y con base en esto, Wright en 1874 hizo una primera estimación de la polarización de la luz zodiacal. Searle en el año 1882 sugirió la existencia de una nube entre el sistema Sol-Tierra en el punto L3 de Lagrange, como fuente de la *Gegenschein*, pero en 1893 se convenció de que la dispersión sobresaliente dada por las partículas de la nube de polvo interplanetario podría tener una explicación más simple.

En el año 1925 Dufay obtuvo las primeras fotografías de la estructura (nube) que produce la luz zodiacal y Huruata, en 1948, hizo las primeras mediciones por medio de la polarización de la luz de dicha estructura.

Por los años 50, Blackweel e Ingham demostraron por medio de la espectrometría, que el espectro de la luz zodiacal es comparable con el del Sol, y concluyeron finalmente que la luz zodiacal proviene de la dispersión de la luz solar por la *nube de polvo interplanetario*.

Con la llegada de la era espacial, se realizaron varios proyectos para llevar a cabo mediciones y detecciones in-situ del polvo, la mayoría fueron creados por la NASA, y posteriormente por Inglaterra, Francia y Rusia, y poco tiempo después, también por Alemania.

Las mediciones que se han hecho desde el comienzo de la era espacial hasta nuestros días se basan en observaciones, en la fotometría y por medio de DCA: Dispositivo de Carga Acoplada, en la espectroscopía en longitudes de onda visible, infrarroja y ultravioleta, en las mediciones por efecto Doppler, en las mediciones de la polarización de la luz zodiacal, en las observaciones de meteoros y meteoritos, en las observaciones de cometas y asteroides, en las investigaciones espaciales de polvo y en el análisis de partículas de polvo del espacio. Con estas investigaciones ahora se sabe que el polvo que genera la luz zodiacal es apenas un subconjunto de la nube interplanetaria de polvo que habita en el medio interplanetario (Leinert, 1974; Weinberg y Sparrow, 1978; Leinert y Grün, 1990; Dumont, 1991; Levasseur-Regourd, 1991, 1999; y Leinert et al., 1998).

El estudio de la luz zodiacal ha permitido conocer la distribución heliocéntrica de la materia *micrometeoroidea* que forma la nube, algunas características de ésta son su simetría azimutal respecto al eje que pasa por el Sol y que es perpendicular al plano de la eclíptica, su forma lenticular, su densidad que disminuye con respecto a la distancia al sol, y su ubicación, desde la corona F hasta la órbita de Júpiter aproximadamente (web 1). Su máximo espesor se estima en un diámetro un poco menor al diámetro de la órbita de Mercurio además de que la luz zodiacal puede ser vista en el oeste después de la puesta del Sol o en el este antes del alba.

Otros investigadores que también determinaron el tamaño y la distribución de la nube fueron Parkin y Tilles (1968) quienes utilizaron en parte, los resultados que Brownlee obtuvo en 1966 basados en los estudios que hasta entonces se habían hecho de la dinámica de los meteoros. A partir de estos estudios se ha ligado a los meteoros con la luz zodiacal, y por lo tanto, con los cometas y asteroides, ya que la luz es producida por el material polvoso que se encuentra en el medio interplanetario y que forma la famosa *nube de polvo zodiacal* (sección 1.4).

Actualmente se sabe que parte del polvo interplanetario producido por cometas y asteroides cae sobre nuestro planeta a razón de 40 toneladas por día (Leinert y Gruen, 1990, Grün 1999) y parte de él sobrevive en la estratosfera donde es recolectado por medio de aviones. De los análisis químicos y espectroscópicos realizados con las muestras de polvo obtenidas, se ha concluido que su origen es extraterrestre.

§1.2 Cometas

Aún en el siglo XIX, los cometas fueron considerados objetos misteriosos y mensajeros de malas noticias, actualmente estos objetos desempeñan un papel fundamental en el estudio del origen y formación del sistema solar, ya que son una de las fuentes más importantes de meteoritos y micrometeoritos formadores de polvo interplanetario. Todavía a principios del siglo XX se creía que los cometas provenían del espacio interestelar o que orbitaban a las estrellas a grandes distancias, sin embargo, en 1950, Jan Oort notó que ningún cometa proviene del espacio interestelar, que los cometas que se adentran en el sistema solar lo hacen debido a las perturbaciones gravitacionales generadas por los planetas, principalmente por Júpiter, que los cometas de período largo tienen un afelio a 50 000 UA y que ellos no provienen de ninguna dirección preferencial.

A partir de estas observaciones, Oort propuso que los cometas provienen de una nube que se conoce como la Nube de Oort, la cual es una estructura esférica que contiene núcleos de cometas, y se localiza entre 3000 y 100 000 UA (figura 1.2) con una población estimada entre 10^{12} y 10^{14} cometas.

Los cometas se clasifican en los cuerpos de período corto y los de período largo. Los primeros se dividen en los tipo Halley, con períodos orbitales de entre 20 y 200 años, y los cercanos a Júpiter que tienen inclinaciones que están generalmente cerca del plano de la eclíptica, con menos de 40° de inclinación; los tipo Halley tienen inclinaciones variadas (característica que comparten con los cometas de período largo), y en ambos subgrupos, los cometas tienen órbitas inestables y caóticas debido a los frecuentes encuentros con Júpiter y otros planetas gigantes. En el año 1951, Gerard Kuiper propuso que la población remanente de cuerpos cometarios a los cuales no habían

asignado lugar de procedencia, en contraste con los de la Nube de Oort, provenían de una fuente más allá de la órbita de Neptuno, descubierta en 1992 y nombrada Cinturón de Kuiper.

Esta región es la fuente de cometas de período corto, y está situada en promedio entre 30 UA y 100 UA (la capa exterior del Cinturón de Kuiper limita con la inferior de la Nube de Oort, figura 1.2), conteniendo objetos que son remanentes muy primitivos de las primeras fases de acreción del sistema solar. La región central y más densa, se condensó formando los planetas gigantes y en la región menos densa, se formó un gran número de pequeños objetos.

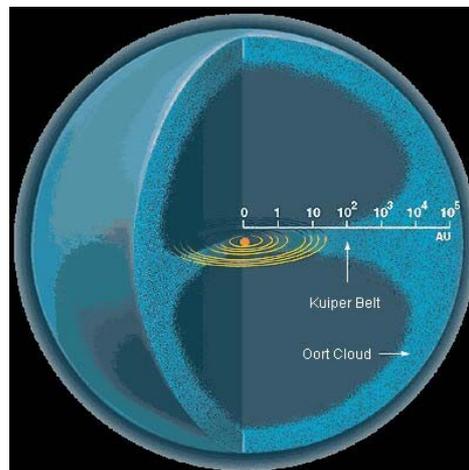


Fig. 1.2 Cinturón de Kuiper y Nube de Oort

Uno de los primeros modelos físicos elaborados para explicar la estructura cometaria fue propuesto por Fred L. Whipple en 1950, conocido como el modelo de la “bola de nieve contaminada”, lo cual se refiere a que el núcleo es un objeto sólido compuesto de una mezcla de agua helada, sustancias volátiles congeladas, como el monóxido de carbono, dióxido de carbono, entre otros, y cantidades significativas de partículas de polvo interplanetario.

Para el estudio de la estructura cometaria se analizan las tres regiones observadas en todo cometa (núcleo, atmósfera difusa ó coma y cola), las cuales se describen a continuación:

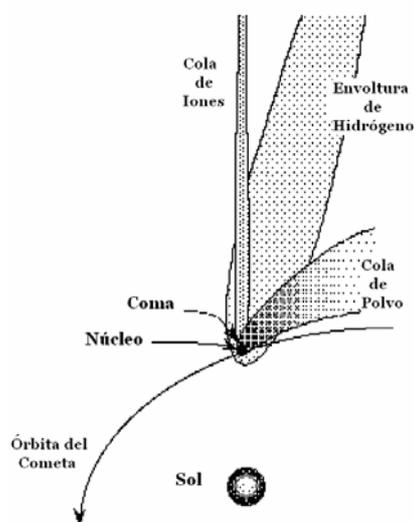


Figura 1.3 Estructura física de un cometa.

§1.2.1 Núcleo

Existen diversas propiedades del núcleo de los cometas, una de las que más sorprende es su densidad de aproximadamente $0.5 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, por lo tanto, son objetos extremadamente porosos y menos densos que el agua. La parte fundamental la constituyen los gases congelados que forman los hielos, principalmente agua, monóxido de carbono, formaldehído, bióxido de carbono y en menor cantidad metano, amoníaco, cianuro de hidrógeno, sulfuro de hidrógeno e hidrocarburos (Tabla I.1).

Tabla I.1

Distribución de Sustancias Volátiles en Cometas	
Molécula	Abundancia (% por masa)
H_2O	65-80
CO	5-20
CO_2	2-10
CH_3OH	2-10
CH_4	<1
NH_3	<1
HCN	<1
H_2S	<1
Hidrocarburos	<1

(Zanda y Rotaru, 2001)

Las dimensiones actualmente estimadas para los núcleos cometarios van desde algunos cientos de metros a algunas decenas de kilómetros, debido al hecho de que el núcleo cometario no se puede observar directamente porque se encuentra envuelto por la coma. El análisis completo del núcleo del cometa Halley realizado por la sonda Giotto (1986) hizo posible determinar sus medidas (15 x 7.2 x 7.2 km) aunque la localización de la región de máxima actividad del núcleo no fue posible determinarla con exactitud a partir de las primeras observaciones aunque se propuso que el cometa pierde masa por sublimación debido al hecho de que el núcleo es una mezcla de varias sustancias sólidas volátiles (Keller & Thomas, 1989).

El modelo más reciente propuesto para los núcleos cometarios supone que son, no una estructura como la sugerida por Whipple, sino un agregado de fragmentos donde el hielo actúa como cemento (Mcsween & Weissman, 1989). Tal descripción está de acuerdo con la hipótesis de la estructura de algunos asteroides considerados como un montón de grava y puede explicar el origen de los fenómenos meteoríticos mediante la dispersión de material cometario en el espacio.

Las observaciones realizadas por la sonda Giotto han sido de gran importancia para la determinación de los parámetros físicos del cometa Halley y gracias a ellas se sabe que la emisión de gas es de 2×10^7 g/s y la de polvo es de $0.3 - 1,0 \times 10^7$ g/s (Mcsween, 1999). Otro dato significativo obtenido en la vecindad del núcleo de este cometa es su bajo albedo, que indica que su superficie es muy oscura ya que solo refleja un 4% de la luz solar incidente.

A continuación en la figura 1.4 se muestra la estructura del núcleo con base en las imágenes enviadas a la Tierra por la sonda Giotto.

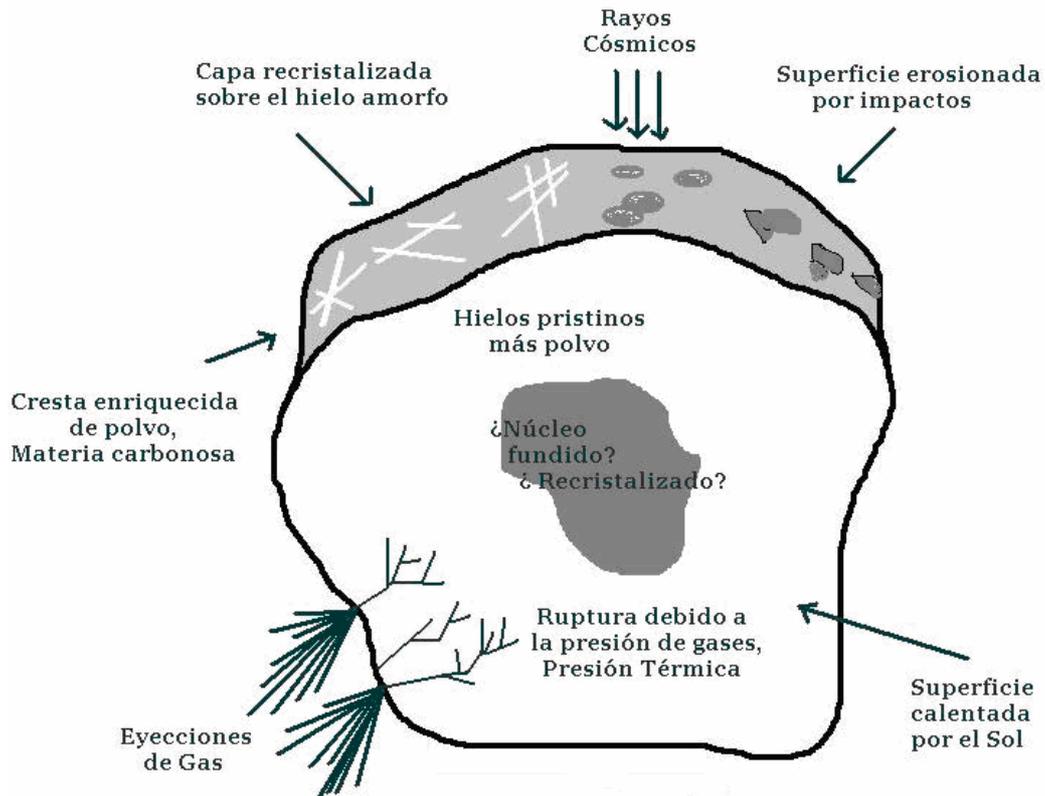


Figura 1.4 Estructura del núcleo cometario.

Se pueden notar los diferentes procesos que han modificado la superficie del cometa, sobresaliendo las fracturas a través de las cuales escapan el gas y el polvo destinados a alimentar la coma y la cola.

De las últimas observaciones realizadas por la sonda Giotto fue la localización de las zonas de sublimación del gas (la sonda transitó a una distancia de alrededor de 600 km del núcleo del Halley). Éstas aparecen bien delimitadas y corresponden a una superficie activa del 10% de la del núcleo.

Existen otros métodos para determinar las dimensiones del núcleo cometario desde la Tierra como lo son las observaciones de radar que han ayudado a determinar las dimensiones del cometa Hyakutake (1-3 km), y del cometa Hale-Bopp (30-40 km), las imágenes infrarrojas satelitales o el análisis del perfil de luminosidad de la coma.

§1.2.2 Atmósfera difusa o Coma

Ésta es un halo luminoso de grandes dimensiones, formada por los materiales que se desprenden de la superficie del núcleo debido a la sublimación que se produce por la radiación solar. A su vez, la coma se ve envuelta en una nube de hidrógeno visible solo en el ultravioleta. Dependiendo del tamaño del núcleo y de la cantidad de compuestos que se subliman, la coma puede alcanzar entre los 10^4 y 10^5 kilómetros de longitud.

De las primeras observaciones espectroscópicas realizadas por G.B. Donati y W. Huggins en 1864, se descubrió que la coma de los cometas está formada de carbono, hidrógeno, oxígeno y nitrógeno (elementos CHON).

Las variaciones en sus dimensiones, durante la aproximación al Sol, depende de dos mecanismos que se oponen entre si: por un lado, el incremento de la temperatura que aumenta la producción de gas y por ende la extensión de la coma, y por el otro, la presión de radiación solar, que tiende a reducirla.

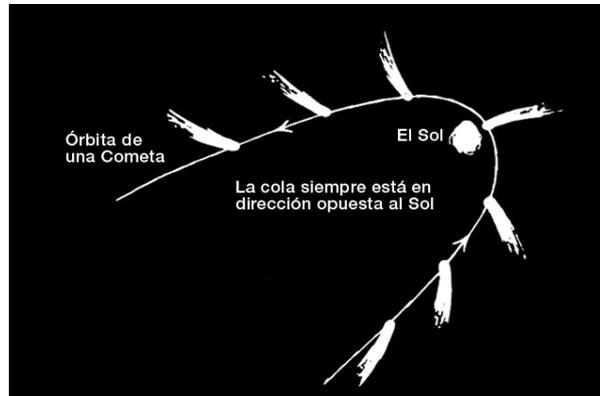


Figura 1.5 Dibujo de la atmósfera difusa o coma de un cometa describiendo la órbita que describe con respecto al Sol.

De las observaciones mas recientes realizadas en los cometas, actualmente se sabe que la coma está formada por tres capas concéntricas llamadas: *coma interna* o *molecular*, *coma intermedia* o *de radicales* y *coma de hidrógeno*.

§1.2.3 Cola Cometaria

La interacción del polvo desprendido del núcleo con la presión de radiación solar produce una cola de polvo y, la interacción de las moléculas con el viento y el campo magnético solar produce una cola de plasma. La cola de polvo es curvada, de color amarillo y constituida de partículas sólidas. La cola de plasma es recta, de color azul (debido a la gran abundancia de monóxido de carbono ionizado) y se proyecta desde el núcleo en dirección contraria a la posición del Sol. La cola de iones puede desconectarse de la coma debido a los cambios de polaridad en el viento solar. Este evento ocurre porque la cola se encuentra excitada y cualquier cambio en el viento solar afecta su dinámica. Esta desconexión es seguida por la sustitución casi inmediata de una nueva cola.



Figura 1.6 Estructura de la cola de iones y de la cola polvo de un cometa.

La cola de polvo se extiende en dirección antisolar y se desplaza ligeramente por la presión de radiación solar, por lo que tiende a curvarse respecto a la cola de iones. La cola de plasma con frecuencia muestra estructuras asociadas con variaciones temporales de las eyecciones del núcleo.

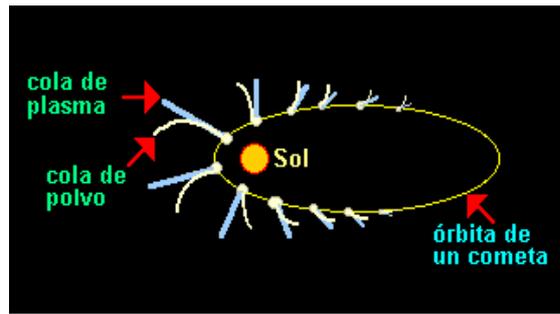


Figura 1.7 Apariencia de las colas de plasma y polvo de un cometa orbitando alrededor del Sol.

Parte del polvo cometario, se queda en órbitas muy similares a las del cometa, y cuando la Tierra pasa cerca de esta órbita, se producen lluvias de meteoros, por lo cual los cometas se consideran una fuente continua de material para la nube de polvo interplanetario.

Un aspecto importante del estudio de los cometas está relacionado con el origen de la vida en la Tierra, ya que estudios recientes sugieren que la atmósfera primigenia terrestre no poseía las condiciones necesarias para que evolucionara cualquier material orgánico. Una manera de resolver este dilema es la posibilidad de que las moléculas prebióticas quizás hayan llegado a la Tierra a través de los impactos cometarios. Actualmente existen varias misiones para estudiar a los cometas, la primera misión es la Stardust lanzada en el año 1999, la cual tuvo un encuentro con el cometa Wild 2 en el 2004 y se espera que en el 2006 se obtengan los resultados de las muestras de materia interestelar y del polvo cometario recolectado. La segunda, llamada Rosetta, se lanzó en marzo del 2004, esta nave tendrá un encuentro con el cometa 67/PChuryumov-Gerasmenko en el año 2014 y se encargará de recolectar información para conocer el núcleo del cometa, determinar sus propiedades dinámicas, la forma de su superficie, la composición química, mineralógica e isotópica de los elementos volátiles del núcleo, sus propiedades físicas así como estudiar la actividad cometaria y los procesos que conducen a la formación de la coma.

La tercera misión es la Deep Impact que fue lanzada en junio del 2005 teniendo un encuentro en julio del 2005 con el cometa Tempel 1 que produjo un cráter en el núcleo

y dejó expuesto parte del material que lo forma. El estudio del tipo de cráter formado así como del material eyectado durante el impacto permitirá conocer la composición cometaria.

Uno de los primeros descubrimientos realizados por esta misión, es que se encontraron componentes de hierro e hidrocarburos aromáticos, como los que se forman en el escape de un auto, los cuales no se esperaban encontrar en los cometas, así también como silicatos y sulfitos, entre otros compuestos.

§1.3 Asteroides.

En el año 1766 Titius von Witterburg notó que las órbitas planetarias estaban distribuidas con respecto al Sol siguiendo una ley geométrica: $r = 0.4 + 0.3(2^n)$, donde r es el radio de la órbita del planeta partiendo del sistema solar interior hacia el sistema solar exterior. Con esta regla Johann Bode argumentó que faltaba un planeta entre las órbitas de Marte y Júpiter a 2.8 UA del Sol, de acuerdo con lo propuesto por Titius, a esa distancia lo que existe es el famoso cinturón de asteroides y no un planeta como se suponía. Esta estructura cumple con la ley geométrica planetaria y dado que fue inferida por Bode, a esa ley se le conoce como la ley de Titius-Bode. Las observaciones astronómicas que se hicieron después de 1766, llevaron al descubrimiento del primer asteroide, Ceres, que fue detectado por Giussepe Piazzi en 1811. Un año después Heinrich Olbers descubrió el segundo asteroide, Pallas, y para el año 1891, el astrónomo alemán Max Wolf aplicando las técnicas fotográficas de su época, descubrió 228 asteroides y sumaron 300 para finales del siglo XIX, teniendo los más grandes un diámetro menor a 10^3 km, que es el diámetro de Ceres, el asteroide más grande del cinturón (Figura 1.8).

Para finales del siglo XX, se habían descubierto más de 30 000 objetos, de los cuales 7000 de ellos se localizan entre 2.2 y 3.3 UA con respecto al Sol, y actualmente se conoce su órbita con gran precisión.

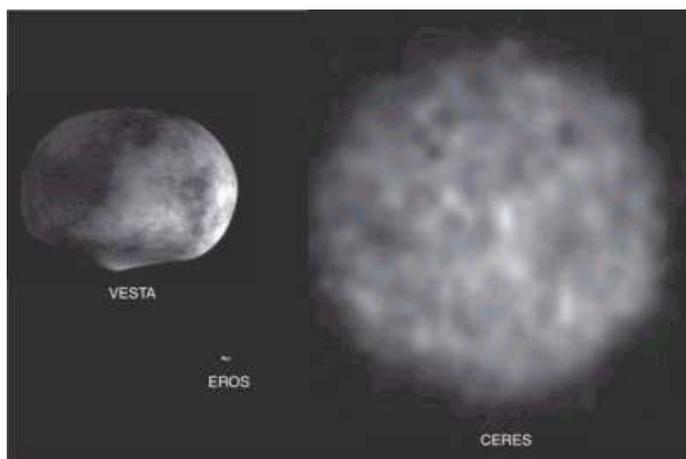


Figura 1.8 Imágenes comparativas del tamaño de Ceres, Vesta y Eros.

Los asteroides son conocidos también como los planetas menores, y al igual que los planetas que forman el Sistema Solar, están gobernados por las leyes de Kepler, es decir, describen órbitas elípticas con el Sol en uno de los focos, su velocidad orbital depende de su distancia al Sol, y hay una relación entre el semieje mayor de su órbita y el tiempo que tardan en completar una revolución alrededor del Sol (período). Con base en estos conocimientos, en el año 1857, Daniel Kirkwood estudió la distribución de los semiejes mayores de las órbitas asteroidales en función de la distancia al Sol y descubrió que esta distribución no es uniforme, encontrando que ciertas zonas están prácticamente vacías; a estas zonas se les conoce como bandas o brechas de Kirkwood las cuales corresponden a resonancias gravitacionales con Júpiter, por ejemplo, la resonancia 3:2 significa que un asteroide da 3 revoluciones alrededor del Sol mientras que Júpiter lo hace 2 veces. Estas resonancias juegan un papel muy importante en la transferencia de asteroides dentro de las órbitas de los planetas cercanos al Sol, como es el caso de la Tierra.

Los asteroides para su estudio, están divididos en diferentes grupos dependiendo de su espectro de reflexión, los más abundantes son los tipo-C, caracterizados por un bajo albedo (0.02 a 0.06) y una composición química similar a las condritas carbonosas; los tipo-S que son los más brillantes (albedo de 0.07 a 0.23) y muestran mezclas de hierro-níquel metálico con silicatos de hierro y magnesio; y los tipo-M (albedo de 0.07 a 0.2) que son, en su mayor parte, mezclas de níquel-hierro puro. Los asteroides tipo-C

comprenden el 75% del total del cinturón de asteroides, mientras que los tipo-S solo forman el 17%. Hay otras clases adicionales de asteroides como la E (enstatita), la R (óxido de hierro?), la P (metal?), la D (orgánico?) y la U (sin clasificación). (Matzner, 2001)

Existe otra clasificación basada en su ubicación, de esta encontramos a la familia Atenas que describe una órbita elíptica alrededor del Sol con semieje mayor en distancias menores a 1 UA y un afelio con distancias mayores a 0.983 UA. Estos asteroides representan un riesgo potencial para la Tierra ya que pueden colisionar con ella debido a que están ubicados en su vecindad.

Otras tres familias importantes son: los Apolo que describen una órbita con semieje mayor ubicado a distancias de más de 1 UA y un perihelio menor a 1.017 UA, los Amor con un perihelio entre 1.017 y 1.3 UA, los Troyanos se encuentran en los puntos Lagrangianos L4 y L5 de Júpiter; y los Centauros que pueden tener órbitas que alcanzan la parte más externa del sistema solar (Figura 1.9).

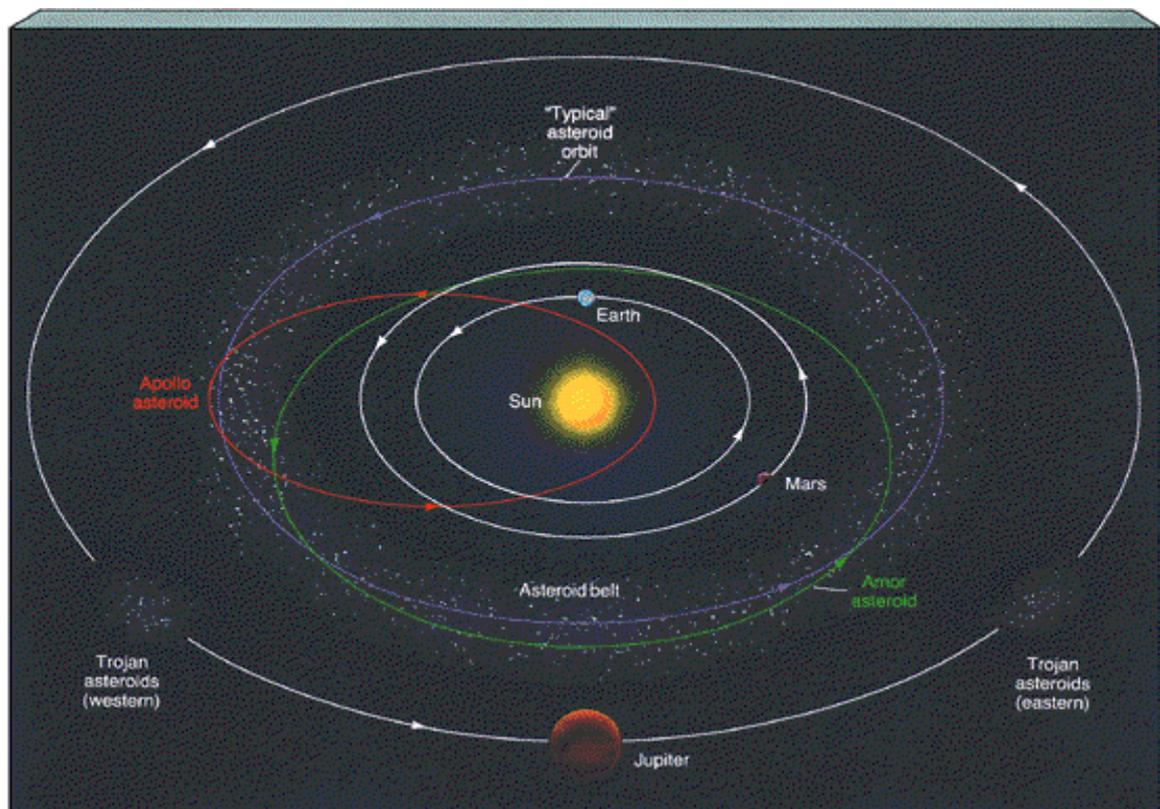


Figura 1.9 Ubicación de las familias de asteroides.

Las colisiones entre asteroides, ya sea en el interior o exterior del sistema solar, son consideradas una fuente importante de polvo interplanetario, y gracias a la tecnología espacial, actualmente se sabe un poco más de la estructura y de las órbitas que describen estos cuerpos. En las últimas tres décadas se han lanzado al medio interplanetario varias sondas espaciales, tal es el caso de los satélites IRAS (InfraRed Astronomical Satellite 1983) e IOS (Infrared Space Observatory 1995-98), la nave Near Shoemaker lanzada en 1996, con destino a Eros que tuvo un encuentro exitoso con el asteroide en el año 2000, orbitando durante un año alrededor de este cuerpo y determinando su estructura, su relieve, su masa, su composición química, su gravedad y la magnitud de su campo magnético.

Dentro de las misiones más recientes se tiene la Hayabusa lanzada en Mayo del 2003 con destino al asteroide 1998 SF36, encontrándolo en septiembre del 2005 y se espera que esta nave regrese a nuestro planeta en el 2007 con tres muestras de la superficie de ese cuerpo; la Dawn que será lanzada en mayo del 2006 con destino en Vesta (julio 2010- julio 2011) y Ceres (agosto 2014- agosto 2015), orbitando estos cuerpos durante 11 meses con la idea de identificar las condiciones y los procesos físicos que se produjeron durante la etapa primigenia del sistema solar.

§1.4 Nube de Polvo Zodiacal.

Nuestro sistema solar contiene un mar de polvo que conocemos como la nube de polvo zodiacal o nube de polvo interplanetario, esta estructura está formada por partículas de polvo interplanetarias (PPI's), que son micrometeoroides, los cuales tienen un diámetro entre 1 μm y 50 μm . La nube tiene una forma lenticular que asemeja a una gran dona con una densidad del orden de $10^{-23} \text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$, y se localiza desde el Sol hasta aproximadamente 10 UA. La luz reflejada por esta nube es lo que conocemos como luz zodiacal, que recibió este nombre debido al paso de las constelaciones zodiacales que se observan a lo largo de la eclíptica.

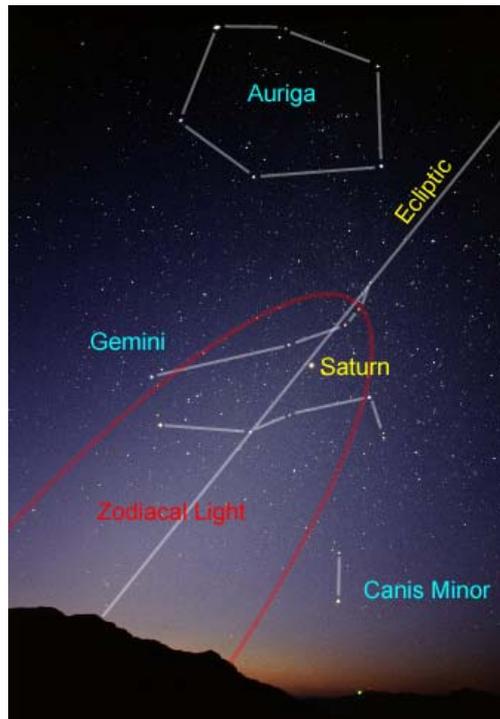


Figura 1.10 Constelaciones zodiacales que se observan a lo largo de la eclíptica en el horizonte terrestre donde se observa la luz zodiacal.

El continuo acercamiento de cometas y la erosión de las superficies asteroidales producen una aportación continua de material a la nube que, por otra parte, va perdiendo masa debido a la sublimación y a la evaporación del polvo que se acerca al Sol.

La nube de polvo interplanetario ha sido estudiada para entender su dinámica, así como su origen y la relación que existe con la formación de sistemas planetarios; se ha encontrado que las PPI's no solo dispersan la luz solar, si no también producen emisiones térmicas, las cuales tienen longitudes de onda entre 5 y 10 micras (Levasseur-Regourd, 1996), y emisiones en el infrarrojo para partículas entre 10 y 100 micras de diámetro (Backman, D., 1997). Algunos de los meteoroides micrométricos son eyectados del sistema solar debido a la presión de radiación, a estos cuerpos se les conoce como los meteoritos β (apéndice A).

Existen diferentes métodos para estudiar el polvo interplanetario, desde las observaciones con radar en la década de los 60's hasta las observaciones in situ llevadas a cabo por los instrumentos a bordo de las naves espaciales. Con estos métodos se ha podido determinar la distribución de las PPI's obtenida a través de los registros de microcráteres lunares infiriéndose que el polvo tiene un radio entre 10 y 100 μm , que la masa total de la nube es de 10^{16} a 10^{17} kg (Grün, 1999), valor que corresponde a la masa de un cometa o asteroide de aproximadamente 20 km de diámetro, y que su densidad a 1 UA es de $10^{-16} \text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$.

§1.5 Meteoritos

Los meteoritos son cuerpos que en el mundo antiguo fueron conservados en templos y venerados como objetos sagrados. Anáxagoras (500 a 428 aC) ya los relacionaba con un origen extraterrestre, hecho documentado por Plinio el Viejo (23 a 79 dC) que relató como Anaxágoras utilizando sus conocimientos de astronomía, pudo predecir la caída de una “piedra del Sol”.

De los registros más antiguos relacionados con la caída y hallazgo de estos cuerpos, sobresale la del meteorito que cayó en Japón en el año 861 D.C. y que aún se conserva en un templo sintoísta, y la del meteorito de 100 kg que cayó en Ensisheim (Alsacia, Francia) en 1492, al cual se le adjudicaron presagios del bien y del mal que coincidieron con la época. En el Renacimiento nadie dudaba que los meteoritos eran de procedencia extraterrestre, y para 1766, Troili, al estudiar el meteorito de Albaredo (Modena, Italia), descubrió que las características químicas de los meteoritos los diferenciaban de las rocas terrestres, sin embargo, Lavoisier en 1769 prefirió darle una explicación a las características peculiares de estos objetos diciendo que estas eran efectos de los rayos producidos durante las tormentas eléctricas sobre rocas terrestres, hecho que provocó una gran incredulidad en el origen extraterrestre de los objetos que ya se tenían bajo estudio, y por muchos años la propuesta de Lavoisier fue considerada como una verdad universal, afortunadamente poco tiempo después, Laplace (1749-1827), quien es reconocido como innovador en cimentar las bases de la hipótesis

nebulas, Pallas (1741-1811), quien observó el sideralito que cayó en Yenisey, Siberia y, Proust (1754-1826), quien estudió en 1772, un meteorito de 4 kg caído en Sena, Huesca y el siderito de Campo Cielo, Argentina, realizaron contribuciones importantes en el campo de estudio de los meteoritos y a ellos se debe la colección de estos cuerpos que se exhibió en el museo de Viena hasta 1776.

En 1777, tres químicos, entre ellos Lavoisier analizaron el meteorito de Lucé (1768), al cual le atribuyeron una composición química basada en la hipótesis que anteriormente había propuesto (1769). Por otro lado Andreas Stütz realizó de manera independiente, una investigación con los meteoritos que habían estado en el museo de Viena, y al mismo tiempo consultó a las personas que habían observado caer a las rocas, llegando a la conclusión errónea de Lavoisier. Pocos años después, en 1790, una lluvia de meteoros fue observada por muchas personas en Gascuña, este suceso fue utilizado por Friedrich Chladni, quien se dio a la tarea de demostrar el origen cósmico de estas rocas publicando un libro referente a los objetos colectados. Este científico fue el primero que hizo un estudio sistemático del origen extraterrestre de los meteoritos (Zanda y Rotaru, 2001).

Entre 1795 y 1798, Sir Joseph Banks, presidente de la Sociedad Real, le asignó a Howard y Jaques-Louis de Bournon la tarea de investigar la composición química de los meteoritos, estos investigadores separaron a estos cuerpos en sus cuatro principales componentes: granos de metal magnético, sulfuro de hierro, “esferas raras” y granos finos en matrices arenosas, encontrando además un gran porcentaje de níquel en ellos.

En el siglo XX continuaron los estudios de los meteoritos y en las últimas tres décadas se encontraron 9 meteoritos en la Antártica (1969); al ser analizados se descubrió que eran meteoritos de clases totalmente distintas, lo cual motivó a los científicos para realizar exploraciones anuales, encontrando meteoritos que datan de hace dos millones de años, siendo éstos, los más antiguos que se han encontrado, aunque también se han encontrado acumulaciones de meteoritos en desiertos como los del Sahara y en las llanuras del Nullabor en Australia.

Actualmente se sabe que los meteoritos llegan a la Tierra desde el espacio exterior, formados dentro del Sistema Solar con la misma materia que los objetos planetarios y cometarios. El nombre *meteorito*, se le da a cualquier cuerpo sólido natural que entra en la atmósfera terrestre proveniente del espacio exterior, aunque, antes de su ingreso (con diámetro menor a 1 Km) se les conoce como *meteoroides*; la velocidad típica con la que entran en la atmósfera es de 15 km/s (54 000 km/h) (Zanda y Rotaru, 2001), observándose una luz conocida como *meteoro* o comúnmente como “*estrella fugaz*” debido a que su material se quema por la fricción que se produce durante su trayectoria.

Los micrometeoroides que son comúnmente conocidos como PPI's, van del rango de enjambres del tamaño de moléculas a granos de decenas de milímetros, y como hemos visto en los incisos anteriores, provienen de los cometas, los asteroides y la nube de polvo zodiacal. Uno de los asteroides recientemente estudiados ha sido Eros, que es un cuerpo productor de condritas ordinarias, este resultado ha permitido concluir que un tercio de los asteroides conocidos, principalmente los formados por silicatos, pueden ser la fuente del tipo de meteoritos que más se ha encontrado en la superficie de nuestro planeta.

§1.5.1 Clasificación de meteoritos

Gracias al estudio mineralógico se han clasificado 2000 compuestos químicos, los cuales se han dividido en 32 clases basadas en su mineralogía, su estructura cristalina y su composición química (Norton, 1994). En particular, los geólogos han hecho estudios para identificar la composición de las rocas y han encontrado que existe una relación importante entre su composición química, los minerales que contienen, su textura, su origen y su evolución.

Los meteoritos han sido divididos a su vez, en grupos y subgrupos que muestran relaciones entre la composición química, el contenido de minerales y la estructura cristalina; los grupos reconocidos a la fecha probablemente representan a los cuerpos que se formaron en la etapa primigenia del Sistema Solar.

La clasificación siguiente, describe algunas de las características básicas de cada uno de los tipos de meteoritos que se conocen en la actualidad.

CONDRIITAS

Condritas Carbonosas

- | | | |
|---|----|--|
| 1 | CI | alteración acuosa, libre de condros, rico en elementos volátiles |
| 2 | CM | alteración acuosa, con minicondros |
| 3 | CR | alteración acuosa, con condros primitivos, con minerales |
| 4 | CO | con minicondros, con minerales |
| 5 | CV | condros grandes, abundante en ICAS, alterado |
| 6 | CK | condros grandes, silicatos oscurecidos |
| 7 | CH | microcondros, rico en metales, pobre en elementos volátiles |

Condritas Ordinarias

- | | | |
|----|----|---|
| 8 | H | alto en hierro total |
| 9 | L | poco hierro total |
| 10 | LL | poco hierro total, bajo contenido en hierro mineral |

Condritas R

- | | | |
|----|---|---|
| 11 | R | altamente oxidados, enriquecidos en oxígeno |
|----|---|---|

Condritas de enstatita

- | | | |
|----|----|---|
| 12 | EH | hierro total alto, con minicondros |
| 13 | EL | poco hierro, con pocos condros, altamente reducidos |

ACONDRIITAS PRIMITIVAS

- | | | |
|----|--------------|--|
| 14 | Acapulcoitas | Abundancia condrítica de plagioclase y troilita, grano medio (1mm) |
| 15 | Lodranitas | abundancias subcondríticas de plagioclase y troilita, |

- 16 winonaitas grano grueso
relacionado con silicatos IAB

METEORITOS DIFERENCIADOS

Acondritas Asteroidales

- 17 Eucritas basaltos
18 Diogenitas ortopiroxenitas
19 Howarditas brechas polimicticas de basaltos y ortopiroxenitas
20 Angritas basalto de fasaita (piroxeno)
21 Aubritas acondritas de enstatita
22 Ureilitas matriz rica en olivino piroxeno y carbón
23 Braquinitas equigranulares ricos en olivino, clinopiroxeno y
ortopiroxeno

Meteoritos Marcianos

- 24 Shergotitas basaltos y lherzolitas
25 Nakilitas piroxenitas con cúmulos y augita
26 Chassignitas dunitas
27 ALH 85001 ortopiroxenitas

Meteoritos Lunares

- 28 Basaltos de mares
29 Brechas de impacto anortositas -y basaltos- dominantes en regolitas
y brechas fragmentadas

Meteoritos Mixtos

- 30 Palasitas metal más olivino; muestras del límite del núcleo-
manto.
31 Mesosideritas metal de composición basáltica, silicatos gabroicos y
ortopiroxeníticos

Meteoritos Metálicos	
32 Grupos Magmáticos	(IC, IIAB, IIC, IID, IIF, IIIAB, IIIIE, IIIF, IVA, IVB)
33 Grupos no magmáticos	(IAB/IIICD, IIE)

Referencia: A.E. Rubin, Meteoritics and Planetary Science 1997. Apéndice A, The Cambridge Encyclopedia of Meteorites.

El nombre de cada meteorito se relaciona con el lugar o la localidad donde cayó (pueblo, accidente topográfico, región, etc.), esto permite identificarlo inmediatamente, así, si el meteorito se fragmenta en su caída, todos los trozos reciben el mismo nombre puesto que pertenecen al mismo meteorito, de esta manera todos los datos del meteorito se incluyen en los catálogos, cuyas ediciones se renuevan periódicamente.

Para estudiar a los meteoritos se utilizan técnicas de microscopía y análisis isotópico; en este último se utiliza un espectrómetro de masas que ayuda a clasificar a los meteoritos con respecto a su composición química y con base en su diferenciación. Cabe mencionar, que existen diferencias significativas en las proporciones de los compuestos químicos de los diferentes tipos de meteoritos que han caído en la Tierra (figura 1.11), por ejemplo, las condritas contienen evidencia de eventos de calentamiento transitorio, es decir, de partículas que son el resultado de haberse fundido en la nebulosa solar primigenia, estas partículas son conocidas como condros (algunas condritas contienen hasta un 80% de ellos) e inclusiones refractarias (objetos que datan de hace 4500 millones de años). Los condros son esferas pequeñas de silicatos, mientras que las inclusiones están formadas de olivino, piroxeno con cristal y en menor cantidad contienen aleaciones de hierro-níquel y de sulfuro de hierro.

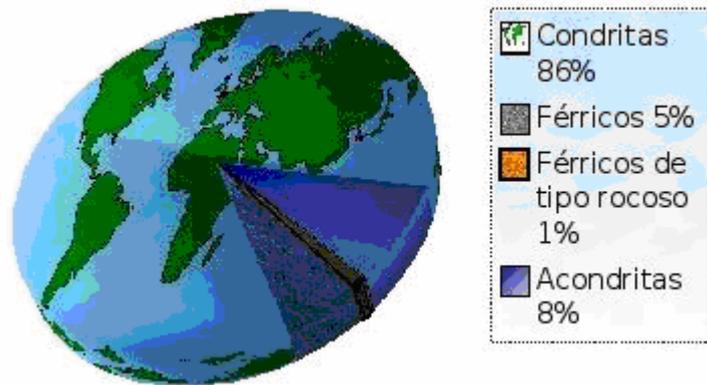


Figura 1.11 Abundancia relativa de los meteoritos que han caído en la Tierra.
(McSween 1999)

§1.6 Anillos Planetarios

§1.6.1 Introducción

En 1610 Galileo Galilei fue el primero en observar a los anillos de Saturno, pensando que eran dos satélites gigantes que se encontraban en la misma órbita planetaria y cuya estructura cambiaba con un periodo de 15 años (figura 1.12), a diferencia de los satélites de Júpiter que siempre se apreciaban con las mismas características superficiales. Aunque Galileo trató de dar muchas explicaciones a este fenómeno, en realidad nunca dijo que Saturno tenía anillos.

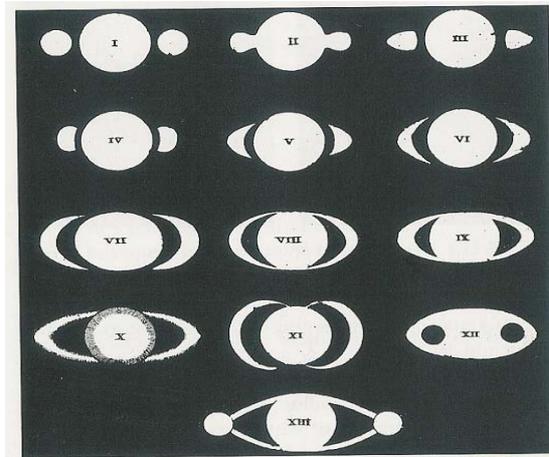


Figura 1.12 Dibujos realizados en el siglo XVII de las observaciones de Saturno y sus anillos.

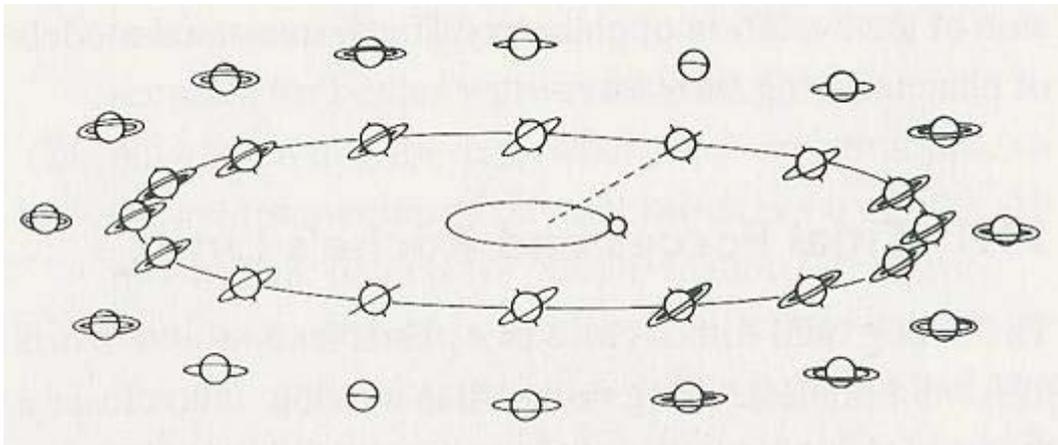


Figura 1.13 Posición de Saturno y sus anillos de acuerdo con el Modelo de Huygens.

Muchos años después, Christian Huygens (1656), observando las estructuras descubiertas por Galileo, propuso que alrededor del planeta se encontraba un disco plano y delgado que no tocaba en punto alguno a su superficie (figura 1.13).

Muchos fueron los descubrimientos que se realizaron después del modelo de Huygens y por más de tres siglos se pensó que Saturno era el único planeta con anillos, hasta que en marzo de 1977 se descubrieron los anillos opacos y delgados de Urano usando la técnica de ocultación estelar, en particular con la estrella SAO 158687 (De Pater & Lissauer, 2001). Posteriormente y con ayuda de la tecnología espacial se descubrieron los anillos de Júpiter, los anillos delgados de Saturno y los de Neptuno, que fueron observados principalmente por las sondas Viajero. En los últimos 15 años, las naves espaciales Ulises y Galileo observaron a los anillos de Júpiter y la sonda Cassini, actualmente estudia entre otras cosas, a las estructuras anulares de Saturno (tabla I.2).

Tabla I.2 Distancias y Fechas de las mayores aproximaciones de los Viajero a los planetas gigantes.

	Viajero 1		Viajero 2	
	Distancia	Fecha	Distancia	Date/Time
<i>Júpiter</i>	4.89 R _J	5 /marzo/1979	10.11 R _J	9/julio/1979
<i>Saturno</i>	3.09 R _S	12/nov/ 1980	2.67 R _S	26/agosto/1981
<i>Urano</i>	---	---	4.19 R _U	24/enero/1986
<i>Neptuno</i>	---	---	1.18 R _N	25/agosto/1989

Las distancias están dadas en radios planetarios. 1 R_J es 1 Radio Joviano (71,398 Km), 1 R_S equivale a 60,330 Km, 1 R_U equivale a 25,559 Km, y 1 R_N equivale a 24,760 Km. (Shirley & Fairbridge, 1997).

§1.6.2 Fuerzas de marea y Límite de Roche

La hipótesis de la desintegración de uno o varios cuerpos por las fuerzas de marea del planeta fue propuesta por primera vez en 1848 por el matemático francés Edouard Albert Roche. La fuerza de marea es un efecto secundario de la gravedad, resultado de la diferencia de potencial gravitacional que existe a lo largo del diámetro de un cuerpo.

Roche demostró que cualquier cuerpo sólido que se aproxime a otro considerablemente mayor, siente estas fuerzas poderosas que eventualmente lo destrozarán en muchos fragmentos. A la distancia a la que el cuerpo menor es destrozado se le llama límite de Roche, y por lo general, se le adjudica la cantidad 2.44 veces el radio ecuatorial del cuerpo más grande (figuras 1.14 y 1.15).

La ecuación que define el Límite de Roche es:

$$L_R = 2.456 \left(\frac{\rho_p}{\rho_s} \right)^{1/3} R_p \quad (1.1)$$

donde L_R es el límite, desde el centro del planeta.

R_p es el radio del planeta.

ρ_p es la densidad del planeta.

ρ_s es la densidad del satélite.

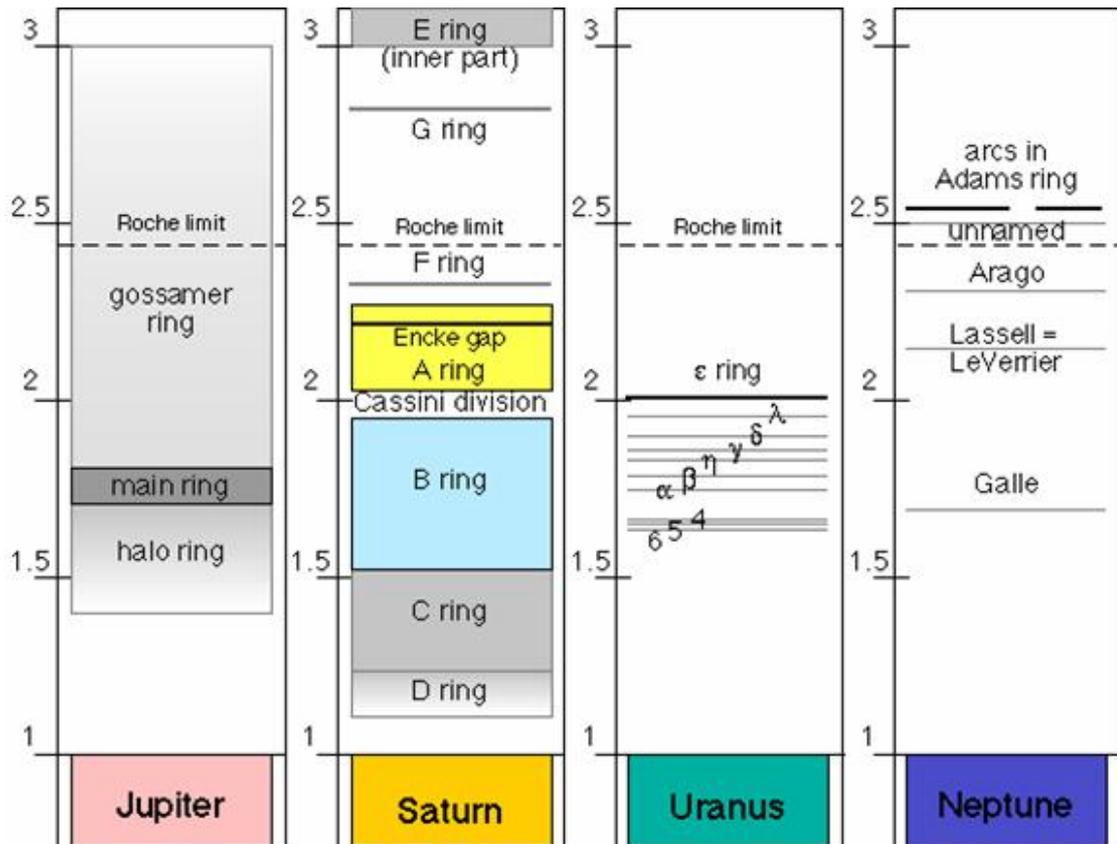


Figura 1.14 Los anillos planetarios y el límite de Roche. Excepto para los anillos G y E de Saturno los cuales quizá son mantenidos por fuerzas no gravitacionales, los anillos de los planetas gaseosos se localizan dentro del Límite de Roche.

Uno de los cuerpos destruidos por fuerzas de marea y que pudo ser observado después de su fragmentación fue el famoso cometa Shoemaker-Levy 9 que atravesó el límite de Roche de Júpiter en 1992, parte de sus restos cayeron sobre el planeta en 1994 y las partículas de polvo producidas durante la ruptura están orbitando al cuerpo planetario formando un anillo de polvo.

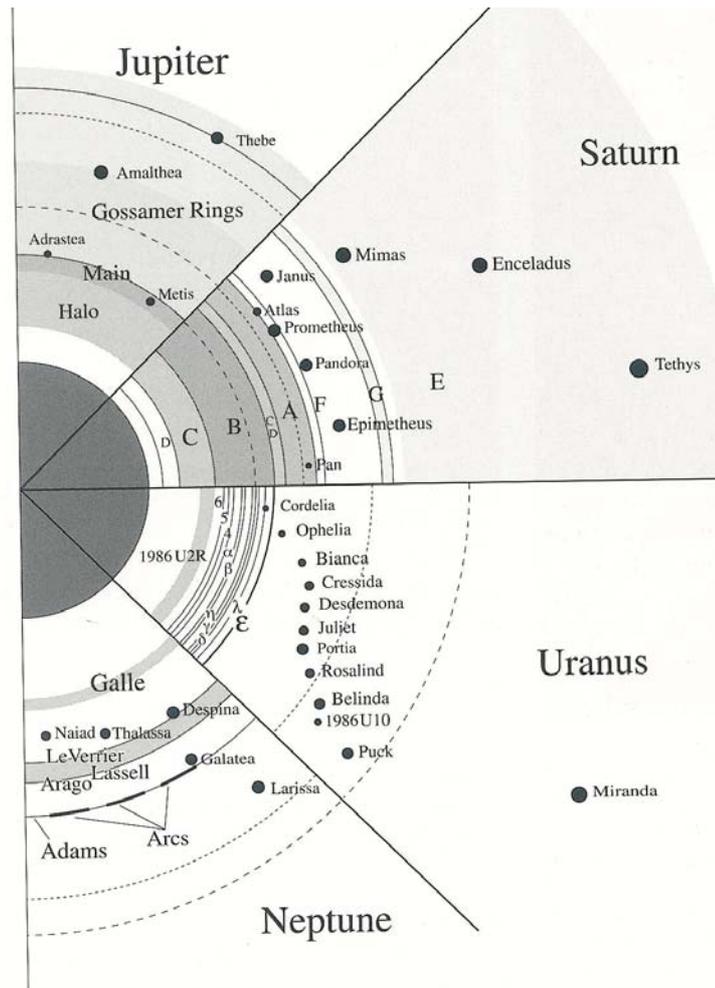


Figura 1.15 Diagrama de los anillos y satélites internos de los cuatro planetas gigantes. Los sistemas han sido escalados de acuerdo al radio ecuatorial de cada planeta. Las líneas punteadas largas denotan la distancia a la cual, el periodo orbital está sincronizado con la rotación del planeta, y las líneas punteadas cortas muestran la ubicación del límite de Roche para partículas con una densidad de $1 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$.

§1.6.3 Giovanni Domenico Cassini (1625-1712) y su aportación al estudio de los anillos planetarios

Las primeras observaciones que realizó con telescopio fueron en el Observatorio de Panzano y varios años después, en 1650 comenzó a dar clases en el área de matemáticas y astronomía en la Universidad de Bologna. Entre 1652 y 1653, observó la trayectoria de un cometa, que describió bajo la creencia de que la Tierra era el centro del universo. Los estudios astronómicos que llevó a cabo después de 1653 le permitieron aceptar el modelo de Copérnico y realizar modelos más precisos del

movimiento de los cometas.

A principios de 1664 Cassini hizo muchas observaciones usando los telescopios más modernos de la época que tenían lentes hechas por Giuseppe Campani en Roma. Con estos instrumentos, realizó nuevos descubrimientos; entre los que destacan: el período de rotación de Júpiter, las bandas y manchas de este planeta así como el achatamiento de sus polos y el período de rotación de Marte (1666), encontrando un valor con tres minutos de diferencia del valor real, además de observar algunas estructuras de su superficie.

Para 1668, sus descubrimientos le dieron una muy buena reputación a nivel internacional y Luis XIV lo invitó a participar en el proyecto del nuevo Observatorio en París. En este lugar descubrió las cuatro lunas de Saturno: Iapetus (1671), Rhea (1672), Tethys (1684), y Dione (1684), así como la brecha que separa a los anillos de Saturno, A y B (1675), conocida actualmente como la División de Cassini.

También fue el primero que propuso que los anillos estaban formados por una gran cantidad de satélites diminutos orbitando a Saturno; y elaboró un mapa de la Luna en 1679. Muchas fueron las investigaciones que desarrolló Cassini a lo largo de su vida, motivando con ello a varios miembros de su familia que continuaron desarrollando sus trabajos en Europa.

§1.6.4 Origen de los anillos

Muchas teorías han sido propuestas para explicar el origen de los anillos, principalmente los de Saturno, sobresaliendo la que plantea la existencia de un disco circumplanetario que se formó de la nebulosa protoplanetaria y que nunca acreció para formar un satélite; o la que dice, que los anillos se formaron gracias a la destrucción por fuerzas de marea de un asteroide o cometa que se acercó al planeta alcanzando el límite de Roche. Muchas evidencias se inclinan más hacia la segunda teoría ya que muchas estructuras formadas en los anillos, indican que estos son mucho más jóvenes que el sistema solar.

Al formarse un anillo, la oblicuidad del planeta y las perturbaciones gravitacionales de los satélites cercanos, permiten que el material forme un disco plano y delgado, centrado en el plano ecuatorial del planeta. Las rocas y/o el polvo de la parte más interna de los anillos se mueven hasta alcanzar la atmósfera planetaria mientras que, la materia más externa se aleja de él. Los satélites del planeta influyen en la dinámica y la estructura de los anillos, principalmente, a través de las resonancias gravitacionales.

§1.6.5 Aplanamiento y dispersión de los anillos

Aunque todas las rocas y/o polvo del sistema de anillos comparten un movimiento orbital en la dirección de rotación del planeta, cada cuerpo se mueve de manera independiente en las direcciones radial y vertical, produciéndose inevitablemente choques que disipan la energía, y que propician el aplanamiento de los anillos ya que las colisiones producen un decrecimiento de la componente vertical e inducen, por decrecimiento de la componente radial, que los cuerpos describan órbitas circulares.

En las últimas décadas, la tecnología espacial ha permitido conocer las propiedades de los anillos, analizando la dispersión, la reflexión, la absorción y la emisión de fotones por el material que forma estas estructuras y se han determinado las dimensiones tanto radial como vertical de los diferentes sistemas anulares. A continuación se describe concretamente cada grupo de anillos del sistema solar exterior.

§1.6.6 Anillos de Júpiter

Los datos obtenidos del detector de partículas energéticas del Pionero 11 (1974) proporcionaron la primera evidencia de un anillo alrededor de Júpiter, ya que, de acuerdo con los espectros, la densidad de las partículas de alta energía decreció como resultado de un anillo y/o algún satélite ubicado en el lugar de detección. Las observaciones posteriores realizadas por los Viajeros 1 y 2 (1979), permitieron concluir

que alrededor de Júpiter existen varias estructuras anulares así como varios satélites pequeños (figura 1.16).

Júpiter tiene un diámetro de aproximadamente 1.43×10^5 Km. y su sistema de anillos se localiza a partir de los 9.2×10^4 Km., desde el centro del planeta, extendiéndose hasta los 2.5×10^5 Km.; los anillos son extremadamente delgados y consisten de tres componentes principales llamadas: el anillo principal, el halo y los anillos tenues (tabla I.3). El anillo principal es la componente más prominente, y contiene partículas de polvo de gran tamaño. A la distancia que se encuentra Júpiter del Sol, las partículas de hielo de los anillos se evaporan rápidamente, por lo cual se cree que en su gran mayoría, estos anillos están compuestos por materiales refractarios. Su color rojo indica que el polvo está formado de silicatos y/o compuestos carbonosos, similares a la composición de Metis y Adrastea, y posiblemente también contienen sulfuros provenientes de Io.

Tabla I.3. Propiedades del Sistema de Anillos de Júpiter^a

	<i>Halo^b</i>	<i>Anillo Principal</i>	<i>Amalthea</i>	<i>Thebe</i>
<i>Localización radial</i>	1.3-1.72	1.72 - 1.806	1.8-2.55	1.8-3.15
<i>Grosor vertical</i>	$\sim 5 \times 10^4$ km	≤ 30 km	~ 2300 km	~ 8500 km
<i>Profundidad óptica común</i>	$\sim 10^6 - 10^5$	$\sim 2 \times 10^6 - 10^5$	$\sim 10^7$	$\sim 10^8 (\sim 10^9)$
<i>Tamaño de las partículas</i>	(sub)micrómetros	?	(sub)micrómetros	(sub)micrómetros

^a Datos de Ockert-Bell *et al.* (1999) y de Pater *et al.* (1999)

^b Datos de Galileo.

El halo está formado por polvo submicrométrico que describe órbitas inclinadas con respecto al plano ecuatorial del planeta; probablemente la inclinación se debe a la interacción del polvo cargado eléctricamente con el campo magnético de Júpiter, donde la fuerza de Lorentz produce que el polvo se desplace en dirección vertical al plano ecuatorial en ambas direcciones. Se cree que el halo y los anillos tenues están

formados por el material eyectado de los satélites Amaltea y Tebe, los cuales son bombardeados constantemente por los micrometeoritos interplanetarios que entran en la magnetosfera joviana.

En general los anillos son muy oscuros, con un albedo de 0.05, el polvo que los forma es de vida corta, aproximadamente de 100 a 10 000 años, debido a que abandonan la vecindad del anillo por el efecto Poynting-Robertson, en el cual pierden energía orbital como resultado de la absorción y re-emisión de luz solar; por el arrastre del plasma, donde pierden energía orbital como resultado de la interacción con los iones magnetosféricos jovianos y los átomos neutros; por la erosión ocasionada por las partículas de alta energía de la magnetosfera joviana o por impactos de micrometeoroides.



Figura 1.16 Imagen obtenida por la nave Galileo en la que se observa un eclipse de Sol en Júpiter. Las partículas pequeñas de polvo en la parte más alta de la atmósfera de Júpiter, así como las partículas de polvo que componen sus anillos pueden ser vistas al reflejar la luz solar.

Los datos obtenidos por la nave Galileo, confirman que los anillos tenues de Júpiter son de formación reciente y han sido creados por los impactos de meteoroides sobre los satélites pequeños cercanos a este planeta.

§1.6.7 Anillos de Saturno

Saturno tiene el sistema de anillos más masivo, brillante y extenso de nuestro Sistema Solar, por lo que también es el más estudiado ya que en él pueden ser observados un sinnúmero de fenómenos, algunos de los cuales también han sido observados en los otros sistemas anulares.

Los anillos de este planeta son siete y han sido clasificados en dos grupos, conocidos como anillos clásicos y anillos etéreos, los primeros fueron nombrados con las letras A, B, C y D mientras que los segundos, con las letras E, F y G. En los anillos clásicos se han observado varias bandas o brechas que se creía eran espacios vacíos, tal es el caso, de la División de Cassini, en la cual se han encontrado, usando los detectores de las sondas espaciales, varios anillos delgados formados de polvo. Las bandas se forman por las resonancias gravitacionales entre el material del anillo y algún satélite de Saturno (tabla I.4 y figura 1.17).

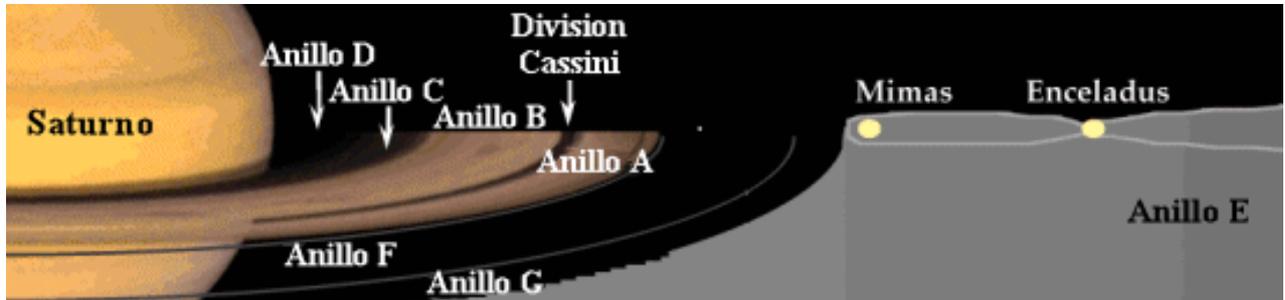


Figura 1.17 Imagen de Saturno que muestra la localización de cada uno de sus anillos.

Dentro de los anillos también es muy común encontrar satélites pequeños que se cree confinan el material polvoso por el fenómeno de pastoreo, este fenómeno también se ha asociado al anillo F, donde el material que lo forma está confinado por los satélites Prometeo y Pandora, aunque también se cree, que el campo magnético planetario podría modular el comportamiento dinámico de éste anillo porque se han observado regiones donde su material forma estructuras onduladas, rizadas o trenzadas.

El sistema clásico contiene rocas y polvo, en tanto que el sistema etéreo está formado sólo de polvo (figura 1.18a). De los cuatro anillos clásicos, el anillo D es el menos estudiado debido a su bajo albedo y a su cercanía con el planeta. Los anillos A, B y C muestran una estructura bien definida y en ellos se ha visto, gracias a las observaciones espaciales, que el material que los forma presenta un patrón ondulatorio, la naturaleza de éste patrón no ha sido completamente entendida aunque empiezan a elaborarse modelos complejos de la dinámica que impera en el material. De acuerdo con la misión Cassini, los anillos contienen agua e hidrocarburos combinados con algún otro elemento contaminante. La distribución del agua aún es un enigma en estas estructuras anulares.

Los anillos etéreos se localizan después de los anillos clásicos (figura 1.18a) y el más extenso de los tres, es el anillo E que ha sido asociado al satélite Encelado ya que la misión Cassini recientemente descubrió un sistema de fallas sobre la superficie satelital del cual está escapando el material que alimenta al anillo. Los estudios espectroscópicos realizados a la fecha por la sonda muestran que el material que escapa es hielo de agua.

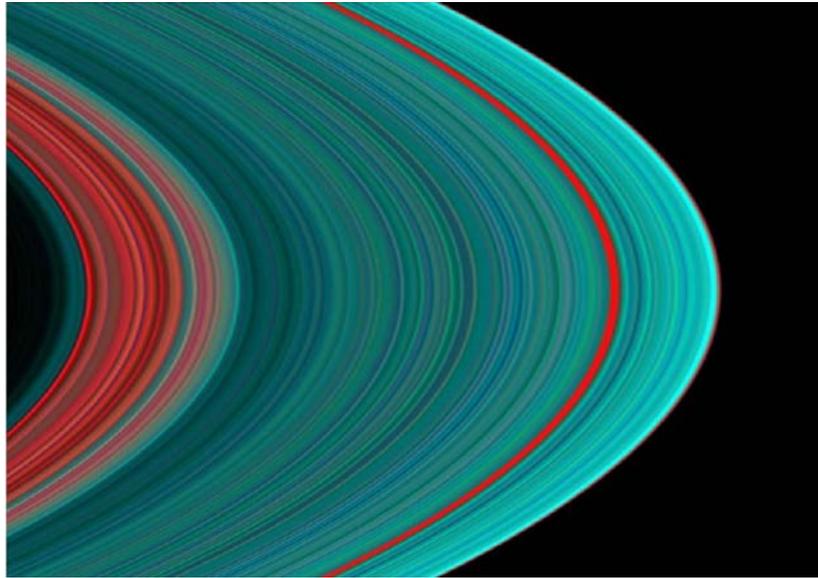
De este sistema, el anillo G es el menos estudiado ya que el material que lo forma no ha sido asociado a resonancia alguna y a ningún satélite. Las investigaciones más recientes relacionadas con este anillo, proponen que el polvo que lo forma, proviene de las colisiones que se producen entre los satélites de Saturno y los meteoroides que ingresan en su magnetosfera.

Tabla I.4. Propiedades del Sistema de Anillos de Saturno^a

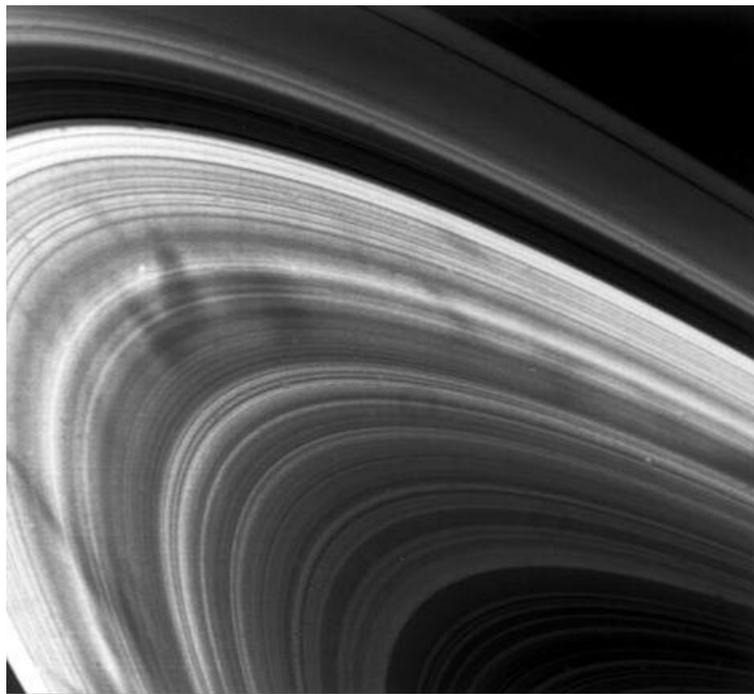
	-----Anillos principales-----							
	<i>D</i>	<i>C</i>	<i>B</i>	<i>División de Cassini</i>	<i>A</i>	<i>F</i>	<i>G</i>	<i>E</i>
<i>Localización radial</i>	1.09-1.24	1.24-1.53	1.53-1.95	1.95-2.03	2.03-2.27	2.32	2.75-2.87	3-8
<i>Grosor vertical</i>	-	-	<1 km	<1 km	<1 km	-	-	10 ³ -2x10 ⁴ km
<i>Profundidad óptica normal</i>	~10 ⁻⁵ -10 ⁻⁴	0.05-0.2	1-3	0.1-0.15	0.4-1	1	10 ⁻⁵ -10 ⁻⁴	10 ⁻⁷ -10 ⁻⁶
<i>Tamaño de las partículas</i>	μm	mm-m	cm-10m	cm-10m	cm-10m	cm-10m	μm-mm?	1μm

^a Datos para anillos principales de Cuzzi *et al.* (1984), datos de anillos externos de Burns *et al.* (1984) y datos del anillo D de Showalter (1996).

Uno de los fenómenos más enigmáticos observado en el sistema clásico, ha sido el de los spokes (figura 1.18b), que son nubes de polvo cargado eléctricamente que se elevan periódicamente sobre la superficie del anillo B, aunque no se sabe cual es su origen, los científicos esperan dar una explicación de este fenómeno usando los resultados de la sonda Cassini, en los próximos años.



a)



b)

Figuras 1.18a,b Imágenes de los anillos de Saturno obtenidas por Cassini (a) y los Viajero (b). La imagen de arriba (a) muestra a los anillos clásicos observados por el detector UV de la sonda Cassini. En la imagen de abajo (b) se observan los llamados spokes (manchas oscuras).

§1.6.8 Anillos de Urano

El sistema de anillos de Urano está formado por 11 anillos delgados ubicados entre 4.1×10^4 y 5.2×10^4 km con respecto al centro del planeta. Fueron descubiertos utilizando la técnica de ocultación estelar desde la Tierra y observados por las sondas Viajero. Estos anillos tienen un albedo muy bajo por lo que se cree que están formados de silicatos de la nebulosa protoplanetaria (figura 1.19).

El anillo más brillante, ancho y elíptico es el epsilon (figura 1.20), que también es el más externo; el material que lo forma está confinado a través del fenómeno de pastoreo que realizan los satélites Cordelia y Ofelia. A través de estos anillos se ha observado una estela de polvo que se extiende hasta las nubes tope de la atmósfera planetaria (tabla I.5).

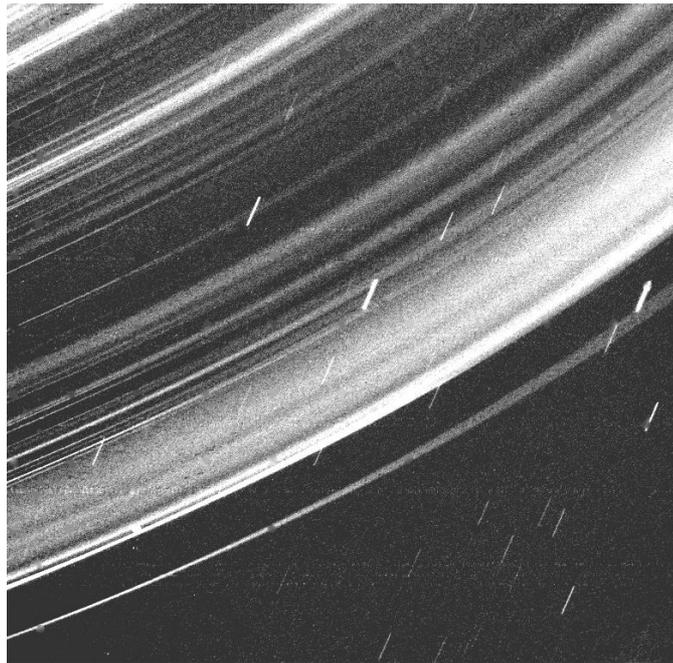


Figura 1.19 Distribución de partículas de polvo a través de los anillos de Urano.

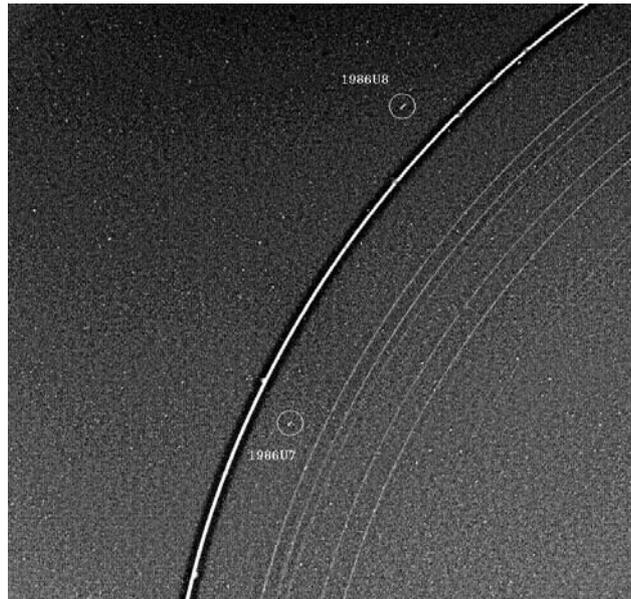


Figura 1.20 Imagen tomada por el Viajero 2 donde se observan los satélites pastores Cordelia o 1986U7 y Ofelia o 1986U8, asociados al anillo épsilon.

Tabla I.5 Propiedades del Sistema de Anillos de Urano^a

	<i>Anillos $\delta, \epsilon, \zeta, \eta, \theta, \iota, \kappa, \lambda$</i>	<i>Anillo λ</i>	<i>Anillo ϵ</i>	<i>1986U2R + polvo interno</i>
<i>Localización radial</i>	~1.64-1.90	1.96	2.01	1.41-1.91
<i>Grosor Radial</i>	1-10 km (anillos individuales varían por un factor de 2)	~2 km	20-96 km varían azimutalmente	~1000 km
<i>Profundidad óptica normal</i>	~0.5-4	0.1-0.5	1-4	~10 ⁻⁶ -10 ⁻³
<i>Tamaño de las partículas</i>	≥centímetros	submicrómetros	metros	(sub)micrómetros

^aDatos de French et al. (1991) y Esposito et al. (1991)

§1.6.9 Anillos de Neptuno

Alrededor de este planeta existen cuatro anillos llamados: Galle, Lassell, Le Vernier y Adams (figura 1.21); estas estructuras tienen un albedo muy bajo y en su mayoría están compuestos de hielo, rocas y polvo. De los cuatro anillos, se creía que el Adams, era un anillo incompleto formado por cinco arcos (Liberté, Equalité 1, Equalité 2, Fraternité y Courage). Los estudios realizados con las imágenes tomadas por las sondas Viajero, indicaron que este anillo es una estructura completa, solo que, el material que lo forma no está distribuido de manera uniforme. Al igual que el anillo F de Saturno, el material del anillo Adams presenta ondulados, torcidos y trenzados (tabla I.6).

Tabla I.6 Propiedades del Sistema de Anillos de Neptuno

	<i>Galle, Lassell</i>	<i>Le Vernier</i>	<i>Adams</i>
<i>Localización radial</i>	1.7; 2.2	2.1	2.5
<i>Ancho radial</i>	2000; 4000	~100	15 (en arcos)
<i>Profundidad óptica normal</i>	~10 ⁻⁴ (de polvo)	~0.003	0.1 en arcos 0.003 en lo demás
<i>Fracción de polvo</i>	(partículas grandes no detectadas)	~50%	~50% en arcos ~30% en lo demás

^aDatos de Porco *et al.* (1995).

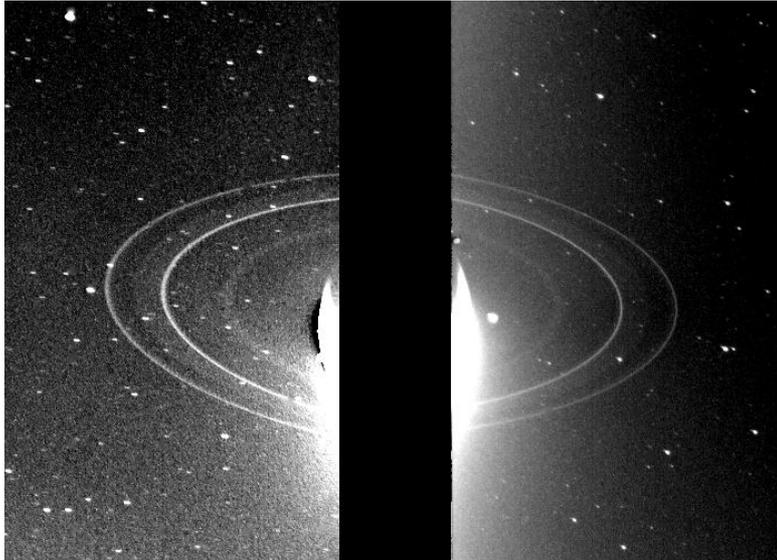


Figura 1.21 Imagen de los anillos Le Vernier y Adams tomada por la sonda Viajero 2.

En este sistema de anillos, también existe un halo de polvo que se extiende hasta la atmósfera planetaria.

§1.7 Superficies Satelitales

Los satélites representan una fuente adicional de polvo debido a las colisiones que se generan entre su superficie y los meteoroides; el polvo es eyectado y puede quedar confinado en las cercanías satelitales donde sentirá la influencia gravitacional del cuerpo que lo generó así como del planeta alrededor del cual gira este último. Si además, el planeta o el satélite poseen campo magnético, el polvo también sentirá esta fuerza.

En general, se ha observado que el polvo producido por las colisiones puede quedar confinado en las inmediaciones planetarias formando anillos tenues y ser pastoreado por el satélite del cual proviene (figura 1.22). La interacción gravitacional de las partículas de polvo dentro de los anillos, con los satélites cercanos al planeta, puede confinar o extender los límites de éstos ó puede crear estructuras raras como las ondas, los rizos o las trenzas.



Figura 1.22 Imagen artística de las colisiones de los meteoroides sobre las superficies satelitales.

Capítulo II

Polvo en la Tierra

§2.1 Introducción

Las fuentes que se han visto en el primer capítulo, no son las únicas que contribuyen a la producción de polvo en el sistema solar, éstas únicamente son las fuentes externas de polvo en relación con los planetas, es decir, los planetas tienen sus propias fuentes internas de polvo, que a su vez, también pueden aportar material al medio interplanetario, tal es el caso de las esférulas de óxido de aluminio, que son los residuos de la ignición del combustible que llevan las naves espaciales. Además de esta fuente, en la Tierra se ha descubierto que existe una gran variedad de fuentes de polvo, las cuales se clasifican dependiendo de su origen, como la mineral, la vegetal, la animal, la fungui (hongos) y aquella relacionada con los desechos tóxicos generados por el hombre (Holmes, 2001). El polvo de origen mineral proviene principalmente de desiertos y erupciones volcánicas; el vegetal es básicamente polen y residuos de las plantas, sobresaliendo la población polvosa del algodón, el café, el maíz y el trigo por ser las especies que más se cultivan en el mundo; el animal formado por los desechos que producen todas las especies animales; el fungui que genera una cantidad inmensa de esporas; y el de origen humano formado por los residuos de los combustibles usados en el transporte y en la industria. De estos tipos de

polvo, es más probable que el producido por erupciones volcánicas, sea eyectado lo suficientemente alto como para alcanzar grandes alturas en la atmósfera de nuestro planeta.

En el entorno terrestre, la dinámica de las partículas de polvo está sujeta a tres fuerzas principalmente, la fuerza gravitacional, la presión de radiación y la fuerza electromagnética, por lo que en las siguientes secciones se describirá el campo y la estructura geomagnética antes de analizar el comportamiento dinámico de polvo.

§2.2 Captura del polvo por la Tierra.

Uno de los primeros problemas a los que se enfrentaron los científicos cuando se inició la era espacial, fue que el polvo dañaba los sistemas de navegación, hecho que desencadenó una serie de estudios que incluyeron el lanzamiento de varias sondas espaciales para estudiar y recolectar parte del polvo cercano a la Tierra, y así determinar la o las poblaciones polvosas que habitan en la atmósfera y en el medio interplanetario, identificar sus propiedades físicas como radio, masa y composición química, así como modelar, su comportamiento dinámico.

En el caso del polvo interplanetario, cuando una partícula de polvo llega a la vecindad de la Tierra, esta es atraída por la fuerza gravitacional, y dependiendo de su trayectoria y de su velocidad, puede alcanzar o no la superficie planetaria porque la partícula puede verse afectada por las colisiones con otras partículas, que la fragmentarán y la dispersarán en otras direcciones; por la sublimación, que puede hacerla desaparecer por completo o reducirle su radio; o por su carga eléctrica, que propiciará que el polvo sea atrapado o no, por el campo magnético terrestre.

Los estudios relacionados con los meteoroides diminutos que ingresan en la atmósfera terrestre indican que éstos tienen un diámetro entre 5 y 50 μm (Ceplecha, 1996), y son desacelerados en la atmósfera a una altura de 100 km sobre la superficie terrestre, es decir, en la ionosfera, (ver figura 2.1). A esa altura el polvo se sublima, y el material desprendido tiende a ionizarse y excitarse debido a las colisiones que se dan con las partículas energéticas de esta capa atmosférica, en esta etapa a la partícula de polvo se le conoce

como meteoro (ver capítulo 1, sección 4). El proceso de ionización depende principalmente de la velocidad y la composición química del material (Trigo, 2000).

Las partículas de polvo ubicadas arriba de los 100 km de altura, a veces no alcanzan temperaturas mayores a los 800°C, lo cual permite que algunas de ellas logren atravesar la parte más alta de la atmósfera y llegar a la estratosfera, hecho que les permite ser recolectadas in situ antes de caer en la superficie terrestre.

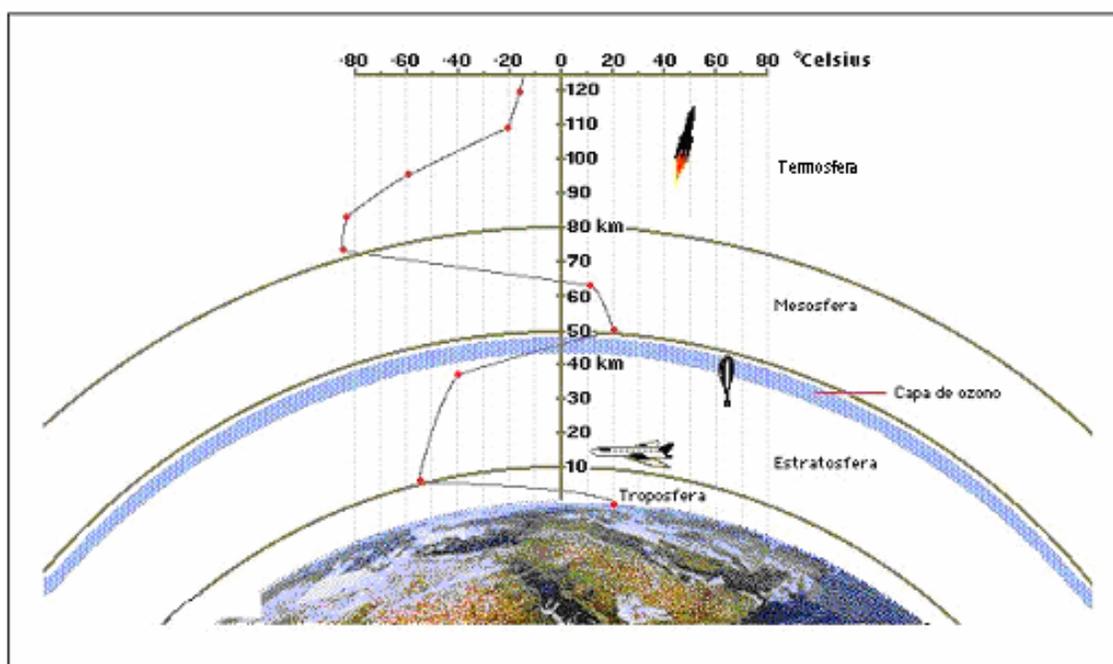


Figura 2.1 Divisiones de la atmósfera terrestre.

Los resultados obtenidos del estudio del polvo colectado, revelaron que la concentración de partículas de 10 μm de diámetro es, 10^6 veces mayor que en el espacio exterior (Grün, 1999). También se encontró que a pesar de colectar pocas partículas de origen extraterrestre, a esa altura únicamente las partículas de erupciones volcánicas (en el rango de 10 μm) son capaces de llegar a la estratosfera.

Los estudios también han demostrado que las partículas producidas por contaminación antropogénica representan el 90% de todas las partículas entre 3 y 8 μm de diámetro, la mayoría de las partículas en este rango están formadas de óxido de aluminio (Al_2O_3). En cuanto a las partículas de origen interplanetario, se encontró que el 60% son de composición condrítica, el 30% son aleaciones de hierro-sulfuro-níquel y el 10% restante está formado de silicatos máficos como el olivino y el piroxeno. (Grün, 1999)

Aparte de las colecciones in situ en la estratosfera, se ha colectado polvo fuera de la atmósfera terrestre, para ello se han enviado sondas (tabla II.1) que, además de estudiar la magnetosfera terrestre y el medio interplanetario, han registrado la densidad del polvo en diferentes regiones del espacio, permitiendo conocer la distribución de partículas de polvo interplanetarias en las inmediaciones terrestres. En particular la función de distribución asociada a las PPI's se infirió de los registros de los microcráteres lunares, los cuales no han sufrido cambios de su morfología.

**Tabla II.1 Misiones que han estudiado al Polvo Interplanetario
Cercano a la Tierra con algunas de sus características**

Sonda ó Satélite	Inicio y/o tiempo de operación	Distancias cubiertas (UA)	Datos
Explorer 16 Pegaso I	diciembre1962 febrero1972	1	-Estos experimentos establecieron el flujo de polvo cercano a la Tierra en niveles considerados razonables actualmente y con 6 órdenes de magnitud por debajo de los niveles necesarios para que comenzara a formarse un anillo de polvo alrededor de la Tierra.
Prospero	28oct1971	1	-Satélite alemán que midió incidencia de micrometeoroides en las cercanías terrestres.
Helios 1 y 2	10dic1974 y 15enero1976	0.3-1	-Estas pruebas espaciales alemanas determinaron cuantitativamente poblaciones de polvo. - Además fue el primer analizador de la composición química y carga natural del polvo interplanetario.
IRAS Infrared Astronomical Satellite	26junio1983	1	Telescopio infrarrojo que descubrió discos de polvo en torno a las estrellas, encontró nuevos cometas y satélites.
IRTS (Infrared Telescope in Space)	18marzo1995	1	-Es el primer telescopio japonés orbital dedicado a las observaciones astronómicas en infrarrojo. -Ha obtenido una suma significativa de información sobre cosmología, materia interestelar y lo último acerca de tipos de estrellas y polvo interplanetario.
Genesis	8agosto2001- 9agosto2004	1	-Colectó partículas en el punto de Lagrange 1, entre la Tierra y el Sol donde la gravedad de ambos cuerpos está balanceada. -Datos obtenidos por esta nave han ayudado a comprender las variaciones isotópicas en meteoritos, cometas, muestras lunares y atmósferas planetarias.

Datos recopilados de la página de la NASA <http://science.hq.nasa.gov/missions/phase.html>

En las últimas décadas, los estudios vinculados con el polvo, se han realizado en la mesosfera y están relacionados con las observaciones de los ecos polares mesosféricos, los cuales se forman entre los 50 y 80 km de altura, debido a la acumulación de partículas de polvo cargadas que en promedio tienen un diámetro de 0.1 μm (Havnes et al, 1996). Otro fenómeno asociado al polvo también en la mesosfera, es el de las nubes noctilucentes, las cuales se forman por el congelamiento de partículas de agua sobre las partículas de polvo. Estas nubes se observan durante los meses del verano, cuando la temperatura en la mesosfera puede abarcar de los -53°C a los -143°C (von Zahn and Meyer, 1989). La carga eléctrica de estas partículas de polvo, es un factor determinante para su confinamiento en la Tierra, por lo que el campo magnético y la fuerza de Lorentz deben tomarse en cuenta cuando se estudia su comportamiento dinámico. La fuerza de gravedad y la presión de radiación son otras fuerzas que modulan la dinámica del polvo a 1 UA; la relación que guardan estas tres fuerzas entre si, ha sido calculada teóricamente por Mann (1991) (Tabla II.2).

Tabla II.2 Fuerzas específicas sobre el polvo en 1 UA.

masa	radio	F_{grav}/m	F_{rad}/m	F_L/m
[kg]	[μm]	[$\text{N}\cdot\text{kg}^{-1}$]	[$\text{N}\cdot\text{kg}^{-1}$]	[$\text{N}\cdot\text{kg}^{-1}$]
10^{-17}	0.1	10^{-3}	10^{-2}	10^{-2}
10^{-14}	1.0	10^{-3}	10^{-3}	10^{-4}
10^{-11}	10	10^{-3}	10^{-4}	10^{-6}
10^{-8}	100	10^{-3}	10^{-5}	10^{-8}

(Mann, 1991)

§2.3 El campo geomagnético y la magnetosfera terrestre.

§2.3.1 Campo geomagnético

La historia del magnetismo terrestre comenzó hace más de 4500 años, siendo los chinos, los que descubrieron que la piedra imantada o magnetita, descubierta por los griegos de la antigüedad en la isla Magnesia, se inclinaba en dirección sur-norte y a ellos se debe la invención de la brújula que fue utilizada para orientarse sobre todo en los viajes de navegación a partir del año 2634 A.C. (Fukushima, 1995). Mientras que los chinos aplicaban su nuevo invento a la vida práctica, en el mundo occidental, fueron los griegos quienes difundieron las propiedades de la magnetita.

Entre el año 2634 A.C. y el siglo XV D.C., no se sabe cuales fueron los estudios y/o las aplicaciones de la brújula en la navegación por lo que al periodo anterior a las grandes navegaciones se le llamó “Periodo prehistórico del Geomagnetismo”, y los únicos datos relevantes que se conocen de ese periodo son el montaje de la aguja imantada usada por los chinos, en un pivote que utilizó Alexander Neckham en el año 1187 y la carta de Petrus Peregrinus en la cual se describen las propiedades de los imanes.

Para el año 1492 D.C., cuando Colón navegaba hacia el oeste de España, notó los cambios de la declinación de este a oeste en medio del océano, y así como él, muchos navegantes observaron ese tipo de variaciones en sus brújulas, las cuales fueron asociadas en muchos casos, a la existencia de una fuerza misteriosa de origen extraterrestre. Desafortunadamente la geografía y la cartografía de ese tiempo, eran asuntos de estado desde los puntos de vista económico y político, motivo por el cual estaban celosamente resguardados propiciando una escasez de textos históricos sobre el tema. En este mismo siglo (XV), el interés de los reyes de Portugal por la navegación, permitió que se fundara la Escuela de Sagres, el primer centro occidental de estudios de navegación, geografía y cartografía. Pero aún con esta escuela, los navegantes se seguían enfrentando al problema de determinar las longitudes geográficas y por ende la elaboración de mapas de la Tierra,

ya que debían tomar en cuenta “la variación de la variación de la aguja”, es decir “la variación de la declinación magnética con la posición geográfica”, la cual se convirtió en una medición rutinaria que dio lugar a las cartas de declinación o “cartas isogónicas”. En particular la carta isogónica del océano Índico, trazada por el portugués Castro, representa el fin del período prehistórico y el nacimiento del geomagnetismo, aunque las explicaciones místicas de la fuerza que hacía variar de posición a la aguja imantada continuaron a la par con los estudios científicos formales sobre el tema hasta el siglo XIX.

Durante los siglos XV y XVI, la declinación magnética y su variación geográfica fue observada por los navegantes, y se encuentra descrita con detalle en la obra de Martín Cortés, publicada en 1551, en la que se distinguen los polos magnéticos de los polos geográficos. Para el año 1543, Nicolás Copérnico publica su teoría del sistema solar, y en 1581 Robert Norman publica “El nuevo atrayente”, refiriéndose al descubrimiento de la inclinación magnética; estos hechos inspiraron a William Gilbert (1600), quien basado en el método científico, explicó detalladamente como se orienta una aguja imantada en su famoso libro “De Magnete”, que se puede considerar como el primer tratado de magnetismo. En su libro Gilbert afirma por primera vez que “La Tierra misma es un gran imán”, y sugiere por lo tanto que el planeta tiene un gran campo magnético dipolar, como si hubiera una barra magnética gigante en el centro de la Tierra con líneas de fuerza magnética emergiendo del polo sur, atravesando el espacio cercano a la Tierra y entrando de nuevo por el polo norte. Además trató de explicar porque el eje magnético de este gran imán no correspondía con el eje de rotación.

Con base en las mediciones realizadas en los años subsecuentes, Henry Gellibrand (1634) descubrió la variación secular de la declinación magnética, y los estudios posteriores permitieron descubrir otro tipo de variaciones temporales de la declinación (medida positiva al este del norte geográfico) y de la inclinación (medida positiva hacia abajo de la horizontal).

Hacia finales del siglo XVII, Edmund Halley (1699) dirigió el primer sondeo magnético y un año después creó la carta isogónica del Atlántico, la cual ayudó a eliminar gran parte del misticismo que rodeaba al geomagnetismo. Posteriormente George Graham (1722) descubrió la variación diurna de la declinación, y en 1741, detectó perturbaciones magnéticas simultáneas debidas a la actividad auroral en la ciudad de Londres, fenómeno que también fue observado por Celsius en Suecia. En ese mismo siglo se inicia un nuevo periodo de investigaciones acerca del magnetismo, como los estudios de Coulomb; él creó una balanza de torsión a partir de una barra imantada aislada de su entorno suspendiéndola con un hilo no conductor, y basándose en éste y otros experimentos logró deducir la ecuación que lleva su nombre (1785), la cual define la fuerza de repulsión o atracción magnética (y también la eléctrica) entre dos objetos cargados separados a una cierta distancia.

A principios del siglo XIX, Poisson definió el concepto de dipolo y la intensidad de la magnetización, contribuyendo a la teoría general del potencial y su aplicación al campo magnético. Más adelante Oersted (1820) descubrió el magnetismo debido a corrientes eléctricas y en este mismo año, André-Marie Ampère, describió el magnetismo como una fuerza entre corrientes eléctricas. Pocos años después, Gauss (1828) motivado por los trabajos de Alexander von Humboldt, estudió el magnetismo, y más tarde desarrolló un método para medir la intensidad magnética.

El primero en utilizar el término de campo magnético fue Michael Faraday (1831), quien además descubrió la inducción eléctrica y más tarde introdujo el concepto de dínamo, en este mismo año, Los Rosses y Sabine llegan al polo norte magnético mientras que Faraday continuó con las investigaciones sobre el dinamo hasta 1832 tratando de detectar una corriente de dinamo en las aguas fluyendo en la superficie de la Tierra.

Un hecho importante ocurrido en estos años fue la fundación de la Unión Magnética Göttingen por Gauss (1834) que fue la primera sociedad científica y la precursora de lo que actualmente se conoce como la IATME (Internacional Association of Terrestrial

Magnetism and Electricity), y de la actual IAGA (Internacional Association of Geomagnetism and Aeronomy). Este mismo investigador, entre 1836 y 1839 mostró como se mide la intensidad magnética en unidades absolutas y además modeló matemáticamente el campo magnético de la Tierra, en el cual mostró que más del 95% del campo geomagnético se origina en el interior planetario y el 5% restante proviene de fuentes externas.

De las teorías que explican el origen y la creación del campo geomagnético, la más aceptada es la teoría del dinamo, la cual propone que el campo magnético es de naturaleza dipolar (ver sección 2.3.2) que se genera por la existencia de un fluido conductor en el interior de la Tierra donde se generan corrientes eléctricas por la rotación planetaria.

La estructura interna de la Tierra está formada por cuatro capas: el núcleo interno constituido de hierro sólido que gira con un período propio de 0.2° de longitud por año, más rápido que el de la superficie de la Tierra, este núcleo se encuentra a una temperatura de aproximadamente 5800° C, semejante a la temperatura de la superficie del Sol y cubre un área similar al del 70% del tamaño de la Luna, es decir, abarca desde el centro de la Tierra hasta un radio de 1200 km. A partir de esta distancia y hasta los 3300 km desde el centro de la Tierra, se encuentra una capa intermedia conocida como el núcleo exterior formada de hierro líquido y en donde se genera el campo geomagnético. La siguiente capa conocida como manto, se subdivide en tres zonas, la interior, la superior y la litosfera, las cuales ocupan la porción exterior de la esfera terrestre desde los 3300 km a los 6300 km con respecto al centro de la Tierra (figura 2.2).

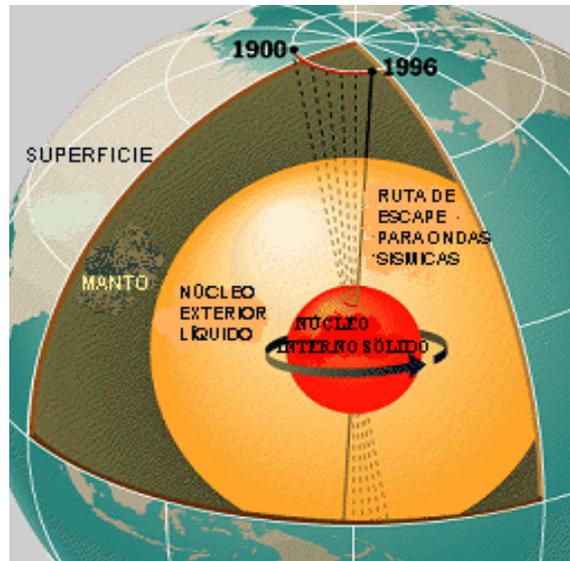


Figura 2.2 Esquema del interior de la Tierra.

Una aproximación de como se encuentra el campo magnético terrestre, se asemeja en un 90% a un dipolo centrado en el planeta con su eje inclinado 11.5° respecto al eje de rotación o eje geográfico, por tal razón una brújula no apunta hacia el norte geográfico, esta diferencia es la que se conoce como declinación magnética. El polo norte magnético se ubica actualmente a 1800 km del polo norte geográfico, por arriba de los 80° de latitud norte, y aproximadamente a los 110° de longitud oeste. Desde el año 1831 se han registrado cambios desde los 70° de latitud norte y los 97° de longitud oeste. Estas variaciones permitieron descubrir que el polo magnético se ha estado moviendo en dirección norte a una velocidad de aproximadamente 10 km por año (web 2). El campo geomagnético se ha invertido por completo en intervalos irregulares, aproximadamente una vez cada 300 000 años, ocurriendo la última inversión hace 780 000 años.

Gracias a los estudios paleomagnéticos, se ha calculado el momento dipolar, que es una medida de la intensidad del campo magnético, siendo actualmente de 8×10^{22} ampers m^2 (Udias y Mezcuca, 1997), dos veces más que la intensidad media del último millón de años, que fue de 4×10^{22} ampers m^2 (web 2: NASA).

La intensidad del campo magnético terrestre es de carácter vectorial y para estudiar sus componentes se toma como sistema de referencia, en un punto de la superficie de la Tierra, un sistema cartesiano de coordenadas XYZ en la dirección Norte, Este, Nadir, o sistema geográfico, en el que el Norte es el Norte Geográfico, o proyección sobre el plano horizontal de la dirección del eje de rotación de la Tierra. La intensidad del campo magnético es F, su proyección horizontal es H y los componentes sobre los ejes vienen definidos por XYZ. La dirección de H señala al Norte Magnético y el ángulo que forma esta dirección con el Norte Geográfico es D, la declinación magnética. El ángulo entre F y la horizontal es I, el ángulo de inclinación. (ver figura 2.3). Las relaciones entre las diversas componentes de F son:

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad (1)$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad (2)$$

$$D = \operatorname{tg}^{-1} \frac{Y}{X} \quad (3)$$

$$I = \operatorname{tg}^{-1} \frac{Z}{H} \quad (4)$$

Para definir el campo magnético en un punto, como en cualquier vector bastan tres cantidades que suelen ser X, Y, Z o F, I, D, dependiendo del sistema de coordenadas que se utilicen, es decir, cartesianas, esféricas o cilíndricas. En geomagnetismo el parámetro que generalmente se utiliza para definir el campo magnético es **B**. Las unidades del sistema internacional (SI) para **H** y **B** son ampers m² y weber m² (Tesla) respectivamente, o en cgs, el oersted y el gauss respectivamente. La unidad cgs más empleada es un submúltiplo del gauss, la gamma (γ) = 10⁻⁵ G = 10⁻⁹ T (Udias y Mezcuca, 1997).

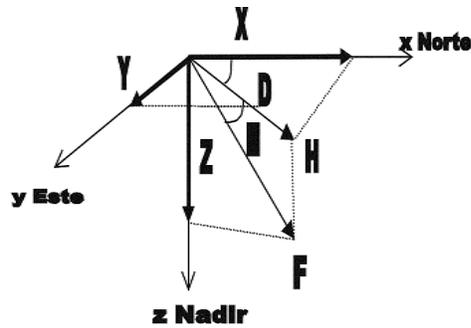


Figura 2.3 Descomposición vectorial del campo geomagnético en el sistema de referencia geográfico.

H = componente horizontal; (siempre positiva).

Z = componente vertical; (positiva hacia abajo, negativa hacia arriba).

X = componente dirección Norte Geográfico.

Y = componente dirección Este Geográfico.

D = declinación geomagnética (ángulo entre la dirección del Norte Geográfico y el Norte Geomagnético, positivo hacia el Este); D varía entre 0° y 180° y entre 0° y -180° .

I = inclinación geomagnética (ángulo entre el plano horizontal y el vector campo geomagnético, positivo hacia abajo); I : varía entre 90° y -90° .

La intensidad del campo en las variaciones seculares, tiene un valor aproximado de algunas decenas de gammas al año, en algunos sitios alcanza hasta $150 \gamma/\text{año}$ y de hasta 6 a 10 minutos de arco/año para la declinación e inclinación, esta variación está relacionada con los procesos que dan origen al campo interno, es decir, que existe un campo externo, al cual se le asocian otro tipo de variaciones. De esta manera, aunque el campo magnético terrestre es en su mayor parte de origen interno, también existe un campo externo producido fuera de la Tierra, principalmente por la actividad del Sol, que se manifiesta por las características de sus variaciones en el tiempo.

Las variaciones periódicas se aprecian mejor gracias a que se dan en su mayoría en días tranquilos, es decir, aquellos en los que las perturbaciones de la actividad solar son pequeñas, y que permiten diferenciar las variaciones, ya que estas dependen de la influencia continua del Sol y de la Luna, por lo que su periodicidad está relacionada con

los periodos de las órbitas de estos cuerpos y de la rotación de la Tierra; considerando también los periodos asociados a la actividad de las manchas solares y de la rotación del Sol. Existen también otras perturbaciones de periodos menores de diez minutos, en general entre dos y diez segundos, que reciben el nombre de pulsaciones magnéticas. Y, en cuanto a las perturbaciones no periódicas, las más importantes reciben el nombre de tormentas magnéticas.

§2.3.2 El campo magnético dipolar terrestre

Como Gilbert predijo desde el siglo XVII, el campo magnético terrestre se parece al producido por una pequeña barra de imán, el cual al poner debajo de una superficie de papel, sobre la cual se colocan limaduras de hierro, se observa que éstas se orientan siguiendo las líneas de fuerza magnética, descritas por un campo dipolar o dipolo. Este campo no es uniforme puesto que las líneas de fuerza se curvan y su intensidad decrece con respecto a la distancia al centro del dipolo, por lo tanto cerca de los polos el campo magnético es más intenso y en el ecuador es más débil. En el caso terrestre la intensidad magnética es de 30,000 γ cerca del ecuador y de 60,000 γ en los polos (Walt 1994).

El campo magnético de nuestro planeta no es puramente dipolar, ya que existen contribuciones de orden mayor, que son representadas por el modelo de multipolos de Gauss, el cual es una serie donde se considera el término dipolar como el primero de la serie, mientras que los siguientes son los términos cuadrupolares, octopolares, etc., por lo que, el campo geomagnético total se representa como un campo constituido por una parte dipolar y otra no dipolar:

$$\mathbf{B}_T = \mathbf{B}_d + \mathbf{B}_{dn} \quad (5)$$

B_d = campo geomagnético dipolar (aproximadamente el 90% del campo total observado).

B_{nd} = campo geomagnético no dipolar.

B_d se puede representar por un dipolo magnético con polaridad magnética negativa, cuyo polo sur geográfico corresponde con el polo geomagnético boreal, con un momento dipolar terrestre de $m_T = 7.94 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ y un eje del dipolo, que como ya se ha mencionado, tiene una inclinación de aproximadamente 11.5° con respecto al eje de rotación.

Los polos geomagnéticos tienen las coordenadas geográficas, para el polo geomagnético boreal de 79°N , 290°E y para el polo geomagnético austral de 79°S , 110°E (figura 2.4).

Las componentes de \mathbf{B}_d están dadas por:

$$B_r = -\frac{2Cm_T \cos\theta}{r^3} \quad (6)$$

$$B_\theta = -\frac{Cm_T \sin\theta}{r^3} \quad (7)$$

Con $C = 10^{-7} \text{ m Kg C}^{-2}$

r = la distancia del centro del dipolo al punto

θ = el ángulo que forma el radio-vector del punto con el eje del dipolo invertido.

Las relaciones entre estas componentes y las componentes Z_d y H_d son:

$$Z_d = -B_r \quad H_d = -B_\theta \quad (8)$$

Para puntos sobre la superficie de la Tierra $r = 6371 \text{ Km}$, podemos poner Z_d y H_d en función de la constante geomagnética, $B_0 = C m_T / R^3 = 30,936 \gamma$:

$$Z_d = 2 B_o \cos\theta, \quad H_d = B_o \sin\theta \quad (9)$$

Las coordenadas tomadas con respecto al eje del dipolo se denominan coordenadas geomagnéticas definidas por:

Φ^* = latitud geomagnética (ángulo a lo largo de un meridiano geomagnético entre el punto y el ecuador geomagnético).

λ^* = longitud geomagnética (ángulo entre el meridiano geográfico del polo geomagnético boreal y el meridiano geomagnético del punto).

Un punto P de coordenadas geográficas (Φ, λ) , tiene coordenadas geomagnéticas (Φ^*, λ^*) . La equivalencia entre ambas se deduce a partir del triángulo esférico cuyos vértices son el polo geográfico, el polo geomagnético y el punto P. Si (Φ_B, λ_B) son las coordenadas del polo magnético boreal (figura 2.4):

$$\text{sen}\Phi^* = \text{sen}\Phi_B \text{sen}\Phi + \cos\Phi_B \cos\Phi \cos(\lambda - \lambda_B) \quad (10)$$

$$\text{sen}\lambda^* = \frac{\text{sen}(\lambda - \lambda_B) \cos\Phi}{\cos\Phi^*} \quad (11)$$

La declinación D viene dada por:

$$\text{sen}D = -\frac{\cos\Phi_B \text{sen}(\lambda - \lambda_B)}{\cos\Phi^*}, \quad (12)$$

donde:

$$\Phi^* = 90^\circ - \theta$$

Sustituyendo Φ^* en la ecuación del campo magnético se obtiene para la superficie terrestre, las coordenadas dipolares en función de las coordenadas geomagnéticas:

$$\operatorname{tg} I = 2 \cot \theta = 2 \operatorname{tg} \Phi^*; \quad Z_d = 2 B_0 \operatorname{sen} \Phi^*; \quad H_d = B_0 \cos \Phi^* \quad (13)$$

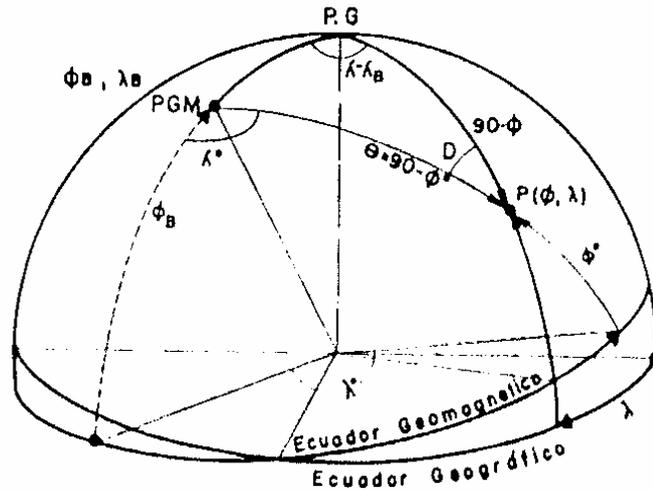


Figura 2.4 Sistema de coordenadas geográficas (Φ, λ) y geomagnéticas (Φ^*, λ^*) representadas por el ecuador y polo respectivo. (Udias, 1997)

§2.3.3 Magnetosfera terrestre

La interacción del viento solar con el campo geomagnético genera la magnetosfera, que es una cavidad que rodea a nuestro planeta formando una barrera para el viento solar. En esta sección se describe cada una de las regiones que forman la magnetosfera (figura 2.5).

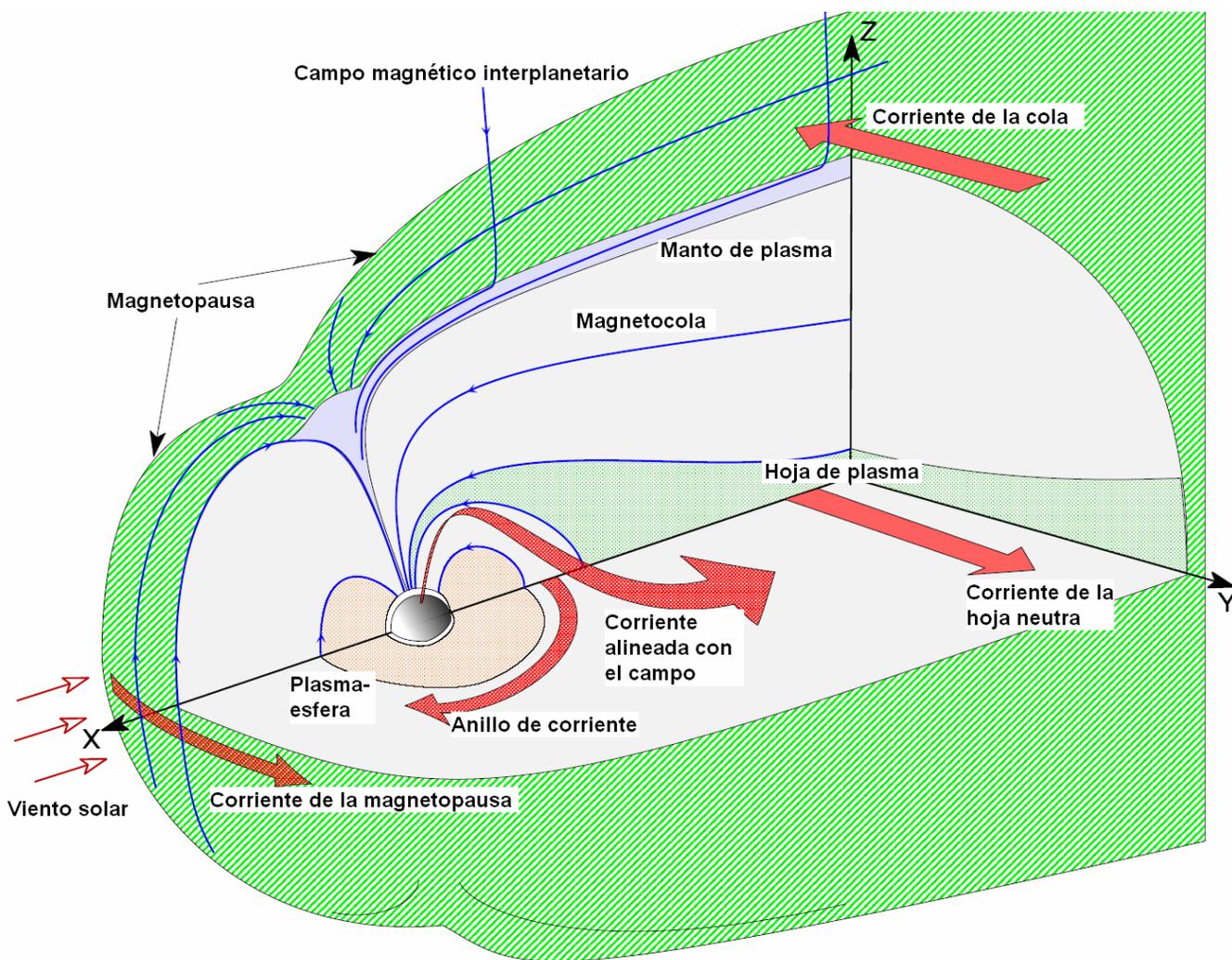


Figura 2.5 Estructura de la magnetosfera terrestre.

La existencia del viento o plasma solar se debe a la constante expansión coronal del Sol y está compuesto principalmente por iones de hidrógeno y helio, con una velocidad típica de 400 km/s en la vecindad terrestre, aunque puede alcanzar hasta los 800 km/s o más durante el máximo solar. Cuando se acerca a la órbita terrestre, tiene una densidad promedio de $5 \text{ partículas} \cdot \text{cm}^{-3}$ y su campo magnético tiene una intensidad de 7γ (Carovillano, et. Al 1968).

El tamaño de la magnetosfera está determinado por el balance que hay entre la energía magnética de la Tierra y la energía del viento solar, que en conjunto le dan una forma simétrica lateral, extendiéndose del lado día hasta 10 radios terrestres aproximadamente, en los costados hasta 10 radios terrestres y del lado noche (similar a la cola de un cometa) se extiende más allá de los 200 radios terrestres (Knecht & Shuman, 1985). Cada una de las regiones de la magnetosfera está definida por diferentes poblaciones de partículas, corrientes y campos, las cuales a continuación explicaremos partiendo del encuentro que se da entre el viento solar y la magnetosfera.

El frente de choque

De manera similar a la onda de choque que se presenta al frente de un avión cuando este rebasa la velocidad del sonido, se forma el frente de choque de la magnetosfera, de esta forma el viento solar se desvía hacia los costados de la magnetosfera. En esta región, el viento solar reduce su velocidad hasta los 250 km/s, y después de pasar por esta región el viento se acelera de nuevo entre los 100 y 200 radios terrestres, recuperando su velocidad inicial, al mismo tiempo que parte de él se infiltra en la magnetocola.

El frente de choque se ubica entre los 13 y 14 radios terrestres, y su grosor es de 10 km aproximadamente lo que permite, que la energía cinética del viento solar se convierta en energía térmica.

Magnetofunda

Después del frente de choque encontramos la magnetofunda, limitada también por la magnetopausa. En esta región se forma un plasma turbulento que fluye alrededor de la

magnetosfera, provocado por el flujo supersónico del viento solar que a su vez forma el frente de choque. En esta región, el campo magnético interplanetario es arrastrado tendiendo a alinearse tangencialmente con la magnetopausa.

Magnetopausa

Esta región es el límite de la magnetosfera y se localiza en promedio a los 10 radios terrestres del lado día, su espesor se estima entre los 100 y 200 km (web 3) y aquí la intensidad del campo geomagnético varía entre 5 y 20 γ (Walt, 1994). La comprensión del campo geomagnético debido al viento solar puede ser representada por la corriente de la magnetopausa, conocida como la corriente Chapman-Ferraro. Para una posición de 10 radios terrestres, la energía requerida para confinar el campo magnético dipolar es de aproximadamente 10^{15} joules (Walt, 1994). Para que puedan entrar partículas del viento solar, la componente B_z del campo magnético interplanetario actúa como un interruptor que permite o no la entrada de estas partículas, es decir, si la componente está dirigida hacia el sur, puede conectarse con las líneas de alta latitud del campo dipolar de la Tierra en el frente de la magnetosfera (ver figura 2.6). Después, las líneas del campo magnético interplanetario y las líneas del campo geomagnético se acoplan y son arrastradas por el viento solar hacia la parte posterior formando la magnetocola que es una región abierta de la magnetopausa que permite que entren partículas energéticas del medio interplanetario a la magnetosfera.

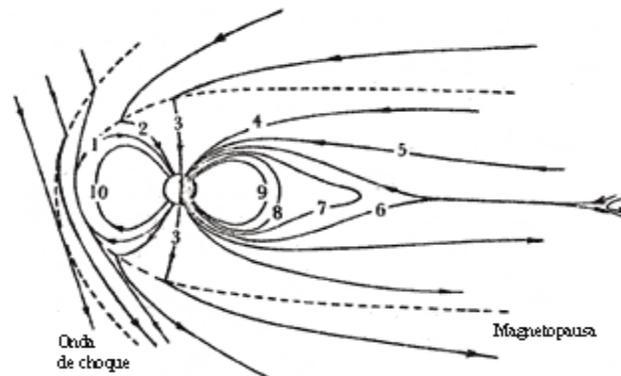


Figura 2.6. La convección estacionaria se da en el meridiano del medio día-medianoche. Los números indican las posiciones sucesivas de las líneas del campo geomagnético, con reconexión en los puntos 1 y 6. (Akasofu, 1979).

Las líneas del campo de la magnetocola pueden reconectarse y regresar de nuevo a la configuración de líneas de campo dipolar liberándose la energía que estuvo almacenándose en la magnetocola y transfiriéndose en forma de energía cinética al plasma ionosférico. Este proceso es el que se asocia a las subtormentas polares y a la aparición de las auroras.

Las líneas de campo que se acoplan formando la magnetocola están asociadas con los conos polares, los cuales están ubicados en los polos magnéticos y son simétricos al eje magnético terrestre. Además, estas estructuras se relacionan con los puntos neutros que se localizan en el meridiano del medio día.

Conos polares

Los conos polares son las regiones de campo magnético en las cuales el plasma de la magnetofunda tiene acceso directo a la ionosfera, tienen forma de embudo y se localizan por encima de los polos magnéticos de la Tierra en altas latitudes en la zona auroral del lado día, definiendo los límites de las líneas cerradas del campo geomagnético. La localización de estos conos polares depende de la forma de la magnetopausa, la cual se puede ver afectada cuando se dan las reconexiones de las líneas de campo, es decir cuando las líneas del lado día se reconectan hacia el lado noche. En promedio, estas estructuras tienen una abertura angular igual a 15° , aunque ésta varía considerablemente en los solsticios ya que en este periodo el sol alcanza su máxima posición meridional o boreal.

Hoja neutra y hoja de plasma

A una distancia de casi 16 radios terrestres en dirección antisolar, se ha observado que la magnitud del campo decrece hasta un valor muy pequeño comparado con el rango de entre 10 y 20 γ que se ha registrado a distancias de entre 10 y 15 radios terrestres, además a esta misma distancia de 16 radios terrestres, la dirección del campo cambia abruptamente de una dirección antisolar a una dirección solar. Este cambio en la dirección del campo magnético de la Tierra, fue la clave para observar la existencia de la hoja de corriente también llamada hoja neutra, la cual separa las regiones del campo magnético con direcciones opuestas. La hoja de corriente neutra tiene un espesor de 0.1 a 1 radios terrestres (Carovillano, 1968).

El cambio de dirección del campo en la magnetocola implica además la existencia de una hoja de plasma que se encuentra confinada entre las dos líneas de campo magnético con direcciones opuestas y que se ubican en el ecuador magnético. La hoja de plasma es altamente dinámica y en ella, las líneas de campo pueden reconectarse.

Esta estructura tiene un espesor de 3 radios terrestres en promedio en la mitad de la magnetocola, que se localiza entre 30 y 40 radios terrestres; este espesor crece o decrece durante las subtormentas magnéticas y varía de acuerdo con las fases de este fenómeno geomagnético.

Plasmaesfera

El límite de la ionosfera localizado entre 3 y 4 radios terrestres es conocido como plasmapausa, y la región dentro de este límite es lo que se conoce como plasmaesfera. Esta estructura está dominada por un plasma denso y frío de origen ionosférico constituido principalmente por iones de oxígeno e hidrógeno, y en menor cantidad por He^+ , O^{2+} , N^+ y N^{2+} , los cuales se diferencian del ambiente interplanetario ya que estos últimos no forman parte del viento solar. La densidad en esta región de la magnetosfera es de $10^4 \text{ part}\cdot\text{cm}^{-3}$ (web 4) hasta los 1000 km y entre $10\text{-}100 \text{ part}\cdot\text{cm}^{-3}$ en el límite exterior de la plasmaesfera. Además en esta región es donde encontramos a los cinturones de Van Allen con una densidad de miles de partículas por cm^3 . La energía de las partículas energéticas de la plasmaesfera oscila en promedio entre los 0.5 eV y 1 eV (Akasofu 1979, Carovillano 1968).

Anillos de radiación de Van Allen

El descubrimiento de los anillos de radiación se dio gracias a las medidas realizadas por los instrumentos a bordo de las naves espaciales. El primer aparato en detectarlos fue el medidor Geiger montado en el satélite Explorer 1, lanzado en el año 1958, con ayuda de este aparato Van Allen dedujo que la Tierra está rodeada de una gran población de partículas energéticas. A partir de las observaciones realizadas posteriormente con otros satélites artificiales, se descubrió que existen dos zonas extensas de forma toroidal,

compuestas de electrones y protones que circundan al planeta (figura 2.7). Estas zonas reciben el nombre de anillos de radiación y se localizan dentro de la plasmaesfera; en honor de su descubridor, se conocen como los anillos o cinturones de Van Allen.

Los cinturones de radiación tienen un origen diferente, uno es el cinturón interior que ocupa una región densa sobre el ecuador, poblado principalmente por protones de energías entre los 10-100 Mev, dentro de éste, se le suele llamar cinturón de radiación a la parte más energética, donde se pueden encontrar, entre otras, partículas de 1 Mev. El segundo anillo es el cinturón de radiación exterior, que contiene una región con partículas de menor energía, pero mucho más numerosas que en el cinturón interior, que generan la corriente del anillo, ya que transportan la corriente eléctrica asociada con las tormentas magnéticas. Estas partículas son principalmente iones de aproximadamente 0.05 MeV, aunque también puede haber electrones más energéticos (Walt 1994).

Durante los días quietos en la magnetosfera, no se observa la entrada ni la salida de partículas en estas dos zonas pero, cuando se producen perturbaciones en la magnetosfera, se observa una gran actividad en el flujo de partículas que salen y entran de estas estructuras.

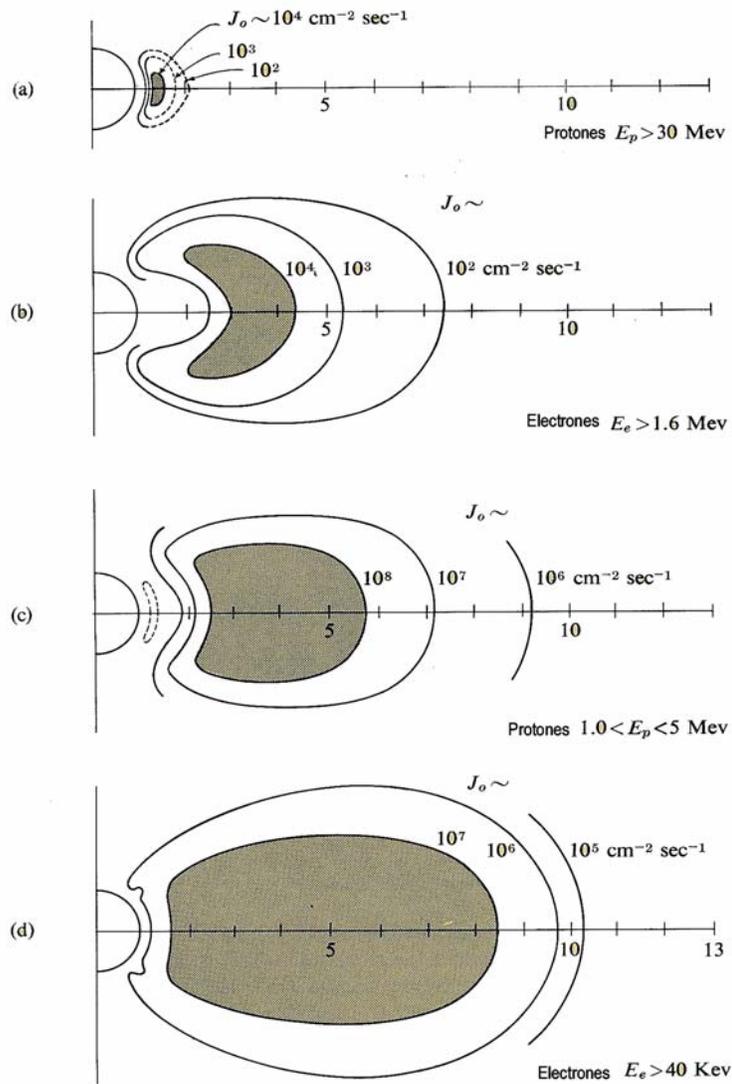


Figura 2.7 Distribución de partículas dentro de los anillos de radiación.

Sistemas de corrientes

Los satélites que han investigado las variaciones en la corriente del anillo principal durante una tormenta, han observado que no existe en realidad una corriente global sobre el anillo o alguna corriente parcial simple, es decir, se ha visto que se forman muchas corrientes de diferente intensidad, que varían en gran escala dependiendo del tiempo y de su ubicación. En la magnetosfera terrestre existen tres corrientes principales (figura 2.8):

- a) La corriente Chapman-Ferraro, la cual llega hasta el exterior de la magnetosfera y la confina.
- b) La corriente que atraviesa la magnetocola y forma la hoja de corriente y,
- c) Las corrientes alineadas con el campo, las cuales aparecen durante las tormentas magnéticas, cuando las partículas energéticas buscan el camino más corto a través de la atmósfera del planeta, reflejando un rápido crecimiento de la corriente del anillo y siendo estas las causantes del fenómeno auroral observado en los polos norte y sur terrestres.

En período de tormentas, las corrientes alineadas con el campo se conectan con la corriente del anillo entre 3.5 y 9 radios terrestres.

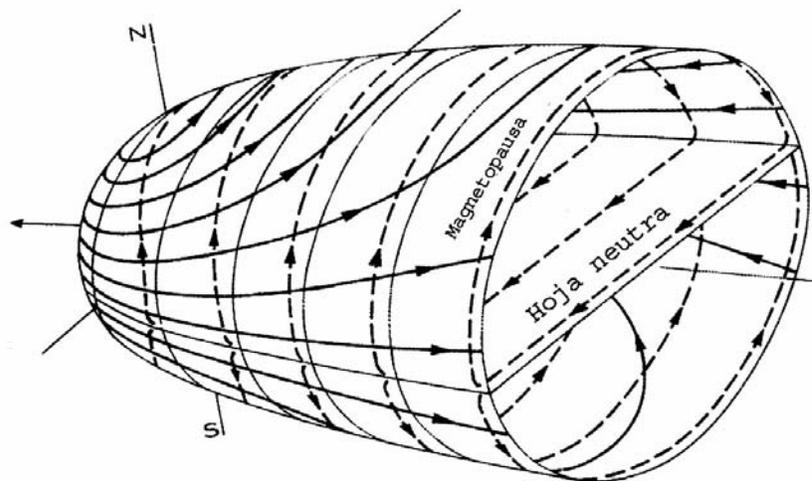


Figura 2.8 Sistema de corrientes. No todas las corrientes fluyen continuamente, las flechas únicamente representan el promedio de grupos de partículas que suelen presentarse más. (Knecht & Shuman, 1985).

Magnetocola

Esta región apunta siempre en la dirección antisolar, es decir, del lado noche del planeta. Aunque puede extenderse más allá de los 200 radios terrestres (Parks, 1991), en particular, a los 30 radios terrestres, donde la magnitud del campo geomagnético oscila entre 10 y 20 gammas, la dirección del campo sobre el plano de la eclíptica es antisolar mientras que por debajo de dicho plano, el campo apunta hacia el Sol. En general, la estructura de la magnetocola depende de la actividad geomagnética, sobre todo durante los periodos de tormentas magnéticas donde llegan a formarse dos sectores o lóbulos separados por una hoja de plasma (figura 2.9) (Akasofu, 1979).

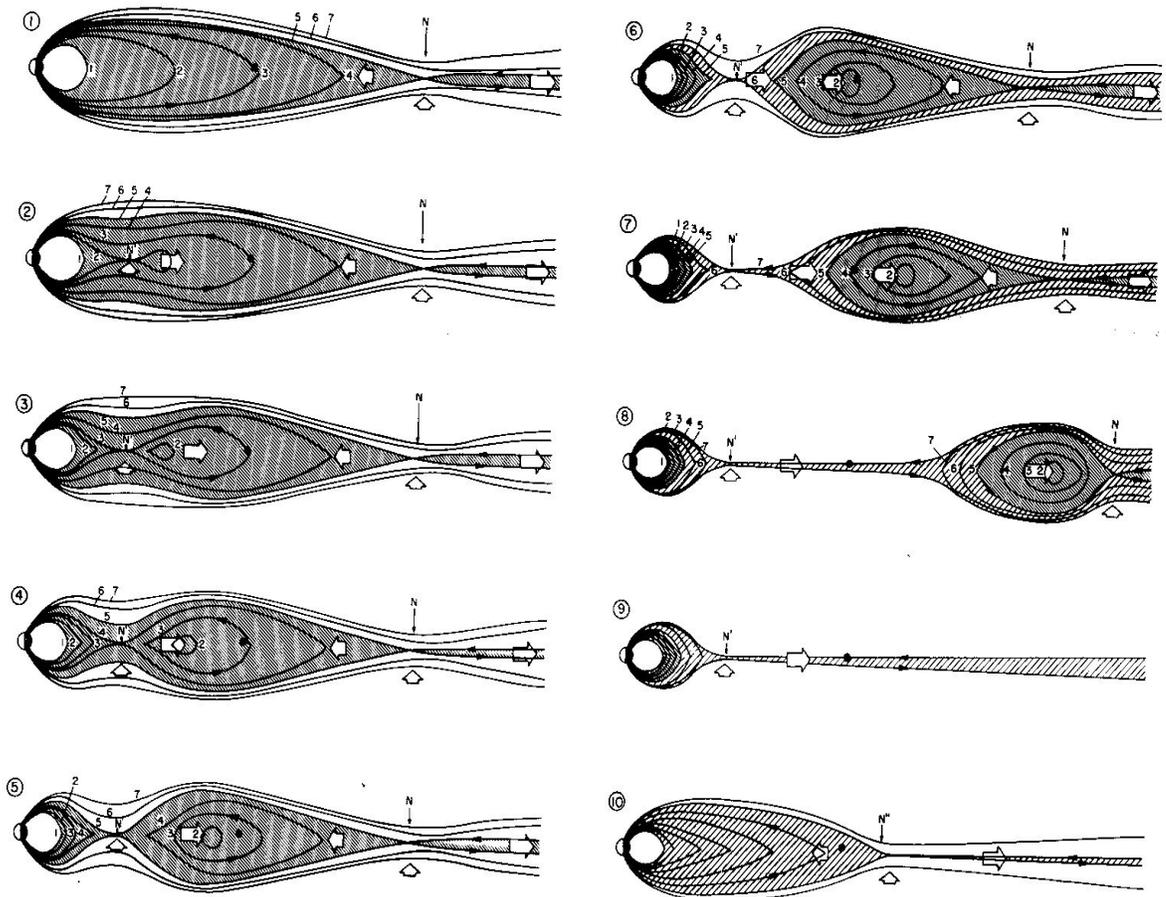


Figura 2.9 Secuencia propuesta para explicar los cambios en la magnetocola y la hoja de plasma durante una subtormenta (Akasofu, 1979).

Capítulo III

Dinámica de una partícula de polvo en el entorno terrestre

§3.1 Introducción

Los primeros en realizar un modelo gravitoelectrodinámico para describir el comportamiento dinámico de una partícula de polvo en una magnetosfera planetaria fueron Mendis y Axford (1974). El fenómeno que ellos discutieron es conocido como “captura magnetosférica”, para el cual resolvieron la ecuación que describe el movimiento de los micrometeoroides cargados eléctricamente que son capturados por el campo gravitacional planetario. Las soluciones analíticas de este modelo describen la captura o eyección de estos cuerpos diminutos de una magnetosfera planetaria.

Este modelo fue utilizado posteriormente por Hill y Mendis (1979, 1980) para modelar los anillos de Júpiter y posteriormente, por Horanyi (1996) y Maravilla et. al. (1995), para encontrar el tamaño y la velocidad de las partículas de polvo que forman los haces que escapan de la magnetosfera joviana.

A finales del siglo XX, Krivov y sus colaboradores (1997) se basaron en el modelo de Mendis y Axford para explicar la dinámica del anillo de polvo del Sol. Estos investigadores añadieron a la ecuación de movimiento, la presión de radiación y la fuerza de arrastre.

Recientemente Mann (2001) comparó la magnitud de las fuerzas de gravedad, de Lorentz y de presión de radiación que actúan sobre el polvo circumplanetario basándose en las investigaciones anteriores. En este trabajo, la autora presenta los intervalos de validez para el tamaño de las partículas de polvo y describe la trayectoria de las partículas de polvo que ingresan al sistema solar provenientes del medio interestelar.

En la siguiente sección (3.2) se describirá el modelo de Mendis y Axford, y en la sección 3.3, partiendo de ese modelo, se resolverá la ecuación de movimiento para una partícula de polvo capturada por el campo gravitacional de la Tierra. En la ecuación se hará una extensión del modelo de Mendis y Axford incluyendo la fuerza de presión de radiación.

§3.2 El modelo de Mendis y Axford

Considerando que el eje del campo magnético es dipolar aproximadamente y coincide con el eje de rotación del planeta, el movimiento de una partícula de polvo cargada eléctricamente, de masa m y carga Q , está descrito por la ecuación,

$$m\ddot{\mathbf{r}} = Q[-(\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}) + v] \times \mathbf{B} - \frac{GMm}{r^3} \mathbf{r} \quad (3.2.1)$$

suponiendo que el polvo se carga inmediatamente después de haber ingresado en la magnetosfera y que la carga Q permanece constante. \mathbf{B} representa el campo magnético planetario y el término $-(\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}) \times \mathbf{B}$ en la ecuación 3.2.1 representa el campo eléctrico inducido por la rotación del plasma ligado a la misma rotación del planeta, que corrotta con velocidad angular $\boldsymbol{\Omega}$. Las componentes radial y transversal de la ecuación (3.2.1), representadas en coordenadas polares son,

$$\ddot{r} - r\dot{\theta}^2 = \frac{A(\dot{\theta} - \Omega)}{r^2} - \frac{GM}{r^2} \quad (3.2.2)$$

y

$$\frac{1}{r} \frac{d}{dt} (r^2 \dot{\theta}) = -A \frac{\dot{r}}{r^3} \quad (3.2.3)$$

Donde,

$$A = \frac{R^3 B_0 Q}{m} \quad (3.2.4)$$

Suponiendo que la partícula de polvo es inyectada a una distancia radial r_0 y con una velocidad radial v_{0r} , entonces la integración de (3.2.3) queda como:

$$r^2 \dot{\theta} = A \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r_0} \right) \quad (3.2.5)$$

Sustituyendo $\dot{\theta}$ de la ecuación (3.2.5) en la ecuación (3.2.2):

$$r^2 - v_{0r}^2 = \frac{2(A\Omega + GM)}{r_0} \frac{1-Y}{Y^4} (Y^3 + aY - a) \quad (3.2.6)$$

Donde:

$$a = \frac{A^2}{2r_0^3 (A\Omega + GM)} \quad \text{y} \quad Y = \frac{r}{r_0} \quad (3.2.7)$$

Con la consideración de que las partículas de polvo tienen potenciales mayores a un decavolt $|A\Omega| \gg GM$, entonces se discrimina el término gravitacional y se obtiene:

$$\dot{r}^2 - v_{r0}^2 = (2r_0\Omega)^2 a \frac{1-Y}{Y^4} (Y^3 + aY - 2) \quad (3.2.8)$$

Donde:

$$a = \frac{A}{2r_0^3 \Omega} \quad (3.2.9)$$

y

$$v_{\theta} = r\dot{\theta} = (2a\Omega r_0) \frac{1-Y}{Y^2} \quad (3.2.10)$$

Si la densidad de la partícula ρ es ≈ 1 , de la ecuación (3.2.4) y de la ecuación (3.2.9) se tiene que:

$$a = \frac{\phi B_0}{120s^2} \left(\frac{R}{r_0} \right)^3 \quad (3.2.11)$$

La ecuación (3.2.8) proporciona las trayectorias que describen las partículas de polvo.

Si $\dot{r}^2 \geq 0$, se obtiene que:

$$F(a, y) = a^2 + \frac{Y^3}{Y-1} a - \frac{pY^2}{2(Y-1)} \leq 0 \quad (3.2.12)$$

Con:

$$p = \frac{v_{0r}}{v_0\Omega}$$

La solución de $F(a, Y) = 0$ para diferentes valores de p se muestra en la siguiente gráfica para diferentes valores de p ; las regiones en el plano (a, Y) donde las partículas pueden ser atrapadas están indicadas con flechas (figura 3.1).

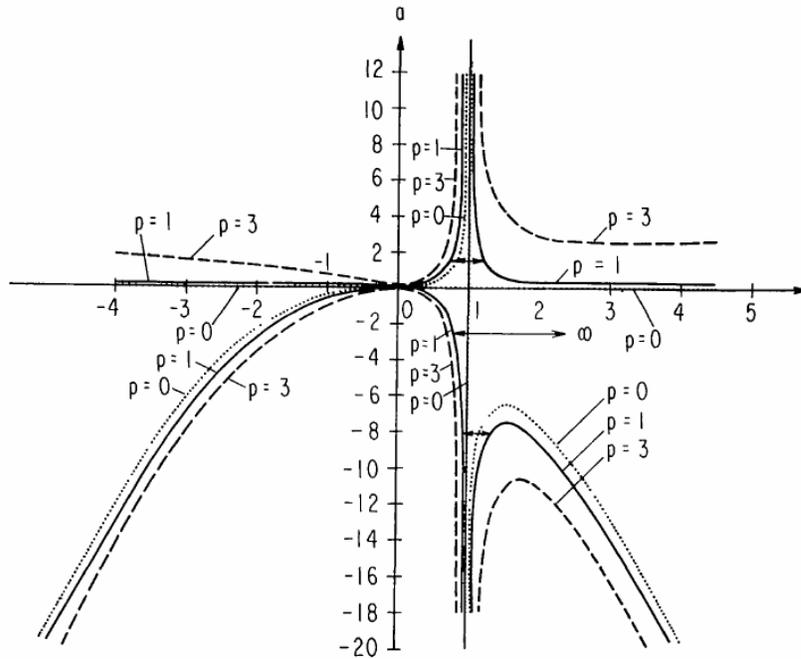


Figura 3.1 Gráfica $F(a, Y) = 0$

El eje horizontal corresponde a los valores de Y donde $Y = \frac{r}{r_0}$, que es la distancia de inyección de la partícula, y el valor dependiente de Y sobre el eje vertical es $a = \frac{\phi B_0}{120s^2} \left(\frac{R}{r_0} \right)^3$, además se pueden analizar diferentes casos con $p = \frac{v_{0r}}{v_0 \Omega}$ (Mendis y Axford, 1974).

Para el caso límite, es decir, para $p = 0$ (las líneas punteadas), las curvas en el primer y tercer cuadrantes degeneran con una asíntota en $Y = 1$. Cuando $a > 0$, la partícula es atrapada y oscila en una región alrededor de $Y = 1$. Para un valor dado a , las partículas con valores mayores de p , entrarán en regiones más cercanas a la superficie planetaria. Alternativamente en las partículas con un valor dado de p , penetrarán en regiones de la magnetosfera interna para valores más pequeños de a .

§3.3 El modelo terrestre

En esta sección, de manera similar al modelo anterior, se considera que el eje del campo magnético dipolar de la Tierra está centrado en el planeta, y que además éste tiene simetría esférica. En ese marco de referencia, consideramos el movimiento de una partícula de polvo cargada de masa m con carga Q , descrito por la ecuación:

$$m\ddot{\mathbf{r}} = \frac{Q}{c}(\dot{\mathbf{r}} - \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}) \times \mathbf{B} - \frac{GMm}{r^3}\mathbf{r} + \gamma\mathbf{r} \quad (3.3.1)$$

donde el primer término del lado derecho de la ecuación (1) describe la Fuerza de Lorentz, el segundo la fuerza de gravedad y el tercero la fuerza de presión de radiación. M y $\boldsymbol{\Omega}$ son la masa y velocidad angular de la Tierra, \mathbf{B} es el campo magnético, c la velocidad de la luz, $\gamma = \frac{\lambda\pi a^2}{l^2 c} Q_{pr}$ (λ es la luminosidad solar, a es el radio de la partícula, l es la distancia del centro del sol a la partícula igual a 1 unidad astronómica y Q_{pr} es el coeficiente de presión radiación ≈ 1), r es la magnitud de la distancia a la cual se encuentra la partícula con respecto a la Tierra desde su centro y \mathbf{r} el vector posición de la partícula.

Entonces con $\vec{v} = \dot{\mathbf{r}} = \dot{r}\hat{r} + r\dot{\theta}\hat{\theta}$ y sustituyendo $A = \left(\frac{QB_0R^3}{mc}\right)$, las componentes radial y transversal de la ecuación (3.3.1) son:

$$\text{a) componente radial} \quad \ddot{r} - r\dot{\theta}^2 = \frac{A(\dot{\theta} - \Omega) - Gm + \gamma r}{r^2} \quad (3.3.2)$$

$$\text{b) componente transversal} \quad \frac{1}{r} \frac{d}{dt}(r^2\dot{\theta}) = -A \frac{\dot{r}}{r^3} \quad \text{ó} \quad \frac{d}{dt}(r^2\dot{\theta}) = -A \frac{\dot{r}}{r^2} \quad (3.3.3)$$

Integrando (3.3.3) para obtener $\dot{\theta}$, entonces:

$$v_t = r\dot{\theta} = \frac{A}{r} \left(\frac{1}{r(t)} - \frac{1}{r_0} \right) + \frac{r_0}{r} k \sqrt{\frac{KGM}{r_0}} \text{sen}\theta_0$$

Haciendo el cambio de variable: $y = \frac{r}{r_0}$ y considerando que $v_r = \dot{r}$, entonces:

$$v_t = r\dot{\theta} = \frac{A}{r_0^2} \frac{1-y}{y^2} + \frac{1}{y} \sqrt{\frac{KGM}{r_0}} \text{sen}\theta_0 \quad (3.3.4)$$

Despejando $\dot{\theta}$ de la ecuación (3.3.4) y sustituyendo $v_0 = \sqrt{\frac{KGM}{r_0}}$ en (3.3.4), entonces:

$$\dot{\theta} = \frac{1}{r} \left(\frac{A}{r_0^2} \frac{1-y}{y^2} + \frac{1}{y} v_0 \text{sen}\theta_0 \right)$$

Sustituyendo $\dot{\theta}$ en (3.3.2), tomando $y = \frac{r}{r_0}$, $v_r = \dot{r}$ e integrando se obtiene:

$$v_r^2 = -\frac{4A^2}{r_0^4} \frac{\left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y \right]}{y^4} - \frac{2Av_0 \text{sen}\theta_0 (1-y)}{r_0^2 y^3} - \frac{v_0^2 \text{sen}^2 \theta_0}{y^2} + \frac{2(A\Omega + GM)}{r_0 y} + \frac{\gamma(\ln y)}{r_0^2} \quad (3.3.5)$$

Sustituyendo los parámetros $p = \frac{A\Omega}{GM}$, $L_0 = \frac{r_0}{R}$, $\alpha^2 = \frac{GM}{\Omega^2 R^3}$, $V_0^2 = \frac{KGM}{r_0}$ y

multiplicando la ecuación (3.3.5) por $\frac{r_0}{GM}$, se obtiene:

$$\left(\frac{r_0}{GM} \right) v_r^2 = -\frac{4p^2 G^2 M^2}{r_0^3 \Omega^2} \frac{\left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y \right]}{y^4} - \sqrt{\frac{KGM}{r_0}} \frac{2p \text{sen}\theta_0}{\Omega r_0^2 y^3} - \frac{K \text{sen}^2 \theta_0}{y^2} + \frac{2(p+1)}{y} + \frac{\gamma(\ln y)}{GM} \quad (3.3.6)$$

Cuando se fijan valores para $L_0, \theta_0, K, \gamma, \Omega, R$, entonces para un valor dado y , con $F(p, y) = 0$ y ya que $v_r^2 \geq 0$,

$$F = p^2 + \frac{pL_0^3}{2\alpha} \left\{ \sqrt{\frac{K}{L_0^3}} \frac{\text{sen}\theta_0 y}{\left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]} - \frac{y^2}{\alpha} \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right] \right\} y \quad (3.3.7)$$

$$+ \frac{L_0^3 y^2}{4\alpha^2 \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]} \left\{ K \text{sen}^2 \theta_0 + \frac{\gamma y^2 \ln(y)}{GM} - 2 \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]^2 y \right\} = 0$$

(El desarrollo completo de las ecuaciones anteriores se encuentra en el apéndice B)

La ecuación (3.3.7) es una ecuación de segundo grado y sus soluciones nos permiten encontrar las regiones del espacio p - y donde las órbitas reales son posibles.

Capítulo IV

Resultados

§4.1 Introducción

Como hemos visto en capítulos anteriores, la Tierra se encuentra inmersa en una nube de polvo interplanetario producida por fuentes diferentes. Las partículas de polvo que interactúan con la magnetosfera terrestre pueden ser atrapadas o eyectadas del entorno planetario, pero ello dependerá principalmente de sus propiedades físicas y químicas.

Usando el modelo de la sección 3.3, en este capítulo se analizan las soluciones de la ecuación 3.3.7 para distancias diferentes de inyección del polvo (L_0) y se determina la magnitud del radio de las partículas que quedan atrapadas, así como el de las partículas que escapan del entorno terrestre.

La ecuación 3.3.7 se resuelve para tres composiciones químicas diferentes (Tabla IV.1) y de las raíces p_1 y p_2 , se obtienen los radios de las partículas de polvo a_1 y a_2 . En la búsqueda de las soluciones se utilizan tres valores de L_0 que corresponden a: la órbita geosincrónica, ($L_0=6.611$), una distancia mayor que esa órbita ($L_0=8$) y una distancia menor que ella ($L_0=5$).

Tabla IV.1

Material	Densidad (gcm^{-3})
Al_2O_3 (óxido de aluminio)	3.9
H_2O , CO , CO_2 , CH_3OH Agua, Monóxido de Carbono, Bióxido de Carbono, Formaldehido (origen cometario)	1.3
$(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$, $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$, MgSiO_3 , Fe-Ni Olivino, Piroxeno, Enstatita, Aleaciones Hierro-Níquel (<i>Condritas ordinarias</i>) (origen asteroidal)	2.67

Para la densidad de origen cometario y asteroidal se han tomado los valores específicos de un cometa y un asteroide conocidos con una órbita cercana a la Tierra (webs 7 y 8).

§4.2 Gráficas $p(y)$

Las gráficas que se muestran a continuación son las soluciones de la ecuación 3.3.7 para $Lo=5$, $Lo=6.611$ y $Lo=8$ respectivamente. La línea azul representa la superficie terrestre, la zona de color amarillo indica la región de confinamiento de las partículas de polvo y la zona naranja representa la región donde las partículas de polvo son eyectadas (figuras 4.1, 4.2 y 4.3).

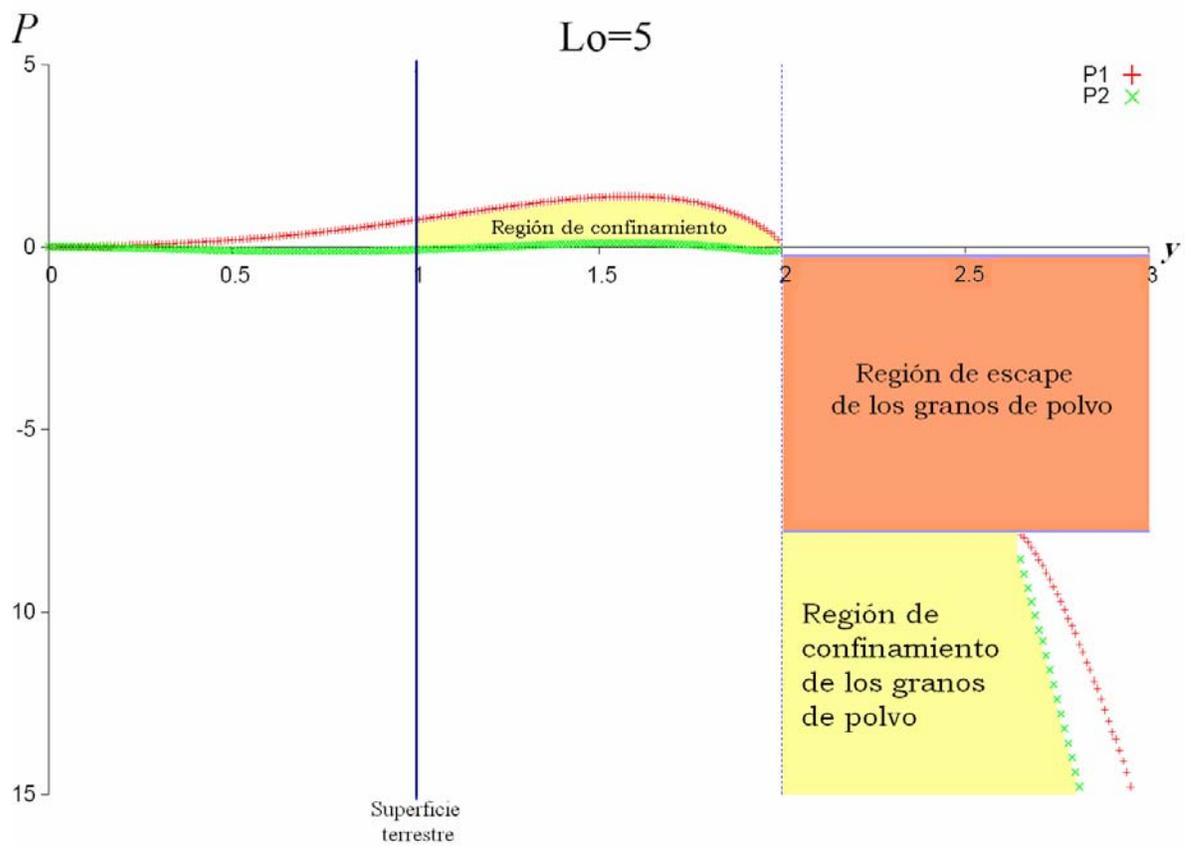


Figura 4.1 Gráfica P vs y que muestra las regiones donde las partículas son atrapadas (región de confinamiento) o eyectadas (región de escape) en el entorno terrestre para el caso $Lo=5$.

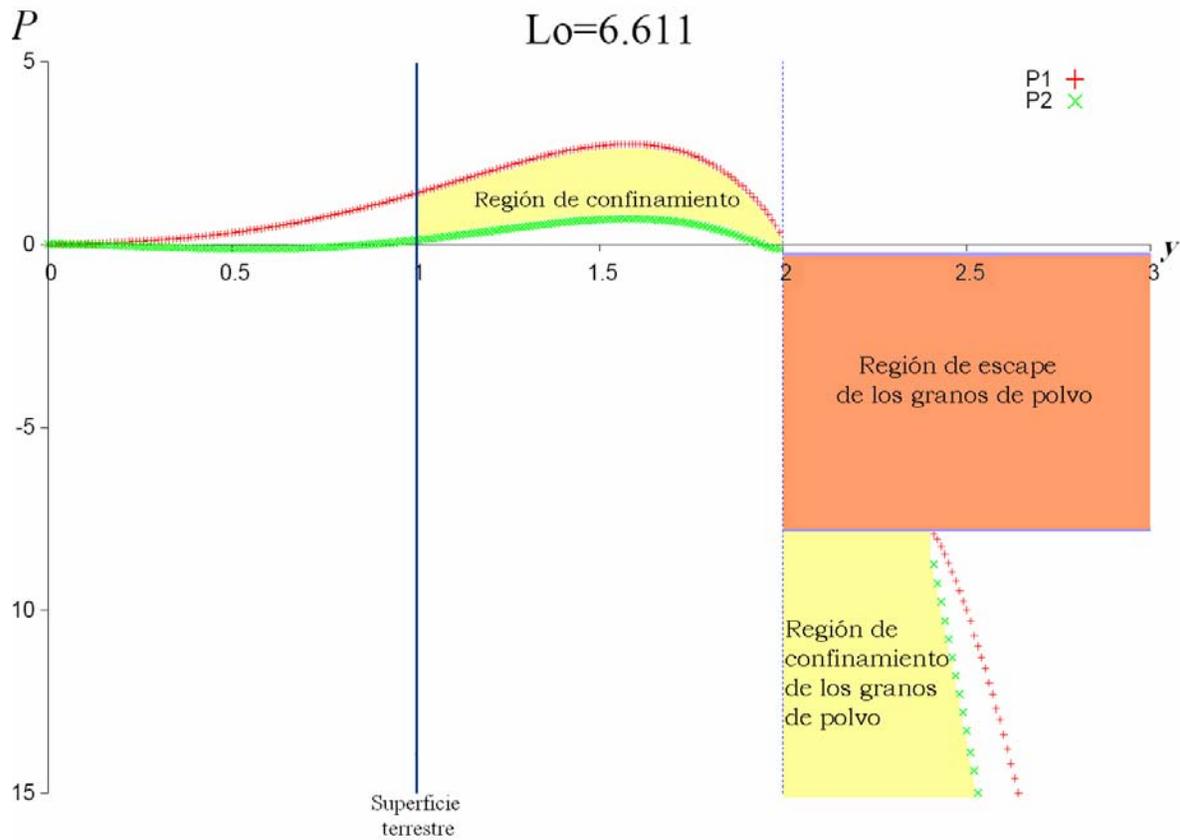


Figura 4.2 Gráfica P vs y que muestra las regiones donde las partículas son atrapadas (región de confinamiento) o eyectadas (región de escape) en el entorno terrestre para el caso $Lo=6.611$.

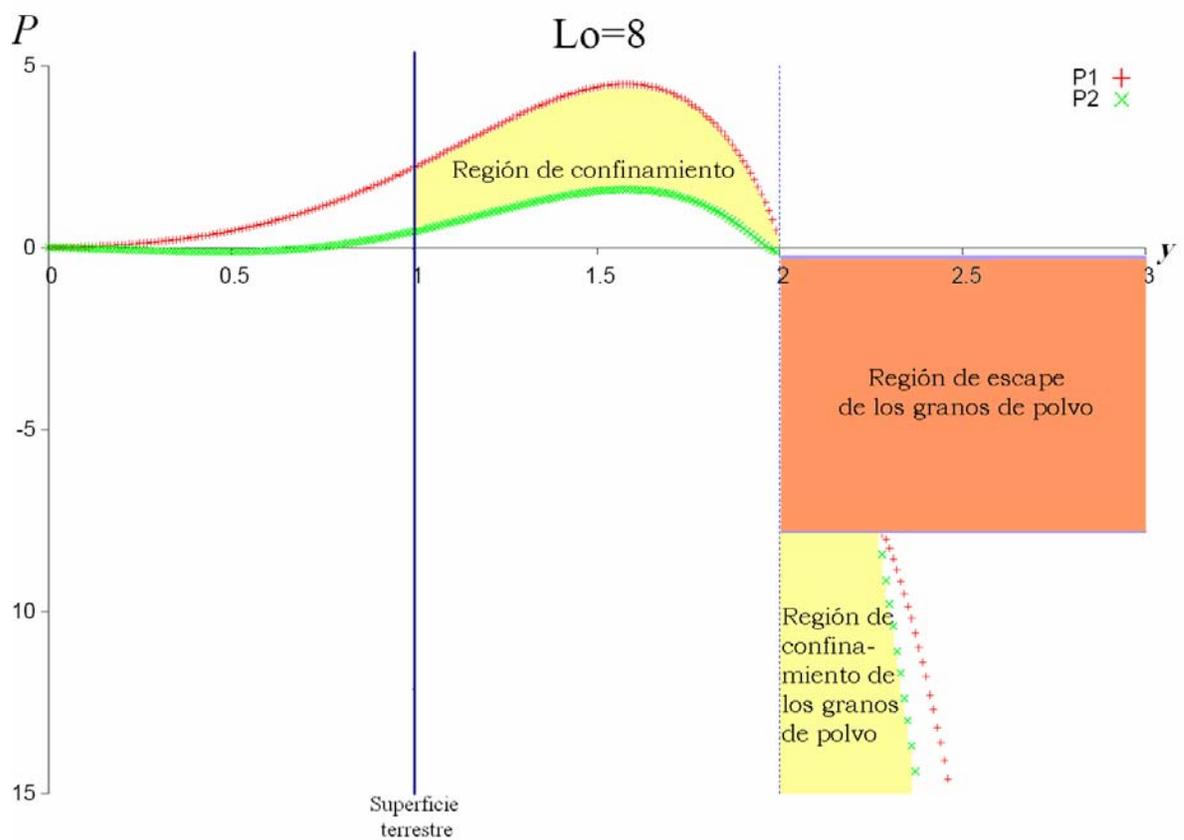


Figura 4.3 Gráfica P vs y que muestra las regiones donde las partículas son atrapadas (región de confinamiento) o eyectadas (región de escape) en el entorno terrestre para el caso $Lo=8$.

§4.3 Análisis de resultados

La tabla IV.2 muestra los intervalos $p_1 \leq p \leq p_2$ que definen la región donde las partículas de polvo escapan de la magnetosfera terrestre.

Tabla IV.2

Lo	$p_1 \leq p \leq p_2$
5	$-7.88 \leq p \leq -0.104$
6.611	$-7.92 \leq p \leq -0.125$
8	$-7.87 \leq p \leq -0.124$

Con los intervalos de p para cada valor de Lo y utilizando los valores de las densidades de las partículas de material cometario, asteroidal y óxido de aluminio (Al_2O_3), se calculan los valores de los radios que corresponden a estas raíces de la ecuación (ver capítulo III, sección 3):

$$p = \frac{A\Omega}{GM} = -3.894 \times 10^{-11} \frac{\phi(\text{Volts})}{\rho(\text{gcm}^{-3})a^2(\mu\text{m})} \quad (4.3.1)$$

Donde el parámetro adimensional p , está definido como el cociente de la fuerza eléctrica corrotacional y la fuerza gravitacional de la partícula de polvo cargada eléctricamente. Despejando a de la ecuación (4.3.1) se obtiene que:

$$a = \left| \sqrt{\frac{\phi}{p_{1,2}\rho} 3.894 \times 10^{-11}} \right| \quad (4.3.2)$$

Donde $\phi(\text{Volts})$ es el potencial del grano igual a 5 Volts para el caso de la Tierra y $\rho(\text{gcm}^{-3})$ y $a(\mu\text{m})$ son su densidad y su radio respectivamente. Con estos valores se calcula

la masa y la carga de las partículas de polvo que escapan de la magnetosfera terrestre para de aquí inferir, el radio de los granos que son atrapados.

En la tabla IV.3 y IV.4, se pueden observar los intervalos de inyección que delimitan el radio, la masa y la carga eléctrica de las partículas de polvo.

Tabla IV.3 Intervalos de inyección correspondientes a los radios y masas de los granos.

Material	Densidad (gcm ⁻³)	Lo	Radio (μm) $a_1 \leq a \leq a_2$	Masa(g) $m_1 \leq m \leq m_2$
Al ₂ O ₃ (óxido de aluminio producido por combustible de cohetes espaciales)	3.9	5	$0.0252 \leq a \leq 0.2191$	$7.8149 \times 10^{-16} \leq m \leq 5.1540 \times 10^{-13}$
		6.611	$0.0251 \leq a \leq 0.1998$	$7.7508 \times 10^{-16} \leq m \leq 3.9119 \times 10^{-13}$
		8	$0.0252 \leq a \leq 0.2006$	$7.8298 \times 10^{-16} \leq m \leq 3.9590 \times 10^{-13}$
(Mg,Fe) ₂ SiO ₄ (Mg, Fe)SiO ₃ MgSiO ₃ Fe-Ni Olivino, Piroxeno, Enstatita, Aleaciones Hierro-Níquel (<i>Condritas ordinarias</i>) (origen asteroidal)	2.67	5	$0.0304 \leq a \leq 0.2648$	$9.4449 \times 10^{-16} \leq m \leq 6.2291 \times 10^{-13}$
		6.611	$0.0303 \leq a \leq 0.2415$	$9.3734 \times 10^{-16} \leq m \leq 4.7275 \times 10^{-13}$
		8	$0.0304 \leq a \leq 0.2425$	$9.4636 \times 10^{-16} \leq m \leq 4.7847 \times 10^{-13}$
H ₂ O, CO, CO ₂ , CH ₃ OH Agua, Monóxido de Carbono, Bióxido de Carbono, Formaldehido (origen cometario)	1.3	5	$0.0436 \leq a \leq 0.3795$	$1.3536 \times 10^{-15} \leq m \leq 8.9273 \times 10^{-13}$
		6.611	$0.0435 \leq a \leq 0.3461$	$1.3434 \times 10^{-15} \leq m \leq 6.7750 \times 10^{-13}$
		8	$0.0436 \leq a \leq 0.3475$	$1.3562 \times 10^{-15} \leq m \leq 6.8575 \times 10^{-13}$

Tablas IV.4 Intervalos de inyección correspondientes a los radios y cargas de los granos.

Material	Lo	Densidad (gcm ⁻³)	Radio (μm) $a_1 \leq a \leq a_2$	Carga(C) $q_1 \leq q \leq q_2$
Al ₂ O ₃ (óxido de aluminio producido por combustible de cohetes espaciales)	5	3.9	$0.0252 \leq a \leq 0.2191$	$1.3996 \times 10^{-17} \leq q \leq 1.2183 \times 10^{-16}$
	6.611		$0.0251 \leq a \leq 0.1998$	$1.3961 \times 10^{-17} \leq q \leq 1.1113 \times 10^{-16}$
	8		$0.0252 \leq a \leq 0.2006$	$1.4005 \times 10^{-17} \leq q \leq 1.1157 \times 10^{-16}$
(Mg,Fe) ₂ SiO ₄ (Mg,Fe)SiO ₃ MgSiO ₃ Fe-Ni Olivino, Piroxeno, Enstatita, Aleaciones Hierro-Níquel (<i>Condritas ordinarias</i>) (origen asteroidal)	5	2.67	$0.0304 \leq a \leq 0.2648$	$1.6915 \times 10^{-17} \leq q \leq 1.4724 \times 10^{-16}$
	6.611		$0.0303 \leq a \leq 0.2415$	$1.6873 \times 10^{-17} \leq q \leq 1.3431 \times 10^{-16}$
	8		$0.0304 \leq a \leq 0.2425$	$1.6926 \times 10^{-17} \leq q \leq 1.3484 \times 10^{-16}$
H ₂ O, CO, CO ₂ , CH ₃ OH Agua, Monóxido de Carbono, Bióxido de Carbono, Formaldehido (origen cometario)	5	1.3	$0.0436 \leq a \leq 0.3795$	$2.4242 \times 10^{-17} \leq q \leq 2.1101 \times 10^{-16}$
	6.611		$0.0435 \leq a \leq 0.3461$	$2.4181 \times 10^{-17} \leq q \leq 1.9247 \times 10^{-16}$
	8		$0.0436 \leq a \leq 0.3475$	$2.4258 \times 10^{-17} \leq q \leq 1.9325 \times 10^{-16}$

Al comparar los intervalos para la misma composición química pero a distancia diferente de inyección del grano, se observa que el radio mínimo del polvo que es eyectado de la magnetosfera terrestre tiene aproximadamente la misma magnitud (Ver tabla IV.5). Por lo que, para las esférulas de óxido de aluminio, en promedio, el valor del radio es de 0.0252 μm , que corresponde a una masa promedio de 7.7985×10^{-16} g y a una carga eléctrica promedio de 1.3987×10^{-17} C. Para el material cometario el radio promedio es de 0.0436 μm , que indica que la masa promedio es de 1.3511×10^{-15} g y por lo consiguiente, la carga eléctrica promedio es de 2.4227×10^{-17} C. En el caso de granos asteroidales, el radio promedio es de 0.0304 μm , para una masa promedio de 9.4273×10^{-16} g y una carga eléctrica promedio de 1.6905×10^{-17} C.

Tabla IV.5 Valor promedio de los radios mínimos

Material	a_1 (μm)	a_1 (nm)
Al ₂ O ₃ (óxido de aluminio producido por combustible de cohetes)	0.0252	25
H ₂ O, CO, CO ₂ , CH ₃ OH Agua, Monóxido de Carbono, Bióxido de Carbono, Formaldehído (origen cometario)	0.0436	44
(Mg, Fe) ₂ SiO ₄ , (Mg, Fe)SiO ₃ , MgSiO ₃ , Fe-Ni Olivino, Piroxeno, Estatita, Aleaciones Hierro-Níquel (<i>Condritas ordinarias</i>) (origen asteroidal)	0.0304	30

Para el radio máximo hay diferencias, que aunque pequeñas, son considerables cuando se evalúa la masa y la carga eléctrica de los granos de composición química diferente inyectados a 5 R_T que corresponde a Lo=5. En el caso de las esférulas de óxido de aluminio, la masa

máxima de los granos eyectados es de 5.1540×10^{-13} g, y la carga de 1.2183×10^{-16} C; para la composición cometaria esa masa es de 8.9273×10^{-13} g, y la carga de 2.1101×10^{-16} C; y en el caso asteroidal tiene un valor de 6.2291×10^{-13} g con una carga eléctrica de 1.4724×10^{-16} C.

En los otros casos, es decir, cuando se toma en cuenta la misma composición química pero diferente distancia de inyección, la masa promedio máxima del polvo que no es atrapado por el campo magnético es de 3.9354×10^{-13} g, que corresponde a una carga promedio de 1.1135×10^{-16} C, si el polvo está formado de óxido de aluminio. Para la composición cometaria la masa promedio máxima es de 6.8162×10^{-13} g, que corresponde a una carga promedio de 1.9286×10^{-16} C y para los granos asteroidales, la masa es de 4.7561×10^{-13} g, que corresponde a una carga eléctrica promedio de 1.3437×10^{-16} C.

Las regiones de escape de las partículas, definidas por los intervalos (a_1, a_2) se deben a que en esa zona, las partículas son aceleradas por el campo eléctrico corrotacional. En cambio las partículas con valores fuera de ese intervalo sí son atrapadas, es decir las que tienen un radio $a < a_1$ y un radio $a > a_2$, son aquellas que si pueden formar regiones de confinamiento en torno a la Tierra. De estos intervalos, los granos muy pequeños con radios $a < a_1$ (tabla IV.5), quedan confinados dentro de la magnetosfera terrestre describiendo un movimiento adiabático de acuerdo con el movimiento de partículas en campos electromagnéticos, que además, dependiendo de su carga eléctrica, describirán un movimiento similar al de los iones si tienen carga positiva, y al de los electrones si su carga eléctrica es negativa. Los granos cargados positiva y negativamente describirán entonces un movimiento girociclótrón (giro alrededor de las líneas del campo magnético), un movimiento a lo largo de las líneas del campo magnético (movimiento entre los puntos espejo) y un movimiento de deriva longitudinal (movimiento de deriva alrededor de la Tierra).

Por otra parte en las gráficas (4.1, 4.2 y 4.3) se observa que existe un comportamiento asintótico en $L=2$, es decir a $2 R_t$; a esa distancia se ubica el cinturón interno de Van Allen, lo cual explica el comportamiento observado en esta región, es decir, el hecho de que no pueda haber acumulación de polvo, y por ello los granos que son atrapados solo formarán estructuras anulares en el intervalo $(2.2 - 2.65)R_t$ del polvo que es inyectado en $L_0=5$, en $(2 - 2.4)R_t$ si $L=6.611$, y entre $(2 - 2.23)R_t$ si $L=8$.

Conclusiones

El desarrollo de esta tesis está basado en el estudio de la dinámica de las partículas de polvo interplanetario cerca de la Tierra, de manera particular, se han utilizado las propiedades físicas y químicas del polvo de origen cometario, asteroidal y antropogénico, con esto y a partir del modelo de Mendis y Axford, se obtuvieron los intervalos de validez para los radios de las partículas de polvo que escapan de la magnetosfera terrestre debido principalmente a la fuerza producida por el campo eléctrico co-rotacional, la fuerza de gravedad y la fuerza de presión de radiación.

A partir del análisis de los intervalos se puede concluir que las partículas que pueden ser atrapadas en la magnetosfera terrestre en regiones cercanas al planeta serán aquellas que tengan un radio <25 nm para polvo de óxido de aluminio, <30 nm para polvo de origen asteroidal y <44 nm para polvo de origen cometario. También serán atrapadas las partículas con radio mayor a los radios máximos obtenidos, solo que para estos casos,

no se tiene un radio máximo específico para cada material debido a que se encontraron variaciones tanto para las diferentes composiciones químicas como para las distancias de inyección. Es importante puntualizar aquí que aunque estas variaciones son pequeñas, no se obtuvo un radio promedio, ya que la relación que guardan entre sí las fuerzas de gravedad, de Lorentz y de presión de radiación dependen en gran medida del radio del polvo. Estas variaciones son más notables para $Lo= 5$ que para $Lo= 6.611$ y $Lo= 8$.

Las partículas que son atrapadas describen un movimiento acotado en $Lo= 2$ y ya que se trata de polvo muy fino, ellas formaran estructuras anulares muy tenues alrededor de nuestro planeta. Al mismo tiempo, el polvo cargado eléctricamente se desplazará alrededor de la Tierra describiendo trayectorias adiabáticas, es decir, su movimiento alrededor de las líneas de campo magnético es del tipo girociclótrón, a la par que se desplazan a lo largo de las líneas de campo magnético, entre los puntos espejo y giran alrededor del planeta describiendo un movimiento de deriva longitudinal.

Un trabajo que se realizará como consecuencia de esta tesis, será calcular el tiempo de vida de los anillos tenues y se evaluarán los intervalos de escape y captura del polvo para otras distancias de inyección.

Apéndice A

Meteoritos β

La radiación electromagnética del Sol, con una longitud máxima en el rango visible de 0.5 μm , es absorbida, dispersada o difractada por la presión ejercida sobre las partículas de polvo, siendo tanto la fuerza de presión de radiación como la fuerza gravitacional, dependientes del inverso al cuadrado de la distancia del Sol, es decir, el cociente:

$$\beta = \frac{F_{pr}}{F_G} \sim \frac{Q_{pr}}{s\rho}$$

con Q_{pr} el coeficiente de presión de radiación el cual se evalúa para partículas esféricas con ayuda de la Teoría de Mie de la dispersión de luz, s el radio de la partícula y ρ su densidad.

Con los datos anteriores se puede saber que tanto una partícula puede ser afectada por la radiación del Sol, pero debido a la velocidad de la partícula con respecto a la velocidad de la luz c , la presión de radiación no actúa totalmente en la dirección radial, ya que presenta una aberración en la dirección de movimiento de la partícula alrededor del Sol, con un factor de $\frac{v}{c}$, con v la velocidad de la partícula, dependiente de la presión de radiación, provocando que haya un comportamiento en dirección contraria al movimiento orbital, y reduciendo entonces su energía orbital, fenómeno que se conoce como el efecto Poynting-Robertson. Una consecuencia de esta fuerza de arrastre es que la partícula es desacelerada y por lo tanto reduce su excentricidad y la órbita tiende a volverse circular, hasta que finalmente la partícula se mueve en espiral hasta al Sol donde se sublima.

Para el caso límite en el que la fuerza de presión de radiación excede a la fuerza de gravedad ($Q_{pr} = 1$ y $\rho = 3 \text{ g/cm}^3$ entonces $\beta = 0.2/r$), los granos son eyectados del sistema solar y reciben el nombre de meteoritos β (Greenberg, 1984).

Apéndice B

La ecuación de movimiento

Notando que $B = B_0 \left(\frac{R}{r} \right)^3 \hat{z}$, con B_0 la magnitud del campo magnético en el ecuador, R el radio del planeta y $\boldsymbol{\Omega} = \Omega \mathbf{u}_z$, entonces se desarrolla el lado derecho de la ecuación (1) sección 3.3, para obtener sus componentes radial y transversal.

$$m\dot{\mathbf{r}} = \frac{Q}{c} (\dot{\mathbf{r}} - \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}) \times \mathbf{B} - \frac{GMm}{r^3} \mathbf{r} + \frac{\gamma}{l^2} \mathbf{r} \quad (1)$$

Tomando en cuenta que:

$$\begin{aligned} \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r} &= \Omega \hat{z} \times r \hat{r} = \Omega r (\hat{z} \times \hat{r}) \\ &= \Omega r \hat{\theta} \end{aligned}$$

Entonces con $\vec{v} = \dot{\mathbf{r}} = \dot{r} \hat{r} + r \dot{\theta} \hat{\theta}$, la ecuación (1) se expresa como:

$$\begin{aligned} m\dot{\mathbf{r}} &= \frac{Q}{c} \left[-\Omega r \hat{\theta} + \dot{r} \hat{r} + r \dot{\theta} \hat{\theta} \right] \times B_0 \left(\frac{R}{r} \right)^3 \hat{z} - \frac{GMm}{r^3} r \hat{r} + \gamma r \hat{r} \\ &= \frac{Q}{c} \left[\dot{r} \hat{r} + r (\dot{\theta} - \Omega) \hat{\theta} \right] \times \frac{B_0 R^3}{r^3} \hat{z} - \frac{GMm}{r^2} \hat{r} + \gamma r \hat{r} \\ &= \frac{Q}{c} \left[-\frac{\dot{r} B_0 R^3}{r^3} \hat{\theta} + r (\dot{\theta} - \Omega) \frac{B_0 R^3}{r^3} \hat{r} \right] - \frac{GMm}{r^2} \hat{r} + \gamma r \hat{r} \\ &= -\frac{Q}{c} \frac{B_0 R^3 \dot{r}}{r^3} \hat{\theta} + \frac{Q}{c} \frac{B_0 R^3 \dot{r}}{r^2} (\dot{\theta} - \Omega) \hat{r} - \frac{GMm}{r^2} \hat{r} + \gamma r \hat{r} \end{aligned}$$

Haciendo $A = \left(\frac{QB_0 R^3}{mc} \right)$, entonces:

$$\ddot{\mathbf{r}} = -\frac{A\dot{r}}{r^3}\hat{\mathbf{\theta}} + \frac{A(\dot{\theta} - \Omega)\hat{r}}{r^2}\hat{\mathbf{\theta}} - \frac{GM}{r^2}\hat{r} + \gamma r\hat{r}$$

Por lo tanto las componentes radial y transversal de (1) son:

a) componente radial

$$\ddot{r} - r\dot{\theta}^2 = \frac{A(\dot{\theta} - \Omega) - Gm + \gamma r}{r^2} \quad (2)$$

b) componente transversal:

$$\frac{1}{r} \frac{d}{dt}(r^2\dot{\theta}) = -A \frac{\dot{r}}{r^3} \quad \text{ó} \quad \frac{d}{dt}(r^2\dot{\theta}) = -A \frac{\dot{r}}{r^2} \quad (3)$$

Integrando la ecuación (3), se obtiene $\dot{\theta}$, entonces:

Sea:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt}(r^2\dot{\theta}) &= -\frac{A}{r^2} \frac{dr}{dt} \\ \int d(r^2\dot{\theta}) &= A \int_{r_0}^r (\dot{r}r^{-2}) dt \end{aligned}$$

Y ya que $d \frac{1}{r(t)} = dr^{-1}(t) = -r^{-2}(t) \cdot \dot{r} dt$, entonces:

$$r^2 \dot{\theta} = A \int_{r_0=r(t=0)}^{r=r(t)} d(r^{-1}(t))$$

$$r^2 \dot{\theta} = A \left(\frac{1}{r(t)} - \frac{1}{r_0} \right) + C$$

$$r \dot{\theta} = \frac{A}{r} \left(\frac{1}{r(t)} - \frac{1}{r_0} \right) + \frac{C}{r} = \frac{A}{r} \left(\frac{r_0 - r}{rr_0} \right) + \frac{C}{r}$$

C depende de las constantes gravitacionales que afectan a la partícula de polvo y la órbita en el punto en el cual la partícula tiene una velocidad v_0 . Para órbitas keplerianas, i.e. para $K=1$:

$$v_0 = \sqrt{\frac{KGM}{r_0}}$$

$$v_t = r \dot{\theta} = \frac{A}{r} \left(\frac{1}{r(t)} - \frac{1}{r_0} \right) + \frac{r_0}{r} k \sqrt{\frac{KGM}{r_0}} \text{sen} \theta_0$$

$$= \frac{A}{r} \left(\frac{r_0 - r}{rr_0} \right) + \frac{r_0}{r} \sqrt{\frac{KGM}{r_0}} \text{sen} \theta_0$$

$$= \frac{A}{r_0^2} \frac{r_0 - r}{\frac{r^2}{r_0^2}} + \frac{r_0}{r} \sqrt{\frac{KGM}{r_0}} \text{sen} \theta_0$$

$$= \frac{A}{r_0^2} \frac{1 - \frac{r}{r_0}}{\left(\frac{r}{r_0} \right)^2} + \frac{1}{\frac{r_0}{r}} \sqrt{\frac{KGM}{r_0}} \text{sen} \theta_0$$

Haciendo el cambio de variable $y = \frac{r}{r_0}$ y asumiendo que $v_r = \dot{r}$:

$$v_t = \frac{A}{r_0^2} \frac{1-y}{y^2} + \frac{1}{y} \sqrt{\frac{KGM}{r_0}} \text{sen} \theta_0 \quad (4)$$

$$r\dot{\theta} = \frac{A}{r_0^2} \frac{1-y}{y^2} + \frac{1}{y} \sqrt{\frac{KGM}{r_0}} \text{sen}\theta_0$$

Despejando $\dot{\theta}$ de la ecuación (4) y sustituyendo $v_0 = \sqrt{\frac{KGM}{r_0}}$ se llega a:

$$\dot{\theta} = \frac{1}{r} \left(\frac{A}{r_0^2} \frac{1-y}{y^2} + \frac{1}{y} v_0 \text{sen}\theta_0 \right)$$

Sustituyendo $\dot{\theta}$ en la ecuación (2) entonces:

$$\ddot{r} - r \left[\frac{1}{r} \left(\frac{A}{r_0^2} \frac{1-y}{y^2} + \frac{1}{y} v_0 \text{sen}\theta_0 \right) \right]^2 = \frac{1}{r^2} \left\{ A \frac{1}{r} \left(\frac{A}{r_0^2} \frac{1-y}{y^2} + \frac{1}{y} v_0 \text{sen}\theta_0 \right) - A\Omega - GM + \gamma r \right\}$$

Resolviendo el término cuadrático y simplificando términos, se obtiene:

$$\begin{aligned} r^2 \left\{ \ddot{r} - \frac{r}{r^2} \left(\frac{A^2 (1-y)^2}{r_0^4 y^4} + \frac{2A(1-y)v_0 \text{sen}\theta_0}{r_0^2 y^3} + \frac{v_0^2 \text{sen}^2 \theta_0}{y^2} \right) \right\} &= \frac{A^2 (1-y)}{r r_0^2 y^2} + \frac{A v_0 \text{sen}\theta_0}{r y} - A\Omega - GM + \gamma r \\ r^2 \ddot{r} - r \left(\frac{A^2 (1-y)^2}{r_0^4 y^4} + \frac{2A(1-y)v_0 \text{sen}\theta_0}{r_0^2 y^3} + \frac{v_0^2 \text{sen}^2 \theta_0}{y^2} \right) &= \frac{A^2 (1-y)}{r r_0^2 y^2} + \frac{A v_0 \text{sen}\theta_0}{r y} - A\Omega - GM + \gamma r \\ r^2 \ddot{r} = r \left(\frac{A^2 (1-y)^2}{r_0^4 y^4} + \frac{2A(1-y)v_0 \text{sen}\theta_0}{r_0^2 y^3} + \frac{v_0^2 \text{sen}^2 \theta_0}{y^2} \right) &+ \frac{A^2 (1-y)}{r r_0^2 y^2} + \frac{A v_0 \text{sen}\theta_0}{r y} - A\Omega - GM + \gamma r \\ \ddot{r} = \frac{1}{r^2} \left\{ r \left(\frac{A^2 (1-y)^2}{r_0^4 y^4} + \frac{2A(1-y)v_0 \text{sen}\theta_0}{r_0^2 y^3} + \frac{v_0^2 \text{sen}^2 \theta_0}{y^2} \right) + \frac{A^2 (1-y)}{r r_0^2 y^2} + \frac{A v_0 \text{sen}\theta_0}{r y} - A\Omega - GM + \gamma r \right\} \\ \ddot{r} = \frac{1}{r} \left\{ \left(\frac{A^2 (1-y)^2}{r_0^4 y^4} + \frac{2A(1-y)v_0 \text{sen}\theta_0}{r_0^2 y^3} + \frac{v_0^2 \text{sen}^2 \theta_0}{y^2} \right) + \frac{A^2 (1-y)}{r r_0^2 y^2} + \frac{A v_0 \text{sen}\theta_0}{r y} - A\Omega - GM + \gamma r \right\} \\ \ddot{r} = \frac{1}{r} \left(\frac{A^2 (1-y)^2}{r_0^4 y^4} + \frac{2A(1-y)v_0 \text{sen}\theta_0}{r_0^2 y^3} + \frac{v_0^2 \text{sen}^2 \theta_0}{y^2} \right) &+ \frac{A^2 (1-y)}{r^3 r_0^2 y^2} + \frac{A v_0 \text{sen}\theta_0}{r^3 y} - \frac{A\Omega + GM}{r^2} + \frac{\gamma}{r} \end{aligned}$$

donde $y = \frac{r}{r_0}$ entonces $r = yr_0$

$$\ddot{r} = \frac{A^2(1-y)^2}{r_0^5 y^5} + \frac{2A(1-y)v_0 \text{sen} \theta_0}{r_0^3 y^4} + \frac{v_0^2 \text{sen}^2 \theta_0}{r_0 y^3} + \frac{A^2(1-y)}{r_0^5 y^5} + \frac{Av_0 \text{sen} \theta_0}{r_0^3 y^4} - \frac{A\Omega + GM}{r_0^2 y^2} + \frac{\gamma}{r_0 y}$$

$$\ddot{r} = \frac{A^2[(1-y)^2 + (1-y)]}{r_0^5 y^5} + \frac{Av_0 \text{sen} \theta_0 [2(1-y) + 1]}{r_0^3 y^4} + \frac{v_0^2 \text{sen}^2 \theta_0}{r_0 y^3} - \frac{A\Omega + GM}{r_0^2 y^2} + \frac{\gamma}{r_0 y}$$

Ya que $\ddot{r} = r_0 \ddot{y}$, entonces:

$$r_0 \ddot{y} = \frac{A^2[(1-y)^2 + (1-y)]}{r_0^5 y^5} + \frac{Av_0 \text{sen} \theta_0 [2(1-y) + 1]}{r_0^3 y^4} + \frac{v_0^2 \text{sen}^2 \theta_0}{r_0 y^3} - \frac{A\Omega + GM}{r_0^2 y^2} + \frac{\gamma}{r_0 y}$$

Por lo tanto:

$$\ddot{y} = \frac{A^2[(1-y)^2 + (1-y)]}{r_0^6 y^5} + \frac{Av_0 \text{sen} \theta_0 [2(1-y) + 1]}{r_0^4 y^4} + \frac{v_0^2 \text{sen}^2 \theta_0}{r_0^2 y^3} - \frac{A\Omega + GM}{r_0^3 y^2} + \frac{\gamma}{r_0^2 y}$$

Para integrar \ddot{y} tenemos que $\ddot{y} = \frac{1}{2} \frac{d}{dt}(\dot{y}^2)$, entonces $\left[\frac{d}{dt} \dot{y}^2 \right] = 2\ddot{y}$:

$$\int \ddot{y} = \frac{A^2}{r_0^6} \int \frac{y^2 - 3y + 2}{y^5} dy + \frac{Av_0 \text{sen} \theta_0}{r_0^4} \int \frac{3 - 2y}{y^4} dy + \frac{v_0^2 \text{sen}^2 \theta_0}{r_0^2} \int \frac{1}{y^3} dy - \frac{(A\Omega + GM)}{r_0^3} \int \frac{1}{y^2} dy + \frac{\gamma}{r_0^2} \int \frac{1}{y} dy$$

$$\frac{\dot{y}^2}{2} = \frac{A^2}{r_0^6} \left[\int \frac{1}{y^3} dy - 3 \int \frac{1}{y^4} dy + 2 \int \frac{1}{y^5} dy \right] + \frac{Av_0 \text{sen} \theta_0}{r_0^4} \left[3 \int \frac{1}{y^4} dy - 2 \int \frac{1}{y^3} dy \right] + \frac{v_0^2 \text{sen}^2 \theta_0}{r_0^2} \left(-\frac{1}{2y^2} \right) - \frac{(A\Omega + GM)}{r_0^3} \left(-\frac{1}{y} \right) + \frac{\gamma}{r_0^2} (\ln y)$$

$$\dot{y}^2 = \frac{2A^2}{r_0^6} \left[-\frac{1}{2y^2} + \frac{1}{y^3} - \frac{1}{2y^2} \right] + \frac{2Av_0 \text{sen} \theta_0}{r_0^4} \left[-\frac{1}{y^3} + \frac{1}{y^2} \right] - \frac{v_0^2 \text{sen}^2 \theta_0}{r_0^2 y^2} + \frac{2(A\Omega + GM)}{r_0^3 y} + \frac{\gamma}{r_0^2} (\ln y)$$

$$\dot{y}^2 = -\frac{4A^2}{r_0^6 y^4} \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y \right] - \frac{2Av_0 \text{sen} \theta_0}{r_0^4} \left[\frac{1-y}{y^3} \right] - \frac{v_0^2 \text{sen}^2 \theta_0}{r_0^2 y^2} + \frac{2(A\Omega + GM)}{r_0^3 y} + \frac{\gamma}{r_0^2} (\ln y)$$

con $\dot{y}^2 = \left(\frac{\dot{r}}{r_0}\right)^2 = \frac{\dot{r}^2}{r_0^2} = \frac{v_r^2}{r_0^2}$, por lo que:

$$v_r^2 = -\frac{4A^2}{r_0^4} \frac{\left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]}{y^4} - \frac{2Av_0 \text{sen}\theta_0 (1-y)}{r_0^2 y^3} - \frac{v_0^2 \text{sen}^2\theta_0}{y^2} + \frac{2(A\Omega + GM)}{r_0 y} + \gamma(\ln y) \quad (5)$$

Sustituyendo los parámetros:

$$p = \frac{A\Omega}{GM} \quad L_0 = \frac{r_0}{R} \quad \alpha^2 = \frac{GM}{\Omega^2 R^3} \quad V_0^2 = \frac{KGM}{r_0} \quad \text{en la ecuación (5), se llega a:}$$

$$v_r^2 = -\frac{4p^2 G^2 M^2}{r_0^4 \Omega^2} \frac{\left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]}{y^4} - \frac{2pGM \sqrt{KGM/r_0} \text{sen}\theta_0}{\Omega r_0^2 y^3} - \frac{\left(KGM/r_0\right) \text{sen}^2\theta_0}{y^2} + \frac{2(pGM + GM)}{r_0 y} + \gamma(\ln y)$$

Multiplicando la ecuación anterior por $\frac{r_0}{GM}$, se obtiene:

$$\left(\frac{r_0}{GM}\right) v_r^2 = -\frac{4p^2 G^2 M^2}{r_0^3 \Omega^2} \frac{\left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]}{y^4} - \sqrt{\frac{KGM}{r_0}} \frac{2p \text{sen}\theta_0}{\Omega r_0^2 y^3} - \frac{K \text{sen}^2\theta_0}{y^2} + \frac{2(p+1)}{y} + \frac{\gamma}{GM}(\ln y)$$

Sustituyendo $L_0 = \frac{r_0}{R}$, es decir $r_0 = L_0 R$, entonces:

$$\left(\frac{r_0}{GM}\right) v_r^2 = -\frac{4p^2 GM}{L_0^3 R^3 \Omega^2} \frac{\left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]}{y^4} - \sqrt{\frac{KGM}{L_0^3 R^3}} \frac{2p \text{sen}\theta_0}{\Omega y^3} - \frac{K \text{sen}^2\theta_0}{y^2} + \frac{2(p+1)}{y} + \frac{\gamma}{GM}(\ln y)$$

si $\alpha^2 = \frac{GM}{\Omega^2 R^3}$, entonces:

$$\left(\frac{r_0}{GM}\right)v_r^2 = -\frac{4p^2\alpha^2}{L_0^3} \frac{\left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]}{y^4} - \sqrt{\frac{K\alpha^2}{L_0^3}} \frac{2psen\theta_0}{y^3} - \frac{Ksen^2\theta_0}{y^2} + \frac{2(p+1)}{y} + \frac{\gamma}{GM}(\ln y)$$

$$\left(\frac{r_0}{GM}\right)v_r^2 = -\frac{4p^2\alpha^2}{L_0^3} \frac{\left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]}{y^4} - \sqrt{\frac{K}{L_0^3}} \frac{2pasen\theta_0}{y^3} - \frac{Ksen^2\theta_0}{y^2} + \frac{2(p+1)}{y} + \frac{\gamma}{GM}(\ln y)$$

Ya que $v_r^2 \geq 0$, se divide la última ecuación entre $-\frac{4\alpha^2}{L_0^3} \frac{\left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]}{y^4}$ y se resuelve para p, entonces:

$$F(p, y; L_0, \theta, K, \gamma, M, R) = p^2 + \frac{pL_0^3}{2\alpha} \sqrt{\frac{K}{L_0^3}} \frac{sen\theta_0 y}{\left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]} + \frac{Ksen^2\theta_0 L_0^3 y^2}{4\alpha^2 \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]} - \frac{pL_0^3}{2\alpha^2} \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right] y^3 - \frac{L_0^3}{2\alpha^2} \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right] y^3 - \frac{\gamma L_0^3}{4\alpha^2 GM} \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right] y^4 (\ln y) \leq 0$$

$$= p^2 + \frac{pL_0^3}{2\alpha} \left[\sqrt{\frac{K}{L_0^3}} \frac{sen\theta_0 y}{\left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]} - \frac{y^2}{\alpha} \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right] \right] y - \frac{L_0^3}{2\alpha^2} \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right] y^3 + \left[\frac{y^2}{\left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]} \right] \frac{L_0^3}{4\alpha^2} \left\{ Ksen^2\theta_0 + \frac{\gamma y^2}{GM} (\ln y) \right\} \leq 0$$

$$\begin{aligned}
&= p^2 + \frac{pL_0^3}{2\alpha} \left\{ \sqrt{\frac{K}{L_0^3}} \frac{\text{sen}\theta_0 y}{\left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]} - \frac{y^2}{\alpha} \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right] \right\} y - \frac{L_0^3}{2\alpha^2} \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right] y^3 \\
&+ \frac{L_0^3}{4\alpha^2} \left[\frac{y^2}{\left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]} \right] \left\{ K\text{sen}^2\theta_0 + \frac{\gamma y^2}{GM} (\ln y) \right\} \leq 0
\end{aligned}$$

Cuando se fijan valores para $L_0, \theta_0, K, \gamma, \Omega, R$, entonces para un valor dado de y , con $F(p, y) = 0$:

$$\begin{aligned}
F &= p^2 + \frac{pL_0^3}{2\alpha} \left\{ \sqrt{\frac{K}{L_0^3}} \frac{\text{sen}\theta_0 y}{\left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]} - \frac{y^2}{\alpha} \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right] \right\} y \\
&+ \frac{L_0^3 y^2}{4\alpha^2 \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]} \left\{ K\text{sen}^2\theta_0 + \frac{\gamma y^2}{GM} (\ln y) - 2 \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]^2 y \right\} = 0
\end{aligned} \tag{7}$$

Utilizando la fórmula para encontrar las raíces de la ecuación cuadrática (7):

$$p = \frac{-b \pm \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a}$$

$$a = 1$$

$$b = \frac{L_0^3}{2\alpha} \left\{ \sqrt{\frac{K}{L_0^3}} \frac{\text{sen}\theta_0}{\left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]} - \frac{y^2}{\alpha} \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right] \right\} y$$

$$c = \frac{L_0^3 y^2}{4\alpha^2 \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]} \left\{ K\text{sen}^2\theta_0 + \frac{\gamma y^2}{GM} (\ln y) - \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]^2 y \right\}$$

Sustituyendo $y^* = \left[(1-y)^2 + \frac{3}{2}y\right]$, entonces las raíces de la ecuación (7) son:

$$p_1 = -\frac{L_0^3}{2\alpha} \left\{ \sqrt{\frac{K}{L_0^3}} \frac{\text{sen}\theta_0}{y^*} - \frac{y^2 y^*}{\alpha} \right\} y + \sqrt{\left\{ \frac{L_0^3 y}{4\alpha} \left[\sqrt{\frac{K}{L_0^3}} \frac{\text{sen}\theta}{y^*} - \frac{y^2 y^*}{\alpha} \right] \right\}^2 - \frac{L_0^3 y^2}{4\alpha^2 y^*} \left\{ K \text{sen}^2 \theta_0 + \frac{\gamma y^2}{GM} (\ln y) - y^{*2} y \right\}}$$

$$p_2 = -\frac{L_0^3}{2\alpha} \left\{ \sqrt{\frac{K}{L_0^3}} \frac{\text{sen}\theta_0}{y^*} - \frac{y^2 y^*}{\alpha} \right\} y - \sqrt{\left\{ \frac{L_0^3 y}{4\alpha} \left[\sqrt{\frac{K}{L_0^3}} \frac{\text{sen}\theta}{y^*} - \frac{y^2 y^*}{\alpha} \right] \right\}^2 - \frac{L_0^3 y^2}{4\alpha^2 y^*} \left\{ K \text{sen}^2 \theta_0 + \frac{\gamma y^2}{GM} (\ln y) - y^{*2} y \right\}}$$

Referencias

AKASOFU, 1979. *Dynamics of the Magnetosphere*. USA, D. Reidel Publishing Company. 407-424.

BACKMAN, Dana (1997). Exozody Workshop, NASA-Ames, October 23-25, 1997. *Extrasolar Zodiacal Emission* - NASA Study Panel Report.

BURNS, J.A., showalter, M.R. and Morfill, G.E., 1984. *The ethereal rings of Jupiter and Saturn*, Planetary Rings (eds. R. Greenberg and A. Brahic). Tucson: University of Arizona Press, 200-72.

CEPLECHA, Zdenek, 1996. *Luminous efficiency based on photographic observations of the Lost-City fireball and implications for the influx of interplanetary bodies onto Earth*. *Astronomy and Astrophysics* 311(1): 329-332 .

CAROVILLANO R. I., MACCLAY John F, HENRY R., editors, 1968. *Physics of the Magnetosphere*. Conference held at Boston College June 19-28, 1967. Dordrecht : D. Reidel.

CUZZI, J.N., LISSAUER, J.J. and ESPOSITO, L. W., 1984. *Saturn's rings: properties and processes*, Planetary Rings (eds. R. Greenberg and A. Brahic). Tucson: University of Arizona Press. 73-199.

DE PATER, I., SHOWALTER, M.R., BURNS, J.A., NICHOLSON, P.D., LIU, M., HAMILTON, D.P., & GRAHAM, J.R., 1999. *Keck infrared observations of Jupiter's ring system near Earth's 1997 ring plane crossing*. *Icarus* . 138 , 214-223

DE PATER, Imke & LISSAUER Jack J., 2001. *Planetary Sciences*. Cambridge University Press, UK. 403-436

DUMONT, R. RENARD, J. B. & LEVASSEUR-REGOURD, A. C., 1991. *Optical Properties of Interplanetary Dust in the Tangential Plane*. Origin and Evolution of Interplanetary Dust. A. C. Levasseur-Regourd and H. Hasegawa, (eds.) Kluwer Academic Publishers. Also *Astrophysics and Space Science Library* v. 173, p.199.

ESPOSITO, L. W., Brahic, A., Burns, J.A., & Maroua, E.A., 1991. *Particle properties & processes in Uranus' rings*, en *Uranus* (eds. J. Bergstrahl, E. Miner and M.S. Matthews). Tucson: University of Arizona Press, pp 410-68.

FRENCH, R. G., Nicholson, P.D., Porco, C.C. and Marouf, E.A., 1991. *Dynamics and structure of the Uranian rings*, en *Uranus* (ed. J. Bergstrahl, E. Miner & M.S. Matthews). Tucson: University of Arizona Press, pp 327-409.

FUKUSHIMA, N., 1995. *Geomagnetism and Space Physics*. Lecturas del Instituto de Geofísica de la UNAM, México 1995.

GREENBERG, Richard, BRAHIC, André, 1984. *Planetary Rings*. The university of Arizona Press: USA. 334-340.

GRÜN, Eberhard, 1999. *Interplanetary dust and the zodiacal cloud*. Encyclopedia of the Solar System. Academic Press, USA. 673-696.

KELLER, H.U. & THOMAS, N., 1989. *The colour of Comet P/Halley's nucleus and dust*, Astron. Astrophys., 213, 487-494.

KNECHT, D.J., & SHUMAN, B.M., 1985. *The geomagnetic field*, in *Handbook of Geophysics and the Space Environment*. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Field, MA, 1. Edited by A.S. Jursa, pp. 4-1 to 4-37.

KRIVOV, A. V. & HAMILTON, D. P., 1997. *Martian dust belts: Waiting for discovery*. Icarus, 128, 335-353.

HAVNES O., TROIM J., BLIX T., MORTENSEN W., NAESHEIM L. I., THRANE E., TONNESEN T., 1996. *First detection of charged dust particles in the Earth's mesosphere*. *Journal Geophysical Research*, vol. 101, No. A5. 839-848.

KRIVOV Alexander, MANN Ingrid KIMURA Hiroshi, 1997. *Dynamics of Dust Near the Sun*, Artículo no. IS985949 Academic Press.

HILL, J.R. & MENDIS, D.A. 1979. *Charged dust in the outer planetary magnetospheres*. *The Moon and the Planets*, 21. 3-16.

HOLMES, Hannah, 2001. *The Secret Life of Dust*. Wiley, USA.

LANG Kenneth, Robert, 1997. *Sun, Earth and sky*. Berlin : Springer.

HORANYI, M., 1996. *Charged Dust Dynamics in the Solar System*. Annu. Rev. Astron. Astrophys., 34. 383-418.

LEINERT, C., 1974. *Spatial distribution and scattering properties of interplanetary dust derived from zodiacal light observations*. Max-Planck-Inst. fuer Astronomie, Germany. En Arbeitsgemeinschaft fuer Weltraumforsch. Helios Satellite Sci p 170-174.

LEINERT, Ch, ÁBRAHAM, P. & LEMKE, D., 1998. *Interplanetary Dust as Seen in the Zodiacal Light with ISO*. Solid Interstellar Matter: The ISO Revolution, L. d'Hendecourt, C. Joblin, & A. Jones (eds.) EDP Sciences and Springer-Verlag, 1999., p.3

- LEINERT C. and GRUEN E, 1990. *Interplanetary Dust. Physics and Chemistry in Space*. R. Schwenn & E. Marsch eds. Space and Solar Physics. Springer, Berlin. 204-275.
- LEVASSEUR-REGOURD, A. C., MACBRIDE, N., HADAMCIK, E., FULLE, M., 1999. *Similarities between in situ measurements of local dust light scattering and dust flux impact data within the coma of 1P/Halley*. Astronomy and Astrophysics, v.348, p.636-641.
- LEVASSEUR-REGOURD, A. C., 1996. *Optical and thermal properties of the zodiacal dust*. Physics, chemistry and dynamics of interplanetary dust, M. Hanner and B.Gustafson eds., ASP Conf. Ser. 104. 301-308.
- LEVASSEUR-REGOURD A. C. & HASEGAWA H., 1992. *Origin and Evolution of Interplanetary Dust*. ASSL, Kluwer Academic Publishers, Japan. 15-28.
- MANN, I. & KNEISEEL, 1991. *Spatial Distribution and Orbital Properties of Zodiacal Dust*. Origin and Evolution of Interplanetary Dust. A. C. Levasseur-Regourd and H. Hasegawa (eds.). Kluwer Academic Publishers. Also Astrophysics and Space Science Library v. 173. p.139
- MANN Ingrid, 2001. *Charging effects on cosmic dust*. ESA Space Science Department.
- MARAVILLA, D., FLAMMER K.R. & MENDIS D.A., 1995. *Of the Injection of fine dust from the jovian magnetosphere*. The Astrophysical Journal, 438:968-974.
- MARZNER, Richard A., 2001. *Dictionary of Geophysics Astrophysics and Astronomy*. CRC Press NY.
- MCSWEEN Harry Y, Jr., 1999. *Meteorites and Their Parent Planets*. Cambridge University Press, USA.
- MCSWEEN, H.Y. & WEISSMAN P.R., 1989. *Cosmochemical implications of the physical processing of cometary nuclei*, Geochim. Cosmochim. Acta 53, 3263-3271
- MENDIS, D.A. & AXFORD, W.I., 1974. *Satellites and Magnetospheres of the Outer Planets*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2. 419-474.
- MUNIZ Barreto Luis, 1997. *El Geomagnetismo*. Cuaderno No. 11 del Instituto de Geofísica, UNAM, México.
- NORTON, O. Richard, 1994. *Rocks from Space (Meteorites and Meteorite Hunters)* Mountain Press Publishing Company, Montana. 182-200 (chondrites).
- OCKERT-BELL, M.E., BURNS, I.J., DAUBAR, I.J., THOMAS, P.C., VEVERKA, J., BELRTON M.J.S. & KLAASEN, K., 1999. *The structure of the jovian ring system as revealed by the Galileo imaging experiment*. Icarus . 138 , 188-213.

- PARKIN, D.W. & TILLES, D, 1968. *Science*, **159**, 936.
- PARKS, George K., 1991. *Physics of Space Plasmas*. Addison-Wesley Publishing Company, USA.
- PORCO, C. C., Nicholson, P. D., Cuzzi, J. N., Lissauer, J. J., & Esposito, L. W. 1995, en Neptune and Triton, ed. D. P. Cruikshank (Tucson: Univ. Arizona Press), 703
- RUBIN, A.E., 1997. *Meteoritics and Planetary Science*. The Cambridge Encyclopedia of Meteorites, Apéndice A.
- SHIRLEY, James H. & FAIRBRIDGE, Rodhes W., 1997. *Encyclopedia of Planetary Sciences*. Chapman & Hall. London, UK. 602-607.
- TRIGO-Rodríguez, J.M., 2000. *Vigilants de l'espai*, AVUI journal, Barcelona. 30-31.
- UDIAS Vallina A., MEZCUA Rodríguez J., 1997. *Fundamentos de Geofísica*. Madrid: Alianza. 233-287.
- WALT, Martin, 1994. *Introduction to geomagnetically trapped radiation*. Cambridge University.
- VON ZAHN, U. & MEYER, W., 1989. *Mesopause temperatures in polar summer*. J. Geophys. Res. , 94 : 14647.
- WEINBERG J.L. & SPARROW J.G., 1978. *Zodiacal light as an indicator of interplanetary dust*. McDonnell J.A.M. (eds.): Cosmic Dust. John Wiley & Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto. 75-122.
- ZANDA, Brigitte and ROTARU, Monica. *Meteorites (Their Impact on Science and History)*. Cambridge University Press 2001

Páginas web:

1. AMARA Graps, 2000. *Cosmic dust and its evolution*.
<http://www.amara.com/ftpstuff/dustevolve.txt>
(introducción capítulo I)
2. http://www.nasa.gov/vision/earth/lookingatearth/29dec_magneticfield.html
(Sección del campo geomagnético)
3. <http://www-istp.gsfc.nasa.gov/Education/Mmpause.html>
4. <http://history.nasa.gov/SP-4211/ch11-2.htm>
5. <http://science.hq.nasa.gov/missions/phase.html>

(datos de las misiones espaciales)

6. <http://deepimpact.jpl.nasa.gov/science/smallbodies.html>
(Sección de asteroides y cometas)

7. <http://darwin.nap.edu/books/0309056306/html/18.html>

8. <http://www.psrh.hawaii.edu/June02/PSRD-ErosPorosity.pdf>