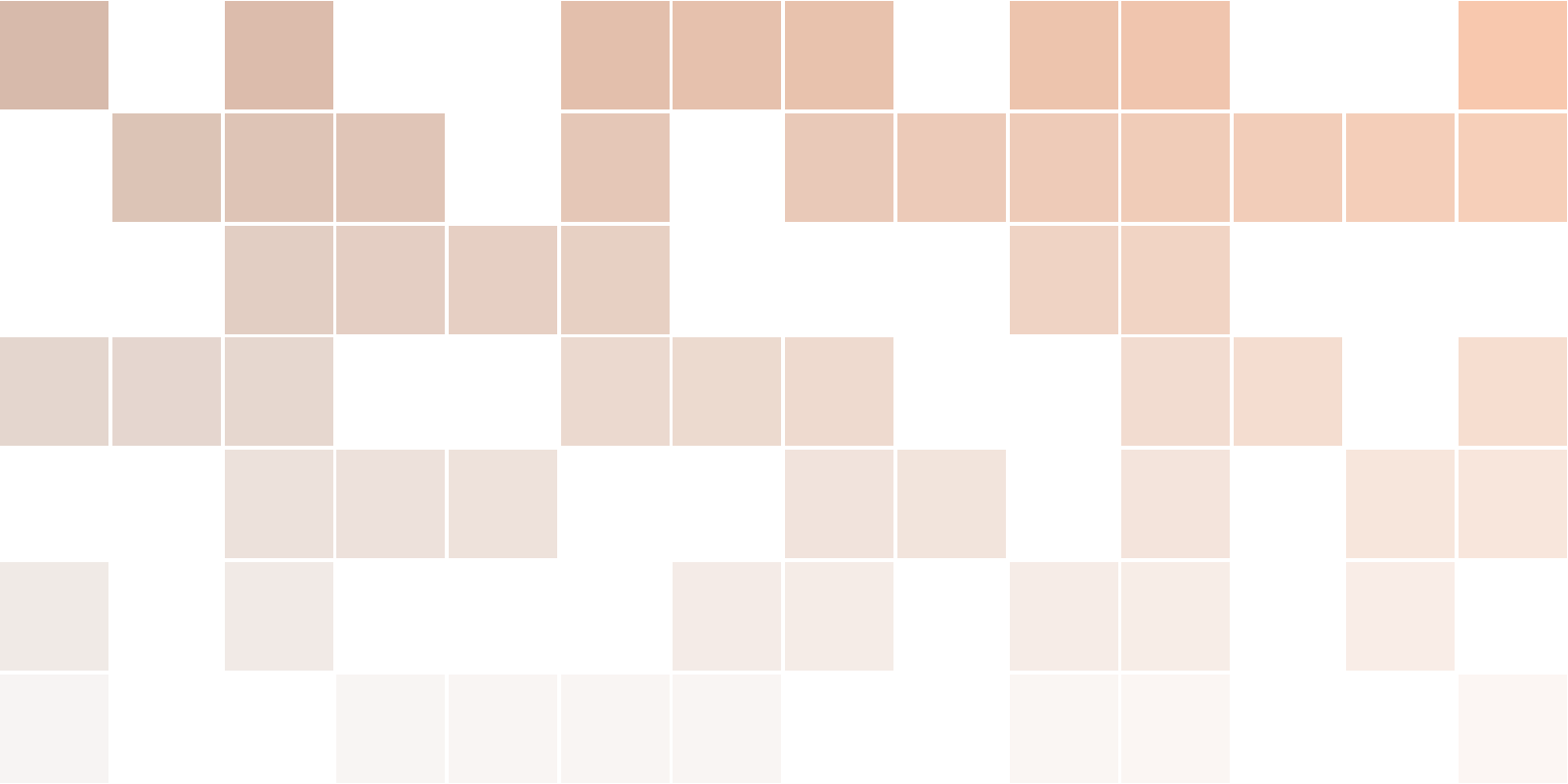
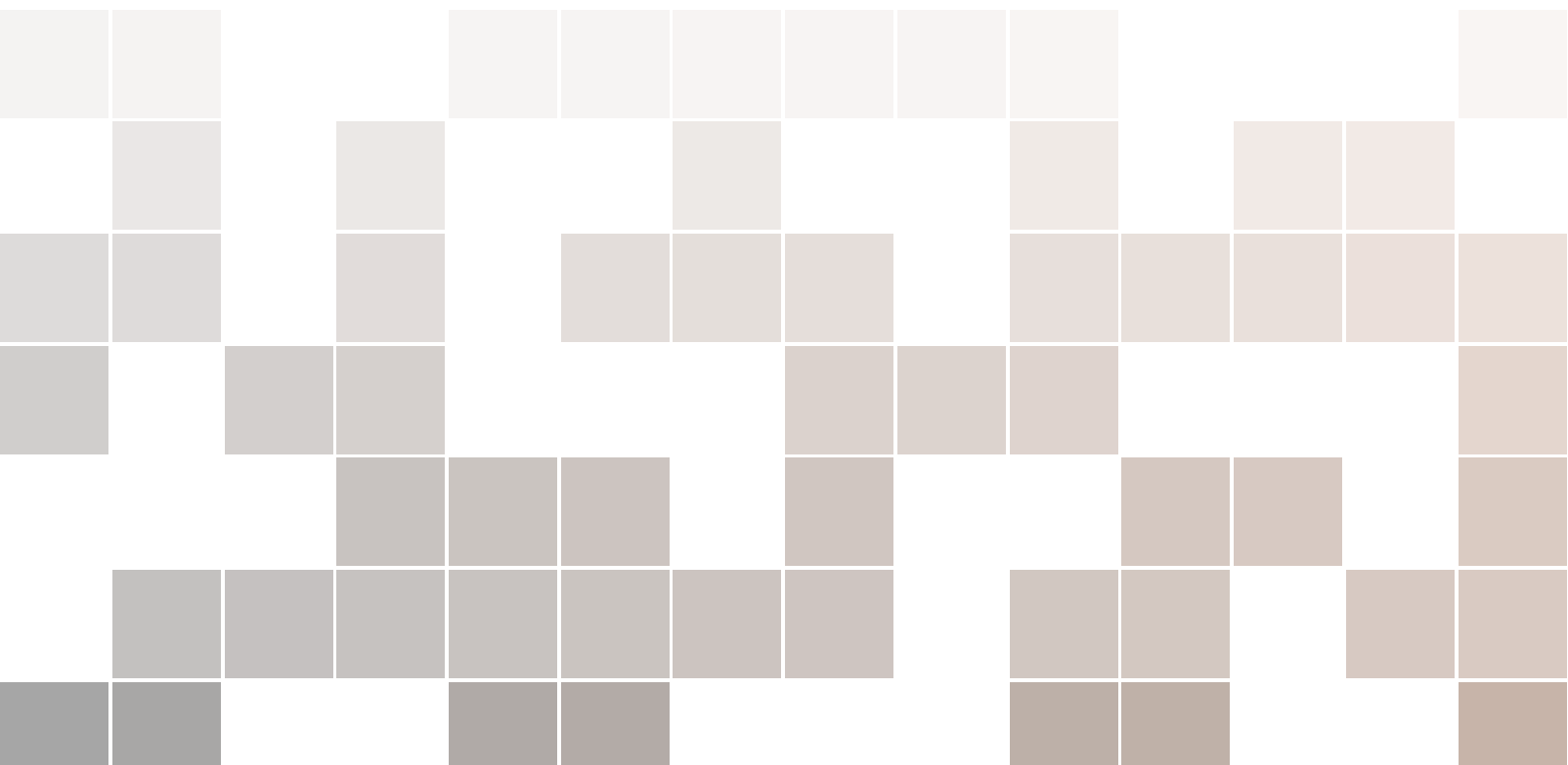




Historias de Planetas

Textos de Ciencias Planetarias

Pablo Cuartas Restrepo



Copyright © 2026, Pablo Cuartas Restrepo
UNIVERSIDAD DE ANTIOQUIA

Primera edición - 2026



Índice general

I

Planetas y Civilización

1	Mundos con nombres de dioses	9
1.1	Cómo explicar el movimiento de los cielos	9
1.1.1	Los antiguos astrónomos	9
1.1.2	La Tierra es el centro	11
1.1.3	Críticas al geocentrismo	15
1.1.4	La astronomía como ciencia	19
1.2	Las estrellas errantes	21
1.2.1	El movimiento aparente de los planetas	22
1.3	Los grandes descubrimientos	23
1.3.1	El descubrimiento de Saturno	23
1.3.2	La estrella de Jorge	25
1.3.3	Un triunfo de la gravedad	27

II

Formación de los Planetas

2	La gravedad y las estrellas	33
2.1	La Gravedad y el movimiento de los cuerpos	33
2.1.1	La física del movimiento	34
2.1.2	Cantidades que se conservan	36
2.1.3	Ahora sí... la Gravedad	38
2.1.4	La gravedad de muchos cuerpos	42

2.2	La formación estelar	48
2.2.1	Composición del medio interestelar	48
2.2.2	¿Cómo nacen las estrellas?	50
2.2.3	Clasificación de objetos jóvenes	54

3 La historia de un granito 57

3.1	Discos protoplanetarios	57
3.1.1	Clases de discos	59
3.1.2	Masa y radio de los discos	60
3.2	Modelos de evolución del disco	62
3.2.1	Parámetros físicos del disco	62
3.2.2	Evolución del material del disco	65
3.2.3	Dispersión y fotoevaporación del disco	67
3.3	Formación de los planetas	68
3.3.1	De granos a planetesimales	69
3.3.2	Formación de planetas terrestres	75
3.3.3	Formación de planetas gigantes	79

III

El Interior de los Planetas

4 ¿De qué estamos hechos? 87

4.1	Historia de la Tierra	87
4.1.1	¿Cómo sabemos la edad de la Tierra?	88
4.2	Las rocas y lo que nos cuentan	97
4.2.1	Mineralogía	99
4.3	La escala de tiempo geológico	103
4.3.1	Hadeano	104
4.3.2	Arcaico	105
4.3.3	Proterozoico	106
4.3.4	Fanerozoico	107
4.4	¿Por qué nuestro planeta es especial?	113
4.4.1	Regulación del clima	114
4.5	Los elementos químicos	119

5 Interior de los Planetas 125

5.1	¿Cómo conocemos el interior de la Tierra?	125
5.1.1	Terremotos y ondas sísmicas	125
5.2	La diferenciación del interior	127
5.2.1	Preliminary Reference Earth Model	128
5.3	Ecuaciones y propiedades mecánicas y térmicas del interior	131
5.3.1	Materiales a altas presiones y temperaturas	134
5.4	El interior de otros planetas	136
5.4.1	Interior de los planetas terrestres	137
5.4.2	Interior de los planetas gigantes	141

6	Procesos internos de los planetas	147
6.1	Tectónica	147
6.1.1	La deriva continental	148
6.1.2	Las placas tectónicas actuales	149
6.1.3	Mecanismos de la tectónica	154
6.2	Tectónica en otros mundos	159
6.2.1	Tectónica en Mercurio	159
6.2.2	Tectónica en Venus	160
6.2.3	Tectónica en Marte	162
6.2.4	Tectónica en las lunas heladas	164
6.3	Vulcanismo Planetario	165
6.3.1	Volcanes de la Tierra	166
6.4	Volcanes en el Sistema Solar	173
6.4.1	Volcanes en Venus	174
6.4.2	Volcanes de Marte	176
6.4.3	Volcanes en las lunas	180

IV

El exterior de los Planetas

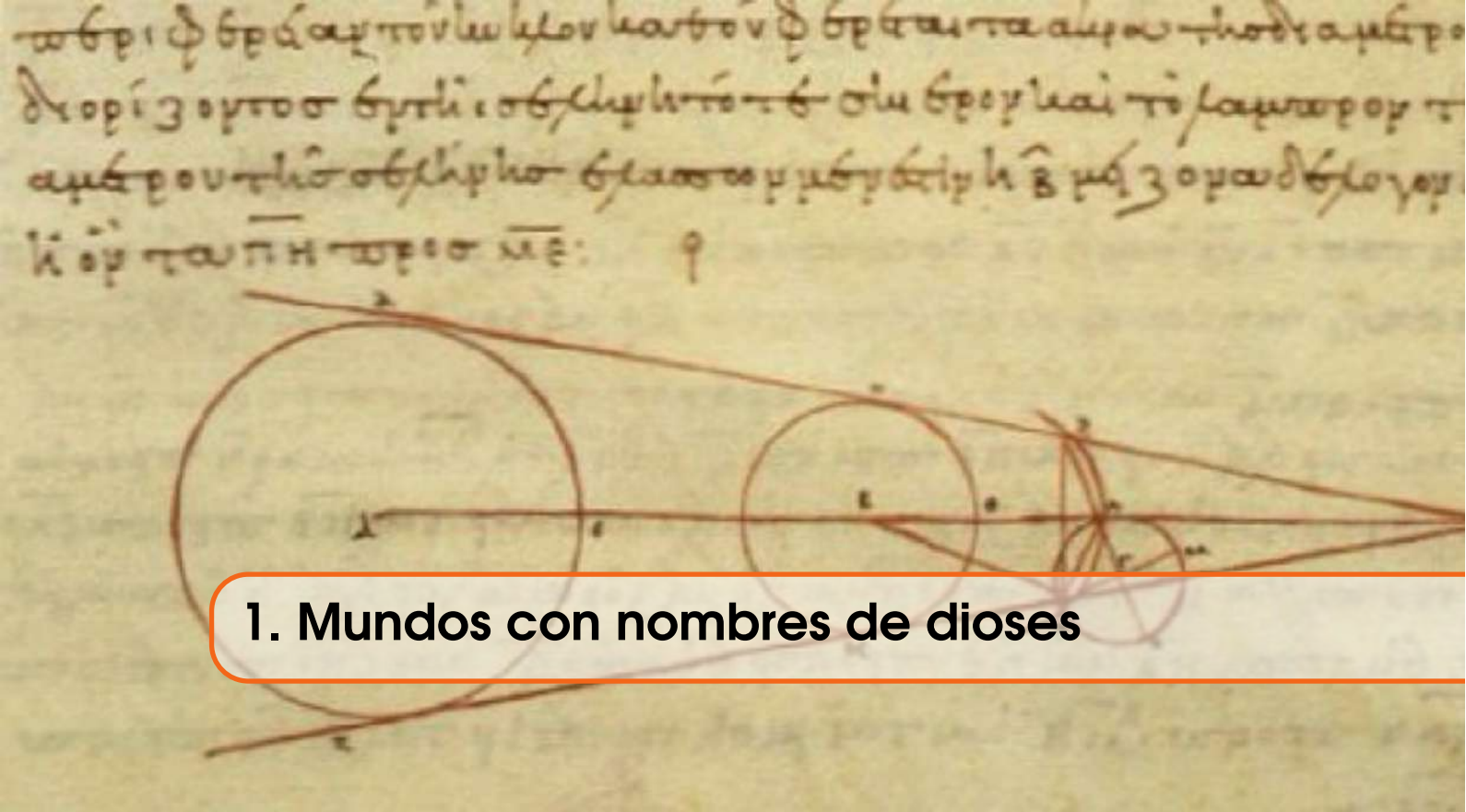
7	Superficies de planetas, lunas y otros objetos	191
7.1	Los procesos endógenos y exógenos	191
7.2	Superficies planetarias	192
7.2.1	Superficie de Mercurio	193
7.2.2	Superficie de Venus	196
7.2.3	Superficie marciana	200
7.3	Superficie de las lunas	204
7.3.1	Selene la luna de la Tierra	204
7.3.2	La superficie de las lunas jovianas	206
7.3.3	La superficie de las lunas de Saturno	211
7.3.4	Superficie de los enanos	216
7.4	Cráteres de Impacto	221
7.4.1	Energía del impacto	222
7.4.2	Etapas de formación del cráter	224
7.4.3	Morfología de los cráteres	228
7.4.4	Datación de superficies por conteo de cráteres	230
7.4.5	Cráteres famosos de la Tierra	232
8	Atmósferas planetarias	235
8.1	¿Qué es una atmósfera?	235
8.2	Composición de la atmósfera terrestre	236
8.2.1	La humedad relativa	237
8.3	Estructura de la atmósfera terrestre	239
8.3.1	La presión atmosférica	239
8.3.2	Perfil de temperatura	240

8.4	Cómo afectan las atmósferas a los planetas	251
8.4.1	Efecto Invernadero	251
8.4.2	La pérdida de atmósfera	252
8.5	Las atmósferas en otros lugares del Sistema Solar	253
8.5.1	La atmósfera de Venus	254
8.5.2	La atmósfera de Marte	258
8.5.3	Atmósferas de los gigantes	264
8.5.4	Lunas con atmósfera	271
8.5.5	Pequeñas y delgadas exosferas	277



Planetas y Civilización

1	Mundos con nombres de dioses	9
1.1	Cómo explicar el movimiento de los cielos	
1.2	Las estrellas errantes	
1.3	Los grandes descubrimientos	



Observando las estrellas, descubrieron cinco que no se limitaban a salir y ocultarse en imperturbable progresión, como lo hacían las llamadas estrellas fijas. Estas cinco presentaban un movimiento curioso y complejo.

Carl Sagan, *Un punto azul pálido*, 1994.

Desde hace decenas de miles de años, hemos observado el cielo con atención. Seguramente, observamos que algunas estrellas se movían de manera diferente a las demás. A estos cuerpos errantes ahora los llamamos **planetas**, que en griego significa errantes o viajeros. Civilizaciones como los babilonios, los egipcios, los griegos y los mayas estudiaban atenta y metódicamente sus movimientos y los registraban en calendarios y tablas astronómicas. Sin telescopios, seguían sus trayectorias a simple vista y notaban fenómenos como la **retrogradación**, cuando un planeta parecía moverse hacia atrás en el cielo. Estas observaciones fueron la clave para el desarrollo de la astronomía y de la civilización, así como la base para nuestras primeras teorías sobre el universo.

1.1 Cómo explicar el movimiento de los cielos

Mucho antes de que nuestra especie se estableciera permanentemente en pequeñas aldeas, hace unos 10 000 años, mientras nuestras vidas aún transcurrían como cazadores y recolectores, nuestros antepasados nómadas ya observaban el cielo y se hacían preguntas sobre la verdadera naturaleza de las estrellas. Aprendieron a identificar los ciclos periódicos, el paso del día y la noche, los cambios en la forma de la Luna y el movimiento aparente del Sol sobre el horizonte a lo largo del año. Aprendieron a medir el tiempo, así surgieron los calendarios. Miles de años antes de que nuestros ancestros fundaran ciudades y luego imperios, los humanos ya éramos astrónomos.

1.1.1 Los antiguos astrónomos

Los primeros registros metódicos sobre observaciones astronómicas se deben a las grandes civilizaciones antiguas, especialmente a aquellas que se desarrollaron en el medio oriente, en la región que los historiadores han llamado la media luna fértil. Los egipcios, por ejemplo, fueron quienes establecieron la duración del año en 365 días y dividieron los 12 meses de su año civil en 3



Figura 1.1: Orto Heliaco: Sirio brilla sobre el horizonte, abajo en el centro de la fotografía, justo antes de la salida del Sol. Créditos: Desde el Tercer Planeta, [263].

semanas de 10 días cada una. Fueron ellos también quienes dividieron la duración del día en 24 horas [19]. El calendario civil de 36 semanas estaba regido por 36 estrellas, las más brillantes del cielo y más parecidas a Sirio, la más brillante de todas.

Sirio, llamada **Sotis**, era una estrella especial para los egipcios. Su observación estaba ligada a la agricultura y al comercio del imperio. La salida heliaca de Sirio sucedía a mediados de julio y significaba un momento del año especial para los egipcios; era el momento en que Sirio se hacía visible en el cielo justo antes del amanecer, después de haber permanecido oculto a la vista por encontrarse muy cerca del Sol durante meses (ver figura 1.1), e indicaba que las lluvias en el alto Nilo darían lugar a las inundaciones de las planicies de sus riberas en el medio y bajo Nilo. Estas inundaciones traían consigo sedimentos que abonaban la tierra, la cual estaría lista para la siembra una vez el río disminuyera nuevamente su caudal. Era tan importante el ciclo del río que los egipcios sólo tenían tres estaciones al año a las que llamaban igual que los meses en que se iniciaban: crecida o inundación, emergencia o nacimiento del grano, y aguas bajas o tiempo de cosecha. La necesidad de los egipcios de medir sus terrenos después de las inundaciones los llevó a inventar la geometría.

A pesar de la utilidad de la observación astronómica, el interés de los egipcios por las estrellas tenía más un carácter religioso que científico. Su relación con el cielo era más cercana a los mitos que a las matemáticas. Para los egipcios, la noche representaba a la diosa **Nut**, que se posaba sobre el mundo mientras se tragaba a **Ra**, el dios Sol, y lo paría diariamente (ver figura 1.2). Los egipcios no buscaron una explicación para los movimientos de los planetas, a pesar de que hicieron miles de registros de sus posiciones y de sus ciclos.

Otras de las grandes civilizaciones de la media luna fértil que observaron el cielo durante siglos fueron los sumerios y los babilonios. Construyeron grandes edificios que hacían las veces de templos y observatorios a los que llamaron **zigurats** (ver figura 1.3). Los astrónomos caldeos eran sacerdotes y calculistas. Sus cultos religiosos se dedicaban a deidades relacionadas con los cuerpos

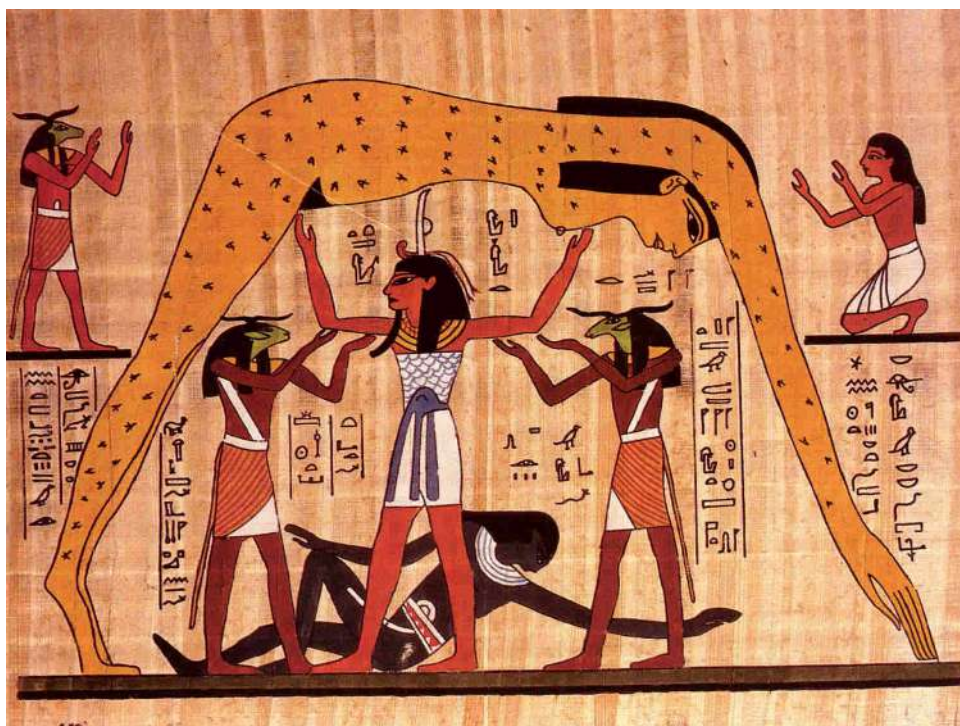


Figura 1.2: La diosa Nut, representada con el cuerpo arqueado formando la bóveda celeste, en el suelo recostado está su marido, el dios Geb (la Tierra). El padre de Nut, el dios Shu (el aire), los mantiene separados sosteniendo la noche con la ayuda de los dioses Heh que tenían cabeza de carnero. Créditos: Papiro Greenfield, el 'Libro de los Muertos' de Nesitanebtashru; 950 a.e.c.

celestes como *Sin*, que representaba a la Luna; *Shamash*, el Sol; e *Ishtar*, a Venus. En realidad, los babilonios eran astrólogos más que astrónomos. La astrología y la astronomía no se distinguirían la una de la otra hasta el siglo XVII, cuando Galileo, con su telescopio, nos enseñó que el cielo estaba repleto de mecánica, de matemáticas y de lógica, más que de dioses y mitos. En las ruinas de las ciudades caldeas y babilonias se han hallado ¡más de 7000! tabletas de arcilla donde se grababan los augurios. Una tableta numerada como la 63, por ejemplo, contiene los métodos para calcular la salida y puesta del planeta Venus y, obviamente, instrucciones para su interpretación.

Una de las tablas babilónicas más famosas es la **tabla de Amissaduqa**, nombrada así en referencia al rey del mismo nombre, quien gobernó en Babilonia entre los años 1582 y 1562 a.e.c. Esta tableta de arcilla, que se conserva en el museo británico, contiene los datos de la salida y la puesta heliaca de Venus tomados metódicamente durante ¡más de 21 años! Cada uno de los datos está relacionado con una interpretación astrológica (ver figura 1.4). Los babilonios introdujeron también la geometría en sus observaciones astronómicas. Aplicaron las mismas técnicas observacionales para todos los planetas [32]. Especialmente estaban interesados en la observación de la primera y la última aparición sobre el horizonte (salida y puesta) de los planetas. Sobre Júpiter y Marte se conservan registros de dichas observaciones en las famosas **tablas de Uruk** [34].

1.1.2 La Tierra es el centro

Quienes heredaron todo este conocimiento ancestral sobre el cielo de parte de los egipcios y babilonios, fueron los griegos. Desde el siglo VI a.e.c. los pensadores griegos como **Tales de Mileto (624 - 646 a.e.c.)**, hicieron de la razón y la lógica las fuentes para la explicación de los fenómenos de la naturaleza. Para el siglo IV a.e.c. los griegos habían avanzado en matemáticas y geometría lo suficiente como para empezar a establecer modelos sobre el funcionamiento mecánico



Figura 1.3: Zigurat de Ur cerca de Nasiriya, en el actual Irak. El nombre del templo era *é-temen-ní-gùr-ru* en sumerio, que significa 'la casa de cimientos revestidos de terror'.

del universo. La geometría jugó un papel fundamental en el surgimiento de la astronomía como ciencia. Basados en sus observaciones, los griegos descubrieron la esfericidad y la rotación de la Tierra. A partir de este conocimiento desarrollaron un modelo planetario basado en movimientos circulares. Este modelo geométrico del movimiento de los cielos constituyó la explicación sobre el universo durante ¡más de 2000 años!

Parménides de Elea (ca. 530 a.e.c.), fue el primero en plantear la esfericidad de la Tierra. **Empédocles de Agrigento (495-435 a.e.c.)** y **Anaxágoras (500 - 428 a.e.c.)**, explicaron por primera vez la naturaleza de los eclipses; sabían perfectamente que se trataba de una alineación espacial entre la Tierra, el Sol y la Luna. En el siglo IV a.e.c. **Euclides de Alejandría (325 - 265 a.e.c.)** y **Autólico de Pitane (360 - 290 a.e.c.)**, describieron los fenómenos astronómicos usando las matemáticas y la geometría; de esta forma, nació la **astronomía esférica** que en la actualidad es la base para la astronomía de posición [32]. Los trabajos de Autólico son considerados las obras sobre astronomía más antiguas del mundo. El primer trabajo titulado *Sobre la esfera móvil* trata sobre la geometría de la esfera celeste y es también un libro de matemáticas astronómicas. El segundo, titulado *Sobre las salidas y puestas*, es un trabajo netamente sobre astronomía observacional y el cálculo de efemérides.

El primer modelo geocéntrico del universo se le atribuye a **Eudoxo de Cnido (390 - 337 a.e.c.)**, nacido en lo que actualmente es Turquía a finales del siglo IV a.e.c. ¡Fue él quien inventó la esfera celeste! Su modelo geométrico constaba de 27 esferas concéntricas que se usaban para mostrar cuál era la naturaleza del movimiento planetario. Este modelo se ajustaba bien a Júpiter y Saturno, pero no funcionaba tan bien con Mercurio, Venus y Marte. Eudoxo nos advertía sobre la astrología y la idea errada de que los fenómenos del cielo están ligados al destino de los hombres. Hace 2 300 años, esto decía Eudoxo sobre los horóscopos:

“No debe darse crédito a los caldeos, quienes predicen y encasillan la vida de los seres humanos de acuerdo con el día de su nacimiento”.



Figura 1.4: Tabla de Ammisaduqa. Texto cuneiforme del siglo VII a.e.c. que recoge observaciones astronómicas del planeta Venus realizadas unos mil años antes durante el reinado de Ammisaduqa en Babilonia.

Para finales del siglo IV a.e.c., **Calipo de Cícico (370 - 310 a.e.c.)**, que había estudiado con Eudoxo y era discípulo de **Aristóteles (384 - 322 a.e.c.)**, mejoró notablemente el modelo de esferas del universo. Calipo además realizó determinaciones precisas de la duración de las estaciones y construyó un ciclo de 76 años que comprendía 940 meses para armonizar los años lunares y solares. Éste calendario fue adoptado en el 330 a.e.c. y utilizado por astrónomos posteriores hasta bien entrada la edad media. El modelo de Calipo fue el que adoptó Aristóteles como el modelo mecánico del universo. Descrito en dos de los libros de Aristóteles: *De Caelos* y *Metafísica*, pasó de tener 33 esferas hasta completar 55 esferas con cuyos movimientos era posible describir las órbitas circulares de los planetas. Éste modelo perduraría como la versión más aceptada sobre el universo hasta mediados del siglo XVI, cuando Copérnico llegó a cambiar las cosas.

Hubo otros griegos dedicados a la explicación de los fenómenos del universo a través de la razón que se desviaron un poco de la ortodoxia aristotélica. Uno de ellos fue **Heráclides del Ponto (390 - 310 a.e.c.)**, quien planteó una posibilidad no contemplada hasta ese entonces: el Sol como centro de movimiento. Propuso que las órbitas de Mercurio y Venus tenían al Sol como su centro, mientras que el resto de los cuerpos celestes, incluyendo el Sol, Mercurio y Venus, orbitaban alrededor de la Tierra. Fue el primero que habló sobre la rotación de la Tierra como una explicación para el transcurrir de los días y las noches.

La primera idea heliocéntrica sobre el universo se la debemos a **Aristarco de Samos (310 - 230 a.e.c.)**. Entre los múltiples cálculos astronómicos que se le atribuyen a Aristarco están: la distancia desde la Tierra hasta el Sol, el tamaño de la Luna y su distancia a la Tierra. Hay que aclarar que estos cálculos fueron hechos considerando un modelo geocéntrico. Sin embargo, sabemos por los escritos de **Arquímedes (287 - 212 a.e.c.)** que Aristarco fue el primero en proponer que era el Sol,

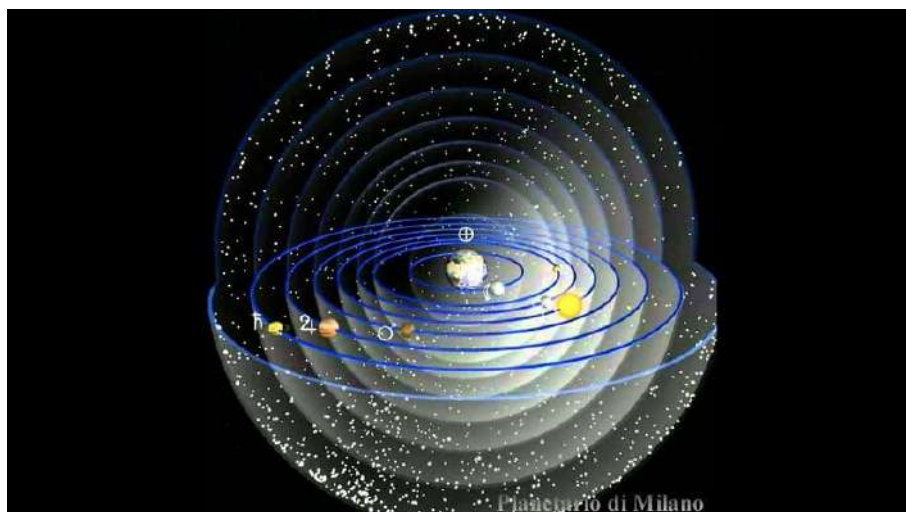


Figura 1.5: El universo estaba compuesto por esferas concéntricas con la Tierra en el centro y los planetas, el Sol y la Luna trasladándose a su alrededor. Créditos: Imagen del Planetario di Milano.

y no la Tierra, el centro de los movimientos del cielo. Arquímedes escribió esto sobre la teoría de Aristarco en su libro **el contador de arena** [12]:

...Aristarco ha sacado un libro que consiste en ciertas hipótesis, en las que se afirma, como consecuencia de las suposiciones hechas, que el universo es muchas veces mayor que el universo recién mencionado. Sus hipótesis son que las estrellas fijas y el Sol permanecen inmóviles, que la Tierra gira alrededor del Sol en la circunferencia de un círculo, el Sol yace en el centro de la órbita, y que la esfera de las estrellas fijas, situada con casi igual centro que el Sol, es tan grande que el círculo en el cual él supone que la Tierra gira guarda tal proporción a la distancia de las estrellas fijas cuanto el centro de la esfera guarda a su superficie.

La culminación del modelo geocéntrico se la debemos a **Claudio Ptolomeo (100 - 170)**, quien trabajó en la gran biblioteca de Alejandría durante el siglo II de nuestra era. Ptolomeo escribió la que fue, en su momento, la más grande recopilación del conocimiento astronómico. Su obra, conocida como la *Syntaxis Mathematica*, fue traducida por los árabes como **Al-Majisti**, que significa el más grande, y que ha llegado a nuestros tiempos como el **Almagesto**. La *Syntaxis* dedicaba tres de sus libros a la explicación del movimiento de los planetas. El modelo de Ptolomeo significó el triunfo del geocentrismo. Estos son algunos de los principios tolemaicos:

- *Los cielos son esféricos y se mueven circularmente en torno a un eje fijo.*
- *Dado que la Tierra es el elemento más pesado y todas las cosas pesadas son conducidas hacia ella y tienden hacia su auténtico punto medio, quedando inmóviles en el centro. En consecuencia tanto más descansará toda la Tierra en el centro y ella que recibe en si todo lo que cae, permanecerá inmóvil por su peso.*
- *La Tierra es esférica, puesto que por cualquier parte se apoya en su centro. Distintas alturas del polo celeste desde diferentes lugares de observación, estrellas visibles en unos lugares que no lo son en otros, el casco de los barcos es lo primero en desaparecer y los picos de las montañas lo primero visible.*
- *La Tierra está exactamente en el centro del cielo como un punto geométrico, así que el horizonte biseca el ecuador y la eclíptica en dos partes iguales.*



Figura 1.6: La escuela de Atenas, pintada por Rafaél Sanzio entre 1510 y 1512 para el Palacio Apostólico del Vaticano. Algunos de los más grandes pensadores griegos aparecen en la pintura: 6. Pitágoras, 11. Parménides, 13. Heráclides, 14. Platón, 15. Aristóteles, 18. Arquímedes, 20. Claudio Ptolomeo. Créditos: Wikimedia Commons.

Ptolomeo había tomado en consideración el movimiento de la Tierra, por lo menos el de rotación, pero, partiendo de la física de Aristóteles, lo rechazó:

...si la Tierra diese vueltas, al menos una revolución diaria, su movimiento tendría que ser muy violento y su rapidez insuperable... todas las cosas parecerían incapaces de unirse, y más bien se dispersaría lo unido... y hace tiempo la Tierra dispersada se habría elevado al mismo cielo, lo que es totalmente ridículo,... los seres animados y demás cosas sueltas en manera alguna permanecerían estables... las cosas que caen se dirigirían en línea recta al lugar destinado para ellas ni en la perpendicular al desplazarse entre tanto por tanta rapidez... veríamos que las nubes y cualquier otra cosa pendiente en el aire, siempre serían arrastradas hacia el ocaso. Todos los fenómenos del firmamento son producidos por movimientos circulares y uniformes... la aparente irregularidad de los cinco planetas, el Sol y la Luna puede representarse por medio de movimientos circulares uniformes, porque sólo tales movimientos son apropiados para su divina naturaleza.

Ptolomeo se dio a la tarea de resolver, mediante un sistema de epiciclos y deferentes, y un sinfín de técnicas geométricas, el problema del movimiento planetario. El modelo era capaz de explicar el movimiento retrógrado e incluso podía calcular las inclinaciones de las órbitas. Fue Ptolomeo quien describió los planetas como inferiores y superiores. Mercurio y Venus nunca se alejan demasiado del Sol. Cuando ambos planetas están situados al este del Sol, ambos planetas inferiores aparecen como estrellas vespertinas. Tras alcanzar su máxima elongación oriental, esto es, el máximo alejamiento angular con respecto al Sol, ambos retrogradan hasta situarse al oeste del Sol, convirtiéndose en estrellas matutinas. Por el contrario, los planetas superiores: Marte, Júpiter y Saturno, sólo retrogradan en las proximidades de la oposición, presentando entonces su máximo brillo. Para los planetas superiores, la oposición se da al mismo tiempo que el planeta se encuentra más cerca de la Tierra. El modelo geocéntrico de Ptolomeo alcanzó un total de ¡257 esferas! Cada vez que se descubría una nueva diferencia entre el movimiento planetario observado y el modelo mecánico-geométrico, se hacía necesario agregar un nuevo círculo al mecanismo del universo.

1.1.3 Críticas al geocentrismo

Aunque el sistema geocéntrico podía explicar de forma mecánica el movimiento aparente de los cielos, incluyendo los movimientos erráticos de los planetas, no era muy preciso al momento de hacer predicciones sobre los fenómenos celestes. Especialmente los astrónomos árabes que estudiaron a Ptolomeo fueron los primeros en encontrar errores sistemáticos y en criticar el modelo. En el siglo



Figura 1.7: Grabado representando a Ptolomeo. Publicado por Blanche Marantin y Guillaume Chaudiere, Paris, 1584.

XI **Jabir de Sevilla (1100 - 1150)** criticó el sistema geocéntrico, sobre todo los datos numéricos que describían el sistema. **Averroes de Córdoba (1126 - 1198)** analizó críticamente ambos sistemas geocéntricos, el de Tolomeo y el de Aristóteles [32]. Para el siglo XIII, **Alfonso X el Sabio**, reunió a sesenta de los mejores astrónomos árabes y judíos con el fin de elaborar nuevamente todos los datos astronómicos conocidos hasta entonces. Como resultado de esta empresa surgieron las famosas **tablas Alfonsinas** [32]. Las dudas sobre el modelo geocéntrico fueron finalmente despejadas introduciendo una visión completamente nueva del universo. En 1543 **Nicolás Copérnico (1473 - 1543)** publicó su obra *De revolutionibus orbium coelestium* [6], y nuestra idea sobre el lugar que ocupábamos cambió para siempre. Los modelos cosmológicos antiguos se evaluaban sobre todo desde el punto de vista de sus cualidades matemáticas. En este sentido fue que Copérnico encontró vacíos en el modelo geocéntrico. En su libro, Copérnico criticaba a los matemáticos geocentristas:

...Los matemáticos se sienten tan poco seguros de los movimientos del Sol y de la Luna que ni siquiera pueden explicar u observar la longitud constante del año estacional...

Copérnico no estaba consciente de la revolución que causaría su obra, aun así trató de aplacar un poco la reacción de sus lectores redactando una epístola dedicatoria para el papa Paulo III en la cual expone sus titubeos para la publicación y la iniciativa de sus amigos, que le animaron a ello. En los últimos párrafos de la epístola, Copérnico expone algunos de los motivos por los cuales cree estar en lo correcto:

...contra la opinión aceptada por los matemáticos y contra la convicción casi general imagino algún movimiento de la Tierra...

No se sentía completamente seguro de contradecir lo que la generalidad de los hombres de su época consideraba cierto sobre los cielos y la Tierra. Pero obviamente su visión de la mecánica ce-



Figura 1.8: Nicolas Copérnico. Ilustración de Jean-Léon Huens, 1974.

Este cambiaba muchos de los preceptos de la obra de Ptolomeo. Algunas de las ideas de Copérnico tienen que ver con aspectos que los antiguos griegos ya habían propuesto [6]:

- *El universo es esférico.*
- *La Tierra también es esférica.*
- *El movimiento de los cuerpos celestes es regular, circular y perpetuo o compuesto por movimientos circulares.*

Sobre la esfericidad de la Tierra, Copérnico se refería a las pruebas observacionales de este argumento. Hay que decir, para nuestro pesar, que ya bien entrado el siglo XXI todavía hay quienes defienden la idea de que ¡la Tierra es plana!

Marchando hacia el norte desde cualquier parte, el vértice de la revolución diaria se eleva poco a poco..., y muchas estrellas alrededor del septentrión parecen no ponerse y algunas hacia el punto austral parecen no salir más... en Italia no se ve Canopus, visible en Egipto... Por el contrario, para los que marchan hacia el sur, se elevan aquellas, mientras que descienden las que para nosotros están elevadas... También se deduce, porque las aguas surcadas por los navegantes,

tienen esta misma figura puesto que quienes no distinguen la tierra desde la nave, la contemplan desde la parte más alta del mástil; desde la tierra, a los que permanecen en la orilla, les parece que desciende poco a poco al avanzar la nave, hasta que finalmente se oculta, como poniéndose.

Copérnico también argumentó sobre los movimientos circulares de la Tierra y su rotación:

*... La más conocida de todas [las revoluciones] es la revolución diaria, a la que los griegos llaman **nucq̄hmerinon**, esto es, un espacio de tiempo de un día y una noche. Por eso se piensa, equivocadamente, que todo el mundo [universo] se desliza desde el orto hacia el ocaso, excepto la Tierra. Esta revolución se entiende como la medida común de todos los movimientos, puesto que medimos el tiempo sobre todo por el número de días... siendo el cielo el que contiene y abarca todo, el lugar común de todas las cosas, no aparece claro inmediatamente, porque no se atribuye el movimiento más al contenido que al continente...*

Sobre el movimiento propio del Sol, la Luna y los planetas, Copérnico se refería en los siguientes términos:

Así, el Sol nos proporciona el año, la Luna los meses, los períodos de tiempo más divulgados; así, los otros cinco planetas realizan cada uno su propio ciclo... avanzando por la oblicuidad de la eclíptica... porque en su propio ciclo no parecen moverse con regularidad... el Sol y la Luna se observan a lo largo de su curso unas veces lentos, otras veces más rápidos... aquellos [los planetas] andan errantes de diversos modos, vagando unas veces hacia el norte, y otras hacia el sur... los planetas retroceden a veces y después se detienen: por eso son llamados planetas. Añádase también el que unas veces se presentan más cercanos a la Tierra y se llaman perigeos y otras más alejados, y se les llama apogeos.

Finalmente, Copérnico se atrevió a proponer que era la Tierra la que se movía ¡y no el Sol!

Supuesto esto, sigue también otra duda y no menor, sobre la posición de la Tierra. Aunque ahora se acepta y se cree por casi todos que la Tierra está en el centro del Mundo... y por ello estime que el movimiento de estos [los planetas] aparece diversificado, como si fueran regulados por otro centro distinto al de la Tierra, quizá pudiera aportar una razón no inadecuada sobre el movimiento de apariencia irregular... el que los astros errantes se perciban más cercanos a la Tierra, y los mismos más alejados, necesariamente prueba que el centro de la Tierra no es el centro de aquellos círculos... ¿y no sería asombroso, si alguien opinase que además de aquella revolución diaria existe algún otro movimiento de la Tierra?... el cielo es inmenso en comparación... En magnitud, la Tierra es con respecto al cielo como un punto con respecto al cuerpo y como lo finito con respecto a lo infinito... Y no parece haberse demostrado otra cosa; pues de ahí, no se sigue que la Tierra deba estar quieta en medio del mundo... no nos avergüenza confesar que este todo que abarca la Luna, incluido el centro de la Tierra, se traslada a través de aquella gran órbita entre las otras estrellas errantes, en una revolución anual alrededor del Sol, y alrededor del mismo está el centro del Mundo...

¡Qué maravillosa sensación! ¡El verdadero orden del universo develado por primera vez! ¿Qué habrán sentido aquellos pocos seres humanos del siglo XVI que leyeron por primera vez estos postulados? Debemos agradecer a Nicolás Copérnico esta nueva visión del mundo, no en vano se ha llamado a esta época de la historia **la revolución copernicana**. Sin embargo, el cambio de sistema de referencia de Copérnico no resolvió el problema del movimiento de los planetas; el nuevo sistema heliocéntrico predecía las posiciones de los planetas igual que el geocéntrico y no

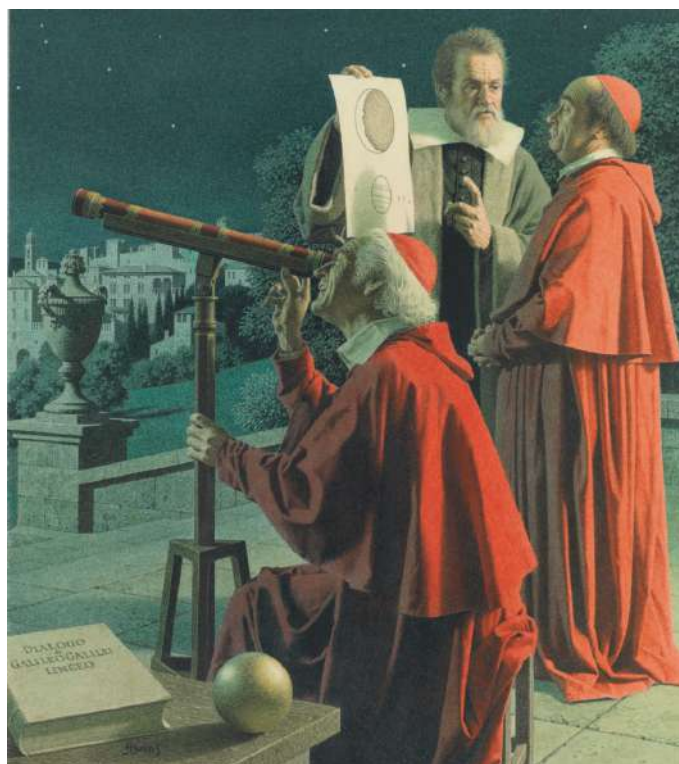


Figura 1.9: Galileo y los Cardenales. Ilustración de Jean-Léon Huens, 1974.

era más sencillo. Habría que esperar a Kepler y a Newton para redondear la idea.

1.1.4 La astronomía como ciencia

En octubre de 1608 **Hans Lippershey (1570 - 1619)**, un óptico de origen alemán que vivía en la ciudad de Middelburg en Holanda, solicitó una patente para su invento: el telescopio. Debido a que el instrumento ya era conocido popularmente, de hecho se dice que era vendido en las ferias de los pueblos como curiosidad, la patente le fue negada. Desde entonces la invención del telescopio se le ha acreditado a varios personajes, entre ellos **Zacharias Jansen (1585-1632)**, inventor del microscopio, a **Jacob Metius (1571 - 1630)**, famoso óptico holandés, y finalmente a **Galileo Galilei (1564 - 1642)**.

Sabemos que en realidad Galileo no inventó el telescopio, pero sí fue uno de los primeros en usarlo para hacer astronomía. Se sabe que en Inglaterra **Thomas Harriot (1560 - 1621)** usó un telescopio en julio de 1609 para observar la Luna, en lo que serían las primeras observaciones astronómicas hechas con un telescopio en la historia. Se dice que para mayo de 1609 Galileo oyó hablar sobre un invento holandés que permitía ver los objetos lejanos. Para junio de ese año Galileo ya había construido su propio telescopio. El 7 de enero de 1610 Galileo observó tres pequeñas estrellas brillando cerca de Júpiter. Para el 15 de enero observó otra más y entendió que se trataba de satélites del planeta. Era la primera vez en la historia que se observaban objetos orbitando a otro planeta. En marzo de 1610 Galileo publicó el que podría ser considerado el primer artículo científico basado en datos observacionales; el *Sidereus Nuncius* [14]. Este ensayo publicado a modo de un tratado corto fue dedicado a quien fuera el Gran Duque de la Toscana, **Cosimo II**, y los cuatro satélites descubiertos fueron llamados las estrellas Medici en honor a los cuatro hijos del Duque.

En abril de 1610, **Johannes Kepler (1571 - 1630)**, el gran matemático y astrónomo alemán, le envió una carta a Galileo halagando sus descubrimientos. La carta fue publicada en la ciudad

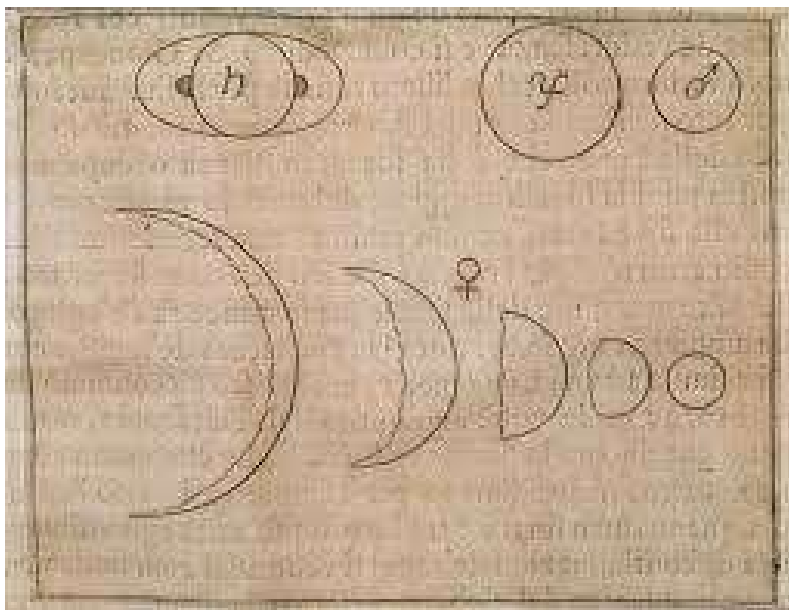


Figura 1.10: Dibujos de los planetas hechos por Galileo. Saturno aparece con orejas, Venus presenta fases.

de Praga, titulada como la *Dissertatio cum Nuncio Sidereo* [14] y fue publicada nuevamente en Florencia un par de meses después. Se sabe que Galileo y Kepler intercambiaron correspondencia desde entonces. En una de sus cartas a Kepler, Galileo menciona a sus reacios colegas de la universidad de Pisa, donde había sido nombrado matemático en jefe y filósofo del gran Duque:

Espero, mi querido Kepler, que podamos reirnos juntos sobre la extraordinaria estupidez de la plebe. ¿Qué piensas de los más famosos filósofos de ésta universidad? A pesar de mis repetidos esfuerzos e invitaciones, ellos se han reusado, con la obstinación de una vívora, a mirar los planetas o la Luna en mi telescopio, a través del cuál los satélites de Júpiter son visibles.

Galileo también observó a Saturno por primera vez a través de un telescopio; lo que vio no se parece mucho a nuestra imagen moderna del señor de los anillos (ver Figura 1.10). También descubrió que Venus presentaba fases como la Luna. Las fases de Venus probaban de manera irrefutable y por observación directa la hipótesis de que el planeta giraba alrededor del Sol y no de la Tierra, tal y como decía Copérnico. Mientras Galileo observaba los planetas por primera vez, Kepler trataba de hacer los cálculos sobre cómo eran sus movimientos. Inspirado por la idea pitagórica de una armonía universal, Kepler persiguió durante años una solución matemática al movimiento aparente de los planetas [21]:

...Los movimientos de los cielos no son más que una cierta polifonía, inteligible, no audible... no cabe sorprenderse de que el hombre, imitando a su Creador, finalmente haya descubierto el arte de cantar...

En su libro de 1609 llamado *Astronomia Nova*, Kepler describió las dos primeras leyes sobre el movimiento planetario. En este libro, Kepler detalla sus intentos de modelar los datos de la órbita de Marte, basados en los sistemas ptolemaico, copernicano y de Tycho [20]. Después de muchos intentos fallidos, Kepler decidió que ninguno de los sistemas funcionaba. Pudo tomar datos con una precisión de $\sim 8'$ segundos de arco, que no eran los más adecuados para el cálculo de una órbita.

Los datos de Tycho alcanzaban una precisión de $\sim 4'$ segundos de arco. Kepler aplicó estas nuevas medidas a una órbita elíptica ¡y lo encontró!

¡Tengo la respuesta!... escribió en una carta a su amigo David Fabricius, ...¡La órbita del planeta es una elipse perfecta!

Las dos primeras leyes de Kepler significaron uno de los más grandes descubrimientos matemáticos en la historia de la astronomía:

- **Primera ley de Kepler:** La órbita de un planeta es una elipse con el Sol ubicado en uno de sus focos.
- **Segunda ley de Kepler:** El segmento de línea que une al planeta con el Sol, llamado vector de posición, barre áreas iguales en tiempos iguales.

En 1619 Kepler publicó su obra llamada *Harmonices Mundi* [21], en la cual derivó las distancias heliocéntricas de los planetas y sus períodos. Este trabajo se convirtió en su tercera ley, en la que se relacionan los períodos orbitales de los planetas con el tamaño del radio medio de su órbita:

$$\frac{P^2}{a^3} = \text{constante}, \quad (1.1)$$

en ésta expresión, P es el período orbital del planeta en años y a es el semieje mayor (distancia media) en unidades astronómicas. La tercera ley de Kepler es una herramienta matemática única en astronomía, usada en sistemas binarios de estrellas, en el cálculo de las órbitas de satélites artificiales, en las trayectorias de los sobrevuelos de las sondas planetarias y en el cálculo de la masa y el período de exoplanetas, entre otros. Si se expresa la ley en unidades del sistema internacional, entonces se deben involucrar algunos parámetros en la ecuación:

$$\frac{P^2}{a^3} = \frac{4\pi^2}{G(M+m)}, \quad (1.2)$$

aquí, G es la **constante de Cavendish**, M es la masa del Sol (o la masa primaria del sistema) y m es la masa del planeta (o masa secundaria), ambas en kilogramos. Las unidades del periodo serían segundos y el semieje mayor estaría dado en metros. Las matemáticas de Kepler y el telescopio de Galileo constituyen el inicio de la astronomía como ciencia. Puede decirse que fueron el primer astrónomo teórico y el primer astrónomo observacional desde el punto de vista científico. Ellos establecieron los parámetros de lo que sería la nueva astronomía, ya no un arte adivinatorio, ahora se había convertido en una ciencia metódica, experimental y observacional.

1.2 Las estrellas errantes

Todo el conocimiento que se ha acumulado durante siglos sobre el funcionamiento de nuestro cielo, y específicamente sobre nuestro sistema planetario, proviene de las observaciones primero a simple vista y desde hace unos 400 años con telescopios, que incluso con el desarrollo espacial de los últimos 60 años pueden establecerse para observar desde afuera de nuestra atmósfera. ¿Dónde se encuentran en el cielo los cuerpos de nuestro Sistema Solar? El nombre “planeta” nos da una pista. La palabra planeta fue utilizada en la teoría geocéntrica griega para designar a los siete astros que pueden verse a simple vista y que se desplazan con respecto a las demás estrellas del firmamento. Estos astros eran el Sol, la Luna, Mercurio, Venus, Marte, Júpiter y Saturno.

Planeta	P (años)	a (uA)	P^2	a^3
Mercurio	0,241	0,387	0,0581	0,0580
Venus	0,616	0,723	0,3795	0,3793
Tierra	1,0	1,0	1,0	1,0
Marte	1,88	1,524	3,5344	3,5396
Júpiter	11,9	5,203	141,61	140,85
Saturno	29,5	9,539	870,25	867,98
Urano	84,0	19,191	7.056	7.068
Neptuno	165,0	30,071	27.225	27.192

Cuadro 1.1: Tercera ley de Kepler. Razón entre los periodos en años y el semieje mayor en unidades astronómicas para los planetas del Sistema Solar.

1.2.1 El movimiento aparente de los planetas

Recordemos que la palabra planeta significa viajero o errante y se aplicaba a los astros que modificaban sus posiciones respecto a las estrellas fijas. Los planetas ocupan una estrecha banda de unos 8° de ancho a cada lado de la eclíptica, a esta región se le llama la **banda zodiacal**. Los planetas viajan a través de las estrellas de una forma irregular. Pueden verse cada cierto tiempo describiendo un movimiento retrógrado, durante el cual el planeta parecía devolverse en el cielo de oeste a este (recordemos que el movimiento diurno de la esfera celeste se da de este a oeste). Al período entre las retrogradaciones se le conoce como período sinódico, que es el tiempo que tarda el planeta en volver a estar en el mismo lugar del cielo respecto al Sol visto desde la Tierra (ver Cuadro 1.2). Ptolomeo clasificó los planetas como **inferiores**: Mercurio y Venus, y **superiores**: Marte, Júpiter y Saturno. Mercurio y Venus nunca se alejan demasiado del Sol. Cuando estos planetas están situados al este del Sol, ambos planetas inferiores aparecen como estrellas vespertinas. Tras alcanzar su máxima elongación oriental, retrogradan hasta situarse al oeste del Sol, convirtiéndose en estrellas matutinas.

Recordemos que a la distancia angular que separa un planeta del Sol en el cielo se le conoce como **elongación**. Cuando la elongación es cercana a 0° , el planeta se encuentra en **conjunción** con el Sol (muy cerca o detrás de él) y no es visible. Por otro lado, cuando la elongación es máxima, 180° , el planeta se encuentra en **oposición** (ésto sólo sucede para los planetas superiores). Las máximas elongaciones de los planetas inferiores son 27.8° en el afelio para Mercurio y 47° para Venus. Los planetas superiores sólo retrogradan en las proximidades de la oposición, presentándose además su máximo brillo. Los dos fenómenos ocurren a la vez. Igualmente, cuando el planeta está en oposición, también se encuentra en su punto más cercano a la Tierra. Estos dos hechos, estar en oposición y simultáneamente encontrarse en retrogradación, se expresan como un solo evento celeste: estar en oposición.

La visión permanente del comportamiento mecánico de los planetas llevó a los antiguos observadores del cielo a preguntarse cosas: ¿Cómo ordenar los movimientos planetarios? ¿Por qué retrogradan los planetas? ¿Cómo explicar su movimiento no uniforme cuando se dirigen hacia la retrogradación? ¿Por qué el Sol y la Luna no retrogradan? ¿Por qué para un planeta superior la retrogradación coincide siempre con estar en oposición al Sol y con estar más cerca de la Tierra? En el modelo geocéntrico griego, cada planeta ocupaba una de las esferas concéntricas con la Tierra. Recordemos que Eudoxo definió la esfera celeste como el límite externo del Universo. Los planetas estarían ubicados entonces entre la Tierra en el centro y la esfera de las estrellas fijas. Júpiter y Saturno, cuyo movimiento era lento, deberían estar más cerca de las estrellas, mientras que la Luna debería estar más cerca de la Tierra. En el siglo IV a.e.c., con el modelo de Calipo, se ordenaron los planetas según sus periodos aparentes de revolución alrededor de la Tierra: La Luna (27 días),

Planeta	Periodo sinódico (días)	Retrogradación (días)
Mercurio	115,88	23
Venus	583,9	42
Marte	779,9	73
Júpiter	398,9	123
Saturno	378,1	138

Cuadro 1.2: Periodos sinódicos y tiempos de retrogradación para los planetas visibles.

Mercurio, Venus y el Sol (un año), Marte (687 días), Júpiter (12 años) y Saturno (29 años). Desde hace miles de años lo que se ve en el cielo es más o menos lo mismo. Puntos de luz blanca sobre un fondo negro. Vemos que todo se mueve, ¡muy lentamente! pero se mueve. A pesar de moverse, la posición relativa entre las estrellas parece ser la misma. Las estrellas parecen estar fijas, de ahí que lo llamemos firmamento. Todos los movimientos aparentes del cielo son cíclicos, periódicos. A cualquier estrella “fija” le toma 23 horas y 56 minutos regresar al mismo lugar en que inició su movimiento aparente en el cielo, este periodo se conoce como **día sideral**. Por otro lado, al Sol le toma 24 horas volver al mismo punto en el cielo, a este periodo lo llamamos **día solar**. A la Luna le toma cerca de 25 horas hacer lo mismo. En su movimiento aparente diario, el cielo avanza aproximadamente 15° cada hora.

Como el Sol se tarda un poco más en completar la vuelta, todos los días el Sol cambia su posición en la esfera celeste respecto a las estrellas fijas en el fondo. El Sol se mueve aproximadamente como lo hacen las estrellas, sin embargo, al final del día el Sol está levemente desplazado del lugar en el que estaba el día anterior, exactamente 0.98563° . Si cada día a la misma hora marcamos el punto en el cielo donde vemos al Sol y luego se unen todos los puntos entre las estrellas fijas por donde va pasando el Sol con una línea, podemos trazar la **eclíptica**, el círculo máximo que recorre el Sol en el cielo durante un año. Los movimientos aparentes del cielo y los planetas, así como la medición y el registro de sus posiciones relativas, sus períodos en el cielo, cada uno de sus ciclos, fue lo que nos enseñó a medir el tiempo, a construir y diseñar calendarios, y nos facilitó el proceso de establecimiento de la civilización. La astronomía de posición, ayudada por la geometría y la mecánica, representa uno de los campos de estudio más importantes para la historia del conocimiento.

1.3 Los grandes descubrimientos

La invención del telescopio y su uso cotidiano en la observación astronómica nos permitió encontrar nuevos mundos, descubrir los más finos detalles de los ya conocidos y adentrarnos cada vez más en las profundidades de los cielos.

1.3.1 El descubrimiento de Saturno

El señor de los anillos ya era conocido por nuestros antepasados desde hace miles de años. Es el planeta del Sistema Solar más lejano observable a simple vista. Sin embargo, el secreto de sus anillos apenas fue develado en el siglo XVII. Después de las primeras observaciones que hiciera Galileo, que le llevaron a dibujar una especie de planeta con “orejas”, debimos esperar a la mejora en la capacidad de los telescopios para que los detalles sobre su estructura empezaran a hacerse evidentes.

Christiaan Huygens (1629 - 1695) (se pronuncia *How-kenz*), nació en la Haya, en Holanda, en 1629, en un país que por esta época vivía su edad de oro de la exploración y la riqueza económica. Éste joven brillante y de buena familia pudo dedicarse a sus dos mayores caprichos: las ciencias y las



Figura 1.11: Chrystian Huygens. Retrato de Caspar Netscher, 1671.

matemáticas. Después de escribir tres libros en matemáticas y física, el joven Christiaan se interesó por la astronomía y especialmente por la naturaleza de Saturno. En 1655 inició sus observaciones con un telescopio de 50 aumentos, con el que descubrió a Titán, la luna más grande del planeta y la segunda más grande del Sistema Solar. Intrigado por la forma que mostraba el planeta, Huygens construyó dos nuevos telescopios aún más potentes y en 1656 pudo finalmente observar la estructura del sistema de anillos separada del planeta. Huygens no publicó sus descubrimientos hasta estar totalmente seguro de lo que estaba observando; se trataba de algo que rodeaba el planeta pero que no lo tocaba en ningún punto. Mientras trabajaba en otros temas de su interés como el diseño de relojes de péndulo, Huygens publicó su informe sobre las observaciones de Saturno en un libro al que tituló *De Saturni luna observatio nova*, en el que daba a conocer su descubrimiento de Titán. Escribió un anagrama en latín anunciando lo que había visto: *Annulo cingitur, tenui, plano, nusquam cohaerente, ad eclipticam inclinato*; en español: Anillo rodeado, plano sutil, nunca se cohesiona, inclinado respecto a la eclíptica. Finalmente, en 1659 Huygens desveló el secreto de la forma de Saturno y el sistema que conformaba junto con sus anillos y Titán. Calculó que el periodo orbital de Titán era de 15d 23h 13m; hoy sabemos que es de 15d 22h 41m. Huygens inicialmente propuso la idea de que el anillo era sólido y que rodeaba el planeta.

Más tarde, en 1675, **Giovanni Domenico Cassini (1625 - 1712)** encontró una división en el anillo y propuso que estaba compuesto por “un gran número de pequeños satélites”. La explicación sobre la verdadera naturaleza de los anillos tardó en llegar un par de siglos más. En 1855, el *St*

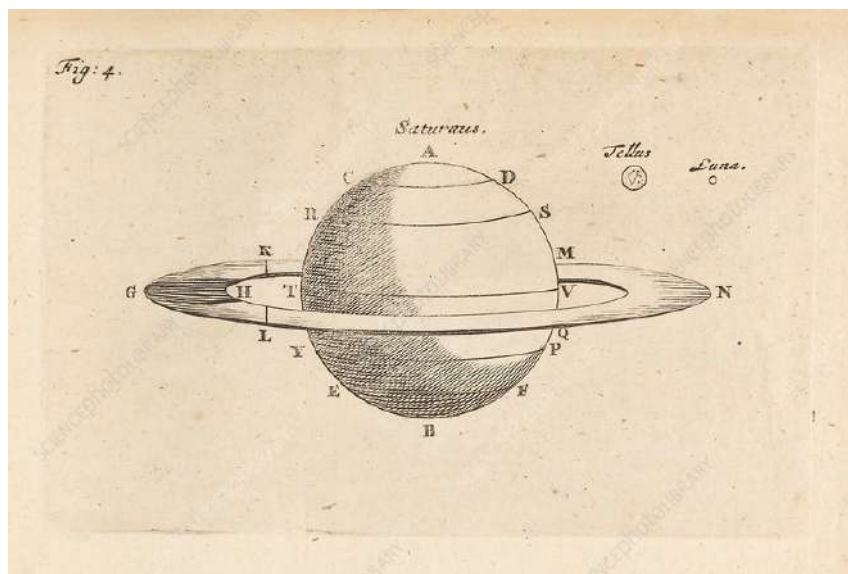


Figura 1.12: Saturno dibujado por Chrystian Huygens, Cosmotheoros, 1698.

John's College de Cambridge propuso el tema de los anillos de Saturno como problema central de su prestigioso premio Adams. Este premio se había establecido unos años antes para conmemorar el descubrimiento del planeta Neptuno en 1846 y homenajear en algún modo a **John Couch Adams (1819 - 1892)**, quien había calculado la posición del planeta, al igual que lo hiciera **Urbain Le Verrier (1811 - 1877)** en el observatorio de París. El joven **James Clerk Maxwell (1831 - 1879)**, quien por esta época iniciaba su trabajo como profesor en el *Marischal College*, en Aberdeen, se interesó por el problema y se decidió a resolverlo. Para Maxwell, la verdadera naturaleza de los anillos era un enigma digno de la más alta consideración [28]:

...cuando contemplamos los anillos desde un punto de vista puramente científico, se convierten en los cuerpos más notables en el cielo, excepto, quizás, los cuerpos aún menos útiles: las nebulosas espirales. Cuando realmente hemos visto ese gran arco pivotando sobre el ecuador del planeta sin ninguna conexión visible, no podemos dar descanso a nuestras mentes. No podemos simplemente admitir que esto es así y describirlo como uno de los hechos observados en la naturaleza, que no admite o que requiere explicación. Debemos explicar su movimiento según los principios de la mecánica, o admitir que, en los reinos de Saturno, puede haber movimientos regulados por leyes que somos incapaces de explicar...

Maxwell concluyó que los anillos debían estar formados por muchos cuerpos separados, cada uno de los cuales orbitaba de forma independiente. El análisis matemático de las condiciones de estabilidad era sumamente complejo, puesto que debían determinarse los movimientos de un sinnúmero de objetos de diferentes tamaños. Maxwell simplificó el problema considerando un solo anillo compuesto por partículas equidistantes. El informe que Maxwell presentó en 1857, para concursar por el premio, consta de 68 páginas, de las cuales cerca de 60 corresponden a desarrollos matemáticos [27]. Este trabajo no sólo le valió el Premio Adams sino también el reconocimiento de físicos y matemáticos de todo el mundo.

1.3.2 La estrella de Jorge

Frederick William Herschel (1738 - 1822) había nacido en Hanover en Alemania en noviembre de 1738. Hijo de un músico militar, William estudió oboe y se unió a su padre y a su

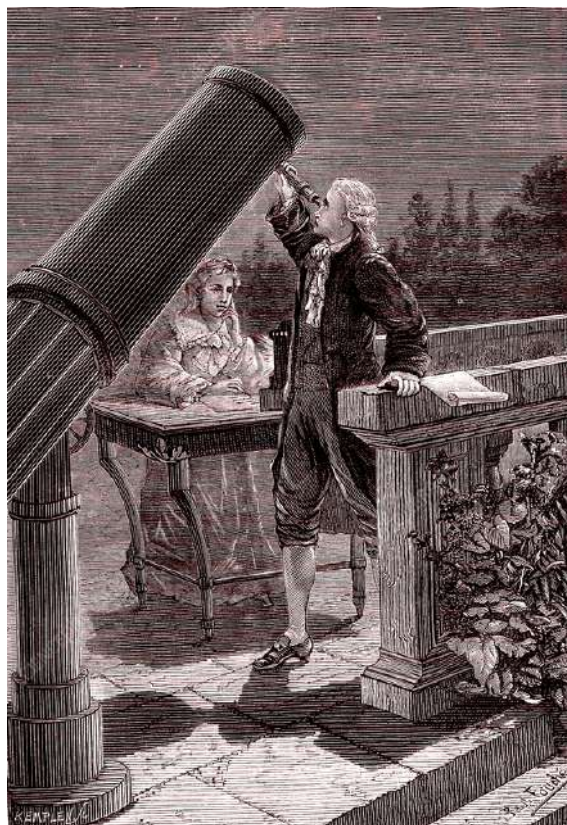


Figura 1.13: Caroline y William Herschel. Ilustración del siglo XIX.

hermano en la banda de guerra del regimiento de guardias de Hanover, que para la época hacía parte del Sacro Imperio Romano-Germánico. Después de participar en la batalla de Hastenbeck durante la guerra de los siete años (1756-1763), que incluyó la participación de varios reinos e imperios de Europa que se disputaban muchas de sus colonias en América, África y Asia, Wilhelm se alejó de Alemania y se fue a vivir con su hermano Jacob en Inglaterra. Adoptado por los ingleses, pasó a llamarse William. El joven William aprovechó su formación como músico y trabajó como organista, compositor y director de orquesta. En 1772 su hermana **Caroline Lucretia Herschel (1750 - 1848)** llegó a vivir con él en Bath. William se interesó por la astronomía después de leer un libro de James Ferguson, el famoso astrónomo escocés del siglo XVIII. Se dice que después de su lectura, William ya no pudo hacer otra cosa más que observar el cielo y dedicarse a la meticulosa y cuidadosa construcción de telescopios. Herschel fue quizás el mejor fabricante de telescopios del siglo XVIII. Sus observaciones lo llevaban a mejorar sus diseños y la capacidad de sus telescopios. La noche del 13 de marzo de 1781 William y su hermana Caroline se encontraban, como casi todas las noches, escudriñando el cielo en busca de objetos débiles usando su reflector de 152 mm. La mancha verdosa que observó William a través de su telescopio le pareció en principio un cometa:

...curiosa y nebulosa estrella... o tal vez sea un cometa...

En realidad, lo que estaban observando era el primer planeta descubierto más allá de Saturno. Después de varias noches de observación, los hermanos Herschel se convencieron de que no se trataba de un cometa y tras consultarlo con otros astrónomos, entendieron que habían descubierto el séptimo planeta del Sistema Solar. Para la época, los nombres de los nuevos descubrimientos eran potestad del descubridor, así que William se tomó la libertad de llamar al nuevo planeta, haciendo

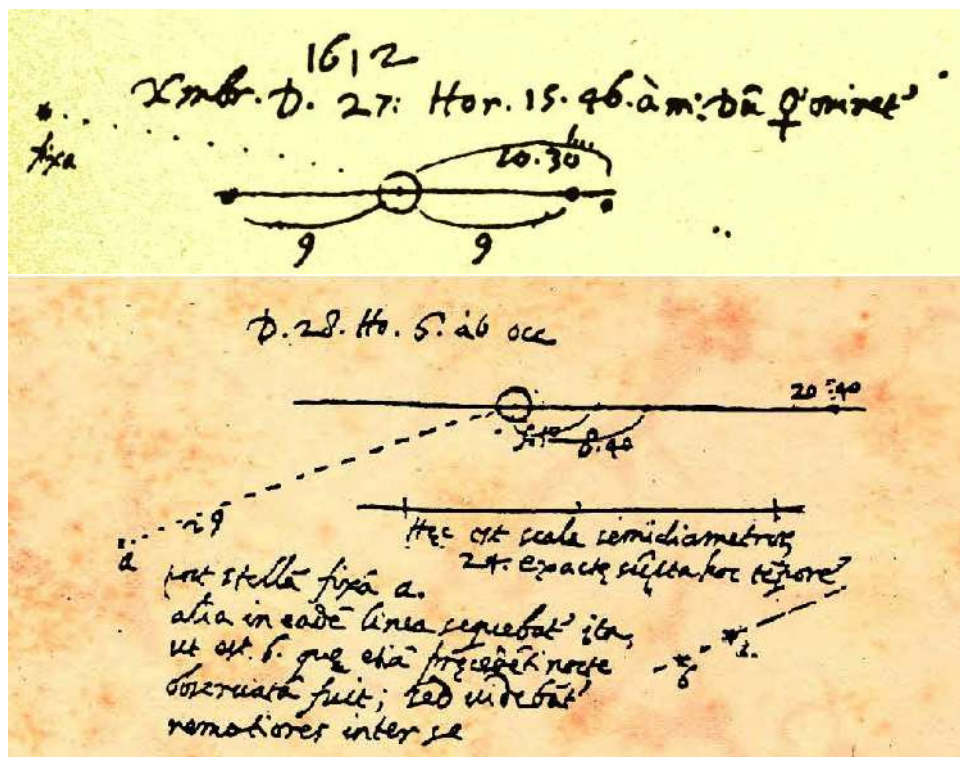


Figura 1.14: Arriba: En la noche entre el 27 y el 28 de diciembre de 1612, Galileo registró la posición de las lunas de Júpiter e incluyó lo que creyó que era una estrella fija en el fondo (arriba izquierda), ésta estrella en realidad era Neptuno. Abajo: Más tarde en enero 27 de 1613 Galileo volvió a observarlo, seguía creyendo que era una estrella. Créditos: Museo de Florencia.

honor al rey Jorge III, como *Georgium Sidus*, que traduce algo así como la estrella de Jorge. En Europa no fue muy bien recibido por la comunidad astronómica este nombre de “Jorge” para el descubrimiento de los Herschel, dada la tradición milenaria de llamar a los planetas con nombres de la mitología greco-romana. **Johann Elert Bode (1747 - 1826)**, el astrónomo alemán famoso por la **ley de Titius-Bode**, sugirió continuar con la genealogía romana de los dioses, dado que Marte era hijo de Júpiter y este a su vez era hijo de Saturno, el nuevo planeta debería llamarse Urano, el dios del cielo y patriarca de todos los dioses. El nombre de Urano no fue aceptado en las efemérides astronómicas hasta 1850, cuando John Couch Adams finalmente convenció a los editores del almanaque náutico del Cambridge de cambiar a Jorge por el viejo dios romano.

1.3.3 Un triunfo de la gravedad

Después de Urano, los nuevos descubrimientos en el Sistema Solar se dieron especialmente en el cinturón principal de asteroides. En 1801 **Giuseppe Piazzi (1746 - 1826)** descubrió Ceres, y en las décadas siguientes se descubrieron aún más asteroides. Existe evidencia de que Neptuno fue probablemente visto y registrado por Galileo Galilei. En diciembre de 1612, Galileo observó por primera vez un punto luminoso cerca de Júpiter mientras realizaba estudios con su telescopio. Aunque no lo sabía, aquel objeto era Neptuno. Galileo lo registró en sus notas como una estrella fija, ya que en ese momento no percibió su lento movimiento orbital (ver Figura 1.14). En enero de 1613 volvió a observarlo y nuevamente lo anotó como una estrella, sin darse cuenta de que había cambiado ligeramente de posición. Si Galileo hubiese contado con telescopios más precisos o más tiempo para observar su movimiento, podría haber sido el primer ser humano en descubrir que lo que él creía que era una estrella, en realidad se trataba de Neptuno, más de dos siglos antes de su

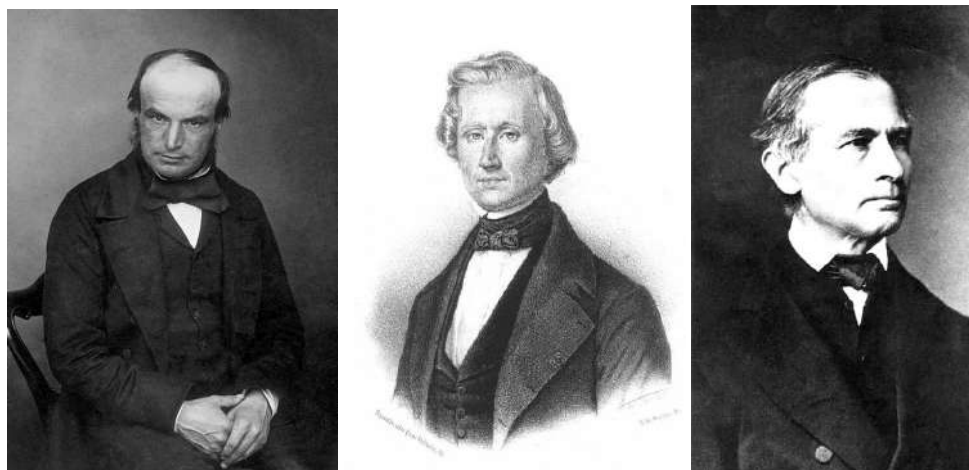


Figura 1.15: De izquierda a derecha: John Couch Adams, Urbain Le Verrier y Johann Gottfried Galle.

descubrimiento oficial en 1846. Se sabe que Neptuno fue también observado más tarde por **Jérôme Lalande (1732 - 1807)** en 1795 y finalmente por **John Herschel (1792 - 1801)** en 1830, pero no sabemos que ninguno de ellos lo haya reconocido como un nuevo planeta en ese momento.

La ley de gravitación universal de Newton ya era una herramienta de uso común entre los matemáticos y astrónomos que calculaban períodos, órbitas y efemérides celestes. En 1821 **Alexis Bouvard (1767 - 1843)** había publicado las tablas astronómicas conteniendo los datos calculados para la órbita de Urano, que predecían la posición del planeta en el cielo. Las observaciones de los años siguientes mostraron que había errores en las predicciones de Bouvard, por lo que él mismo propuso la existencia de un cuerpo perturbador más allá de la órbita de Urano.

John Couch Adams supo de la hipótesis de Bouvard siendo estudiante del *St John's College* de Cambridge en 1841. Se propuso calcular la masa y la posición del objeto perturbador y se dedicó a dicho trabajo durante más de cuatro años. Existe todavía un debate sobre en qué momento Adams hizo pública su predicción sobre la existencia de un planeta que perturbaba la órbita de Urano. Se dice que en septiembre de 1845 trató de comunicar su descubrimiento a **James Challis (1803 - 1882)**, director del observatorio de Cambridge. Después, en octubre de ese mismo año, Adams buscó un par de veces a **George Biddell Airy (1801 - 1892)**, el astrónomo real (cargo que había sido establecido por Jorge III para premiar a William Herschel por su descubrimiento de Urano). Adams le dejó un manuscrito poco detallado de los cálculos a Airy y éste, a su vez, le respondió en una carta pidiéndole un mayor detalle. Al parecer, Adams nunca respondió a la carta de Airy y no logró dar a conocer con suficiente claridad sus resultados, probablemente a causa de su timidez, su desorden y su procrastinación.

Al mismo tiempo en París el 10 de noviembre de 1845, Urbain Le Verrier presentaba sus propios cálculos sobre las perturbaciones de la órbita de Urano ante la Academia de Ciencias. Después de leer las memorias de la presentación de Le Verrier, Airy se sorprendió y se apuró a establecer el origen inglés del descubrimiento. El 1 de junio de 1846 Le Verrier presentó nuevos avances en sus cálculos y predijo la posición en el cielo del planeta perturbador, sin dar a conocer su masa ni su órbita. La predicción de Le Verrier llegó a oídos de Airy, quien encontró una gran similitud con el resultado de Adams, y se dispuso a la búsqueda del octavo planeta, usando el telescopio de Cambridge y la ayuda de Challis y los cálculos actualizados repetidamente de Adams. Lamentablemente, las coordenadas de Adams no se encontraban tan cerca del planeta y la búsqueda de Challis no había dado ningún resultado. Sin saber sobre la carrera de los ingleses por encontrar el planeta perturbador, Le Verrier hizo una tercera presentación de sus cálculos el 31 de agosto,

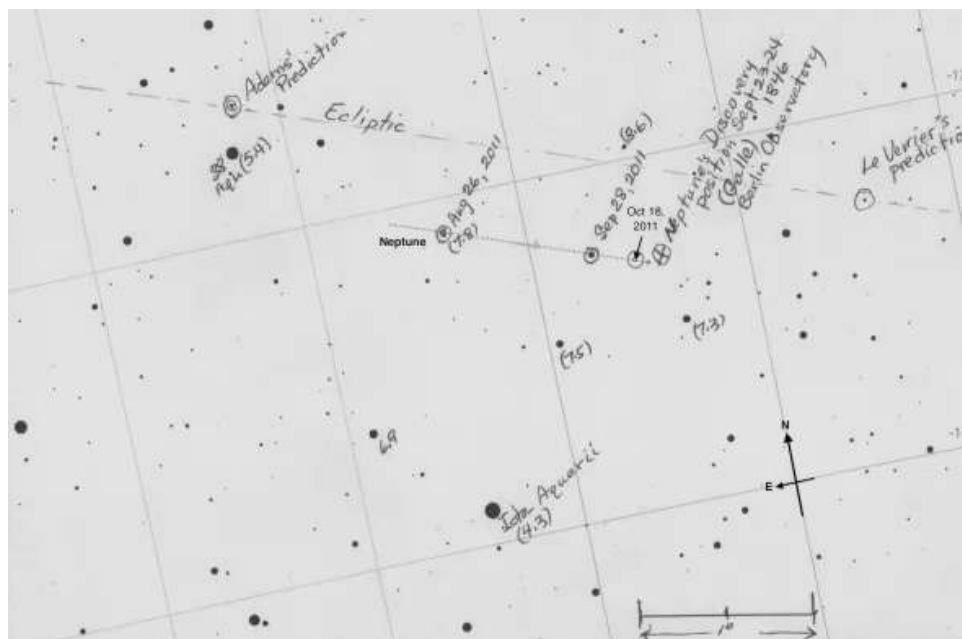
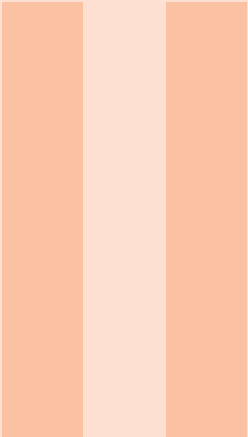


Figura 1.16: En esta imagen podemos ver las posiciones en el cielo de Neptuno, calculadas por Le Verrier y Adams, y la posición donde fue encontrado por Galle en septiembre de 1846. Desde entonces, Neptuno ha completado una vuelta alrededor del Sol. Créditos: Sherm's Current Feature Archive.

esta vez incluyendo la masa y los elementos orbitales. Increíblemente, ningún astrónomo francés se interesó por la búsqueda, tanto así que Le Verrier terminó enviando sus cálculos por correo a **Johann Gottfried Galle (1812 - 1910)** en el observatorio de Berlín. Galle recibió la carta de Le Verrier el 23 de septiembre, e inmediatamente se puso en la tarea de la búsqueda. Neptuno fue descubierto un poco después de la medianoche, Galle llevaba menos de una hora de observación y el planeta se encontraba a menos de un grado de distancia de la posición predicha por Le Verrier. Después de un par de noches más de observación y de haber comprobado la posición y el movimiento aparente del planeta, Galle escribió a Le Verrier:

... El planeta cuya posición calculáste ¡realmente existe!

El descubrimiento de Neptuno significó un triunfo para la ley de gravitación de Newton, que ya no solo predecía el movimiento de los objetos visibles en el cielo, ahora además era capaz de encontrar planetas invisibles entre las estrellas. 84 años después del descubrimiento de Neptuno, un joven astrónomo estadounidense llamado **Clyde Tombaugh (1906 - 1997)** descubriría a Plutón, el primero de los objetos transneptunianos. Hoy en día se conocen en nuestro Sistema Solar, además de los ocho planetas principales, unas 700 lunas, cinco planetas enanos, cientos de miles de asteroides y miles de objetos más allá de Neptuno, y hemos descubierto que no somos el único sistema planetario de la galaxia. En lo que sigue de este libro nos dedicaremos a los objetos celestes que se mueven alrededor de las estrellas, a sus procesos de formación, a imaginar su estructura, a sus propiedades físicas y químicas, y a su descubrimiento. Vivimos en una época de exploración de nuevos mundos, incluso más allá de nuestro Sistema Solar, mundos de roca y de hierro como la Tierra, mundos gigantes como Júpiter que se evaporan cercanos a sus estrellas, mundos inhóspitos, calientes o helados y muy probablemente muchos mundos habitables. Vivimos en una época en que probablemente descubriremos planetas como el nuestro, con atmósferas de oxígeno y metano, con agua y, ¿por qué no?, tal vez con vida.



Formación de los Planetas

2	La gravedad y las estrellas	33
2.1	La Gravedad y el movimiento de los cuerpos	
2.2	La formación estelar	
3	La historia de un granito	57
3.1	Discos protoplanetarios	
3.2	Modelos de evolución del disco	
3.3	Formación de los planetas	



2. La gravedad y las estrellas

Le hemos puesto nombre a todas las estrellas, a todos los planetas, cuando probablemente ya tenían nombre.

Stanislav Lem, *Solaris*, 1961.

La gravedad es una fuerza fundamental del universo que atrae los objetos con masa entre sí. En el proceso de formación de los planetas, la gravedad juega un papel esencial. Todo comienza en una nube de gas y polvo en el medio interestelar. Con el tiempo, partes de esta nube comienzan a colapsar por efecto de la gravedad. En el centro se forma una estrella, y a su alrededor pequeñas partículas se agrupan poco a poco, atraídas por la gravedad, formando cuerpos cada vez más grandes llamados planetesimales. Estos chocan y se fusionan, dando origen a los planetas. Así, gracias a la gravedad, el polvo cósmico se convierte en mundos completos. Antes de abordar la formación de los planetas, entendamos un poco cómo funciona la gravedad.

2.1 La Gravedad y el movimiento de los cuerpos

Los **Principios matemáticos de Filosofía Natural** (*Philosophiæ naturalis principia mathematica*) fueron publicados en julio de 1687 [31]. En esta obra considerada una de las más grandes del intelecto humano, Isaac Newton recoge sus estudios e hipótesis sobre el movimiento de los cuerpos; a esta rama de la física se le ha llamado **mecánica**, así como sus modelos matemáticos predictivos sobre el movimiento, a los que se les ha llamado **leyes de movimiento**. Al resultado fundamental de la obra de Newton se le conoce comúnmente como la **Ley de gravitación universal**.

Los sistemas planetarios funcionan como relojes, la interacción gravitacional entre sus componentes mantiene un equilibrio dinámico de increíble precisión y belleza. La mayoría de los cuerpos parecen dar vueltas alrededor del objeto más masivo del sistema, en el caso del Sistema Solar, la mayoría de los objetos parecen orbitar el Sol, aunque hay otros que dan vueltas alrededor de los planetas e incluso de objetos más pequeños como los asteroides. Aunque nuestro sistema planetario posee una única estrella, en los últimos años hemos empezado a comprender que los planetas pueden formarse y evolucionar alrededor de sistemas binarios, pares de estrellas cercanas que se orbitan mutuamente y que poseen planetas a su alrededor. Sin importar si hay una o varias estrellas en el sistema, la gravedad es la fuerza que gobierna sobre los sistemas planetarios.

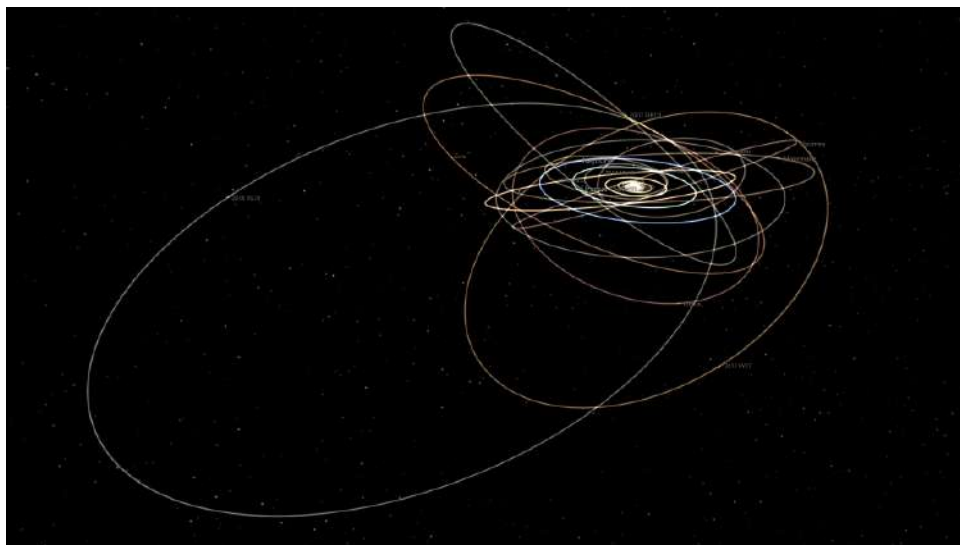


Figura 2.1: Representación de algunas de las órbitas de diferentes tipos de objetos en el Sistema Solar. Se observan algunas de las órbitas de los planetas gigantes como Neptuno en azul y algunas de las órbitas de objetos más lejanos en el cinturón de Kuiper. Creditos: <https://store.steampowered.com>.

Hay algunas propiedades comunes a todos los sistemas gobernados por la gravedad:

1. Los objetos más alejados del objeto central se mueven más despacio en su órbita.
2. La distancia entre las órbitas crece a medida que me alejo del objeto central.
3. Las órbitas no están completamente alineadas sobre el mismo plano.
4. Las órbitas no son exactamente circulares.
5. Algunos objetos están sincronizados y rotan en el mismo tiempo en que se trasladan.
6. La órbita de muchos de los cuerpos no parece ser una trayectoria cerrada.
7. Aparentemente todos los planetas se trasladan en la misma dirección y casi siempre rotan en la misma dirección en la que se trasladan.
8. Algunos planetas, lunas y otros objetos, poseen rotaciones anómalas.

Las propiedades dinámicas son determinadas por una única interacción, la gravedad. Pero ¿qué es la gravedad?, de acuerdo con la definición clásica, la gravedad es la interacción mutua entre cualquier par de cuerpos masivos en el Universo. Una descripción más moderna define a la gravedad como el efecto del cambio en las propiedades geométricas del espacio-tiempo en presencia de las masas. Sin embargo, el modelo geométrico de la gravedad, que conocemos como la **Relatividad General**, no se requiere en principio para describir la interacción entre los cuerpos de un sistema planetario, podemos usar la vieja gravedad de Newton:

...Dados dos cuerpos materiales cualquiera que se mueven de forma arbitraria y que se encuentran vecinos, el movimiento de uno de ellos es afectado por la presencia del otro y viceversa...

2.1.1 La física del movimiento

La gravedad es una acción a distancia, pero ¿cómo funciona?, todo tiene que ver con el movimiento. La **cinemática** es la rama de la mecánica que estudia el movimiento y nos enseña que los objetos cambian permanentemente de posición, que poseen una cierta velocidad y que algunas veces están acelerados. En los cursos básicos de física aprendimos sobre las diferentes clases de



Figura 2.2: Las interacciones (fuerzas) actúan sobre la inercia (masa) de los objetos y cambian su estado de movimiento (aceleración). Crédito: Thinkstock.

movimiento, sabemos que los objetos pueden moverse en línea recta, en una trayectoria circular o en trayectorias parabólicas, también existe el movimiento periódico-oscilatorio como el de un péndulo o el de una masa conectada a un resorte. Para cada forma de movimiento es posible hacer cálculos matemáticos que nos permiten conocer la evolución en el tiempo de los parámetros que describen el movimiento: la posición del objeto, la velocidad y su aceleración.

Por otro lado, ¿cuál es la causa del movimiento? la rama de la mecánica que describe las causas del movimiento se llama **dinámica**. Si un cuerpo no está sometido al efecto de ningún otro cuerpo, es decir, que no experimenta ningún tipo de fuerza neta, se dice que se encuentra en **estado inercial**. Esto significa que su estado de movimiento no cambia, es decir, se encuentra en reposo (movimiento nulo) o se mueve en línea recta sin cambiar su velocidad. A este principio, descubierto por Galileo y luego convertido en la primera ley de movimiento por Newton, se le conoce como **el Principio o ley de la Inercia**. Cuando un objeto en estado inercial siente el efecto de otro, ya sea por contacto directo o a distancia, ¡su movimiento se modifica! La velocidad cambia y aparecen las aceleraciones. Las aceleraciones en el Universo son producto de las interacciones. Newton entendió que la **aceleración**, $\vec{a}$, de un objeto, es decir, cuánto cambia su estado de movimiento, depende de la magnitud y la dirección de la interacción, comúnmente llamada la **fuerza**, $\vec{F}$. También depende de la cantidad de inercia del objeto, que cotidianamente llamamos **masa**, m . Así, la fuerza mide el grado de perturbación de un objeto sobre otro, y la masa mide la oposición del objeto a cambiar su estado de movimiento. A la relación matemática entre estas cantidades, Newton la llamó su **segunda ley de movimiento**:

$$\vec{a} = \frac{\vec{F}}{m} \quad (2.1)$$

En la realidad, los planetas y los objetos que se mueven cerca de los planetas experimentan una combinación de movimientos. Al analizar estos movimientos, vemos que los objetos afectados por la gravedad describen en principio trayectorias curvas y sus velocidades pueden expresarse como la combinación de una **velocidad radial**, que representa el movimiento hacia afuera (alejándose), o hacia adentro (acercándose) y una **velocidad tangencial** que representa el movimiento cambiando

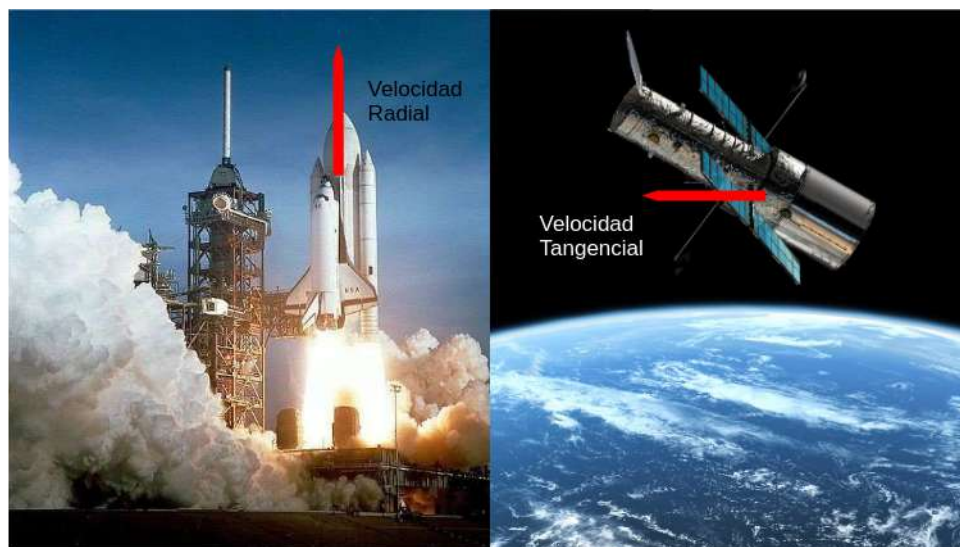


Figura 2.3: Un cohete que se aleja de la Tierra se mueve con velocidad radial, un satélite que órbita la Tierra se mueve alrededor con una velocidad tangencial.

de dirección permanentemente. Por ejemplo, un cohete que se aleja de la superficie de la Tierra posee una velocidad radial, mientras que un satélite que orbita la Tierra permaneciendo más o menos a la misma altura posee una velocidad tangencial. Un objeto cuyo movimiento es completamente circular no posee velocidad radial; toda su velocidad es tangencial. Por el contrario, un objeto que cae directamente hacia la Tierra solo posee velocidad radial.

Los objetos en movimiento circular están sometidos a una aceleración, debido a que existe una fuerza central que los obliga a cambiar de dirección permanentemente. Esa aceleración se conoce como **aceleración centrípeta**, $\vec{a}_c$ y es fácil de calcular si se conoce la magnitud de la velocidad tangencial $\vec{v}_t$ y el radio R de la trayectoria del objeto:

$$\vec{a}_c = \frac{\vec{v}_t^2}{R}. \quad (2.2)$$

Pero hay un problema: toda esta mecánica del movimiento de Newton la pensó ¡para masas puntuales! es como si los objetos fueran una partícula sin tamaño. Cuando consideramos que los objetos reales son extensos y tienen tamaño, en principio, todas sus partes podrían moverse de manera arbitraria. En realidad, el objeto como un todo se mueve de la forma que describen las leyes de Newton. Hay un punto en cada objeto que, sin importar las “volteretas” que dé todo el cuerpo, se mueve de manera simple. a este punto se le llama **centro de masa**. Los sistemas de dos o más cuerpos también poseen un centro de masa. Esta característica general de los cuerpos y de los sistemas de dos o más cuerpos permite que las leyes de movimiento y la ley de gravitación gobiernen la mecánica de los objetos en el universo, desde una pelota hasta una galaxia.

2.1.2 Cantidades que se conservan

La naturaleza está gobernada por leyes. Uno de los aspectos más increíbles de dichas leyes es que existen muchas propiedades de la naturaleza que se conservan. Cantidades como la energía, la masa, la cantidad de movimiento son conservadas a través de las interacciones entre la materia, la energía, el espacio y el tiempo. Una de las cantidades físicas que se conserva durante una interacción es la llamada **cantidad de movimiento**, $\vec{p}$. También conocida como **momentum lineal** o simplemente momento, es una cantidad física que relaciona la masa de un cuerpo con su velocidad,

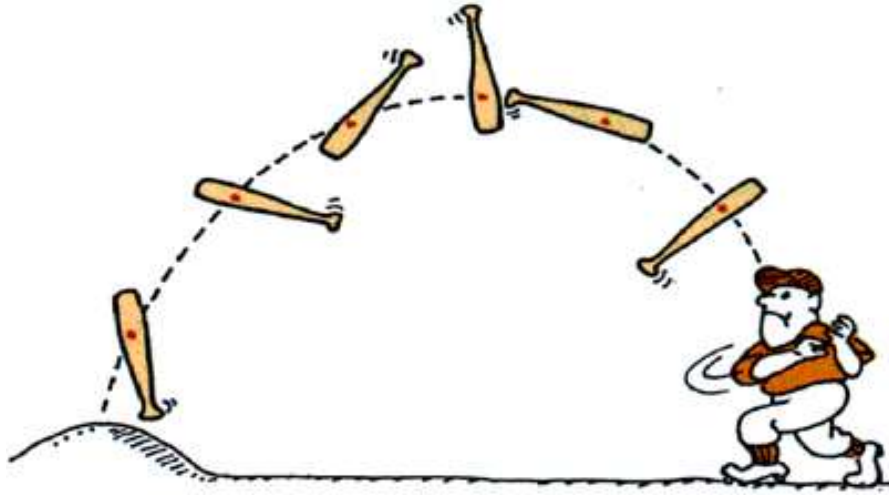


Figura 2.4: El movimiento de un objeto extendido, como un bate de béisbol, es equivalente al movimiento de su centro de masa. Créditos: <https://www.electrontools.com/Home/WP/que-es-el-centro-de-masa/>

$$\vec{p} = m \cdot \vec{v} \quad (2.3)$$

Esta expresión nos muestra cómo un objeto con mucha masa (inercia) posee una gran cantidad de movimiento en función de su velocidad, por ejemplo, un tren. Igualmente, un objeto con poca masa puede poseer una gran cantidad de movimiento si se mueve muy rápido, por ejemplo, una bala.

Cuando dos cuerpos aislados, cada uno con su propia cantidad de movimiento, interactúan entre sí sin que se involucre ninguna otra acción externa en el sistema, se producirá un intercambio neto de *momentum* entre dichos cuerpos, pero la cantidad de movimiento total del sistema permanecerá constante. Lo mismo sucede si la interacción se da entre muchos cuerpos, siempre que el sistema esté aislado y no se involucren fuerzas externas al sistema. El ejemplo clásico del intercambio de *momentum* son las colisiones. En toda colisión, los cuerpos involucrados intercambiarán cantidad de movimiento, es así como funciona el juego de billar.

Las interacciones a distancia, como la gravedad, también implican un intercambio de *momentum*. Esto es importante al momento de analizar cómo se mueve un objeto afectado por la gravedad de otro. Este tipo de interacción es la que se expresa en la ley de gravitación universal. La cantidad de movimiento también se conserva si la trayectoria de los objetos es una curva y no una línea recta. Cuando el objeto se mueve en línea recta, como las bolas de billar, hablamos de *momentum lineal*, cuando el objeto se mueve sobre una trayectoria curva se habla de *momentum angular*, $\vec{L}$,

$$\vec{L} = \vec{r} \times \vec{p} = \vec{r} \times m\vec{v}, \quad (2.4)$$

donde $\vec{r}$ representa el radio vector (posición) sobre la trayectoria curva del cuerpo respecto al centro de masa del sistema y $\vec{v}$ es la velocidad a la que se mueve. El *momentum angular* es un parámetro físico muy importante que representa la cantidad de movimiento rotacional de un objeto. Las trayectorias que describen los cuerpos sometidos a la interacción gravitacional son curvas cónicas, tal y como lo describió Johannes Kepler en sus leyes de movimiento planetario al entender que las órbitas planetarias eran elipses y no círculos, lo que finalmente fue reafirmado por Isaac

Newton al describir los diferentes tipos de órbitas que pueden experimentar los cuerpos celestes sometidos a la gravedad. Una consecuencia interesante es que si un cuerpo se mueve alrededor de otro en una trayectoria curva, tendrá más velocidad cuando esté más cerca y menor velocidad cuando se encuentre más lejos.

Así pues, cuando dos cuerpos se mueven cerca uno del otro, experimentan una fuerza mutua, es esta fuerza a la que llamamos gravedad. Si los dos cuerpos están quietos, empezarán a moverse uno hacia el otro. Si los cuerpos poseen un movimiento previo, se acelerarán en dirección al otro cuerpo (aceleración centrípeta), el uno hacia el otro, causando un cambio en la dirección del movimiento. Pero ¿cómo funciona? Consideremos el caso de objetos que se encuentran cerca de la Tierra, tales como las personas, las manzanas o la Luna.

Cuando soltamos un objeto cerca de la superficie de la Tierra, vemos como éste se acelera cayendo hacia el piso. Aprendimos en nuestras clases de física que a este movimiento se le conoce como **caída libre** y que el tiempo que tarda en caer el objeto depende de la aceleración y de la altura, h :

$$t = \left(\frac{2h}{g} \right)^{1/2}. \quad (2.5)$$

También nos enseñaron que dicha aceleración es producida por la gravedad y normalmente se denota con la letra g y que cerca de la superficie equivale a $9,8 \text{ m s}^{-2}$, esto significa que un objeto que cae aumenta su velocidad de caída en 9.8 m s^{-1} ¡cada segundo! Algo que entendimos desde los tiempos de Galileo es que sin importar la masa de los objetos, si se sueltan desde la misma altura, y si no hay ninguna oposición a la caída, como por ejemplo el efecto del aire, ¡todos caen al mismo tiempo! La aceleración de la caída no depende de la masa. Como esa aceleración es la misma para todos los objetos, si recordamos la segunda ley de Newton (ver ecuación 2.1), esto significa que ¡la fuerza con la que son atraídos los objetos hacia la Tierra depende de su masa! Normalmente a esa fuerza la llamamos peso. Una conclusión importante es entonces que la fuerza de gravedad es directamente proporcional a la masa de los cuerpos.

Normalmente nos han mostrado a los paracaidistas que se lanzan al vacío como un ejemplo de caída libre. En realidad, un salto en paracaídas no es una caída libre, debido a dos cosas: 1). La atmósfera no es un vacío, y 2). El aire se opone al movimiento y ejerce una fuerza contraria a la gravedad que llamamos arrastre. Cuando el arrastre, que depende de la forma del objeto que cae y de la velocidad, iguala el peso del paracaidista, la suma de fuerzas se hace cero y se deja de acelerar, el paracaidista alcanza lo que se llama **velocidad terminal** (Ver Figura 2.5).

2.1.3 Ahora sí... la Gravedad

Pensemos ahora ¿funciona todo esto igual con la Luna? La Luna se siente acelerada hacia la Tierra por la gravedad, al igual que un paracaidista o una manzana. ¿Por qué entonces no se cae la Luna? A diferencia de una manzana que se suelta de un árbol, la Luna posee una velocidad tangencial respecto a la Tierra que la mantiene en órbita. Decimos que la Luna en realidad cae alrededor de la Tierra. Ahora, ¿cuál es la aceleración de la gravedad que produce la Tierra sobre la Luna? Esto es fácil de calcular, simplemente supondremos que la Luna se mueve en un círculo alrededor de la Tierra a una distancia media de 384 403 kilómetros, y que su recorrido le toma 27.32166 días. Haciendo un cálculo simple de la velocidad orbital de la Luna, vemos que se mueve a 1.045 km s^{-1} . Podemos ahora calcular la aceleración centrípeta de la Luna usando la ecuación (2.2), lo que nos dice que la aceleración de la gravedad a la distancia a la que se encuentra la Luna es de apenas $0.0028408 \text{ m s}^{-2}$. Si recordamos que cerca de la superficie es de 9.8 m s^{-2} , podemos concluir que la aceleración de la gravedad disminuye con la distancia.

Hagamos ahora un pequeño análisis sobre la distancia a la que actúa la gravedad y comparemos la manzana que cae del árbol con la Luna que orbita la Tierra. Resulta que si comparamos las



Figura 2.5: El 14 de octubre de 2012 el paracaidista austriaco Felix Baumgartner se lanzó desde una altura de 39 kilómetros y logró acelerar hasta una velocidad de 1 357.65 km/h rompiendo el récord de velocidad en caída y superando la barrera del sonido. Créditos: Red Bull Stratos.

distancias, podemos ver que la manzana, que se encuentra sobre la superficie a unos 6370 kilómetros del centro de masa de la Tierra, está unas 60 veces más cerca que la Luna. Por otro lado, si comparamos las aceleraciones, vemos que la aceleración de la manzana es unas 3.600 veces mayor a la de la Luna. La conclusión a la que llegó Newton es que efectivamente, la aceleración disminuye, al igual que la fuerza, ¡con el cuadrado de la distancia! ($60^2 = 3.600$). Resumiendo, Newton comprendió que la fuerza de gravedad es proporcional al producto de las masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre los cuerpos. De esa forma encontró la que tal vez sea una de las ecuaciones más importantes de la historia:

$$F = G \frac{mM}{R^2}. \quad (2.6)$$

Aquí se expresa la magnitud de la fuerza de gravedad. La constante de proporcionalidad G se conoce como **constante de Cavendish** o constante de gravitación universal. El físico inglés **Henry Cavendish (1731 -1810)** calculó su valor en un experimento famoso en 1798 que popularmente fue conocido como "pesar la Tierra", con lo que por primera vez se pudo determinar la masa de la Tierra, del Sol y de los planetas.

Ahora que conocemos un poco más la gravedad, podemos entender mejor cómo se mueven los cuerpos celestes. Recordemos que Johannes Kepler encontró una serie de reglas generales sobre el movimiento de los planetas usando las observaciones sobre la órbita de Marte (ver sección 1.2.1). Las leyes de Kepler describen el movimiento de los planetas alrededor del Sol, o de la Luna alrededor de la Tierra. En general, pueden aplicarse a cualquier par de cuerpos que se mueven alrededor del centro de masa del sistema. Suponiendo que no hay otras fuerzas involucradas además de la gravedad, podemos decir que sólo existen tres tipos de órbitas: Elípticas (que incluyen las circulares), Parabólicas e Hiperbólicas. ¿De qué depende la forma de la órbita? ¡depende de la velocidad! Se requiere velocidad para escapar de la gravedad. Esa es la razón por la cual cuando lanzamos una pelota hacia el cielo y ésta no tiene la velocidad suficiente, irremediablemente regresará a la Tierra forzada por la gravedad. Esa es la razón por la que los cohetes requieren una

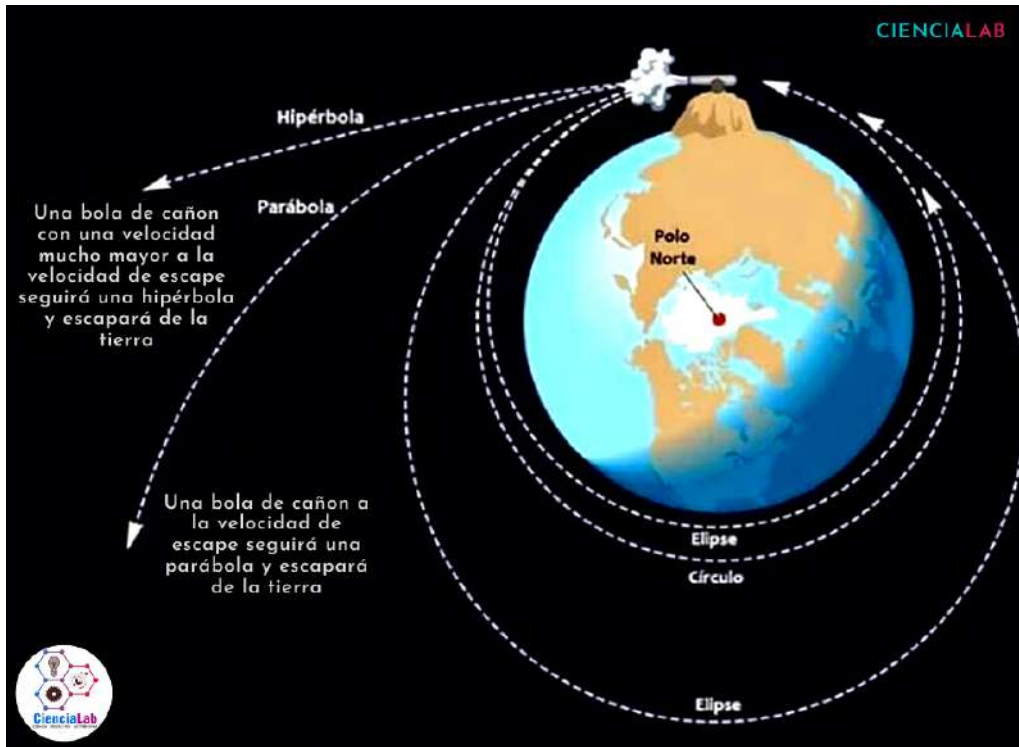


Figura 2.6: La trayectoria orbital de un objeto que interactúa gravitacionalmente dependerá de su velocidad. Créditos: CienciaLab.

potencia tan grande, suficiente para que su aceleración les proporcione la velocidad necesaria para escapar. Podemos definir dos velocidades, de tal forma que entendamos cómo funcionan las órbitas. La primera es la **velocidad circular**, o **velocidad de inserción**, que es apenas suficiente para entrar en una órbita alrededor de un objeto con masa M y radio R :

$$v_i = \left(\frac{GM}{R} \right)^{1/2}. \quad (2.7)$$

Ésta es la velocidad a la que se mueven los satélites y la Estación Espacial Internacional, es de unos $7,8 \text{ km s}^{-1}$. Si la velocidad es apenas superior a la de inserción, la órbita seguirá siendo cerrada, pero será una elipse (ver Figura 2.6). Si quisiéramos desligarnos de la gravedad, tal y como lo dijimos anteriormente, debemos alcanzar una **velocidad de escape**:

$$v_e = \left(\frac{2GM}{R} \right)^{1/2}. \quad (2.8)$$

En el caso de la Tierra, la velocidad de escape es cercana a los $11,2 \text{ km s}^{-1}$. Respecto del Sol, a la distancia a la que está la Tierra, la velocidad de escape es de 42 km s^{-1} , la velocidad de inserción orbital es justo la velocidad orbital de la Tierra, 30 km s^{-1} . La forma de la órbita depende entonces de la velocidad. Si la velocidad del objeto es menor a la velocidad de escape, su órbita será elíptica. Si la velocidad es exactamente la velocidad de inserción, la órbita será circular. Por otro lado, si la velocidad es exactamente igual a la velocidad de escape, la órbita será parabólica y si se mueve a una velocidad mayor a la de escape, entonces la trayectoria será hiperbólica.

Las órbitas comparten ciertas propiedades geométricas que son importantes al momento de entender el movimiento de los objetos:

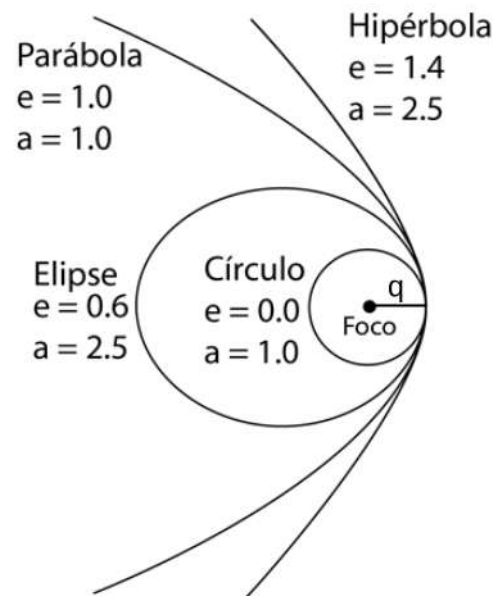


Figura 2.7: Órbitas keplerianas con diferentes valores de excentricidad y semiejes mayores.

- **Foco F :** Es el centro dinámico de la órbita. Es donde se localiza el centro de masa del sistema (recordar la primera ley de Kepler).
- **Distancia del periastro q :** Es la distancia en la que el cuerpo se encuentra más cercano al foco.
- **Excentricidad e :** Es el grado de “achatamento” de la órbita. En el caso de un círculo $e = 0$, las elipses poseen $0 < e < 1$, la parábola tiene $e = 1$ y las hipérbolas $e > 1$.
- **Semieje mayor a :** Corresponde a la distancia media entre el objeto y el foco de la órbita, en el caso de los planetas corresponde a la distancia media a la que se encuentra el planeta del Sol.

Kepler describió sus leyes de movimiento planetario justamente para las órbitas elípticas. Una consecuencia importante de la segunda ley de Kepler sobre la velocidad variable del movimiento planetario es que sobre la misma órbita el cuerpo se mueve más rápido cuando está más cerca que cuando está más lejos. Esta ley es una consecuencia del principio de conservación del momento angular:

distancia x momento lineal = constante.

A medida que la distancia al Sol (foco de la órbita) disminuye, la velocidad orbital aumenta. En el caso de la Tierra, la distancia en su punto más cercano, periastro (perihelio cuando se refiere al Sol), es de unos 147,3 millones de kilómetros y su velocidad orbital alcanza unos $30,75 \text{ km s}^{-1}$, esto sucede cerca del 4 de enero de cada año. Por otro lado, en su paso por el apoastro (afelio cuando se refiere al Sol), a unos 152,1 millones de kilómetros, su velocidad orbital es de unos $28,76 \text{ km s}^{-1}$, esto sucede cerca del 4 de julio de cada año. La diferencia entre el perihelio y el afelio de

la Tierra es aproximadamente de un 3 %, es decir, la Tierra está un 3 % más lejos en su afelio y además se mueve un 7 % más despacio. Finalmente, la tercera ley de Kepler nos recuerda que las órbitas más lejanas implican una velocidad orbital menor, es decir, entre más lejos esté un cuerpo, más despacio se mueve y más se demora en completar su órbita.

Las propiedades de las órbitas descritas hasta ahora, como el semieje mayor y la excentricidad, sólo nos dan información sobre sus dimensiones y su achatamiento. ¿Cómo saber de qué manera está orientada la órbita en el espacio? Esa información requiere un poco más de cálculo, y hacer uso de la gravedad de Newton para encontrar los que llamamos **elementos orbitales**, una serie de parámetros físicos y geométricos que nos dicen mucho más sobre la órbita. Los valores de los elementos orbitales surgen de la solución de la ecuación de movimiento, lo que comúnmente se conoce como el **problema de los dos cuerpos**. Además del semieje mayor y la excentricidad, los elementos orbitales se completan con otros parámetros:

- **La inclinación i :** Es el ángulo que conforma el plano que contiene la órbita respecto a un cierto plano de referencia. En el caso del Sistema Solar, el plano de referencia es el plano que contiene la órbita de la Tierra, la **eclíptica**, todas las inclinaciones de las órbitas en el Sistema Solar se refieren a la eclíptica.
- **La longitud del nodo ascendente Ω :** los puntos en los cuales una órbita cruza el plano de referencia se conocen como nodos. Cuando un objeto cruza de estar arriba y pasa a estar debajo del plano de referencia, decimos que cruzó el nodo descendente; por otro lado, cuando pasa a estar por encima, se dice que cruzó el nodo ascendente. Corresponde al ángulo Ω , medido sobre el plano de referencia, que conforma la línea de los nodos con el eje de referencia, que normalmente es la dirección de periapsis del plano de referencia.
- **El argumento del periapsis ω :** Este ángulo nos indica la dirección en la que se encuentra el periapsis de la órbita respecto al plano de referencia.
- **La anomalía verdadera v :** Es el ángulo formado entre la dirección del periapsis de la órbita y el vector posición del cuerpo y nos permite identificar la posición del objeto a lo largo de la órbita.

2.1.4 La gravedad de muchos cuerpos

Hemos visto cómo en principio la gravedad Newtoniana puede resolver sin mayor complicación la evolución dinámica de sistemas conformados por dos cuerpos, ¿qué sucede si hay más de dos cuerpos en el sistema? Normalmente los sistemas planetarios tienen muchísimo más de dos objetos. Hay sistemas con más de dos cuerpos que interactúan gravitacionalmente; nuestro Sistema Solar es un ejemplo perfecto de un sistema con muchos cuerpos, incluso existen sistemas aún más complejos como ¡todas las estrellas de la galaxia juntas! Cuando el número de objetos va en aumento, la cosa se complica. Al estudio dinámico de éste tipo de sistemas se le ha llamado comúnmente el **problema de los N-cuerpos**:

Dados N cuerpos cuyas posiciones y velocidades en un momento inicial son conocidas, cuáles son sus posiciones y velocidades en un momento posterior.

Hay muchos ejemplos de sistemas con unos pocos cuerpos: el Sol y los planetas, Júpiter y sus lunas, o con muchos cuerpos: Saturno y sus anillos, las estrellas de la galaxia. Si se puede resolver el problema de los dos cuerpos, ¿qué dificultad hay en hacerlo para tres, cuatro o más? Veamos

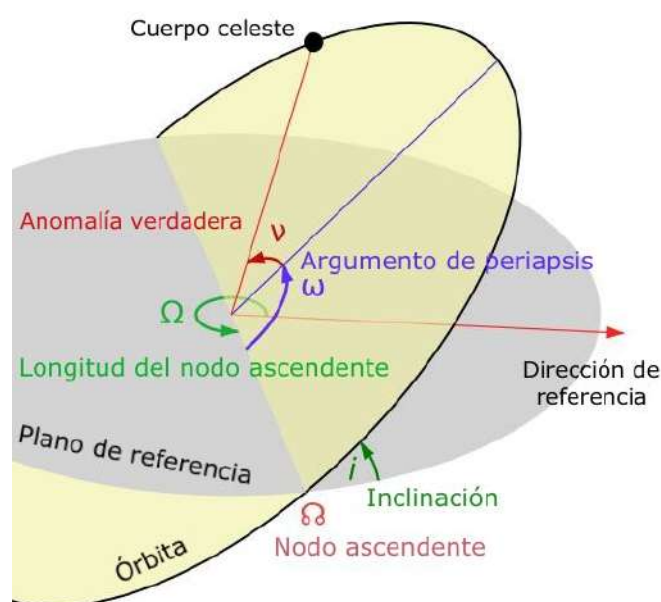


Figura 2.8: Elementos orbitales. Créditos: De Fiuvi, BY-SA 4.0, Wikimedia Commons.

cuál es el problema. Cuando se tienen dos cuerpos, conocer sus posiciones y sus velocidades en el espacio tridimensional, en un tiempo dado, significa tener en principio 12 variables: 2 cuerpos $\times$ (3 posiciones + 3 velocidades). Incluso es más sencillo si se analiza el problema sobre un único plano que contiene los dos cuerpos, pues las variables se reducen a 4, 2 posiciones + 2 velocidades relativas. Al resolver la dinámica de los dos cuerpos se conocen algunas cantidades como el momento angular total del sistema que incluye 3 constantes de movimiento (3 ecuaciones), además de la energía total del sistema que es otra de las constantes del problema (1 ecuación), por lo que el problema tiene solución analítica.

Cuando se involucra un cuerpo más en el sistema ¡el problema se complica! Inicialmente tendríamos 18 variables, 3 cuerpos $\times$ (3 posiciones + 3 velocidades), pero en este caso sólo conocemos la posición del centro de masa del sistema (3 constantes), la velocidad del centro de masa (3 constantes), nuevamente el momentum angular (3 constantes) y la energía total (1 constante), en total tengo 18 variables, ¡pero sólo 10 constantes! Y la cosa empeora si empiezo a aumentar el número de cuerpos del sistema, en general tendré $6 \times N$ variables, ¡pero las constantes siguen siendo 10! conclusión, el problema no puede resolverse analíticamente.

La búsqueda de respuestas a este problema ha sido una de las mayores motivaciones en los últimos tres siglos para el desarrollo teórico de la mecánica celeste, tanto vectorial (descripción geométrica de la gravedad), como analítica (descripción escalar de la gravedad) [40]. Genios de la física y las matemáticas como **Leonhard Euler (1707-1783)**, **Jérôme Lalande (1732-1807)**, **Joseph Lagrange (1736-1813)**, **Pierre Simon Laplace (1749-1827)** y **Henri Poincaré (1854-1912)**, se dieron a la tarea de tratar de resolverlo, y algunos de ellos encontraron soluciones aproximadas.

Las matemáticas de la gravedad

La historia que vamos a contar a continuación puede encontrarse en el maravilloso libro de John North, *Historia Fontana de la Astronomía y la Cosmología* [32], una obra de obligatoria lectura para todo astrónomo. Durante el transcurso del siglo XVIII el universo mecánico de Newton, sus leyes de movimiento y la gravitación universal, ya se habían establecido como el modelo aceptado para explicar la interacción entre los cuerpos celestes y permitían abordar algunos de los misterios

astronómicos más famosos. Por otro lado, las técnicas matemáticas también habían avanzado en Inglaterra de la mano de Newton, pero especialmente de la mano de genios y teóricos de los números que vivían en el continente. Una de las mentes brillantes que aportó más al desarrollo teórico de las matemáticas, y por ende al avance de la astronomía, fue el suizo Leonhard Euler.

Uno de los problemas más famosos del momento era la explicación del movimiento variable de la Luna y especialmente el cálculo de la precesión de su perigeo. El problema consistía en una desigualdad en el movimiento medio de la Luna. Sucedió que si promediamos el movimiento orbital de la Luna a lo largo de un periodo de muchos años, décadas o siglos, éste no es constante y, por el contrario, parece acelerarse unos $10''$ por siglo. Varios astrónomos habían logrado medir observacionalmente dicha aceleración, entre ellos **Edmund Halley (1656-1742)** que había comparado los datos de registros antiguos de eclipses con las tablas ajustadas según la gravedad de Newton. Pero, ¿cuál era la explicación física para la variación en el movimiento lunar? En 1770 la Academia de Ciencias de París ofreció un premio a quien resolviera el problema; es aquí cuando nuestros héroes matemáticos entran en escena.

Basados en la gravedad de Newton, **Alexis Claude Clairaut (1713-1765)** y **Jean le Rond d'Alembert (1717-1783)** habían conseguido calcular un valor de ~ 18 años para el periodo de revolución del perigeo de la Luna. Éste valor teórico no concordaba muy bien con el valor observado que era mucho menor, del orden de ~ 9 años (hoy sabemos que es de 8.85 años), por lo que Euler propuso hacer ajustes a la ley de gravitación. En 1753 Euler publicó la *Teoría del movimiento de la Luna que muestra todas sus desigualdades*, obra en la que incluía un método para la solución aproximada del problema de los tres cuerpos, en este caso el sistema Sol, Tierra, Luna. La técnica matemática usada por Euler en este trabajo, conocida como "método de variación de los elementos" se convertiría en una de las herramientas fundamentales de la astronomía matemática. Básicamente, Euler calculó cómo cambiaban los elementos orbitales de la Luna a través del tiempo debido a la perturbación gravitacional del Sol.

Euler dedicó mucha parte de su vida académica al problema de los tres cuerpos, tanto así que ganó varias veces el premio de la Academia de París, la primera vez en 1770 por sus esfuerzos para encontrar una solución al problema de la aceleración del movimiento promedio de la Luna. Aunque Euler halló una solución matemática al problema de la aceleración secular de la Luna, encontró que no podía ser explicada sólo por las fuerzas gravitacionales. Este resultado mantenía abierto el problema de la dinámica lunar, por lo que la Academia ofreció nuevamente el premio en 1772. Ésta vez Euler compartió el galardón con Joseph Lagrange, quien ya lo había ganado en 1766 por su modelo sobre las perturbaciones de Júpiter y Saturno, y lo ganaría nuevamente en 1774 por sus trabajos en el problema de los tres cuerpos aplicado al movimiento de la Luna. Lagrange se cansó de ganar el premio de la Academia, la última vez que lo ganó fue en 1789 por su trabajo sobre las perturbaciones de las órbitas cometarias causadas por los planetas [22]. Lagrange logró sobrevivir a los días más oscuros de la revolución francesa, durante la cual hizo parte del grupo de los llamados "astrónomos de la revolución" [17], quienes definieron el sistema métrico decimal. Murió en 1813 y su discurso fúnebre fue pronunciado por Pierre Simon Laplace, quien para entonces ya había resuelto el problema del movimiento de la Luna.

Laplace había llegado a París en 1768 desde su natal Normandía y rápidamente su genio le valió ser nombrado miembro de la Academia de Ciencias. Su más grande obra *Mécanique céleste* fue escrita y publicada en varios tomos entre 1799 y 1825 [24]. Laplace se dio a la tarea de resolver el problema del movimiento de la Luna casi desde cero. Desechó varias de las hipótesis previas, incluyendo la propuesta de Euler sobre la existencia de un "fluido" interplanetario que afectaba el movimiento de la Luna y se dedicó a tratar de modificar la gravedad de Newton. Hasta ese momento se consideraba la gravedad como una fuerza de acción instantánea, pero ¿qué tal si en realidad la gravedad requería de cierto tiempo finito para interactuar entre los cuerpos? Lo primero que trató de calcular fue entonces a qué velocidad se propaga la gravedad. Lo que encontró Laplace fue que



Figura 2.9: De izquierda a derecha: Leonhard Euler, Joseph Lagrange y Pierre Simon Laplace. Créditos: RIGB/SPL, CC BY-SA 4.0. Wikimedia Commons.

la velocidad de propagación de la gravedad debía ser ¡millones de veces mayor que la de la luz!

Obviamente, este resultado no le gustó más que el fluido de Euler, por lo que cambió de estrategia. Él ya había descubierto que la forma de la órbita de la Tierra cambia a través del tiempo, específicamente había encontrado que su excentricidad decrecía y probablemente esto tenía relación con la aceleración en el período de revolución de la Luna. Aplicó su modelo igualmente a las lunas de Júpiter y dedujo una expresión matemática para calcular la aceleración secular de la Luna. ¡Lagrange usó el modelo de Laplace para corregir sus cálculos! Aun así, el modelo todavía no lograba explicar en su totalidad el efecto secular en el movimiento de traslación de la Luna. Laplace encontró que había otros efectos gravitacionales que estaban involucrados en el problema, como la forma no homogénea de la Tierra y el efecto de la rotación de la Tierra y las mareas. Uno de sus descubrimientos más asombrosos es la resonancia orbital entre Júpiter y Saturno que produce fluctuaciones en sus velocidades orbitales, encontró que mientras Júpiter completa 5 órbitas, Saturno completa 2. Laplace usó ampliamente el método de perturbaciones de los elementos orbitales de Lagrange y pudo demostrar que a pesar de las perturbaciones producidas por otros planetas, la distancia media al Sol, así como otros parámetros tales como la excentricidad y la inclinación, no varían de manera apreciable en períodos de miles de años, lo que afirmaba la estabilidad dinámica de nuestro sistema planetario.

Antes de darle paso a un análisis un poco más detallado sobre las aproximaciones a la solución del problema de los tres y más cuerpos, diremos que estos tres genios de la historia, Euler, Lagrange y Laplace, establecieron los principios matemáticos para el desarrollo de la mecánica celeste y honraron de esta forma el trabajo de Newton.

Sistemas de N-cuerpos

Volvamos al problema que nos atañe, cómo predecir el movimiento futuro de los objetos en un sistema de muchos cuerpos que interactúan gravitacionalmente. Es claro que un cuerpo masivo domina la dinámica de los cuerpos más pequeños a su alrededor; en este caso, la fuerza más importante la ejerce el cuerpo más grande y, en principio, pueden despreciarse las fuerzas que se ejercen entre los objetos pequeños y se puede tratar el problema de cada cuerpo pequeño respecto al masivo por separado. Éste es el caso del Sol y los asteroides, o de Júpiter y sus lunas [40]. Nuevamente, el problema surge cuando analizamos sistemas donde no hay un objeto dominante, como por ejemplo un cúmulo de estrellas donde la mayoría de objetos poseen masas similares, o el sistema de Plutón, donde Caronte, su luna principal, es tan grande y masivo que en realidad conforman un sistema binario que a su vez interactúa con cuatro pequeñas lunas más.

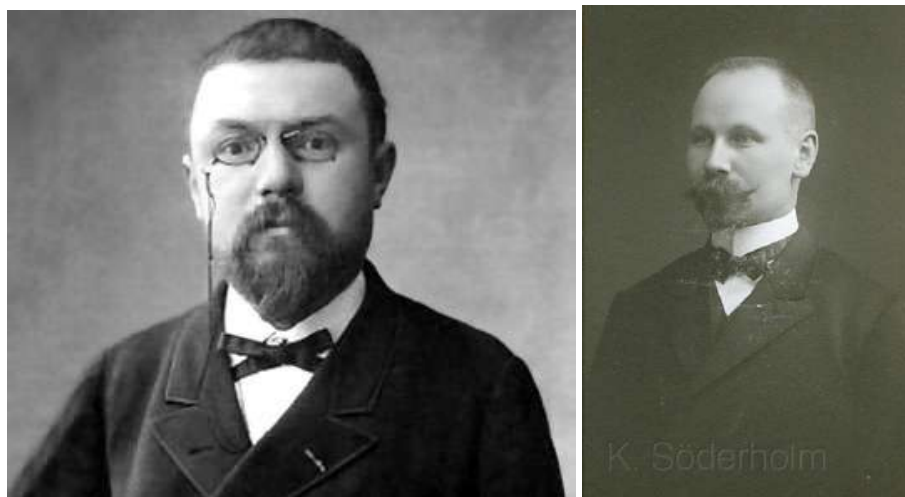


Figura 2.10: Henri Poincaré y Karl Frithiof Sundman. Créditos: Dominio público.

El hecho de que cada cuerpo del sistema interactúe gravitacionalmente con cada otro cuerpo introduce una serie de fuerzas interactivas, de acuerdo con la tercera ley de Newton. Al aparecer estas fuerzas, es evidente que para resolver el problema se requeriría conocer la posición y la velocidad de cada cuerpo para describir dinámicamente el sistema. Analíticamente hablando, la solución del problema equivale a solucionar la ecuación de movimiento de cada uno de los objetos.

El problema de los N -cuerpos ha sido tan importante en la historia de la física, que a finales del siglo XIX, precisamente en 1884, el rey **Oscar II** de Suecia, ofreció un premio para quien lograra resolverlo, o al menos pudiera hacer una contribución importante a la mecánica clásica. El premio fue ganado por Henri Poincaré, quien planteó en 1887 que el problema era irresoluble debido a su dependencia de las condiciones iniciales. Poincaré argumentaba que cualquier pequeño cambio en la posición o la velocidad de cualquiera de las N -partículas conllevaría a una evolución del sistema completamente diferente. Este planteamiento es el pilar del estudio de sistemas caóticos. Sin embargo, Poincaré dedicó tiempo a la solución del problema con tres cuerpos, su desarrollo del problema fue tal, que el jurado decidió entregarle el premio. Uno de los matemáticos más influyentes de la época, el alemán **Karl Weierstrass (1815-1897)**, quien hacía parte del jurado, dijo sobre el trabajo de Poincaré:

Si bien este trabajo no puede ser considerado como la solución completa del desafío presentado, es de tal importancia que su publicación marcará el comienzo de una nueva era en la historia de la Mecánica Celeste.

Esta solución inicial del problema de los tres cuerpos tenía algunos errores que Poincaré corrigió en 1889. La solución corregida fue publicada finalmente en 1890. Muchas de las propuestas hechas en esta versión final del trabajo son consideradas los fundamentos de la **Teoría del Caos**. El problema de los tres cuerpos fue finalmente resuelto por el finlandés **Karl Frithiof Sundman (1873-1949)**, quien entre 1906 y 1909 usó series infinitas convergentes para darle una solución analítica.

La formulación de cómo interactúan los cuerpos gravitacionalmente obviamente empieza por analizar qué sucede con un par de objetos. A éste análisis se le conoce como el **Problema de los dos cuerpos, $N=2$** , y fue resuelto en su totalidad por **Johann Bernoulli (1667-1748)**, asumiendo que una de las masas del problema permanecía fija, lo que reduce las variables del problema a las posiciones y a las velocidades del segundo cuerpo respecto al primero. Sin embargo, considerar la

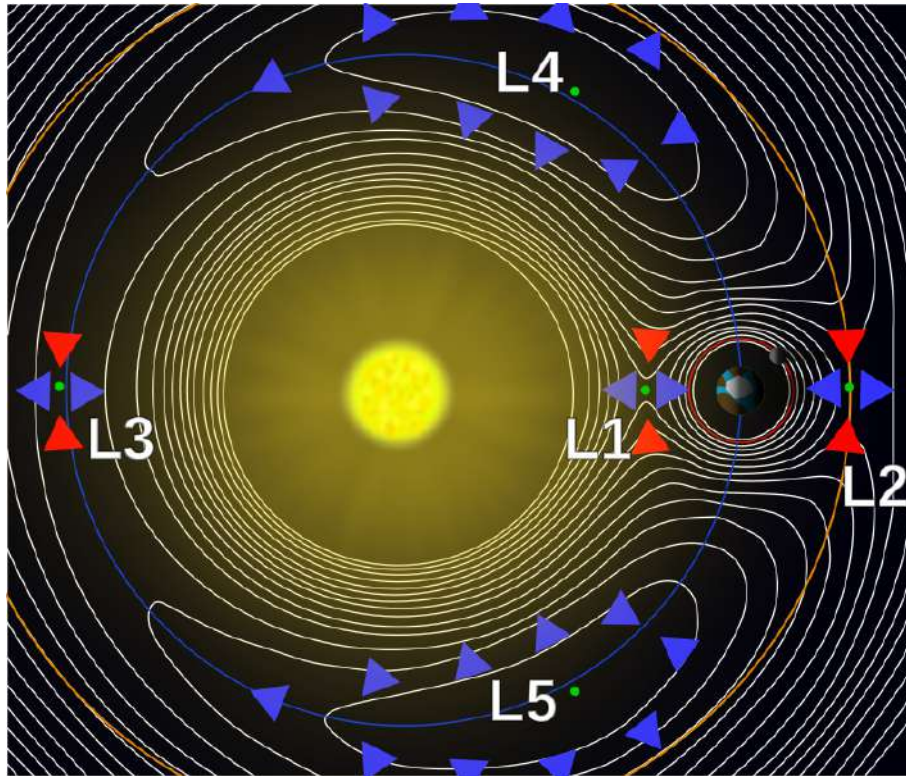


Figura 2.11: Contornos de los potenciales en un sistema de dos cuerpos donde pueden apreciarse los puntos de Lagrange. Créditos: NASAderivative work, Xander89, CC BY 3.0.

masa principal del problema como fija en el espacio conduce a errores cuando se aplica a sistemas reales como el sistema Sol-Tierra, por ejemplo. Esto sucede porque en realidad los cuerpos se mueven alrededor del centro de masa del sistema, también llamado **Baricentro**. En realidad, las posiciones y las velocidades de los dos cuerpos deben referenciarse al baricentro del sistema usando las llamadas **Coordenadas de Jacobi**.

Otro caso especial en el que es posible encontrar una solución analítica aproximada es el **Problema de los tres cuerpos, $N=3$** . Newton planteó algunas frases en sus *Principia*, así como algunos dibujos, sobre cómo afrontar el problema. El intento de Euler de 1767 suponía tres cuerpos colineales y la propuesta de Lagrange ubicaba los cuerpos ya sea sobre una línea recta, o en los tres vértices de un triángulo equilátero. Lagrange encontró que existen lugares en el espacio relativos a dos cuerpos masivos donde un tercer cuerpo de baja masa podría mantenerse relativamente estable. Estas soluciones estacionarias al problema de los tres cuerpos restringido a órbitas circulares son conocidas como los **Puntos de Lagrange**. Los tres primeros, L1, L2 y L3 son colineales con los dos cuerpos principales, mientras que L4 y L5 son co-orbitantes con el segundo cuerpo del sistema. Mecánicamente hablando, se dice que justo en los puntos de Lagrange un objeto de masa despreciable comparado con las dos masas principales del sistema puede permanecer en equilibrio orbital respecto a los otros dos, dado que en dichos lugares la gravedad de las dos masas más grandes y las fuerzas centrífugas debidas a la traslación se equilibran (Ver figura 2.11).

A pesar del equilibrio de fuerzas que se da en los puntos de Lagrange, no todos son estables. Si la masa pequeña se encuentra en algunos de los puntos colineales, L1, L2 y L3, cualquier pequeño desplazamiento desequilibraría las fuerzas y el potencial gravitacional más cercano lo sacaría de ahí. Sin embargo, es posible encontrar órbitas periódicas más o menos estables que sean perpendiculares al plano de la órbita de los cuerpos principales. Es por esto que los observatorios espaciales, tal

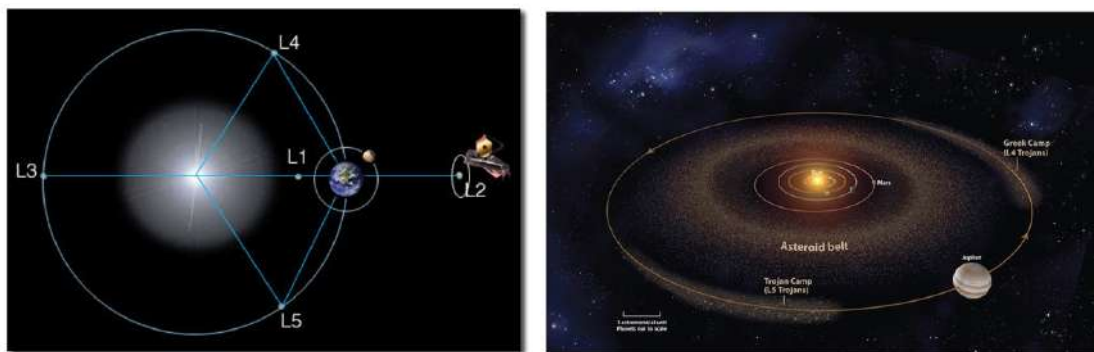


Figura 2.12: Izquierda: órbita del telescopio espacial JWST alrededor del punto L2. Derecha: Asteroides troyanos en los puntos L4 y L5 de la órbita de Júpiter. Créditos: NASA. Astronomy, Roen Kelly, dominio público.

como el JWST, se pueden ubicar en el punto L2, a unos 1500 millones de kilómetros de la Tierra. Por el contrario, los puntos L4 y L5 tienen lo que se llama un equilibrio estable. Un objeto ubicado allí tiende a permanecer en el punto, co-orbitando con los dos cuerpos mayores. Un ejemplo clásico del equilibrio co-orbitante en los puntos L4 y L5 son los llamados **asteroides troyanos**, ubicados en dichos puntos de la órbita de Júpiter y de otros planetas, incluida la Tierra.

Hasta aquí hemos abordado someramente una de las historias y de los problemas de mayor trascendencia para la física de los planetas. La fuerza de gravedad es, en definitiva, la interacción más importante en todos los procesos que describiremos a continuación. Sin embargo, debemos aclarar que no es la única de las interacciones fundamentales involucradas en la historia de los planetas; el electromagnetismo y las fuerzas nucleares también tendrán su protagonismo. Vayamos ahora a estudiar cómo se forman los planetas.

2.2 La formación estelar

Para crear cualquier cosa se necesitan materiales. Por ejemplo, si se quiere hacer un pastel, es necesario un listado de ingredientes: Harina, azúcar, mantequilla, huevos, leche y algunos toques especiales, dirían nuestras abuelas. Para hacer planetas también se necesitan ingredientes: gas y polvo, y estos ingredientes se encuentran en medio de las estrellas. Aunque el cielo nocturno aparece oscuro a nuestra vista, como un profundo y negro vacío, en realidad el espacio entre las estrellas está ocupado por cantidades inmensas de materia. Las galaxias están repletas de gas y polvo; este material conforma lo que los astrónomos llamamos el **medio interestelar**.

2.2.1 Composición del medio interestelar

El gas del medio interestelar está conformado básicamente por hidrógeno en forma atómica y molecular (HI, HII, H₂) y de helio (He), los elementos más abundantes del universo. Sin embargo, durante los miles de millones de años transcurridos desde la formación de nuestra galaxia, existieron estrellas que vivieron mucho antes que el Sol, que evolucionaron químicamente y formaron en sus interiores y durante sus muertes elementos más pesados, que luego fueron devueltos al medio interestelar. Hay otros elementos entre el gas interestelar como el oxígeno y el nitrógeno, además de moléculas como el monóxido de carbono (CO), el dióxido de carbono (CO₂), el agua (H₂O), el amoníaco (NH₃) y el metano (CH₄), entre las más comunes. ¡Pero no sólo hay gas! Aproximadamente el 1 % del material interestelar es polvo. ¿De qué está hecho este polvo? Básicamente se compone de partículas de silicatos de una décima de micra de tamaño (10⁻⁷ m). El tamaño de las partículas de polvo es del mismo orden que la longitud de onda de la luz visible, por

lo que normalmente las regiones ricas en polvo son opacas, lo que produce dispersión, absorción, extinción y enrojecimiento de la luz, entre otros fenómenos ópticos, que nos permiten inferir la presencia de dicho material interestelar.

A través de la espectroscopía puede medirse la cantidad y el tipo de gas que compone el medio interestelar. Un 90 % del gas es hidrógeno atómico o molecular. Un 9 % se compone de helio y el resto, el 1 % se reparte entre los demás elementos químicos. De este resto, los más abundantes son el carbono y el oxígeno. Otros elementos como el hierro, el silicio y el magnesio se encuentran unidos a elementos como el oxígeno y el carbono formando los silicatos, los granos de polvo.

Normalmente el gas y el polvo se acumulan en grandes estructuras en medio del disco de la galaxia. Aunque las condiciones del medio interestelar son muy variables, se pueden reconocer algunos ambientes específicos. Existen regiones a las que llamamos **nubes moleculares difusas**, compuestas normalmente de hidrógeno neutro (HI), a bajas temperaturas (15-50 K) y densidades muy bajas, del orden de $10^8 - 10^9$ partículas por m^{-3} . Estas regiones de forma irregular pueden alcanzar masas del orden de las decenas de masas solares y tamaños de un par de parsecs de radio. Por otro lado, existen enormes acumulaciones de gas y polvo, con temperaturas del orden de los 15 K y densidades de 10^8 partículas por m^{-3} , con masas de 10^5 masas solares y diámetros de decenas de parsecs, también de formas irregulares que conocemos como **nubes moleculares gigantes**, o simplemente nebulosas (ver figura 2.13). Estas gigantescas nubes de gas y polvo se ubican dentro del disco galáctico, por lo que normalmente se observan dentro de una banda de unos 12° a cada lado del plano medio de la galaxia. Dentro de estas gigantescas estructuras es común encontrar regiones de mayor densidad, como las nubes oscuras de polvo, con masas que alcanzan 10^4 masas solares.

Las nebulosas de emisión, conocidas también como regiones HII, se llaman así porque la mayoría del gas en la nube está ionizado. El I romano después del símbolo del elemento significa un átomo neutro, al ir aumentando el número de electrones perdidos por el átomo ionizado, aumenta el número romano, así HII significa hidrógeno ionizado una vez, o sea que ha perdido su único electrón, obviamente el hidrógeno no puede ser ionizado más de una vez, pero otros elementos del medio interestelar pueden perder más de un electrón, como es el caso del oxígeno o el nitrógeno. Es común encontrar átomos ionizados dos o tres veces (OIII, OIV, NIII). El gas es ionizado por estrellas gigantes azules de tipo O y B dentro de la nebulosa, que emiten gran cantidad de radiación, principalmente el ultravioleta. Cuando los átomos de hidrógeno, oxígeno o nitrógeno se recombinan, esto es, recuperan electrones, emiten luz visible, por lo que las nebulosas brillan. Por otro lado, la radiación de las estrellas dispersa el gas y el polvo de la nebulosa en un proceso llamado **fototevaporación**. De esta forma la distribución del material en la nebulosa cambia con el tiempo. Los colores de la nube corresponden a diferentes elementos ionizados, normalmente el rojo es hidrógeno, el azul es oxígeno y el verde es nitrógeno.

Las acumulaciones de polvo normalmente absorben la luz visible. Estas nubes de polvo forman estructuras irregulares de varios parsecs de tamaño. Normalmente las nubes de polvo son mucho más frías y mucho más densas que el entorno gaseoso. Las acumulaciones de polvo pueden formar lo que los astrónomos llaman *clumps*.^o núcleos densos, con masas del orden de las $10 M_\odot$ y densidades de 10^{10} partículas por m^{-3} en regiones de unas décimas de parsec (0.1 pc). Otros núcleos pueden ser aún más densos, 10^{14} partículas por m^{-3} , más pequeños (0.05 pc) y más calientes (100 K). En estas regiones se formarán estrellas. El polvo equivale aproximadamente al 1 % de la masa del medio interestelar. Se ha observado que los granos de polvo pueden formarse en las atmósferas de estrellas frías. Igualmente se forman durante las explosiones de supernova y a través de los vientos estelares. Estos procesos no dan cuenta de la densidad del polvo en las nubes moleculares gigantes, por lo que deben existir otros procesos de coagulación dentro de las mismas nubes.

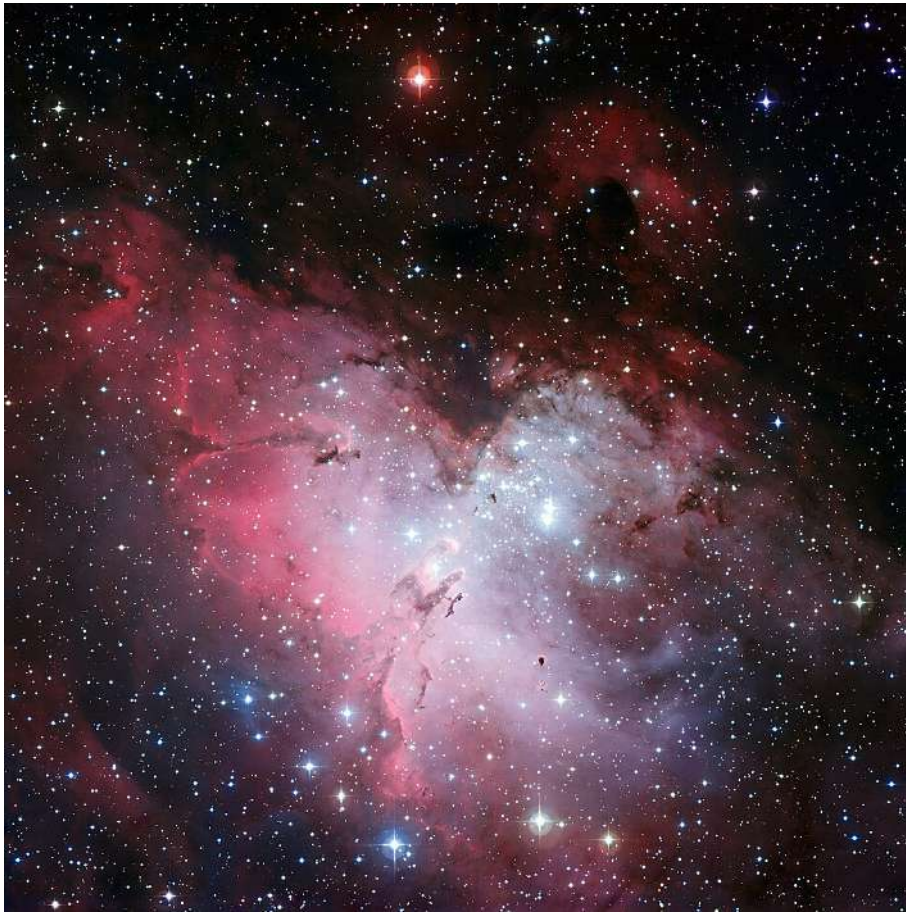


Figura 2.13: Nube molecular gigante conocida como M16, la nebulosa del Águila. Créditos: ESO, CC BY 4.0. Wikimedia Commons.

2.2.2 ¿Cómo nacen las estrellas?

Las estrellas se forman por el colapso gravitacional de ciertas regiones dentro de las nubes moleculares gigantes. ¿Cómo sucede? Sir James Jeans (1877–1946) lo estudió por primera vez en 1902. Típicamente, una nube molecular gigante se encuentra en un estado de equilibrio en el cual el movimiento aleatorio de las partículas produce presión, lo que contrarresta el empuje de la gravedad que tiende a colapsar la nube. El teorema del virial describe la condición de equilibrio de un sistema estable ligado gravitacionalmente:

$$2K + U = 0, \quad (2.9)$$

donde K representa la energía cinética (movimiento) de las partículas y U representa la energía potencial gravitacional del sistema. Si el doble de la energía cinética excede a la energía gravitacional, entonces la presión dominará a la dinámica de las partículas y la nube se expande. Por el contrario, si la energía cinética es pequeña, entonces la gravedad dominará y la nube colapsará. La igualdad expresada en la ecuación (2.9) representa el punto crítico de la estabilidad, siempre que no se estén considerando otros aspectos como la rotación, turbulencia y los campos magnéticos. Este estado de **equilibrio hidrostático** se ve afectado a veces en pequeñas regiones localizadas de la nube. ¿Qué puede romper el equilibrio? Hay varias opciones. La explosión de una supernova cercana, el paso de la nube por una región de mayor densidad dentro del disco galáctico, la interacción gravitacional con otra galaxia, entre otras.



Figura 2.14: Imagen icónica de una de las regiones de polvo en la nebulosa M16 conocida comúnmente como "los pilares de la creación", tomada por el telescopio espacial James Webb. Éste es un ejemplo clásico de la acumulación de polvo en una nebulosa molecular gigante. Créditos: NASA, ESA, CSA, STScI; Joseph DePasquale (STScI), Anton M. Koekemoer (STScI), Alyssa Pagan (STScI).

Si asumimos una nube esférica de densidad aproximadamente constante, la energía potencial gravitacional puede expresarse como:

$$U \sim -\frac{3}{5} \frac{GM_c^2}{R_c}, \quad (2.10)$$

con M_c y R_c siendo la masa y radio de la nube respectivamente. Por otro lado, la energía cinética de las partículas puede expresarse como:

$$K = \frac{3}{2} NkT, \quad (2.11)$$

donde N es el número de partículas, k es la **constante de Boltzmann** y T es la temperatura media de la nube. N puede expresarse como la relación entre la masa total de la nube y la masa promedio de las partículas:

$$N = \frac{M_c}{\mu m_H}, \quad (2.12)$$

μ se conoce como el peso molecular promedio de las partículas que conforman la nube y m_H es la masa del hidrógeno (protón). Para que se cumpla con el criterio de Jeans para el colapso, se requiere entonces que la energía potencial supere la energía cinética. Dado que consideramos una nube esférica con una densidad promedio ρ_0 constante, el radio de la nube puede ser expresado en términos de la densidad:

$$R_c = \left(\frac{3M_c}{4\pi\rho_0} \right)^{1/3}. \quad (2.13)$$

Cuando cierta región de la nube alcanza una masa crítica que desequilibra las energías, el equilibrio hidrostático se rompe y la materia contenida en esta región de la nube empezará un proceso de colapso. A esta masa límite se le conoce como la **masa de Jeans**, una vez que se ha alcanzado esta masa, la gravedad vence a la presión y el colapso es inevitable. La masa de Jeans depende de la temperatura y la densidad de la nube [3]:

$$M_J \approx \left(\frac{5kT}{G\mu m_H} \right)^{3/2} \left(\frac{3}{4\pi\rho_0} \right)^{1/2}. \quad (2.14)$$

Usando la expresión (2.13), es posible asociar un radio mínimo a la masa de Jeans, este radio se conoce también como **radio de Jeans**:

$$R_J \approx \left(\frac{15kT}{4\pi G\mu m_H \rho_0} \right)^{1/2}. \quad (2.15)$$

Es posible estimar cuánto tiempo le toma al gas reunirse en el centro para formar una estrella, a este tiempo se le conoce como **tiempo de caída libre**:

$$t_{ff} = \left(\frac{3\pi}{32G\rho_0} \right)^{1/2}. \quad (2.16)$$

Inicialmente la nube que colapsa puede tener miles de masas solares y un tamaño de varias decenas de parsecs. ¿Quiere decir esto que puedo formar estrellas de miles de masas solares? ¡No! Lo que esto significa es que deben haber varias etapas intermedias entre el colapso inicial de la nube y la formación final de las estrellas, y esto es lo que efectivamente sucede.

Al principio, el colapso gravitacional de la nube se da de manera isotérmica, o sea, sin que la temperatura de la nube cambie sustancialmente. Debido a que todavía la densidad de la nube es muy baja, su material es prácticamente transparente a la radiación, por lo que la energía térmica que se va acumulando debido al colapso se escapa fácilmente de la nube y esta permanece aproximadamente a la misma temperatura. A medida que la nube colapsa, ¡la densidad aumenta! Si analizamos por un instante la ecuación (2.15), vemos que si la densidad aumenta mientras la temperatura permanece constante, entonces la masa de Jeans disminuye. ¿Qué significa esto para la nube? Significa que pequeñas regiones de la nube en colapso alcanzarán localmente la masa de Jeans y empezarán su propio colapso; la nube entonces se fragmenta. Estos fragmentos cada vez más densos empiezan a ser opacos a la radiación y empiezan a calentarse. El aumento de la temperatura detiene la fragmentación. A partir de allí, cada fragmento continúa con su propia historia, que lo llevará muy probablemente, dependiendo de su masa, a convertirse en una estrella.

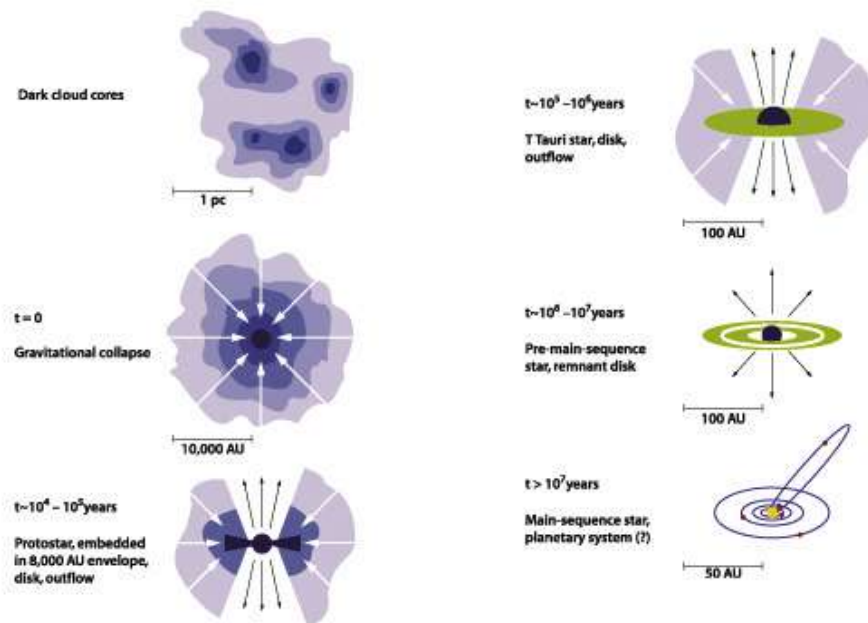


Figura 2.15: Fases de la formación de una estrella, desde el colapso inicial de la nube hasta formar un sistema planetario estable gravitacionalmente. Créditos: Viviana Casasola, *The small scale physical evolution of molecular gas in nearby galaxies*, [4].

Concentrémonos ahora en uno de estos fragmentos. Tamaño: unas 100 veces el tamaño del Sistema Solar. La energía liberada por el colapso gravitacional calienta las regiones centrales de la nube, lo que hace que a medida que aumenta la temperatura también aumente la presión. En el centro se acumula cada vez más gas, que lentamente conformará un objeto esférico. El objeto entra en un círculo vicioso en el que aumentan la temperatura, la densidad y la presión y empieza a distinguirse una superficie desde la que es emitida casi toda la radiación; a esta región, que poseen todas las estrellas, se le conoce como **fotósfera** y a este objeto central que empieza a brillar con luz propia se le conoce como una **protoestrella**.

Existen límites físicos tanto para la masa mínima como para la máxima que puede tener una estrella. El límite máximo está determinado por la presión de radiación. A medida que la estrella acumula materia, su luminosidad aumenta más rápidamente que su masa. Eventualmente, si consideramos un modelo simétricamente esférico, cuando el objeto alcanza unas $10 M_{\odot}$, la fuerza que empuja hacia afuera ejercida por la presión de la radiación se hace más grande que la fuerza de gravedad que está colapsando la estrella, haciendo que la acreción de materia sea un proceso más difícil, aunque no imposible [244]. Estrellas muy masivas pueden formarse, pero se requiere de situaciones extremas.

La relación entre la masa y la luminosidad de una estrella nos permite calcular un valor máximo teórico para la masa. Hay un valor para la luminosidad máxima que una estrella puede alcanzar antes de romper el equilibrio entre presión y gravedad que se conoce como **límite de Eddington** (o luminosidad de Eddington). Este límite depende de las condiciones internas de la estrella. Cuando una estrella alcanza la luminosidad de Eddington, la radiación es tan intensa que arrastra cantidades inmensas de materia en forma de viento estelar. La luminosidad de Eddington puede calcularse como:

Clase	SED	Propiedades	Características
0		$M_{env} > M_{est} > M_{dis}$	No presenta emisión en el óptico o en IR cercano.
I	$\alpha_{IR} > 0,3$	$M_{est} > M_{env} \sim M_{dis}$	Normalmente opaco en el óptico.
FS	$-0,3 > \alpha_{IR} > 0,3$		Estado intermedio entre I y II.
II	$-1,6 > \alpha_{IR} > -0,3$	$M_{dis}/M_{est} \sim 1\%, M_{env} \sim 0$	Discos de acreción, H_α y UV fuertes.
III	$\alpha_{IR} < -1,6$	$M_{dis}/M_{est} \ll 1\%, M_{env} \sim 0$	Discos evolucionados, baja o nula acreción.

Cuadro 2.1: Clasificación de objetos estelares jóvenes. Tomado del trabajo de Williams & Cieza, (2011) [245].

$$L_{Edd} \approx 3,2 \times 10^4 \left(\frac{M_*}{M_\odot} \right) L_\odot. \quad (2.17)$$

Las estrellas más luminosas conocidas alcanzan masas de algunas decenas de masas solares. Por ejemplo **Eta Carinae**, una gigantesca variable en la constelación de la Quilla, es un sistema binario cuya estrella principal puede alcanzar unas $100 M_\odot$ y la estrella secundaria puede tener una masa de $60 M_\odot$. La estrella gigante azul conocida como **Westerhout 49-2** es la estrella más masiva conocida, podría alcanzar $250 M_\odot$ y ser cuatro millones de veces más luminosa que nuestro Sol.

Por otro lado, la masa mínima de una estrella depende de la capacidad de fusionar hidrógeno en su núcleo. A partir de los modelos de evolución estelar, así como de las observaciones de las estrellas más pequeñas, se puede concluir que la masa mínima necesaria para alcanzar la fusión del hidrógeno nuclear es del orden de $\sim 0,08 M_\odot$ [5]. La estrella más pequeña conocida hasta ahora se encuentra a 600 años luz de nuestro Sistema Solar y se conoce como **EBLM J0555-57Ab** [236]. La estrella tiene el tamaño de Saturno y una masa equivalente a 85 masas de Júpiter, $0,081 M_\odot$.

2.2.3 Clasificación de objetos jóvenes

Vimos como el proceso de formación de estrellas y planetas es el resultado del colapso de una región dentro de una nube molecular. Inicialmente se tiene una especie de capullo que conforma la nube en colapso. Casi toda la materia de este capullo cae hacia el centro para formar lo que será la protoestrella. Mucha de la materia es expulsada debido a interacciones gravitacionales y fenómenos magnéticos. A medida que este capullo se disipa, la mayor parte de la masa se concentra en la protoestrella y las partículas con un mayor momento angular forman un disco de acreción a través del cual la protoestrella sigue consumiendo materia, pero también transfiere momento. Éste proceso de formación del disco lo discutiremos un poco más adelante.

Mientras tanto concentrémonos en cómo se ven estos lugares de la galaxia donde se están formando estrellas y planetas. Las nubes, aunque se encuentren en un proceso de colapso, son objetos fríos, por lo que es necesario hacer observaciones en **infrarrojo (IR)** o en ondas de radio cortas como el submilimétrico. La primera clasificación de objetos estelares jóvenes data de 1984 con el trabajo de Lada & Wilking [151], quienes observaron un exceso de IR en espectros de objetos jóvenes en la región de *Ophiucus*. Basados en la forma de la **distribución de energía espectral** (*Spectral Energy Distribution* - *SED*), en el rango del IR medio ($2-25 \mu m$), reconocieron tres tipos de objetos y los nombraron como clase I, II y III, respectivamente. Este exceso de IR en función de la longitud de onda de la radiación puede expresarse como [245]:

$$\alpha_{IR} = \frac{d \log \lambda F_{\lambda}}{d \log \lambda} \quad (2.18)$$

El trabajo de Greene et al, (1994) [101], introdujo una subclase basándose en la forma del espectro. Esta clase intermedia entre I y II muestra un espectro plano, por lo que se le llamó clase **FS**, por *flat-spectrum*. El trabajo de André et al, (1993) introdujo una clase en una fase evolutiva previa que a la que llamó clase 0 [44]. Los objetos de baja masa en etapas tardías del proceso de acreción como las clases II y III se conocen como estrellas **T-Tauri**. Dependiendo de sus líneas de emisión en H_{α} y UV, estos objetos se clasifican como T-Tauri clásicas (CTTS) y T-Tauri débiles (WTTS). El cuadro 2.1 resume las características principales de estos objetos estelares jóvenes, la M_{env} se refiere a la masa que envuelve el objeto joven, M_{est} es la masa del objeto estelar y M_{dis} corresponde a la masa del disco.



3. La historia de un granito

Dios es capaz de crear partículas de materia de distintos tamaños y formas... y quizás de densidades y fuerzas distintas, y de este modo... hacer mundos de tipos diferentes en partes diferentes del universo.

Isaac Newton, *Óptica*, 1704.

Los discos protoplanetarios son increíbles estructuras de gas y polvo que rodean a las estrellas jóvenes. Se forman a partir del colapso de la nube de materia que formará la estrella y giran alrededor de ésta por conservación del momento angular. Dentro de estos discos, el material comienza a agruparse poco a poco, dando origen a planetas, lunas y los demás escombros del sistema. Los discos son una etapa clave en la formación de los sistemas planetarios, tal y como ocurrió en el origen del nuestro hace unos 4 600 millones de años. Estudiar los discos protoplanetarios nos ayuda a entender cómo se forman los planetas y cómo evolucionan los sistemas planetarios.

3.1 Discos protoplanetarios

Uno de los resultados más importantes del colapso gravitacional que constituye una estrella es la formación de un disco de material alrededor de la naciente estrella, en el cual se van a formar los planetas. Podemos decir que los planetas son los escombros de la formación estelar. El evento realmente importante que sucedió en nuestra historia fue la formación del Sol; nosotros vinimos por añadidura.

Los discos se forman muy rápido durante la fase de colapso de la clase 0. El proceso de formación de un disco está fundamentado en el principio de conservación del momento angular. Aunque el proceso es algo complejo, se puede plantear un modelo simple de una esfera compuesta de muchas partículas que colapsa radialmente. ¿Qué sucede con el movimiento y la conservación del momento? Supongamos entonces que tenemos una esfera de radio r_0 en rotación y analicemos una partícula de masa m justo sobre la superficie de esa esfera (ver figura 3.1). El radio de rotación r de la partícula, puede expresarse en términos del radio de la esfera como:

$$r = r_0 \sin \theta, \quad (3.1)$$

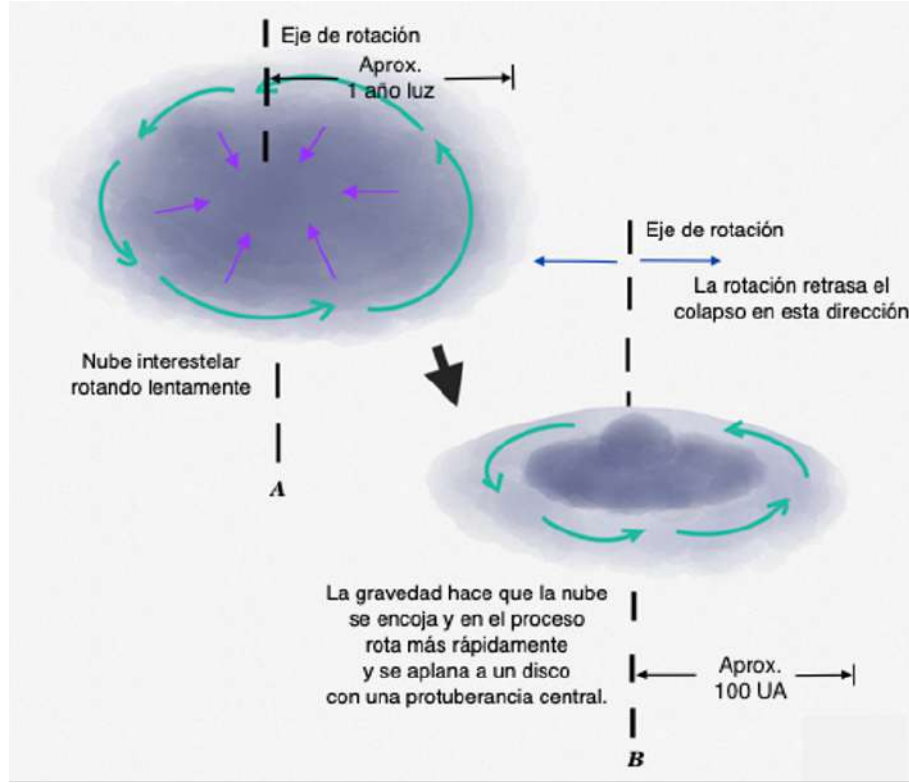


Figura 3.1: Modelo de colapso de una nube y formación del disco. Créditos: Imagen del autor.

donde θ es el ángulo que forma el vector posición de la partícula con el eje de rotación de la esfera. Se puede expresar la frecuencia de rotación de la partícula como:

$$f = \frac{v}{2\pi r}, \quad (3.2)$$

donde v es la velocidad tangencial de la partícula. Igualmente, puede expresarse el momento angular de la partícula como:

$$L = mvr = 2\pi mfr^2 = \omega mr^2, \quad (3.3)$$

donde ω es la velocidad angular del sistema. El momento angular específico (por unidad de masa) puede expresarse como:

$$\frac{L}{m} = h = \omega r_0^2 \sin^2 \theta. \quad (3.4)$$

Como se trata de un colapso radial, todas las partículas tienden a caer hacia el centro, por lo que la dinámica incluye tanto la rotación como la caída libre radial. Por ejemplo, una partícula que estuviera justo en el polo de la esfera, esto es $\theta = 0$, no poseería rotación ($h = 0$) y su movimiento la llevaría directamente al centro, $r = 0$, mientras que una partícula ubicada en $\theta = 90^\circ$ posee el momento angular máximo $h = \omega r_0^2$. Si el momento del sistema se conserva, entonces las partículas tienden a entrar en órbita alrededor del objeto central. Si asumimos que esa órbita es circular, el radio de la órbita puede expresarse como:

$$r = \frac{h^2}{GM_c}, \quad (3.5)$$

donde M_c es la masa encerrada por la órbita. Hay una distancia a la cual la fuerza centrífuga iguala la aceleración gravitacional (GM_c/r^2). A esta distancia se le llama **radio centrífugo**, y equivale al radio máximo que puede ocupar una partícula:

$$r_{cen} = \frac{\omega^2 r_0^4}{GM_c}. \quad (3.6)$$

Todo el material con ángulos entre $\theta = 0^\circ$ y $\theta = 90^\circ$ tiende a aplanarse, formando un disco que se extiende desde el centro hasta el radio centrífugo. El espesor del disco en cada región depende del balance entre el movimiento vertical de las partículas y la presión dentro del disco. El proceso de colapso y aplanamiento del material tiene lugar mientras el objeto se clasifica como clase 0 y I. Estas clases normalmente se encuentran profundamente embebidas en un capullo de gas y polvo. Estos objetos duran unos cientos de miles de años ($\sim 0,5 \text{ Myr}$) en estas etapas iniciales, comparadas con los millones de años que tardan las etapas de las clases II y III. Para el final de la etapa de clase I, la envoltura se ha dispersado casi por completo y la formación estelar finaliza. El material circundante ahora sólo contiene una centésima de la masa de la estrella central; se considera un disco protoplanetario. Los fenómenos que gobiernan el disco durante esta etapa de evolución son principalmente la acreción de material hacia la estrella central, la fotoevaporación y la formación de planetas y su interacción con la estrella. En esta etapa ya es posible determinar el tipo espectral de la estrella en el óptico o el IR cercano [245]. La mayoría de los modelos teóricos y las observaciones de objetos jóvenes se centran en la clase II, durante la cual se inicia el proceso de acumulación de material que dará origen a los planetas.

3.1.1 Clases de discos

La duración temporal de un disco protoplanetario depende de su masa y de los procesos de evolución del material en el disco, o sea de cómo el gas y el polvo interactúan, se acreta y se dispersan. Observacionalmente se ha encontrado que el tiempo de vida de un disco protoplanetario es del orden de los 10 millones de años, aunque si se incluye el efecto observacional de la dispersión de algunas de las estrellas en los cúmulos, la proporción de discos protoplanetarios incluso después de los 10 millones de años aumenta (ver figura 3.2) [187]. Aun así es común considerar los 10 millones de años como un valor estándar para la vida media de un disco protoplanetario. Dependiendo del estado evolutivo del disco, se pueden clasificar como:

1. **Discos primordiales:** Discos jóvenes ricos en gas y polvo. Es en los discos primordiales donde se forman los planetas gigantes.
2. **Discos transicionales:** Son discos que ya presentan regiones internas despejadas (0.5 - 10.0 AU). Sus regiones externas todavía son ricas en gas. En éstos discos se da la etapa de formación de planetas rocosos.
3. **Discos de escombros:** Son discos evolucionados con muy poco o incluso nada de gas. Ya los planetas se han formado y la estrella se encuentra ya en la secuencia principal.

Ya vimos cómo los objetos jóvenes estelares se clasifican según su SED. En las estrellas pre-secuencia principal se observa un gran exceso infrarrojo asociado al polvo del disco. La estrella central calienta el polvo y la energía es reemitida como IR. El exceso de UV proviene de las zonas cercanas a la estrella, donde el material del disco que rota a alta velocidad se encuentra y choca

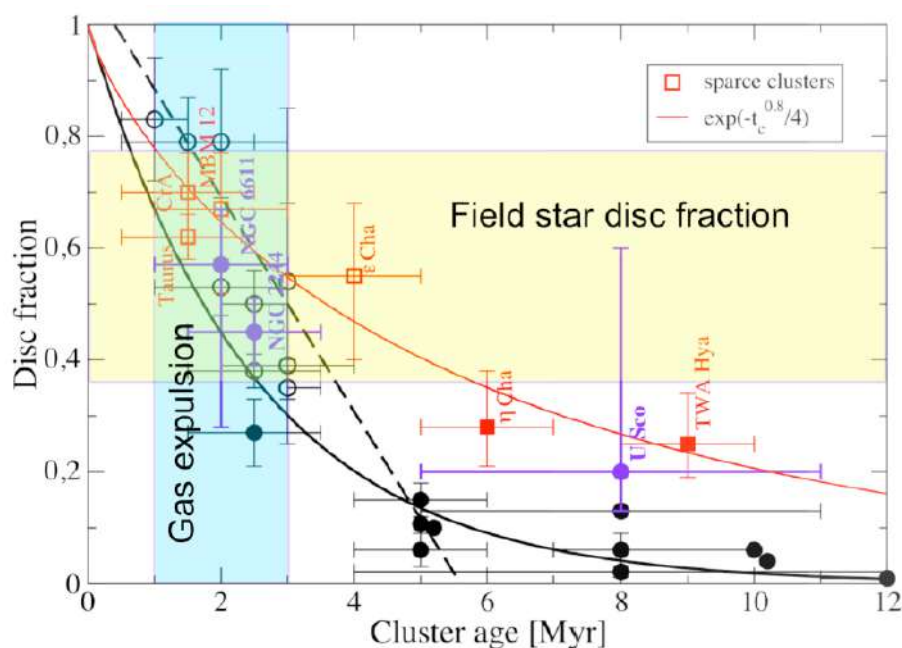


Figura 3.2: Datos observacionales de la fracción de discos protoplanetarios en cúmulos abiertos jóvenes de la galaxia. Créditos: Susanne Pfalzner et al. *Short dissipation times of proto- planetary disks: an artifact of selection effects?*, [187].

contra la superficie de la estrella que rota más lentamente. Las envolturas de material reemiten la radiación del disco y la estrella en longitudes de onda más largas como el IR. Es por esto que las observaciones de los discos normalmente se hacen en el rango entre el infrarrojo, como lo hace el espectrómetro MIRI del telescopio espacial JWST, pasando por el submilimétrico que nos permite ver el polvo del disco, tal y como lo hace el interferómetro ALMA.

Entre el gas del disco la molécula más abundante es el H_2 , sin embargo, esta molécula es virtualmente invisible, excepto cerca de la estrella donde los campos magnéticos intensos y la radiación interactúan con ella. Para poder detallar la estructura física del disco y su composición química, se utilizan otros tipos de moléculas, tales como el CO, el H_2O y moléculas más complejas como radicales, así como el polvo y su distribución. La estructura típica de un disco protoplanetario puede verse en la figura 3.3 [192].

3.1.2 Masa y radio de los discos

Algunos de los modelos clásicos de formación planetaria se conocen desde la década de 1970 y están basados en nuestro Sistema Solar. El modelo de la **nebulosa solar de masa mínima** (*Minimum Mass Solar Nebula - MMSN*), fue propuesto por Kusaka, Nakano y Hayashi [150]. En el modelo MMSN la masa mínima del disco protoplanetario es aproximadamente $0.01 M_{\odot} \sim 10 M_{Jup}$ y se ha tomado este valor durante décadas como una buena aproximación de la fracción de masa del disco, $\sim 1\%$ de la masa estelar. La masa mínima en discos protoplanetarios extrasolares puede cambiar en proporción a la masa de sus planetas gigantes, pero normalmente dichas masas son escaladas a partir de la MMSN (Ver por ejemplo los factores de escala para las masas de discos extrasolares en Ida & Lin, (2004) [121]).

Propiedades como el tamaño y la cantidad de polvo de los discos pueden inferirse de las observaciones en IR y submilimétrico. La masa para discos **ópticamente delgados** puede determinarse a partir de observaciones submilimétricas del polvo. La opacidad del polvo en longitudes milimétricas puede expresarse como [50]:

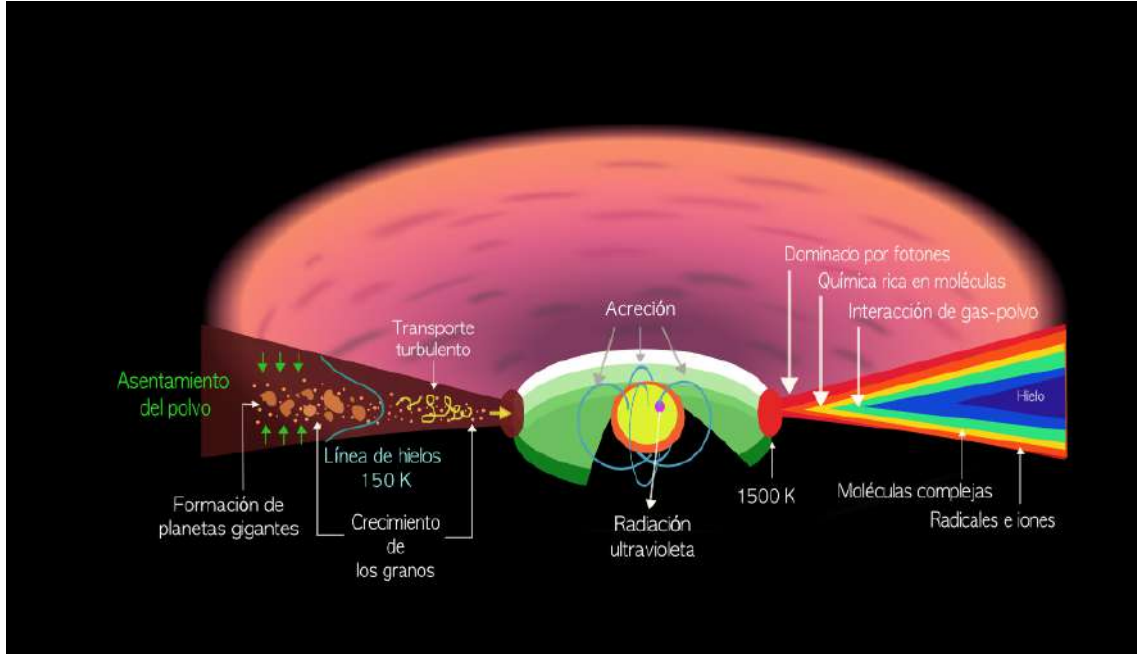


Figura 3.3: Estructura física y química de un disco protoplanetario. Créditos: Imagen del autor, basado en Christian Rab et al. *The gas disk: Evolution and chemistry*, [192].

$$\kappa_v = 0,1 \left(\frac{v}{10^{12} \text{ Hz}} \right)^\beta \text{ cm}^2 \text{ g}^{-1}. \quad (3.7)$$

El exponente β está relacionado con el tamaño y la distribución de los granos de polvo. De nuevo, si consideramos el disco ópticamente delgado, la masa del disco puede relacionarse directamente con el flujo específico F_v :

$$M_{dis}(\text{gas} + \text{polvo}) = \left(\frac{F_v d^2}{\kappa_v B_v(T)} \right), \quad (3.8)$$

donde d es la distancia al disco observado, y $B_v \approx 2v^2 kT/c^2$ es la función de Planck de cuerpo negro. En este caso la emisión sólo depende de la temperatura del polvo. Se han hecho muchos trabajos observacionales con el fin de medir las masas de discos protoplanetarios, incluyendo estrellas de menor masa que el Sol de tipo espectral K y M [50], [43], [45], [46]. Los resultados de estos trabajos muestran que las masas de los discos pueden ser del orden de $5 M_{Jup}$. Un problema importante en la determinación observacional de la masa de los discos es la presencia de granos más grandes invisibles en IR o submilimétrico. El tamaño de los granos observables debe ser del mismo orden de la longitud de onda, $r_{max} \sim 3\lambda$. Existen evidencias de que las masas obtenidas con la ecuación 3.8 están subestimadas, lo que significa que probablemente el tamaño de los granos es un aspecto importante.

Por otro lado, el tamaño real de los discos es una de las características más difíciles de medir, debido a que las partes externas del disco son frías y emiten muy débilmente. Sin embargo, los discos absorben bien en el óptico, y las imágenes de discos protoplanetarios sobre el fondo brillante de gas en regiones HII permiten hacer medidas directas de los tamaños aproximados (ver figura 3.4 donde se muestran discos en Orión). Estas medidas van desde las decenas hasta los centenares de unidades astronómicas.



Figura 3.4: Discos protoplanetarios en la Nebulosa de Orión. Créditos: Mark McCaughrean (Max-Planck-Institute for Astronomy), C. Robert O'Dell (Rice University) y NASA.

Tratar de entender los procesos astrofísicos que suceden dentro de un disco protoplanetario requiere de la formulación de modelos termodinámicos e hidrodinámicos sobre su evolución dinámica y química. Veamos un poco sobre cómo se crean estos modelos que nos permiten analizar los procesos físicos a través de los cuales se forman los planetas.

3.2 Modelos de evolución del disco

Los discos protoplanetarios son estructuras temporales (ver figura 3.2). Su duración está determinada por la evolución química y dinámica del material que cae hacia la estrella y que al mismo tiempo se acreta para formar planetas. Modelar la historia del disco implica definir una serie de parámetros relacionados con su estructura y la mecánica de los procesos físicos que se están dando dentro de él, específicamente en la región interior en lo que se conoce como el plano medio del disco. Normalmente los modelos de discos definen sus parámetros en función de su variación en el tiempo y como cambian con la distancia a la estrella. A continuación definiremos algunos de los parámetros físicos del disco que se tienen en cuenta al momento de modelar su evolución.

3.2.1 Parámetros físicos del disco

Se requiere definir ciertas propiedades de los discos como la temperatura, diferenciar las regiones donde se forman los hielos, propiedades hidrodinámicas como la viscosidad, la velocidad del sonido, y variables dinámicas como la frecuencia orbital kepleriana entre otros. En principio un disco se modela suponiendo que lo que se tiene es una mezcla de gas y polvo con una proporción 100/1, y asumiendo que dicha mezcla se comporta como un fluido mientras orbita la estrella en formación y sus partículas interactúan. Vamos a ver que dicha suposición nos lleva a entender que el material de un disco protoplanetario no se comporta como lo haría una mezcla de gas y partículas en un laboratorio. Definamos algunos de los parámetros que se necesitarán al momento de modelar el disco.

■ Temperatura del disco

Los modelos de evolución del disco determinan un perfil de temperatura a partir del equilibrio entre la disipación viscosa de energía (transporte de momento) y el transporte de calor dentro del disco. Normalmente, este análisis exige un detallado balance de energía. Sin embargo, si se adopta una temperatura de equilibrio para un disco delgado, de acuerdo con el modelo clásico de Hayashi [109], es posible definir un perfil de temperatura para el plano medio del disco en función de la distancia y la luminosidad de la estrella:

$$T = 280 \left(\frac{r}{1 \text{ UA}} \right)^{-1/2} \left(\frac{L_*}{L_\odot} \right)^{1/4} K. \quad (3.9)$$

■ Línea de hielos

Una vez definido el perfil de temperatura, es posible determinar la región del disco en la cual los materiales volátiles como el agua H_2O , el monóxido de carbono CO , el dióxido de carbono CO_2 , el metano CH_4 y el amoníaco NH_3 , forman partículas de hielo. La presencia de hielos aumenta la densidad del material sólido en el disco hasta en un factor de 4 y favorece el crecimiento de los núcleos de planetas gigantes. Siguiendo con el modelo de Hayashi, la distancia a la línea de hielos se puede calcular como:

$$a_{ice} = 2,7 \left(\frac{L_*}{L_{\odot}} \right)^{1/2} ua. \quad (3.10)$$

■ Velocidad del sonido

Esta propiedad mecánica y termodinámica se refiere a la rapidez con la que las perturbaciones pueden propagarse dentro de un medio, en este caso el disco. Para discos con una baja tasa de acreción se han modelado temperaturas en el plano medio cercanas a $T \approx 100 K$. La velocidad del sonido para este rango de temperaturas puede expresarse como [1]:

$$c_s = \sqrt{\frac{kT}{\mu m_p}}. \quad (3.11)$$

Recordemos que en esta expresión k es la constante de Boltzmann, μ es el peso molecular medio y m_p es la masa del protón.

■ Frecuencia orbital

Este parámetro da cuenta de la dinámica orbital de las partículas y equivale al inverso del período orbital. A partir de la tercera ley de Kepler puede expresarse la frecuencia orbital como:

$$\Omega = \sqrt{\frac{GM_*}{r^3}}, \quad (3.12)$$

donde G es la constante de Cavendish, M_* es la masa estelar y r es el radio de la órbita.

■ Estructura vertical del disco

En un disco se intuye que la disipación de la energía gravitacional en forma de calor se debe concentrar cerca del plano medio donde la densidad es mayor. A mayores radios, la profundidad óptica entre la superficie del disco y el plano medio es mayor, lo que significa que el gas calentado no puede simplemente irradiar energía hacia el espacio. Esta energía debe transportarse de alguna manera desde el plano medio hasta la fotosfera del disco. La escala vertical del disco, que es un equivalente de su espesor en cada punto, se define como:

$$H = \frac{c_s}{\Omega}. \quad (3.13)$$

Igualmente, la densidad del material en el disco varía en la escala vertical, siendo máxima en el plano medio y disminuyendo a medida que se sale del disco. Para discos delgados en los que la escala vertical es mucho menor que r , ($H/r \ll 0,05$), el perfil de la densidad de material en la escala vertical puede expresarse como:

$$\rho = \rho_0 e^{-z^2/2H^2}, \quad (3.14)$$

donde z es la altura y ρ_0 es la densidad sobre el plano medio del disco respectivamente. La densidad en el plano medio depende tanto de la densidad superficial (que definiremos más adelante), como de la escala vertical del disco:

$$\rho_0 = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \frac{\Sigma}{H}. \quad (3.15)$$

■ Viscosidad

Suponemos que el gas y las partículas de polvo del disco se mueven alrededor de la estrella en órbitas aproximadamente keplerianas. El material que se encuentra más cerca de la estrella se mueve más rápido. Las colisiones y la interacción gravitacional, además de otras interacciones como las electromagnéticas, afectan la velocidad de las partículas de tal forma que aceleran las partículas en el exterior haciendo que escapen del disco y frenan las partículas en el interior provocando su caída hacia el centro. El efecto neto de estas interacciones es la caída en espiral hacia el centro mientras el momentum angular es transferido hacia afuera del disco, lo que causa en general, una dispersión del material. Ésta dispersión del material del disco genera una **viscosidad cinemática** de las partículas. Lamentablemente, la magnitud de la viscosidad cinemática en los discos protoplanetarios es una cantidad muy incierta. Los modelos de formación planetaria acostumbran a usar un valor de la **viscosidad molecular**, v_m , aproximadamente constante. El **tiempo viscoso** del disco nos da una idea del tiempo que tarda en evolucionar (dispersarse) el material del disco en una cierta región:

$$t_v \approx \frac{r^2}{v_m}. \quad (3.16)$$

Este tiempo puede ser estimado observacionalmente midiendo, por ejemplo, la tasa a la cual la acreción decae en función de la edad de la estrella. Para discos protoplanetarios alrededor de estrellas de tipo solar, este tiempo es del orden de un par de millones de años (ver figura 3.2). Sin embargo, existe un problema al calcular el tiempo viscoso usando una viscosidad molecular en términos de la velocidad del sonido y del camino libre medio de las partículas λ :

$$v_m = c_s \lambda, \quad (3.17)$$

Ésta viscosidad molecular es muy pequeña como para producir una evolución viscosa efectiva a lo largo del tiempo de duración del disco, que debe ser, como ya se dijo, del orden de unos cuantos millones de años. Por ejemplo, si se calcula el tiempo viscoso para un disco a una distancia de unas 5 AU, con $\lambda = 10 \text{ cm}$ y $c_s = 1 \text{ km s}^{-1}$, de acuerdo con la ecuación 3.16, vemos que el resultado es $\sim 10^{14}$ años. Ésto evidentemente representa un problema, dado que los discos solo duran del orden de un par de millones de años. La viscosidad molecular no parece ser el mecanismo más eficiente de transporte de momentum en el disco. Debe haber algo que el modelo no está considerando. Tener una baja viscosidad molecular implica tener un número de Reynolds grande:

$$Re = \frac{UL}{v_m}, \quad (3.18)$$

donde U es la velocidad característica del sistema y L es la escala de tamaño del mismo. Si consideramos que para el disco $U = c_s$ y $L = H$, entonces el número de Reynolds de un disco a unas 10 AU sería $Re \sim 10^{10}$, ¡es muy grande! La conclusión es que el disco debe ser altamente turbulento. La mecánica de la turbulencia es compleja y poco entendida. Normalmente las velocidades en medios turbulentos exceden c_s .

Una forma de afrontar el problema es modelar la viscosidad teniendo en cuenta la turbulencia. Éste modelo fue propuesto en 1973 por dos astrofísicos rusos, N.I. Shakura y R.A. Sunyaev, para un fenómeno diferente a los discos protoplanetarios, pero que se parece mucho en su dinámica y evolución, los discos de acreción alrededor de los agujeros negros [208]. De acuerdo con la prescripción del modelo de Shakura & Sunyaev, esta viscosidad turbulenta puede expresarse como:

$$\nu_v = \alpha c_s H, \quad (3.19)$$

α se conoce como el parámetro de viscosidad de S&S y puede tener valores estimados teóricamente para discos delgados entre 10^{-4} y 10^{-2} [11]. Un valor de $\alpha = 10^{-3}$ es consistente con las observaciones de tasas de acreción en discos T-Tauri [124]. Ahora podemos definir nuevamente el tiempo de dispersión viscoso, teniendo en cuenta la turbulencia como:

$$t_v = \left(\frac{H}{r}\right)^{-2} \frac{1}{\alpha \Omega}. \quad (3.20)$$

Si nuevamente calculamos el tiempo de dispersión del disco usando un $\alpha = 10^{-4}$, vemos que el resultado ahora es del orden de 10^6 años, lo que está de acuerdo con las observaciones.

3.2.2 Evolución del material del disco

Una propiedad fundamental de los discos, determinante en todos los procesos de formación planetaria, es la cantidad de material por unidad de área presente en cualquier momento dentro del disco, llamada **densidad superficial**, Σ . Esta cantidad es muy importante en el análisis de la evolución del disco, ya que está relacionada con la cantidad de material disponible en el plano medio para la acreción de planetas y cómo cambia esta a medida que el disco evoluciona. Normalmente la densidad superficial se describe como una función exponencial de la distancia, $\Sigma \propto r^{-q}$, donde q generalmente tiene valores entre 1-1.5, dependiendo de si se evalúa la densidad de gas, de polvo o de hielo. Uno de los modelos parametrizados más versátiles y aceptados en la actualidad para la evolución de discos delgados es el que desarrollaron **Shigeru Ida** y **Douglas C.N. Lin**. Dicho modelo es descrito en una serie de siete artículos publicados entre 2004 y 2013 [121],[122], [123], [124],[125],[126],[127]. Este modelo está dedicado a la síntesis de planetas en una variedad de discos alrededor de estrellas de diferentes masas. En el modelo, la densidad superficial es una función exponencial de la distancia, como ya se mencionó, y depende de otros factores que definiremos un poco más adelante. A continuación definimos la densidad superficial tanto para el polvo como para el gas [124]:

$$\Sigma_p = \Sigma_{p,10} \eta_{ice} f_p \left(\frac{r}{10 \text{ UA}}\right)^{-q_p}, \quad (3.21)$$

$$\Sigma_g = \Sigma_{g,10} f_g \left(\frac{r}{10 \text{ UA}}\right)^{-q_g}, \quad (3.22)$$

donde $\Sigma_{p,10} = 0,32 \text{ g cm}^{-2}$ y $\Sigma_{g,10} = 75,0 \text{ g cm}^{-2}$ son factores de normalización que corresponden a valores 1.4 veces mayores a las densidades superficiales a 10 AU en el modelo MMSN. η_{ice} es un factor que depende de la presencia de hielos en el disco y vale 1,0 si nos encontramos antes de la línea de hielos y 4,2 si estamos más allá de este límite. Los factores de escala f_p y f_g pueden tomar valores entre 0,1 – 30,0 según la diversidad de discos protoplanetarios y sus masas; $f_p = f_g = 1,0$ corresponde a un disco similar al modelo MMSN para el Sistema Solar, valores diferentes dependerán de la masa de la estrella. En un modelo simple, estos factores pueden ser constantes [121],[122],[123]; pero en general varían con el tiempo a medida que la materia del

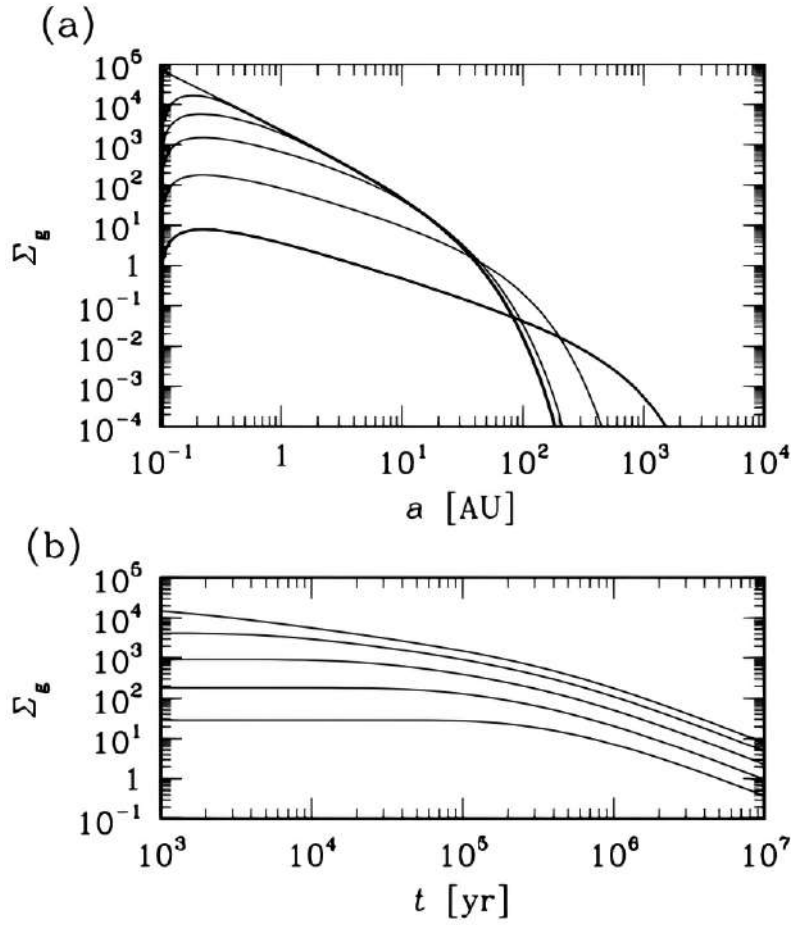


Figura 3.5: Evolución de la densidad superficial de gas (en $g\ cm^{-2}$), de acuerdo con el modelo de Ida&Lin [124], para un disco de masa solar. Arriba: en función del radio para diferentes momentos. Abajo: en función del tiempo para diferentes radios.

disco se acreta y se dispersa [124]. Para el caso del gas, el factor f_g evoluciona en función del tiempo como:

$$f_g = f_{g,0} \exp(-t/\tau), \quad (3.23)$$

donde τ es una medida del tiempo de dispersión del disco (equivalente al tiempo viscoso), $\tau \sim 10^7$ años. En el caso del polvo, el factor f_p es menos sencillo de modelar, dado que depende de parámetros como la metalicidad de la estrella, la tasa de acreción del material sólido, y en general no existe una expresión para la evolución de f_p en el tiempo. En principio puede suponerse que se comporta de forma similar a f_g , sin embargo, se deben hacer experimentos numéricos para encontrar la forma en que evoluciona.

Ya vimos cómo los modelos lo que buscan es entender cómo evoluciona el material del disco, el gas y el polvo, dependiendo del tiempo y de la distancia a la estrella (ver Figura 3.5). Dicha evolución temporal y dependiente del radio está definida en una ecuación diferencial llamada **ecuación de difusión**. Resolver esta ecuación significa entender la historia del disco. Esta ecuación nos indica específicamente cómo evoluciona el gas, el componente principal del disco, dependiendo de la densidad superficial y de la viscosidad. La ecuación 3.22, es una solución numérica de la ecuación de difusión [159] que mostramos a continuación:

$$\frac{\partial \Sigma}{\partial t} = \frac{3}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[r^{1/2} \frac{\partial}{\partial r} (v_v \Sigma r^{1/2}) \right]. \quad (3.24)$$

Esta ecuación diferencial parcial determina cómo evoluciona la densidad superficial del disco en el plano medio y es lineal siempre que la viscosidad, v_v , no dependa de la densidad superficial, Σ , en sí misma. Esta ecuación puede derivarse directamente de las ecuaciones de Navier-Stokes para un fluido viscoso en coordenadas cilíndricas [1]. Además de la solución de Ida&Lin, hay otras soluciones para la ecuación 3.24 que se conocen como soluciones de estado estable, en las cuales se deben redefinir los parámetros del disco. Un ejemplo de solución de estado estable puede encontrarse en el capítulo 3 de libro de Philip Armitage, *Astrophysics of planetary formation* [1].

3.2.3 Dispersión y fotoevaporación del disco

La desaparición del disco es un proceso gradual. La disminución de la densidad superficial es un indicio claro de la evolución hacia un disco de escombros. En general, la densidad superficial evoluciona como $\Sigma \propto t^{-3/2}$. Un disco que evoluciona debido sólo a la acreción debería permanecer ópticamente delgado incluso a grandes radios durante la transición entre la clase II y la clase III. Sin embargo, esto no es lo que se observa. Los pocos ejemplos observados de discos transicionales sugieren que el tiempo de dispersión final del disco es del orden de 10^5 años, lo que implicaría que hay otros procesos físicos involucrados en la desaparición del disco, además de la acreción.

Uno de los fenómenos que contribuyen a la pérdida del gas en el disco es la **fotoevaporación**, un proceso por el cual la radiación UV y los rayos X de la estrella calientan la superficie del disco al punto que las moléculas y átomos alcanzan velocidad de escape y se pierden a través de un viento térmico. Los flujos de material fotoevaporado se han observado en estrellas jóvenes con discos en la nebulosa de Orión [1]. Incluso la débil radiación UV de estrellas de baja masa es suficiente para dispersar el disco, en escalas de tiempo consistentes con las observadas.

La física básica de la fotoevaporación es simple: la radiación UV calienta la superficie del disco hasta una temperatura suficiente para que la energía térmica del gas exceda la energía gravitacional. Un gradiente de presión hace que el gas con velocidad de escape fluya fuera del disco. La fotoevaporación depende de la fuente de radiación, que puede ser la propia estrella o estrellas masivas cercanas al disco, y de la energía de los fotones. Recordemos que las estrellas se forman en grupos dentro de las nebulosas y que sus discos están expuestos a la radiación de las estrellas vecinas, muchas de ellas gigantes azules con grandes flujos de radiación UV.

El UV extremo ($E > 13,6 \text{ eV}$, $\lambda < 91,2 \text{ nm}$) ioniza el hidrógeno, produciendo una capa de gas caliente (10^4 K), independiente de la densidad del disco. El UV lejano ($6,0 < E < 13,6 \text{ eV}$), disocia las moléculas de H_2 , creando una capa de hidrógeno atómico neutro con temperaturas $100 - 5000 \text{ K}$. Tenemos entonces dos tipos de radiación: UV extremo (EUV) y UV lejano (FUV), y dos fuentes diferentes de radiación: la propia estrella y el medio bañado por la radiación de estrellas vecinas. Dos fuentes y dos tipos de radiación nos producen cuatro regímenes de fotoevaporación. El más importante de todos es probablemente la radiación X-EUV de la propia estrella, ya que es el encargado de dispersar el gas de la región de formación planetaria.

La figura 3.6 podemos ver la estructura térmica de un disco expuesto a la radiación X-EUV de su estrella central. El gas fotoionizado a una $T \sim 10^4 \text{ K}$ tendría una velocidad $c_s \sim 10 \text{ km s}^{-1}$. La región a partir de la cual el gas alcanza la velocidad de escape es definida por el llamado **radio gravitacional**, y equivale a la distancia a la cual la velocidad orbital es igual a c_s :

$$r_g = \frac{GM_*}{c_s^2} = 8,9 \left(\frac{M_*}{M_\odot} \right) \left(\frac{c_s}{10 \text{ km s}^{-1}} \right)^{-2} \text{ AU}. \quad (3.25)$$

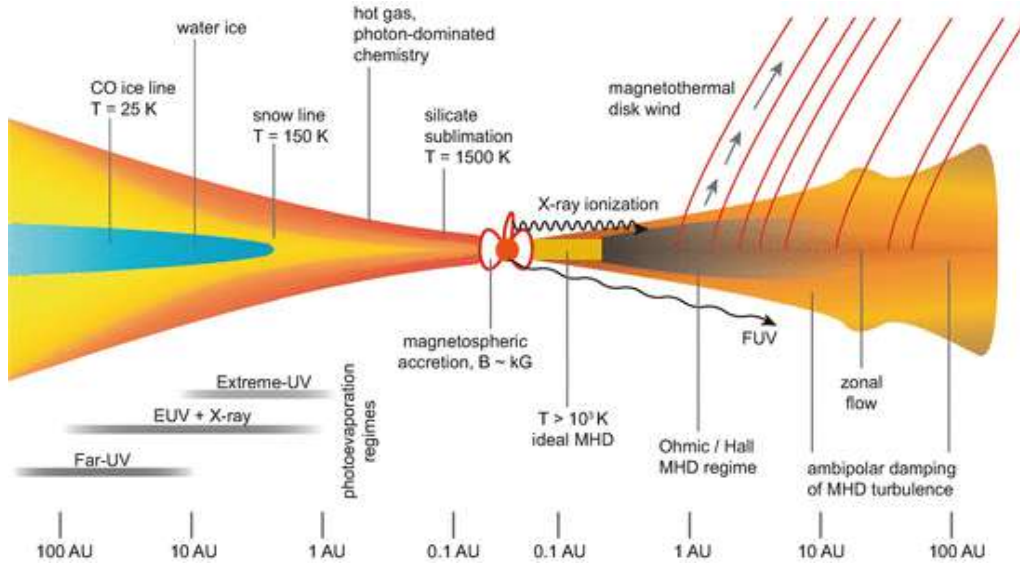


Figura 3.6: Estructura térmica del disco. Créditos: Philip Armitage, *Astrophysics of planetary formation*, [48].

Esto significa que el gas a $r < r_g$ se encuentra ligado gravitacionalmente, formando una especie de atmósfera sobre la superficie del disco. Más allá de r_g el gas ionizado escapa del disco a una tasa:

$$\dot{\Sigma} \sim 2\rho_0(r)c_s, \quad (3.26)$$

donde ρ_0 es la densidad en la capa base de la región ionizada, y depende del flujo X-EUV. Modelos más refinados de la fotoevaporación como el de Font et al. (2004)[97], sugieren que el gas escapa incluso en regiones dentro del radio gravitacional a distancias tan cercanas como 0,2 AU, aun cuando el gas en estas regiones tiene velocidades menores a c_s . Es posible calcular la masa perdida del disco por fotoevaporación debida a la radiación X-EUV en masas terrestres por año:

$$\dot{M}_{wind} \approx 1,6 \times 10^{-10} \left(\frac{\Phi}{10^{41} \text{ s}^{-1}} \right)^{1/2} \left(\frac{M_*}{M_\odot} \right)^{1/2} M_\odot \text{ yr}^{-1} \quad (3.27)$$

En esta expresión Φ es el flujo de fotones ionizantes. La tasa de fotoevaporación es despreciable al principio de la evolución del disco, comparada con la tasa de acreción por parte de la estrella, que es unas tres órdenes de magnitud más grande. A medida que el disco evoluciona, la tasa de fotoevaporación empieza a dominar la dispersión del disco. El comportamiento de estos modelos es consistente con la observación de la evolución en estrellas T- Tauri.

3.3 Formación de los planetas

La formación de los planetas requiere un crecimiento de las partículas desde los micrómetros ¡hasta los miles de kilómetros! Esto equivale a un crecimiento de 12 órdenes de magnitud. El proceso puede dividirse en tres etapas principales [1]:

1. **Formación de planetesimales:** Los planetesimales se definen como cuerpos suficientemente grandes (mayores a ~ 1 km), para que su evolución orbital esté dominada por su interacción

gravitacional mutua, más que por la interacción aerodinámica entre gas y polvo. El tamaño típico de un planetesimal es de decenas de kilómetros.

2. **Formación de planetas terrestres:** Después de que se ha formado una cierta población de planetesimales, su evolución es dominada por su interacción gravitacional. Esta etapa de la evolución termina con la formación de planetas terrestres y núcleos de planetas gigantes. La interacción entre estos objetos es bien conocida, dado que puede modelarse como un sistema de N-cuerpos usando la física Newtoniana. Se requieren unos 500 millones de planetesimales para construir los planetas terrestres del Sistema Solar y unas cuantas decenas de millones de años.
3. **Formación de gigantes y migración:** Cuando los planetoides han alcanzado una masa $\sim 0,1 M_{\oplus}$, el acople con el gas del disco se hace importante nuevamente, lo que se traduce en variaciones en los elementos orbitales, especialmente la excentricidad y el semieje mayor de la órbita del planetoides, debido al intercambio de momento angular con el gas. A este proceso se le conoce como **migración**. Cuando se alcanza una masa $\sim 10 M_{\oplus}$ el núcleo empieza a acretar gas del disco, lo que lo llevará rápidamente a convertirse en un planeta gigante.

No existe en realidad un límite claro entre estas etapas, además, el término planetesimal abarca objetos de diferentes tamaños entre 1-100 km. Lo que en realidad diferencia las etapas es la física involucrada en los procesos y el tamaño relativo entre los objetos que interactúan.

3.3.1 De granos a planetesimales

El proceso por el cual se llega desde partículas de polvo del orden de micras hasta formar objetos de kilómetros de diámetro está gobernado por las interacciones aerodinámicas. Las partículas involucradas en esta etapa del proceso van desde átomos y moléculas del gas, pasando por granos de polvo que empiezan a juntarse.

interacciones gas-polvo

El polvo se encuentra embebido en medio de un disco formado principalmente por gas. Recordemos que el 99 % del material del disco es gas y sólo el 1 % restante es polvo. Imaginemos que tenemos una partícula de polvo de cierto radio promedio s y densidad ρ_s , que se mueve con una velocidad v_s relativa a la velocidad local del gas. Veamos que sucede con este pequeño grano moviéndose entre el gas. Lo primero es que la interacción aerodinámica hace que el grano experimente fuerzas de arrastre por la fricción con el gas. La magnitud de dicho arrastre dependerá del régimen de flujo en el que se encuentre el grano y este a su vez depende simplemente de su tamaño.

■ Régimen de Epstein

Mientras el tamaño del grano sea menor al valor del camino libre medio de las moléculas de gas λ , el grano experimentará un arrastre en este régimen. La expresión para el arrastre puede derivarse teniendo en consideración la frecuencia de las colisiones entre los granos de polvo y las moléculas, que depende de factores como la sección eficaz, la velocidad relativa entre las partículas y la densidad [1]. Las moléculas se mueven con una velocidad térmica dada por:

$$v_T = \sqrt{\frac{8kT}{\pi\mu m_H}}. \quad (3.28)$$

Es posible calcular la frecuencia media de las colisiones entre el grano y las moléculas del gas, tanto por delante (gas a menor velocidad) como por detrás (gas a mayor velocidad):

$$\begin{aligned} f_+ &\approx \pi s^2 (v_T + v_s) \frac{\rho_g}{\mu m_H} \\ f_- &\approx \pi s^2 (v_T - v_s) \frac{\rho_g}{\mu m_H}. \end{aligned} \quad (3.29)$$

En general, la fuerza de arrastre en el régimen de Epstein es una función del área barrida por el grano, su velocidad y la velocidad del gas:

$$F_a = \frac{4\pi}{3} \rho_g s^2 v_T v_s. \quad (3.30)$$

Esta fuerza, obviamente, actúa en oposición al movimiento del grano.

■ Régimen de Stokes

A medida que el grano crece a través de colisiones completamente inelásticas con sus granos vecinos, su tamaño se hace más grande que la medida del camino libre medio de las moléculas del gas, $s > \lambda$. En este momento el régimen del fluido cambia y ahora puede ser tratado en términos de la mecánica clásica de fluidos. El arrastre en este régimen es llamado **arrastre de Stokes**. La fuerza experimentada por los granos en este régimen está relacionada con la presión más que con las colisiones y puede expresarse a partir de la ley de Stokes en términos de un coeficiente de arrastre C_a , que describe qué tan aerodinámica es una partícula que se mueve dentro de un fluido, y que depende básicamente de su forma:

$$F_a = \frac{C_a}{2} \pi s^2 v_s^2. \quad (3.31)$$

El arrastre experimentado depende del **número de Reynolds**, que para el caso de nuestro grano puede expresarse como:

$$R_e = \frac{2s v_s}{v_m}. \quad (3.32)$$

El coeficiente de arrastre puede expresarse entonces en términos del número de Reynolds:

$$\begin{aligned} C_a &\approx 24 R_e^{-1}, \quad R_e < 1,0 \\ C_a &\approx 24 R_e^{-0,6}, \quad 1,0 < R_e < 800,0 \\ C_a &\approx 0,44, \quad R_e > 800,0 \end{aligned} \quad (3.33)$$

Cuando se comparan ambos regímenes, el de Epstein y el de Stokes, se encuentra que la fuerza de arrastre es igual cuando los granos alcanzan un tamaño aproximado de $s = 9\lambda/4$, éste es el tamaño aproximado de transición entre los regímenes.

Asentamiento del polvo

Recordemos que toda esta interacción entre granos de polvo y gas se está dando al mismo tiempo que las partículas orbitan. A medida que los granos orbitan se acomodan tanto vertical como radialmente. El modelo más simple supone un disco sin turbulencia y un fluido laminar. De esta forma se puede analizar el proceso de acomodación del polvo. El acople entre el gas y el polvo del disco puede cuantificarse calculando una **escala de tiempo de fricción** para una partícula de masa m :

$$t_{fric} = \frac{mv_s}{F_a}. \quad (3.34)$$

Esta escala de tiempo mide cuánto se tarda el arrastre en modificar sustancialmente la velocidad del grano. Si expresamos la masa del grano en términos de su densidad, $m = (4/3)\pi s^3 \rho_s$, entonces el tiempo de fricción para el régimen de Epstein sería:

$$t_{fric} = \frac{\rho_s}{\rho_g} \frac{s}{v_T}. \quad (3.35)$$

Estos tiempos para las condiciones en el plano medio del disco a 1 ua son del orden de los segundos, lo que nos indica que el polvo está muy acoplado al gas. ¿Qué fuerzas están actuando sobre nuestro grano de polvo a una cierta altura sobre el plano medio del disco? Fundamentalmente actúa el arrastre, que ya analizamos antes, y la gravedad de la estrella. A una cierta altura sobre el plano medio, la fuerza de gravedad de la estrella tiene dos componentes, una radial y una vertical. La componente vertical empuja al grano de polvo hacia el plano medio del disco y puede expresarse como:

$$F_{g-z} = m\Omega^2 z. \quad (3.36)$$

El gas equilibra esta fuerza gravitacional vertical usando el gradiente de presión entre el plano medio y la superficie del disco, pero normalmente los granos no experimentan dicha presión. Los granos están experimentando entonces una fuerza de arrastre y una fuerza gravitacional hacia el plano medio del disco. El balance entre estas dos fuerzas nos da una idea de la velocidad con la que los granos caen hacia el plano medio. Al igualar F_a y F_{g-z} se obtiene que la velocidad de asentamiento de los granos es:

$$v_{as} = \frac{\rho_s}{\rho_g} \frac{s}{v_T} \Omega^2 z. \quad (3.37)$$

Así es posible también calcular la escala de tiempo de acomodación del polvo en el plano medio:

$$t_{as} = \frac{z}{v_{as}}. \quad (3.38)$$

Por ser esta velocidad de asentamiento el resultado de un balance de fuerzas en caída, se trata en realidad de una velocidad terminal. Vemos de acuerdo con la ecuación 3.37 que esta velocidad depende inversamente de la densidad del gas, lo que significa que los granos caen más rápidamente a grandes z donde la densidad es menor. En general, si se asume una variación de la densidad vertical del disco como la de la ecuación 3.14, el tiempo de asentamiento del polvo puede expresarse como:

$$t_{as} = \frac{2}{\pi} \frac{\Sigma}{\rho_s s \Omega} \exp^{-z^2/2H^2}. \quad (3.39)$$

Se esperaría que en ausencia de turbulencia el polvo se asentara cerca al plano medio del disco en un tiempo relativamente corto, $t_{as} \sim 10^5$ años. En realidad, la suposición de que no hay turbulencia no es correcta; además, el análisis de este tiempo de asentamiento no tiene en cuenta la

interacción de las partículas de polvo con otras partículas a su alrededor. Normalmente, los granos de polvo colisionan y se unen mientras se da el asentamiento. ¿Qué tan rápido crecen los granos por este proceso? En el modelo de Dullemond & Dominik (2005)[87] se analiza el caso de un sólo grano que se mueve a través de partículas más pequeñas mientras se asienta en el plano medio del disco. Si cada colisión es totalmente inelástica, el grano crecerá a una tasa que depende del material que barre a través de su sección eficaz:

$$\frac{dm}{dt} = \pi s v_{as} f \rho_g(z), \quad (3.40)$$

donde f es la razón entre polvo y gas en el disco ($\sim 0,01$). Al reemplazar la velocidad de asentamiento se obtiene: ,

$$\frac{dm}{dt} = \frac{3}{4} \frac{\Omega^2 f}{v_T} z m. \quad (3.41)$$

Obviamente la altura z varía a medida que el grano se asienta, por lo que la ecuación 3.41 no puede integrarse directamente, depende de la variación de la altura:

$$\frac{dz}{dt} = -\frac{\rho_s}{\rho_g} \frac{s}{v_T} \Omega^2 z. \quad (3.42)$$

Ahora estas dos ecuaciones acopladas pueden integrarse numéricamente y su solución nos brinda un modelo simple del aumento del tamaño-masa de un grano a medida que se asienta. Al incluir este modelo de crecimiento del grano, el tiempo de asentamiento se reduce a escalas de $t_{as} \sim 10^3$ años. El tamaño que alcanzan los granos para el momento en que se asientan cerca del plano medio es del orden de los milímetros. La turbulencia actúa sobre los granos de polvo evitando el asentamiento, manteniendo las partículas en suspensión (igual que las partículas de polvo suspendidas dentro de un cuarto por las corrientes de aire). Un análisis del caso de asentamiento con turbulencia se trata en el capítulo 4 de Armitage (2013) [1]. La conclusión más importante al incluir la turbulencia es que el tiempo de asentamiento aumenta y que los granos en realidad crecen más allá del orden de los milímetros antes de asentarse en el plano medio del disco.

Deriva radial

El gas en el disco normalmente es sostenido contra la gravedad por un gradiente de presión, por lo que se mueve aproximadamente en una órbita con velocidad sub-kepleriana. Esta velocidad puede expresarse en términos de la velocidad kepleriana v_k como:

$$v_{\phi,g} = v_k (1 - \eta)^{1/2}, \quad (3.43)$$

donde,

$$\eta = n \frac{c_s^2}{v_k^2},$$

es la razón entre la velocidad del sonido local y la velocidad kepleriana. En discos delgados, $n = 3$ y $v_{\phi,g} \simeq 0,996 v_k$, apenas un poco menor que la velocidad kepleriana.

Pensemos ahora qué implica esta rotación sub-kepleriana del gas para los granos de polvo embebidos en el disco. Las partículas sólidas pequeñas se encuentran aerodinámicamente ligadas al gas, por lo que su velocidad es prácticamente la misma. Al poseer una velocidad menor a la

velocidad orbital, las partículas caen en espiral hacia el centro. Partículas un poco más grandes pueden moverse a velocidades más cercanas a la kepleriana, por lo que sentirán la presencia del gas en forma de un viento frontal que las frena (arrastre), lo que significa pérdida de momento, y finalmente también caen hacia el centro. Un análisis de la velocidad a la que las partículas en el plano medio del disco derivan radialmente se encuentra en el capítulo 4 de Armitage (2013) [1]. Un modelo adicional para la deriva del polvo en $z \neq 0$ puede encontrarse en Takeuchi & Lin (2005) [227]. Si tenemos una partícula cuyas velocidades radial y azimutal son v_r y v_ϕ respectivamente, las ecuaciones de movimiento que incluyen las fuerzas de arrastre aerodinámicas pueden escribirse como [1]:

$$\begin{aligned}\frac{dv_r}{dt} &= \frac{v_\phi^2}{r} - \Omega_k^2 r - \frac{1}{t_{fric}} (v_r - v_{r,g}) \\ \frac{d(r v_\phi)}{dt} &= -\frac{r}{t_{fric}} (v_\phi - v_{\phi,g}).\end{aligned}\tag{3.44}$$

Después de algo de álgebra y algunas consideraciones [1], la velocidad de deriva radial de una partícula puede expresarse en términos de un tiempo adimensional τ_{stop} llamado **tiempo de parada**:

$$\tau_{stop} = t_{fric} \Omega_k,\tag{3.45}$$

La velocidad de deriva radial es entonces:

$$v_r = \frac{\tau_{stop}^{-1} v_{r,g} - \eta v_k}{\tau_{stop} + \tau_{stop}^{-1}}.\tag{3.46}$$

Por simplicidad, se asume que $v_{r,g} \ll v_r$, lo que es razonable para partículas que experimentan un rápido decaimiento orbital [47]. Teniendo esto en cuenta, la razón entre la velocidad de deriva radial y la velocidad kepleriana puede expresarse como:

$$\frac{v_r}{v_k} = \frac{-\eta}{\tau_{stop} + \tau_{stop}^{-1}}.\tag{3.47}$$

Hay un par de casos especiales que dependen del tamaño de las partículas. El primero, en que las partículas son pequeñas y se encuentran ligadas fuertemente al gas ($s < cm$), el tiempo de parada $\tau_{stop} \ll 1$ y la deriva radial ocurre a una velocidad:

$$v_r \approx v_{r,g} - \eta \tau_{stop} v_k\tag{3.48}$$

Para partículas mucho más grandes ($s > m$), $\tau_{stop} \gg 1$, la deriva radial decrece linealmente con el tiempo de parada. En partículas de tamaño intermedio ($10\text{ cm} < s < 1\text{ m}$), $\tau_{stop} \simeq 1$ y la velocidad de deriva radial alcanza un valor máximo que depende de parámetros como el gradiente de presión y la densidad:

$$v_{r,max} \simeq -\frac{1}{2} \eta v_k\tag{3.49}$$

El valor de esta velocidad máxima se modela numéricamente y depende de parámetros como la densidad superficial, la razón H/r , η y la razón v_r/v_k en función del tiempo de parada. Por ejemplo, en un disco con $\Sigma_s = 10^2 \text{ g cm}^{-2}$, $H/r = 0,05$ a una distancia de 5 AU, la velocidad de deriva máxima se alcanza para objetos de $s \simeq 20 \text{ cm}$ [1]. Si se calcula el tiempo de deriva $t_{der} = r/v_{r,max}$, puede verse que en las regiones internas del disco, donde se forman planetas, el tiempo de deriva radial ¡es muy corto!, $\sim 10^3$ años o menos. Este resultado tiene algunas implicaciones importantes:

- **La formación de planetesimales debe ocurrir rápidamente.** Si el crecimiento de planetesimales de tamaños de centímetros a metros no sucede rápidamente, la mayoría del material terminará cayendo a la estrella.
- **El material sólido del disco se redistribuye.** El flujo radial de partículas sólidas en un tiempo menor al tiempo de vida del disco no ocurre necesariamente cuando se alcanza el máximo de velocidad de deriva, sucede en objetos que todavía no alcanzan el tamaño para la velocidad máxima. Esto significa que en ciertos lugares del disco el material sólido se disipa, o se hace menos denso en comparación con el gas.

La dependencia de la velocidad radial del tamaño de las partículas introduce una velocidad relativa entre partículas de diferentes tamaños, lo que producirá efectivamente colisiones y posiblemente crecimiento de los planetesimales. La tasa de aumento de la masa de los que se acretan durante su deriva radial puede expresarse como [1]:

$$\frac{dm}{dt} = \pi s^2 v_r f \rho_0. \quad (3.50)$$

Aquí f es la razón polvo/gas en el disco y ρ_0 es la densidad de gas en el plano medio. Si se compara el tiempo de crecimiento $t_{crec} = m/(dm/dt)$ con el tiempo de deriva radial $t_{der} = r/v_r$, se encuentra que este $t_{crec} < t_{der}$ para partículas con un tamaño:

$$s \leq \frac{3f}{4\sqrt{2}\pi} \left(\frac{H}{r}\right)^{-1} \frac{\Sigma_s}{\rho_s}. \quad (3.51)$$

Para valores típicos de los parámetros, $\Sigma_s = 10^3 \text{ g cm}^{-2}$, $f = 0,1$, $\rho_s = 3 \text{ g cm}^{-3}$, $H/r = 0,05$, en las regiones internas del disco, se encuentra que este tamaño mínimo es del orden de $s \sim 2 \text{ m}$. La formación de los planetesimales es uno de los aspectos más importantes y menos comprendidos de la formación planetaria. Los modelos planteados desde hace años han logrado entender relativamente bien el proceso que lleva de granos de polvo y de hielos hasta tener partículas del orden de los milímetros. Básicamente, los granos se agrupan y acumulan a través de lentas colisiones. Sorprendentemente, la escala de tiempo para la acumulación y el crecimiento hasta los milímetros es muy corta, $10^3 - 10^4$ años en las regiones internas del disco.

El crecimiento más allá de los centímetros, y especialmente hasta los metros presenta mucha incertidumbre, debido principalmente a la rápida deriva radial de los objetos a esta escala, lo que significa que el crecimiento hasta alcanzar los kilómetros debe ser rápido, en escalas de tiempo del orden de 10^5 años a través de toda la extensión del disco. La pregunta abierta es si el crecimiento es posible en escalas de tamaño intermedias dadas las altas velocidades de colisión dentro de discos turbulentos. La segunda opción es que las inestabilidades gravitacionales formen planetesimales rápidamente a partir de objetos mucho más pequeños, pasando por alto muchas de las escalas para las cuales el crecimiento por colisión es de lo más incierto. Los modelos modernos plantean regiones de ondas de presión donde los granos se acumulan, lo que permite la interacción, la acreción y el rápido crecimiento hasta alcanzar planetesimales y planetoides. El problema con

esta clase de modelos es si la densidad de partículas puede alcanzar los valores necesarios para desencadenar el colapso de material y la formación de objetos grandes.

Nuestra ignorancia sobre cómo se forman los planetesimales no debería entorpecer la observación de que el proceso de su formación, al menos en el Sistema Solar, parece haberse dado de forma vigorosa. Objetos de diversas composiciones, descendientes de los planetesimales originales, se encuentran desde Mercurio, a 0.4 ua, hasta el Cinturón de Kuiper, a unas 47 ua. Por lo tanto, parece lógica la hipótesis de que los planetesimales se formaron rápidamente a lo largo de todo el disco que dio origen a nuestro sistema planetario. Ahora podremos estudiar cómo esos planetesimales crecen hasta convertirse en cuerpos más grandes, como planetas terrestres y núcleos de planetas gigantes.

3.3.2 Formación de planetas terrestres

Los granos de polvo dentro del disco están conformados principalmente por silicatos. Más allá de la línea de hielos, el agua y otros volátiles se congelan y se pegan a los granos de polvo, aumentando el tamaño y la cantidad de material sólido disponible para formar planetesimales. El proceso por el cual los granos se aglomeran y se acretan no se conoce muy bien. Se han hecho innumerables experimentos en el laboratorio y modelos numéricos en los que pequeñas partículas se van acretando por colisiones a baja velocidad y permanecen unidas por fuerzas de van der Waals. Sin embargo, las condritas nos cuentan una historia diferente. Las condritas encontradas en los meteoritos nos dicen que probablemente los agregados de granos de polvo se fusionan muy rápido, antes de ser agregados en objetos más grandes. Los agregados de granos deben formarse a través de colisiones completamente inelásticas de baja energía. Como se explicó en la sección 3.3.1, los granos están acoplados al gas, y su dinámica depende fundamentalmente de su tamaño. El proceso de asentamiento y de deriva favorece las colisiones, y vimos cómo los granos pueden alcanzar tamaños de centímetros en periodos de tiempo del orden de $\sim 10^4$ años. El crecimiento de centímetros a metros y luego a kilómetros es la etapa menos clara del proceso. Recordemos que a estas escalas el tiempo de deriva se hace pequeño y la velocidad de deriva radial es máxima. A este problema se le conoce como la **barrera del metro**.

Existen dos modelos de crecimiento de los planetesimales a esta escala, el primero supone que el disco es no turbulento, y las partículas sólidas simplemente se acumulan cerca del plano medio en una capa donde las inestabilidades gravitacionales acaban por juntarlas. El segundo modelo considera la turbulencia y la acreción se da por colisiones sucesivas. El problema radica ahora en la física de dichas colisiones, además está el problema de la deriva, por lo que las partículas deben crecer rápidamente antes de que su órbita decaiga y terminen cayendo a la estrella. Una vez los objetos han alcanzado tamaños de ~ 1 km, la gravedad empieza a ser importante.

Física de las colisiones

Cuando los objetos son pequeños, los efectos de la gravedad pueden ignorarse, por lo que las colisiones sólo dependerán de la sección eficaz del cuerpo. Sin embargo, un objeto más masivo empezará a afectar las trayectorias de objetos más pequeños, y como resultado su sección eficaz aumenta. A este efecto se le conoce como **enfoco gravitacional** (*gravitational focusing* en inglés). La interacción gravitacional y la posible colisión dependerán entonces del tamaño de los cuerpos y de sus velocidades relativas. La sección eficaz para las colisiones estaría dada por [1]:

$$\Gamma = \pi R_s^2 \left(1 + \frac{v_{esc}^2}{v^2} \right), \quad (3.52)$$

donde R_s es la suma de los radios de los objetos y v es la velocidad relativa promedio entre ellos. El término entre paréntesis representa el aumento en la sección eficaz para la colisión y es llamado el **factor gravitacional**, v_{esc} es la velocidad de escape justo en el punto de contacto de la colisión:

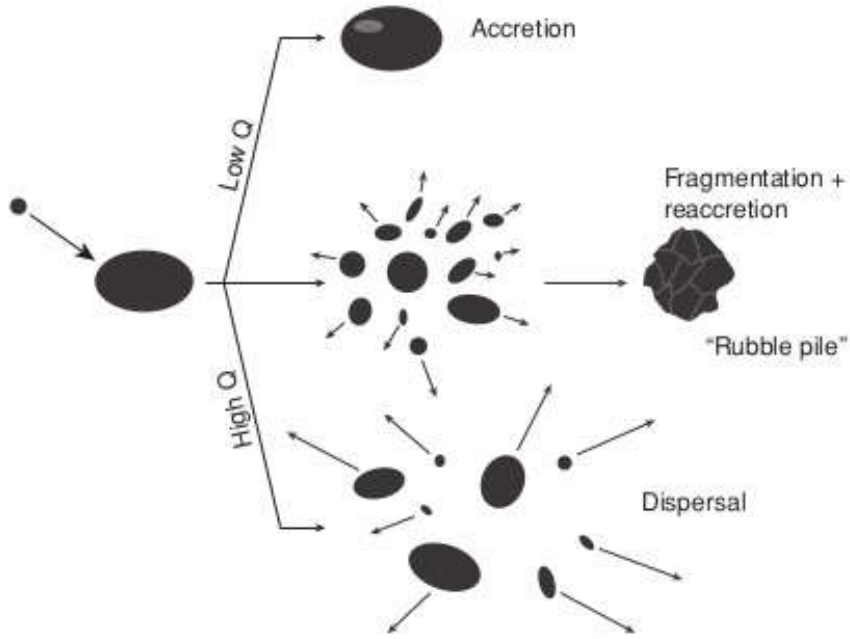


Figura 3.7: Energía de las colisiones: La acreción se da solo a bajas energías. Créditos: Philip Armitage, *Astrophysics of planetary formation*, [48].

$$v_{esc} = \left(\frac{2G(m_1 + m_2)}{R_1 + R_2} \right)^{1/2}. \quad (3.53)$$

En un disco donde las velocidades relativas sean pequeñas ($v \ll v_{esc}$), los planetesimales crecerán mucho más rápido. La energía de las colisiones determina el destino de los planetesimales. Las colisiones a baja energía producirán la acreción, mientras que las colisiones a muy alta velocidad romperán y dispersarán el material (ver Figura 3.7). La dispersión requiere que las velocidades de los fragmentos después del choque sean mayores a la velocidad de escape. Normalmente, la velocidad relativa entre los fragmentos es menor, especialmente las velocidades relativas a los objetos más grandes, por lo que estos tienden a acretar los pedazos más pequeños. Un modelo simple de crecimiento de los planetesimales calcula la tasa de crecimiento en función del factor gravitacional [11]:

$$\frac{dM}{dt} = \rho_p v \pi R^2 F_g. \quad (3.54)$$

Aquí $\rho_p \simeq \Sigma_p / (2H_p)$, es la densidad de planetesimales, $H_p \simeq v / \Omega$ es la escala vertical del enjambre de planetesimales y F_g es el factor gravitacional:

$$F_g = 1 + \left(\frac{v_{esc}}{v} \right)^2. \quad (3.55)$$

En estas condiciones el tamaño de los planetesimales aumenta linealmente como [1]:

$$\frac{dR_p}{dt} = \frac{\sqrt{3}}{8} \frac{\Sigma_p \Omega}{\rho_p} F_g. \quad (3.56)$$

Crecimiento desbocado y crecimiento oligárquico

A medida que el planetesimal crece, la v_{esc} se hace mucho más grande que v , por lo que el factor gravitacional cambia:

$$F_g \simeq \left(\frac{v_{esc}^2}{v^2} \right) = \frac{2GM}{v^2 R_p}, \quad (3.57)$$

así, la tasa de crecimiento sería:

$$\frac{dM}{dt} = \frac{\sqrt{3}\pi G \Sigma_p \Omega}{v^2} M R_p. \quad (3.58)$$

En este régimen, los objetos más masivos crecen más rápido, a este fenómeno se le conoce como **crecimiento desbocado** (*runaway growth*). Los embriones de planeta que crecen desbocados, crecen tan rápidamente respecto a los planetesimales que los rodean, que su F_g puede alcanzar valores de 10^3 , aunque la interacción con los demás objetos (N-Cuerpos) en realidad no permite que F_g alcance valores tan altos. A medida que los embriones alcanzan sus máximos valores de F_g , los embriones más grandes tardan más en doblar su masa que los más pequeños que se encuentran en medio de su crecimiento desbocado. A esta etapa de rápida acreción por parte de los embriones más grandes se le llama **crecimiento oligárquico** (*oligarchic growth*).

La acreción de planetesimales requiere velocidades relativas bajas. La zona de alimentación del embrión, donde éste puede afectar gravitacionalmente los objetos pequeños y acretarlos, está determinada por su radio de Hill, dado en términos del radio orbital a :

$$r_H = \left(\frac{M_p}{3M_*} \right)^{1/3} a. \quad (3.59)$$

Ésta es la distancia a la cual el protoplaneta domina la interacción gravitacional con un objeto pequeño, por encima de la gravedad que le ejerce la estrella. Los embriones literalmente luchan gravitacionalmente por los planetesimales contra su estrella. A una distancia de unos 3.5 radios de Hill, los planetesimales eventualmente serán afectados por la gravedad del embrión, de tal forma que finalmente podrán ser acretados. A este anillo de radio $\Delta a \simeq 3,5 r_H$ se le conoce como **zona de alimentación** (*feeding zone*). La zona de alimentación en Armitage, (2013), es un poco más pequeña, $\Delta a \simeq 2,3 r_H$ [1].

Masa de aislamiento

El crecimiento del embrión dentro del enjambre de planetesimales eventualmente se ve limitado por la cantidad de objetos disponibles, que además ingresen en la zona de alimentación. Por otro lado, los planetesimales sufren cambios en su dinámica orbital, por lo que las velocidades relativas, v , pueden cambiar, reduciendo el factor gravitacional, F_g . Finalmente, la densidad de planetesimales disponible, Σ_p , también disminuye debido al proceso de acreción.

Es posible estimar la masa máxima que un embrión de planeta puede alcanzar durante su crecimiento desbocado y luego oligárquico a medida que se acaban los planetesimales en su zona de alimentación. Ésta masa asintótica se conoce como **masa de aislamiento** (*isolation mass*) [1]:

$$M_{iso} = \frac{8}{\sqrt{3}} \pi^{3/2} C^{3/2} M_*^{-1/2} \Sigma_p^{3/2} a^3. \quad (3.60)$$

Si se calcula la masa de aislamiento en la región de formación de los planetas terrestres, tomando $a = 1$ AU, $\Sigma_p = 10 \text{ g cm}^{-2}$, alrededor de una estrella de masa solar y con $C = 2\sqrt{3}$ (éste

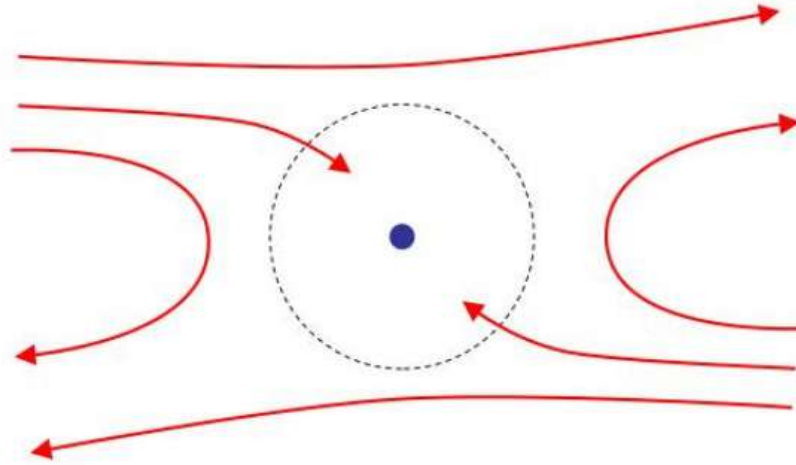


Figura 3.8: Zona de alimentación de un embrión de planeta.

valor está relacionado con el tamaño de la zona de alimentación, $\sim 3,5$ [1]), podemos ver que los embriones de planetas a esta distancia alcanzan $M_{iso} \simeq 0,07 M_{\odot}$. Por otro lado, si tomamos las condiciones del disco a una distancia de $a = 5$ AU, la $M_{iso} \simeq 9 M_{\odot}$. Estos resultados son acordes con los modelos de formación y con los cálculos teóricos sobre la masa de los núcleos de planetas gigantes.

Etapas finales de formación

Todo lo expuesto hasta ahora nos brinda una idea de la física asociada con los procesos de acreción y la formación temprana de planetoides a partir de un disco repleto de planetesimales. Haciendo una síntesis, podríamos concluir que se tienen dos fases de la acreción, de acuerdo con Armitage (2013) [1]:

- **Crecimiento desbocado:** Al principio todos los objetos son pequeños, por lo que la velocidad relativa promedio, v , se establece como resultado de un equilibrio entre la agitación (interacción) entre los mismos planetesimales y la amortiguación por el arrastre con el gas. La influencia combinada de la fricción dinámica y el enfoque gravitacional da como resultado el crecimiento desbocado de una pequeña fracción de planetesimales.
- **Crecimiento oligárquico:** El crecimiento desbocado termina cuando la tasa de agitación de los planetesimales por parte de los cuerpos más grandes excede la tasa de autoagitación entre los mismos planetesimales. El aumento resultante en la fuerza de la agitación equilibra la excentricidad y la inclinación de las órbitas de los planetesimales, reduciendo la sección transversal que había sido aumentada por el enfoque gravitacional de los protoplanetas. En este estado, la tasa de crecimiento de los protoplanetas sigue superando la de los planetesimales, pero el dominio es local. En todo el disco muchos objetos grandes crecen a tasas similares consumiendo planetesimales dentro de sus propias zonas de alimentación.

Todo este proceso de formación de protoplanetas sucede en tiempos relativamente cortos, del orden de 0.01 - 1 Myr, y resulta en la formación de $10^2 - 10^3$ objetos de tamaño planetario en las zonas internas del disco. La masa de estos protoplanetas puede alcanzar 0.01 - 0.1 $M_{\odot}$, comparables

con la masa de la Luna o de Mercurio, pero en realidad ¡todavía no son planetas! La etapa final de formación de los planetas rocosos empieza cuando los protoplanetas han terminado de barrer sus zonas de alimentación de planetesimales y sus interacciones empiezan a desequilibrar sus excentricidades y sus inclinaciones. Ahora los protoplanetas comienzan a afectarse gravitacionalmente, a colisionar y dispersar a los objetos más pequeños hacia regiones más externas del disco. Las simulaciones de N-cuerpos que se han hecho sobre estas etapas finales muestran que las interacciones ahora son más lentas y los tiempos pueden alcanzar del orden de 10^7 años.

Dado que ahora el disco es un sistema de N-cuerpos, su evolución dinámica es caótica y dependerá en gran medida de las condiciones iniciales. Si se toman valores razonables para la densidad superficial del disco, en el Sistema Solar interior los modelos parecen con una buena aproximación a las propiedades de los planetas terrestres, y esto da confianza en que el modelo básico de colisiones es el apropiado para entender el crecimiento de planetas como la Tierra.

En el caso de los sistemas planetarios extrasolares, es necesario extender el rango de parámetros de los modelos, aunque la física sigue siendo la misma. En principio la existencia de planetas terrestres depende fuertemente de la densidad superficial de objetos sólidos, Σ_p , y se entiende que este parámetro especialmente determina la formación de planetas terrestres, así como los núcleos de los gigantes y las regiones en las cuales éstos se formarían. Adicionalmente los tipos y masas de los planetas también dependen de la masa de la estrella, las propiedades del disco y de la formación o no de planetas gigantes gaseosos y sus interacciones con los planetas terrestres. La evolución dinámica de los diferentes sistemas planetarios implica también profundas consecuencias al momento de pensar en la abundancia de planetas habitables en nuestra galaxia. Esta es una de las principales razones por las cuales hemos encontrado tantas arquitecturas diferentes entre los sistemas planetarios.

En un reciente trabajo basado en la síntesis de planetas y en las observaciones de sistemas extrasolares, Emsenhuber et.al (2023) [95] plantean la existencia de cuatro clases de sistemas planetarios. La Clase I está compuesta principalmente de planetas terrestres y de planetas helados, ordenados composicionalmente de acuerdo al lugar donde se formaron dentro del disco. La Clase II está formada casi completamente por sub-Neptunos migrados. La Clase III está formada por planetas mixtos de baja masa y gigantes; a esta clase pertenecería el Sistema Solar, y finalmente la Clase IV está conformada por planetas gigantes dinámicamente activos con núcleos de baja masa. Estas cuatro clases surgen de distintas vías de formación y se caracterizan por diferentes escalas de masa. Un resultado interesante de este trabajo es que estadísticamente los sistemas planetarios más comunes no se parecen a nuestro Sistema Solar, en realidad los más comunes están conformados por planetas con tamaños y masas similares, organizados en sistemas muy compactos en lo que han llamado **guisantes en una vaina**, (*peas in a pod*). Un ejemplo perfecto de este tipo de sistemas es **Trappist-1**, que contiene 7 planetas pequeños de tipo terrestre empaquetados en órbitas muy cercanas alrededor de una enana roja fría de $0.09 M_{\odot}$ a unos 41 años luz de nuestro Sistema Solar [0].

3.3.3 Formación de planetas gigantes

Los gigantes gaseosos son planetas únicos, poco comunes en realidad, pero de los cuales nuestro Sistema Solar posee dos, Júpiter y Saturno. Entender los procesos por los cuales se forman estos gigantes implica entender la dinámica de los objetos sólidos embebidos en el disco de gas. Se han planteado dos hipótesis diferentes para explicar la formación de planetas gigantes gaseosos. La primera hipótesis, conocida como la **acreción de núcleos**, comienza con la formación de un núcleo de roca y hielo a través de los mismos procesos de la formación de planetas terrestres, que después de alcanzar una cierta masa crítica inicia el proceso rápido de adquisición de una envoltura de gas. La segunda hipótesis, conocida como el modelo de **inestabilidad del disco**, se basa en suponer que el disco protoplanetario es lo suficientemente masivo como para generar inestabilidades que surgen

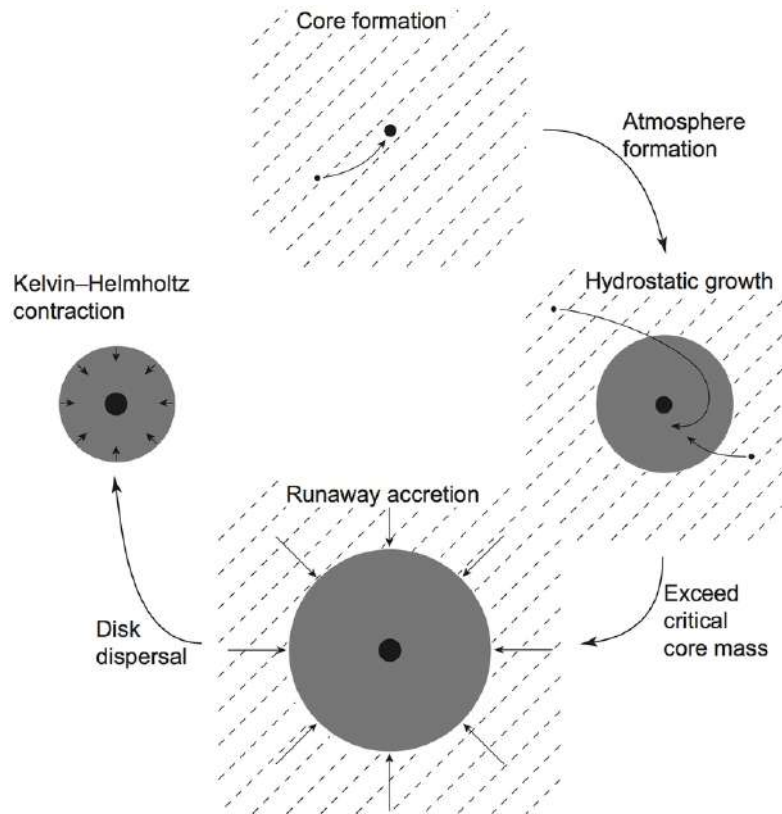


Figura 3.9: Fases de formación de un planeta gigante gaseoso. Créditos: Philip Armitage, *Astrophysics of planetary formation*, [48].

de su propia gravedad, y que el resultado de estas inestabilidades es el colapso y la fragmentación de partes del disco que darán como resultado la formación de planetas masivos.

La escala de tiempo para la formación de planetas gigantes en el modelo de acreción de núcleos, depende de la rapidez con que el núcleo pueda formarse y de la rapidez con que el gas de la envoltura puede enfriarse y acumularse sobre el núcleo. En la teoría de la inestabilidad del disco, los planetas gigantes se forman rápidamente a través de la fragmentación gravitatoria de un disco protoplanetario inestable. La fragmentación requiere que el disco pueda enfriarse en una escala de tiempo relativamente corta, comparable a la escala de tiempo orbital. Si estas condiciones en realidad pueden darse o no dentro de los discos, sigue siendo un problema sin resolver. Es muy probable, por ejemplo, que los gigantes del Sistema Solar se formaran a través de la acreción de núcleos, mientras que la inestabilidad gravitacional pudo haber producido la población de planetas masivos a grandes radios orbitales en algunos de los sistemas extrasolares que se han descubierto.

Acreción de núcleos

Ésta hipótesis requiere que un planetóide en una cierta región del disco crezca a partir de colisiones cuerpo a cuerpo, lo suficientemente rápido como para alcanzar una masa crítica antes de que el disco de gas se disipe. Una vez alcanzada dicha masa, el núcleo genera una inestabilidad hidrodinámica que da como resultado el inicio de una rápida acumulación de gas. La masa crítica del núcleo suele ser del orden de las $10 M_{\oplus}$. El resultado final es un planeta en gran parte gaseoso, pero con elementos pesados que se asemeja cualitativamente a Júpiter o Saturno. Podemos dividir el proceso de formación por este mecanismo en cuatro fases:

- **Acreción del núcleo:** Se forma un planetóide por el mismo proceso de colisiones que forma

los planetas terrestres, con la diferencia de que estos núcleos son ricos en hielos, se forman lejos de la estrella y son mucho más masivos (ver sección 3.3.2). El núcleo alcanza una masa suficiente que le permite retener grandes cantidades de gas a modo de una atmósfera gruesa.

- **Crecimiento Hidrostático:** La envoltura de gas sobre el núcleo se encuentra inicialmente en equilibrio hidrostático. Las colisiones con planetesimales liberan energía que se suma a la contracción gravitacional, por lo que la envoltura debe disipar dicha energía en el disco. Tanto el núcleo como la envoltura de gas crecen, hasta que el núcleo alcanza una masa crítica.
- **Crecimiento desbocado:** Una vez el núcleo alcanzó la masa crítica, se desencadena un proceso de acreción exponencial y la tasa de crecimiento de la envoltura ahora depende de la interacción del planeta en formación con el disco. Es durante esta etapa que los planetas alcanzan a acretar del orden de cientos a miles de $M_{\oplus}$ de gas en una escala de tiempo $\sim 10^5$ años.
- **Final de la acreción:** Eventualmente, la reserva de gas del disco se acaba, esto debido a dos fenómenos: la disipación del material del disco y la creación de una brecha en el disco debido a la acreción por parte del gigante. La acreción de gas se detiene, y el planeta inicia una fase de enfriamiento y lenta contracción conocida como **contracción de Kelvin-Helmholtz**.

Es posible estimar las masas que determinan la transición entre las diferentes fases. La condición mínima que debe cumplir el núcleo para mantener una envoltura de gas es que su velocidad de escape, v_{esc} , supere a la velocidad del sonido en el gas en términos del espesor del disco y la velocidad kepleriana, $c_s = (H/r)v_K$. Si la $v_{esc} > c_s$, entonces la masa crítica puede expresarse como:

$$M_p > \left(\frac{3}{32\pi} \right)^{1/2} \left(\frac{H}{r} \right)^3 \frac{M_*^{3/2}}{\rho_p^{1/2} a^{3/2}}, \quad (3.61)$$

donde ρ_p es la densidad del núcleo y a es la distancia orbital. En realidad ésta masa ¡es muy pequeña! Si se calcula el caso para un núcleo de hielo a una distancia de 5 AU, alrededor de una estrella de tipo solar, puede verse que dicho núcleo podría sostener ya una envoltura de gas con una $M_p \sim 10^{-4} M_{\oplus}$. En realidad, esta pequeña capa de gas no podría considerarse dinámicamente importante, hasta que alcance una masa que sea una fracción significativa de la masa del planeta. Es posible entonces calcular cual debería ser la masa del núcleo, de tal forma que $M_{env} > \epsilon M_p$:

$$M_p > \left(\frac{3}{4\pi\rho_p} \right)^{1/2} \left(\frac{c_s^2}{G} \right)^{3/2} \left[\ln \frac{\epsilon\rho_p}{\rho_0} \right]^{3/2}, \quad (3.62)$$

donde ρ_0 es la densidad del disco en el plano medio del disco (ver ecuación 3.15). Dado que la masa crítica depende de la velocidad, c_s , y ésta a su vez decrece con la distancia, los núcleos que se forman más lejos pueden iniciar la acreción de gas alcanzando masas menores. Un cálculo rápido de la masa necesaria para un núcleo de hielo a 5 AU, tomando $\rho_0 = 2 \times 10^{-11} \text{ g cm}^3$ y $c_s = 7 \times 10^4 \text{ cm s}^{-1}$, para $\epsilon = 0,1$, nos da como resultado $M_p > 0,2 M_{\oplus}$. En comparación, a una distancia de 1 AU, donde $\rho_0 = 6 \times 10^{-10} \text{ g cm}^3$ y $c_s = 1,5 \times 10^5 \text{ cm s}^{-1}$, un planetóide rocoso necesitaría $M_p > 1,0 M_{\oplus}$ antes de poder sostener una envoltura de gas significativa.

Crecimiento de los gigantes

Para describir el crecimiento de un planeta gaseoso, se requiere modelar la solución de envoltura hidrostática para que evolucione en el tiempo. Lo que se supone en los modelos es que la masa del

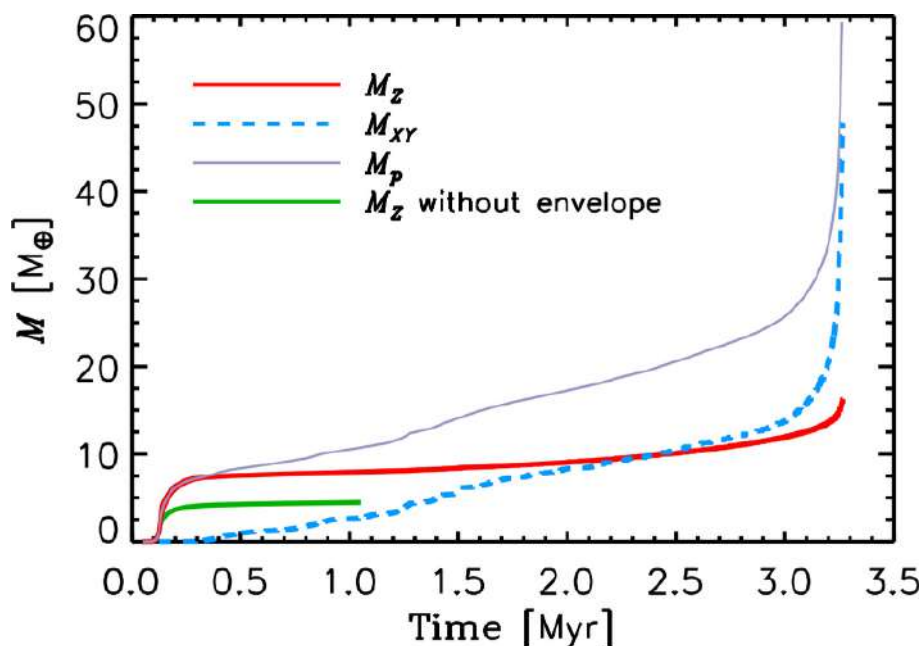


Figura 3.10: Crecimiento de Júpiter en el tiempo según el modelo de D'Angelo et al. (2021). M_Z (rojo) es la masa del núcleo, M_{XY} (azul punteada) es la masa de la envoltura de gas acretada, M_P (gris) es la masa total del planeta. La masa del núcleo y la envoltura son iguales en $t = 2.38$ Myr, $M_Z = M_{XY} = 9.8 M_\oplus$. Créditos: D'Angelo et al. *Growth of Jupiter: Formation in disks of gas and solids and evolution to the present epoch*, [78].

planeta, la tasa de acreción del núcleo y la masa de la envoltura de gas, varían muy lentamente, de tal forma que el sistema siga estando en equilibrio hidrostático.

El primer modelo de crecimiento de planetas gigantes puede encontrarse en el trabajo de Pollack et al. (1996) [188], que modeló la formación y crecimiento de Júpiter desde un núcleo a unas 5.2 ua. Un modelo más actual es del D'Angelo et al. que puede verse en la figura 3.10 [78]. De acuerdo con este modelo, Júpiter creció en tres etapas:

- **Crecimiento del núcleo:** El núcleo se acreta rápidamente, durante los primeros cientos de miles de años, hasta alcanzar una masa de un poco más de $7 M_\oplus$. Durante este tiempo, la envoltura de gas es pequeña. Esta fase termina cuando el núcleo alcanza la masa de aislamiento.
- **Crecimiento hidrostático:** Una vez el núcleo ha alcanzado la masa de aislamiento, se inicia la acreción lenta de gas (equilibrio hidrostático). El núcleo, mientras tanto, continúa acretando planetesimales a una tasa mucho más baja. Esta etapa se prolonga durante unos ≈ 2.5 Myr.
- **Crecimiento desbocado:** Finalmente, cuando $M_{XY} > M_Z$, la acreción de gas aumenta exponencialmente, hasta ser limitada por la disponibilidad de material en el disco.

El modelo de D'Angelo et al. difiere de modelos más modernos, especialmente en las escalas de tiempo y en las consideraciones sobre la diferenciación interior del planeta. Después de los resultados obtenidos por la misión JUNO, los modelos tanto del interior como de la evolución de Júpiter han tenido que ser reevaluados. Los datos de JUNO muestran que el interior de Júpiter es más complejo de lo que se consideraba anteriormente. Según un reciente trabajo de Helled et al. (2022) [113], al parecer, el núcleo del gigante gaseoso es más grande de lo que se pensaba y puede

alcanzar incluso hasta un 30 % de la masa del planeta (anteriormente se consideraba un 10 %). Este núcleo más grande implica también que el tiempo de formación y crecimiento del gigante no debió ser mayor a unos 2 Myr. En el trabajo de D'Angelo et al. [78] el tiempo de acreción del núcleo hasta alcanzar unas $18 M_{\oplus}$, es del orden de 3.4 Myr, mientras el planeta acreta unas $50 M_{\oplus}$ de gas. Los datos obtenidos por las sondas espaciales, como *JUNO*, son de vital importancia al momento de inferir las posibles estructuras internas de los planetas y sus modelos de formación y evolución.

Inestabilidad gravitacional

La diferencia fundamental del modelo de inestabilidad gravitacional con el modelo de acreción de núcleos es que, mientras en el proceso de acreción el disco es simplemente una entidad sin mucha trascendencia en el proceso, en el caso de la inestabilidad, la gravedad del disco y su dinámica juegan un papel principal en la formación de los planetas. Se requiere que el disco cumpla con ciertas condiciones mínimas para que el gas del disco se haga inestable bajo su propia gravedad. Estas condiciones incluyen, por ejemplo, que la razón entre la masa del disco y la masa de la estrella sea mayor o igual al espesor del disco:

$$\frac{M_{disc}}{M_*} \geq \frac{H}{r}. \quad (3.63)$$

Por otro lado, la densidad superficial del disco también debe cumplir con un valor local:

$$\Sigma \geq 3,8 \times 10^3 \left(\frac{Q_{crit}}{1,5} \right)^{-1} \left(\frac{H/r}{0,05} \right) \left(\frac{r}{5 AU} \right)^{-2} g cm^{-2}. \quad (3.64)$$

El parámetro adimensional Q_{crit} establece el valor mínimo a partir del cual puede darse la inestabilidad gravitacional:

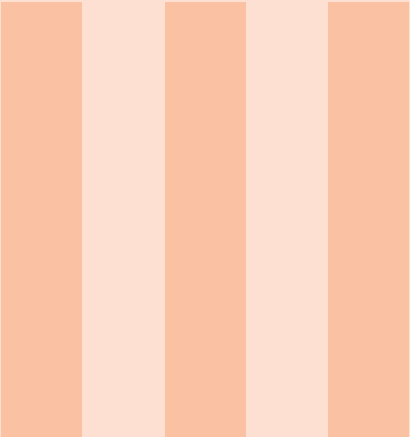
$$Q = \frac{c_s \Omega}{\pi G \Sigma} < Q_{crit}, \quad (3.65)$$

con $1 < Q_{crit} < 2$. Estas condiciones nos indican que las masas de los discos con inestabilidades deben ser mucho mayores que las masas típicas de los modelos tradicionales; de hecho, sus masas deben ser al menos un orden de magnitud mayor que la MMSN ($\sim 0,1 M_*$). Aunque se cumpla la condición de que $Q < Q_{crit}$, esto no garantiza la subsiguiente fragmentación del disco que conllevaría a la formación de planetas. Se requiere, además, que se dé un transporte eficiente de momento angular, de tal forma que haya flujo del material hacia el interior del disco. Por otro lado, los procesos de acreción causan, en general, calentamiento del disco, lo que eleva el valor de Q y disminuye el potencial de la inestabilidad.

Existen entonces dos caminos para que el disco se haga inestable: 1). Un aumento en la densidad superficial y 2). Una disminución de la temperatura en el plano medio que disminuya el valor de c_s . Las inestabilidades dependerán entonces de los cambios en la densidad superficial balanceados con los cambios en la temperatura del disco. Los primeros dependen de la viscosidad (recordar el criterio de Shakura&Sunyaev), los segundos dependerán de la tasa de radiación térmica del disco. Así, las posibles inestabilidades gravitacionales dependen de la escala de tiempo de enfriamiento del disco.

Una vez que se cumplan los criterios de densidad superficial y de enfriamiento del disco, entonces puede presentarse el fenómeno de fragmentación. Sin embargo, el cumplimiento de todas las condiciones, un bajo Q , una sobredensidad superficial y un tiempo de enfriamiento corto, no es sencillo. Es por esto que el modelo de inestabilidad gravitacional apenas es plausible en discos muy masivos y a distancias muy grandes de las estrellas, entre 50 y 100 ua. En las regiones interiores del

disco, a menos de 10 ua, la fragmentación del disco no es posible, dado que la tasa de enfriamiento es muy baja. Los modelos de inestabilidad gravitacional requieren todavía mucho trabajo; sin embargo, proporcionan una vía alternativa para los procesos de formación planetaria, especialmente cuando se comparan con los procesos de formación y con los planetas extrasolares descubiertos hasta ahora.



El Interior de los Planetas

4	¿De qué estamos hechos?	87
4.1	Historia de la Tierra	
4.2	Las rocas y lo que nos cuentan	
4.3	La escala de tiempo geológico	
4.4	¿Por qué nuestro planeta es especial?	
4.5	Los elementos químicos	
5	Interior de los Planetas	125
5.1	¿Cómo conocemos el interior de la Tierra?	
5.2	La diferenciación del interior	
5.3	Ecuaciones y propiedades mecánicas y térmicas del interior	
5.4	El interior de otros planetas	
6	Procesos internos de los planetas ...	147
6.1	Tectónica	
6.2	Tectónica en otros mundos	
6.3	Vulcanismo Planetario	
6.4	Volcanes en el Sistema Solar	



4. ¿De qué estamos hechos?

El número de todos los átomos que componen el mundo es, aunque desmesurado, finito, y sólo capaz como tal de un número finito, aunque desmesurado también, de permutaciones. En un tiempo infinito, el número de las permutaciones posibles debe ser alcanzado, y el universo tiene que repetirse.

Jorge Luis Borges, *La Doctrina de los Ciclos*, 1934.

Nuestro planeta es un mundo de roca y de hierro, es por defecto el mundo con el cual comparamos al resto de los mundos. Su conocimiento a profundidad se inició con los griegos, quienes ya sabían de su redondez y para el siglo II a.e.c. ya habían calculado su tamaño. ¿Cuál es el origen de nuestro mundo? En textos anteriores hablamos sobre la formación de la Tierra, en este nuevo texto hablaremos sobre su estructura, su interior y su historia evolutiva. La historia de la Tierra está escrita en sus rocas.

4.1 Historia de la Tierra

Nuestro mundo tiene unos 4 567 millones de años [264]. Se formó al mismo tiempo que nuestro Sol, mientras la mayoría del gas y el polvo que conformaban el disco protoplanetario caía sobre el Sol naciente; en el disco circundante, la acreción de granos de polvo primero, y planetesimales después, terminó por formar objetos de miles de kilómetros de diámetro llamados planetoides. Durante unas decenas de millones de años más, estos planetoides, que podían tener el tamaño de Marte, intercambiaron energía y colisionaron unos contra otros. Algunos se fusionaban y daban lugar a objetos más grandes, otros terminaron siendo expulsados por su interacción gravitacional con los demás. Después de esta danza gravitacional de miles de objetos, terminaron orbitando cerca de nuestro Sol cuatro pequeños planetas rocosos y, mucho más afuera, cuatro planetas gigantes hechos de gas y de hielo.

Los materiales para formar nuestro planeta se crearon en estrellas que vivieron mucho antes que nuestro Sol. El hierro y los silicatos de los que estamos hechos son el producto de nueve mil millones de años de evolución de nuestra galaxia.



Figura 4.1: Después de millones de años de colisiones e interacción gravitacional, Mercurio, Venus, la Tierra y Marte sobrevivieron para conformar nuestro Sistema Solar interior. Créditos: Impresión artística de Alan Brandon, Nature.

4.1.1 ¿Cómo sabemos la edad de la Tierra?

Cada cultura en la historia de la humanidad ha contado su propio mito sobre la creación de todo lo que existe. A todos nos han contado historias sobre cómo se formó el mundo. Según los egipcios antiguos, Ra estaba solo; así que decidió crear de su aliento a Shu (el viento), y de su saliva creó a Tefnut (la humedad), y les ordenó que viviesen al otro extremo del Nun (el océano primordial). Después Ra hizo emerger un espacio seco donde pudiese descansar; a aquel espacio seco le llamó tierra, y a la tierra que emergió le llamó Egipto. En la América precolombina uno de los mitos aztecas cuenta que los dioses Tezcatlipoca y Quetzalcóatl se sentían vacíos y necesitaban compañía, y por eso crearon la tierra. Existía solo un inmenso mar, donde vivía el monstruo de la tierra. Para atraerlo, Tezcatlipoca ofreció su pie como carnada y el monstruo salió y se lo comió. Antes de que se pudiese sumergir, los dioses lo tomaron y lo estiraron para darle forma a la tierra. Posiblemente el mito de creación más famoso para nosotros sea el génesis judeo-cristiano, en el cual Dios creó el mundo y todo lo que existe en siete días.

Después de un par de milenios de ciencia, sabemos que la existencia de la Tierra no es debida a la necesidad de algún dios en particular, aunque el primer intento por conocer la edad de la Tierra haya tenido que ver con esto. **James Ussher (1581-1656)** arzobispo de la pequeña ciudad de Armagh en Irlanda, hizo un cálculo increíblemente ingenioso para datar la edad de la Tierra, aunque en realidad su intención era justificar la descendencia directa desde Adán del rey Enrique VIII, quien había decidido separarse de la iglesia católica romana. Ussher usó el listado de los descendientes de Adán y Eva, pasando por su hijo Set, del cual suponía descendía el rey Enrique VIII [15]. Lo increíble de esta historia es que, después de sumar las edades y las vidas de los patriarcas del Antiguo Testamento, sus cálculos fueron tan precisos que pudo determinar las fechas exactas para algunos de los hechos más relevantes de la Biblia:

- La creación del mundo tuvo lugar durante el anochecer previo al domingo 23 de octubre, o sea, el sábado 22 de octubre en la tarde, del año 4004 a.e.c.

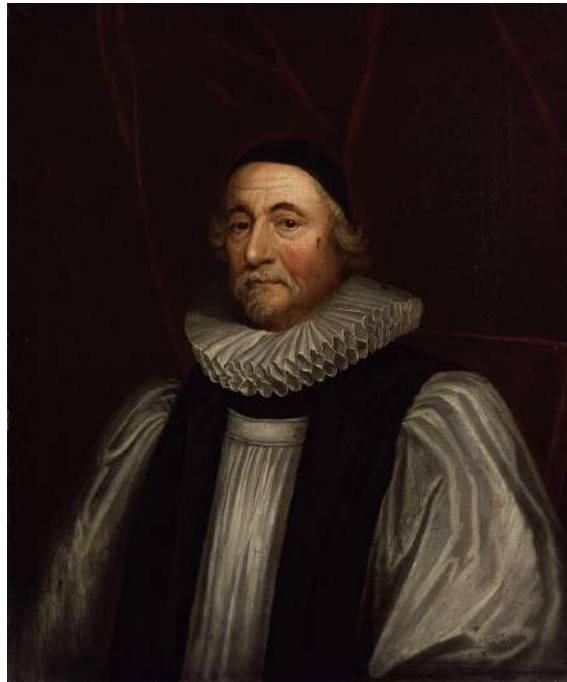


Figura 4.2: James Ussher, arzobispo de Armagh. Pintura por Sir Peter Lely, 1654.

- Adán y Eva fueron expulsados del paraíso el 10 de noviembre de dicho año, lo que significa que sólo disfrutaron de su terruño por un par de semanas.
- Finalmente, Ussher también calculó que el diluvio universal terminó el 5 de mayo del año 2348 a.e.c.

A pesar de que las ideas de Ussher son completamente descabelladas respecto al origen del mundo, hay que reconocer que su intento fue matemático, más no científico. Otros intentos por calcular la edad de la Tierra vinieron un poco más adelante. **Georges Louis Leclerc (1707-1788)**, Conde de Buffon, trató de hacer el cálculo basándose en el ritmo de enfriamiento del hierro y llegó a la conclusión de que la edad de la Tierra era de al menos 50 000 años. A finales del siglo XIX, **William Thomson (1824-1907)**, conocido como Lord Kelvin, cifró la edad de la Tierra en unos 40 millones de años. Sabemos que Lord Kelvin alcanzó un elevado estatus como hombre de ciencia e intelectual en la Inglaterra victoriana, aunque abiertamente se consideraba en contra de la teoría de la evolución de Charles Darwin. Finalmente, ya entrado el siglo XX, **Ernest Rutherford (1871-1937)** pudo cifrar adecuadamente el orden de magnitud de la edad de la Tierra, reconciliando así las evidencias biológicas y geológicas con los cálculos físicos. ¿Cuál fue la herramienta de cálculo? La radiactividad.

Los isótopos y la radiactividad

La radiactividad es un fenómeno físico que se da en los núcleos de los átomos. Los núcleos de átomos muy grandes, pesados e inestables, emiten espontáneamente partículas y cambian su naturaleza hasta alcanzar un estado en el que son más livianos y estables. Recordemos que los núcleos atómicos están constituidos por dos tipos de partículas: protones y neutrones. Los protones tienen carga positiva, mientras los neutrones tienen carga cero. Sus masas son muy parecidas, aunque el neutrón es un poco más pesado [39]:

- Protón: $m_p = 1.672622 \times 10^{-27} \text{ kg}$
- Neutrón: $m_n = 1.674927 \times 10^{-27} \text{ kg}$

La cantidad de protones en el núcleo se conoce como **número atómico** Z y la cantidad de neutrones es el **número neutrónico** N . El **número de masa** A o nucleónico es la suma de protones más neutrones:

$$A = Z + N$$

A un núcleo atómico con valores específicos de Z y N se le llama **núclido**, algunos elementos tienen diferentes tipos de núclidos, eso significa que tienen el mismo Z , pero diferente N y se les llama **isótopos**. Por obvia razón, los isótopos de un solo elemento tienen diferentes masas, debido a que su número nucleónico es diferente. Hay muchos ejemplos de isótopos, tal vez los más conocidos en astronomía son los del hidrógeno; el elemento más abundante del universo posee tres isótopos: ^1H es protio, el más abundante (99.98 %) y es simplemente un protón, el deuterio ^2D alcanza hasta 0.0184 % y se compone de un protón y un neutrón; finalmente el tritio ^3H , el más escaso de sus isótopos, contiene un protón y dos neutrones. Los isótopos de un elemento suelen tener propiedades físico-químicas diferentes, sus temperaturas de fusión, sus velocidades de difusión, entre otras.

Otros isótopos famosos, y que usaremos para ilustrar los procesos radiactivos, son los del uranio, los más comunes son el ^{235}U y el ^{238}U . El número atómico del uranio es $Z = 92$, esto significa que sus isótopos poseen $N = 143$ y $N = 146$ respectivamente. ¿Cómo es posible contener a 92 protones unidos en un núcleo atómico si son todas cargas positivas? Se requiere una fuerza que sea mayor a la fuerza de repulsión electromagnética, esa fuerza es la **fuerza nuclear fuerte**. La fuerza nuclear es una interacción fundamental que no depende de la carga eléctrica, de hecho, enlaza protones y neutrones por igual. Es una fuerza de muy corto alcance, 10^{-15} m, a estas distancias la fuerza nuclear es mucho más fuerte que las fuerzas eléctricas que tratan de separar a los protones. La fuerza nuclear no obedece a una regla del inverso cuadrado de la distancia, como la gravedad o la ley de Coulomb; todavía los físicos nucleares están tratando de entender cómo funciona esta fuerza dentro del núcleo del átomo, pero eso es tema de otro curso.

Se conocen en la naturaleza unos 2 500 núclidos, de ellos menos de 300 son estables. Todos los otros se desintegran para formar núclidos más estables emitiendo partículas y radiación electromagnética; recordemos que a este proceso se le llama **radiactividad**. El tiempo durante el cual un núclido permanece estable varía desde fracciones de millonésimas de segundo hasta los miles de millones de años. Es lógico pensar que entre más protones y neutrones tenga un elemento, más inestables serán sus isótopos; de hecho, no existen núclidos estables con números de masa $A > 209$ y con $Z > 83$, sencillamente los núcleos muy grandes son inestables. También existen núclidos relativamente pequeños que son inestables, incluso con $Z = 6$ como es el caso del carbono, que posee tres isótopos conocidos: ^{12}C , ^{13}C y ^{14}C , pero en estos casos la inestabilidad se debe al exceso de neutrones; en un proceso de decaimiento conocido como beta, los neutrones extra se convierten en protones. Más adelante detallaremos los procesos de decaimiento radiactivo, por ahora déjenme contarles una historia¹.

Descubrimiento de la Radiactividad

Maria Salomea Skłodowska-Curie, más conocida como Marie Curie, ha sido probablemente la científica más importante de la historia. Nació en Varsovia, Polonia, el 7 de noviembre de 1867. Su brillantez le valió ganar el premio Nobel ¡dos veces!, la primera vez ganó el premio Nobel de física en 1903 con su esposo **Pierre Curie (1859 - 1906)** y **Antoine Henri Becquerel (1852 - 1908)**. La segunda vez ganó el Nobel de química en solitario en 1911. La historia de Marie es un

¹La biografía de Marie Curie puede encontrarse muy completa en el libro de Naomi Pasachoff, *Marie Curie and the Science of Radioactivity* [33].

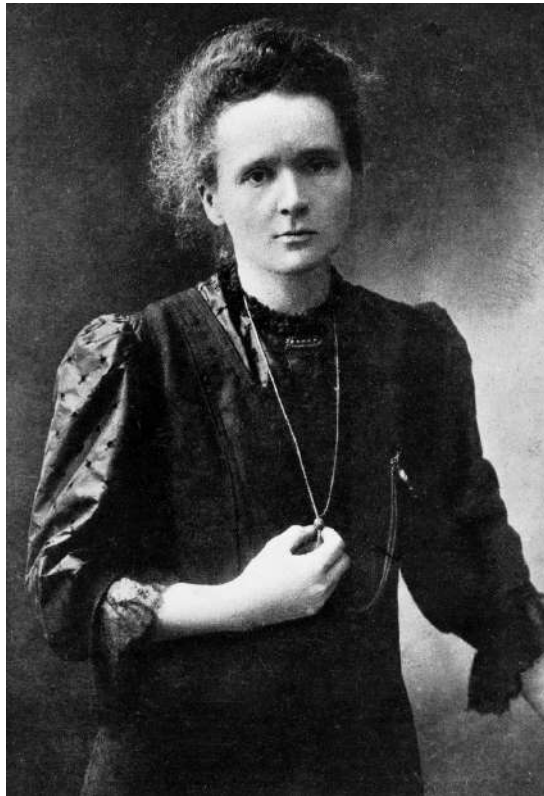


Figura 4.3: Marie Curie, foto tomada en 1898. *"Nada en este mundo debe ser temido, sólo entendido"*.

poco peculiar. Era poco común que una mujer de su época lograra adelantar algún tipo de estudio, con mayor razón en ciencias.

Sin embargo, Marie se las arregló para estudiar en una institución clandestina de Varsovia conocida como la **universidad flotante**. El propósito de esta y de otras instituciones similares era brindar a los jóvenes polacos la oportunidad de recibir una educación dentro del marco de la erudición tradicional polaca cuando ésta chocaba contra las ideologías de las autoridades gobernantes, en este caso el imperio ruso. Las oportunidades de educación superior que existían para las mujeres en el imperio ruso eran muy limitadas, y la enseñanza o la investigación en algunos campos eran incluso ilegales. Como respuesta a las políticas de prohibición, e inspirados por el movimiento positivista polaco [30], algunos intelectuales polacos iniciaron algunos cursos en secreto en 1882 en casas privadas de Varsovia. Al principio eran simplemente una serie de cursos para mujeres. La institución era flotante debido al cambio permanente de lugares donde se dictaban las clases, que estaban dispersos por toda Varsovia. Durante los veinte años de existencia de la universidad flotante, a sus cursos asistieron aproximadamente unas cinco mil mujeres y miles de hombres. Entre sus estudiantes más famosas se encontraba la futura ganadora del premio Nobel.

Así pues, inició su formación en ciencias la joven Marie, que a sus 24 años se trasladaría a París en 1891 siguiendo a su hermana mayor. Allí se instaló en un pequeño ático en el barrio latino, cerca de la Universidad de París, en donde continuó con sus estudios de física, química y matemáticas. De los 776 estudiantes de ciencias de la Universidad, tan solo 27 eran mujeres. Marie tuvo que esforzarse en mejorar el francés para poder nivelarse con sus compañeros y entender a sus profesores, algunos tan famosos como Henri Poincaré, de quien hablamos en un texto anterior. Limitada económicamente, Marie apenas subsistía estudiando durante el día y dictando clases en las noches. Se dice que, incluso, muchas veces, se desmayaba del hambre.

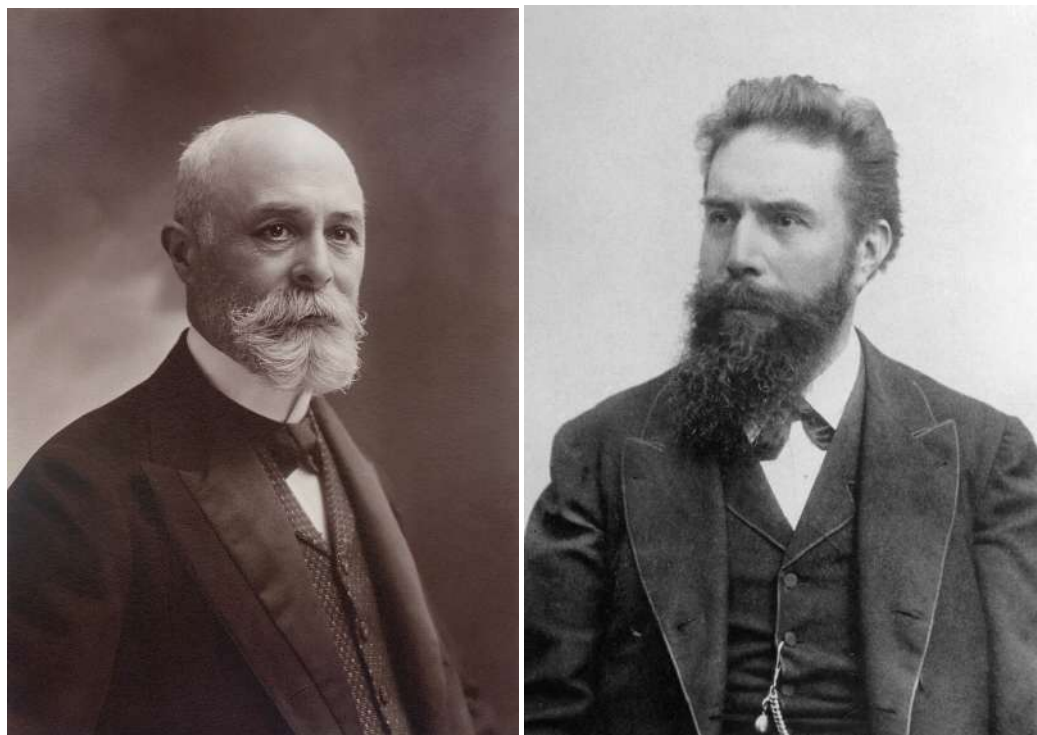


Figura 4.4: Izquierda: Henri Becquerel, 1905. Derecha: Wilhelm Röntgen, 1900.

Marie obtuvo su grado en física en 1893 y luego uno en matemáticas en 1894, e inició sus investigaciones sobre las propiedades magnéticas de los aceros, encargada por una entidad de fomento a la industria francesa. Ese mismo año conoció a Pierre, quien se convertiría en su esposo y colaborador de investigación. Con el fin de obtener su doctorado, Marie empezó a profundizar en los trabajos de Henri Becquerel, que había descubierto una clase de radiación emitida por las sales de uranio. El trabajo de Becquerel también se acercaba al reciente descubrimiento de los rayos X hecho por **Wilhelm Röntgen (1845-1923)**, aunque todavía no se entendía muy bien el origen y la naturaleza de tales radiaciones.

Marie empezó a experimentar con las sales de uranio y descubrió que la radiación del uranio causaba que el aire cerca de la muestra condujera la electricidad. Sus primeros resultados mostraban que la actividad de las sales de uranio dependía solamente de la cantidad de uranio. Planteó la hipótesis de que la radiación era emitida por los átomos de uranio. Los esposos Curie llevaban sus experimentos a cabo en un viejo laboratorio de disección, mal ventilado y muy húmedo. Por otro lado, no se tenía conocimiento de los efectos nocivos para la salud de la exposición prolongada a las radiaciones. Los Curie no recibían ningún tipo de apoyo económico por parte de la Facultad de Ciencias, y sostenían las investigaciones con los aportes de las empresas del acero y organizaciones no gubernamentales. Marie y Pierre descubrieron que en la composición de algunos minerales como la torbernita, que además poseía cobre (Cu), oxígeno (O) y fósforo (P), sólo el uranio emitía radiación. En 1898 descubrieron que el torio (Th) también emitía radiación. Ese mismo año, redactó un texto corto explicando su trabajo. El artículo fue presentado ante la Academia de Ciencias de París el 12 de abril de 1898 por su antiguo profesor, Gabriel Lippmann, en su nombre. En junio de 1898 descubrieron el polonio (Po), llamado así en honor a su tierra natal y luego en diciembre descubrieron el radio (Ra) y de allí acuñaron la palabra **Radiactividad**. Entre 1898 y 1902 los Curie publicaron no menos de 32 artículos relacionados con sus descubrimientos, incluyendo uno en el que describían cómo las células tumorales eran destruidas por la radiación.

Marie obtuvo su doctorado en 1903 por parte de la Universidad de París. Ese mismo año recibió

el Nobel en compañía de Pierre y de Becquerel, por sus trabajos en el descubrimiento de la radiación de los elementos químicos. Pierre murió en un accidente de tránsito en 1906 y Marie entonces ocupó su cátedra de física y se convirtió así en la primera mujer en ser profesora de la Universidad de París. Promovió activamente a lo largo de su vida el uso del radio para aliviar el sufrimiento y, durante la Primera Guerra Mundial, asistida por su hija Irène, se dedicó personalmente a esta labor reparadora. Mantuvo su entusiasmo por la ciencia durante toda su vida.

La forma de ser de Marie, tranquila, digna y modesta, era muy estimada y admirada por los científicos de todo el mundo. Fue miembro del *Conseil du Physique Solvay* desde 1911 hasta su muerte y, desde 1922, fue miembro del Comité de Cooperación Intelectual de la Sociedad de Naciones. Su trabajo está registrado en numerosos artículos en revistas científicas y libros sobre sus trabajos de investigación, entre ellos: *Recherches sur les Substances Radioactives* (1904) [8], *L'Isotopie et les Éléments Isotopes* [10] y el clásico *Traité' de Radioactivité* (1910) [9].

La importancia de Marie Curie en la historia de la ciencia se refleja en los numerosos premios que le fueron concedidos. Recibió muchos títulos honoríficos en ciencias, medicina y derecho y fue miembro honorario de sociedades científicas de todo el mundo. Además de sus dos premios Nobel en 1903 (Física) y en 1911 (Química), Marie también recibió, junto con su marido, la medalla Davy de la Royal Society en 1903. En 1921, el Presidente Harding de los Estados Unidos, en nombre de las mujeres de América, le entregó un gramo de radio puro en reconocimiento a su servicio a la ciencia. Muy pocas mujeres y muy pocos hombres se han destacado a tal grado en cualquier rama del conocimiento. Irène Joliot Curie, la hija mayor de Marie, también ganó el premio Nobel de Química en 1935. Irène siempre estuvo interesada por el trabajo de su madre y llegaron a trabajar juntas durante algún tiempo.

Marie sufría de una anemia aplásica, probablemente desarrollada por la exposición permanente a la radiación. También sufrió de ceguera parcial por cataratas, igualmente causada por la exposición a elementos radiactivos sin ningún tipo de protección. Para su época no se conocían las consecuencias de trabajar con este tipo de elementos. Marie murió el 4 de julio de 1934, en un hospital cerca de la ciudad de Passy en Francia. Su cuerpo fue depositado en un ataúd forrado con aproximadamente una pulgada de plomo. Tanto ella como su esposo Pierre están enterrados en el Panteón de París.

Decaimiento radiactivo

Volviendo a la física de la radiactividad, existen tres procesos conocidos a través de los cuales un núclido se transforma en otro; en dos de ellos se emiten partículas de materia, con masa, y en el otro se emite radiación electromagnética.

- **Decaimiento alfa:** De los aproximadamente 2 500 núclidos conocidos, al menos el 90 % son radiactivos, inestables, y se transforman en otros núclidos menos pesados y más estables. Uno de estos procesos de transformación se da a través de la emisión de partículas alfa (α). Una partícula alfa es un núcleo de ^4He que sale expulsado del núclido de un elemento pesado, demasiado grande para ser estable. Cuando se emite una partícula alfa, los números Z y N disminuyen en dos y el número A disminuye en cuatro; de esta forma, el núclido se convierte en un elemento diferente de la tabla periódica con un valor menor de su número atómico. Un ejemplo clásico del decaimiento alfa es el radio, ^{226}Ra , con $Z = 88$. Al emitir una partícula alfa, el núclido de ^{226}Ra se convierte en un núclido de ^{222}Rn con $Z = 86$. La partícula alfa sale disparada a una velocidad que es aproximadamente un 5 % de la velocidad de la luz.
- **Decaimiento Beta:** En el segundo tipo de decaimiento en el que se emiten partículas de materia es el beta (β). Hay tres clases de decaimiento beta. En el primero, llamado *beta menos*, un neutrón se transforma en un protón emitiendo una partícula β^- (un electrón) y una pequeñísima partícula adicional llamada *antineutrino*. De hecho, si se deja un neutrón aislado, este decaerá en un protón, un electrón y un antineutrino en unos 15 minutos.

$$n \rightarrow p + \beta^- + \bar{\nu}_e$$

Las partículas beta emitidas durante el decaimiento del neutrón pueden alcanzar velocidades de ¡0.9995c! Este decaimiento se presenta con núclidos donde el número N es mucho mayor que el Z . Durante el decaimiento N disminuye en 1 y Z aumenta en 1. En los casos de núclidos con relaciones N/Z menores, un protón emitirá un positrón (un electrón positivo), o partícula β^+ y un neutrino y se transformará en un neutrón:

$$p \rightarrow n + \beta^+ + \nu_e$$

Finalmente, el tercer tipo de decaimiento beta se da por captura de un electrón. Para núclidos en los cuales no se pueden emitir partículas β^+ debido a su energía, un electrón del nivel K puede combinarse con un protón del núcleo formando un neutrón y emitiendo un neutrino.

$$p + \beta^- \rightarrow n + \nu_e$$

En todos los decaimientos de tipo beta, el número A no cambia, pero en el β^+ , el número N aumenta en 1 y Z disminuye en 1, haciendo al núclido resultante más estable. Esta última reacción, en la que el protón y el electrón se convierten en un neutrón y un neutrino, es el mismo proceso por el cual se forman las estrellas de neutrones.

- **Decaimiento Gamma:** La energía en el núcleo de un átomo está cuantizada, eso significa que el núcleo mismo tiene ciertos estados de energía, incluyendo el *estado fundamental* de mínima energía, y estados en los que se encuentra excitado. Las energías de los niveles de excitación del núcleo son muy altas comparadas, por ejemplo, con los niveles de energía de los electrones. Normalmente el núcleo permanece en el estado fundamental, pero puede ser excitado ya sea por bombardeo de partículas o por un proceso de decaimiento radiactivo. Para regresar al estado fundamental, el núcleo emite la energía extra en forma de fotones de rayos gamma (γ). Un ejemplo de decaimiento gamma es aquel en el cual un núcleo de ^{226}Ra emite una partícula alfa con la energía cinética menor posible, el núcleo de ^{222}Rn resultante tendrá un exceso de energía, estará en un estado excitado, por lo que alcanzará su estado fundamental emitiendo un rayo gamma.
- **Radiactividad natural:** Los núclidos radiactivos están presentes incluso en la materia orgánica como las plantas o nosotros. En nuestros cuerpos poseemos isótopos radiactivos de carbono-14 (^{14}C) y potasio-40 (^{40}K) por ejemplo, así que normalmente somos radiactivos en pequeñas cantidades. La mayor fuente de energía térmica en el interior de los planetas terrestres es justamente el decaimiento radiactivo de núclidos de Uranio (U), Potasio (K) y Torio (Th). Al núcleo que decae se le llama *precursor* o núcleo padre, mientras que el núcleo resultante se llama *derivado* o núcleo hijo. No siempre el núcleo hijo es estable, por lo que seguirá decayendo hacia núcleos cada vez más livianos hasta alcanzar un núcleo estable. El ejemplo más común de estas cadenas de decaimiento es el proceso por el cual el núclido radiactivo más abundante en la Tierra, el ^{238}U se transforma en Plomo-206 (^{206}Pb). Partiendo de un núcleo de ^{238}U se llega a ^{206}Pb después de 14 pasos de decaimiento, incluyendo ocho decaimientos alfa y seis beta.

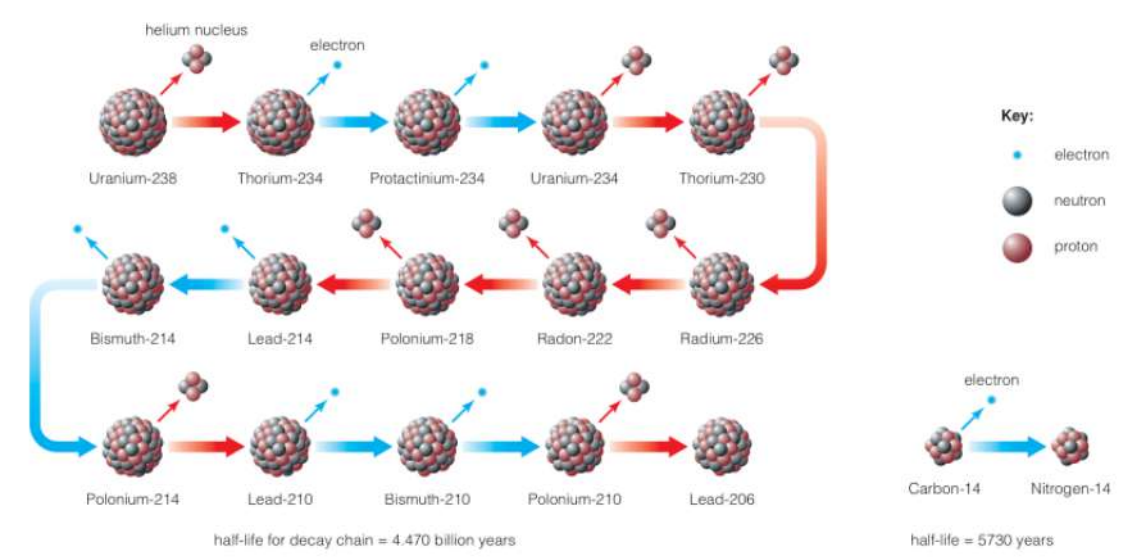


Figura 4.5: Cadena de decaimiento del Uranio-238 hacia Plomo-206. También se muestra el decaimiento del Carbono-14. Créditos: *Life in the Universe* de Bennet&Shostak [2].

Vida media y fechado radiactivo

El decaimiento es un fenómeno físico espontáneo, no se sabe cuándo un núclido decaerá, no es posible predecir el decaimiento de un núcleo específico. Sin embargo, si se tiene una cierta cantidad de un elemento radiactivo, sencillamente sus núclidos irán decayendo paulatinamente y, después de un cierto tiempo, se habrán convertido en otro elemento. Los elementos tienen diferentes tasas de decaimiento, dependiendo de sus propiedades físicas; cada elemento posee una **constante de decaimiento**, o constante radiactiva, λ , que define la tasa a la que un cierto elemento decae. Si quisiéramos saber cuántos núclidos de un cierto isótopo hay en un instante de tiempo t después de haberse iniciado el decaimiento, podemos usar una función exponencial [39]:

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t} \quad (4.1)$$

La **vida media** es el tiempo que se requiere para que el número de núcleos radiactivos haya disminuido hasta la mitad:

$$T_{(1/2)} = \frac{\ln 2}{\lambda} \quad (4.2)$$

¿Cuánto dura entonces un elemento radiactivo en la naturaleza? El tiempo de vida de un núcleo radiactivo es proporcional a su vida media:

$$T_{media} = \frac{T_{(1/2)}}{\ln 2} \quad (4.3)$$

Veámoslo de otra forma. La cantidad original de una cierta sustancia radiactiva se desintegra hasta quedar solo la mitad en un tiempo equivalente a su vida media, por lo que podemos expresar el proceso de decaimiento pasado un cierto tiempo t con una fórmula simple que relaciona la cantidad actual de la sustancia radiactiva con la cantidad original:

$$\frac{\text{Cantidad actual}}{\text{Cantidad original}} = \left(\frac{1}{2}\right)^{t/T_{(1/2)}} \quad (4.4)$$

Elemento	Vida media $T_{(1/2)}$ (años)
Carbono-14	5730
Uranio-238	4.47×10^9
Potasio-40	1.28×10^9
Torio-232	1.41×10^{10}

Cuadro 4.1: Vida media de algunos isótopos radiactivos. Créditos: Caltech [256].

t es el tiempo transcurrido desde que se formó la roca y $T_{(1/2)}$ es el tiempo de vida media de la sustancia radiactiva. Podemos encontrar el tiempo transcurrido desde la formación de la roca si calculamos el logaritmo de ambos lados y reorganizamos los términos:

$$t = T_{(1/2)} \times \frac{\log_{10}\left(\frac{\text{Cantidad actual}}{\text{Cantidad original}}\right)}{\log_{10}\left(\frac{1}{2}\right)}. \quad (4.5)$$

Veamos un ejemplo simple. Supongamos que analizamos una pequeña muestra de un meteorito y encontramos que el potasio-40 (^{40}K), y el argón-40 (^{40}Ar), están presentes en una proporción de aproximadamente 0.85 unidades de átomos de ^{40}K y 9.15 unidades de átomos de ^{40}Ar gaseoso (las unidades no son importantes, porque sólo las cantidades relativas del elemento original y los materiales secundarios nos importan). ¿Qué edad tiene el meteorito? El argón no estuvo presente durante la formación del meteorito, así que las 9.15 unidades de ^{40}Ar son el resultado del decaimiento del ^{40}K , cuya vida media es de 1.28×10^9 años (ver cuadro 4.1). La muestra debió iniciar su existencia con $0.85 + 9.15 = 10.0$ unidades de ^{40}K (esta sería la cantidad original), y ahora sólo quedan 0.85 unidades (cantidad actual). Si hacemos un cálculo sencillo usando la ecuación 4.5 encontramos que:

$$t = 1.28 \times 10^9 \times \frac{\log_{10}\left(\frac{0.85}{10.0}\right)}{\log_{10}\left(\frac{1}{2}\right)},$$

$$t = 4.55 \times 10^9 \text{ yr.}$$

El meteorito tiene una edad de 4 550 millones de años. Esta maravillosa propiedad de la materia nos ha permitido calcular la edad de las rocas que guardan, al momento de su formación, la información de sus isótopos radiactivos, en especial las que provienen del espacio, tales como los meteoritos. Es la forma en que hemos podido saber qué tan antiguo es nuestro planeta. Durante toda la historia del Sistema Solar, la Tierra ha recibido los impactos de pedazos de asteroides, rocas restantes de la formación planetaria. Cuando se encuentra un meteorito, es posible medir el tiempo de vida de los minerales en su interior; incluso hemos encontrado evidencia de granos de polvo ¡aún más antiguos que nuestro Sol!

Hay un par de famosos meteoritos de los cuales hemos podido aprender sobre la historia de nuestro sistema planetario. El primero es el **meteorito de Allende**. El 8 de febrero de 1969 se observó un bólido sobre el cielo de Chihuahua en México. La roca que resultó cayendo es la condrita carbonácea más grande que se ha encontrado en la Tierra. El meteoritoide que ingresó en la atmósfera debió tener el tamaño de un auto pequeño, viajando a unos 15 km s^{-1} , explotó en la atmósfera desintegrándose en miles de pedazos. Durante más de 25 años se recolectaron fragmentos del meteoritoide, hasta alcanzar casi 3 toneladas de muestras de diversos tamaños, el más grande de unos 110 kilogramos. Incluso en la actualidad, eventualmente se encuentran pedazos de este objeto



Figura 4.6: Izquierda: Meteorito de Allende. Derecha: Meteorito de Murchison.

que cayó cerca de la población de Allende en Chihuahua, México. Después de 50 años, Allende es el meteorito más estudiado en la historia. El Instituto Smithsonian estudió muchas de las muestras de Allende, especialmente unos minerales llamados **Inclusiones ricas en Calcio-Aluminio** o CAIs (*Ca-Al rich Inclusions*). Estos minerales se formaron muy al principio de la historia de nuestro Sistema Solar, son los primeros materiales sólidos que se condensaron mucho antes de que hubiera planetas, durante el primer par de miles de años en las regiones internas del disco.

La otra famosa roca que nos cuenta historias sobre nuestro pasado es el **meteorito de Murchison**, que cayó cerca del pueblo de Murchison en Victoria, Australia, el 28 de septiembre de 1969. Es también una condrita carbonácea, y uno de los más estudiados del mundo. Recientemente incrustados en el meteorito fueron encontrados granos de polvo interestelar ¡2 000 millones de años más antiguos que nuestro Sistema Solar! [111]. Durante los últimos 50 años hemos estado refinando las medidas sobre la edad de nuestro sistema planetario midiendo la vida media de núcleos radiactivos en meteoritos. El cálculo más aceptado actualmente fue hecho con muestras de un meteorito que cayó en el noroeste de África conocido como 2364-CV3, y cuyas CAIs muestran una edad de 4 568.2 millones de años [53] esta es la edad de nuestro Sistema Solar.

¿Y qué pasa con las rocas de nuestro planeta? ¿No nos sirven para datar la edad de la Tierra? El problema es que nuestras rocas se solidificaron un tiempo después de que nuestro planeta se formara. Al principio, el material que componía la Tierra estaba fundido, en estado líquido, por lo que los minerales no se habían constituido aún. La corteza terrestre se enfrió y se constituyó unos 100 millones de años después de que se formara el planeta. Por eso, las rocas más antiguas de la Tierra apenas tienen unos 4 400 millones de años. Los minerales más antiguos de nuestro planeta se encontraron incrustados en rocas de la región de Jack Hills en Australia. Estos cristales de zircón arrojaron una edad de 4 404 millones de años [234].

4.2 Las rocas y lo que nos cuentan

En estado sólido, las moléculas y sus átomos se encuentran ordenados en estructuras que pueden almacenar mucha información. El registro geológico almacenado entre los minerales y las diferentes capas de rocas nos brinda información sobre nuestra historia como planeta y también

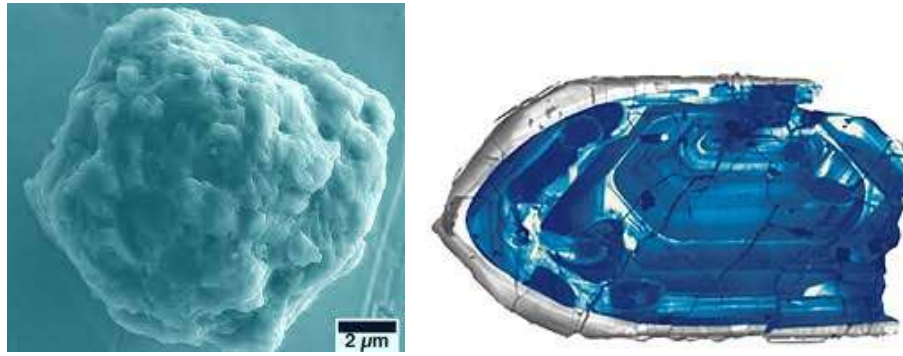


Figura 4.7: Dos minerales con historias diferentes. Izquierda: Grano de polvo de 7 Gyr de antigüedad, formado antes de que el Sistema Solar existiera. Derecha: Cristales de Zircón de Jack Hills, formados poco después de que nuestro planeta empezara a existir.

sobre la historia de la vida en la Tierra. Las rocas están compuestas de diferentes minerales y existen básicamente cuatro tipos de rocas de acuerdo con su origen:

- **Primitivas:** Son rocas que se formaron dentro del disco protoplanetario, los planetesimales sobrevivientes a la formación de los planetas. Muchos de ellos han chocado con la Tierra desde su nacimiento, por lo que podemos encontrar pedazos de ellos a los que llamamos **meteoritos**. Los meteoritos más comunes, tal y como ya lo dijimos, son las condritas carbónáceas, que conforman la mayoría de asteroides en nuestro Sistema Solar.
- **Ígneas:** También llamadas rocas magmáticas, se forman cuando el magma derretido se enfría y se solidifica. Si la consolidación de estas rocas se produce en el interior de la litósfera, se conocen como **rocas plutónicas**; si, por el contrario, la solidificación y conformación de la roca se da sobre la superficie, entonces son llamadas **rocas volcánicas**. La más común de las rocas volcánicas es el basalto, que cubre grandes extensiones y conforma gran parte de las superficies de los planetas como Marte y Venus y también de la Luna.
- **Metamórficas:** La metamorfosis significa cambio. Las rocas metamórficas son aquellas que han cambiado su conformación debido a estar sometidas a altas presiones y/o temperaturas, además de estar en contacto con fluidos que produzcan cambios en su química.
- **Sedimentarias:** Finalmente, existen rocas que se forman a través de la acumulación lenta de materiales transportados por el agua o por el viento y que se depositan en una cuenca donde terminan consolidándose. La actividad biológica y química también influye en la formación de este tipo de rocas.

Ésta mezcla de diversos materiales homogéneos y cristalinos a los que llamamos minerales se encuentra como agregados o a veces como granos de un solo tipo de mineral (como el Oro que se encuentra incrustado en las rocas). De acuerdo con su abundancia dentro de las rocas, hay dos tipos de minerales:

- **Minerales esenciales:** Son los minerales que caracterizan la composición mayoritaria de una roca, siendo los más abundantes en ella. Por ejemplo, el granito siempre contiene cuarzo, feldespato y mica.

Mineral	Dureza de Mohs	Dureza absoluta
Talco	1	1
Yeso	2	2
Calcita	3	14
Fluorita	4	21
Apatita	5	48
Ortoclasa Feldespato	6	72
Cuarzo	7	100
Topacio	8	200
Corindón	9	400
Diamante	10	1500

Cuadro 4.2: Escalas de dureza, de Mohs y absoluta.

- **Minerales accesorios:** Son minerales que aparecen en pequeñas proporciones (menos del 5 % del volumen de la roca), por lo que no caracterizan la roca de la que forman parte. Por ejemplo, el granito puede contener zircón y apatita.

4.2.1 Mineralogía

La mineralogía estudia las propiedades físicas y químicas de los minerales. Desde la antigua Babilonia, pasando por los griegos, romanos y chinos, se estudiaron profundamente las propiedades de los metales como el cobre, el hierro y el oro, y obviamente las características de las rocas que los contenían. Igualmente se estudiaban las piedras preciosas. Cada mineral posee una estructura molecular diferente. De acuerdo con su electronegatividad, los átomos de diferentes tipos tienden a ceder o a atraer electrones de sus vecinos. Elementos como el silicio, el magnesio, el hierro, y el titanio son **cationes**, eso significa que tienden a ceder sus electrones. Por otro lado, elementos como el oxígeno son un **anión** que les gusta atrapar electrones. De esta forma los átomos comparten sus electrones y forman los compuestos. Ejemplos clásicos del intercambio electrónico son compuestos como las sales, la más común es la halita: Na^+Cl^- . conocida como cloruro de sodio, o sal de cocina. Otro ejemplo es el óxido de magnesio: $\text{Mg}^{2+}\text{O}^{2-}$. El signo $+$ ó $-$ indica el número de electrones cedidos o ganados por cada uno de los **iones** respectivamente. Al establecerse un enlace químico a través del intercambio electrónico, el material que se forma se conoce como un compuesto, y si dicho compuesto se encuentra en estado sólido, entonces es un mineral. Las propiedades de los minerales, tales como su forma cristalina, el brillo, su dureza, su maleabilidad, su densidad, etc., están determinadas por los tipos de elementos que los conforman y por el tipo de enlace que une a los átomos.

Conocer un mineral significa estudiar sus propiedades. Los geólogos analizan tanto las propiedades físicas tales como la dureza, la tenacidad y el corte. La dureza se mide comparando con otros minerales; existe una escala muy famosa llamada **escala de Mohs**, que enumera algunos minerales comunes desde el más débil, que es el talco, hasta el más duro, que es el diamante, y va desde el 1 hasta el 10, midiendo simplemente la capacidad de un material de mayor dureza de rayar al de menor dureza. Así, por ejemplo, la calcita puede rayar al yeso, pero no a la fluorita. Obviamente, el diamante no puede ser rayado por ningún otro material. Por otro lado, existe la escala de **dureza absoluta**, que mide la resistencia a la deformación plástica de un material usando un **esclerómetro**, que va midiendo la cantidad de peso que soporta un material en una área determinada antes de fallar y romperse. Si vemos en la tabla 4.2, aunque el diamante tiene un valor de 10 en la escala de Mohs, en realidad es un material 1 500 veces más duro que el talco. Otra propiedad de los minerales es la **tenacidad**, que se refiere a cómo se comporta un material cuando se rompe, se aplasta, se dobla o



Figura 4.8: Cristales de Calcita (Carbonato de Calcio, CaCO_3), mostrando su estructura cristalina de romboedros.

se desgarra. Un mineral puede ser frágil, maleable, séctil, dúctil, flexible o elástico. También se analizan aspectos de los minerales como el **clivaje**, que es la tendencia a romperse a lo largo de una capa, y el **partido** o corte, que significa romperse debido a la presión transversal al material. Los minerales cristalizados poseen una propiedad llamada **hábito cristalino**, que determina la forma macroscópica del cristal, por ejemplo, hexagonal o en columnas.

Todas estas propiedades dependen del tipo de enlace electrónico entre los átomos que componen el mineral. Existen varios tipos de enlaces químicos. El **enlace covalente** sucede simplemente cuando dos átomos no metálicos comparten sus electrones de valencia (los del último nivel de energía, llamados electrones de valencia). Por otro lado está el **enlace iónico**, en este caso los electrones de valencia de un átomo se trasladan efectivamente al otro átomo para completar la regla del octeto. En general los minerales presentan enlaces iónicos que se consideran los más fuertes y estables entre los enlaces químicos y forman estructuras cristalinas. Existen miles de minerales en la naturaleza. Incluso hoy en día se siguen descubriendo compuestos químicos sólidos en meteoritos que nunca antes habían sido observados en la Tierra [209] y otros que son encontrados en laboratorios que trabajan con materiales a altas presiones y temperaturas [67]. Los minerales se clasifican en grandes familias, dependiendo de los elementos que los componen. La clasificación original fue hecha por Karl Hugo Strunz, un geólogo alemán, en 1938. Según su composición, los minerales más comunes que se encuentran en la Tierra se clasifican en 9 grupos:

- **I Elementos nativos:** Tales como el oro (Au), la plata (Ag), el hierro (Fe) y el cobre (Cu).
- **II Sulfuros y sulfosales:** Basados en el azufre (S).
- **III Halogenuros:** Conocidos también como sales, están basados en elementos como el cloro (Cl), el fluor (F), el bromo (Br) y el yodo (I).



Figura 4.9: Arriba, de izquierda a derecha: Roca de Feldespato-Microclina. Cuarzo lechoso - transparente del Tibet. Cristales de Egirina (Clinopiroxeno), incrustados en una matriz de feldespato. Abajo, de Izquierda a derecha: Anfibolita metamórfica del sur de España. Cristal ortorómbico de Olivino originario de Pakistán. Mica Moscovita en el Museo Smithsonian de Historia Natural.

- **IV Óxidos e Hidroxidos:** Compuestos químicos ricos en oxígeno (O).
- **V Nitratos y Carbonatos:** Compuestos de sales de nitrógeno (N) y carbono (C).
- **VI Sulfatos y Cromatos:** Nuevamente azufre (S) y el cromo (Cr).
- **VII Fosfatos, Arseniatos y Vanadatos:** Compuestos con Fósforo (P), Arsénico (As) y Vanadio (V).
- **VIII Silicatos:** ¡Son los minerales más comunes en los planetas! El 95 % de la Tierra está hecha de silicatos, compuestos de silicio y oxígeno (SiO), mezclados con otros elementos como magnesio (Mg), hierro (Fe), potasio (K) y aluminio (Al), entre otros.
- **IX Sustancias orgánicas:** Moléculas compuestas fundamentalmente por hidrógeno (H) y carbono (C).

Tal y como se dijo anteriormente, los silicatos son los minerales más comunes en la conforma-



Figura 4.10: Estratos sobre la quebrada de Las Conchas; Provincia de Salta en Argentina. La pared consistente de una sucesión de estratos depositados durante el Cretácico tardío (100 – 66 millones de años). Créditos: Revista Ciencias de la Tierra [293].

ción de los planetas de tipo terrestre, y en los núcleos de los planetas gigantes. Entre los silicatos más abundantes en la Tierra se encuentran:

- **Feldespato:** Es un mineral que combina potasio y/o sodio, con aluminio y la matriz de silicato. Su fórmula química es $(K,Na)AlSi_3O_8$. El 60 % de la corteza de la Tierra está compuesta de feldespatos. Es menos denso que la roca derretida del interior del planeta que conforma el magma (2.7 gr/cm^3). Tiene dureza 6 en la escala de Mohs.
- **Cuarzo:** Compuesto principalmente de sílice (SiO_2), es el segundo mineral más abundante en la corteza terrestre (2.7 gr/cm^3). La amatista, el citrino y el cuarzo lechoso son algunos ejemplos de cuarzos comunes.
- **Piroxenos:** Compuestos de elementos como Ca, Na, Fe, Mg, con una base de silicato y aluminio, $(Si,Al)_2O_6$. Son un poco más densos que los feldespatos y cuarzos (3.8 gr/cm^3) y conforman hasta el 10 % de la corteza de la Tierra.
- **Anfibolitas:** Silicatos de Mg, Fe, Ca, con una base de SiO_4 . Hasta un 7 % de la corteza terrestre está compuesta de anfibolitas metamórficas.
- **Olivinos:** Compuestos de Mg y Fe con SiO_4 . Son silicatos pesados y conforman el mayor constituyente del manto terrestre.
- **Micas:** Silicatos de K, Al y Mg. Constituyen aproximadamente 3.8 % de la corteza terrestre.

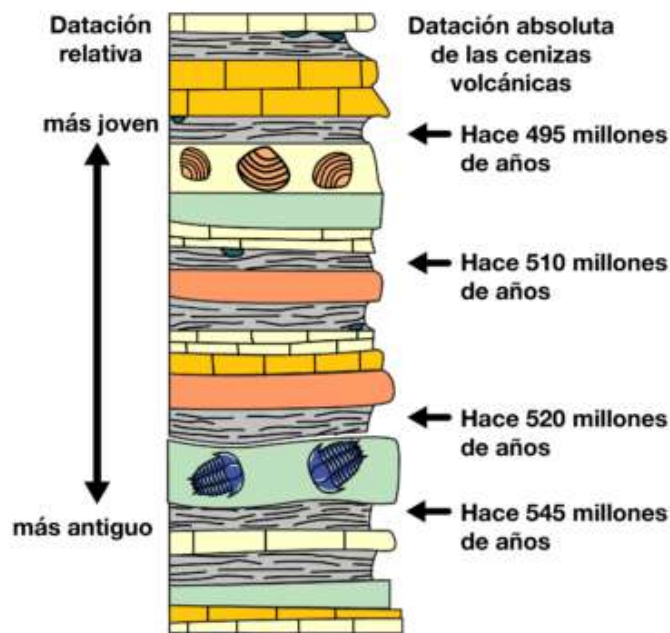


Figura 4.11: Las rocas ígneas son más fáciles de datar (datación absoluta). La datación de rocas metamórficas y sedimentarias es menos precisa (datación relativa). Créditos: <https://evolution.berkeley.edu> [264].

4.3 La escala de tiempo geológico

Con el paso del tiempo, y a medida que los minerales y las rocas se van depositando sobre la superficie, van conformando capas de roca a las que llamamos sedimentos, y estos a su vez conforman **estratos**. Los estratos guardan la información sobre el clima y la vida en diferentes épocas de la historia de nuestro planeta. Los estratos expuestos por la erosión producida por el viento y el agua corresponden a millones de años de eventos. Cuanto más profundo es el estrato, más antigua es la época de la historia que representa.

En la sección 4.1 vimos cómo los elementos radiactivos nos permiten calcular la antigüedad de las rocas. La datación radiométrica funciona bien para las rocas ígneas, que confinan los minerales recién formados, ricos en elementos radiactivos, en su interior, guardando así el momento en el que se solidificaron; por eso puede hacerse una **datación absoluta** de estas rocas. La datación es menos precisa para las rocas metamórficas y mucho menos en rocas sedimentarias, por lo que se habla de **datación relativa**. El problema son los cambios químicos y físicos a los que han sido sometidas las rocas durante millones de años. Al comparar la antigüedad de los estratos, los geólogos pueden contar la historia de la Tierra y dividirla en Eones, Eras, Periodos, Épocas, Edades y Cronos.

La **cronoestratigrafía** establece el marco de referencia para representar los eventos geológicos y biológicos más importantes de la historia de la Tierra. Al estudiar los estratos de roca y calcular su edad relativa desde la formación de la Tierra hasta la actualidad, permite dividir la historia en capítulos geológicos, por así decirlo. Las divisiones se basan tanto en la datación de rocas como en los registros fósiles. Actualmente la *International Commission on Stratigraphy (ICS)* [258], es el organismo científico más grande y antiguo de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS). Su objetivo principal es definir con precisión las unidades globales (sistemas, series y etapas) de la Carta Cronoestratigráfica Internacional que, a su vez, son la base de las unidades (periodos, épocas, edades), de la Escala de Tiempo Geológico Internacional. La ICS establece la escala fundamental



Figura 4.12: Representación artística del Eón Hadeano. Créditos: Tim Bertelink. CC BY-SA 4.0.

de tiempo para expresar la historia de la Tierra. La **carta cronoestratigráfica internacional** se encuentra disponible en su última versión en el sitio web: <https://stratigraphy.org/chart> [258]. La palabra Eón proviene del griego y significa eternidad. Se ha dividido la historia de nuestro planeta en cuatro eones principales: Hadeano, Arcaico, Proterozoico y Fanerozoico [255]. Una increíble recopilación de información y descripción de las eras geológicas puede encontrarse en el libro *Geologic Time Scale* [16].

4.3.1 Hadeano

También se conoce como eón Hádico o Hadeico, comprende la primera etapa de la historia de la Tierra, desde su formación hace unos 4 567 millones de años, hasta hace unos 4 031 millones de años, cuando creemos que se inicia la vida. Es el primero de los eones precámbricos. Los procesos de formación y acomodación final de la Tierra se dieron durante este periodo. La estabilización del núcleo, la formación del manto y la primera corteza, los océanos así como la primera atmósfera, aparecieron durante el Hadeano. Al principio, el material del planeta se encontraba derretido; la Tierra era literalmente un infierno, de ahí el nombre de este eón, de la palabra griega que define el inframundo, el Hades.

La superficie de la Tierra era muy inestable durante la primera parte del Hadeano. El flujo de calor desde el interior del planeta generaba corrientes convectivas en el manto en formación, que depositaba material derretido caliente sobre la superficie, y al mismo tiempo llevaba material frío hacia el interior. Los materiales pesados como el hierro, el níquel y otros metales se hundieron hasta conformar el núcleo del planeta. Otros materiales más livianos como los silicatos se acomodaron encima para conformar el manto, y la capa exterior expuesta se enfrió lentamente hasta solidificarse y conformar la corteza. Los océanos y la atmósfera primigenia se formaron durante la última etapa del Hadeano. La primera versión de nuestra atmósfera probablemente era rica en hidrógeno y helio presentes en el disco protoplanetario. Después de la formación de la corteza, los impactos de asteroides y cometas trajeron el agua que se depositó sobre la superficie y mucha de ella fue introducida al interior del planeta por los procesos tectónicos. La solidificación de la corteza también significó un cambio en la composición de la primera atmósfera, enriqueciéndola con CO₂, NH₃, CH₄, agua y nitrógeno. La Luna también se formó durante este periodo a partir de una gran colisión con otro planeta llamado **Theia**, hablaremos de su historia más adelante. La formación de la Luna significó una acomodación adicional del planeta, de su manto y la formación de una nueva corteza, además de una nueva alineación de su eje de rotación.



Figura 4.13: Estromatolitos en la bahía tiburón en Australia.

4.3.2 Arcaico

También llamado Arqueano, se inició hace 4 031 millones de años y finalizó hace unos 2 500 millones de años. Este eón se caracteriza por el surgimiento de la vida y a mediados del mismo aparece la fotosíntesis, un evento fundamental para la evolución en la Tierra. Las rocas de esta época guardan los primeros registros de vida en la Tierra, registros fósiles de las primeras formas de vida procariotas, básicamente **arqueas** y **bacterias**. Los restos fósiles de estos organismos se encuentran como formaciones de rocas sedimentarias llamadas **estromatolitos**, formadas a partir de los restos de agrupaciones de colonias de microorganismos. Los estromatolitos más antiguos pueden tener hasta 3 700 millones de años de antigüedad y se encuentran en las playas poco profundas de mares cálidos. Estas rocas son el resultado del lento depósito, durante miles de millones de años, generación tras generación, de colonias completas de organismos unicelulares como, por ejemplo, las **cianobacterias**. Los estromatolitos se forman muy lentamente, capa por capa de microorganismos. Al morir una colonia de células, se deposita una capa de carbonato de calcio sobre la capa anterior y empieza a formarse sobre ésta una nueva capa de organismos vivos. Así, durante miles de millones de años, fueron depositándose las capas que terminaron formando las estructuras fósiles que vemos hoy en día. Los rastros de grafito en rocas del Arcaico, producido por organismos vivos, testifican el hecho de que la vida se inició en la Tierra incluso mucho antes. Hay evidencias indirectas de que la vida ya estaba en la Tierra hace unos 3 950 millones de años.

Durante el Arcaico el flujo de calor interno de la Tierra era mucho más alto que el actual, unas tres veces mayor, esto fruto del proceso de enfriamiento del material después de la acreción que formó el planeta y del inicio del decaimiento radiactivo de elementos como el Uranio, el Torio y el Potasio, especialmente en el manto recién establecido. Por obvias razones la actividad volcánica era mucho mayor, con numerosas plumas y grandes fosas tectónicas. La gran actividad tectónica del Arcaico no permitía la formación de continentes permanentes, había una mayor tasa de reciclaje de la corteza, por lo que apenas al final de este eón, una vez la corteza se había enfriado lo suficiente y la convección del manto se había establecido y estabilizado, se da la aparición de las primeras masas continentales que emergían del vasto océano que cubría el planeta. Estos embriones continentales eran pequeños, formados probablemente sobre los puntos calientes del manto.



Figura 4.14: Ilustración del periodo **Ediacárico** hace 635 millones de años durante el cual aparecieron los primeros animales. Créditos: John Sibbick, Encyclopedia of Earth [261].

4.3.3 Proterozoico

El tercer eón de la historia de la Tierra inicia hace unos 2 500 millones de años y finaliza con una explosión de biodiversidad y la aparición de los animales hace unos 538 millones de años. La palabra Proterozoico significa vida temprana. Durante el Proterozoico se dio la **gran oxidación**, que se refiere al proceso de enriquecimiento con oxígeno, primero de la atmósfera y luego del océano. Es el eón de más larga duración. Se subdivide en tres eras geológicas: el PaleoProterozoico, el MesoProterozoico y el NeoProterozoico. Este eón abarca el tiempo desde la aparición de oxígeno libre en la atmósfera de la Tierra hasta justo antes de la proliferación de vida compleja en la Tierra durante la Explosión Cámbrica.

Los eventos más significativos de ésta época de la historia terrestre tienen que ver con la transformación de la atmósfera, de una rica en CO_2 a una atmósfera oxigenada, proceso que se dio durante el PaleoProterozoico. Durante este eón se produjo la aparición en la evolución de los **eucariotas**, todos los organismos formados por células con núcleo, ya sean unicelulares o pluricelulares. Se dieron además varias glaciaciones globales, como la huroniana hace 2400 millones de años, que duró 300 millones de años y se debió fundamentalmente a la oxidación de la atmósfera, lo que produjo una disminución de los gases de efecto invernadero. Fue también el eón de la **Tierra bola de nieve**, durante el período llamado criogénico a finales del NeoProterozoico hace 750 millones de años. El período final del eón, conocido como el **Ediacárico** entre 635 y 538 millones de años atrás, se caracteriza por la evolución de abundantes organismos multicelulares de cuerpo blando como esponjas, algas, cnidarios, bilaterianos y la biota sésil, algunos de los cuales habían evolucionado con reproducción sexual y proporcionan la primera evidencia fósil directa de vida compleja en la Tierra.

La gran oxidación

Probablemente el evento planetario más importante del Proterozoico sea la transformación de nuestra atmósfera arcaica a su tercera versión. Este proceso, conocido en inglés como GOE (*Great Oxidation Event*) es también llamado la catástrofe del oxígeno, la revolución del oxígeno, el holocausto del oxígeno o la crisis del oxígeno; esto debido a los grandes cambios para la vida que significó la presencia de este gas, primero en la atmósfera y después en los océanos de la Tierra.

El proceso comenzó hace aproximadamente entre 2 460 y 2 426 millones de años atrás, durante

el período conocido como **Sideriano** y terminó hace aproximadamente 2 060 millones de años durante el **Riacio**. La evidencia geológica, isotópica y química sugiere que el oxígeno molecular, O₂, producido biológicamente por la fotosíntesis, comenzó a acumularse en la atmósfera de la Tierra y la cambió de ser una atmósfera débilmente reductora y prácticamente desprovista de oxígeno a una atmósfera oxidante. El nivel de oxígeno alcanzó el 10 % de su nivel atmosférico actual al final del período y siguió aumentando paulatinamente durante los siguientes 1 500 millones de años.

El aumento de oxígeno en la atmósfera, altamente reactivo, significó la intoxicación de la mayoría de las especies de microorganismos que eran anaeróbicos y causó la extinción de la mayoría de ellos, principalmente colonias de arqueas que utilizaban la luz verde para una forma primordial de fotosíntesis anoxigénica que se conoce como **la Tierra púrpura**, debido a que la superficie del planeta debió verse de este color, a diferencia del verde extendido que tenemos hoy en día y que se debe a la clorofila de los organismos fotosintéticos [85]. La gran oxidación se presenta como una de las grandes extinciones en masa de la historia de la vida en la Tierra. Se infiere que la gran oxidación causó una extinción masiva debido a la dificultad para encontrar restos fósiles de organismos simples de esa época. Se ha encontrado a través del análisis isotópico de los minerales de sulfato que la biosfera disminuyó en más del 80 %. La gran oxidación fue causada principalmente por las **cianobacterias**, que evolucionaron y perfeccionaron la fotosíntesis, que libera dióxido como producto de desecho del proceso. El aumento del nivel de oxígeno finalmente agotó la capacidad reductora de los compuestos ferrosos, el sulfuro de hidrógeno y el metano atmosférico, todo esto agravado por una glaciación, lo que devastó las comunidades microbianas alrededor de la Tierra. La adaptación posterior de las arqueas supervivientes a través de la simbiogénesis con proteobacterias aeróbicas, que más tarde se volvieron endosimbiontes y se convirtieron en mitocondrias, puede haber conducido al surgimiento de los eucariotas y la posterior evolución de las formas de vida multicelulares como los animales, los hongos y las plantas.

4.3.4 Fanerozoico

El nombre del último de los eones significa literalmente la vida visible. Este es el gran eón de los animales, las plantas, los hongos y en general del surgimiento y la diversificación de los organismos complejos en la Tierra. Se inició hace 538 millones de años y cubre el tiempo transcurrido hasta la actualidad. Es el eón durante el cual ha proliferado la vida animal y vegetal, se ha diversificado y ha colonizado la mayoría de los ambientes sobre la superficie de la Tierra. El eón comienza con el período Cámbrico, cuando los animales desarrollaron por primera vez caparazones duros que pueden preservarse claramente en el registro fósil. El Fanerozoico comienza justamente con la aparición de evidencia fosilizada de varias familias de animales y la evolución de esas familias hacia la diversidad de formas que hoy conocemos como los peces, los artrópodos, los moluscos; después vino la colonización terrestre y la evolución de insectos, quelicerados, miriápodos y tetrápodos y finalmente el desarrollo de la fauna moderna. Este también es el eón de la evolución de las plantas y los hongos, como lo dijimos anteriormente. Durante este tiempo, las fuerzas tectónicas que mueven los continentes los habían reunido en una sola masa terrestre, Pangea, que luego se separó para conformar las masas continentales actuales. El Fanerozoico se divide en tres eras: **Paleozoico**, **Mesozoico** y **Cenozoico**, que a su vez se subdividen en doce períodos.

Era Paleozoica

Es la primera de las eras del Fanerozoico y se caracteriza por la aparición y proliferación de la vida compleja en el planeta. También representa el periodo en el cual la vida salió de los océanos para colonizar la tierra firme. El Paleozoico se divide en seis periodos:

- **Cámbrico:** Inició hace 539 millones de años y duró hasta hace 485 millones de años. La rápida diversificación de vida animal en los océanos durante este periodo es llamada **la explosión del Cámbrico**, la gran mayoría de familias de animales (*phylum*) apareció durante



Figura 4.15: Ilustración del periodo **Cámbrico**. Créditos: Ken Doud [288].

este periodo de la historia de la Tierra. En los océanos evolucionaron las algas y la fauna estaba dominada por los artrópodos acorazados, como los trilobites y los radiodóntidos y, en menor medida, los cefalópodos con caparazón. Casi todos los *phylum* de animales marinos evolucionaron en este período. Durante el Cámbrico, el supercontinente de **Pannotia** comenzó a fragmentarse, la mayor parte volvió a unirse más tarde para conformar el supercontinente **Gondwana**. La mayoría de los continentes probablemente eran secos y rocosos debido a la falta de vegetación. Los mares poco profundos y cálidos rodeaban los márgenes de los continentes creados durante la desintegración de Pannotia y el hielo polar estuvo ausente durante gran parte del período [249].

- **Ordovícico:** Abarca el periodo entre 485 y 444 millones de años atrás. El nombre proviene de la tribu galesa de los **ordovicos** que habitaron las islas británicas antes de la llegada de los romanos. Muchos de los grupos de animales que todavía existen hoy en día evolucionaron o se diversificaron, como los nautiloideos primitivos, los vertebrados y los corales. Los trilobites comenzaron a ser reemplazados por braquiópodos articulados y los crinoideos también se convirtieron en una parte cada vez más importante de la fauna. Los primeros artrópodos salieron del agua para colonizar el supercontinente de Gondwana. Un grupo de algas verdes de agua dulce, llamadas **estreptofitas**, también sobrevivió al arrastre hasta la costa y comenzó a colonizar las llanuras aluviales y las zonas ribereñas, dando lugar a las primeras plantas terrestres. Este aumento exponencial de formas de vida de este periodo ha sido llamado el **Gran Evento de Biodiversificación del Ordovícico**. Cerca del final del periodo, Gondwana se había movido desde la zona ecuatorial hacia el polo sur, y otras masas continentales como **Laurentia** (actual Norteamérica) y **Báltica** (actual norte de Europa) habían colisionado también en el hemisferio sur, lo que provocó grandes cambios en el clima del planeta y una glaciación que produjo la disminución de los niveles del mar. La acumulación de hielo en la Tierra provocó la segunda gran extinción de la vida en el planeta, llamada **Extinción del Ordovícico-Silúrico**, durante la cual desaparecieron el 60 % de los invertebrados marinos y el 25 % de las familias. Fue una de las extinciones más mortíferas en la historia de la Tierra [252].
- **Silúrico:** El tercer periodo del Paleozoico se inició hace 444 millones de años y terminó hace 419 millones de años. El Silúrico inicia con un calentamiento global que sacó al planeta

de la glaciación de finales del ordovícico. Es el periodo de diversificación de los peces sin mandíbula, pero además aparecen los peces con mandíbula y los peces de agua dulce. Los artrópodos son abundantes y algunos grupos, como los euriptéridos, se convirtieron en superdepredadores en los océanos. La vida terrestre se estableció definitivamente, incluyendo a los primeros hongos, los arácnidos, los hexápodos y los miriápodos. La evolución de las plantas vasculares como los helechos, permitió que las plantas terrestres se afianzaran tierra adentro. Durante el Silúrico existieron cuatro continentes: Gondwana (África, América del Sur, Australia, Antártica, India), Laurentia (América del Norte con partes de Europa), Báltica (el resto de Europa) y Siberia (el norte de Asia) [254].

- **Devónico:** Éste periodo va desde 419 hasta 359 millones de años atrás, es conocido como la era de los peces. Se presentó una enorme diversificación de los peces, incluidos peces con armadura y peces con aletas lobuladas que eventualmente evolucionaron hasta convertirse en los primeros **tetrápodos**. El Devónico significó la conquista de la tierra para las plantas terrestres con esporas, que comenzaron a extenderse por la tierra seca formando extensos bosques que cubrieron los continentes. A mediados del periodo, varios grupos de plantas vasculares habían desarrollado hojas y raíces, y hacia el final del período aparecieron las primeras plantas con semillas, los **árboles**. Los nuevos hábitats produjeron una mayor diversificación de los **artrópodos**. Aparecieron los primeros **anfibios** y los peces ocuparon el tope de la cadena alimenticia. Se dio durante este periodo el segundo evento de extinción masiva del Fanerozoico, la extinción del Devónico tardío, que acabó con el 70 % de las especies existentes. La geografía de este periodo estuvo dominada por el supercontinente Gondwana al sur, el pequeño continente de Siberia al norte y el continente mediano de **Laurasia** al este. Los principales eventos tectónicos incluyen el cierre del **océano Rheico**, la separación del sur de China de Gondwana y la expansión del **océano Paleo-Thetis**. El Devónico experimentó varios acontecimientos importantes de formación de montañas a medida que se acercaban Laurasia y Gondwana. Estas primeras colisiones conducirían más tarde a la formación de **Pangea** durante el Paleozoico superior [250].
- **Carbonífero:** Este periodo se inició hace 359 millones de años y terminó hace 299 millones de años. Su nombre se refiere a los numerosos yacimientos de carbón mineral formados en todo el mundo durante ese tiempo. Durante este periodo la vida terrestre se estableció definitivamente, tanto las plantas como los animales. Es llamado **la era de los anfibios** debido a la gran diversificación de estos tetrápodos que se convirtieron en el grupo dominante en toda la Tierra, especialmente los vertebrados **amniotes**, que más tarde darían origen a los reptiles, los mamíferos y las aves. Grandes extensiones de bosques y pantanos cubrían la Tierra, que eventualmente se convirtieron en los lechos de carbón mineral que hoy se explotan en todo el mundo. El carbón que se extrae de las minas modernas corresponde a los restos fosilizados de los bosques y pantanos del Carbonífero. La segunda mitad del Carbonífero se vio dominada por periodos de glaciación, bajos niveles de los océanos y la formación de grandes sistemas montañosos, debidos a las colisiones de las placas continentales que conformaron Pangea [251]. Un evento menor de extinción marina y terrestre, debido al colapso de las selvas tropicales del Carbonífero, ocurrió al final del período, causado por un cambio climático [202].
- **Pérmico:** El último periodo del Paleozoico, se extendió desde hace 299 millones de años hasta hace 252 millones de años. Fue nombrado en referencia a la región de Perm en Rusia [253]. El Pérmico significó la diversificación de los dos grupos principales de amniotas, los **sinápsidos** que mucho después darían origen a los mamíferos y los **saurópsidos** que



Figura 4.16: Periodo Mesozoico, la era de los dinosaurios. Créditos: Carl Clark, [257].

originarían a los reptiles y más tarde a las aves. El planeta del Pérmico estaba dominado por el supercontinente Pangea, rodeado por el superocéano **Panthalassa**. La desaparición de los bosques tropicales del Carbonífero habían dejado como resultado grandes extensiones de desierto, que cubrían el interior del gran continente. Se registraron al menos tres eventos de extinción durante el Pérmico [84], de hecho el periodo terminó con el evento de extinción Pérmico-Triásico (P-T), la mayor extinción masiva en la historia de la Tierra, la última de las tres o cuatro crisis que ocurrieron en el periodo, en la que casi el 81 % de las especies marinas y el 70 % de las especies terrestres se extinguieron. La gran extinción P-T se ha asociado con masivas erupciones de las **traps siberianas**, uno de los mayores sistemas volcánicos de la Tierra, que duraron millones de años activas. A la vida le tomó unos 30 millones de años recuperarse de éste evento de extinción [201].

El Paleozoico finalizó con la mayor de las extinciones masivas de la historia de la vida en la Tierra, y dio paso a una nueva era, el Mesozoico, que significó la llegada de los más grandes seres vivos que hayan habitado nuestro planeta.

Era Mesozoica

La palabra *meso* significa medio, esta es la era media de los animales. La era de los dinosaurios se inició hace 252 millones de años y finalizó hace 66 millones de años. Comprende tres períodos: **Triásico**, **Jurásico** y **Cretácico**.

- **Triásico:** Es el primero y el más corto de los períodos del mesozoico, va desde hace 252 millones hasta hace 202 millones de años. Estuvo marcado por dos eventos de extinción masiva que se dieron justo al inicio y al final del período. El Triásico inició con la extinción P-T, que redujo enormemente la biodiversidad de la Tierra; apenas a mediados del período la vida logró recuperar su antigua diversidad. Se pueden distinguir tres categorías de organismos que sobrevivieron al evento de extinción: algunos nuevos grupos que florecieron brevemente y otros grupos nuevos que dominarían la era Mesozoica. Primero están los reptiles, especialmente los **arcosaurios**, que fueron los principales vertebrados terrestres durante esta época. En segundo lugar está un subgrupo especializado de arcosaurios, que más tarde fueron llamados **dinosaurios**. Aparecieron por primera vez durante el Triásico tardío,

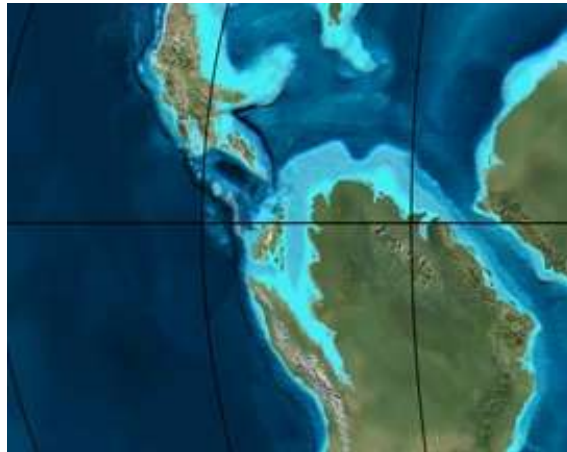


Figura 4.17: Norte de Suramérica hace 105 millones de años. Créditos: Blakey CC BY-SA 3.0.

pero no se volvieron dominantes hasta el Jurásico. Finalmente están los primeros mamíferos que evolucionaron durante este período. El supercontinente Pangea dominó el mundo durante el Triásico, pero durante el siguiente período, el Jurásico, comenzó a dividirse en dos masas de tierra, Laurasia al norte y Gondwana al sur. El clima durante el período fue cálido y seco, con desiertos que abarcaban gran parte del interior de Pangea. Sin embargo, el clima cambió y se volvió más húmedo a medida que Pangea comenzó a separarse. Al final del período se dio otra gran extinción masiva, el evento de extinción Triásico-Jurásico (T-J), que eliminó con muchos grupos y permitió que los dinosaurios asumieran el dominio del planeta [269].

- **Jurásico:** Este periodo inició hace 202 millones de años y finalizó hace 145 millones de años. Su nombre se debe a las montañas de Jura en Europa central donde fue identificado el estrato por primera vez. El periodo se inició con la extinción T-J, provocada probablemente por las erupciones de la que los geólogos llaman la **Provincia Magmática del Atlántico Central** (CAMP por sus siglas en inglés), y que se refiere a la actividad volcánica que se desató al romperse Pangea para formar Laurasia y Gondwana. La actividad produjo una disminución del oxígeno y una acidificación del océano, además de un calentamiento global que produjo la desaparición de los casquetes polares. Había grandes bosques tropicales en lugares cerca a los polos como Siberia. Los dinosaurios dominaron la fauna del Jurásico. Aparecen las primeras aves que descienden de especies **Theropodas** de dinosaurios. También los cangrejos y las lagartijas aparecieron durante este periodo, mientras los primeros mamíferos seguían diversificándose. Los océanos estaban habitados por reptiles marinos como los **Ictiosaurios** y los **Plesiosaurios** de los cuales podemos encontrar especímenes fósiles en lugares como Villa de Leyva en Boyacá. Durante la mayor parte del Mesozoico lo que actualmente es el territorio colombiano se encontraba bajo el mar. Las coníferas son uno de los grupos de plantas que hicieron su aparición durante este periodo. La finalización del Jurásico no está bien definida en términos geológicos, dado que la estratificación entre el Jurásico y Cretácico que le siguió no es muy clara [268].
- **Cretácico:** Este periodo va desde hace 145 hasta hace 66 millones de años. Es el periodo más largo de la era Mesozoica, y el más extenso de todo el eón Fanerozoico. Su nombre proviene de las rocas calizas de creta (carbonatos de calcio), muy abundantes en la última mitad del periodo. También suele usarse la letra **K** para referirse al Cretácico, por la inicial del nombre en alemán. Se caracterizó por un clima cálido, por lo que los niveles del mar eran

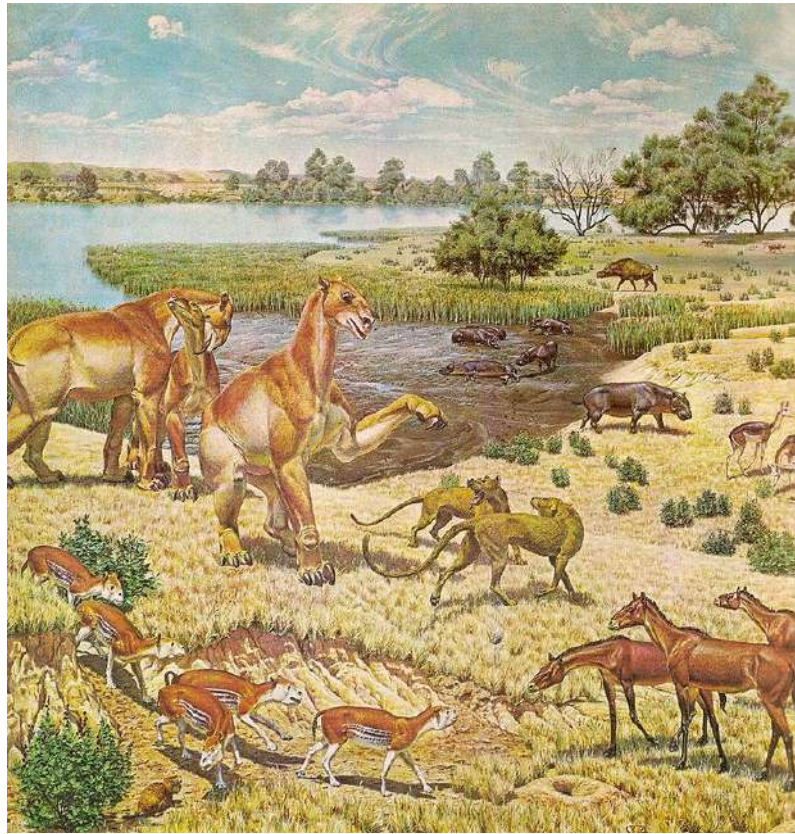


Figura 4.18: Un mural en el Instituto Smithsonian muestra algunos de los mamíferos que gobernaron la Tierra durante el Mioceno. Créditos: dominio público.

relativamente elevados, y se formaron muchos mares interiores en las zonas continentales. Los reptiles marinos seguían dominando las aguas, mientras los dinosaurios dominaban la tierra. Aparecieron nuevos grupos de mamíferos y de aves. Al principio del Cretácico aparecieron las plantas con flores que terminaron por dominar la tierra al finalizar el periodo. El Cretácico, junto con el Mesozoico, terminó con el evento de extinción Cretácico-Paleógeno ó Cretácico-Paleógeno (K-Pg), una gran extinción masiva que significó la desaparición de miles de grupos, incluyendo a los dinosaurios no aviares, los pterosaurios y los grandes reptiles marinos, y que se cree que fue causada por el impacto de un gran asteroide que formó el cráter **Chicxulub** en el actual Golfo de México. El final del Cretácico está definido estratigráficamente por el abrupto límite K-Pg, un delgado estrato arcilloso rico en elementos raros como el Iridio (Ir), y que es la firma geológica asociada con la extinción [267].

El final del Cretácico fue marcado por el gran impacto de Chicxulub, que implicó un reordenamiento entre las especies dominantes de la Tierra. Los grandes dinosaurios dieron paso a la diversificación de la gran familia de los mamíferos, quienes desde entonces gobiernan sobre la vida compleja de nuestro planeta.

Era Cenozoica

El Cenozoico abarca el tiempo comprendido desde hace 66 millones de años hasta nuestros días. Es conocido como el tiempo de los mamíferos, dado que fue esta familia la que se multiplicó y diversificó por todo el planeta desde entonces. Igualmente, las aves y las plantas con flores iniciaron su dominio de la biosfera terrestre. Durante esta era, los continentes continuaron su separación

hasta ubicarse en las posiciones que ocupan actualmente sobre la superficie. La era se divide en tres períodos: **Paleógeno**, **Neógeno**, y el **Cuaternario**.

- **Paleógeno:** Inició hace 66 millones de años y finalizó hace unos 23 millones de años. Anteriormente se usaba el término **Terciario** para referirse a este periodo y al Neógeno juntos. Es el periodo de la diversificación de los mamíferos, que aumentaron de tamaño, desde pequeños roedores hasta convertirse en el grupo dominante de la vida terrestre. El Paleógeno se divide en tres épocas, **Paleoceno**, **Eoceno** y **Oligoceno**. Al final del Paleoceno se dio un fenómeno llamado el **Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno**, un gran cambio climático que calentó el planeta hace 56 millones de años. En apenas 20000 años, la temperatura media aumentó en 6 °C, con el correspondiente aumento del nivel del mar y el calentamiento de los océanos, lo que produjo cambios en la circulación oceánica y atmosférica y la consecuente extinción de múltiples especies, pero que al mismo tiempo favoreció la aparición de las familias de mamíferos actuales. Los continentes continuaron su movimiento hacia las posiciones que ocupan actualmente. India chocó con Asia y levantó los Himalayas, el océano Atlántico seguía ampliándose un par de centímetros por año, separando a Suramérica de África, que además se movió al norte para chocar con Europa. Australia se separó de la Antártica y empezó su viaje en solitario.
- **Neógeno:** Se extiende desde hace 23 millones de años hasta hace 2.6 millones de años. Hay dos épocas durante este periodo, el Mioceno y el Plioceno. Es el periodo de diversificación de los mamíferos y las aves, que evolucionan hacia sus formas actuales. Al final del periodo aparecerá en África occidental una especie de homínido cuyo cerebro e inteligencia le permitieron la creación de herramientas y el dominio del fuego. El **Homo Habilis** dará lugar después a nuestra existencia. En lo que respecta a la deriva continental, Norteamérica y Suramérica se unieron a través del istmo de Panamá cerca del final de este periodo, hace unos 4 millones de años. El cierre del istmo configuró la corriente del golfo como el único medio de transporte de calor hacia el Atlántico norte, lo que condujo a el enfriamiento del planeta y a la llegada de los periodos de glaciación del Cuaternario.
- **Cuaternario:** Es el más reciente de los periodos del Cenozoico y se inició hace unos 2.6 millones de años. Éste periodo se divide en Pleistoceno que terminó con la última gran glaciación, hace unos 12 000 años, y el Holoceno, que es la época geológica actual. Se ha discutido mucho acerca de establecer una nueva época geológica llamada **Antropoceno**, debido a la influencia y el impacto que ha tenido nuestra especie sobre el planeta en los últimos años, especialmente después del inicio de la era nuclear; sin embargo, el término y la aceptación de esta nueva época fue descartada por la Comisión Internacional de Estratigrafía en abril de 2024. El Cuaternario es la época del género **Homo**, al menos una veintena de diferentes especies humanas han existido en nuestro planeta durante los últimos dos millones de años; algunas de ellas, como el **Habilis**, el **Erectus**, el **Antecesor** y el **Heidelbergensis**, se consideran parte de nuestros ancestros [292, 298]. Nosotros, los **Homo Sapiens**, aparecimos en África hace unos 350 000 años. Desde entonces, nuestra curiosidad, nuestra inteligencia y nuestro deseo de explorar nos han llevado hasta cada uno de los rincones de este planeta, y nos han permitido crear la ciencia y el conocimiento de nuestro entorno cósmico y de nosotros mismos.

4.4 ¿Por qué nuestro planeta es especial?

La Tierra posee una temperatura agradable, tiene agua líquida en abundancia sobre su superficie y una atmósfera que nos calienta y protege de las radiaciones de alta energía como los rayos gamma,

los rayos X y el ultravioleta. Estas características son únicas en nuestro entorno planetario. Si nos comparamos con los demás planetas rocosos, veremos, por ejemplo, que Mercurio no cuenta con agua líquida, ni con una atmósfera. Venus, además de no poseer agua líquida sobre su superficie, está demasiado caliente por causa de su extremo efecto invernadero, y Marte, aunque posee algo de agua congelada bajo su superficie, está demasiado frío por la delgadez y la baja presión de su atmósfera. Nuestros vecinos no son tan agradables en términos ambientales como nosotros.

La masa y la distancia al Sol de la Tierra son también una combinación perfecta. Los procesos geológicos que dan forma a los planetas son también aspectos que determinan las posibilidades de habitabilidad. Dichos procesos involucran períodos de tiempo de millones a miles de millones de años y afectan los procesos biológicos, tal y como lo vimos en la sección anterior. Los procesos geológicos de la Tierra son los que la hacen habitable.

El vulcanismo es el proceso a través del cual el material del interior de los planetas o las lunas emerge hasta la superficie a través de la corteza. Los volcanes intervienen en la composición de la atmósfera y los océanos, en el reciclaje de la materia del planeta y producen cambios climáticos a nivel global. La tectónica moldea y recicla la corteza y a su vez produce vulcanismo. En el caso de la Tierra, la tectónica es responsable de la estabilidad climática del planeta a largo plazo. Finalmente, está el campo magnético planetario, que actúa como un escudo protector del planeta, especialmente de su atmósfera y por ende determina y protege la habitabilidad. En resumen, hay tres factores para la habitabilidad planetaria que son fundamentales:

- **Vulcanismo:** Libera los gases que conforman la atmósfera, entre ellos, los gases de efecto invernadero.
- **Tectónica:** Conformar y moldea la superficie y regula el clima a largo plazo.
- **Campo magnético:** Actúa como escudo y protege la atmósfera y la habitabilidad.

4.4.1 Regulación del clima

El clima terrestre no es perfectamente estable. Hay eras de hielo y épocas de calentamiento. Sin embargo, el clima ha sido relativamente benigno con la vida durante miles de millones de años. La temperatura promedio del planeta ha permanecido dentro del rango que le permite tener agua líquida sobre la superficie. La fuente principal de energía de nuestro planeta es el Sol. Hemos permanecido más o menos a la misma distancia promedio durante toda la historia del Sistema Solar. Aunque el Sol no siempre fue tan brillante, el joven Sol era más débil de lo que es en la actualidad. Las estrellas aumentan su luminosidad (energía emitida) a medida que evolucionan. Nuestro Sol era un 30 % menos luminoso al principio de nuestra historia, por lo que para la época en que surgió la vida debió existir algún mecanismo que mantuvo a la Tierra lo suficientemente cálida para que el agua líquida sirviera de medio para la aparición y la evolución de la vida. A este fenómeno se le conoce como la **Paradoja del débil joven Sol**, y ha sido estudiado profundamente desde hace muchos años [96]. Si se hiciera un cálculo del equilibrio térmico para la Tierra, y suponemos que se comporta como un cuerpo negro, esto es, si analizáramos cuánta radiación recibe desde el Sol y cuánta radiación devuelve el planeta al espacio, es posible calcular cuál sería la temperatura de equilibrio:

$$T_{eq} = \left[\frac{S_{\odot}(1 - A)}{4\sigma} \right]^{1/4} \quad (4.6)$$

$S_{\odot}$ se conoce como la **constante solar** y equivale a la cantidad de radiación solar que puede medirse a una distancia de una unidad astronómica por segundo y por unidad de área. Es sencilla

de calcular, basta con dividir la luminosidad solar, $L_{\odot} = 3.846 \times 10^{26} \text{ W}$, por el área de una esfera con un radio equivalente a 1 au, $r = 1.5 \times 10^{11} \text{ m}$:

$$S_{\odot} = \frac{L_{\odot}}{4\pi r^2} \approx 1360 \text{ Wm}^{-2} \quad (4.7)$$

Volviendo a la ecuación (4.6), el parámetro A se conoce como el **albedo**, y representa el porcentaje de radiación que el planeta devuelve al espacio, en el caso de la Tierra $A \approx 0.31$. Por otro lado, $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$, es la constante termodinámica de Stefan–Boltzmann. El factor $1/4$ en la ecuación proviene del hecho de que solo un hemisferio está recibiendo radiación en cualquier momento, lo que proporciona un factor de $1/2$; por otro lado, de la integración de los ángulos de incidencia de la radiación solar sobre el hemisferio iluminado, nos da otro factor de $1/2$. Si se reemplazan los valores para la Tierra en la ecuación (4.6), veremos que $T_{eq\oplus} = 254 \text{ K}$, esto es ¡19 grados centígrados bajo cero! ¿Entonces por qué nuestro planeta no está congelado? La respuesta es el **efecto invernadero**, producido principalmente por moléculas como H_2O , CO_2 y CH_4 .

Una molécula de gas de efecto invernadero absorbe la energía de un fotón infrarrojo y libera rápidamente energía emitiendo un nuevo fotón infrarrojo. Sin embargo, el nuevo fotón será emitido en alguna dirección aleatoria que es poco probable que sea la misma dirección de donde vino el fotón original. Este fotón puede luego ser absorbido por otra molécula que hace lo mismo. El resultado neto es que los gases de efecto invernadero tienden a frenar el escape de la radiación infrarroja de la atmósfera inferior, mientras sus movimientos moleculares calientan el aire circundante. De esta manera, el efecto invernadero hace que la superficie y la atmósfera inferior sean más cálidas. Una manta ofrece una buena analogía: al estar abrigado debajo de una manta, la propia manta no proporciona calor, sino más bien no deja escapar el calor corporal hacia el exterior. Cuantos más gases de efecto invernadero estén presentes en la atmósfera, mayor será el grado de calentamiento de la superficie. Eso significa que al calcular la temperatura de un planeta se debe considerar el efecto de la atmósfera. La temperatura superficial de un planeta se puede expresar entonces como:

$$T_s = T_{eq} + \Delta T_{atm} \quad (4.8)$$

En el caso de la Tierra la temperatura media del planeta es de unos 13.9°C , lo que significa que el efecto invernadero adiciona unos $\Delta T_{atm} \approx 33^\circ\text{C}$. En el caso de otros planetas el efecto invernadero puede ser mucho más significativo, como en Venus, cuya $T_{eq} = -29^\circ\text{C}$ mientras que su $T_s = 482^\circ\text{C}$, o no aportar mucho a la temperatura, como en Marte donde $T_{eq} = -57^\circ\text{C}$ y $T_s = -62^\circ\text{C}$. Entonces, ¿qué proceso regula el clima en la Tierra? El ejemplo de Venus es importante. La atmósfera de Venus posee unas 200 000 veces más CO_2 que la de la Tierra. Sus volcanes posiblemente liberaron la misma cantidad de gases que en la Tierra, incluso aquí los volcanes continúan liberando CO_2 . ¿Por qué entonces Venus posee semejante efecto invernadero? Eso se debe a que en la Tierra la mayor parte del carbono se guarda en las rocas en forma de carbonatos. Los carbonatos de la corteza terrestre contienen 170 000 veces más CO_2 que la atmósfera. Nuestro planeta posee un mecanismo maravilloso de reciclaje del carbono.

Ciclo del carbono

El carbono se intercambia permanentemente entre los diferentes sistemas biogeoquímicos que componen nuestro planeta, esto es: **la biosfera, la litosfera, la hidrosfera y la atmósfera**. El carbono es el principal elemento en los compuestos biológicos, así como un componente de muchos minerales que hacen parte de rocas como la piedra caliza. El ciclo del carbono comprende una serie de fenómenos clave para que la Tierra sea un planeta habitable. El carbono se mueve a través de los sistemas biogeoquímicos, se recicla y reutiliza en toda la biosfera, así como en procesos a largo plazo de almacenamiento y liberación de carbono donde interviene la litosfera y la tectónica.



Figura 4.19: Ciclo del carbono. Créditos: *Biochemical Cycles* [285], John M. Evans y Howard Perlman, USGS. CC BY 4.0.

El almacenamiento de carbono puede ser un **ciclo rápido**, que corresponde fundamentalmente al intercambio biológico con la atmósfera, principalmente a través de la fotosíntesis y con el suelo, cuando el carbono de los cadáveres es devuelto a la tierra y puede durar del orden de años.

Por otro lado existe el **ciclo lento**, que es fundamentalmente geológico y desempeña un papel fundamental en la regulación a largo plazo del clima terrestre. Este ciclo lento también es llamado **ciclo profundo del carbono**, y se refiere al recorrido del carbono a través del interior de nuestro planeta, en el manto e incluso hasta el núcleo y dura millones de años. Al devolver el carbono a las profundidades de la Tierra, este ciclo desempeña un papel fundamental en el mantenimiento de las condiciones de habitabilidad; sin él, el carbono se acumularía en la atmósfera, alcanzando concentraciones extremadamente altas durante largos períodos de tiempo, tal y como sucedió en Venus. En la atmósfera el carbono hace parte de dos gases de efecto invernadero, el dióxido de carbono, CO_2 , y el metano, CH_4 . El carbono es extraído de la atmósfera por varios procesos; el más famoso es la fotosíntesis, pero también puede ser disuelto en los grandes cuerpos de agua, como océanos y lagos, además de ser arrastrado por la lluvia.

Una parte fundamental del ciclo del carbono, que además funciona como termostato del clima planetario, es la fijación de carbono en las rocas a través de un proceso tectónico llamado **ciclo carbonato-silicato** que involucra la lluvia, las placas tectónicas y los volcanes. El ciclo implica la transformación, en períodos muy largos de tiempo, de rocas de silicatos en rocas carbonatadas, a través de procesos de erosión y sedimentación, y más tarde, la transformación de las rocas carbonatadas nuevamente en rocas de silicato por metamorfismo y vulcanismo. El dióxido de carbono se extrae de la atmósfera y es depositado y enterrado en minerales erosionados y luego regresa a la atmósfera a través del vulcanismo. En escalas de tiempo de millones de años, el ciclo carbonato-silicato es un factor clave en el control del clima de la Tierra porque regula los niveles de dióxido de carbono atmosféricos y, por lo tanto, la temperatura promedio a nivel global. ¿Cómo

funciona? Si los niveles de CO_2 en la atmósfera aumentan, esto producirá un aumento del efecto invernadero y por ende un aumento de la temperatura promedio en el planeta. De igual forma, el aumento en la temperatura producirá un aumento en las precipitaciones, lo que llevará con el tiempo a que el carbono sea arrastrado de la atmósfera por la lluvia y fijado en los minerales, lo que paulatinamente disminuirá el efecto invernadero y finalmente enfriará el planeta. Por el contrario, si el nivel de CO_2 en la atmósfera es bajo, la temperatura disminuye y por lo mismo las precipitaciones también disminuyen, permitiendo con el tiempo que se acumule más CO_2 y que el efecto invernadero actúe nuevamente calentando el planeta.

Eras de hielo y glaciaciones

Si la temperatura promedio global disminuye tan sólo en un par de grados, se incrementa la producción de nieve, que luego se convierte en hielo cubriendo los continentes y aumentando el albedo. Las causas de las glaciaciones no son muy claras, pero hay algunos aspectos que pueden influenciar una caída de la temperatura del planeta. Cambios en la luminosidad solar, en la órbita terrestre, cuya excentricidad varía hasta en un 2% en períodos de cientos de miles de años, los cambios en la inclinación del eje de rotación, que varía entre 22.1° - 24.5° en períodos de decenas de miles de años, producen cambios de clima cada cierto tiempo. A estos cambios se les ha llamado **ciclos de Milankovitch**, en honor al geofísico serbio Milutin Milanković, quien en la década de 1920 propuso que las variaciones en la excentricidad, la inclinación axial y la precesión combinadas darían como resultado variaciones cíclicas en la distribución anual y latitudinal de la radiación solar sobre la superficie de la Tierra; este forzamiento orbital influye sobre los patrones climáticos de la Tierra a largo plazo y serían los responsables de desencadenar el comienzo y el final de los períodos de glaciación.

La diferencia entre perihelio, que ocurre alrededor del 4 de enero de cada año, y su afelio, cerca del 4 de julio, es actualmente de aproximadamente 5.1 millones de kilómetros, una variación de apenas 3.4%. Eso significa que en enero, cerca del perihelio, la Tierra recibe un 6.8% más de radiación solar que cuando está cerca del afelio en julio. Cuando la órbita de la Tierra es más elíptica, cerca de un 23% más de radiación llega a la Tierra durante el perihelio, comparado con el afelio. Actualmente, la excentricidad de la Tierra está disminuyendo muy lentamente y se acerca a su punto menos elíptico (más circular), en un ciclo que se extiende durante unos 100 000 años. El cambio total real en la radiación que recibimos debido al ciclo de excentricidad es muy pequeño. Como las variaciones en la excentricidad de la Tierra son bastante pequeñas, son un factor relativamente menor en las variaciones climáticas estacionales anuales.

Por otro lado, la inclinación del eje de rotación de la Tierra, que se conoce como la **oblicuidad**, es la razón por la que la Tierra posee estaciones. Durante el último millón de años la oblicuidad ha variado entre 22.1° y 24.5° con respecto a la eclíptica. Cuanto mayor es el ángulo de inclinación del eje de rotación de la Tierra, más extremas son las estaciones, ya que cada hemisferio recibe más radiación solar durante el verano y menos durante el invierno. Los ángulos de inclinación más grandes favorecen los períodos de derretimiento y retroceso de los glaciares y las capas de hielo. Estos efectos no son uniformes; a mayores latitudes hay un cambio mayor en la radiación solar total, a diferencia de las regiones más cercanas al ecuador cuya cantidad de radiación no varía notoriamente. Actualmente el eje de rotación de la Tierra está inclinado $\sim 23.4^\circ$, aproximadamente a la mitad entre sus valores extremos. Este ángulo está disminuyendo muy lentamente en un ciclo que abarca unos 41 000 años. Estuvo en su máxima inclinación por última vez hace unos 10 000 años y alcanzará su inclinación mínima dentro de unos 10 000 años más. A medida que la oblicuidad disminuye gradualmente, las estaciones se hacen más suaves, lo que resulta en inviernos cada vez más cálidos y veranos más fríos; de esta manera, con el tiempo, la nieve y el hielo en las latitudes altas se acumulan formando grandes capas de hielo. A medida que aumenta la capa de hielo, aumenta el albedo y se refleja más radiación hacia el espacio, lo que promueve un enfriamiento aún mayor, dando lugar a una glaciación.

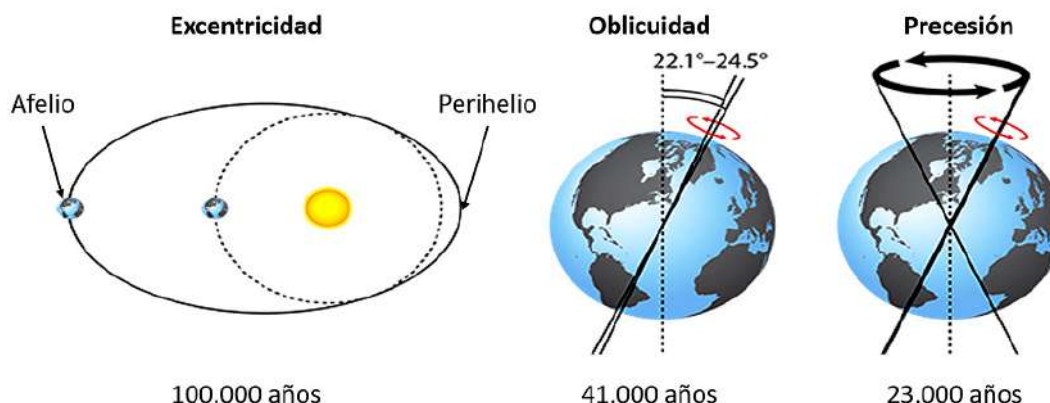


Figura 4.20: Variaciones en la excentricidad, la oblicuidad y la precesión, que causan los ciclos de Milankovitch. Créditos: *Reading ridges are climate and seafloor connected* [248].

El otro factor que influye en los posibles cambios climáticos de los ciclos de Milankovitch es la **precesión axial**. A medida que la Tierra rota sobre su eje, se tambalea ligeramente como un trompo que gira ligeramente descentrado. Esta oscilación se debe a las fuerzas de marea causadas por las influencias gravitacionales del Sol y de la Luna principalmente. La tendencia en la dirección de esta oscilación en relación con las posiciones de las estrellas fijas se conoce como precesión axial. El ciclo de precesión axial dura unos 25 771.5 años. La precesión hace que los contrastes estacionales sean más extremos en un hemisferio y menos extremos en el otro. Actualmente el perihelio de la Tierra ocurre durante el invierno en el hemisferio norte y en verano en el hemisferio sur. Esto hace que los veranos del hemisferio sur sean más calurosos y modera las variaciones estacionales del hemisferio norte. Pero dentro de unos 13 000 años, la precesión axial hará que estas condiciones cambien: el hemisferio norte experimentará más extremos en la radiación solar y el hemisferio sur experimentará variaciones estacionales más moderadas.

La Tierra no sólo se tambalea en su eje de rotación, toda la elipse orbital también se tambalea de forma irregular, principalmente debido a sus interacciones con Júpiter y Saturno. Este movimiento se conoce como **precesión apsidal**, y dura unos 112 000 años. La precesión apsidal cambia la orientación de la órbita de la Tierra en relación con el plano de la eclíptica. Los efectos combinados de la precesión axial y apsidal dan como resultado un ciclo de precesión general que abarca unos 23 000 años en promedio.

Los ciclos de Milankovitch influyen sobre el clima de la Tierra durante períodos de tiempo muy largos, lo que produce grandes cambios en nuestro clima a lo largo de decenas a cientos de miles de años. Milankovitch combinó los ciclos de cambios orbitales para crear un modelo matemático para calcular las diferencias en la radiación solar recibida en diferentes latitudes de la Tierra y las correspondientes temperaturas superficiales. Milankovitch calculó que las eras de hielo ocurren aproximadamente cada 41 000 años, lo que fue confirmado por los datos para las glaciaciones que sucedieron hace entre uno y tres millones de años durante el Pleistoceno superior. Pero hace unos 800 000 años, el ciclo se alargó hasta los 100 000 años, coincidiendo con el ciclo de excentricidad de la Tierra. La propuesta de Milankovitch contó con el apoyo de otros investigadores de su época y produjo numerosas publicaciones sobre su hipótesis. Pero no fue hasta unos diez años después de su muerte en 1958 que la comunidad científica mundial comenzó a tomar en serio su teoría. En 1976, un estudio publicado en la revista *Science* por Hays et al. [110] usó sedimentos de

aguas profundas y descubrió que los ciclos de Milankovitch corresponden con períodos de cambios climáticos importantes durante los últimos 450 000 años. Igualmente, las eras de hielo ocurrieron justo mientras la Tierra atravesaba variaciones en su órbita. Otros estudios han confirmado la validez del trabajo de Milankovitch, incluida una investigación que utilizó datos de núcleos de hielo en Groenlandia y la Antártida y que ha proporcionado pruebas sólidas de que los ciclos de Milankovitch se remontan a muchos cientos de miles de años atrás en la historia climática de la Tierra [42, 60].

Habitabilidad a largo plazo

La historia de la Tierra nos ha mostrado porqué ha sido habitable desde hace unos 4 000 millones de años. Posee volcanes, que proporcionan los gases moleculares de la atmósfera como el CO₂, y el agua. Un campo magnético que protege la atmósfera de la acción erosiva del viento solar y de los rayos cósmicos. Un efecto invernadero moderado que calienta lo suficiente nuestra superficie como para no estar congelados totalmente y, finalmente, un ciclo del carbono que actúa como termostato y que, a pesar de los cambios climáticos producidos por las variaciones en la órbita y el eje de rotación, ha sostenido un clima relativamente benigno para la vida.

Los planetas habitables a largo plazo deberán cumplir con muchas de estas condiciones. Hasta ahora no hemos encontrado en nuestro Sistema Solar, ni en ninguno de los sistemas planetarios vecinos, un lugar que posea todas estas características. Somos, por el momento, el único lugar que conocemos en donde la vida ha surgido y se ha sostenido durante miles de millones de años.

4.5 Los elementos químicos

Nuestro planeta, al igual que el resto de cosas que vemos en el Universo, está hecho de elementos químicos, una colección de átomos de diferentes tipos. La tabla periódica que nos enseñaron en el colegio incluye los elementos que podemos encontrar normalmente en la naturaleza, el más pesado de ellos el uranio (U), y algunos otros que han sido sintetizados en laboratorios. Se conocen 118 elementos químicos, desde el más simple, el hidrógeno, creado en el Big Bang y el mayor constituyente de la materia bariónica del Universo, hasta el **oganesón (Og)**, un elemento sintetizado en 2002 en el **Instituto Conjunto para la Investigación Nuclear** en Moscú, Rusia.

Pero, ¿de dónde vienen los elementos? ¿Qué procesos naturales los forman? Hay que decir que el hidrógeno y la mayor parte del helio del Universo se crearon durante los primeros minutos, justo después del Big Bang. Unos 10^{-8} segundos después del inicio de la expansión, la temperatura del Universo descendió lo suficiente para que se formaran partículas pesadas a las que conocemos como **hadrones**. Tríos de estos hadrones llamados quarks **up** y **down** se combinaron en nuevas partículas estables llamadas protones y neutrones. Recordemos que un protón está compuesto por dos quarks up y uno down, mientras que un neutrón está conformado por un quark up y dos down. Un poco después, en un Universo cada vez más frío y menos denso, los protones y los neutrones se combinaron para formar los primeros núcleos de deuterio y de helio, en un proceso llamado nucleosíntesis primordial. Luego, 10^{-4} segundos más tarde aparecen los electrones. Pasados unos 380 000 años después del Big Bang, los núcleos de hidrógeno, deuterio y de helio atraparon electrones para formar los primeros átomos; a este proceso se le conoce como **recombinación** y es una época de la historia del Universo muy estudiada, dado que es justo el momento en que se liberó la famosa **radiación cósmica de fondo de microondas** que podemos observar hoy en día con sondas espaciales como Planck.

Los elementos más pesados que el hidrógeno y el helio se forman en las estrellas, pero seguro que eso ya lo sabían ¿o no? Las **estrellas de secuencia principal**, como el Sol, se encuentran justo a mitad de sus vidas y poseen núcleos ricos en hidrógeno, donde la temperatura de millones de grados y la altísima presión les permiten fabricar helio y al mismo tiempo liberar energía en forma de radiación. A través de un proceso de fusión nuclear conocido como la **cadena protón-protón**, las

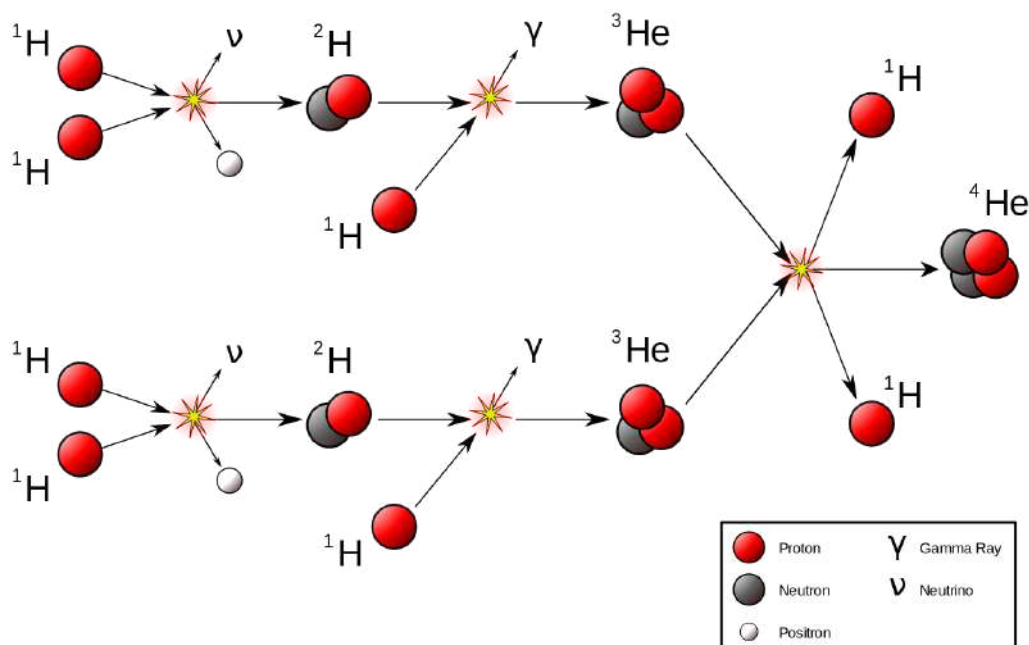


Figura 4.21: Esquema de la secuencia de reacciones de la cadena Protón-Protón, a través de la cual las estrellas de baja masa como el Sol fabrican helio y producen energía. Créditos: Wikimedia Commons.

estrellas de secuencia principal de baja masa como el Sol, y más pequeñas, toman cuatro protones (núcleos de hidrógeno) y los convierten en un núcleo de helio, mientras en el proceso liberan radiación gamma y partículas como neutrinos y positrones. Este proceso se repite continuamente durante miles de millones de años; por ejemplo, el Sol fusiona ¡620 millones de toneladas métricas de hidrógeno cada segundo! (ver Figura 4.21).

Pero los planetas como la Tierra, y la demás materia que observamos, incluyéndonos nosotros, no estamos hechos de helio y el hidrógeno no es suficiente. Eso significa que no basta con que las estrellas de secuencia principal fabriquen helio durante miles de millones de años. Se requieren elementos más pesados, como el carbono, el oxígeno, el nitrógeno, el silicio y el hierro para formar planetas y vida. La evolución estelar implica que en algún momento de la vida de las estrellas el hidrógeno de sus núcleos se habrá convertido completamente en helio, por lo que la estrella cambia de estado químico y físico y se convierte en una estrella vieja a la que llamamos **gigante roja**. El Sol será una gigante roja dentro de unos 4 000 millones de años. Las gigantes rojas tienen la capacidad de fusionar el helio de sus núcleos a 100 millones de grados, y convertirlo en carbono y oxígeno. El proceso se conoce como la **cadena triple alfa**, porque utiliza tres núcleos de helio (partículas alfa) para construir un núcleo de carbono. Después, si a uno de esos núcleos de carbono se le fusiona un helio, obtengo oxígeno.

Todavía no completamos ni una décima parte de la tabla periódica y todavía no tenemos elementos para formar planetas, no hay silicio ni hierro. Las estrellas pequeñas como el Sol no tienen la capacidad (masa y temperatura en sus núcleos) para crear estos elementos pesados. Se necesitan estrellas gigantes, estrellas mucho más masivas que el Sol, digamos unas 10 o más masas solares. Estas estrellas también producen helio durante su etapa de secuencia principal, pero usando un proceso de reacciones nucleares diferente a la cadena protón-protón. Las estrellas gigantes usan carbono, nitrógeno y oxígeno como catalizadores de sus reacciones de fusión en un proceso llamado justamente **ciclo C-N-O**. Cuando las estrellas masivas se envejecen y dejan la secuencia principal, se convierten en **supergigantes rojas** (como Betelgeuse en Orión), y sus núcleos son una

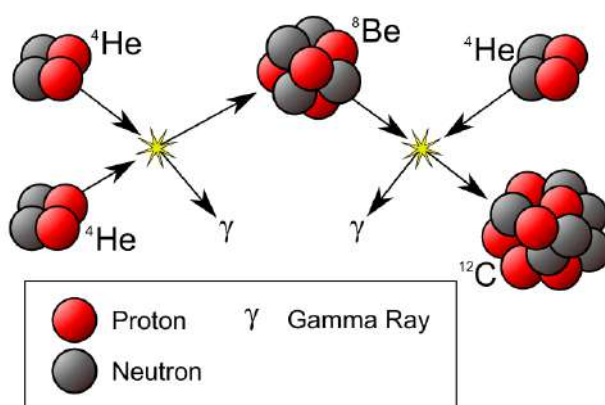


Figura 4.22: Reacción triple-alfa, a través de la cual las estrellas gigantes rojas transforman helio en carbono. Créditos: Wikimedia Commons.

estructura de capas de fusión que parece una cebolla. En cada capa, la estrella fusiona un elemento liviano para convertirlo en uno más pesado, y así, capa por capa, cada vez más profundo.

La cadena de fusión en el núcleo por capas va como sigue, incluyendo el tiempo aproximado que le toma a la estrella fusionar cada elemento y convertirlo en uno más pesado:

- Una primera capa convierte hidrógeno en helio; este proceso puede durar unos 7 millones de años y equivale a la etapa de secuencia principal de la estrella.
- Luego, en la siguiente capa, la estrella convierte el helio en carbono durante unos 500 mil años, haciendo uso de la cadena triple-alfa.
- En la capa que sigue, la estrella fusiona carbono y lo convierte en neón. Este proceso requiere temperaturas de unos 600 millones de grados y sólo dura unos 600 años.
- Luego, en la capa siguiente, el neón se fusiona en oxígeno a unos 1 200 millones de grados. Este proceso se realiza durante aproximadamente 1 año.
- En la próxima capa, el oxígeno se fusiona en silicio a unos 1 500 millones de grados, en un tiempo de apenas unos 6 meses.
- Finalmente, en la penúltima capa, la estrella convierte el silicio en hierro, en un proceso que requiere 2 700 millones de grados de temperatura y que ¡sólo le toma 1 día a la estrella!

Al final, la estrella se llevará una sorpresa, y es que una vez su núcleo más interno se ha convertido en hierro, no puede fusionar este para convertirlo en un elemento más pesado. Es el final de la vida de la estrella; al no tener más reacciones nucleares, no puede soportar su propia gravedad, el núcleo colapsa irremediabilmente y la estrella explota como una **supernova**. La explosión de supernova libera la energía necesaria para que el proceso de creación de elementos cada vez más pesados se siga dando. Al explotar, la estrella emite una gigantesca cantidad de protones y neutrones, que se van encontrando en el camino de núcleos cada vez más pesados. La energía disponible y la temperatura son tan altas que ¡se alcanzan a sintetizar elementos tan pesados como el californio! ($Z = 98$, Cf^{254}). A través de un proceso de captura de neutrones conocido como el proceso **S** (por *Slow*, lento en inglés), se pueden crear elementos por encima del bismuto (Bi , $Z = 83$) con una masa atómica de aproximadamente 209 umas. El proceso **R** (por *Rapid*), crea isótopos pesados ricos en neutrones, que por decaimiento terminan formando elementos pesados más estables. El flujo de neutrones durante una explosión de supernova puede alcanzar los 10^{22} neutrones por centímetro cuadrado por segundo! Las reacciones de fusión suceden en fracciones de segundo. De esta manera, las estrellas pueden completar la tabla periódica. Otros elementos

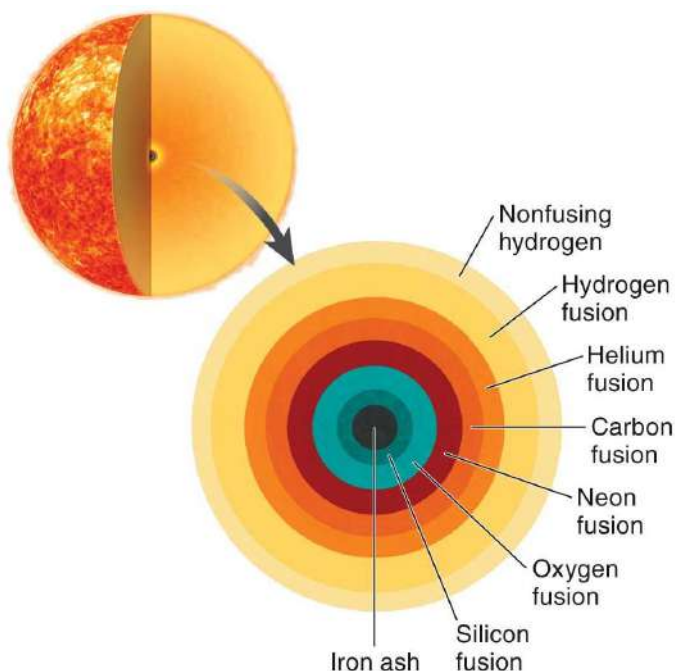


Figura 4.23: Estructura en cebolla del núcleo de una super gigante roja y sus capas de fusión nuclear. Créditos: www.chegg.com, [299].

como los metales preciosos, oro, platino, titanio, se pueden producir en las colisiones de estrellas de neutrones, e incluso en las atmósferas de estrellas gigantes rojas.

¿Cuál es la abundancia? Estamos hechos de los elementos más comunes. El hidrógeno, que ocupa el 75 % de la masa del Universo, el oxígeno, el tercero más abundante después del helio y el más abundante en nuestro planeta, el carbono, cuarto más abundante y fundamental también en la materia viva, el nitrógeno es el sexto, abundante en la atmósfera y en la vida, el hierro es quinto, más abundante incluso que el nitrógeno y componente fundamental de la Tierra, y finalmente el silicio, que ocupa el séptimo lugar. Así que estamos constituidos por la materia más común y más abundante del Universo.

En el próximo capítulo abordaremos la manera en que estos elementos, y muchos otros, se organizan, se ordenan, para formar los planetas y dar espacio a la vida.

Elemento	Porcentaje en Masa ($\%M_{\oplus}$)
Hierro	32.1
Oxígeno	30.1
Silicio	15.1
Magnesio	13.9
Azufre	2.9
Níquel	1.8
Calcio	1.5
Aluminio	1.4

Cuadro 4.3: Elementos químicos que componen la Tierra y su porcentaje en masa.

H 1		Big Bang										Cosmic Ray Spallation										He 2			
Li 3		Be 4		Low Mass Stars										Exploding Massive Stars											
Na 11		Mg 12		Exploding White Dwarfs										Exploding Neutron Stars?											
		Nuclear Decay										Not Naturally Occuring													
K 19	Ca 20	Sc 21	Ti 22	V 23	Cr 24	Mn 25	Fe 26	Co 27	Ni 28	Cu 29	Zn 30	Ga 31	Ge 32	As 33	Se 34	Br 35	Kr 36								
Rb 37	Sr 38	Y 39	Zr 40	Nb 41	Mo 42	Tc 43	Ru 44	Rh 45	Pd 46	Ag 47	Cd 48	In 49	Sn 50	Sb 51	Te 52	I 53	Xe 54								
Cs 55	Ba 56		Hf 72	Ta 73	W 74	Re 75	Os 76	Ir 77	Pt 78	Au 79	Hg 80	Tl 81	Pb 82	Bi 83	Po 84	At 85	Rn 86								
Fr 87	Ra 88		Rf 104	Db 105	Sg 106	Bh 107	Hs 108	Mt 109	Ds 110	Rg 111	Cn 112	Nh 113	Fl 114	Mc 115	Lv 116	Ts 117	Og 118								
		La 57	Ce 58	Pr 59	Nd 60	Pm 61	Sm 62	Eu 63	Gd 64	Tb 65	Dy 66	Ho 67	Er 68	Tm 69	Yb 70	Lu 71									
		Ac 89	Th 90	Pa 91	U 92	Np 93	Pu 94	Am 95	Cm 96	Bk 97	Cf 98	Es 99	Fm 100	Md 101	No 102	Lr 103									

Figura 4.24: Tabla periódica de los elementos con su origen estelar. Créditos: www.visualcapitalist.com, [300].



5. Interior de los Planetas

Desciende al cráter del Yocul de Sneffels, que la sombra del Scartaris acaricia antes de las calendas de julio, audaz viajero, y llegarás al centro de la Tierra, como he llegado yo.

Julio Verne, Viaje al centro de la Tierra, 1864.

5.1 ¿Cómo conocemos el interior de la Tierra?

No podemos llegar físicamente hasta el núcleo de un planeta, si mucho en el caso de la Tierra hemos llegado a penetrar algunos kilómetros en su interior. El hoyo más profundo excavado por la humanidad buscaba adentrarse lo más posible en la corteza terrestre. El proyecto geofísico de alcanzar la mayor profundidad posible fue asignado al **Consejo Científico Interdepartamental para el estudio de la Tierra** de la Unión Soviética en 1962 y se eligió un lugar en la península de Kola, cerca de la ciudad de Zapoliarni. Después de alcanzar el récord de 9 580 metros en junio de 1979, durante años no se logró perforar por debajo de los 12 262 metros. Los trabajos de perforación se detuvieron finalmente en 1992. Así que lo más profundo que hemos podido llegar es hasta 12.3 kilómetros, nada si lo comparamos con el radio medio de la Tierra que es de 6 370 kilómetros.

Nuestra imposibilidad de penetrar en el interior de nuestro planeta nos ha obligado a construir modelos basados en lo que podemos medir desde afuera, que nos permiten inferir la estructura interna de nuestro planeta, y en las últimas décadas, de otros objetos como la Luna y Marte. De igual forma, aplicamos todo lo que sabemos sobre nuestro planeta y sobre los materiales que constituyen los mundos, para modelar la estructura interna de planetas, lunas y otros cuerpos menores. Los movimientos telúricos nos permiten conocer mucho acerca de cómo se constituye un planeta por dentro.

5.1.1 Terremotos y ondas sísmicas

No es posible observar dentro de un planeta. Sin embargo, poseemos datos sísmicos de la Tierra, la Luna y Marte. El comportamiento de las ondas mecánicas dentro de un planeta nos permite inferir su estructura. Los sismos, o movimientos telúricos, son producidos en nuestro planeta por la liberación repentina de la energía acumulada entre dos placas tectónicas.

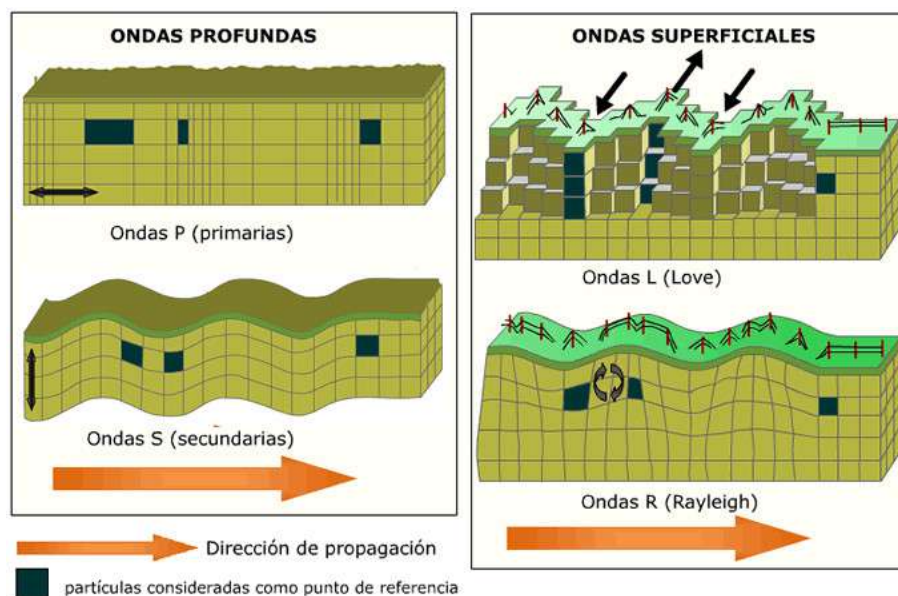


Figura 5.1: Tipos de ondas sísmicas y su forma de propagación. Créditos: Luz-Wiki Contributors, [260].

Tal y como lo vimos en la sección 6.1.1, nuestra corteza está resquebrajada y dividida en placas tectónicas, que se chocan, golpean, subyacen y levantan desde el momento mismo en que se solidificó la superficie de la Tierra, hace más de 4 500 millones de años. El movimiento de las placas tectónicas normalmente es lento, y muchas veces las placas se frenan la una a la otra, acumulando energía durante años, hasta que el empuje de una sobre la otra las obliga a moverse bruscamente, causando lo que sentimos en la superficie como un terremoto. La palabra terremoto proviene del latín *terraemotus*, literalmente **movimiento de la tierra**, y se usa de forma genérica para describir cualquier evento sísmico que genere ondas sísmicas.

El punto inicial de ruptura, donde se genera el sismo, se llama **hipocentro** o foco, mientras que el nivel del suelo directamente encima del hipocentro se conoce como **epicentro**. Los terremotos son causados principalmente por fallas geológicas, pero también por actividad volcánica, deslizamientos de tierra y otros eventos sísmicos. El movimiento se propaga a través de ondas mecánicas llamadas **ondas sísmicas**, que pueden ser de tres tipos:

- **Ondas Primarias (P):** Son ondas longitudinales, lo que significa que su propagación produce un movimiento del medio en la misma dirección de la onda. Viajan en el interior de la Tierra a velocidades de entre $8 - 13 \text{ km s}^{-1}$ y pueden propagarse en medios tanto sólidos como líquidos. Por ser las más rápidas, llegan primero a los sismógrafos, de ahí su nombre de primarias.
- **Ondas Secundarias (S):** Las ondas S son un poco más lentas que las P y se propagan de forma transversal, es decir, que el medio se mueve perpendicular a la dirección de propagación. Su velocidad es de $4 - 8 \text{ km s}^{-1}$ y sólo pueden moverse en medios muy densos o sólidos.
- **Ondas Superficiales (R)(L):** Cuando las ondas P y S interactúan en la superficie generan una interferencia que se propaga a unos 3 km s^{-1} desde el epicentro. Estas ondas, que se mueven a modo de una ola sobre la tierra, como las **ondas de Rayleigh (R)**, o en zig-zag en forma de cizallamiento, llamadas **ondas de Love (L)**, son las que causan más daños y

destruyen edificaciones y estructuras a medida que se mueven sobre el terreno.

La energía liberada por un sismo es ¡muy grande! Se mide en diferentes escalas, la más famosa de ellas es la **escala de Richter-Gutenberg**, llamada así por haber sido desarrollada en 1935 por los geólogos **Charles Francis Richter (1900 - 1985)** y **Beno Gutenberg (1889 - 1960)**. Es una escala de magnitud local creada para aplicarse con cierto instrumental o **sismógrafo** [195]. La magnitud local de Richter-Gutenberg (M_L) se define como el logaritmo de la razón entre la amplitud A de las variaciones en el sismógrafo, medida en micrones, y una función empírica A_0 que depende de la distancia al epicentro del sismo δ :

$$M_L = \log_{10} \left(\frac{A}{A_0(\delta)} \right) \quad (5.1)$$

Richter definió arbitrariamente el punto cero de la escala como el marcado por un terremoto a una distancia de 100 km que produce un desplazamiento horizontal máximo de 0.001 milímetros (1 μm), en un sismograma registrado con un sismógrafo de torsión *Wood-Anderson*. Fue tal el éxito de la escala local de Richter, que Beno Gutenberg extendió este tipo de medida a las ondas superficiales de tal forma que fuera aplicable a sismos muy distantes y de mayor energía. La escala de medida superficial M_S tiene en cuenta la amplitud de las ondas superficiales en micrones, y el período de la onda dominante T en segundos, más un término de corrección debido a la distancia en grados respecto al centro de la Tierra Δ , y la profundidad h en kilómetros [36]:

$$M_S = \log_{10} \left(\frac{A}{T} \right) + f(\Delta, h). \quad (5.2)$$

Con la escala de ondas superficiales, es fácil relacionar la medición de la escala M_S con la energía del sismo en joules:

$$\log_{10} E = 1,5M_S + 4,8 \quad (5.3)$$

Dadas las dificultades técnicas de conocer el valor exacto de $f(\Delta, h)$ en la ecuación (5.2) para la magnitud superficial, desde hace décadas se ha propuesto el uso de otros tipos de escala, obviamente todas basadas en la escala original local de Richter. Ejemplos de dichas escalas son la escala de magnitud de momento M_w desarrollada en 1979 por Thomas C. Hanks y Hiroo Kanamori [105]. Otra escala que se usa es la de magnitud de ondas de cuerpo M_b , que utiliza las ondas primarias.

5.2 La diferenciación del interior

Ya vimos cómo es imposible conocer la estructura interna de un planeta si no se tienen datos acerca de su comportamiento sísmico. La propagación de las ondas sísmicas dentro del planeta nos permite inferir su estructura, y de esta manera conocer y modelar la estructura interna del planeta. Esto ha sido relativamente sencillo para el caso de la Tierra, donde hemos tenido sismógrafos recopilando información desde hace décadas, tal y como lo vimos en la sección anterior. También poseemos información sísmica sobre la Luna, donde las misiones Apolo de la NASA instalaron sismógrafos durante sus viajes de exploración hace más de 50 años. En los últimos tiempos se han instalado sismógrafos incluso en la superficie de Marte, llevados a bordo de la misión *InSight Lander* y por eso también conocemos de alguna manera el comportamiento sísmico del interior marciano y podemos inferir y modelar su estructura. Cuando es posible definir las capas internas de un planeta, compuestas por diferentes materiales en diferentes estados (básicamente sólido y líquido), se dice que el interior del planeta está diferenciado.

El estado de dichas capas depende de su temperatura y su presión, y esto a su vez depende del flujo de calor desde el interior del planeta. Nuestro planeta se formó a una altísima temperatura, por lo que el material estaba fundamentalmente en estado líquido, esto debido al calor liberado por los millones y millones de impactos de los planetesimales que se juntaron en el proceso de acreción para formar la Tierra. De ahí que los materiales más pesados se decantaran y se fueran hacia el interior, por eso nuestro núcleo está hecho de hierro, y materiales menos densos, como los silicatos, conformaron el manto y la corteza del planeta. Desde entonces, el flujo de calor desde el interior no ha cesado. Según su fuente, el calor proveniente del interior planetario puede clasificarse de diferentes formas:

- **Calor secular:** Todo el calor acumulado durante la formación del planeta ha estado fluyendo desde su interior debido al gradiente de temperatura. Efectivamente, la parte externa de la Tierra se encuentra más fría que su interior, lo que produce un flujo de calor permanente desde que la Tierra se formó; esto significa que desde hace 4 600 millones de años el calor sale del interior, enfriando a la Tierra lentamente.
- **Decaimiento radiactivo:** Una de las principales fuentes de calor interno del planeta es el decaimiento radioactivo de elementos como el uranio, el torio y el potasio. De hecho, esta es la principal fuente de calor geotérmico que se produce especialmente en el manto de la Tierra y algo desde el núcleo del planeta.
- **Contracción gravitacional y marea:** La fuerza de gravedad y la contracción lenta del planeta también producen calor. Igualmente, la marea gravitacional que empuja a la Tierra debido a la Luna deforma el planeta y produce la liberación de calor interno.
- **Calor latente de solidificación:** Otra fuente de calor desde el interior de la Tierra es el calor liberado a medida que el núcleo externo de hierro líquido se solidifica y forma el núcleo interno. Este cambio de estado de líquido a sólido libera calor latente, que además es la principal fuente de potencia para la convección en el núcleo líquido y la generación del campo magnético.

En total, la Tierra emite unos 42 Terawatts (TW) de calor desde su interior a través de la superficie; esto equivale aproximadamente a 0.1 W por metro cuadrado (ver Figura 5.2, tomada del trabajo de Lucazeau (2019) [163]).

5.2.1 Preliminary Reference Earth Model

El *Preliminary Reference Earth Model* (PREM, por sus siglas en inglés), es un modelo teórico que describe la estructura interna de la Tierra, basado en la información sísmica. Fue desarrollado por Adam Dziewonski y Don L. Anderson en 1981 [92]. Es uno de los modelos más utilizados para estudiar las propiedades físicas y químicas del interior terrestre.

- **La Corteza:** Es la capa más externa y delgada de la Tierra y se formó por el enfriamiento del material desde afuera hacia adentro, dado el gradiente de temperatura (diferencia) entre el interior caliente y el exterior del planeta expuesto al espacio. En nuestro planeta se diferencian dos tipos de corteza, la continental, compuesta principalmente por silicatos y con un espesor de entre 30 y 50 km, y la oceánica, compuesta por rocas basálticas y que es más delgada, entre 5 y 10 kilómetros de espesor y es reciclada a través de los procesos tectónicos del planeta, renovándose a medida que es expulsada por las dorsales oceánicas, para volver al manto de la Tierra a través de las zonas de subducción.

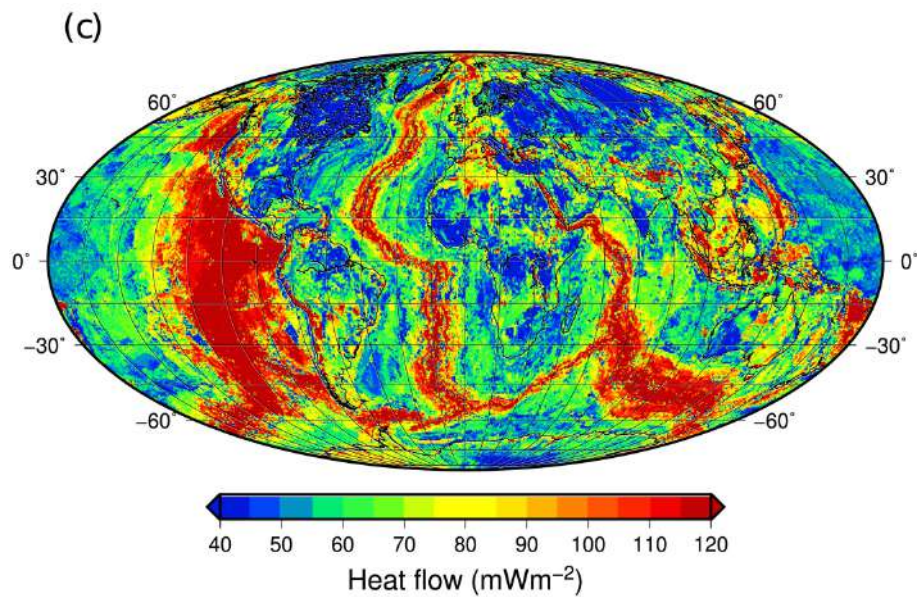


Figura 5.2: Flujo de calor en miliwatts por metro cuadrado a través de la superficie de la Tierra. Créditos: *International Heat Flow Commission (IHFC)*, Lucazeau (2019) [259, 163].

- **El Manto:** Es una capa sólida debajo de la corteza que se extiende hasta unos 2 900 kilómetros de profundidad y se divide en un manto superior de unos 660 kilómetros de espesor y el manto inferior que alcanza los 2 225 kilómetros antes de llegar al núcleo. El manto equivale al 67 % de la masa de la Tierra. Aunque es predominantemente sólido, en escalas de tiempo geológicas (cientos de millones de años), se comporta como un fluido hiper-viscoso, a veces descrito como un caramelo. El derretimiento parcial del manto en las dorsales oceánicas produce la corteza oceánica, y el derretimiento parcial del manto en las zonas de subducción produce la corteza continental. El manto superior de la Tierra se divide en dos capas principales: la litosfera rígida y la astenósfera, más dúctil, separadas por el límite litosfera-astenósfera. La litosfera bajo la corteza oceánica tiene un espesor de unos 100 kilómetros, mientras que la inferior a la corteza continental suele tener un espesor de entre 150 y 200 kilómetros. La litosfera y la corteza forman las placas tectónicas que se mueven sobre la astenósfera. Bajo la astenósfera, el manto vuelve a ser fundamentalmente rígido.
- **El Núcleo externo líquido:** Es una capa fluida que se extiende entre los 2 900 y los 5 150 kilómetros de profundidad. Se compone principalmente de hierro y níquel. Las corrientes convectivas en el núcleo líquido son las que producen el campo magnético de la Tierra. La sismología nos muestra que las ondas de corte sísmicas (transversales) no se transmiten a través del núcleo externo. Aunque tiene una composición similar a la del núcleo interno sólido de la Tierra, el núcleo externo permanece líquido ya que no hay suficiente presión para mantenerlo en estado sólido. La temperatura del núcleo exterior es de aproximadamente 3 000 a 4 500 K en la zona externa, cerca de la frontera manto-núcleo y entre 4 000 – 8 000 K el interior justo donde inicia el núcleo sólido. Los modelos han demostrado que el núcleo externo, debido a su alta temperatura, es un fluido de baja viscosidad con una activa y turbulenta convección. La teoría del dinamo planetario considera a las corrientes convectivas en el fluido de níquel-hierro del núcleo externo como la principal fuente del campo magnético de la Tierra. Se estima que la intensidad media del campo magnético en el núcleo externo de la Tierra es de 2.5 mT, unas 50 veces más intenso que el campo magnético en la superficie. A



Figura 5.3: Capas de la Tierra. Créditos: Getty Images.

medida que el núcleo de la Tierra se enfría (calor secular), el líquido en el límite interno del núcleo se solidifica, lo que hace que el núcleo interno crezca a expensas del núcleo externo, a una tasa estimada de 1 milímetro por año. Esto equivale a aproximadamente solidificar unas 80 000 toneladas de hierro por segundo y a la liberación de grandes cantidades de calor latente, que estimulan la convección en el núcleo líquido.

- **El Núcleo interno sólido:** Se extiende desde los 5 150 kilómetros hasta el centro, aproximadamente a 6 371 kilómetros de profundidad. Es una bola sólida con un radio de aproximadamente 1 220 kilómetros. No se tiene mucha información sobre esta profunda región del planeta. Se cree que el núcleo interno está compuesto por una aleación de hierro y níquel con algunos otros elementos como oxígeno, azufre y oro. Se estima que la temperatura en la superficie del núcleo interno es de aproximadamente 5 700 K, que equivale aproximadamente a la temperatura en la superficie del Sol. El núcleo sólido surgió hace unos 1 800 millones de años y crece a medida que el interior se enfría a una tasa de unos 100 K cada 1 000 millones de años. Dado que se encuentra flotando entre la capa de hierro líquido del núcleo externo, el núcleo interno rota a una velocidad diferente a las demás capas y posee deformaciones. En los últimos años se ha estudiado con cuidado esta rotación diferencial del núcleo, y se ha dicho equivocadamente que su rotación se está frenando, o incluso que se ha detenido. En realidad, lo que sucede es que la rotación relativa entre las capas varía con el tiempo, y lo que se ha detectado es una desaceleración respecto al núcleo líquido [238].

Cada capa interna posee propiedades físicas diferentes tales como la densidad según la profundidad, la velocidad de las ondas sísmicas, P y S, que describe cómo varían las capas de la Tierra, la presión y la temperatura en función de la profundidad, que, aunque no están explícitamente definidas en el modelo PREM, se derivan indirectamente de las propiedades físicas como la densidad y la velocidad de las ondas sísmicas. El PREM interpreta los datos sísmicos para estudiar la estructura interna de la Tierra y ha sido fundamental para modelar procesos geodinámicos como la convección en el manto, la generación del campo magnético y otros fenómenos relacionados con la dinámica terrestre. También se emplea en la interpretación de fenómenos geológicos como los

Capa	Masa (kg)	Porcentaje de la masa
Atmósfera	$5,28 \times 10^{18}$	$8,84 \times 10^{-5}$
Hidrosfera	$1,4 \times 10^{21}$	0,02344
Corteza	$2,8 \times 10^{22}$	0,46883
Manto	$4,0 \times 10^{24}$	66,97587
Núcleo Externo	$1,84 \times 10^{24}$	30,80890
Núcleo Interno	$9,8 \times 10^{22}$	1,64090

Cuadro 5.1: Masa de las capas de la Tierra (incluyendo atmósfera e hidrosfera), comparadas con la masa terrestre total ($M_{\oplus} = 5,9723 \times 10^{24}$ kg). Datos tomados y calculados a partir de la tabla A.4: *Dimensions and properties of the Earth*, Stacey & Davis, [36].

terremotos, el modo de propagación de las ondas sísmicas y la tectónica de placas. El PREM es un modelo crucial que ha proporcionado una base para entender la estructura interna de la Tierra y sigue siendo fundamental en la investigación geofísica y geológica. Datos detallados sobre las propiedades mecánicas y físicas de la Tierra proporcionadas por el PREM pueden encontrarse en el Apéndice F del libro *Physics of the Earth* de Stacey & Davis, [36].

5.3 Ecuaciones y propiedades mecánicas y térmicas del interior

Describir las propiedades mecánicas del interior de un planeta implica conocer los valores aproximados de la densidad ρ , la masa m , la presión P , la gravedad g y la temperatura T en función del radio. En un planeta radialmente simétrico que es química y mineralógicamente homogéneo, las ecuaciones que describen estas propiedades son [233]:

$$\frac{d\rho}{dr} = \frac{\rho(r)g(r)}{\phi(r)}, \quad (5.4)$$

$$\frac{dg}{dr} = 4\pi G\rho(r) - \frac{2Gm(r)}{r^3}, \quad (5.5)$$

$$\frac{dm}{dr} = 4\pi r^2 \rho(r), \quad (5.6)$$

$$\frac{dP}{dr} = -\rho(r)g(r). \quad (5.7)$$

El parámetro $\phi(r) = \frac{K_s(r)}{\rho(r)}$ se conoce como **parámetro sísmico** y puede calcularse a partir de las ecuaciones de estado del material. K_s es el llamado **módulo de compresión adiabático**, cuyos valores, así como las ecuaciones necesarias para su cálculo en el caso de la Tierra (PREM), se encuentran definidas en el Apéndice E, y tabulados igualmente en el Apéndice F del libro *Physics of the Earth* de Stacey & Davis, [36].

Por otro lado, se requiere igualmente de un modelo térmico, que nos permita conocer el perfil de temperatura en función de r para cada una de las capas, que efectivamente también dependerá de las ecuaciones de estado y otros parámetros termodinámicos como el **coeficiente de expansión volumétrica** α , o el **parámetro de Grüneisen** γ , definidos en el Apéndice E y tabulados en el Apéndice F del libro *Physics of the Earth* de Stacey & Davis, [36]. A modo de ejemplo, en el trabajo de Stacey (1977) se proponen los perfiles de temperatura para las diferentes capas de la Tierra [220]. El trabajo de Valencia (2006) [233], propone un perfil de temperatura tanto para el manto como para el núcleo en términos de un gradiente adiabático como:

$$\frac{dT}{dr} = -\frac{\rho(r)g(r)T(r)}{K_s}\gamma(r). \quad (5.8)$$

En un trabajo más reciente de Tomoo Katsura (2022) se propone un perfil de temperatura adiabático para el manto inferior [139] y se expresa de la siguiente forma:

$$\frac{dT}{dr} = \frac{\alpha g(r)T(r)}{C_p}, \quad (5.9)$$

donde C_p es el **calor específico a presión constante**. Todo lo anterior nos dice que el trabajo de modelar las propiedades mecánicas y térmicas del interior de los planetas dependerá fundamentalmente de nuestro conocimiento sobre el comportamiento de los materiales a diferentes presiones y temperaturas, o sea, dependerá de sus ecuaciones de estado.

A partir de la observación podemos obtener datos físicos de un planeta tales como su masa, su radio, su período de rotación, su achatamiento, el valor de la gravedad en su entorno cercano, la intensidad de su campo magnético, entre otros. Por otro lado, con los experimentos en el laboratorio, obtenemos datos sobre las propiedades físicas y químicas de los materiales a altas presiones y temperaturas, lo que nos permite construir modelos matemáticos y computacionales del interior de los planetas. Las sondas espaciales enviadas a explorar nuestro Sistema Solar nos han proporcionado una valiosa información sobre las propiedades físicas de los demás mundos de nuestra familia planetaria. Por ejemplo, las medidas precisas sobre la masa de Júpiter fueron logradas por primera vez mientras la nave *Voyager I* era acelerada por la gravedad del gigante gaseoso en su paso cercano en 1979. Al medir la aceleración de la nave producida por el planeta, y aplicar la ley de gravitación universal de Newton, es sencillo calcular la masa. Igualmente, los instrumentos a bordo de las naves espaciales miden la intensidad de los campos magnéticos y sus cámaras toman imágenes de alta resolución que nos permiten conocer características superficiales del planeta y, a partir de éstas, producir modelos.

Un excelente ejemplo sobre el uso de imágenes y datos de sondas espaciales para producir modelos de cuerpos planetarios es la sonda *Dawn* [276][137][26]. *Dawn* llegó a Vesta y entró en órbita alrededor del asteroide más grande del Sistema Solar en el año 2011. Después, viajó hasta el planeta enano Ceres, donde llegó en 2015 como parte de su misión de caracterizar las condiciones y los procesos que dieron forma a nuestro Sistema Solar. Vesta y Ceres son los dos cuerpos más masivos del cinturón principal de asteroides, entre las órbitas de Marte y Júpiter. Al estudiar estos dos escombros gigantes de la época de formación de los planetas, *Dawn* proporcionó a los científicos nuevos conocimientos sobre cómo se formaron y evolucionaron los planetas. Los datos e imágenes tomadas por *Dawn* en Vesta y Ceres nos permitieron conocer mucho acerca de su historia y la nuestra.

Vesta está más estrechamente relacionado con los planetas terrestres (incluida la Tierra) que con los asteroides típicos del cinturón principal. Tiene un cráter de más de 480 kilómetros de diámetro. En el centro hay una montaña que triplica la altura del Monte Everest. Posee una red de más de 90 abismos, algunos con dimensiones que rivalizan con las del Gran Cañón, que son cicatrices de dos impactos gigantes a cientos de kilómetros de distancia. Finalmente, aprendimos que Vesta es una de las mayores fuentes de meteoritos en la Tierra, incluso más que Marte o la Luna. Basados en los datos de *Dawn*, los científicos planetarios han podido proponer modelos sobre su interior [99]. Al parecer, al igual que los planetas terrestres, Vesta tiene un núcleo denso de hierro, rodeado por un manto de roca y una corteza. La estructura interna de Vesta, modelada a partir de datos de *Dawn*, propone un núcleo de hierro de aproximadamente 110 kilómetros de radio, lo que sugiere que Vesta se derritió por completo en su historia temprana, permitiendo que el hierro se hundiera para formar el núcleo y producir una corteza rocosa (ver Figura 5.4).

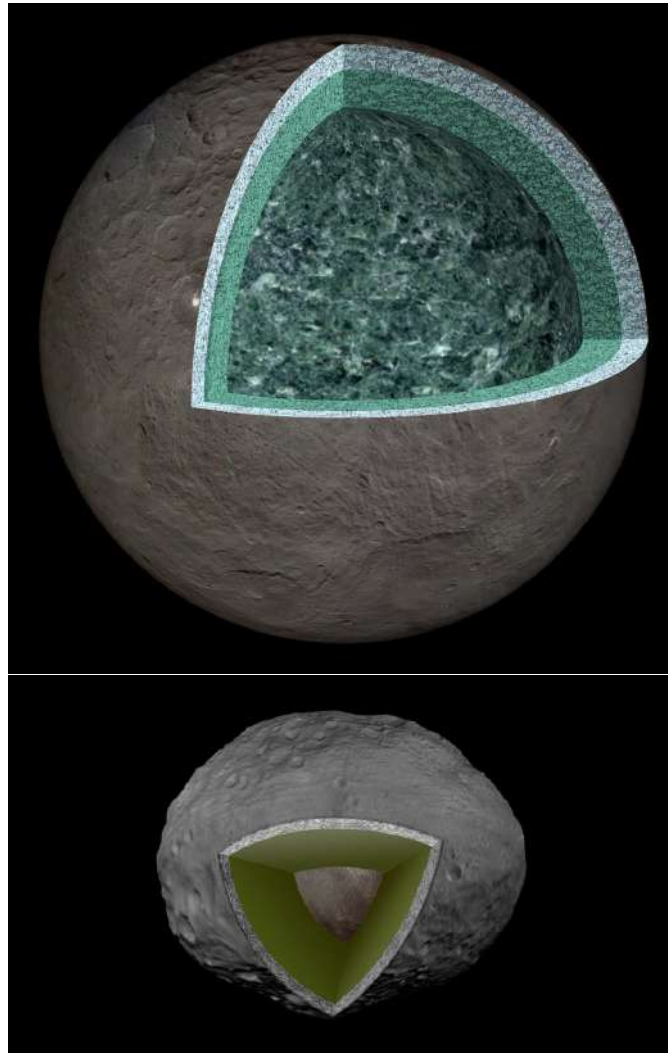


Figura 5.4: Arriba: Modelo del interior de Ceres de tres capas, con una corteza exterior gruesa compuesta de hielo, sales y minerales hidratados y una capa líquida rica en sal (salmuera). El manto está compuesto de roca hidratada. Abajo: Modelo del interior de Vesta, con un núcleo de hierro rodeado de un manto y corteza de roca. Créditos:: <https://photojournal.jpl.nasa.gov/>.

En el caso de Ceres, las mediciones de su gravedad hechas por *Dawn* permitieron generar tres modelos para su interior [168]. En el modelo de tres capas, se cree que Ceres consiste en una corteza exterior de hielo, sales y minerales hidratados de unos 40 km de espesor y un manto interior fangoso compuesto de roca hidratada, como las arcillas, separadas por una capa de 60 km de una mezcla fangosa de salmuera y roca. No es posible decir si el interior profundo de Ceres contiene líquido o es un núcleo de material denso rico en metales, pero la baja densidad sugiere que puede ser poroso. El estudio de Park (2016) [185] estimó que el manto y la corteza juntos tenían entre 70 y 190 kilómetros de espesor y se cree que hay procesos de deshidratación parcial (expulsión de hielo) del núcleo, con material enriquecido con silicatos y sales. Es decir, el núcleo (si existe), el manto y la corteza están formados por roca y hielo, aunque en diferentes proporciones. En un modelo de dos capas, Ceres tendría un núcleo de rocas y un manto de hielo mezclado con partículas sólidas de micras, como el barro (ver Figura 5.4). La sublimación del hielo en la superficie dejaría un depósito de partículas hidratadas de unos veinte metros de espesor, lo que explicaría las imágenes de material blanco como nieve que se han observado sobre la superficie.

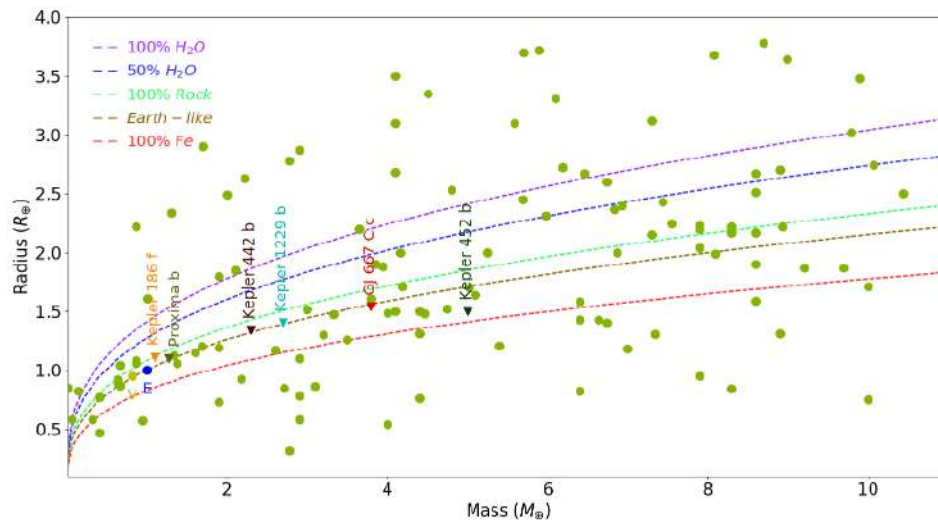


Figura 5.5: Diagrama Masa-Radius para supertierras. Créditos: Pablo Cuartas-Restrepo, *Planetary Magnetic Fields and Habitability in Super Earths* [76].

5.3.1 Materiales a altas presiones y temperaturas

La densidad de un material depende de la presión y la temperatura a la que se encuentra. Por otro lado, en el caso de no tener acceso directo al material del que está hecho un planeta, conocer su tamaño y su masa nos permite hacernos una idea de su posible composición.

En ciencias planetarias posiblemente uno de los diagramas más famosos y más útiles respecto a poder inferir la posible composición de un planeta es el llamado **diagrama masa-radio** (ver Figura 5.5). Con la masa y el radio de un planeta, es posible calcular su densidad media y tener una idea de cuál podría ser su composición en general. Los materiales helados son de baja densidad, los rocosos tienen densidades medias, y los materiales metálicos son mucho más densos. Por ejemplo, el hielo de agua tiene una densidad de $1\,000\text{ kg m}^{-3}$, mientras que las rocas (silicatos) tienen una densidad de unos $3\,000\text{ kg m}^{-3}$ y el hierro unos $8\,000\text{ kg m}^{-3}$. Así, lo que nos muestra el diagrama masa-radio son curvas de densidad constante [76].

Para calcular la densidad media de un objeto se requiere una medida precisa de su volumen. En el caso de los objetos planetarios, este asunto no es tan sencillo, dado que son objetos deformes. Es muy difícil calcular el volumen de un objeto como una luna pequeña, o un asteroide. Los planetas parecen más fáciles, dado que aparentemente son esferas; sin embargo, recordemos que debido a su rotación, los planetas están achatados y poseen una diferencia sustancial entre su radio ecuatorial y su radio polar. Un objeto aproximadamente esférico se dice que posee **equilibrio hidrostático**, dado que la fuerza de gravedad que tiende a comprimirlo está en equilibrio con las fuerzas producidas por la presión del material en el interior. El material y sus propiedades elásticas determinan la forma de los planetas. Por ejemplo, para que un objeto hecho de roca, con una densidad media de $3\,500\text{ kg m}^{-3}$, alcance equilibrio hidrostático, su radio debería ser de unos 350 kilómetros. En el caso de un objeto metálico, con una densidad de unos $8\,000\text{ kg m}^{-3}$, el radio debe ser de unos 220 kilómetros. Normalmente, los objetos planetarios son una combinación de estos materiales, además de agua y gases, por eso sus densidades medias no son exactamente equivalentes a la densidad de un solo material.

El estado de las sustancias depende de la presión y la temperatura. Es una maravillosa casualidad que la presión y la temperatura sobre la superficie de la Tierra sean justo las necesarias para que

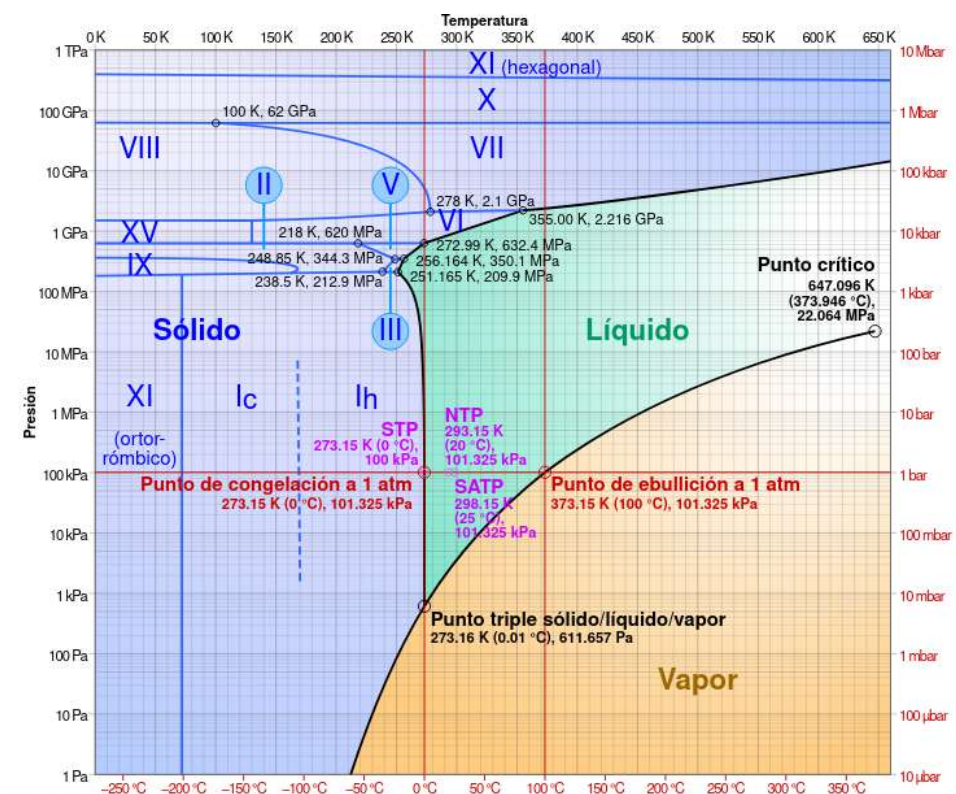


Figura 5.6: Diagrama de fase para el agua. Créditos:: Wikimedia Commons.

el agua se encuentre en estado líquido, una condición necesaria para la vida. En otros lugares de nuestro Sistema Solar, y en general en el resto de la galaxia y el universo, el agua líquida podría ser escasa; de hecho, no la hemos encontrado en ese estado en ninguna otra parte. Igual sucede con los demás materiales que conforman los planetas, los silicatos, los metales, los elementos comunes como el hidrógeno o el helio; sus estados dependerán de la presión y la temperatura a las que se encuentran. Es interesante estudiar los posibles estados de los materiales. Una forma de hacerlo es a través de los **diagramas de fase**, donde se pueden ver las regiones que relacionan la presión y la temperatura con el estado de una sustancia, incluso regiones donde los estados se encuentran mezclados, por ejemplo, regiones donde la sustancia puede ser líquida y sólida al mismo tiempo, o líquida y gaseosa. El del agua es un diagrama bien conocido (ver Figura 5.6), también conocemos diagramas para materiales como el hierro o el hidrógeno (ver Figura 5.7), lo que nos permite inferir el estado de dicha materia al interior de los planetas.

El agua es una sustancia común en el universo, pero posee propiedades increíbles a nivel molecular, que le permiten existir en diferentes estados sólidos. Es por eso que se conocen al menos quince tipos diferentes de hielo de agua. Es maravilloso pensar que puede existir el hielo a temperaturas tan altas como las que se dan en el interior de los planetas. Efectivamente, en el núcleo de Júpiter y Saturno hay hielos, que pueden permanecer sólidos a pesar de estar a decenas de miles de grados Kelvin; esto es posible debido a la altísima presión a la que se encuentra sometido el núcleo de un planeta. Estos estados especiales del hielo de agua, de los que se conocen al menos ¡veinticinco! [296], se denominan según la llamada nomenclatura de Bridgman, nombrada así en honor a **Percy Williams Bridgman (1882 - 1961)**, que recibió el Premio Nobel de Física en 1946 por su trabajo sobre la física de altas presiones. La mayoría de dichos estados se han creado únicamente en el laboratorio a diferentes temperaturas y presiones, y se representan con números romanos en el diagrama de fase.

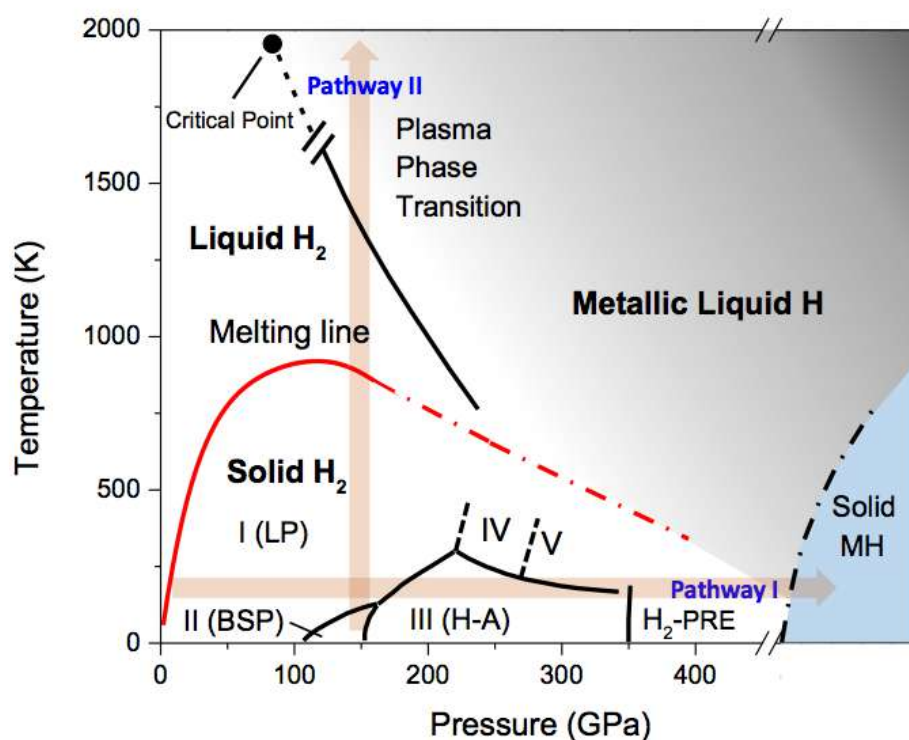


Figura 5.7: Diagrama de fase para el hidrógeno. Créditos: Ranga Dias e Isaac F Silvera, *Observation of the Wigner-Huntington Transition to Solid Metallic Hydrogen* [83].

¿Qué diferencia hay entre una fase sólida del agua y otra? Sencillamente, la disposición de las moléculas dentro de la estructura cristalina. Es lo mismo que sucede con el carbono en sus diferentes formas: mineral, grafito y diamante; con la diferencia de que el carbono es un elemento (átomos), mientras que el agua es una molécula.

Un material común en los planetas es el hidrógeno, especialmente en los gigantes. Recordemos que el hidrógeno es el elemento más abundante en el universo, y que podemos encontrarlo en forma atómica (HI y HII), y en forma molecular (H₂). Normalmente, en los planetas se encuentra en forma molecular en sus atmósferas. Un ejemplo claro son las gigantescas atmósferas de H₂ y de He de Júpiter y Saturno, a los que comúnmente hemos llamado gigantes gaseosos. ¿Pero qué pasaría si les dijera que en realidad no son tan gaseosos? Resulta que el hidrógeno, a muy altas presiones, cambia su estado y se transforma en un líquido con propiedades parecidas a los metales; se convierte en un excelente conductor eléctrico. Al alcanzar una presión de 1.0 Mbar (equivalente a 1.0 millón de atmósferas terrestres), el hidrógeno molecular se disocia; luego, un poco más profundo, al alcanzar 1.4 Mbar, se convierte en **hidrógeno metálico líquido** (ver Figura 5.7). Esto significa que en realidad el interior de Júpiter y Saturno ¡es líquido! Este material metálico es el que produce los gigantescos y potentes campos magnéticos de los planetas gigantes, pero de eso hablaremos más adelante.

5.4 El interior de otros planetas

Otros materiales comunes en los planetas, las lunas y otros objetos del Sistema Solar son los hielos de agua, de metano, de amoníaco, de dióxido de carbono y de nitrógeno, tanto en los interiores como sobre sus superficies. Los planetas rocosos, Mercurio, Venus y Marte, son muy similares a la Tierra en su composición y en su estructura interna; están hechos fundamentalmente

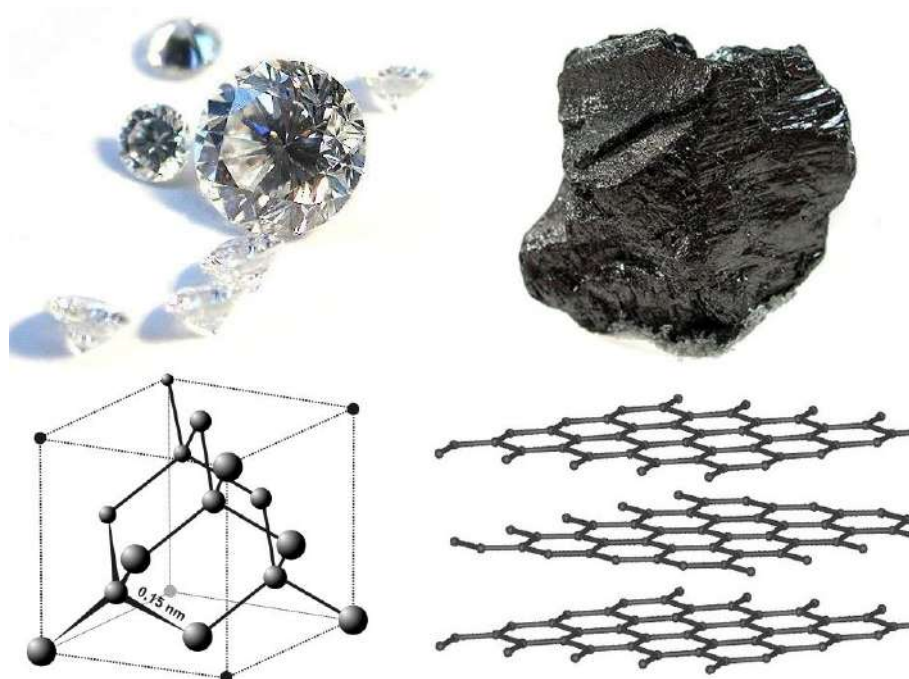


Figura 5.8: Un mismo material (Carbono) con dos estructuras moleculares diferentes (Diamante y Grafito), lo que proporciona propiedades físicas de dureza y aspecto completamente diferentes. Créditos: Wikimedia Commons.

de silicatos y hierro.

5.4.1 Interior de los planetas terrestres

El interior de los planetas terrestres: Mercurio, Venus, la Tierra y Marte se compone de capas bien diferenciadas, con características específicas. Aunque varían en tamaño y composición, suelen compartir una estructura similar en general. Cada planeta presenta diferencias en su evolución térmica, geológica y tectónica, lo que influye en su actividad volcánica pasada y presente, así como en su geodinámica.

Interior de Mercurio

Mercurio es el segundo planeta más denso, después de la Tierra. Tiene un gran núcleo metálico rico en hierro con un radio de aproximadamente 2 074 kilómetros, aproximadamente el 85 % del radio del planeta. Hay evidencia de que está parcialmente fundido o líquido y ocupa un 42 % del volumen del planeta (en comparación, el núcleo de la Tierra solo alcanza un 17 % de su volumen).

Recientemente se ha descubierto que el núcleo de Mercurio es líquido y no sólido como se había teorizado originalmente [146, 239], estudiando cómo las señales de radio rebotan en la superficie de Mercurio. Descubrieron que las oscilaciones en la rotación del planeta coincidían con las predicciones solo si el núcleo de Mercurio es líquido. El manto, que al igual que en la Tierra está formado por silicatos, solo mide entre 500 y 700 kilómetros de espesor. En comparación, el manto de la Tierra representa la mayor parte del volumen del planeta. Alrededor del manto de Mercurio se encuentra su corteza. Una región del planeta que mide entre 100 y 300 kilómetros de espesor. A diferencia de la corteza de la Tierra, la corteza de Mercurio no tiene placas que floten sobre el manto. Sin esta tectónica de placas, incluso los cráteres de impacto más pequeños, de miles de millones de años de antigüedad, se conservan en la superficie del planeta. Mercurio se ha encogido con el tiempo debido al enfriamiento de su núcleo y al flujo de calor desde su interior, lo que ha causado la formación de enormes acantilados y fallas en su superficie. La misión *MESSENGER*



Figura 5.9: Interior de Mercurio. Créditos: Enciclopedia de Humanidades [272].

(*Mercury Surface, Space ENvironment, GEochemistry, and Ranging*) de la NASA proporcionó la mayor parte de la información que tenemos hoy sobre su interior [279].

Interior de Venus

Venus es el planeta más parecido a la Tierra en masa ($0.815 M_{\oplus}$) y en tamaño ($0.95 R_{\oplus}$). Su composición y diferenciación internas deben ser muy similares a las nuestras. Sin embargo, algunas propiedades fundamentales del planeta, como su distribución de masa interna y las variaciones en su período de rotación, siguen siendo poco conocidas. No poseemos datos de sismología desde su superficie, ni tenemos un valor muy preciso para su momento de inercia. Se dispone de muy poca información directa sobre la estructura interna y la geoquímica de Venus.

Al igual que el núcleo de la Tierra, muy probablemente el núcleo de Venus se encuentra, al menos, parcialmente líquido, porque los dos planetas se han estado enfriando aproximadamente al mismo ritmo desde su formación hace 4 550 millones de años; aunque no se puede descartar un núcleo que esté completamente sólido. Su tamaño, solo un poco más pequeño que la Tierra, significa que las presiones son un 24 % más bajas en su interior profundo. Los valores calculados para su momento de inercia, basados en modelos de su interior, sugieren que el radio del núcleo puede ser de unos 2 900 a 3 450 kilómetros [90]. Actualmente se estima que el núcleo debe tener unos 3 500 kilómetros de radio, basados en las medidas del momento de inercia del planeta y en el ritmo de precesión de su eje de rotación [166].

Una de las diferencias principales entre Venus y la Tierra es la falta de evidencia sobre la existencia de tectónica de placas en Venus. Ésto se debe posiblemente al hecho de que su corteza es demasiado rígida y no hay señales de que se encuentre dividida en placas como sucede en la Tierra, de tal forma que pudiera subducirse. Esto, sumado a la falta de agua tanto en el manto como en la corteza que la haga menos viscosa, produce que la corteza no fluya fácilmente. La consecuencia de la ausencia de tectónica es una menor tasa de pérdida de calor desde el interior del planeta, lo que evita que se enfríe más rápido y proporciona una explicación adicional a la falta de un campo magnético inducido por un dínamo planetario (éste tema se tratará con mayor profundidad en la sección 8.5.5). Por otro lado, Venus podría perder parte de su calor interno a través de gigantescos eventos volcánicos de renovación de su superficie. Se cree que el último evento global de actividad volcánica pudo suceder hace unos 800 millones de años.

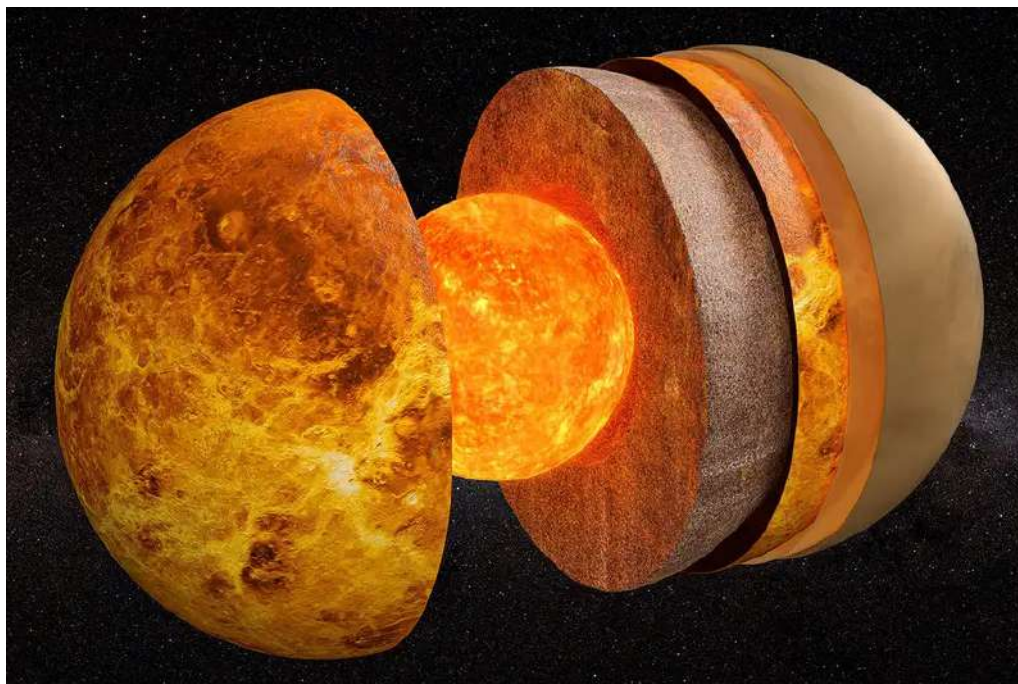


Figura 5.10: Interior de Venus. Créditos: Olekcii Mach/Alamy.

Interior de Marte

Después de la Tierra, Marte es el planeta mejor conocido. Hemos enviado misiones de exploración al planeta rojo desde la década de 1970. Hoy en día permanecen muchas de ellas activas y en observación desde la órbita y varios robots sobre su superficie¹.

Marte está diferenciado en un núcleo metálico denso, cubierto por un manto rocoso y una corteza que tiene un espesor promedio entre 42 y 56 kilómetros, con un mínimo de 6 kilómetros en la región de *Isidis Planitia* y un espesor máximo de 117 kilómetros en la meseta sur de *Tharsis*. En comparación, la corteza de la Tierra sólo tiene unos 27 kilómetros de espesor en promedio. Los elementos más abundantes encontrados en la corteza marciana son el silicio, el oxígeno, el hierro, el magnesio, el aluminio, el calcio y el potasio. En los últimos años hemos confirmado que Marte sigue siendo un lugar sísmicamente activo. La sonda *InSight* de la NASA ha venido detectando y registrando cientos de **martemotos**.

Antes de que la sonda *InSight* aterrizara en Marte en 2018, los exploradores y los orbitadores que estudiaban el planeta rojo se concentraban fundamentalmente en observar su superficie. El sismómetro de la *InSight* ha cambiado eso, revelando por primera vez detalles sobre el interior profundo del planeta. Los datos tomados nos proporcionan detalles sobre la profundidad y la composición de la corteza, el manto y el núcleo de Marte, incluida la confirmación de que el núcleo del planeta está fundido. El sismómetro ultrasensible, denominado Experimento Sísmico para Estructuras Internas (*Seismic Experiment for Interior Structure - SEIS*), ha registrado más de 733 movimientos sísmicos. Alrededor de 35 de ellos (todos con magnitudes entre 3.0 y 4.0) han proporcionado datos que permiten a los científicos “escuchar” el interior del planeta a cientos o miles de kilómetros de distancia.

Las ondas sísmicas varían en velocidad y forma cuando viajan a través de diferentes materiales dentro de un planeta. Esas variaciones en Marte han proporcionado a los sismólogos una forma de estudiar la estructura interna del planeta. A su vez, lo que los científicos aprenden sobre Marte

¹Para mayor información sobre las misiones de exploración marciana, puede visitar la página de NASA: <https://science.nasa.gov/planetary-science/programs/mars-exploration/> [278].

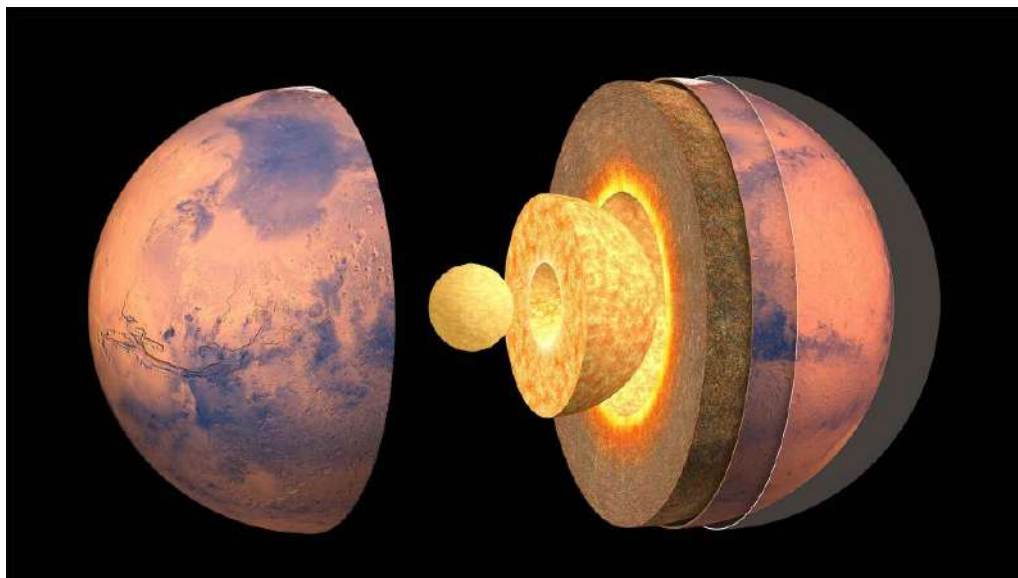


Figura 5.11: Interior de Marte. Créditos: *The Planetary Society*, *Mars Interior*, IPGP/David Ducros [291].

puede ayudar a mejorar la comprensión de cómo se formaron todos los planetas rocosos, incluida la Tierra. Al igual que la Tierra, Marte se calentó a medida que se formaba a partir del polvo y los cúmulos más grandes de material meteorítico que orbitaban alrededor del Sol y que ayudaron a dar forma a nuestro Sistema Solar. Durante las primeras decenas de millones de años, el planeta se diferenció en tres capas distintas: la corteza, el manto y el núcleo. Uno de los objetivos de la misión de *InSight* era medir la profundidad, el tamaño y la estructura de estas tres capas. De acuerdo con los datos, el núcleo derretido de Marte tiene un radio de unos 1 830 kilómetros.

Los terremotos en la Tierra provienen de fallas causadas por el desplazamiento de las placas tectónicas. A diferencia de la Tierra, Marte no tiene placas tectónicas; su corteza es una única placa gigante. Pero las fallas, o fracturas de la corteza, aún se forman debido a las tensiones causadas por la lenta contracción del planeta a medida que continúa enfriándose. Los martemotos más importantes parecen tener lugar en una zona conocida como *Cerberus Fossae*, una región con suficiente actividad volcánica como para que la lava haya fluido por allí durante los últimos cientos de millones de años. Las naves espaciales en órbita han detectado huellas de rocas que pueden haber rodado por pendientes pronunciadas después de ser sacudidas por martemotos. Curiosamente, no se han detectado sismos en regiones volcánicas más prominentes, como *Tharsis*, donde se encuentran los volcanes más grandes de Marte. Es posible que se estén produciendo muchos sismos que *InSight* no puede detectar. Esto se debe a las zonas de sombra causadas por el núcleo que refracta las ondas sísmicas lejos de ciertas áreas, lo que impide que el eco de un martemoto llegue hasta el sismógrafo de *InSight*.

Además de medir el radio del núcleo con precisión, los datos sísmicos también revelan de qué está hecho el núcleo y si es líquido o sólido. Las mediciones del momento de inercia sugieren que está hecho predominantemente de hierro, como el núcleo de la Tierra. Pero también puede incluir algo de azufre, lo que reducirá su densidad y punto de fusión. El núcleo líquido de la Tierra es responsable del campo magnético de nuestro planeta: el metal fundido circulante actúa como una dinamo. Marte no tiene campo magnético en la actualidad, aunque alguna vez lo tuvo en el pasado. Sin embargo, esto no significa necesariamente que su núcleo se haya solidificado.

Otras inferencias sobre el interior de Marte se pueden encontrar a partir de la observación de la superficie del planeta. Sabemos que la corteza tiene un grosor promedio de unos 50 km; no se ven

cráteres que hayan perforado la corteza hasta el manto, lo que significa que es más gruesa que la corteza terrestre. Como Marte es más pequeño que la Tierra, pero tiene una edad similar, sus capas externas se han enfriado y solidificado hasta alcanzar una mayor profundidad que la de la Tierra. Sin embargo, la corteza dista mucho de tener un grosor uniforme, ya que la corteza del sur del planeta es más gruesa y antigua que la del norte. Ésta marcada diferencia se conoce como la **dicotomía marciana**, y hablaremos un poco más sobre ella más adelante. Los grandes volcanes de *Tharsis* nos muestran que debajo de la corteza hay un manto que está al menos parcialmente fundido y del cual salen columnas calientes a la superficie, sugiriendo algún tipo de convección en el manto, pero no sabemos su origen preciso. La corteza también tiene cicatrices de actividad tectónica previa, como el abultamiento de *Tharsis*, donde las fuerzas debajo de la corteza del planeta la han moldeado. No hay evidencia de tectónica de placas que recicle la corteza vieja a través de zonas de subducción. Se cree que la falta de reciclaje explica por qué los volcanes marcianos han crecido tanto: la falta de movimientos de la corteza del planeta ha hecho que las plumas expulsen material en el mismo lugar durante miles de millones de años.

La escasa evidencia que tenemos hasta ahora sobre la composición del manto proviene de las rocas marcianas encontradas en la Tierra. Las diminutas burbujas de gas atrapadas en el interior de las rocas tienen la misma composición que la atmósfera marciana, lo que sugiere que se originaron en el planeta rojo. Estos meteoritos marcianos llegaron a la Tierra millones de años después de ser expulsados de la superficie marciana por grandes impactos. Las rocas, conocidas como meteoritos SNC (debido a sus minerales de Shergottitas, Nakhilitas y Chassignitas), son de origen volcánico y se cree que brotaron del manto marciano en forma de magma que luego se cristalizó cerca de la superficie. Deducir la composición del manto marciano a partir de la de los meteoritos no es una tarea sencilla. Los últimos datos sugieren que el manto tiene una composición similar a la de la Tierra, pero con un mayor contenido de hierro.

5.4.2 Interior de los planetas gigantes

Júpiter y Saturno son inmensas esferas compuestas fundamentalmente de hidrógeno y helio. Aunque siempre los hemos llamado planetas gaseosos, no necesariamente su composición principal se encuentra en este estado. Recordemos que los materiales a muy altas presiones y temperaturas cambian su estado. Son planetas gigantes de rápida rotación y sus atmósferas se caracterizan por una dinámica impresionante. Sin embargo, estas atmósferas coloridas representan tan solo la capa externa y no pueden revelar los secretos de sus estructuras internas. Por lo tanto, a pesar de los avances significativos en su observación y en sus modelos, Júpiter y Saturno siguen siendo planetas misteriosos. Para obtener información sobre el interior profundo de Júpiter y Saturno, es necesario utilizar mediciones indirectas y, a medida que se recopila más información sobre los planetas, se deben desarrollar modelos teóricos de su estructura. Sin embargo, cada vez es más difícil encontrar un modelo teórico coherente que cumpla con todas las limitaciones observacionales. Las mediciones precisas de las propiedades físicas y químicas de los planetas proporcionan nuevas aproximaciones, pero también conducen a nuevas preguntas. La situación actual en el moldeamiento del interior de los planetas requiere ajustar los nuevos datos a los modelos estructurales e incluir varios procesos físicos y suposiciones que no están bien justificados o no se entienden muy bien [112].

Júpiter por dentro

Hablemos primero de Júpiter. Su composición es muy similar a la del Sol: principalmente hidrógeno y helio. En las profundidades de la atmósfera, la presión y la temperatura aumentan, comprimiendo el hidrógeno hasta convertirlo en un líquido. A una presión de unos 1.4 MPa, el hidrógeno empieza a comportarse como un metal; dicha presión dentro de Júpiter se alcanza a unos 7 000 kilómetros de profundidad dentro de su atmósfera. A esa profundidad no hay fases líquidas y gaseosas diferenciadas. Se dice que el hidrógeno está en un estado de fluido supercrítico. El gas de hidrógeno y helio que se extiende hacia abajo desde la capa de nubes pasa gradualmente a

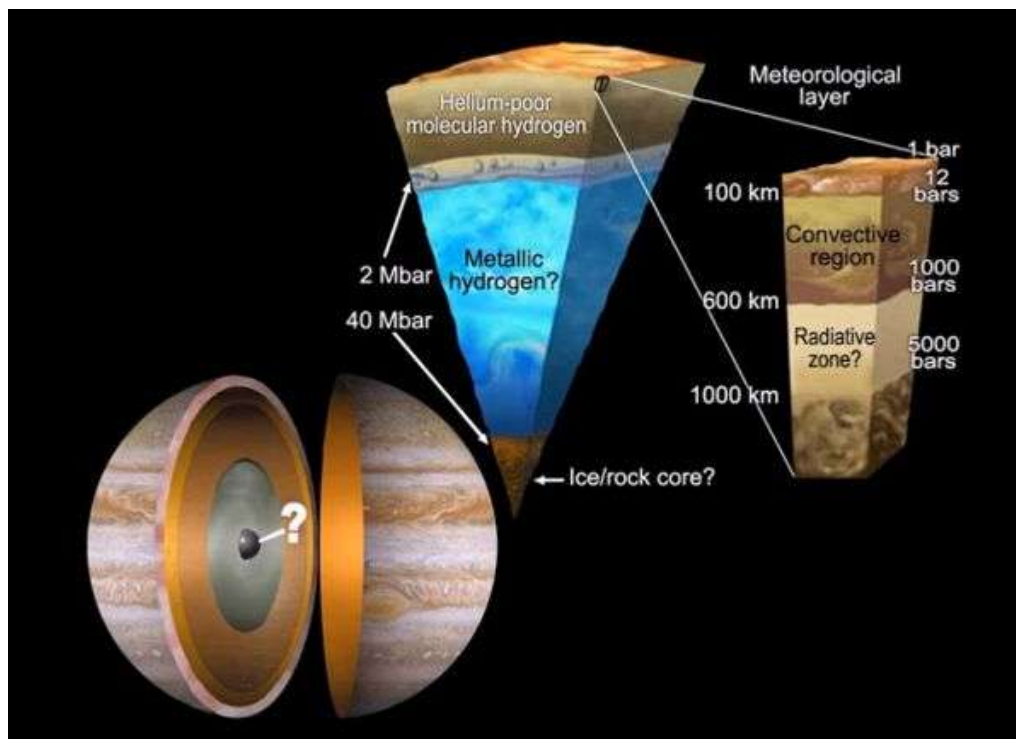


Figura 5.12: Interior de Júpiter. Créditos: Wikimedia Commons.

líquido en capas cada vez más profundas, formando un océano de hidrógeno líquido y otros fluidos supercríticos. Físicamente, el gas se vuelve gradualmente más caliente y más denso a medida que aumenta la profundidad. Esto significa que Júpiter posee el océano más grande del Sistema Solar: un océano hecho de hidrógeno metálico líquido en lugar de agua (ver figura 5.7). A estas profundidades, la presión se vuelve tan grande que los electrones son expulsados de los átomos de hidrógeno, lo que hace que el líquido sea conductor de electricidad. La rápida rotación de Júpiter impulsa el hidrógeno metálico y genera corrientes eléctricas. El giro del hidrógeno metálico líquido actúa como una dinamo, generando el poderoso campo magnético del planeta.

Gotas de helio y de neón, similares a la lluvia, se precipitan a través de la atmósfera inferior de Júpiter, disminuyendo la abundancia de estos elementos en la atmósfera superior. Los cálculos sugieren que el helio se separa del hidrógeno metálico a unos 60 000 km por debajo de las nubes de la atmósfera y se mezcla nuevamente a unos 10 000 kilómetros más arriba, generando algo parecido a un líquido gaseoso, es decir, hidrógeno líquido con burbujas de helio.

En las profundidades del gigante, el núcleo de Júpiter y su composición han sido un misterio durante mucho tiempo. Se había pensado que Júpiter era una mezcla mayoritariamente homogénea de gases de hidrógeno y helio, que rodeaba un núcleo pequeño y sólido de elementos más pesados como hielo, roca y metal, formado a partir de los escombros y pequeños objetos que giraban alrededor de esa área del disco protoplanetario hace 4 000 millones de años. La sonda espacial *JUNO* de la NASA, que ha estado midiendo la gravedad y el campo magnético de Júpiter desde 2016, encontró datos que sugieren que el núcleo es mucho más grande de lo esperado y no es completamente sólido [114, 221]. En cambio, está parcialmente disuelto, sin una separación clara del hidrógeno metálico que lo rodea, lo que ha llevado a los astrónomos a describir el núcleo de Júpiter como algo diluido. De acuerdo con los datos de *JUNO*, el núcleo debe ocupar entre un 30 % y un 50 % del radio del planeta y una masa de entre 7 y 25 masas terrestres [160, 237]. El proceso de mezcla entre el núcleo y el manto de hidrógeno podría haber sucedido durante la formación del planeta, mientras se acumulaban sólidos y gases del disco protoplanetario. Otra hipótesis propone

que podría haber sido causado por un impacto de un planeta de aproximadamente diez masas terrestres unos pocos millones de años después de la formación de Júpiter, que habría alterado un núcleo joviano [160].

La temperatura y la presión en el interior de Júpiter aumentan de forma constante a medida que vamos más profundo. El calor secular de la formación del planeta solo puede escapar por convección, lo que hace que Júpiter produzca más energía internamente que la que le llega desde el Sol. A una profundidad donde la presión atmosférica es de 1 bar (la presión en la superficie de la Tierra), la temperatura es de alrededor de 165 K. La región donde el hidrógeno supercrítico cambia gradualmente de un fluido molecular a un fluido metálico abarca rangos de presión entre 50 y 400 GPa con temperaturas desde 5 000 hasta los 8 400 K. Se estima que la temperatura del núcleo diluido de Júpiter es de unos 20 000 K, con una presión de alrededor de 4 000 GPa (ver la figura 5.12).

Interior del señor de los anillos

Al igual que Júpiter, Saturno está compuesto principalmente de hidrógeno y helio. En el centro de Saturno debe existir un núcleo denso de metales como hierro y níquel, rodeado de material rocoso y otros compuestos (hielos) solidificados a una altísima presión y temperatura. El núcleo, al igual que en Júpiter, está envuelto por un océano de hidrógeno metálico líquido, pero considerablemente más pequeño. Los modelos planetarios sugieren que Saturno está mucho más condensado en su centro que Júpiter y, por lo tanto, contiene material mucho más denso que el hidrógeno cerca de su centro. Las regiones centrales de Saturno están compuestas por alrededor del 50 % de hidrógeno en masa, y las de Júpiter por alrededor del 67 % de hidrógeno. El núcleo saturnino es parecido en composición a la Tierra, pero es mucho más denso. Las medidas del momento gravitacional de Saturno, en combinación con los modelos físicos de su interior, han permitido establecer restricciones a la masa máxima del núcleo de Saturno. Se ha estimado que el núcleo debe tener entre 9 y 22 veces la masa de la Tierra [98], lo que corresponde a un diámetro de unos 25 000 kilómetros. Sin embargo, las mediciones sobre la dinámica de los anillos sugieren un núcleo mucho más difuso, con una masa equivalente a unas 17 masas terrestres y un radio aproximadamente del 60 % del radio total del planeta [165]. El núcleo está rodeado por una capa de hidrógeno metálico líquido, seguida de una capa líquida de hidrógeno molecular saturado de helio, que gradualmente se transforma en gas a medida que salimos del planeta.

La temperatura en el núcleo puede alcanzar los 11 000 K. Saturno irradia al espacio 2.5 veces más energía de la que recibe del Sol. La energía térmica de Júpiter se genera mediante el mecanismo de Kelvin-Helmholtz de lento colapso gravitacional; pero tal proceso por sí solo puede no ser suficiente para explicar la producción de calor en el interior de Saturno, porque es mucho menos masivo. Un mecanismo alternativo puede ser la generación de calor a través de la lluvia de helio en las profundidades. A medida que las gotas descenden a través del hidrógeno de menor densidad, el proceso libera calor por fricción y deja las capas externas de Saturno sin helio. Esta lluvia de helio puede haberse acumulado en una capa que rodea el núcleo [103]. Es difícil de imaginar, pero Saturno es el único planeta de nuestro Sistema Solar con una densidad media inferior a la del agua; su densidad media apenas alcanza los 687 kg m^{-3} . El planeta gaseoso gigante podría flotar en una bañera, si existiera una lo suficientemente grande.

Interior de los gigantes helados

Es claro que Urano y Neptuno representan una clase única de planetas. Consisten en envolturas externas y atmósferas de hidrógeno y helio que ocupan entre el 10-20 % de su masa total. Están ubicados en la parte exterior del Sistema Solar y tienen masas, radios y períodos de rotación similares. Por lo tanto, como en el caso de Júpiter y Saturno, o la Tierra y Venus, los astrónomos tienden a investigar y describir a Urano y Neptuno juntos. El interior de Urano y Neptuno es muy diferente al de los gigantes gaseosos como Júpiter y Saturno. Estos dos planetas son considerados

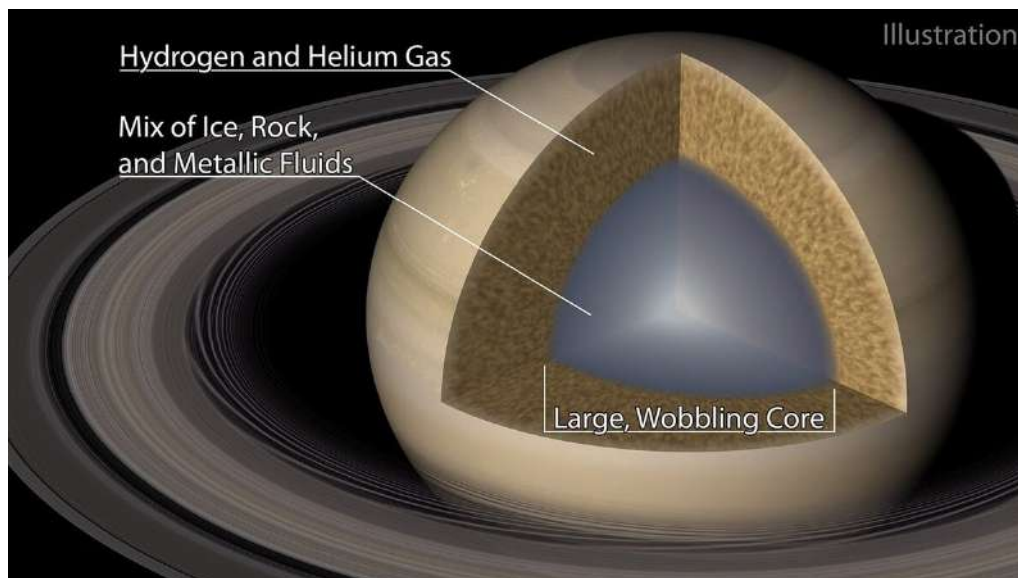


Figura 5.13: Interior de Saturno. Créditos: CALTECH/R. HURT (IPAC).

gigantes de hielo porque contienen una mayor proporción de elementos volátiles como agua, amoníaco y metano, en comparación con el hidrógeno y el helio predominantes en Júpiter y Saturno. Tienen una estructura similar, diferenciada en tres capas principales. Contienen un núcleo pequeño compuesto de roca y metales como hierro y níquel. Este núcleo puede ser más masivo incluso que el de Júpiter y Saturno en proporción al planeta. La mayor parte de la masa de estos planetas la conforma un manto compuesto de agua, amoníaco y metano en estado supercrítico (un estado entre líquido y gas debido a la alta presión y temperatura). Este manto es una mezcla densa y caliente, que en algunos modelos se describe como un océano de fluidos exóticos. Se cree que este manto podría estar ionizado y ser conductor de electricidad, lo que explicaría los campos magnéticos de Urano y Neptuno. La presión y temperatura extremas en las profundidades de los gigantes helados pueden romper las moléculas de metano, y los átomos de carbono se condensan en cristales de diamante que caen a través del manto como granizo.

En el caso de Urano, la mayor parte de la masa del planeta (al menos un 80 %), está formada por un fluido denso y caliente de materiales helados (agua, metano y amoníaco) que conforman el manto, sobre un pequeño núcleo rocoso y metálico. Cerca del núcleo, el interior se calienta hasta unos 4 500 K. Urano tiene un diámetro ligeramente mayor que su vecino Neptuno, pero una masa menor. Es el segundo planeta menos denso ($1\,274\text{ kg m}^{-3}$); recordemos que Saturno es el menos denso de todos. Urano obtiene su color verde azulado producido por la interacción de la luz solar con el gas metano de la atmósfera. La luz del sol pasa a través de la atmósfera y se refleja hacia afuera en las nubes altas de Urano. El gas metano absorbe la parte roja de la luz, lo que da lugar a la reflexión de la luz de menor longitud de onda y produce su característico color verde azulado.

En el caso de Neptuno, al igual que Urano, la mayor parte de la masa del planeta está formada por un manto fluido denso y caliente constituido de hielos de agua, metano y amoníaco, sobre un núcleo pequeño y rocoso. De los planetas gigantes, Neptuno es el más denso ($1\,638\text{ kg m}^{-3}$). Los astrónomos creen que podría haber un océano de agua supercaliente bajo las nubes frías de Neptuno. Dicho océano no se evapora porque una presión increíblemente alta lo mantiene encerrado en su interior. Neptuno es más caliente internamente. Aunque Urano y Neptuno son similares en tamaño y composición, Neptuno irradia más calor interno, mientras que Urano tiene una temperatura interna sorprendentemente baja. No se sabe con certeza por qué Urano tiene tan poca emisión de calor. Ambos planetas tienen campos magnéticos desalineados con sus ejes de rotación, lo que sugiere

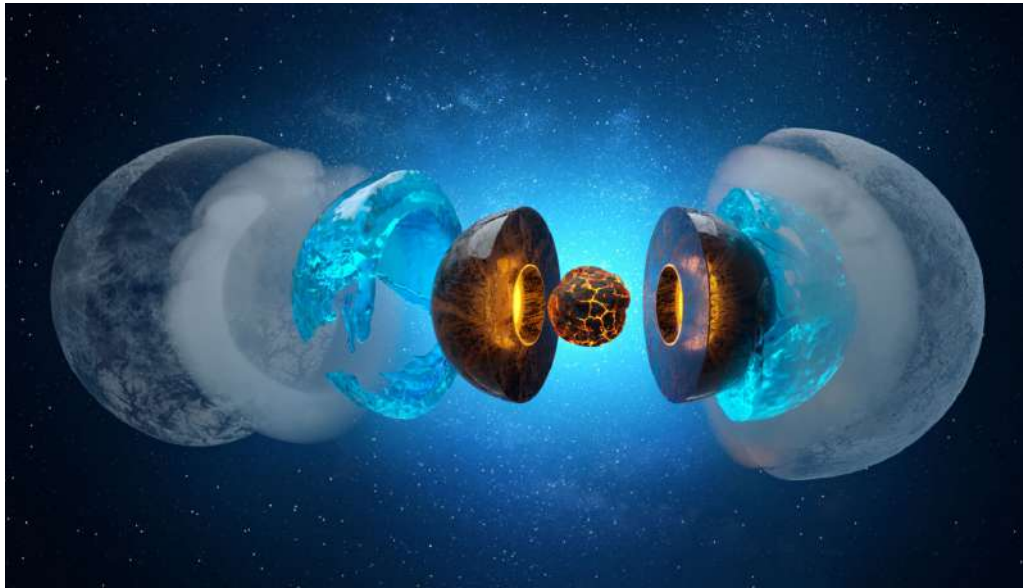


Figura 5.14: Ilustración artística del interior de Urano y Neptuno. Créditos: Quanta magazine.

que se generan en una capa intermedia en lugar del núcleo.

Nuevos modelos sobre el interior de Urano y Neptuno describen que los interiores de ambos planetas están formados por capas y que ambas capas no se mezclan [171]. Esta configuración explicaría perfectamente los inusuales campos magnéticos de los planetas e implica que es poco probable que los modelos anteriores sobre los interiores sean ciertos. Este nuevo modelo plantea que justo debajo de las capas de nubes se encuentra un océano profundo de agua y, debajo de este, un fluido altamente comprimido de carbono, nitrógeno e hidrógeno. Las simulaciones muestran que, bajo las temperaturas y presiones del interior de los planetas, una combinación de agua, metano y amoníaco se separaría naturalmente en dos capas, principalmente porque el hidrógeno se separaría del metano y el amoníaco que componen gran parte del interior profundo. Estas capas no mezcladas explicarían por qué Urano y Neptuno tienen un campo magnético diferente al de la Tierra, que es fundamentalmente un dipolo. Ese fue uno de los sorprendentes descubrimientos sobre los gigantes de hielo que realizó la misión *Voyager 2* a finales de los años 1980. Más adelante trataremos con más detalle este nuevo modelo del interior de los gigantes helados, que explicaría la naturaleza diferente de sus campos magnéticos.



6. Procesos internos de los planetas

Allí hubo en otro tiempo una cueva apartada, espaciosa, profunda, inaccesible a los rayos del sol, donde moraba Caco, hombre monstruoso, de horrenda catadura. Siempre humeaba el suelo de su cueva con la sangre reciente de sus víctimas. Pálidos rostros de hombres de repelente podre pendían como un reto de su umbral. Era Vulcano el padre de aquel monstruo. Cuando movía su imponente mole vomitaba su boca llamaradas del embreado fuego de su padre.

Virgilio, *La Eneida*, 30 a.e.c.

Los planetas son dinámicos, evolucionan y cambian a través de su historia. El flujo de calor desde el interior y la evolución de sus capas determina la actividad geológica, sísmica y de expulsión de energía de diferentes maneras. La tectónica y el vulcanismo están estrechamente relacionados, ya que ambos procesos son consecuencia de la dinámica interna de los planetas.

6.1 Tectónica

La palabra tectónica proviene del griego *tektonikós*, que significa construcción. La tectónica estudia la estructura y los movimientos de la corteza terrestre y, en general, de los planetas y otros objetos sólidos como lunas y asteroides en nuestro Sistema Solar. En el caso de la Tierra, la tectónica se enfoca en explicar cómo las placas tectónicas, los grandes fragmentos de la litosfera, interactúan entre sí, dando lugar a fenómenos como los terremotos, la formación de montañas, volcanes y la deriva continental. El concepto clave es lo que se conoce como **tectónica de placas**, que explica cómo la litosfera terrestre está dividida en placas que flotan sobre el manto terrestre y se mueven debido a la actividad del magma debajo de ellas. Como veremos, la tectónica no es exclusiva de la Tierra. Se han encontrado evidencias de actividad tectónica en otros planetas y lunas del Sistema Solar, aunque no siempre funciona de la misma manera que en la Tierra.

Recordemos que la litosfera es la capa más externa, rocosa y rígida de un planeta terrestre o de una luna. En el caso de la Tierra, está compuesta por la corteza y el manto superior, que se comporta elásticamente en escalas de tiempo de miles de años o más. La corteza y el manto superior se distinguen por su composición química y mineralógica.

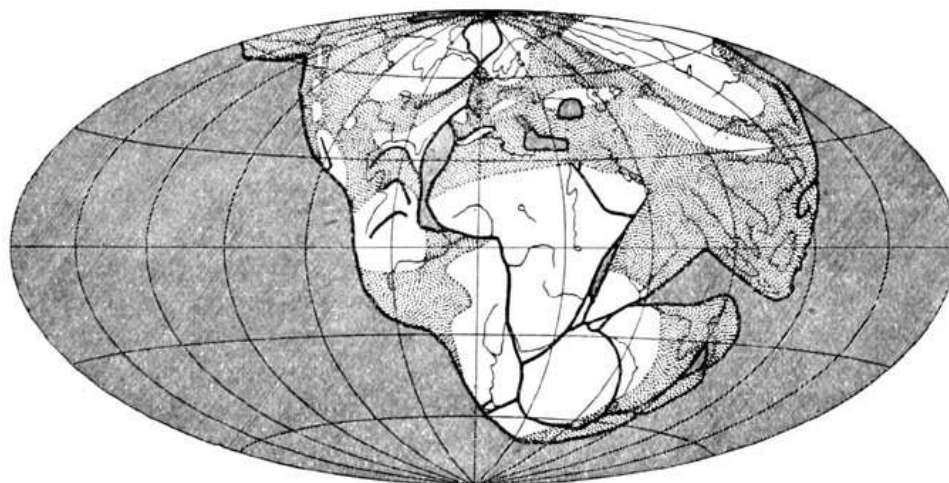


Figura 6.1: Ilustración de Pangea hecha por Alfred Wegener, 1912.

6.1.1 La deriva continental

Durante la historia registrada de nuestro planeta, sabemos que han existido al menos 25 continentes sobre la superficie terrestre, incluyendo supercontinentes como **Gondwana** y **Pangea**, que se forman como resultado de la unión de diferentes placas continentales. El más antiguo de ellos es conocido como **Vaalbara**, un supercontinente que se formó hace 3 600 millones de años y cuyos restos pueden identificarse hoy en día en un par de grandes cratones al sur de África y en Australia. El más nuevo de los continentes probablemente es Europa, cuyo afloramiento pudo suceder apenas hace 5 millones de años [297].

El primero en imaginarse que los continentes pudieron estar unidos hace millones de años fue el cartógrafo de los Países Bajos **Abraham Ortelius (1527 – 1598)** en 1596. Ortelius se dio cuenta de la similitud geométrica entre las costas de Suramérica, África y Europa, y propuso que América debió haberse separado por causa de terremotos e inundaciones. Luego, a finales del siglo XIX, el geólogo suizo **Eduard Suess (1831 – 1914)** propuso que en algún momento en el pasado, la India, África y Madagascar debieron estar unidos, luego incluyó a Australia y a Suramérica en su hipótesis. A este supercontinente lo llamó **Gondwana**, palabra india que significa el bosque de los Gonds, que son el pueblo que habita justamente esta región del centro de la India con el mismo nombre. Gondwana en realidad existió hace unos 550 millones de años. La hipótesis de Suess se basaba en la evidencia de que plantas de la misma especie se habían encontrado en diferentes lugares, desde la India hasta América. ¿Cómo podía ser eso posible si los continentes estaban separados por inmensos océanos?

En 1911 el astrónomo y meteorólogo **Alfred Lothar Wegener (1880 – 1930)** retomó la idea de Ortelius y notó las similitudes de los perfiles costeros después de leer un artículo donde se criticaba la idea de que en el pasado habían existido puentes terrestres entre los continentes a través de los cuales especies de animales y plantas pudieron haber migrado, y que luego desaparecieron debajo de los océanos. Wegener publicó su hipótesis sobre la deriva continental en enero de 1912, proponiendo que en realidad los continentes estuvieron unidos hace millones de años en un único supercontinente al que llamó **Pangea**, que significa toda la Tierra. Según la idea de Wegener, las masas continentales se separaron debido probablemente a un efecto centrífugo de la rotación de la Tierra o un efecto a más largo plazo como la precesión del eje de rotación. Wegener también especuló sobre la expansión del fondo marino y el papel de las dorsales en medio del océano, afirmando que la Cordillera del Atlántico Medio se abría espacio continuamente y se elevaba sobre

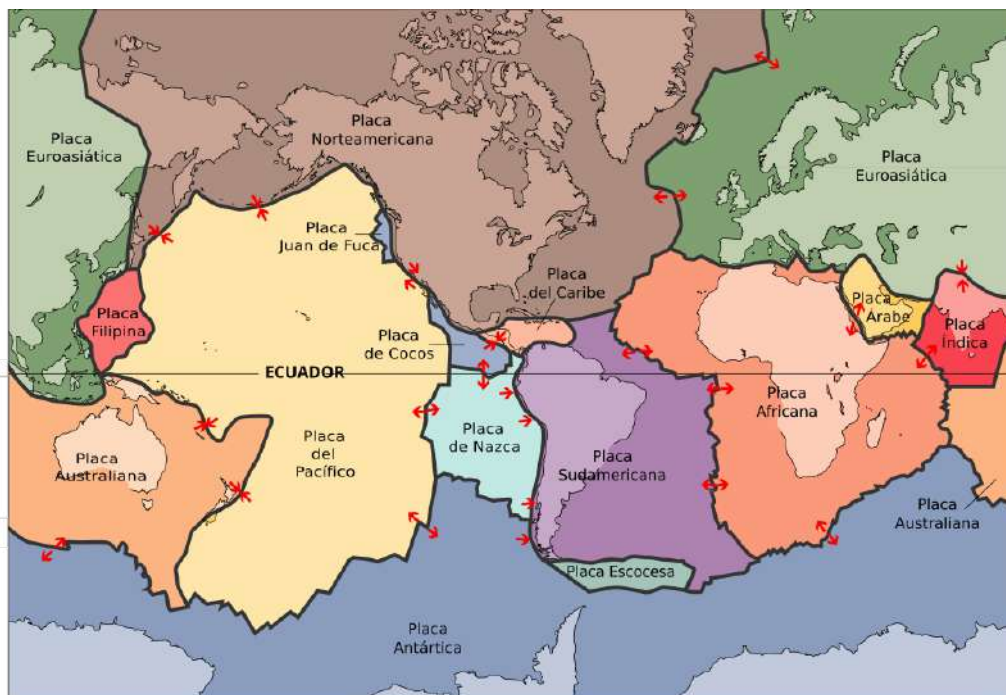


Figura 6.2: Distribución aproximada de las placas tectónicas principales de la Tierra. Créditos: Wikimedia Commons.

el fondo marino a medida que nueva materia surgía a través de sus volcanes desde las profundidades de la Tierra [18].

La teoría de Wegener no fue aceptada fácilmente al principio debido a que no explicaba el mecanismo por el cual los continentes se mueven, y por qué su cálculo de la velocidad de separación era muy alto. Calculó que África y América se separaban a una tasa de unos 250 cm/año, lo que es unas cien veces mayor a lo que sabemos en la actualidad. Durante décadas, la deriva continental fue motivo de debate y de crítica, debido a la falta de evidencia física. El paleomagnetismo llegó entonces al rescate. **Stanley Keith Runcorn (1922 - 1995)** en Cambridge y **Patrick Maynard Stuart Blackett (1897 - 1974)** en el Imperial College de Londres pudieron recolectar datos y demostrar los cambios de orientación del campo magnético terrestre, lo que apoyaba la hipótesis de Wegener. A principios de 1953, muestras de rocas tomadas en la India mostraron que el subcontinente había estado anteriormente ubicado en el hemisferio sur, tal y como lo predijo Wegener. En 1959, la teoría tenía suficientes datos que la respaldaban como para que las opiniones empezaran a cambiar, particularmente en el Reino Unido donde, en 1964, la Royal Society celebró un simposio sobre el tema. Con la llegada del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) en 1993, fue posible medir la deriva continental directamente. Un maravilloso recorrido por los antiguos continentes puede verse en la página de *Deep Time Maps* (<https://deeptimemaps.com/>) [277].

6.1.2 Las placas tectónicas actuales

Por esta época de la historia geológica de la Tierra, la litosfera está fracturada en 15 placas principales, dependiendo de cómo se definan, y unas 42 placas menores o secundarias. Según dónde se encuentren las placas, su movimiento relativo determina el tipo de límite de placa (o de falla) que puede ser convergente, divergente o transformante. Las placas se desplazan a una velocidad casi imperceptible sin la ayuda de instrumentos como el GPS, y a tasas diferentes. La mayor velocidad medida de una placa se da en la dorsal del Pacífico Oriental, cerca de la Isla de

Pascua, con una velocidad de separación entre placas de más de 15 cm por año y la más lenta se da en la dorsal ártica, con menos de 2.5 cm por año. Como las placas se mueven flotando sobre el manto de la Tierra, interactúan unas con otras a lo largo de sus límites, provocando colisiones e intensas deformaciones en la corteza de la Tierra, lo que ha dado lugar a la formación de las grandes cordilleras montañosas, como los Himalayas, los Alpes, los Pirineos, los montes Atlas, los Urales, los Apeninos, los montes Apalaches, los Andes, y grandes sistemas de fallas como el sistema de Anatolia del Norte en Turquía. El contacto por fricción entre los bordes de las placas es el responsable de la mayoría de los terremotos. Otros fenómenos producidos por las placas son la creación de volcanes, especialmente notorios en el cinturón de fuego del océano Pacífico y las plumas en medio de las placas oceánicas.

Placa Africana o placa Nubia

Esta placa incluye la mayor parte del continente africano, excepto su parte más oriental, más allá del Valle del Rift, además de la corteza oceánica adyacente al oeste y al sur que se extiende hasta la dorsal atlántica. También incluye una estrecha franja de Asia occidental a lo largo del mar Mediterráneo, que incluye gran parte de Israel y el Líbano. Alcanza unos 61.3 millones de kilómetros cuadrados. La placa africana se está fracturando en el interior oriental del continente africano a lo largo del Rift de África Oriental. Esta zona de fractura separa la placa africana al oeste de la placa somalí al este. Una hipótesis propone una columna del manto que se eleva por debajo de la región de Afar y empuja la corteza hacia afuera, mientras que una hipótesis opuesta explica la fractura por la dinámica de la corteza, como una ruptura en la placa africana a lo largo de una línea de máxima debilidad a medida que las placas al este se mueven rápidamente hacia el norte. La velocidad de la placa africana se estima en unos 2.15 cm por año. Se ha estado moviendo durante los últimos 100 millones de años, aproximadamente, en una dirección hacia el noreste.

En el norte se está chocando con la placa euroasiática, lo que provoca subducción en el lugar donde la corteza oceánica se hunde bajo la corteza continental, por ejemplo, en partes del Mediterráneo central y oriental, produciendo vulcanismo. En el Mediterráneo occidental, los movimientos relativos de las placas euroasiática y africana producen una combinación de fuerzas laterales y compresivas, concentradas en una zona conocida como la zona de la falla de las Azores y Gibraltar. A lo largo de su margen noreste, la placa africana está limitada por la falla del Mar Rojo, donde la placa árabe se está alejando de la placa africana.

Placa Antártica

Es la placa que contiene el continente antártico, la meseta Kerguelen y algunas islas remotas en el océano Austral y otros océanos circundantes. Después de separarse de Gondwana hace unos 180 millones de años, la placa antártica comenzó a desplazar el continente antártico hacia el sur hasta su ubicación actual en el polo sur terrestre, lo que provocó que el continente desarrollara un clima mucho más frío. La placa antártica está limitada casi en su totalidad por sistemas de dorsales oceánicas. Tiene una extensión de unos 60.9 millones de kilómetros cuadrados, lo que la hace la quinta placa más grande. Se ha estimado su movimiento en al menos 1 cm por año hacia el Océano Atlántico. La placa antártica comenzó a subducirse debajo de la placa de Sudamérica hace unos 14 millones de años, durante el Mioceno. A medida que la parte sur de la placa de Nazca y la dorsal de Chile fueron consumidas por la subducción, las regiones más septentrionales de la placa antártica comenzaron a subducirse debajo de la Patagonia. Es posible que la subducción de la placa antártica por debajo de Sudamérica haya elevado la Patagonia. La topografía dinámica causada por este levantamiento creó terrazas marinas y playas durante la era cuaternaria a lo largo de la costa atlántica de la Patagonia.

Placa Euroasiática

Incluye la mayor parte de los actuales continentes de Europa y Asia. En realidad, el continente europeo podría considerarse una península de Asia, dado que conforman una sola masa continental. También incluye la corteza oceánica que se extiende hacia el oeste hasta la dorsal mesoatlántica y hacia el norte hasta la dorsal de Gakkel. Tiene una extensión de unos 67.8 millones de kilómetros cuadrados y su movimiento promedio es muy lento hacia el sur, entre 7 y 14 milímetros por año.

Su interacción principal se da al noroeste con la placa de Norteamérica y al suroeste con la placa africana, en lo que se conoce como un **límite de triple unión**, un lugar donde tres placas principales se chocan, lo que obviamente produce una gran cantidad de actividad sísmica y volcánica. La triple unión activa el vulcanismo de las islas Azores, que se extiende hacia el norte a lo largo de la dorsal atlántica hasta Islandia. Todas las erupciones volcánicas en Islandia son causadas por el alejamiento de las placas norteamericana y euroasiática, como resultado de las fuerzas divergentes en los límites entre ellas. Las dorsales en el medio del océano, como la atlántica, se forman en un límite de placas divergentes (en separación) y se encuentran a gran profundidad en el fondo del océano, por lo que son muy difíciles de estudiar. Sabemos menos sobre las dorsales oceánicas que sobre los fenómenos geológicos de los demás planetas del Sistema Solar. Existe otra unión triple en el punto donde la placa euroasiática se encuentra con la placa secundaria de Anatolia y la placa secundaria arábiga. La placa de Anatolia se encuentra actualmente comprimida por la colisión de la placa euroasiática con la placa arábiga en la zona de falla de Anatolia oriental.

Por otro lado, el límite entre la placa norteamericana y la euroasiática en el área alrededor de Japón produce una altísima sismicidad y es el causante de los abundantes terremotos y maremotos en la región. La colisión entre la placa euroasiática y la placa de la India hace 70 millones de años durante el cretácico, formó la cordillera del Himalaya. La geodinámica de Asia Central está dominada por la interacción entre la placa euroasiática y la placa de la India.

Placa Indo-Australiana

Esta placa se encuentra en proceso de separación en dos o incluso tres placas más pequeñas. Contiene el continente australiano y el océano que lo rodea, y se extiende hacia el noroeste para incluir el subcontinente indio y las aguas adyacentes del océano Índico. Se formó por la fusión de las placas Índica y Australiana hace aproximadamente 43 millones de años. La unión ocurrió cuando la dorsal oceánica del Océano Índico, que separaba las dos placas, dejó de expandirse. La parte australiana de la placa se mueve hacia el norte a unos 5.6 centímetros por año, mientras que la parte occidental que contiene la placa india, se mueve solo a un ritmo de 3.7 centímetros por año, debido al choque con Eurasia y el levantamiento de los Himalayas. En términos de las masas continentales de la India y Australia, Australia se mueve hacia el norte a un ritmo de 3 centímetros por año en relación con la India. Este movimiento diferencial ha dado como resultado la compresión de la antigua placa cerca de su centro en Sumatra y la división en las placas india y australiana nuevamente. Una tercera placa, conocida como la **placa de Capricornio**, también puede estar separándose del lado occidental de la placa india como parte de la ruptura continua de la placa indo-australiana.

Placa Norteamericana

Contiene la mayor parte de América del Norte, Cuba, las Bahamas, el extremo noreste de Asia y partes de Islandia y las Azores. Con una superficie de unos 76 millones de kilómetros cuadrados, es la segunda placa tectónica más grande de la Tierra, después de la placa del Pacífico, incluyendo tanto corteza continental como corteza oceánica. Por el este conforma la parte norte de la dorsal atlántica. Al interior de la parte continental principal, la placa incluye un extenso núcleo granítico llamado **cratón norteamericano**, una masa continental tan rígida y tan antigua, que no ha sufrido fragmentaciones o deformaciones, y no ha sido afectada por los movimientos orogénicos. Los cratones son los fragmentos de continente más antiguos [107], al igual que en Norteamérica,

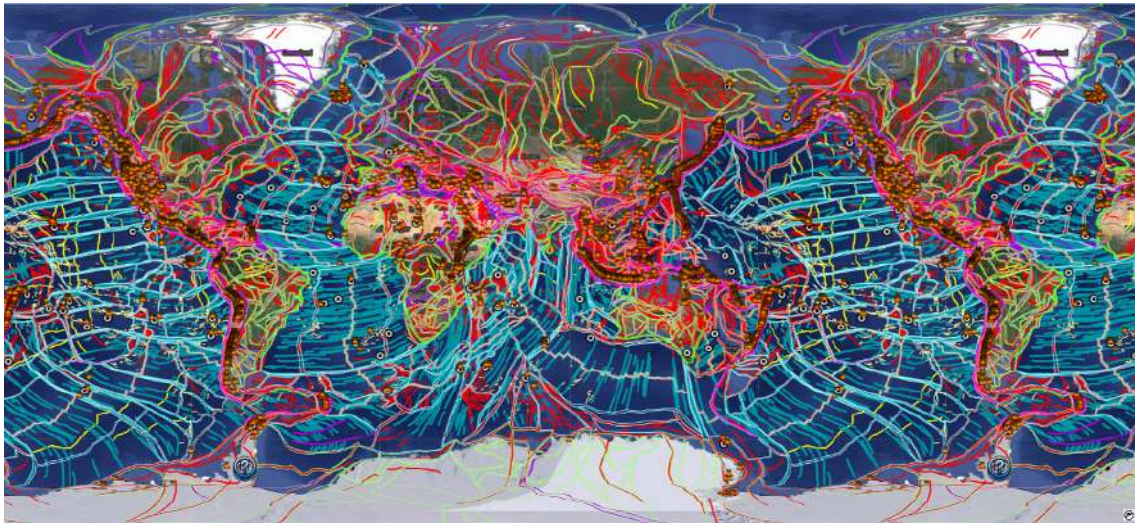


Figura 6.4: Mapa Tectónico con la subdivisión de los continentes, océanos y cinturones montañosos móviles en aproximadamente 1200 placas menores. Verde: límites de las microplacas en los bloques continentales. Cian: zonas de las placas oceánicas. Naranja: zonas dentro de los cinturones móviles. Azul: fallas transformantes oceánicas. Rojo: zonas de falla en el dominio continental y montañoso. Morado: principales zonas de subducción y zonas de sutura. Puntos naranjas: volcanes. Créditos: Wikimedia Commons, CC BY-SA 4.0.

de años, a partir de la triple unión entre las placas **Farallón, Fénix e Izanagi** que soportaban el antiguo **océano de Panthalassa** que rodeaba a Pangea. La placa del Pacífico creció hasta situarse bajo la mayor parte de la cuenca del actual Océano Pacífico. Esto redujo la placa Farallón a unos pocos remanentes a lo largo de la costa oeste de América y la placa Fénix a un pequeño remanente cerca del Pasaje de Drake entre Sudamérica y la Antártida, y destruyó la placa Izanagi por subducción que desapareció bajo la placa de Asia. La placa del Pacífico está conformada casi en su totalidad por corteza oceánica, pero contiene algo de corteza continental en Nueva Zelanda, Baja California y la costa de California donde se encuentra con la placa norteamericana. Se distingue por mostrar algunas de las secciones más extensas de las antiguas placas que conformaban el fondo marino, atrincheradas en las fosas oceánicas del este de Asia. El mapa geológico del fondo marino del Océano Pacífico muestra no solo las secuencias geológicas y la conformación del conocido **Anillo de Fuego** asociado al perímetro oceánico y sus zonas de subducción, sino que también muestra las diversas edades del fondo marino en un orden escalonado, desde la más reciente corteza oceánica hasta la más antigua que se subduce bajo las fosas oceánicas asiáticas como la de **fosa de las Marianas** frente a Filipinas, el lugar más profundo de la corteza terrestre, a unos 11 kilómetros bajo el mar. La parte más antigua de la placa, que desaparece bajo la placa de Filipinas y bajo la placa de Asia, corresponde a corteza formada durante el cretácico inferior, hace entre 145 y 137 millones de años. A mitad de la placa del Pacífico se encuentra un punto caliente, que da origen a la cadena de islas de Hawái.

Placa de Sudamérica

Incluye el subcontinente sudamericano, así como una parte considerable del lecho marino del océano Atlántico que se extiende hacia el este hasta la placa africana, con la que forma la parte sur de la dorsal mesoatlántica. El borde oriental de la placa constituye un límite divergente con la placa africana; el borde sur constituye un límite complejo con las placas antártica y la placa menor escocesa. El borde occidental constituye un límite convergente con la placa de Nazca, que se encuentra en subducción; y el borde norte constituye un límite con la placa del Caribe y la

corteza oceánica de la placa norteamericana. En la triple unión de Chile, cerca de la costa oeste de la península de Taitao-Tres Montes, una dorsal oceánica conocida como la dorsal de Chile se encuentra en subducción activa bajo la placa sudamericana. La placa sudamericana se está alejando hacia el oeste de la dorsal mesoatlántica, lo que produce que la placa de Nazca, que se mueve hacia el este y es más densa, se subduzca bajo el borde occidental de la placa sudamericana, a lo largo de la costa pacífica del continente, a una velocidad de unos 77 mm por año. La colisión de estas dos placas es responsable del levantamiento de la enorme cordillera de los Andes y de la creación de los numerosos volcanes que se encuentran dispersos a lo largo de la cordillera.

Placas menores

Son placas que no abarcan una superficie considerable. Se considera placa menor cualquier placa con una superficie inferior a 20 millones de kilómetros cuadrados, pero superior a 1 millón de kilómetros cuadrados. La siguiente es una lista de algunas de las placas menores más importantes:

- Placa de Arabia
- Placa del Caribe
- Placa de los Cocos
- Placa de la India
- Placa de Nazca
- Placa de las Filipinas
- Placa escocesa

Existen además más de 1200 microplacas que tienen extensiones de menos de 1 millón de kilómetros cuadrados. Un mapa detallado de esta increíble cantidad de porciones de corteza terrestre puede verse en la figura 6.4.

6.1.3 Mecanismos de la tectónica

Recordemos que los fragmentos de la litosfera se desplazan sobre la **astenosfera**, una capa más caliente y parcialmente fundida del manto superior. Existen varios procesos que producen el movimiento de las placas, que incluyen la convección del manto, las fuerzas de empuje y el flujo de calor interior del planeta.

La convección en el manto

La teoría de la convección del manto se desarrolló originalmente para tratar de comprender la historia térmica de la Tierra y proporcionar un mecanismo físico para la teoría de la deriva continental de Alfred Wegener en la década de 1930. Ésta teoría logró explicar las velocidades de las placas tectónicas, el hundimiento del fondo marino, el vulcanismo y las anomalías gravitacionales. Posteriormente, pudimos aplicarla a otros planetas terrestres como Venus y Marte, que también mantuvieron formas únicas de convección del manto durante miles de millones de años, evidentes a partir de la actividad volcánica.

Todos los cuerpos planetarios retienen calor residual de su proceso de formación, pero se enfrían al emitir calor inevitablemente hacia el espacio. Las superficies planetarias son frías en relación con sus interiores; el material frío cerca de la superficie es más denso y desciende, mientras que el material caliente cerca del núcleo es más ligero y sube. Las atmósferas planetarias, los océanos, los mantos rocosos y los núcleos metálicos líquidos presentan convección y están sujetos a patrones de circulación únicos en cada caso. Sin embargo, los mantos de silicato tienden a ser la parte más masiva y más lenta en los planetas terrestres y, por lo tanto, determinan cómo evolucionan los interiores planetarios mientras se enfrían hacia el espacio. El flujo de calor interno de la Tierra es producido principalmente por el enfriamiento secular, la solidificación del núcleo interno y la desintegración de isótopos radiactivos como el uranio, el torio y el potasio. La transferencia de

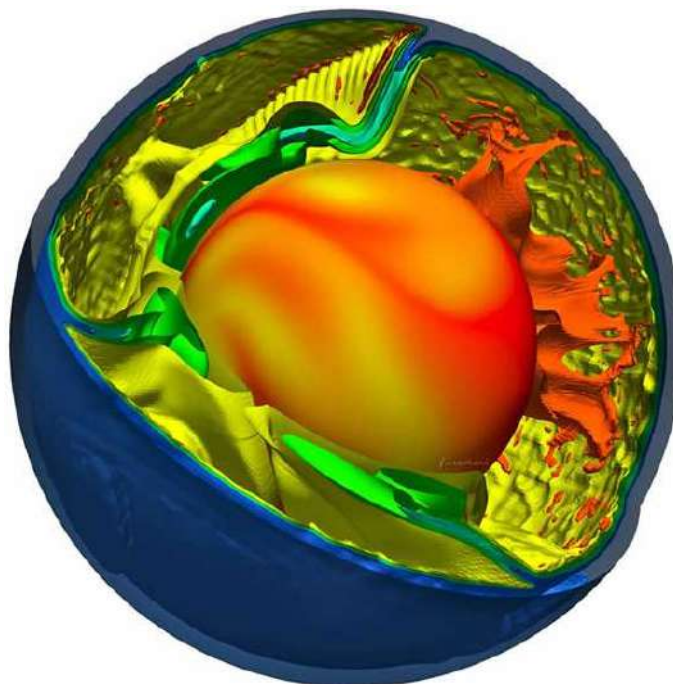


Figura 6.5: Simulación de la tectónica de placas y la convección del manto. Las características más interesantes son las zonas donde las placas se subducen hacia el manto terrestre (en azul y verde). También se observan áreas de afloramiento de material rocoso caliente del manto profundo (plumas, en rojo). Créditos: *Geophysical Fluid Dynamics*, F. Cramer [271].

este calor hacia el exterior del planeta genera las corrientes de convección en el manto líquido. El material caliente del manto asciende empujando desde abajo las placas litosféricas; luego se enfría y desciende nuevamente para repetir un ciclo que dura cientos de millones de años.

La litosfera y la astenósfera conforman el manto superior. La litosfera se resquebraja y se divide en las placas tectónicas que se crean y se consumen continuamente (ver figura 6.2). La creación ocurre a medida que el manto se añade a los bordes en crecimiento de una placa, y normalmente está asociada con la expansión del lecho marino. La salida constante de material bajo los centros de expansión del lecho marino se debe justamente a una componente ascendente y superficial de la convección del manto. El material caliente añadido en los centros de expansión se enfría tanto por conducción como por convección de calor, a medida que se aleja de estos puntos de expansión. En los bordes de la placa, el material se contrae térmicamente hasta volverse más denso y se hunde por su propio peso en el proceso de subducción, generalmente en una **fosa oceánica**. La subducción es el componente descendente de la convección del manto. Mientras el material se hunde en el interior de la Tierra, parte de él parece alcanzar el manto inferior, mientras que en otras regiones no puede hundirse más, posiblemente debido a una transición de fase entre silicatos, que se transforman de **espinel** a **perovskita** y **magnesio-wustita**, en una reacción endotérmica facilitada por el calentamiento del material.

La corteza oceánica subducida desencadena el vulcanismo, aunque los mecanismos geofísicos que dan origen a los volcanes son muy diversos (ver sección 6.3). El vulcanismo puede ocurrir debido a procesos que añaden flotabilidad al manto parcialmente fundido, lo que provocaría flujos ascendentes del material fundido a medida que disminuye su densidad. La convección secundaria puede causar también vulcanismo superficial como consecuencia de la extensión entre las placas y las columnas del manto. Algunos trabajos sugieren que las inhomogeneidades en la llamada **capa D''**, también conocida como capa D-doble-prima, que es una región del manto ubicada justo

encima del límite entre el manto sólido de la Tierra y su núcleo externo líquido, caracterizada por la heterogeneidad compositiva y velocidades sísmicas ultrabajas, tienen cierto impacto en la convección del manto [77].

A finales del siglo XX, se debatió mucho sobre si la convección se daba por capas o si por el contrario era una convección completa del manto [37], [35]. Aunque algunos aspectos de este debate todavía no se resuelven, los resultados de la información sísmica, las simulaciones numéricas sobre la convección del manto y el análisis del campo gravitacional terrestre sugieren que la convección es completa. En este modelo, la litosfera oceánica fría en subducción desciende desde la superficie hasta el límite núcleo-manto (*Core-Mantle Boundary, CMB*), y plumas calientes que ascienden desde el CMB hasta la superficie. Este modelo se basa en los resultados de los modelos de tomografía sísmica global, que muestran anomalías similares a las placas y las plumas que cruzan las zonas de transición del manto.

Si bien se acepta que las placas subducidas cruzan la zona de transición del manto y descienden hasta el manto inferior, todavía se mantiene el debate sobre la existencia y la continuidad de las plumas. Este debate está relacionado con la controversia sobre si el vulcanismo en medio de las placas (como, por ejemplo, el que conforma las islas de Hawái) se debe a procesos superficiales del manto superior o a plumas que surgen desde el manto inferior. Los estudios químicos muestran que las lavas erupcionadas en áreas en medio de las placas son diferentes en composición a los basaltos de las dorsales oceánicas de origen superficial, especialmente los contenidos de isótopos de helio como el He^3 , lo que indicaría un origen diferente en el interior del manto. La elevada proporción de He^3 de los basaltos de las islas oceánicas sugiere que deben provenir de una parte de la Tierra que no se ha fundido ni reciclado previamente, como sí sucede con los basaltos de las dorsales oceánicas. Esto propone que su origen estaría en una región diferente menos mezclada que sería el manto inferior.

En la Tierra, se estima que el **número de Rayleigh** (Ra), para la convección dentro del manto terrestre es del orden de 10^7 , lo que indica una convección vigorosa. Éste número adimensional es utilizado en la mecánica de fluidos para caracterizar las condiciones de los flujos impulsados por flotabilidad y también es conocido como convección libre, y sirve para predecir la transición entre un flujo laminar y un flujo turbulento. Este valor de 10^7 corresponde al promedio de la convección de todo el manto, es decir, la convección que se extiende desde la superficie terrestre hasta la frontera con el núcleo (CMB). La evidencia superficial de esta convección son los movimientos de las placas tectónicas, que presentan velocidades de unos pocos centímetros por año. Las velocidades pueden ser mayores para la convección a pequeña escala, que ocurre en regiones del manto de baja viscosidad bajo la litosfera, y menores en el manto inferior, donde las viscosidades son mayores. Un solo ciclo de convección superficial dura aproximadamente 50 millones de años, aunque la convección más profunda puede durar hasta 200 millones de años.

Actualmente la convección del manto terrestre incluye un hundimiento a gran escala debajo de América y el Pacífico occidental, ambas regiones con una gran evidencia de subducción, y un flujo ascendente debajo del Pacífico central y África, donde la topografía dinámica muestra dichos afloramientos. Este patrón de flujo a gran escala también es consistente con los movimientos de las placas tectónicas, que actualmente indican una convergencia hacia el Pacífico occidental y hacia América, y una divergencia lejos del Pacífico central y de África.

Dorsales y zonas de subducción

Existen tres tipos de límites entre las placas tectónicas, que se caracterizan por su movimiento relativo y están asociados con diferentes tipos de fenómenos superficiales. Los diferentes tipos de límites de las placas son [29]:

- **Límites divergentes o constructivos:** Se producen cuando dos placas se separan. En las dorsales oceánicas, los límites divergentes se forman por la expansión del lecho marino, lo

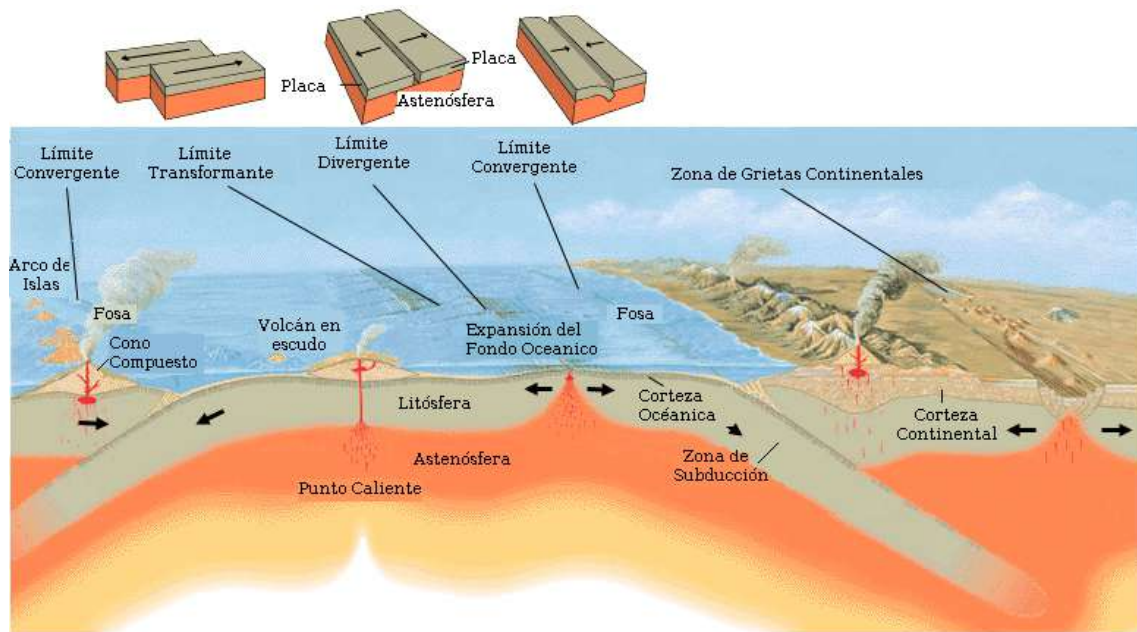


Figura 6.6: Límites de las placas tectónicas. Créditos: USGov, Dominio Público.

que permite la formación de nuevas cuencas oceánicas, como la dorsal mesoatlántica y la dorsal del Pacífico oriental. A medida que la placa oceánica se divide, se forma la dorsal en el centro de expansión, la cuenca oceánica se expande y, finalmente, el área de la placa aumenta, lo que causa numerosos volcanes pequeños y terremotos superficiales. En zonas de dorsal continental, los límites divergentes pueden provocar la formación de nuevas cuencas oceánicas a medida que el continente se divide y se expande; la grieta central colapsa y el océano adyacente llena la cuenca, como en el Rift de África Oriental, el Rift del Baikal, el Rift de la Antártida Occidental y el Rift del Río Grande.

- **Límites convergentes o destructivos:** Se producen cuando dos placas se deslizan una hacia la otra para formar una zona de subducción donde una placa se mueve bajo la otra, o una colisión continental. Las zonas de subducción son de dos tipos: subducción océano-continente, donde la litosfera oceánica densa se hunde bajo el continente menos denso, como es el caso de la placa de Nazca y la placa de Sudamérica, o la subducción océano-océano, donde la corteza oceánica más antigua, fría y densa se desliza bajo la corteza oceánica menos densa, como la placa del Pacífico frente a la placa de las Filipinas. Las fosas marinas profundas suelen estar asociadas a estas zonas de subducción. Los terremotos siguen la trayectoria de las placas en movimiento descendente a medida que se hunden hacia la astenósfera. La fosa se forma a medida que la placa subducida se calienta, liberando materiales volátiles, principalmente agua de los minerales hidratados, hacia el manto circundante. La adición de agua reduce el punto de fusión del material del manto por encima de la placa en subducción, provocando su fusión. El magma resultante suele provocar vulcanismo, como es evidente alrededor del océano Pacífico. En las zonas de subducción océano-océano, se forma una fosa profunda en forma de arco, como la fosa de las Marianas. El manto superior de la placa subducida se calienta y el magma asciende, formando cadenas curvas de islas volcánicas, como las Islas Aleutianas, las Islas Marianas y el arco insular japonés. En las zonas de subducción océano-continente se forman cordilleras, como los Andes y la Cordillera de las Cascadas. En las zonas de colisión continental convergen dos masas de litosfera continental y dado que tienen una densidad similar, ninguna se subduce bajo la otra. Los bordes de las

placas se comprimen, se pliegan y se elevan, formando cordilleras, como el Himalaya o los Alpes.

- **Límites transformantes o de deslizamiento:** se producen cuando las placas no se crean ni se destruyen. En cambio, dos placas se deslizan, o quizás más exactamente, se rozan entre sí, a lo largo de fallas transformantes. Las fallas transformantes se producen a través de un centro en expansión. Fuertes terremotos pueden ocurrir a lo largo de una falla. La falla de San Andrés en California es un ejemplo de un límite transformante.

Vemos cómo en las dorsales oceánicas, el magma asciende y crea nueva corteza, empujando las placas hacia los lados. En las zonas de subducción, una placa más densa, normalmente la oceánica, se hunde bajo otra menos densa, normalmente continental, jalando al resto de la placa. Finalmente, vemos cómo algunas placas se deslizan lateralmente y en paralelo una frente a la otra, creando lo que se conoce como fallas transformantes debido a las tensiones en la corteza. Existen otras zonas entre las placas en las que los efectos de las interacciones no son tan claros y cuyos límites no están bien definidos y pueden mostrar diversos tipos de movimientos.

Plumas

Las plumas del manto son una propuesta de mecanismo de convección que podría explicar el vulcanismo anómalo en medio de las placas tectónicas. Dado que el extremo de la pluma se funde parcialmente al alcanzar poca profundidad, a menudo se la considera la causa de eventos volcánicos, como las islas de Hawái o Islandia, y de grandes provincias ígneas como las Trampas del Decán y Siberia. Algunas de estas regiones volcánicas se encuentran lejos de los límites de las placas tectónicas, mientras que otras representan un vulcanismo de volumen inusualmente grande cerca de los límites de las placas.

Las plumas del manto fueron propuestas por primera vez por **John Tuzo Wilson (1908 - 1993)** en 1963 [232], y desarrolladas por **William Jason Morgan (1935 - 2023)** en 1971 y 1972 [175]. Se cree que una pluma del manto surge donde el material sobrecalentado cerca del CMB asciende a través del manto terrestre hasta alcanzar la corteza. En lugar de una corriente continua en forma de columna, las plumas deben considerarse más bien como una serie de burbujas de material sobrecalentado. Al alcanzar la corteza terrestre, produce un **diapiro**, una estructura geológica que se forma cuando una roca ligera y caliente se introduce en otra más densa y fría. La palabra diapiro proviene del griego, y significa atravesar algo. Estos diapiros son llamados **puntos calientes** en la corteza. La idea de que las plumas del manto estén fijas y ancladas en el CMB proporcionaría una explicación para la existencia de cadenas de volcanes antiguos, con progresión temporal, que se observan extendiéndose desde algunos de estos puntos calientes, por ejemplo, la cadena de montes submarinos Hawái-Emperador. Las plumas del manto también se han usado para explicar los procesos de fragmentación de los supercontinentes durante épocas geológicas específicas, como la división de Pangea durante el jurásico y el cretácico.

La teoría predice que las plumas del manto tendrían una forma de hongo alargado con cabezas de unos ¡2 000 kilómetros de diámetro! El tiempo que se requiere desde que se da el calentamiento del material en el manto inferior, hasta la formación de la pluma es de unos 830 millones de años. El flujo de calor conducido por una pluma puede alcanzar los 20 mW m^{-2} , mientras que el tiempo transcurrido entre los eventos de formación de plumas en el manto puede ser de unos 2 000 millones de años. Cuando la pluma se encuentra con la litosfera, se espera que se aplane contra esta barrera y que se fusione por descompresión para formar grandes volúmenes de magma basáltico. Luego, debido a la presión, la pluma puede entrar en erupción sobre la superficie en un proceso de varios millones de años. Estas erupciones se han vinculado a los basaltos de inundación. Algunos ejemplos de estas erupciones de plumas incluyen las **trampas del Decán** en la India, las **trampas siberianas** en Asia central, los **basaltos de Karoo-Ferrar** en Sudáfrica y la Antártida, las **trampas de Paraná**

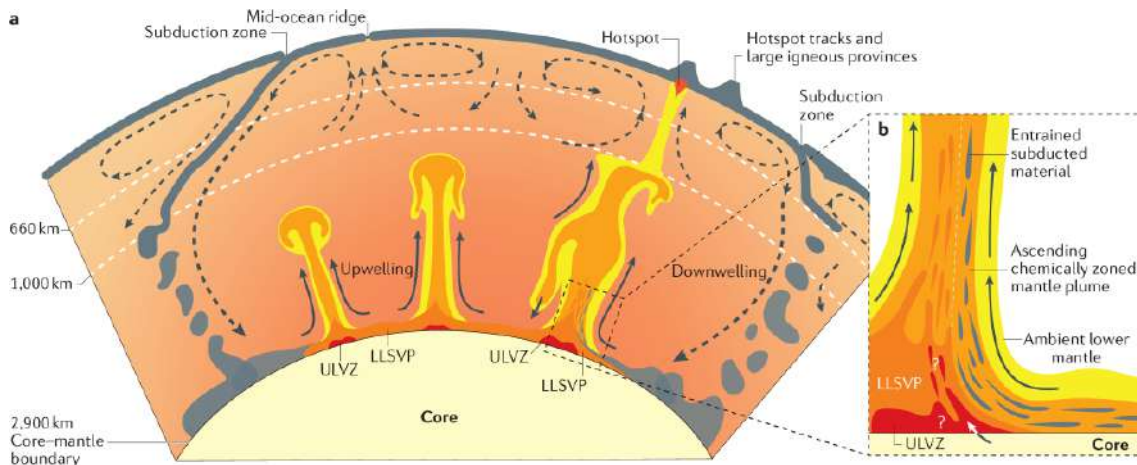


Figura 6.7: Estructura de una pluma del manto. Créditos: Anthony AP Koppers et al. *Mantle plumes and their role in Earth processes* [148].

y **Etendeka** en Sudamérica y África, que anteriormente constituían una sola región, separada por la apertura del Océano Atlántico, y los **basaltos del río Columbia** en Norteamérica. Los basaltos de inundación en los océanos se conocen como mesetas oceánicas e incluyen la **meseta de Ontong Java** en el Océano Pacífico occidental y la **meseta de Kerguelen** en el Océano Índico.

El tubo vertical que conecta la cabeza de la pluma con el CMB, proporciona un suministro continuo de magma hasta el punto caliente bajo la litosfera. A medida que la placa tectónica sobre el punto caliente se desplaza, la erupción de magma desde la pluma fija por debajo hacia la superficie forma una cadena de volcanes que sigue el movimiento de las placas [222]. La cadena de islas hawaianas en el océano Pacífico es un ejemplo perfecto de cómo funciona la línea de ensamblaje de islas volcánicas. Se ha descubierto que el lugar del punto caliente no ha estado fijo a lo largo del tiempo, por lo que, al parecer, las plumas no presentan la característica clave propuesta originalmente de estar fijas dentro del manto [287] (ver Figura 6.7). Se predice que el número actual de plumas del manto, entre profundas y del manto superior, sería de un par de decenas (ver Figura 6.8).

6.2 Tectónica en otros mundos

Si bien la Tierra es el único planeta de nuestro Sistema Solar que se sabe que tiene tectónica de placas activa, otros mundos, como Marte, Venus y Mercurio, muestran evidencia de tectonismo pasado y posiblemente presente, tales como fallas o plegamientos de la corteza, pero carecen del mismo sistema de placas en movimiento que tenemos en la Tierra. Igualmente podemos observar evidencias de actividad geológica en muchas de las lunas del Sistema Solar. Por otro lado, también se está explorando la posibilidad de que exista la tectónica de placas en exoplanetas de tipo terrestre. Algunos estudios sugieren que las diferencias de temperatura en exoplanetas bloqueados por las mareas podrían impulsar el movimiento de la superficie, aunque estas placas tectónicas probablemente se verían muy diferentes a las de la Tierra.

6.2.1 Tectónica en Mercurio

A diferencia de la Tierra, no tiene placas tectónicas, posee una corteza rígida muy antigua que conforma una sola placa global. Sin embargo, sí muestra evidencia de actividad tectónica pasada, como escarpes y crestas, producto de la contracción global del planeta. La superficie de Mercurio presenta numerosos escarpes y crestas, que son evidencias de la contracción del planeta

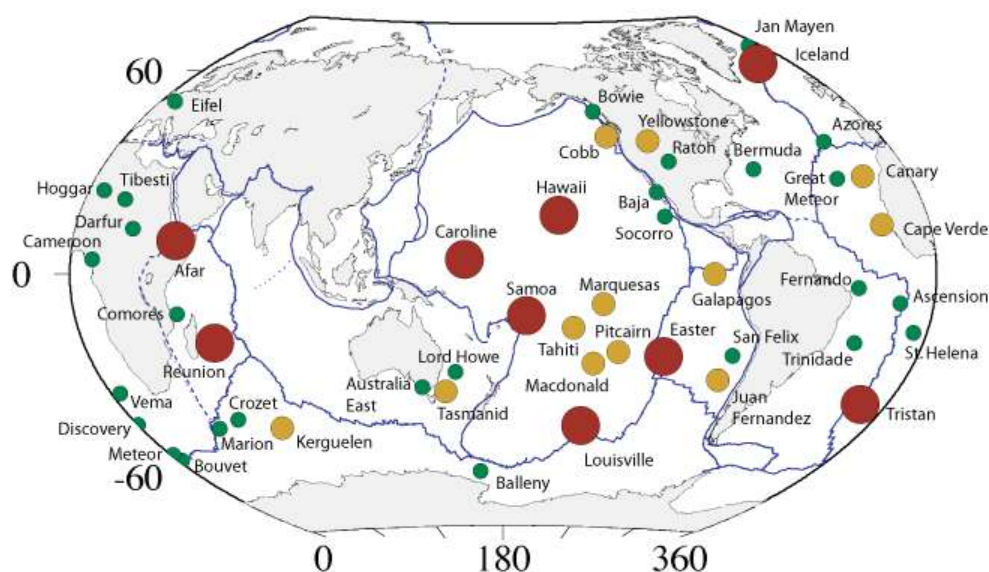


Figura 6.8: Localización de puntos calientes en nuestra superficie. Los puntos rojos representan plumas del manto inferior originadas en el CMB, los amarillos serían plumas del manto superior y los verdes serían puntos calientes de posible origen en la litosfera. Créditos: Gillian R Foulger, *Plates vs plumes: a geological controversy* [13].

debido al proceso de enfriamiento de su interior. Su tectónica, hace miles de millones de años, estuvo caracterizada por un acortamiento sostenido de la corteza. La evidencia de la deformación contractual que domina su historia geológica, incluyendo características como escarpes lobulados, crestas de alto relieve y crestas arrugadas, ha sido observada de cerca por misiones espaciales como *MESSENGER* (ver Figura 6.9). Las imágenes revelan pequeños escarpes producidos por fallas geológicas, formaciones rocosas que se asemejan a escalones. Estos escarpes son tan pequeños que los científicos creen que deben ser geológicamente jóvenes, lo que significa que Mercurio aún se está contrayendo y que la Tierra no es el único planeta tectónicamente activo en nuestro Sistema Solar, como se creía anteriormente. Se estima que Mercurio se ha contraído radialmente hasta 7 kilómetros, lo que ha provocado la formación de estas estructuras geológicas [240].

6.2.2 Tectónica en Venus

Algunos estudios sugieren que Venus pudo haber tenido tectónica de placas en la antigüedad [242]. Como resultado, Venus pudo haber tenido un entorno más habitable en su pasado lejano. A pesar de que parece no tener un sistema tectónico de placas global como tal, la superficie del planeta muestra diversas características asociadas con la actividad tectónica local. Características como fallas, pliegues y volcanes están presentes y podrían estar impulsadas en gran medida por procesos en el manto del planeta. El vulcanismo activo de Venus ha generado cadenas de montañas plegadas, valles de rift y terrenos conocidos como *tesserae*, palabra que significa **baldosas** en griego. Las *tesserae* exhiben los efectos de miles de millones de años de compresión y deformación tensional. A diferencia de las deformaciones en la Tierra, las deformaciones en Venus están relacionadas directamente con las fuerzas dinámicas dentro del manto del planeta. Estudios gravitacionales sugieren que Venus no posee una astenósfera, una capa de menor viscosidad y debilidad mecánica que permita el movimiento de placas tectónicas en la corteza; esto se debe posiblemente a una muy baja cantidad de agua en el manto. La ausencia de esta capa en Venus sugiere que la deformación de la superficie venusiana debe explicarse por posibles movimientos convectivos dentro del manto

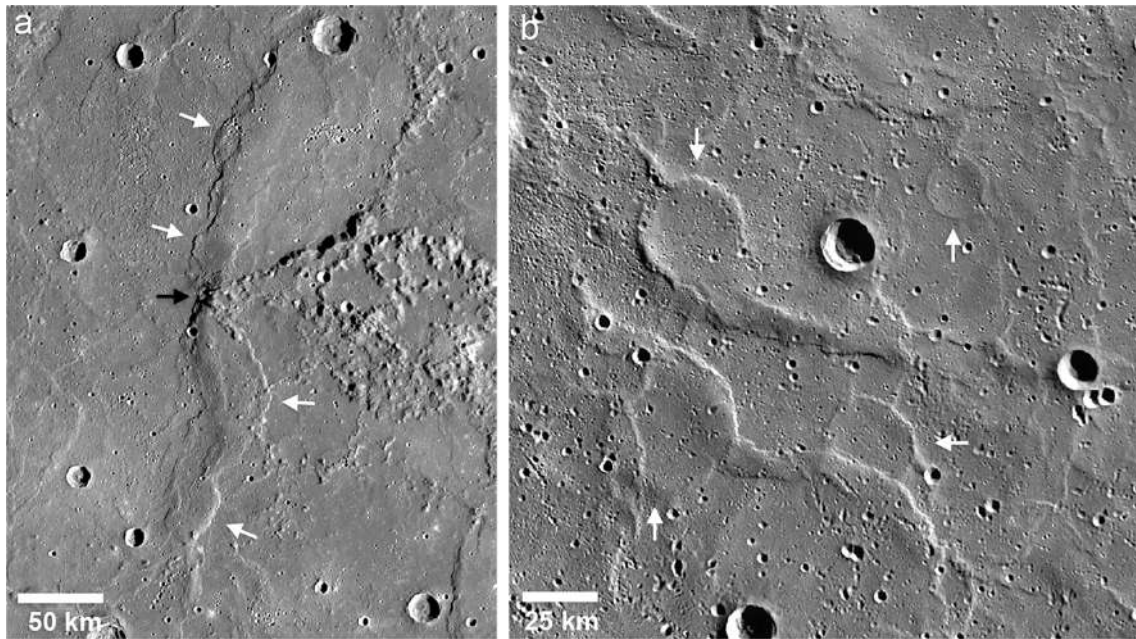


Figura 6.9: **a.** *Schiaparelli Dorsum* es una típica cresta arrugada en las llanuras lisas de *Odin Planitia*. Es una de las crestas arrugadas más grandes en Mercurio, exhibe los elementos morfológicos clásicos de las crestas arrugadas planetarias, un arco amplio y una cresta superpuesta (flechas blancas). **b.** Crestas arrugadas en las llanuras lisas del norte con anillos o cráteres fantasma (flechas blancas). Los cráteres fantasma expresan la influencia de cráteres de impacto enterrados poco profundos en la localización de las crestas arrugadas. Créditos: Thomas R Watters, *A case for limited global contraction of Mercury* [240].

del planeta.

Las deformaciones tectónicas en Venus ocurren a diversas escalas, las más pequeñas de las cuales están relacionadas con fracturas o fallas lineales. En muchas zonas, estas fallas aparecen como redes de líneas paralelas. Se encuentran pequeñas crestas montañosas discontinuas que se asemejan a las de la Luna o Marte. Los efectos del tectonismo extensivo se evidencian por la presencia de fallas, donde la corteza se ha hundido en un área con respecto a la roca circundante, y fracturas superficiales (ver Figura 6.10). Las imágenes de radar muestran que estos tipos de deformación se concentran en cinturones ubicados en las zonas ecuatoriales y en las altas latitudes meridionales. Estos cinturones tienen cientos de kilómetros de ancho y parecen interconectarse a lo largo de todo el planeta, formando una red global asociada con la distribución de los volcanes. Los rifts de Venus, formados por la expansión de la litosfera, son grupos de depresiones de decenas a cientos de metros de ancho y que se extienden hasta los miles de kilómetros; se asocian principalmente con grandes elevaciones volcánicas en forma de domos, como las de la región de *Beta Regio*, *Atla Regio* y la parte occidental de *Eistla Regio*. Estas tierras altas parecen ser el resultado de enormes columnas de plumas del manto que han causado elevación, fracturación, fallas y vulcanismo. La cadena montañosa más alta de Venus, *Maxwell Montes* en *Ishtar Terra*, se formó a partir de procesos de compresión, expansión y movimiento lateral de la corteza. Otras características geológicas de las tierras bajas de Venus consisten en cinturones de cordilleras que se elevan cientos de metros sobre la superficie, con cientos de kilómetros de ancho y miles de kilómetros de largo. Existen dos concentraciones principales de estas cordilleras: una en *Lavinia Planitia*, cerca del polo sur, y la segunda junto a *Atalanta Planitia*, cerca del polo norte. Las tesserae se encuentran principalmente en *Afrodita Terra*, *Alfa Regio*, *Tellus Regio* y la parte oriental de *Ishtar*

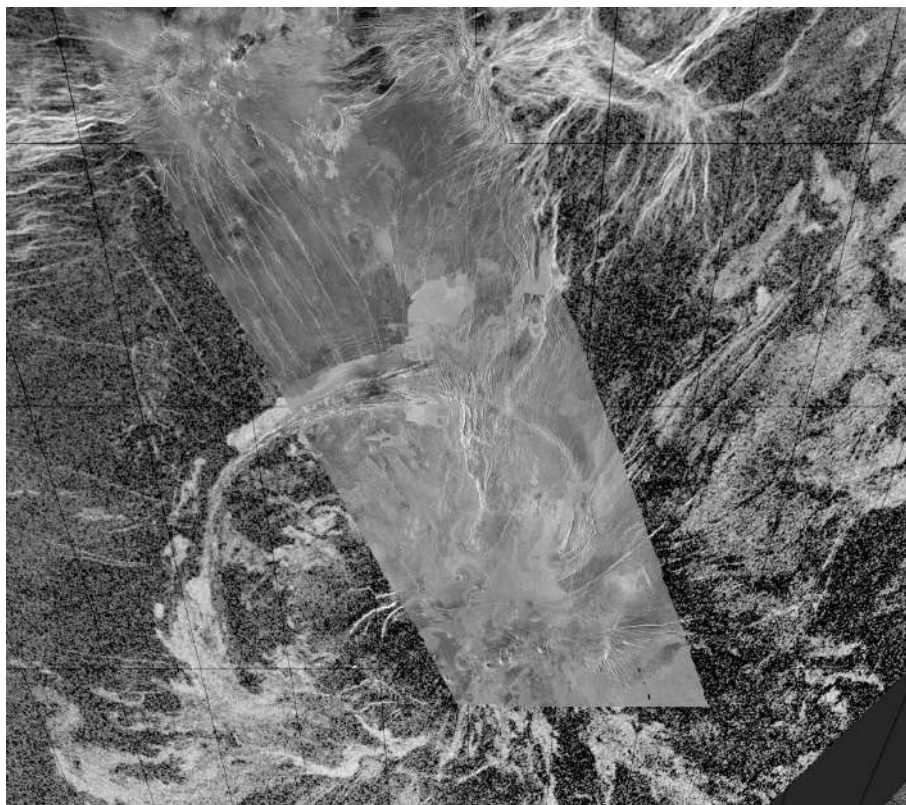


Figura 6.10: Esta imagen compuesta se creó insertando aproximadamente 70 órbitas de datos de la sonda *Magellan* en una imagen obtenida con el radiotelescopio de Arecibo en Puerto Rico, y muestra una región geológicamente compleja en el hemisferio sur de Venus. La gran característica ovalada en la mitad inferior de la imagen es la *Corona de Quetzalpetlatl*, de aproximadamente 700 kilómetros de diámetro. Las coronas son regiones circulares a ovaladas definidas por un anillo de dorsales y son centros de actividad tectónica y volcánica. Créditos: Suzanne E Smrekar et al. *Earth-like lithospheric thickness and heat flow on Venus consistent with active rifting* [215].

Terra. Estas regiones presentan la superposición de diferentes fosas tectónicas, lo que indica que son las partes más antiguas de la superficie del planeta. Antiguamente se creía que las *tesserae* eran continentes asociados a placas tectónicas similares a las de la Tierra; en realidad, probablemente sean el resultado de inundaciones de lava basáltica que formaron extensas llanuras, las cuales posteriormente sufrieron una intensa fracturación tectónica [49].

6.2.3 Tectónica en Marte

Al igual que en la Tierra, la corteza y la estructura de la superficie de Marte han evolucionado con el tiempo; en otras palabras, al igual que en la Tierra, los procesos tectónicos han moldeado el planeta. Sin embargo, tanto la forma en que se ha producido este cambio como las propiedades actuales de la litosfera del planeta son muy diferentes a las de la Tierra. Hoy en día, Marte no presenta una actividad tectónica evidente. Sin embargo, las observaciones sugieren que esto no era así en épocas anteriores de la historia geológica de Marte. A escala global se aprecian dos características principales en la superficie marciana. La primera es que el hemisferio norte del planeta se encuentra a una altura mucho menor que el sur y posiblemente ha sido renovado más recientemente, lo que implica que el espesor de la corteza marciana es claramente bimodal, como en la Tierra, que tenemos corteza oceánica y continental. Esta característica se conoce como la **dicotomía hemisférica** de Marte, y es uno de los misterios más interesantes sobre el planeta rojo.

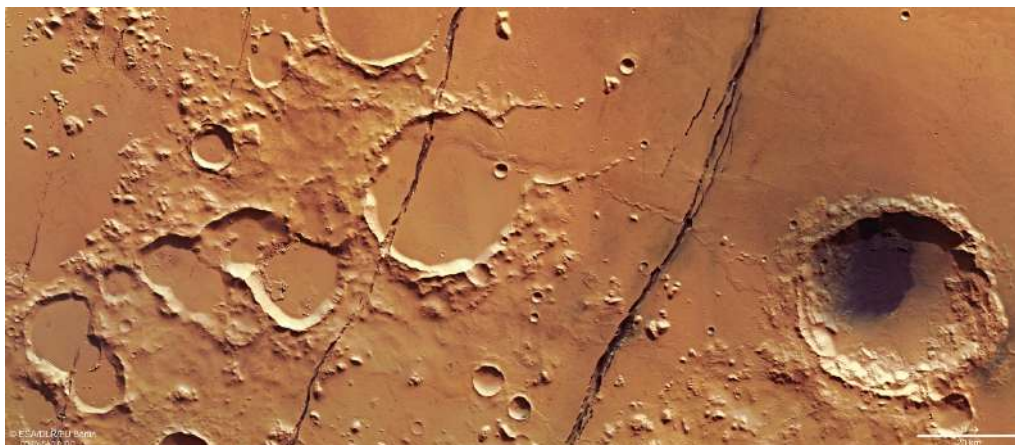


Figura 6.11: Fosas prominentes en la región de *Cerberus Fossae* en la región de *Elysium Planitia* cerca del ecuador marciano. Posiblemente se formaron por fallas que separaron la superficie del planeta hace menos de 10 millones de años. Créditos: ESA - Mars Express [262].

La segunda es la **meseta de Tharsis**, una enorme región volcánica que presenta características tectónicas muy interesantes, tanto a escala regional como global en el pasado de Marte. La superficie de Marte se suele dividir en tres regiones principales, cada una con características geológicas y tectónicas diferentes: **las llanuras del norte, las tierras altas del sur y la meseta de Tharsis** de las que hablaremos con más detalle en la sección 7.2.3. El estudio tectónico de Marte busca explicar los procesos que llevaron a la división del planeta en estas tres regiones y cómo surgieron sus diferentes características. Marte carece de una evidencia clara de que la tectónica de placas haya moldeado su superficie. Sin embargo, en algunos lugares, se han detectado anomalías magnéticas en la corteza mediante satélites en órbita. Se cree que estas podrían ser similares a las encontradas en el lecho marino de la Tierra, y que se atribuyen a la formación gradual de nueva corteza en las dorsales oceánicas en expansión. También se pueden identificar zonas de fallas de desgarre a gran escala en la superficie de Marte, por ejemplo, en la fosa del *Valles Marineris*, que pueden compararse con las fallas transformantes que delimitan las placas en la Tierra, como las fallas de San Andrés y del Mar Muerto. Estas observaciones proporcionan la idea de que al menos algunas partes de Marte pueden haber experimentado tectónica de placas en su pasado geológico.

La historia geológica de Marte también se divide en eones: **Pre-Noéico, Noéico, Hespérico y Amazónico**, cada uno llamado así por una región de Marte. El **Pre-noéico**, que no se refiere a ninguna característica específica de la superficie como los demás períodos, es el eón más temprano, que se remonta a la formación de la corteza marciana hace unos 4500 millones de años, caracterizado por intensos impactos y la formación de la región de *Vastitas Borealis*. El **Noéico** duró entre 4100 y 3500 millones de años, y abarca el tiempo de la formación de las superficies más antiguas de Marte, marcadas por cráteres de impacto. La meseta de Tharsis se formó durante este período, con extensas inundaciones de agua líquida a finales del mismo. El **Hespérico** va desde hace unos 3500 a 2900 millones de años, y se caracteriza por la formación de extensas llanuras de lava. Finalmente, el **Amazónico** comenzó hace 2900 millones de años y continúa hasta la actualidad; este período está marcado por una escasa densidad de cráteres en una amplia zona. El *Olympus Mons* completó su formación durante este período, junto con los últimos flujos de lava en otras partes de Marte, como la región de *Chryse Planitia*. La gran mayoría de las formaciones extensionales de Marte surgieron durante el **Noéico**, hace más de 3700 millones de años y han cambiado muy poco desde entonces, lo que indica que la actividad tectónica alcanzó su punto máximo en una etapa muy temprana de la historia del planeta y disminuyó con el tiempo. Se cree que la formación de crestas arrugadas (montañas), tanto alrededor de Tharsis como en el hemisferio oriental, alcanzó su punto máximo

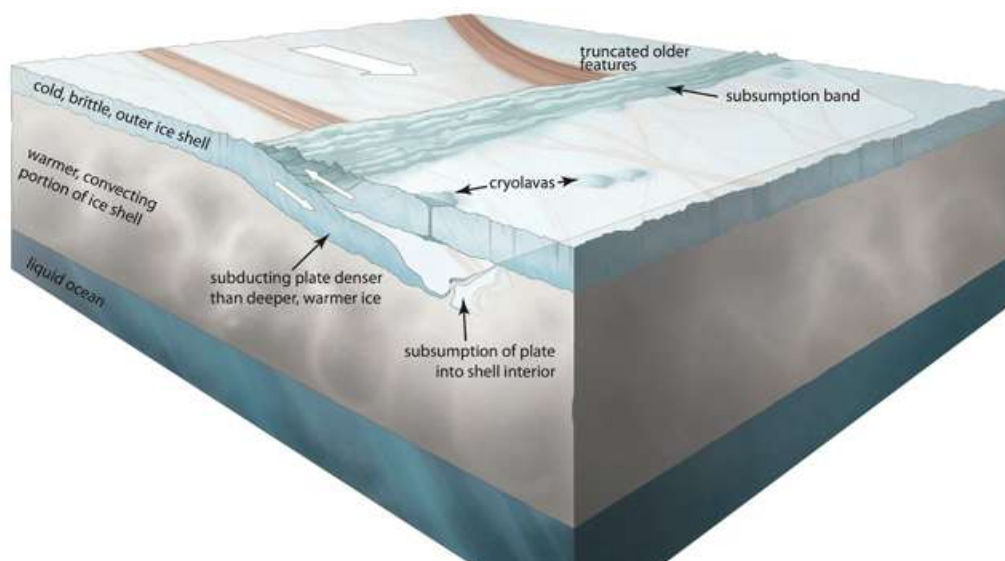


Figura 6.12: Evidencia de la tectónica de placas en Europa. Esta ilustración muestra el proceso de subducción. Una porción exterior fría y frágil de la capa de hielo, de unos 20 a 30 kilómetros de espesor, se desplaza hacia el interior, más cálido, de la corteza helada. Se crea una capa justo debajo de la superficie de la placa superior donde pueden surgir criolavas (criovulcanismo). Crédito: Noah Kroese, JPL-NASA [275].

durante el **Hespérico** hace unos 3 200 millones de años, probablemente debido a la contracción atribuida al enfriamiento del planeta.

6.2.4 Tectónica en las lunas heladas

En épocas recientes se ha sugerido la posibilidad de que exista actividad tectónica en algunas de las lunas de Júpiter y Saturno. En Europa se tiene evidencia visual de la expansión de su corteza helada. Sin embargo, no se han encontrado las zonas donde la corteza antigua se recicla para dar paso a la nueva. Al examinar imágenes de Europa tomadas por la sonda Galileo de la NASA a principios de la década de 2000, se descubrieron algunos límites geológicos inusuales. La superficie de Europa está plagada de grietas y crestas. Se sabe que los bloques superficiales se desplazaron de la misma manera que las placas paralelas terrestres se desplazan entre sí. Muchas partes de la superficie de Europa muestran evidencia de extensión, donde se han formado franjas anchas de kilómetros a medida que la superficie se desgarró y el material helado fresco de la capa subyacente se desplazaba hacia la brecha recién creada, un proceso similar a la expansión del lecho marino en la Tierra.

Recordemos como en la Tierra, a medida que se forma nuevo material superficial en las dorsales oceánicas, el material antiguo se destruye al descender de nuevo hacia el manto en las zonas de subducción. A pesar de la extensión evidente en la superficie de Europa, no se había podido determinar cómo la superficie pudo albergar el nuevo material. Posiblemente el terreno se desplaza bajo una segunda placa superficial. Se han observado volcanes de hielo (**criovolcanes**) en la placa superior, posiblemente formados por la fusión y absorción de la placa inferior al hundirse bajo la superficie, y la ausencia de montañas en la zona de subducción, lo que implica que el material fue empujado hacia el interior en lugar de deformarse al chocar las dos placas. Se cree que el área subducida es absorbida por la capa de hielo de Europa, que podría tener hasta 30 kilómetros de espesor, en lugar de penetrar directamente hacia el océano interior de la luna (ver Figura 6.12). En la superficie relativamente joven de Europa, que se calcula entre 40 y 90 millones de años, se ha

observado evidencia de material ascendiendo desde debajo de la capa, pero hasta ahora no se ha encontrado ningún mecanismo para que el material regresara a la capa inferior y finalmente hasta el océano bajo el hielo.

Un trabajo más reciente proporciona una visión más completa sobre la posible actividad tectónica en Europa. Este estudio incluye nuevas regiones superficiales y un enfoque geométrico más sofisticado, basando su análisis en un mapa global de Europa construido a partir de las imágenes captadas por la sonda *Galileo* de la NASA [70]. Los científicos pudieron identificar las placas como regiones geográficas contiguas delimitadas por discontinuidades superficiales. Tras identificar estos límites, infirieron una secuencia temporal de actividad, basándose en las discontinuidades, que parecen situarse sobre elementos adyacentes y han logrado reconstruir los probables movimientos de cada placa. La tectónica en Europa está confinada sólo a ciertas regiones, en lugar de estar conectada globalmente; ocurre de manera intermitente y no se ha observado que esté sucediendo en la actualidad. Se calcula que durante la última época de actividad, las placas se desplazaron entre 10 y 100 kilómetros.

Otra luna de Júpiter que experimentó tectónica en el pasado es Ganímedes. La luna más grande de Júpiter es un mundo helado que esconde un océano líquido bajo su superficie. Su superficie fracturada, que combina características antiguas y nuevas, muestra indicios de una historia geológica compleja. Nuevas evidencias muestran que Ganímedes ha experimentado períodos de procesos tectónicos muy similares a los observados en la Tierra, lo que revela parte de su tumultuoso pasado [61]. Se ha descubierto evidencia en Ganímedes de tectónica de deslizamiento, lo que causa fallas cuyos lados se deslizan horizontal y paralelamente entre sí. En la Tierra, estas fallas se encuentran típicamente en los límites entre las placas oceánicas y continentales; una de las más famosas es la falla de San Andrés en California. A partir de las imágenes de la misión *Galileo* de la NASA, tomadas entre 1995 y 2003, se encontraron al menos nueve fallas de deslizamiento esparcidas por la superficie de Ganímedes.

Parece que la tectónica también estuvo activa en Titán, la luna más grande de Saturno, en algún momento de su historia. Las imágenes de radar tomadas por la sonda *Cassini-Huygens* han mostrado cinturones de crestas montañosas elevadas, especialmente cerca del ecuador de la luna, lo que sugiere tectonismo contractivo. Se cree que estas crestas son el resultado de la compresión de la litosfera helada. Además, se ha propuesto que en Titán se producen fallas de desgarre paralelo, similares a la falla de San Andrés en la Tierra, impulsadas por tensiones de marea [161].

6.3 Vulcanismo Planetario

El vulcanismo planetario se refiere al proceso geológico por el cual el material fundido del interior, magma en el caso de rocas, o licuefacción de hielos en otros casos, entra en erupción y surge hasta la superficie de un planeta o luna, formando volcanes y coladas de lava. Es una de las principales vías por las que los planetas liberan su calor interno y un factor significativo en la conformación de sus superficies. El magma o el hielo derretido dentro de la corteza o el manto de un planeta o luna, se eleva debido al gradiente de presión entre el interior y la superficie, y entra en erupción a través de respiraderos o fisuras. El vulcanismo desempeña un papel fundamental en la conformación de las superficies, influyendo en su composición y evolución geológica y especialmente contribuye a la conformación de las atmósferas a través de la liberación y el reciclaje de gases moleculares. Se ha observado vulcanismo en varios cuerpos celestes de nuestro Sistema Solar, incluyendo a la Tierra, Venus, Marte, Ío en Júpiter y potencialmente otras lunas y cuerpos helados. Desde Mercurio hasta Tritón, hay evidencia de los flujos producidos por las erupciones.

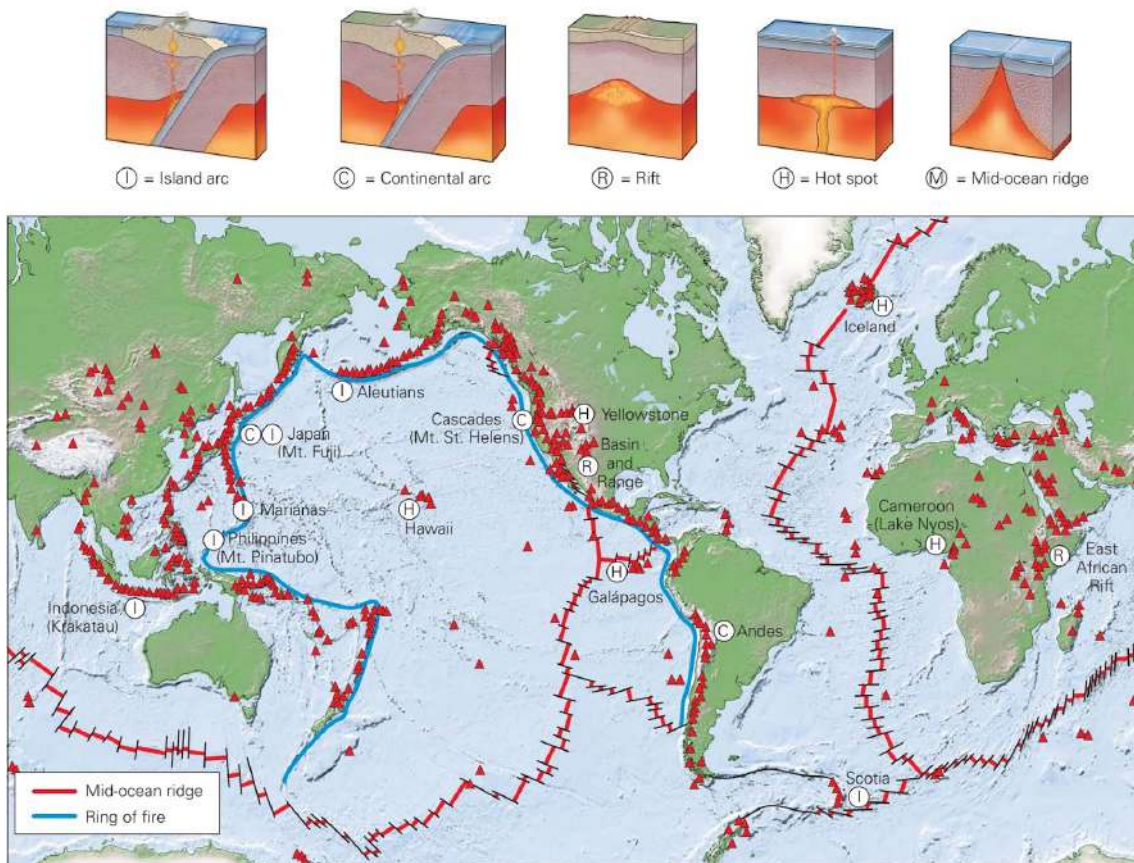


Figura 6.13: Mapa que muestra la distribución de los volcanes alrededor del mundo. Se evidencia el **cinturón de fuego del Pacífico** (en azul), Incluye 452 volcanes y concentra más del 75 % de los volcanes activos del mundo y el 90 % de los terremotos. Arriba se muestran las configuraciones geológicas básicas en las que se forman los volcanes, en el contexto de la tectónica de placas. Créditos: *Learning Geology* [270].

6.3.1 Volcanes de la Tierra

En nuestro planeta, la salida de material desde el interior se produce a través de las dorsales oceánicas y por debajo de las placas continentales, empujado por la subducción. En ciertas zonas del manto, el calor y la presión provocan la fusión parcial de las rocas, formando el **magma**. Esto suele ocurrir en las zonas de subducción, donde una placa oceánica se hunde bajo otra placa continental, en las dorsales oceánicas, por donde surge nuevo material y se separan las placas tectónicas (ver sección 6.1.2) y a través de los puntos calientes, como Hawái, donde hay una fuente de calor anómala dentro del manto que empuja el material derretido contra la placa del Pacífico (ver sección 6.1.3). Vemos cómo las placas tectónicas y los volcanes están directamente relacionados; el movimiento de las placas tectónicas crea las condiciones de presión y temperatura que permiten la formación del magma, y cuando este magma asciende a la superficie, da lugar al vulcanismo. Las diferentes formas de vulcanismo incluyen, obviamente, a los volcanes, montañas formadas por erupciones repetidas de lava y ceniza, los géiseres y las aguas termales, causadas por la actividad geotérmica relacionada con el vulcanismo, y las fisuras, que son grietas por las que la lava puede erupcionar sin formar un volcán tradicional. Los tipos de vulcanismo dependen de la forma en que el magma llega hasta la superficie, el tipo de erupción y la ubicación geológica:

- **Vulcanismo Efusivo:** En este tipo de vulcanismo, el magma es fluido y se derrama suave-

mente sobre la superficie. El material expulsado fluye formando ríos de lava. Un ejemplo típico son los volcanes en Hawái, como el Kīlauea. Como resultado de este vulcanismo, se forman coladas de lava y los conocidos como **volcanes en escudo**.

- **Vulcanismo Explosivo:** En este tipo de vulcanismo, el magma es más viscoso, rico en gases y sílice, lo que provoca erupciones muy violentas. El material expulsado es principalmente gases, cenizas, bombas volcánicas y piroclastos. Un ejemplo es el monte Vesubio en Italia, o el Krakatoa en Indonesia, que se conocen como **estratovolcanes** o volcanes compuestos. Existen dos subtipos de vulcanismo explosivo, uno llamado **Pliniano**, por Plinio el Viejo, historiador romano que describió la erupción del Vesubio en el año 79 de nuestra era, que es muy violento, con columnas de ceniza que pueden alcanzar la estratósfera. El otro es el **Peleano**, por el monte Pelée en la isla de Martinica en las Antillas, se caracteriza por nubes ardientes o flujos piroclásticos.
- **Vulcanismo Submarino:** Ocurre en el fondo del mar, a menudo en dorsales oceánicas o puntos calientes, formando islas volcánicas como Islandia o las Islas Galápagos. Es el tipo de vulcanismo más común en la Tierra, aunque es el menos visible, dado que sucede normalmente bajo el océano.
- **Vulcanismo Fisural:** El magma emerge a través de largas grietas en la corteza, y no a través de un cráter central. Como resultado, se forman grandes mesetas basálticas como las del Deccan en India. Generalmente, produce erupciones efusivas.

En nuestro planeta hay aproximadamente 1 500 volcanes activos conocidos, sin contar los que están en el fondo del océano. ¿Qué significa activo? Significa que ha hecho erupción en los últimos 10 000 años y que muestra señales de actividad, como la expulsión de gases, presencia de sismos o deformación del terreno, aunque no esté en erupción actualmente. De esos 1 500, entre 50 y 70 entran en erupción cada año. Existen también decenas de miles de volcanes submarinos activos, pero debido a su ubicación, muchos de ellos no han sido bien estudiados. La región con más volcanes activos en la Tierra es Indonesia, seguida por países como Chile, Estados Unidos, especialmente en Alaska, y Rusia.

Supervolcanes

Algunos de los volcanes de la Tierra son conocidos como **Supervolcanes**. Un supervolcán es un volcán que ha experimentado una erupción con un **índice de explosividad volcánica (IEV)**¹ igual a 8, el mayor valor registrado en el índice. Esto significa que el volumen de material expulsado por la erupción supera los 1 000 kilómetros cúbicos. A principios de este siglo, el término **supererupción** empezó a utilizarse como una forma de describir las erupciones con IEV 8. Los eventos explosivos de esta magnitud expulsan una cantidad de magma tal, que se forma una caldera por el colapso circular sobre la región de almacenamiento de magma expulsado por la erupción.

- **Caldera de Yellowstone:** Se encuentra en el parque nacional Yellowstone en Wyoming, Estados Unidos, es conocida como el **Campo Volcánico de la Meseta de Yellowstone**. Es un complejo de calderas cuaternarias y una meseta volcánica que abarca partes de los estados de Wyoming, Idaho y Montana. La caldera es empujada desde abajo por un punto caliente y se encuentra principalmente dentro del Parque Nacional de Yellowstone (ver Figura 6.14). El campo comprende cuatro calderas superpuestas, múltiples domos de lava, domos resurgentes,

¹El Índice de Explosividad Volcánica (IEV) es una escala de 8 grados con la que se mide la magnitud de una erupción volcánica y depende del volumen de material expulsado. IEV 1: <10 000 m³, IEV 8: >1 000 km³.



Figura 6.14: Arriba: Ubicación de la caldera principal de Yellowstone. Abajo: Esquema mostrando la ubicación de la cámara magmática bajo la caldera de Yellowstone. Créditos: Dominio Público.

lagos de cráter y numerosas lavas y tobas bimodales de composición basáltica y riolítica, que originalmente cubrían unos 17 000 km².

La mayor erupción de Yellowstone tuvo lugar hace 2.1 millones de años y expulsó un volumen de 2 450 kilómetros cúbicos de material. Al igual que muchos otros volcanes que forman calderas, la mayoría de las erupciones de Yellowstone han sido menores que las supererupciones con IEV 8, por lo que resulta confuso clasificarlo como un supervolcán.

En la actualidad la caldera mide aproximadamente 55×72 km y se formó durante la última de las tres supererupciones que se produjeron a lo largo de los últimos 2.1 millones de años. Primero se produjo la erupción de *Huckleberry Ridge* hace 2.1 millones de años, en la cual se creó la caldera de *Island Park* y la toba de *Huckleberry Ridge*. Luego, hace 1.3 millones de años, se produjo la erupción de **Mesa Falls**, que creó la caldera de *Henry's Fork* y la toba de *Mesa Falls*. Finalmente, hace 640.000 años, se produjo la erupción de *Lava Creek*, que formó la actual caldera de Yellowstone y expulsó aproximadamente 1 000 kilómetros cúbicos de roca, polvo y ceniza volcánica hacia la atmósfera. Fue la tercera y más reciente erupción formadora de caldera en Yellowstone. Los geólogos monitorean constantemente la elevación de la meseta de Yellowstone, que se eleva a una velocidad de unos 150 milímetros por año,



Figura 6.15: Imagen de satélite de la Isla de Sumatra y el lago Toba. Créditos: Dominio Público.

como una medida indirecta de los cambios en la presión dentro de la cámara magmática. De acuerdo con un estudio de *National Geographic*, es probable que la siguiente gran erupción en Yellowstone se produzca en una de las tres zonas de fallas paralelas que corren en una dirección norte/noroeste a través del parque. El Servicio Geológico de Estados Unidos, la Universidad de Utah, el Servicio Nacional de Parques y el Observatorio Vulcanológico de Yellowstone han declarado que no hay evidencias de que otra erupción cataclísmica se producirá en Yellowstone en un futuro próximo; los intervalos de ocurrencia de estos eventos no son, ni regulares, ni predecibles.

- **Lago Toba:** Es un gran lago natural en el norte de Sumatra, Indonesia, que ocupa la caldera del supervolcán Toba. Se encuentra en el centro de la parte norte de la isla de Sumatra. Tiene unos 100 kilómetros de largo, 30 kilómetros de ancho y hasta 505 metros de profundidad. Es el lago más grande de Indonesia y el lago volcánico más grande del mundo (ver Figura 6.15). El lago Toba fue escenario de una supererupción IEV 8, que ocurrió hace unos 74 000 años. Se trata de la erupción explosiva más grande conocida en la Tierra en los últimos 25 millones de años. La erupción tuvo consecuencias globales para la población humana, mató a la mayoría de los seres humanos que vivían en ese momento y se cree que creó un cuello de botella poblacional en África central y oriental e India, lo cual afectó la composición genética de la población mundial. Nuestra especie estuvo a punto de extinguirse debido al cambio climático producido por la erupción. La erupción del Toba produjo un invierno volcánico y una disminución de la temperatura mundial de entre 3°C y 5°C, incluso hasta 15°C en latitudes más extremas. Se han encontrado depósitos de cenizas provenientes de la erupción del Toba en lugares tan lejanos como el lago Malaui en África Oriental. El complejo de la caldera del Toba incluye cuatro cráteres volcánicos superpuestos que se unen al eje volcánico de Sumatra. El más reciente de los cuatro mide 100 por 30 km y es la mayor caldera del mundo formada durante el periodo Cuaternario; se creó a partir de la unión de tres calderas más antiguas. Se estima que durante la erupción hace 74 000 años se expulsaron unos 2 800 kilómetros cúbicos de material piroclástico.

- **Volcán Taupo:** Se encuentra en Nueva Zelanda. El volcán entró en erupción hace 26 500 años, conocida como la **erupción de Oruanui**, es responsable de la forma actual de la caldera y ha sido la supererupción más reciente de la Tierra, con un volumen de material expulsado de aproximadamente 1 130 kilómetros cúbicos. Los piroclastos de la erupción cubrieron gran parte de la región central de la isla Norte con una capa de material de unos 200 metros. La mayor parte de Nueva Zelanda se vio afectada por la caída de cenizas, aun con una capa de ceniza de 18 cm en las islas Chatham, a una distancia de 1 000 kilómetros del volcán. La erosión y la sedimentación posteriores tuvieron efectos duraderos sobre el paisaje y cambiaron el curso del río Waikato de su paso por las llanuras de Hauraki a su curso actual a través de Waikato hacia el mar de Tasmania.

- **La Garita:** Es una gran caldera volcánica situada en las montañas de San Juan, cerca de Creede en el suroeste de Colorado, Estados Unidos. Recibe su nombre de un pequeño pueblo al este de la caldera. La erupción que creó la caldera de La Garita es la mayor erupción explosiva conocida en la historia de la Tierra. La Garita pertenece a una serie de calderas volcánicas que se formaron hace entre 40 y 25 millones de años, durante una emisión masiva de **ignimbrita** en los estados de Colorado, Utah y Nevada, y que registró grandes erupciones hace 28-26 millones de años, durante el Oligoceno. La erupción de La Garita fue la mayor en la historia geológica reciente de América. El depósito de material resultante de la erupción, conocido como *Fish Canyon Tuff*, tiene un volumen aproximado de 5 000 kilómetros cúbicos. La Garita es probablemente la mayor erupción volcánica que se haya dado en los últimos 480 millones de años en la Tierra. A pesar de que IEV 8 es el mayor en la escala, se ha propuesto calificar la Garita con IEV 9.2, lo que la convierte en la única erupción conocida con IEV 9. La energía liberada durante la erupción sería equivalente a unos 240 000 megatones, o a ¡5 000 bombas de hidrógeno!

Otros volcanes que han formado calderas y que han producido erupciones piroclásticas de gran magnitud en los últimos 2 millones de años incluyen *Long Valley* en el este de California, *Valles Caldera* en Nuevo México y los grandes volcanes de caldera en Japón, Indonesia y Sudamérica. En el año 2013 se descubrió un megavolcán bautizado como *Tamu Massif*. Es un volcán en escudo submarino ubicado en el noroeste del Océano Pacífico, situado sobre una triple unión de dorsales oceánicas. *Tamu Massif* se encuentra a unos 1 600 kilómetros al este de Japón y cubre un área de aproximadamente 553 000 kilómetros cuadrados del fondo marino (ver Figura 6.16). Su cumbre se encuentra a unos 1 980 metros bajo la superficie del océano, y su base se extiende hasta unos 6.4 kilómetros de profundidad. Tiene una altura aproximada de 4 460 metros. **William Sager**, geofísico del Departamento de Ciencias de la Tierra y la Atmósfera de la Universidad de Houston, comenzó a estudiar el *Tamu Massif* alrededor de 1993 en la Facultad de Geociencias de Texas A&M University (de ahí el nombre del macizo). En septiembre de 2013, Sager y su equipo concluyeron que el *Tamu Massif* es el volcán en escudo más grande jamás descubierto en la Tierra [200].

Otras formaciones ígneas del planeta son más grandes, como el *Ontong Java Plateau*, una enorme meseta oceánica ubicada en el suroeste del océano Pacífico, al norte de las Islas Salomón. *Ontong Java Plateau* se formó hace unos 116 millones de años junto con otras dos mesetas, *Manihiki Plateau* y *Hikurangi Plateau*, que ahora se encuentran separadas por cuencas oceánicas formadas durante el Cretácico. Las tres mesetas tienen una edad y composición similares y probablemente se formaron como una sola meseta y una gran provincia ígnea junto con *Ontong Java Plateau*. Al finalizar la erupción de lava, la meseta *Ontong Java – Manihiki – Hikurangi* cubría el 1 % de la superficie terrestre y contenía un volumen de ¡80 millones de kilómetros cúbicos de magma basáltico!

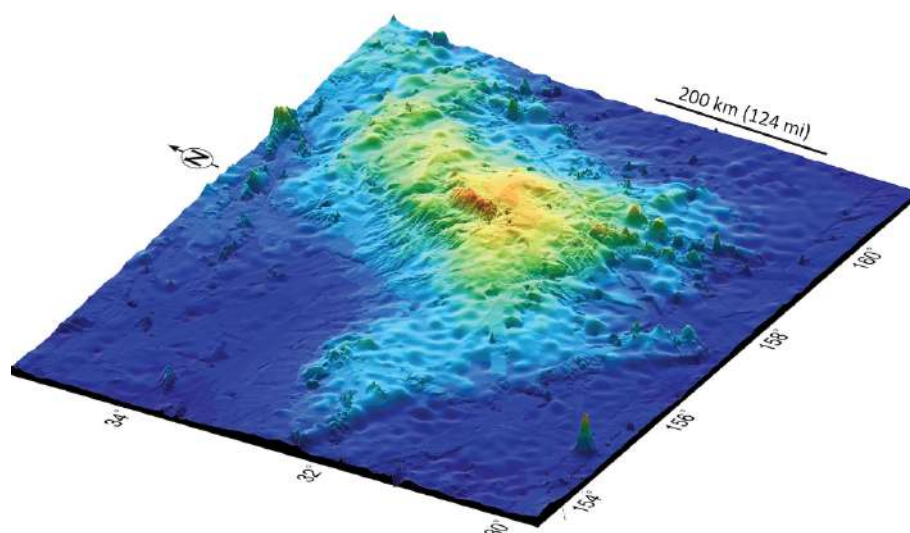


Figura 6.16: Mapa en 3D del *Tamu Massif*, el volcán más grande conocido de la Tierra. Tiene una altura aproximada de 6.4 km desde su base y se encuentra a unos 1600 km al este de Japón. El *Tamu Massif* tiene una extensión aproximadamente del tamaño de Nuevo México y rivaliza en tamaño (no en altura) con el *Olympus Mons* en Marte. Créditos: *International Ocean Discovery Program - IODP*, Dominio Público.

Volviendo al *Tamu Massif*, aún no se ha determinado si se trata de un solo volcán o de un complejo de varios volcanes. El *Tamu Massif* se formó hace unos 145 millones de años entre el Jurásico y el Cretácico, durante un período de tiempo relativamente corto (unos pocos millones de años) y luego se extinguió. Su proceso de formación se dio durante un único período eruptivo geológicamente breve, que los científicos pensaban que era imposible en la Tierra. Si se confirma la hipótesis de que podría ser un solo volcán, esto convertiría al *Tamu Massif* en el volcán más grande conocido en la Tierra, superando al actual poseedor del récord, el volcán *Pūhāhonu*, en las islas hawaianas.

Grandes erupciones registradas en la historia

Las erupciones volcánicas pueden producir grandes cambios climáticos, debido al material particulado que se eleva hasta la estratosfera, bloqueando la luz solar, lo que disminuye la radiación sobre la superficie, causando un descenso en la temperatura. El vulcanismo afecta la atmósfera de dos maneras distintas: una es el enfriamiento a corto plazo causado por la reflexión de la radiación solar y la segunda es un calentamiento global a largo plazo debido al aumento de los niveles de CO_2 . La mayor parte del vapor de agua y el CO_2 se acumula en las nubes en períodos de tiempo de semanas o meses, y debido a que ambos ya están presentes en grandes cantidades en la atmósfera, sus efectos climáticos a corto plazo son limitados.

- **Tambora:** En abril de 1815, el Monte Tambora, un volcán en la isla de Sumbawa en la actual Indonesia, entró en erupción en lo que ahora se considera la erupción volcánica más poderosa registrada en la historia humana. Esta erupción, con un IEV 7, expulsó entre 37 y 45 km³ de material a la atmósfera. La erupción principal se dio el 10 de abril de 1815, y se produjeron erupciones más pequeñas durante los tres años siguientes. Las cenizas de la columna eruptiva se dispersaron por todo el mundo y redujeron las temperaturas globales en un evento conocido como el **Año sin verano de 1816**. Este período de cambio climático provocó fenómenos meteorológicos extremos y pérdidas de cosechas en muchas zonas del mundo, algo que no se

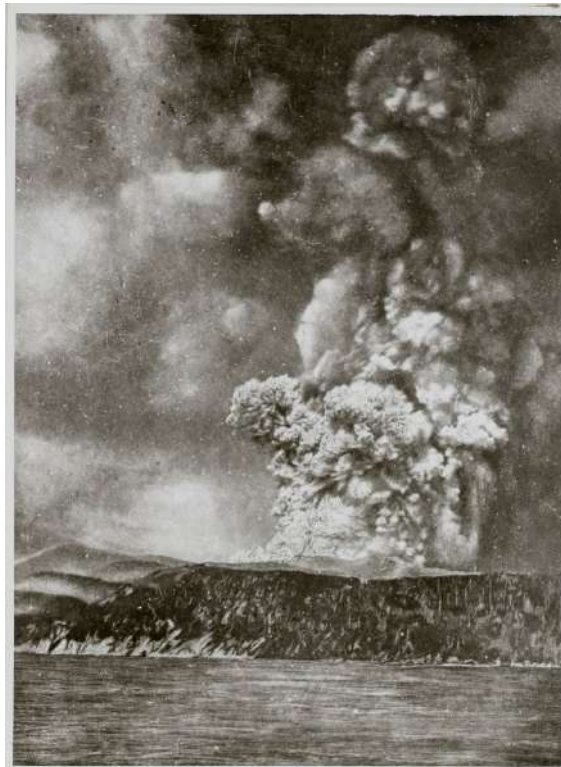


Figura 6.17: Fotografía de la erupción del Krakatoa en 1883. Créditos: Dominio Público.

había observado tras ninguna otra gran erupción volcánica desde principios de la Edad de Piedra. Se calcula que la explosión del volcán liberó una energía equivalente a 33 Gigatones y fue escuchada a más de 3 300 kilómetros de distancia. La columna de material alcanzó la estratosfera a una altitud de más de 43 kilómetros. Las partículas de ceniza más gruesas se asentaron una o dos semanas después de la erupción, pero las partículas de ceniza más finas permanecieron en la atmósfera desde unos meses hasta unos años a altitudes de entre 10 y 30 kilómetros. Los vientos esparcieron estas partículas por todo el planeta, creando fenómenos ópticos. Entre el 28 de junio y el 2 de julio de 1815 y el 3 de septiembre y el 7 de octubre de 1815, se observaron atardeceres de colores en Londres. El resplandor del cielo era anaranjado o rojo cerca del horizonte y púrpura o rosa por encima. Durante el verano de 1816 en el hemisferio norte, la temperatura global descendió 0.53 °C, fue el segundo año más frío en el hemisferio norte desde 1400 (cuando se cree que hubo una **pequeña era de hielo**), y la década de 1810 fue la más fría registrada en la historia. Esto fue consecuencia de la erupción del Tambora en 1815 y posiblemente de otra erupción IEV 6 no identificada a finales de 1808. La ceniza presente en la atmósfera durante varios meses tras la erupción reflejó la radiación solar, lo que provocó veranos inusualmente fríos que contribuyeron a la escasez de alimentos. En China, Europa y Norteamérica se registraron temperaturas por debajo de lo normal, lo que devastó sus cosechas. La temporada de los monzones en China e India se alteró, lo que provocó inundaciones en el valle del río Yangtsé y obligó a millones de chinos a desplazarse. Los gases también reflejaron parte de la radiación solar entrante, lo que provocó una disminución de la temperatura global de entre 0.4 y 0.7 °C a lo largo de una década.

- **Krakatoa:** Desde el 20 de mayo hasta el 21 de octubre de 1883, la isla volcánica de Krakatoa, ubicada en el estrecho de Sonda en Sumatra, sufrió repetidas erupciones volcánicas que se

prolongaron durante meses. La más destructiva de estas erupciones ocurrió el 27 de agosto, cuando más del 70 % de la isla y su archipiélago circundante fueron destruidos al entrar en erupción con tanta violencia que se derrumbó formando una caldera. La erupción de agosto tuvo un IEV estimado de 6 y es uno de los eventos volcánicos más mortíferos y destructivos registrados en la historia. Se estima que el sonido de la erupción alcanzó los 310 dB, y existen informes de que se escuchó a unos 2 000 kilómetros de distancia, en la Bahía de Bengala. Algunas islas del océano Índico occidental, a unos 4 800 kilómetros de distancia, aún lo escucharon a un nivel cercano al de un disparo de cañón. La erupción causó un tsunami que mató a unas 36 000 personas y generó efectos globales, como cambios en el clima y la temperatura. La columna de cenizas llegó a la estratosfera y afectó el clima global, causando un descenso de temperatura durante varios años. Los cuatro años siguientes a la explosión fueron inusualmente fríos, y el invierno de 1888 fue uno de los más fuertes registrados en la historia; se registraron nevadas récord en muchas partes del mundo. En el año siguiente a la erupción, las temperaturas promedio durante el verano en el hemisferio norte cayeron 0.4 °C. Las lluvias récord en el sur de California entre julio de 1883 y junio de 1884 se han atribuido a la erupción del Krakatoa. Por otro lado, el volcán inyectó una enorme cantidad de dióxido de azufre (SO_2) a la estratosfera, que posteriormente fue transportado por los vientos por todo el planeta. Esto provocó un aumento global de la concentración de ácido sulfúrico (H_2SO_4) en los cirros. El aumento de la reflectividad de las nubes (o albedo) reflejó más luz solar de lo habitual y enfrió todo el planeta hasta que el azufre cayó al suelo en forma de lluvia ácida.

- **Novarupta:** Se formó en 1912, ubicado en Alaska, en una de las laderas del volcán **Trident**, en el Parque Nacional y Reserva Katmai, a unos 470 kilómetros al suroeste de Anchorage. Este nuevo cono volcánico se formó durante la mayor erupción registrada del siglo XX en nuestro planeta. La actividad comenzó el 6 de junio de 1912 y culminó en una serie de violentas erupciones. Calificada como IEV 6, la erupción, de 60 horas de duración, expulsó entre 13 y 15 kilómetros cúbicos de ceniza y unos 17 kilómetros cúbicos de piroclastos. La erupción terminó con la extrusión de un domo de lava de riolita, que taponó el respiradero del volcán. El domo de 90 metros de altura y 360 metros de ancho se conoce hoy como el volcán Novarupta.
- **Pinatubo:** En la actualidad existe un lago en la cima del monte Pinatubo, formado tras su erupción el 15 de junio de 1991. El lago Pinatubo se encuentra en las montañas Zambales, en Botolan, Filipinas, a unos 90 kilómetros al noroeste de la capital, Manila. El lago tiene una profundidad de entre 95 y 115 metros. La erupción de la montaña en 1991 destruyó la cima original del volcán, lo que formó una caldera de 2.5 kilómetros de diámetro tras el colapso de la cima del volcán después de que se presentara una gran cantidad de terremotos de gran magnitud en respuesta al movimiento de un gran volumen de magma del depósito subterráneo. A principios de septiembre de 1991, se formó un lago poco profundo, pero luego la alta precipitación de la zona provocó una rápida transición de un lago pequeño, caliente y ácido, a un gran lago con una temperatura y un pH cercanos a lo normal.

6.4 Volcanes en el Sistema Solar

Sabemos que en el pasado todos los planetas terrestres y lunas del Sistema Solar presentaron actividad volcánica. El flujo de calor desde el interior de estos cuerpos seguramente produjo grandes erupciones y flujos de material que en la actualidad observamos como gigantescas regiones basálticas, muy evidentes en Venus, Marte y nuestra luna. El vulcanismo planetario nos ofrece



Figura 6.18: Fotografía de la cima del monte Pinatubo en agosto de 1991, justo antes de formarse el lago que cubre actualmente el cráter. Créditos: Dominio Público.

mucha información valiosa sobre la estructura interna, la evolución térmica y la historia geológica de los planetas y las lunas.

6.4.1 Volcanes en Venus

El vulcanismo en Venus es uno de los ejemplos más fascinantes y misteriosos de vulcanismo planetario en el Sistema Solar. Aunque no se han observado erupciones activas directamente, se cree que Venus presenta actividad volcánica en la actualidad o en épocas muy recientes. Un análisis de datos del radar de la sonda *Magellan* reveló la erupción de dos volcanes a principios de la década de 1990. Estas imágenes se suman al descubrimiento, en 2023, de un volcán activo diferente en los datos de *Magellan*. En un artículo publicado en *Nature* se muestra cómo se ha observado por segunda vez evidencia geológica directa de actividad volcánica reciente en Venus [223]. Los científicos planetarios italianos autores del artículo analizaron datos de archivo de la misión *Magellan* de la NASA y descubrieron cambios en la superficie que indican la formación de nueva roca a partir de flujos de lava vinculados a volcanes que entraron en erupción mientras la nave orbitaba el planeta. El Laboratorio de Propulsión a Chorro de la NASA en el sur de California (JPL), dirigió la misión *Magellan*, que cartografió el 98 % de la superficie del planeta entre 1990 y 1992. Las imágenes generadas por el radar de la nave *Magellan* siguen siendo las más detalladas de la superficie de Venus hasta la fecha.

Venus alberga una increíble variedad de formaciones volcánicas, compuestas principalmente de lava basáltica (como los volcanes escudo de la Tierra). La superficie de Venus muestra extensas llanuras de lava, vastas regiones cubiertas de flujos basálticos. Existen también los **domos panqueque**, unas formaciones anchas y de cima plana formadas por lava espesa y viscosa que son exclusivas de Venus. Están las llamadas **coronas**, enormes estructuras anulares de cientos de kilómetros de diámetro, posiblemente producidas por afloramientos del manto. Otras formaciones conocidas como **novas**, son fracturas con forma de brote estelar, con rayos de material expulsado en todas las direcciones, a veces asociadas con coronas. Finalmente están los **canales**, largos y sinuosos lechos de lava que pueden extenderse más de 1000 kilómetros.



Figura 6.19: Esquema de las mayores erupciones registradas en la historia, comparadas con la supererupción de la Garita. Créditos: Iberdrola, *Los volcanes en erupción mas violentos de la historia* [273].

Se estima que la superficie actual de Venus tiene entre 300 y 700 millones de años de antigüedad, lo que implica un resurgimiento global de material relativamente reciente. Algunos flujos de lava y anomalías térmicas sugieren vulcanismo en los últimos millones de años. Además de los datos de actividad reciente encontrados por *Magellan*, los datos de la sonda *Venus Express* de la ESA detectaron puntos calientes térmicos cerca de algunos volcanes que se creían extintos. Sabemos que la atmósfera de Venus es rica en CO_2 y SO_2 , ambos compuestos de origen volcánico. Los niveles de SO_2 varían, posiblemente debido a inyecciones volcánicas en la atmósfera superior. Por otro lado, el increíble efecto invernadero en Venus y las altas temperaturas y presiones superficiales influyen en los procesos volcánicos y su conservación. Algunos de los volcanes más impresionantes de Venus son el *Maat Mons*, el más alto de Venus con 8 kilómetros de altura; es un posible sitio para erupciones recientes (ver Figura 6.20). El *Sif Mons*, ubicado en la región occidental de *Eistla*, presenta extensos flujos de lava. El *Ozza Mons* está asociado con actividad volcánica reciente y se han medido anomalías térmicas por parte de las misiones de exploración. Finalmente, está el *Idunn Mons*, un sitio con actividad detectada en los datos de la sonda *Venus Express*.

Es muy probable que Venus siga presentando actividad volcánica, aunque la evidencia hasta la fecha es indirecta. Con su densa atmósfera y su intenso efecto invernadero, los procesos volcánicos difieren de los terrestres, pero parece que han sido igual de intensos en el pasado. Es seguro que las próximas misiones de exploración revolucionarán nuestra comprensión sobre el vulcanismo venusino. En 2023 se anunció la primera evidencia de vulcanismo activo en tiempos geológicos recientes. Se observaron cambios morfológicos en un respiradero en el *Maat Mons* entre imágenes tomadas durante dos sobrevuelos diferentes de la sonda *Magellan* entre 1991 y 1992, lo que llevó a los científicos a identificar flujos consistentes con una erupción [116]. Un nuevo trabajo de 2024

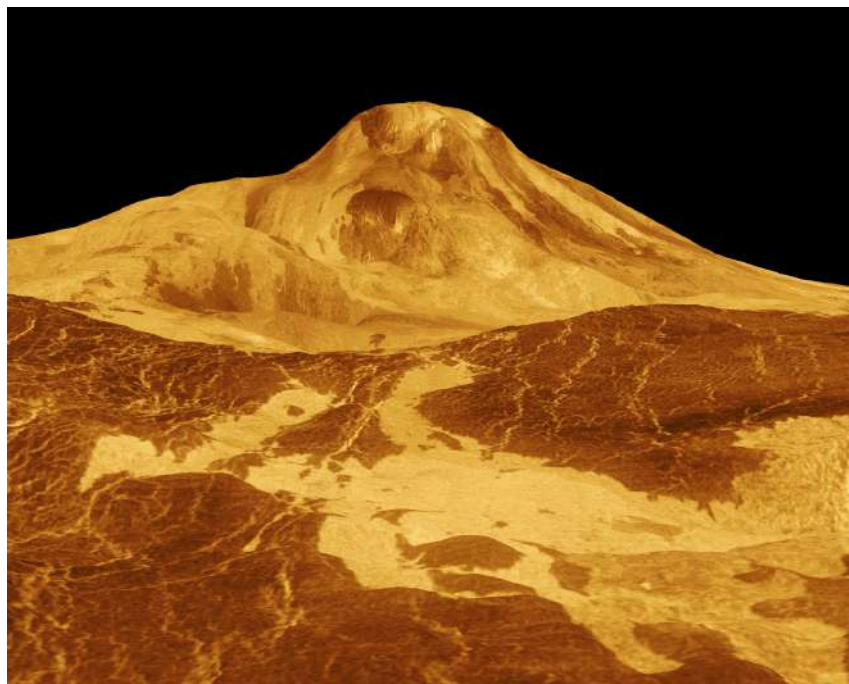


Figura 6.20: La segunda montaña más alta y el volcán más alto de Venus, el volcán *Maat Mons* de 8 kilómetros de altura. Esta vista en perspectiva de la superficie de Venus está basada en las imágenes del radar de *Magellan*. Créditos: NASA-JPL.

identificó también flujos nuevos en *Sif Mons* y *Niobe Planitia*, igualmente analizando datos de *Magellan*, lo que refuerza la idea de una actividad volcánica en Venus comparable a la de nuestro planeta.

6.4.2 Volcanes de Marte

Marte posee la evidencia de una de las formas de vulcanismo más espectaculares y de mayor riqueza científica del Sistema Solar. Marte alberga el volcán más grande entre los planetas y algunos de los flujos de lava más jóvenes conocidos fuera de la Tierra. Aunque no hay evidencia definitiva de erupciones actuales, existen fuertes indicios de que Marte ha estado volcánicamente activo en un pasado geológicamente reciente, y posiblemente aún lo esté. Marte posee los escudos volcánicos más increíbles y gigantescos del Sistema Solar. El tipo de vulcanismo predominante en el planeta es el de escudo, con enormes flujos de lava basáltica que han formado regiones como la de *Tharsis*. Debido a que el planeta carece de tectónica de placas activa, sus volcanes alcanzaron un tamaño enorme, entrando en erupción en el mismo lugar durante millones de años. Las características volcánicas marcianas varían en edad desde el **Noeico** hace unos 3 700 millones de años, hasta el **Amazónico tardío** más reciente, hace apenas un par de decenas de millones de años, lo que indica que el planeta ha estado volcánicamente activo a lo largo de toda su historia.

Como ya lo mencionamos, la región de *Tharsis* incluye los escudos volcánicos más grandes del Sistema Solar y una de las mesetas basálticas más representativas entre los planetas. Esta inmensa planicie elevada tiene miles de kilómetros de extensión y cubre hasta aproximadamente un 25 % de la superficie del planeta [217]. Con una altitud promedio de entre 7 y 10 kilómetros sobre el nivel de referencia marciano llamado **datum**, *Tharsis* alberga las mayores elevaciones del planeta. Tres enormes volcanes, el *Ascraeus Mons*, el *Pavonis Mons* y el *Arsia Mons*, conocidos conjuntamente como los Montes de Tharsis, se encuentran alineados de noreste a suroeste a lo largo de la cresta del abultamiento. El vasto *Alba Mons* ocupa la parte norte de la región. Finalmente está el más

grande escudo volcánico, el *Olympus Mons*, que se encuentra frente al abultamiento principal de *Tharsis*, en el extremo occidental de la provincia. Se ha propuesto que la alineación de los montes de *Tharsis* pudo ser el resultado del tipo de movimiento de placas que en la Tierra forma cadenas de volcanes en puntos calientes, como sucede en Hawái.

Ascraeus Mons

Es el que se encuentra más al norte y el más alto entre los montes de *Tharsis*. El nombre *Ascraeus* proviene de *Askra*, el lugar de nacimiento del famoso poeta griego Hesíodo. La palabra *ascraeus* significa **rural**, o de la tierra. *Ascraeus Mons* tiene aproximadamente 480 kilómetros de diámetro y es la segunda montaña más alta de Marte, con una cumbre de 18.1 kilómetros de altura sobre el datum. El volcán tiene un perfil muy bajo, con una pendiente promedio de 7° en sus flancos, aplanándose todavía más hacia la base de la montaña y también cerca de la cima, donde se encuentra una amplia meseta y un complejo de calderas o cráteres de colapso. Su cráter principal tiene 70 kilómetros de diámetro. *Ascraeus Mons* está rodeado por una llanura de lava que se formó durante la era amazónica, hace unos 1 800 millones de años. La elevación de las llanuras alrededor del volcán es de unos 3 kilómetros por encima del datum, lo que le da al volcán una altura real de unos 15 kilómetros. Las llanuras de lava al noroeste de *Ascraeus Mons* poseen dos cráteres de colapso fotografiados por el *Mars Reconnaissance Orbiter (MRO)* con unos 300 metros de diámetro y unos 180 metros de profundidad. Se cree que estos cráteres se forman por el colapso de la superficie sobre un tubo de lava vacío, parecido al cráter **Garganta del Diablo** en el volcán Kilauea, en Hawái.

Pavonis Mons

La palabra significa literalmente pavo real. Este escudo volcánico es justo el del medio entre los tres montes de *Tharsis*. Fue descubierto por la sonda espacial *Mariner 9* en 1971. Es el más pequeño de los montes de *Tharsis*, con unos 375 km de diámetro y una elevación de 14 km sobre el datum. Como volcán en escudo, *Pavonis Mons* presenta un perfil extremadamente bajo, con laderas con una inclinación promedio solo de unos 4°. La cima contiene una caldera circular de 47 kilómetros de diámetro y casi 5 kilómetros de profundidad. La mayor parte de la superficie del volcán está compuesta por flujos de lava producidos durante la era amazónica temprana. El lado norte del volcán presenta una gran cantidad de fallas, con fosas tectónicas y fallas concéntricas a la caldera de la cima. Haciendo uso de los datos del *Mars Global Surveyor* y de la sonda *Mars Odyssey*, combinados con avances en el estudio de los glaciares, los astrónomos han sugerido que posiblemente existieron glaciares en *Pavonis Mons* y probablemente todavía puedan existir vestigios de una cima nevada [210]. La evidencia de glaciares incluye crestas concéntricas, una zona nudosa causada por la sublimación del hielo y una sección lisa que fluye sobre otros depósitos de escombros. El hielo podría haberse depositado cuando el eje de rotación de Marte cambió su inclinación, produciendo un cambio climático, lo que provocó una mayor humedad en la atmósfera durante el período amazónico tardío. Probablemente se produjeron múltiples etapas de glaciación. El hielo presente en la actualidad representa una fuente de agua para una posible colonización futura del planeta.

Arsia Mons

Es el tercero y el que se encuentra más al sur de los montes de *Tharsis*. Su nombre proviene de una característica brillante en la superficie del planeta, señalada en uno de los mapas de **Giovanni Schiaparelli**, que bautizó con el nombre del legendario bosque romano de *Arsia Silva*. El volcán tiene 435 kilómetros de diámetro, casi 20 kilómetros de altura, más de 9 kilómetros por encima del datum y la caldera de la cumbre tiene 110 kilómetros de ancho. Excluyendo el *Olympus Mons*, *Arsia Mons* es el volcán más grande conocido en términos de volumen; tiene 30 veces el volumen del Mauna Loa en Hawái. La caldera de la cima se formó cuando la montaña se derrumbó sobre sí

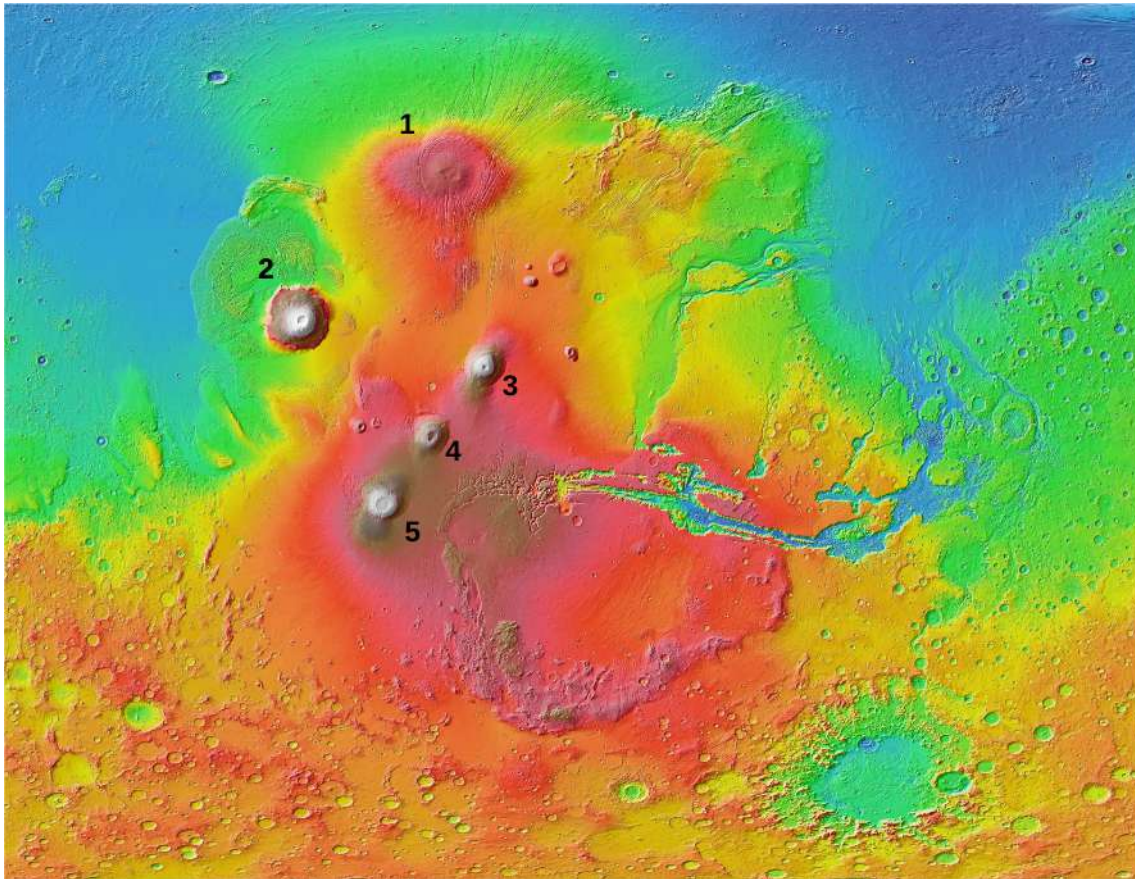


Figura 6.21: Mapa topográfico del hemisferio occidental de Marte, realizado por el Altímetro Láser del *Mars Global Surveyor*, que muestra las regiones de *Tharsis* y el *Valles Marineris*. Numerados los volcanes de *Tharsis*: 1. *Alba Mons*. 2. *Olympus Mons*. 3. *Ascraeus Mons*. 4. *Pavonis Mons*. 5. *Arsia Mons*. Créditos: NASA-JPL, Wikimedia Commons.

misma tras agotar su reservorio de magma hace apenas unos 150 millones de años. Existen muchas otras formaciones geológicas de colapso en las laderas de la montaña. Se cree que la actividad volcánica más reciente de *Arsia Mons* involucró al menos 29 respiraderos dentro de la caldera, así como erupciones en las plataformas de los lados del volcán. Se cree que esta actividad se extendió desde hace unos 300 millones de años hasta hace apenas 10 millones de años y que alcanzó un máximo hace 150 millones de años [194]. Esto significa que *Arsia Mons* estuvo activo a lo largo de los últimos 3 400 millones de años. Al igual que con *Pavonis Mons*, se ha propuesto que existe evidencia sobre la presencia en el pasado de glaciares sobre *Arsia Mons* [210]. Una serie de crestas paralelas se asemejan a las morrenas dejadas por los glaciares en la Tierra. En otra sección, el hielo se derritió bajo tierra y formó un terreno irregular. La parte inferior del volcán presenta lóbulos y parece fluir cuesta abajo. Esta formación lobulada podría contener todavía un núcleo de hielo cubierto por una fina capa de rocas que ha impedido su sublimación.

Alba Mons

También se ha conocido como *Alba Patera*, pero ahora dicho nombre se restringe a la caldera de su cima. *Alba Mons* está ubicado en la región norte de *Tharsis*. Es el volcán más grande en términos de superficie, con campos de basalto que se extienden 1 350 kilómetros desde su cima. Aunque el volcán tiene una extensión comparable a la de los Estados Unidos, apenas alcanza una altitud de 6.8 kilómetros sobre el datum y unos 7.1 kilómetros sobre el valle circundante, apenas un tercio de



Figura 6.22: *Olympus Mons* fotografiado por la nave *Mars Express* de la ESA. Créditos: ESA/DLR/FU Berlin/Andrea Luck, CC BY 2.0.

la altura del *Olympus Mons*. Es un escudo casi plano, con pendientes de apenas 0.5° . *Alba Mons* se asemeja a una enorme y elevada protuberancia en la superficie del planeta. Es una estructura volcánica única, sin equivalente en la Tierra o en cualquier otro lugar de Marte. El complejo de calderas en la cima consta de una mayor de unos 170×100 kilómetros en el centro del domo y una caldera más pequeña de unos 65×45 kilómetros en la mitad sur de la caldera más grande. Ambas calderas son relativamente poco profundas, tan solo 1.2 kilómetros. Recordemos que las calderas se forman por el colapso del volcán tras el agotamiento de una cámara magmática después de una erupción. Las dimensiones de la caldera le permiten a los científicos inferir cuál es la geometría y la profundidad de la cámara magmática bajo la cima del volcán. La poca profundidad de las calderas de *Alba Mons*, en comparación con las observadas en *Olympus Mons* y los demás volcanes de Tharsis, implica que el depósito de magma de *Alba Mons* era más amplio y superficial que el de sus vecinos, de ahí que su flujo basáltico cubra una extensión tan grande.

Olympus Mons

Es el volcán de mayor elevación del Sistema Solar. Se formó a partir de numerosos flujos de lava que se extienden sobre una amplia zona de la llanura de Tharsis. *Olympus Mons* es significativamente más grande que cualquier volcán de la Tierra, en parte debido a la baja gravedad de Marte, que permite que la estructura de la montaña no colapse sobre su propio peso, y a la ausencia de tectónica de placas, que ha permitido un flujo constante de material en el mismo lugar durante millones de años. *Olympus Mons* tiene una altura de unos 21.3 kilómetros sobre el datum, aproximadamente dos veces y media la altura del Monte Everest y un ancho de unos 600 kilómetros; cubre una superficie comparable al tamaño de Francia o del estado de Arizona. Es la montaña planetaria más alta, y solo lo supera por muy poco el pico de impacto de *Rheasilvia* en Vesta, la montaña más alta en el Sistema Solar que alcanza los 22 kilómetros. Se calcula que su última erupción pudo suceder hace apenas unos 25 millones de años. Es el volcán más joven entre los montes de Tharsis. Se formó durante el período Hespérico, a partir de miles de erupciones que continuaron hasta bien entrado el período Amazónico más reciente. Astrónomos como **Giovanni Schiaparelli (1835-1910)** y **Percival Lowell (1855-1916)** ya lo habían referenciado en sus observaciones de Marte desde finales del siglo XIX como una formación de altísimo albedo a la que llamaban *Nix Olympica* (del latín nieve olímpica); ya se sospechaba de su naturaleza montañosa mucho antes de que las sondas espaciales lo confirmaran. *Olympus Mons* se asemeja a la forma de los grandes volcanes



Figura 6.23: Vista lateral de *Olympus Mons*, el volcán más grande de Marte, en comparación con el Monte Everest y el Mauna Kea. Créditos: Resident Mario, CC BY-SA 3.0.

en escudo de las islas hawaianas, como el volcán Mauna kea. Debido a que la montaña es tan grande, y como posee una estructura tan compleja en sus bordes, es muy difícil asignarle una altura precisa sobre el datum. El cambio de elevación total desde las llanuras de *Amazonis Planitia*, a más de 1 000 kilómetros de distancia hacia el noroeste, medido hasta la cumbre del volcán, se acerca a los 26 kilómetros. La cima de la montaña posee seis calderas anidadas (cráteres colapsados) que forman una depresión irregular de 60×80 kilómetros de ancho y tiene una profundidad de 3.2 kilómetros. La montaña ocupa un área de unos 300 000 kilómetros cuadrados, y se apoya en una litosfera local de unos 70 kilómetros de espesor. El extraordinario tamaño de *Olympus Mons* se debe probablemente a que Marte carece de placas tectónicas móviles. A diferencia de la Tierra, la corteza marciana permanece fija sobre un punto caliente estacionario, y un volcán como *Olympus Mons* pudo continuar expulsando lava durante millones de años hasta alcanzar la enorme altura que posee actualmente.

¿Existe actividad volcánica en Marte en épocas recientes? El estudio de Horvath et al. (2020) [117], sostiene que *Cerberus Fossae*, una fisura en *Elysium Planitia*, muestra depósitos piroclásticos con edades entre aproximadamente 53 000 y 210 000 años, lo cual implica que Marte podría tener actividad volcánica geológicamente reciente.

6.4.3 Volcanes en las lunas

El vulcanismo en las lunas del Sistema Solar ha sido uno de los descubrimientos más emocionantes en la historia de la exploración espacial. **Linda A. Morabito** nació en Vancouver, Canadá, el 21 de noviembre de 1953 y emigró a los Estados Unidos con su familia en 1961. Desde niña, siempre supo que quería ser astrónoma y se benefició enormemente de un programa de aprendizaje del Distrito Escolar Unificado de Pasadena, California, donde se saltó un año entero de primaria gracias a sus conocimientos en matemáticas. Para su noveno año de escuela, Linda escribió un trabajo académico titulado "Mi profesión: Astrónoma". Estudió Astronomía en la Universidad del Sur de California y, después, realizó estudios de posgrado en informática. Antes de graduarse en astronomía, se había incorporado al Laboratorio de Propulsión a Chorro (JPL) de la NASA como empleada temporal en un empleo de verano y, tras obtener su grado en astronomía, aceptó un puesto como ingeniera en el grupo de efemérides que estudiaba las lunas de los planetas gigantes en el JPL, donde estuvo desde 1974 hasta 1981.

El 9 de marzo de 1979, mientras Linda se desempeñaba como ingeniera a cargo del Sistema de Procesamiento de Imágenes para Navegación Óptica (ONIPS) del Equipo de Navegación de las misiones *Voyager*, se encontraba realizando el análisis de imágenes de la nave *Voyager I*. En una de las imágenes, tomada para orientar la navegación de la nave espacial entre las lunas de Júpiter, Linda detectó una nube de unos 270 kilómetros de altura en el limbo de Ío (ver Figura 6.24). Antes de aventurarse a dar una explicación de lo que estaba viendo, Linda propuso una serie de hipótesis y realizó investigaciones para comprobarlas o refutarlas, con el fin de identificar si se trataba de algo superficial lo que brillaba sobre la luz del creciente de Ío. Después de muchas

ideas descartadas, Morabito pudo deducir que lo que se veía en la imagen era una columna de material de origen volcánico que emanaba de la superficie de Ío; ¡estaba observando una erupción! Su descubrimiento se anunció al mundo el 12 de marzo de 1979. Esta era la primera vez en la historia que se detectaba vulcanismo activo por fuera de la Tierra. Algunos científicos planetarios consideran el descubrimiento de Linda Morabito como el mayor en la historia de todos los grandes descubrimientos del programa de exploración planetaria del Laboratorio de Propulsión a Chorro - JPL.

Linda hizo parte de la Sociedad Planetaria (fundada por Carl Sagan) como gerente de educación y desarrollo de programas entre 1997 y 2004. Allí dirigió la labor de divulgación educativa para la misión *Mars Global Surveyor*, lo que propició después la participación de miles de estudiantes en las misiones de los rovers *Spirit* y *Opportunity* en Marte. Fue investigadora invitada para las misiones *Viking* a Marte en 1977, e hizo parte del diseño de los experimentos en la superficie marciana utilizando datos recopilados por los dos módulos de aterrizaje y los orbitadores. Trabajó como desarrolladora de currículo en el Centro Lewis para la Investigación Educativa entre 2007 y 2009, donde participó en la formación de estudiantes de todo el mundo en el uso de un radiotelescopio para la investigación astronómica, en colaboración con varias misiones de la NASA, como el telescopio espacial *Spitzer*, la misión *JUNO* a Júpiter y la misión *LCROSS* a la Luna. Ha impartido conferencias sobre astronomía durante más de 30 años. Desde 2007, Linda se convirtió en profesora asociada de Astronomía en *Victor Valley College*, en California, donde todavía imparte clases de ciencias planetarias a sus 71 años.

Varias de las lunas del Sistema Solar exhiben actividad volcánica o criovolcánica. Como ya vimos, Ío, la luna de Júpiter, es el cuerpo con mayor actividad volcánica de todo el Sistema Solar, con cientos de volcanes activos. Pero también está Encélado, la luna de Saturno, y Tritón, la luna de Neptuno, que son conocidas por sus criovolcanes, que expulsan materiales congelados como agua, amoníaco y metano.

Volcanes en Ío

Es el mundo con la mayor actividad volcánica de nuestro sistema planetario, con cientos de volcanes, algunos de los cuales producen fuentes de lava que se extienden cientos de kilómetros y emiten columnas de azufre y dióxido de azufre que se elevan hasta 500 kilómetros por encima de la superficie. A diferencia de los volcanes terrestres, que son impulsados principalmente por el calor interno residual y la desintegración radiactiva, la actividad volcánica en Ío es resultado de un intenso calentamiento por marea. Se debe a un tira y afloja entre la potente gravedad de Júpiter y las fuerzas de atracción, menores pero sincronizadas, de sus dos lunas vecinas que orbitan más lejos: Europa y Ganímedes, lo que provoca deformaciones periódicas en Ío. Estas deformaciones generan fricción interna que calienta el interior del satélite hasta fundir gran parte de su manto.

En Ío son perfectamente visibles los cientos de respiraderos volcánicos. Se estima que posee más de 400 volcanes activos, aunque en toda su superficie se han identificado miles de estructuras volcánicas, incluyendo calderas, domos de lava y campos de flujo. Algunos de ellos, como *Loki Patera*, alcanzan erupciones que liberan más energía que todos los volcanes terrestres combinados. Las erupciones suelen expulsar lava extremadamente caliente, compuesta principalmente de azufre y otros compuestos sulfurosos, así como dióxido de azufre en forma de gas. Estos gases no son el único producto de estas erupciones; también puede haber silicatos y azufre fundido asociado. La superficie de Ío está cubierta por llanuras, montañas y flujos de lava en tonos amarillos, rojos y negros, resultado de los distintos estados del azufre a diferentes temperaturas. Las áreas alrededor de estos respiraderos muestran evidencia de que han sido reconstruidas con capas de nuevo material. Estas áreas reconstruidas son la característica predominante de la superficie de Ío. El escaso número de cráteres de impacto en estas superficies, en comparación con otros cuerpos del Sistema Solar, evidencia la continua actividad volcánica y su permanente reciclaje superficial. El vulcanismo en Ío no solo remodela constantemente su superficie, sino que también influye en el entorno joviano. Las



Figura 6.24: Linda Morabito, fotografiada tras descubrir el vulcanismo en Ío, frente a una maqueta de la sonda *Voyager* en el Laboratorio de Propulsión a Chorro (JPL) de la NASA. Morabito sostiene una copia impresa de la imagen que le permitió realizar el descubrimiento. Créditos: Dominio Público.

partículas cargadas expulsadas por las erupciones de sus volcanes escapan al espacio y alimentan el toroide de plasma que rodea Júpiter, afectando su magnetosfera. A diferencia de la Tierra, donde la actividad volcánica está concentrada en algunas zonas específicas como las dorsales oceánicas o las zonas de subducción, en Ío el vulcanismo es global, disperso por toda la superficie de la luna, convirtiéndola en un laboratorio natural para estudiar procesos geológicos extremos en condiciones muy distintas a las de nuestro planeta.

Los nombres de las formaciones volcánicas de Ío son derivados de figuras mitológicas de todo el mundo relacionadas con el Sol, el fuego, los volcanes, el trueno o la forja, lugares relacionados con la historia mitológica griega de Ío (la sacerdotisa de Hera, amante de Zeus que fue transformada en vaca) o el Infierno de Dante, y un término descriptivo basado en el tipo de formación y cómo se descubrió. Los volcanes que se observaron inicialmente a partir de una columna de material se clasifican como **centros eruptivos** y no utilizan un término descriptivo, aunque partes de estas formaciones también pueden haber recibido nombres que sí lo utilizan, como *Prometheus Patera* o *Masubi Fluctus*. Los flujos de lava utilizan el término descriptivo *fluctus*, por ejemplo, *Acala Fluctus*. Las depresiones volcánicas utilizan el término *patera* o el plural *paterae*, por ejemplo, *Ah Peku Patera*. Los volcanes en escudo pequeños utilizan el término *tholus* o el plural *tholi*, como *Inachus Tholus*. Finalmente, los canales excavados por flujos de lava volcánica mediante erosión térmica utilizan el término *vallis* o el plural *valles*. Algunos de los volcanes más activos de Ío son:

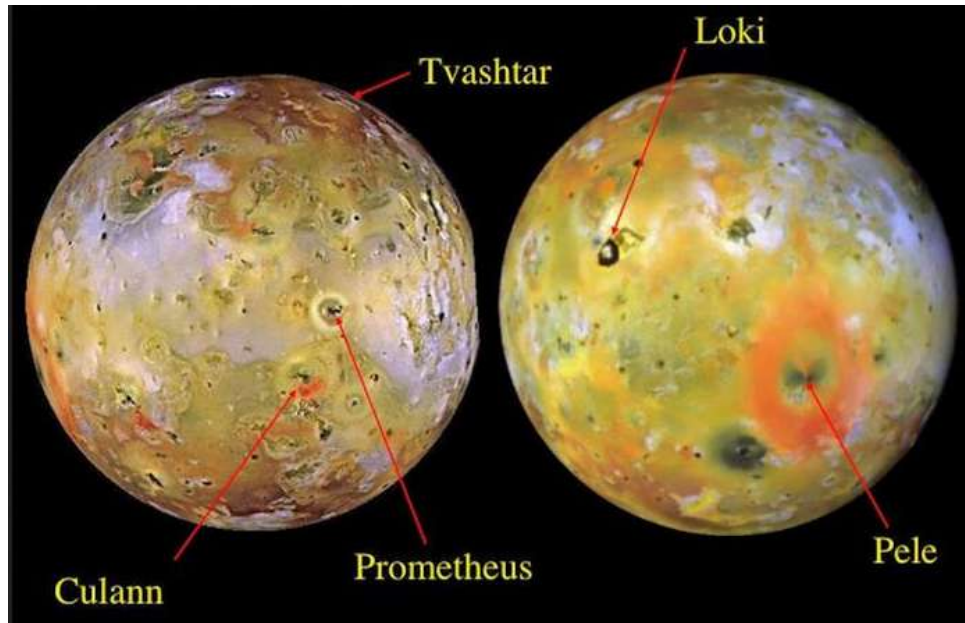


Figura 6.25: Imagen compuesta de los dos hemisferios de Ío que muestra algunos de los principales volcanes. Se observan las columnas y los anillos de material que rodean a *Pele* y *Prometheus*. También se muestra el enorme lago de lava de *Loki Patera*. Créditos: NASA-JPL.

- **Loki Patera:** Es el volcán más grande y activo de Ío. Se trata de una gigantesca caldera de unos 200 kilómetros de diámetro, que muestra erupciones periódicas que pueden durar semanas o incluso meses. Loki es tan energético que, en ocasiones, su brillo infrarrojo ha sido detectado desde la Tierra con telescopios.
- **Pele:** Este volcán es conocido por sus impresionantes plumas volcánicas, que pueden alcanzar alturas de hasta 300 kilómetros. Su actividad constante ha creado un anillo de depósitos rojizos a su alrededor, causado por compuestos sulfurosos expulsados durante las erupciones.
- **Prometheus:** Es uno de los volcanes más persistentes de Ío, activo desde que fue observado por las sondas Voyager en 1979. Genera flujos de lava que pueden extenderse por más de 100 kilómetros, junto con una columna de gas que se eleva por decenas de kilómetros.
- **Tvashtar:** Famoso por una espectacular erupción captada por la sonda *New Horizons* a su paso por Júpiter en 2007, Tvashtar produce fuentes de lava que se elevan a alturas impresionantes y expulsan material que alcanza el espacio exterior.
- **Amirani:** Este sistema volcánico posee uno de los flujos de lava más largos observados en Ío, con más de 300 kilómetros de longitud. Su actividad ha sido monitoreada durante décadas, revelando un estilo eruptivo sostenido y de gran escala.

Algunas de las erupciones expulsan el material hasta el espacio. El azufre, dióxido de azufre y el material piroclástico alcanzan alturas de más de 500 kilómetros, produciendo enormes plumas volcánicas en forma de paraguas, como la de la imagen en que Linda Morabito descubrió los volcanes. Estos materiales tiñen los alrededores de la erupción de un color rojizo, negro y blanco, y proporcionan material para la irregular atmósfera de Ío y la gigantesca magnetosfera de Júpiter (ver Figura 6.25). Las naves espaciales que han fotografiado a Ío, como *Galileo* y *JUNO*, han detectado

numerosos cambios en su superficie como resultado de su actividad volcánica. El vulcanismo de Ío es tan intenso que se calcula que la luna renueva su superficie cada millón de años.

Vulcanismo en Encélado

La imagen de esta luna de hielo es una de las más reconocidas del Sistema Solar (ver Figura 6.26). La aparente suavidad de su superficie blanca y azul nos hace pensar que Encélado debe haber presentado actividad volcánica reciente que renueva su superficie. Las grandes extensiones de hielo limpio de cráteres que dominan su superficie hacen de Encélado el cuerpo más reflectante del Sistema Solar, con un albedo de 0.81. Las observaciones realizadas durante los tres sobrevuelos que realizó la nave *Cassini-Huygens*, el 17 de febrero, el 9 de marzo y el 14 de julio de 2005, revelaron que las suaves llanuras que había fotografiado la *Voyager 2* en los años ochenta están relativamente libres de cráteres, repletas de numerosas crestas y escarpes. Se encontraron numerosas fracturas en los terrenos más antiguos y con cráteres, lo que sugiere que la superficie ha sufrido grandes cambios desde su formación. Las áreas que no contienen cráteres indican eventos recientes de renovación de la superficie. Existen fisuras, llanuras, terrenos ondulados y otras deformaciones de la corteza. *Cassini-Huygens* descubrió además regiones de terreno joven en áreas que no habían sido fotografiadas por ninguna de las sondas *Voyager*. Todo parece indicar que, al igual que Europa en Júpiter, el interior de Encélado es líquido hoy en día, aunque debería haber estado congelado hace mucho tiempo.

Encélado exhibe una forma única de vulcanismo llamada **criovulcanismo**. Se ha observado cómo gigantescas columnas de hielo erupcionan desde la región del polo sur de la luna. Las erupciones no expulsan roca fundida como las que se observan en la Tierra, sino hielo de agua y otros compuestos helados, además de moléculas complejas. Las erupciones son impulsadas por las fuerzas de marea de Saturno, que generan calor que derrite el hielo bajo la superficie y posiblemente la presencia de vulcanismo submarino, como las fumarolas que observamos en el fondo de los océanos de la Tierra. Los criovolcanes en Encélado se ubican cerca de una región en el hemisferio sur de la luna repleta de fallas en el hielo que se conocen como las **rayas de tigre**. Estas cuatro fisuras fueron creadas por actividad tectónica y la presión ejercida por el océano interior desde abajo. A través de las fisuras, Encélado expulsa increíbles cantidades de material frío hasta alturas de 500 kilómetros [189, 219].

A partir de las mediciones de gravedad hechas por *Cassini-Huygens* y la magnitud del leve bamboleo de la luna en su órbita alrededor de Saturno, se ha determinado que los chorros provienen de un océano global en el interior de la luna. La capa de hielo que conforma la corteza de la luna puede tener un espesor de entre 1 y 5 kilómetros en el polo sur. Se estima que el espesor promedio global del hielo es de entre 20 y 25 kilómetros. Los chorros expulsados por Encélado producen el **anillo E** de Saturno. Al estudiar el material del anillo E es posible estudiar la composición del océano interior de Encélado. El anillo E está compuesto principalmente de partículas de hielo de agua, pero entre ellas se encuentran peculiares nanogranos de silicatos, que solo se generan donde el agua líquida y la roca interactúan a temperaturas superiores a los 360 K. Esto, entre otras evidencias, apunta a la existencia de respiraderos hidrotermales en las profundidades del manto helado de Encélado, similares a los que salpican el lecho oceánico de la Tierra.

Con su océano global, su composición química única y su calor interno, Encélado se ha convertido en una prometedora opción para la búsqueda de mundos donde podría existir la vida. En trabajos recientes, se ha especulado incluso sobre la posibilidad de vida unicelular simple en el interior profundo del océano de Encélado [228]. El análisis de las columnas de material hechas por *Cassini-Huygens* sugiere que existen reacciones entre el agua y la roca, lo que indicaría a su vez la posible presencia de respiraderos hidrotermales. En particular, el análisis de los chorros reveló la presencia de un exceso de hidrógeno molecular (H_2), que podría ser utilizado como fuente de energía por microorganismos metanógenos. Esta evidencia podría respaldar la posibilidad de que existan poblaciones de metanógenos que pudieran establecerse en dichos entornos termales, si es que dichos

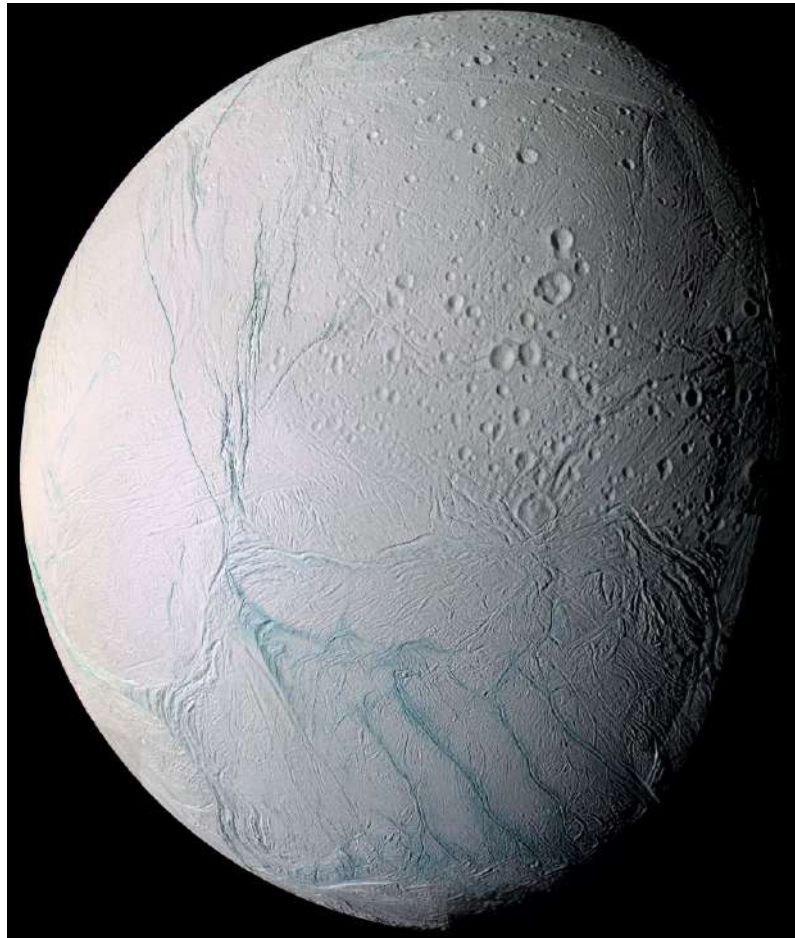


Figura 6.26: Al pasar cerca del polo sur de Encélado, el 14 de julio de 2005, *Cassini-Huygens* obtuvo imágenes de alta resolución de este misterioso mundo helado. Desde lejos, Encélado exhibe una extraña mezcla de cráteres suavizados y terrenos complejos y fracturados. Esta imagen que resalta las **rayas de tigre** en azul. Créditos: NASA/JPL/Space Science Institute.

lugares existen en Encélado, parecido a las condiciones que se tienen para las arqueas metanogénicas aquí en la Tierra. El trabajo de Tenelanda et al. plantea que las condiciones hidrotermales potenciales en Encélado se ajustan a las condiciones adecuadas para los metanógenos en la Tierra, y propone la posibilidad de que pudieran existir arqueas metanógenas en una concentración de entre 10^{10} y 10^{11} células por centímetro cúbico [228].

Vulcanismo en Tritón

La mayor de las lunas conocidas de Neptuno es uno de los pocos cuerpos celestes del Sistema Solar con una órbita retrógrada. También rota con un ángulo de unos 157° con respecto al eje de rotación de Neptuno. Esto significa que los polos y el ecuador de la Luna se alternan en la dirección del Sol durante la rotación, lo que probablemente causa cambios drásticos en las estaciones. Cuando la nave *Voyager 2* sobrevoló Neptuno en 1989, el polo sur de Tritón estaba orientado hacia el Sol. Durante el sobrevuelo la *Voyager 2* se encontró con una capa de hielo de nitrógeno y metano congelados en el hemisferio sur de Tritón. La temperatura en Tritón apenas alcanza los 38 kelvin. A esta temperatura, el metano, el nitrógeno y el dióxido de carbono se solidifican. Una razón para esta temperatura increíblemente fría es el alto albedo de la luna, que es de 0.7; la mayor parte de la escasa luz solar que llega hasta la superficie de Tritón es reflejada hacia el espacio.

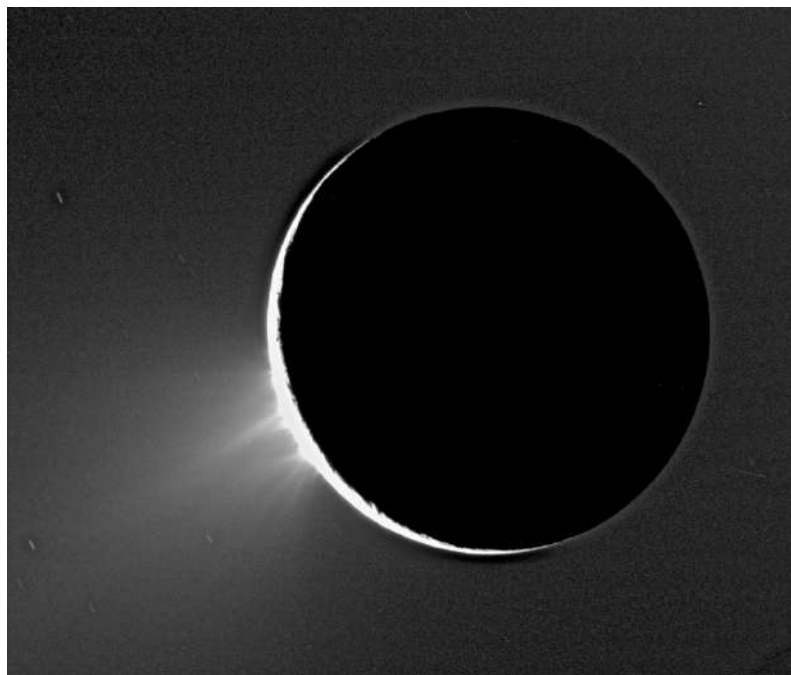


Figura 6.27: Esta imagen, tomada el 27 de noviembre de 2005, muestra los chorros de partículas heladas que brotan de Encélado y que se elevan sobre la región del polo sur. Se ven columnas de diversos tamaños sobre el limbo de la luna. Créditos: NASA/JPL/Space Science Institute.

Hay extensos sistemas de crestas y valles que cubren la superficie de Tritón, que además se ve libre de cráteres. Esto probablemente sea el resultado de ciclos de congelación y descongelación de la capa superficial. Se calcula que la superficie actual tiene menos de 100 millones de años y sus terrenos criovolcánicos y tectónicos, jóvenes e intrincados, sugieren una historia geológica compleja. Probablemente, la característica más interesante de Tritón son sus volcanes de hielo (criovolcanes), que fueron observados por la *Voyager 2*. En las imágenes se pudo medir que una de las columnas tenía más de ocho kilómetros de altura. Se cree que los volcanes son causados por la ebullición de nitrógeno líquido en el interior de la luna, que sale expulsado mezclado con polvo y compuestos de metano. Tritón es, por tanto, uno de los pocos cuerpos del Sistema Solar en los que se ha observado vulcanismo activo de algún tipo. Los ejemplos mejor observados son la *columna de Hili* y la *columna de Mahilani*, llamadas así por un espíritu del agua zulú y un espíritu del mar tongano, respectivamente (ver Figura 6.28).

Una de las formaciones criovolcánicas más grandes de Tritón es *Leviatán Patera*, una formación similar a una caldera de aproximadamente 100 kilómetros de diámetro, visible cerca del ecuador [167]. Alrededor de esta caldera se encuentra una enorme llanura criovolcánica, *Cipango Planum*, con una superficie de al menos 490 000 kilómetros cuadrados. Suponiendo que *Leviatán Patera* sea un respiradero, sería una de las formaciones volcánicas o criovolcánicas más grandes del Sistema Solar. Esta formación también está conectada a dos enormes lagos de criolava que se observan al noroeste de la caldera. Dado que se cree que la criolava de Tritón está compuesta principalmente de hielo de agua con algo de amoníaco, estos lagos habrían sido cuerpos estables de agua líquida superficial mientras estaban fundidos. Este sería el primer lugar donde se han encontrado tales cuerpos de agua líquida, aparte de la Tierra, y Tritón sería el único cuerpo helado conocido que presenta lagos de criolava.

Hemos visto cómo el vulcanismo es una manifestación geológica común y fundamental, tanto en la Tierra como en otros cuerpos del Sistema Solar. En nuestro planeta, los volcanes han moldeado el



Figura 6.28: Tritón, la luna más grande de Neptuno, probablemente se trata de un objeto del cinturón de Kuiper capturado. Esta imagen fue tomada en 1989 por la nave *Voyager 2* durante su sobrevuelo del sistema de Neptuno. Se observan los penachos negros producidos por los géiseres de nitrógeno que se elevan a 8 kilómetros de altura, la *columna de Hili* y la *columna de Mahilani*. Créditos: NASA/JPL.

paisaje, influido en el clima y contribuido a la formación de la atmósfera y a la posibilidad de la vida. Más allá de la Tierra, el vulcanismo también está presente en planetas y lunas, demostrando que esta actividad es un proceso común y crucial en la evolución planetaria. Estudiar el vulcanismo nos permite comprender mejor no solo la historia de nuestro propio mundo, sino también la dinámica interna y la historia geológica de otros mundos. Ahora estudiaremos otras características de los mundos rocosos y helados de nuestro sistema planetario, sus superficies, atmósferas y campos magnéticos.

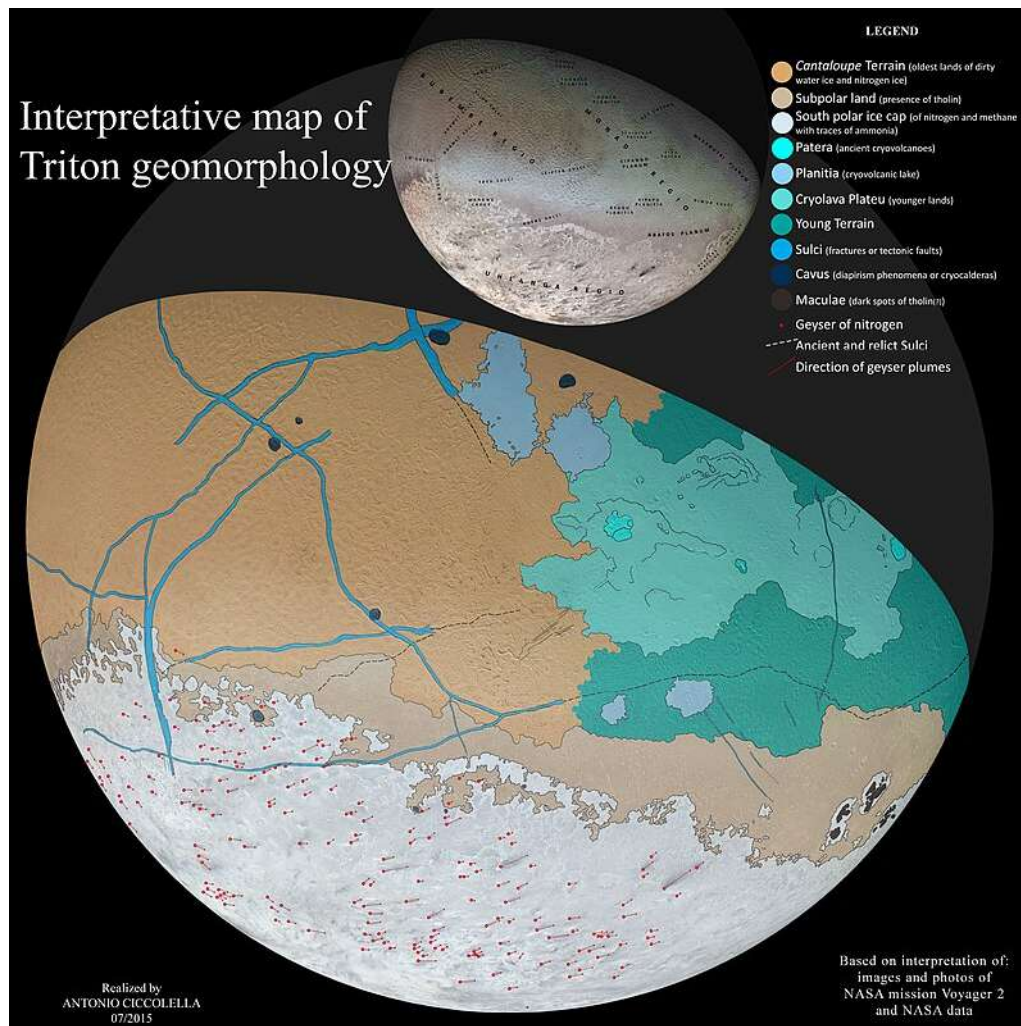


Figura 6.29: Mapa geomorfológico de Tritón. Los puntos rojos son géiseres de nitrógeno dispersos por todo el casquete polar sur de la luna, resaltada aquí como la región blanca. Créditos: Antonio Ciccolella, CC BY-SA 4.0.

El exterior de los Planetas

7	Superficies de planetas, lunas y otros objetos	191
7.1	Los procesos endógenos y exógenos	
7.2	Superficies planetarias	
7.3	Superficie de las lunas	
7.4	Cráteres de Impacto	
8	Atmósferas planetarias	235
8.1	¿Qué es una atmósfera?	
8.2	Composición de la atmósfera terrestre	
8.3	Estructura de la atmósfera terrestre	
8.4	Cómo afectan las atmósferas a los planetas	
8.5	Las atmósferas en otros lugares del Sistema Solar	



7. Superficies de planetas, lunas y otros objetos

Desde el punto medio de la división surgió una antorcha llameante, escupiendo, hasta una distancia considerable, fuego, ascuas calientes y chispas. La Luna se estremeció como una serpiente herida. Después recuperó su aspecto corriente. Este fenómeno se repitió una docena de veces o más. Después, tras estas transformaciones, la Luna de cuerno a cuerno adoptó una apariencia negruzca.

Gervacio de Canterbury, *Crónica del impacto con la Luna*, 1178.

Las superficies son las capas externas visibles de los cuerpos sólidos del Sistema Solar, y su estudio permite comprender la historia y evolución de estos mundos. A través del análisis de su morfología, composición y estructuras geológicas, se pueden identificar los procesos que las han modelado, como el vulcanismo, la tectónica, los impactos o la erosión. El estudio de las superficies, realizado mediante observaciones desde sondas espaciales, telescopios y misiones de exploración, es fundamental para reconstruir el pasado de los planetas y lunas, y para evaluar su potencial habitabilidad.

7.1 Los procesos endógenos y exógenos

Los procesos que modelan la superficie de un planeta o una luna están determinados bien sea por su actividad interna y su evolución térmica, o por fenómenos físicos en el espacio interplanetario que lo rodea. Los procesos **endógenos** se refieren a todos aquellos procesos geofísicos que determinan las formas y los accidentes del relieve en la superficie de un planeta o una luna. Estos procesos son impulsados principalmente por la energía interna del planeta, que puede provenir del calor remanente de su formación, de la desintegración de elementos radiactivos o de la diferenciación del núcleo. En capítulos anteriores analizamos muchos de dichos procesos, tales como la **tectónica de placas**, que produce el movimiento de grandes bloques de la litosfera, y que causa la formación de montañas, produce los sismos y la apertura o cierre de fallas geológicas, por liberación súbita de energía acumulada en el interior, generalmente por el movimiento de las mismas fallas o de las placas tectónicas. El **vulcanismo**, que se manifiesta por la salida de material interno y gases desde el interior hacia la superficie, formando volcanes o flujos de lava o de hielos en el caso del criovulcanismo. La formación de montañas, proceso conocido como **orogénesis**, que se

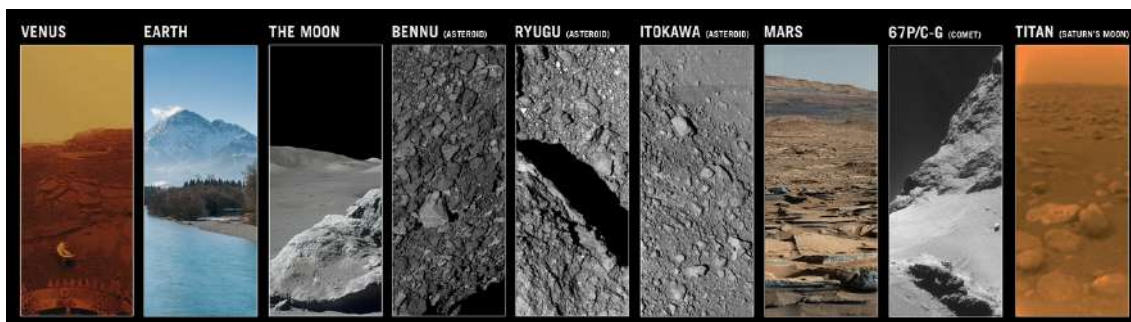


Figura 7.1: Colección de superficies planetarias, lunares y de asteroides, fotografiadas por diferentes naves espaciales. Créditos: Aakash Gautam (www.planetaakash.com) [266].

refiere a la elevación del terreno por la colisión de placas tectónicas o por procesos volcánicos. Y finalmente están los procesos de **convección del manto**, que son los movimientos lentos del material hiperviscoso, pero plástico del manto, que ayudan a mover las placas tectónicas.

Por otro lado están los procesos **exógenos**, que actúan desde el exterior de un planeta o luna y que modifican y modelan su superficie con el tiempo. Estos procesos están determinados por factores como la presencia de una atmósfera y la existencia de clima, la radiación solar, la presencia de agua, el viento, la gravedad y la actividad externa como impactos de asteroides o cometas. Los principales procesos exógenos que determinan las características superficiales de planetas y lunas son la **meteorización**, que consiste en la descomposición y alteración de las rocas de la superficie por acción de agentes como el viento, el agua, los cambios de temperatura o sustancias químicas. Un excelente ejemplo de este proceso es el agrietamiento de las rocas por congelación y descongelación en Marte. La **erosión**, que produce el desgaste y el transporte de materiales por agentes como el viento, el agua líquida, los glaciares o incluso flujos de lava o polvo. Es muy común en regiones como los valles fluviales antiguos en Marte o las dunas de arena en Titán. La **sedimentación**, que es el proceso lento de depósito de materiales transportados por la erosión hacia otras zonas, formando capas o estructuras sedimentarias, como los depósitos de polvo o hielo en la superficie lunar o marciana. Y finalmente, el proceso más común y evidente en las superficies sólidas de planetas o lunas (y de otros cuerpos menores), los **impactos de asteroides y cometas**, que forman cráteres y alteran la corteza. Hay cráteres de impacto visibles por todas partes en el Sistema Solar, desde la Luna, pasando por Mercurio, hasta las lunas heladas de los planetas gigantes como Calisto o Encélado. La acción de la atmósfera en lugares como Venus, Marte o Titán, el viento, las tormentas y la lluvia pueden cambiar el relieve superficial. Ejemplos de estos procesos son las tormentas de polvo en Marte o las lluvias de metano en Titán. También la actividad biológica, si existe, puede modificar y cambiar las superficies. En la Tierra, la vida ha modificado profundamente la superficie mediante **procesos biogeoquímicos**, pero en otros planetas o lunas aún no se ha confirmado la existencia de este tipo de procesos.

En general, los procesos exógenos transforman el relieve de los planetas y las lunas a lo largo del tiempo, suavizando, desgastando o enterrando las huellas de procesos más antiguos, como los endógenos. La combinación de ambos tipos de procesos, endógenos y exógenos, define el paisaje de todas las superficies, ya sean planetarias o lunares.

7.2 Superficies planetarias

La morfología estudia la forma, la estructura y las características físicas del terreno en la superficie de un planeta, luna o cualquier cuerpo celeste sólido. Hace parte de la geología planetaria y permite entender la historia geológica y los procesos que han modelado la superficie. La morfología



Figura 7.2: Imágenes compuestas donde podemos ver la totalidad de la superficie de Mercurio observado por *MESSENGER*. Créditos: NASA-MESSENGER, CCO.

incluye el relieve, como las montañas, los valles, las mesetas, los cañones, los cráteres, las dunas y las llanuras, entre otros. Estudia además las estructuras geológicas como las fallas, las fracturas, los domos, los pliegues y las calderas volcánicas. En todos los planetas y lunas del Sistema Solar existen morfologías asociadas a procesos específicos, como el vulcanismo: conos volcánicos, flujos de lava y calderas; a la erosión y la sedimentación: barrancos, deltas, depósitos; los impactos: cráteres y sus eyecciones; a la tectónica: dorsales, fosas, escarpes de falla; y los hielos o fluidos: glaciares, canales y patrones de escurrimiento.

La morfología permite reconstruir la historia geológica de un planeta o luna para identificar procesos activos o pasados, tales como el vulcanismo, la tectónica de placas o la erosión. Igualmente, nos permite comparar la historia geológica de los diferentes objetos del Sistema Solar para entender sus similitudes y diferencias. Podemos buscar evidencia de la presencia de agua en lugares como Marte o en las lunas heladas como Europa o Encélado. Un uso técnico de la morfología es la selección de sitios de aterrizaje seguros y científicamente interesantes para las misiones de exploración robótica.

7.2.1 Superficie de Mercurio

La superficie de Mercurio es muy similar en apariencia a la de la Luna, con extensas llanuras basálticas y una gran cantidad de cráteres de impacto, lo que indica que ha estado geológicamente inactiva durante miles de millones de años. Mercurio posee extensas áreas con una reflectividad marcadamente diferente, que incluyen cráteres de impacto y un característico sistema de rayos formados por la eyección de material (ver Figura 7.2). Mercurio presenta dorsales, tierras altas similares a las de la Luna, montañas, llanuras, escarpados y valles.

El manto del planeta parece ser químicamente heterogéneo, lo que sugiere que el planeta atravesó una fase de océano de magma en las primeras etapas de su historia. La cristalización de minerales y el movimiento convectivo seguramente dieron lugar a una corteza estratificada y químicamente heterogénea, con importantes variaciones en la composición que han sido observadas en la superficie por la nave *MESSENGER*, de la NASA. La corteza es pobre en hierro, pero rica en azufre, debido posiblemente a las condiciones químicamente reductoras tempranas, más intensas que las presentes en otros planetas terrestres. La superficie está dominada por silicatos

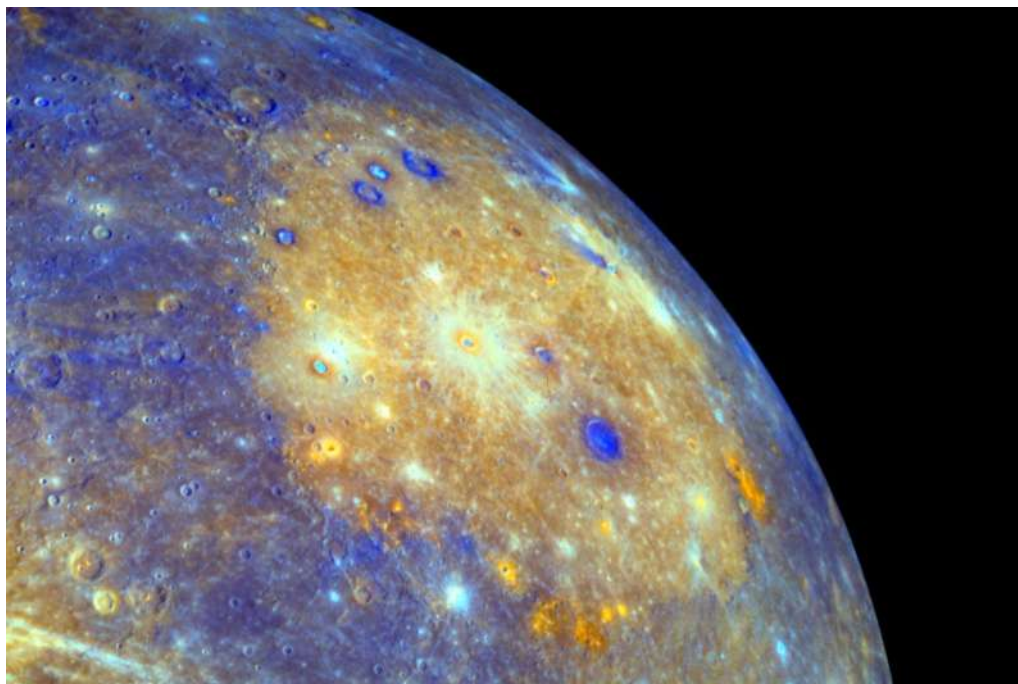


Figura 7.3: *Caloris Planitia* en falso color. Créditos: NASA-MESSENGER, CCO.

como el piroxeno y el olivino, pobres en hierro, representados por la enstatita y la forsterita, respectivamente, junto con plagioclasa rica en sodio y minerales de magnesio, calcio y sulfuro de hierro mezclados. Las regiones menos reflectantes de la corteza presentan un alto contenido de carbono, probablemente en forma de grafito [178].

Cuencas y cráteres

Mercurio fue intensamente bombardeado por cometas y asteroides durante su formación y durante el periodo posterior conocido como el **bombardeo tardío** que terminó hace unos 3 800 millones de años. El planeta recibió impactos a lo largo de toda su superficie durante este período de intensa formación de cráteres. Los impactos directos en Mercurio son facilitados por el hecho de no contar con una atmósfera que frene los impactores. Posiblemente, durante los primeros mil millones de años de su historia, Mercurio fue volcánicamente activo; lo que produjo que las cuencas de impacto se llenaran de magma, produciendo llanuras suaves similares a los mares que se encuentran en la Luna. Los cráteres de Mercurio varían en diámetro, desde pequeñas cavidades con forma de tazón hasta cuencas de impacto con múltiples anillos de cientos de kilómetros de diámetro. Se pueden ver cráteres en diferentes etapas de evolución y de diferentes antigüedades, desde cráteres con rayos relativamente recientes hasta remanentes de cráteres altamente degradados. Los cráteres de Mercurio son diferentes a los de la Luna porque el área cubierta por el material eyectado en Mercurio es mucho menor, debido a la mayor gravedad superficial del planeta.

El cráter más grande de Mercurio es conocido como *Caloris Planitia*, con un diámetro de 1 550 kilómetros (ver Figura 7.3). El impacto que creó *Caloris Planitia* fue tan potente que provocó erupciones de lava y dejó un anillo montañoso concéntrico de unos 2 km de altura alrededor del cráter. El fondo de la cuenca está ocupado por una llanura basáltica, a través de la cual puede observarse una serie de crestas y fracturas distribuidas uniformemente sobre el terreno. No está claro si las crestas y fracturas se formaron a partir de flujos de lava volcánica inducidos por el impacto o si son el resultado del enfriamiento de una gran lámina de material fundido que quedó tras el impacto. Justo al otro lado del planeta, en la antípoda de *Caloris Planitia*, se encuentra una extensa región de terreno accidentado e inusual conocida como el **terreno extraño**. Una hipótesis

sobre su origen es que las ondas de choque generadas durante el impacto que formó *Caloris Planitia* viajaron alrededor y a través de Mercurio, juntándose justo al otro lado del planeta. Las inmensas tensiones sobre el terreno resultantes de la convergencia de dichas ondas fracturaron la superficie. Se han identificado al menos 46 cuencas de impacto en Mercurio. Una de las más grandes es *Tolstoj Basin*, de 400 kilómetros de ancho, también con una estructura de múltiples anillos, y cuyo manto de eyección se extiende hasta 500 kilómetros. *Beethoven Basin* tiene un manto de eyección de tamaño similar y un borde de 625 kilómetros de diámetro. Al igual que nuestra luna, la superficie de Mercurio ha sufrido los efectos de procesos de meteorización espacial, especialmente por la acción del viento solar y los impactos constantes de micrometeoritos.

Planicies basálticas

Existen dos tipos de planicies geológicamente distintas en Mercurio. Las primeras son planicies suavemente onduladas con montañas que se extienden entre las regiones ricas en cráteres, y que constituyen las superficies visibles más antiguas de Mercurio, seguramente formadas mucho antes que el terreno con cráteres. Estas regiones entre cráteres parecen haber borrado muchos cráteres anteriores y presentan una escasez general de cráteres pequeños, por debajo de unos 30 kilómetros de diámetro. Por otro lado, están las planicies lisas, que son extensas áreas que rellenan depresiones de diversos tamaños y guardan un gran parecido con los mares lunares. A diferencia de estas, las planicies lisas de Mercurio tienen el mismo albedo que las llanuras entre cráteres que son más antiguas. A pesar de no presentar características de origen volcánico, la ubicación y la forma redondeada y lobulada de estas planicies basálticas respaldan su origen volcánico. Todas las planicies lisas de Mercurio se formaron mucho después que *Caloris Planitia*, como lo demuestra la baja densidad de cráteres en su manto de eyección.

Una característica inusual de la superficie de Mercurio son los numerosos pliegues de compresión, o *rupes* que entrecruzan las planicies basálticas. *Rupe* es una palabra en latín que significa acantilado y se usa en geología planetaria para referirse a escarpes en otros mundos. A medida que el interior de Mercurio se enfrió, el planeta se contrajo y su superficie comenzó a deformarse, creando estas crestas arrugadas y escarpes lobulados asociados con fallas. *MESSENGER* ha confirmado que la contracción de Mercurio ha dado lugar a la formación de estos escarpes lobulados, accidentes geográficos tectónicos que son la expresión superficial de **fallas de cabalgamiento**. Los *rupes* en Mercurio pueden tener hasta 1 000 kilómetros de longitud y tener alturas de hasta 3 kilómetros. La Unión Astronómica Internacional ha optado por darle nombres de naves de exploración famosas de la historia a muchos de estos *rupes*. Es el caso de dos increíbles formaciones de este tipo en Mercurio, *Beagle Rupes* y *Enterprise Rupes*, nombrados en honor al barco de Darwin el primero y a una larga tradición de naves de exploración el segundo, incluyendo la futura nave de exploración del capitán Kirk (ver Figura 7.4). Estas características de compresión se pueden observar sobrepuestas a otros accidentes del terreno, como cráteres y planicies lisas, lo que indica que se formaron después. El mapeo hecho por *MESSENGER* de los *rupes* ha sugerido que Mercurio ha contraído su radio entre 1 y 7 kilómetros. La mayor parte de la actividad a lo largo de los principales sistemas de fallas probablemente terminó hace unos 3 600 a 3 700 millones de años. Se han encontrado otros escarpes y fallas más pequeñas, de decenas de metros de altura y con longitudes del orden de unos pocos kilómetros, que al parecer tienen menos de 50 millones de años, lo que indica que la compresión del interior y la consiguiente actividad geológica superficial continúan activas hasta el presente.

La temperatura superficial de Mercurio oscila entre los 100 y los 700 K. Nunca supera los 180 K en los polos, debido a la ausencia de atmósfera y a un pronunciado gradiente de temperatura entre el ecuador y los polos. Durante el perihelio del planeta, el punto sobre el ecuador que se encuentra frente al Sol alcanza una temperatura de aproximadamente 700 K. Durante el afelio, alcanza tan solo 550 K. En la cara oculta del planeta, mientras tanto, la temperatura media es de apenas 110 K. Aunque las temperaturas en la superficie suelen ser extremadamente altas, las observaciones han mostrado la existencia de hielo de agua en los fondos de los cráteres profundos de los polos, donde



Figura 7.4: Izquierda: *Beagle Rupes* es un escarpe con forma de arco, uno de los más curvos de Mercurio. Tiene más de 600 kilómetros de longitud, y más de 1 kilómetro de altura y atraviesa un gran cráter de impacto. Derecha: *Enterprise Rupes*, con unos 1 000 kilómetros de longitud y más de 3 kilómetros de altura, es el mayor escarpe de Mercurio. Créditos: NASA-MESSENGER, CCO.

nunca reciben luz solar directa; las temperaturas allí se mantienen por debajo de los 102 K. Esto crea una zona fría donde el hielo puede acumularse. El hielo de agua refleja fuertemente la señal del radar (radio), y las observaciones realizadas con el *Goldstone Solar System Radar (GSSR)* y el *Very Large Array (VLA)*, a principios de la década de 1990, mostraron la existencia de zonas de alta reflexión cerca de los polos. Aunque el hielo no era necesariamente la única causa posible de la reflexión, los astrónomos consideraron que era la explicación más probable [214]. La presencia de hielo de agua se confirmó después mediante las imágenes de los cráteres del polo norte tomadas por la sonda *MESSENGER*. El agua acumulada en los cráteres polares de Mercurio puede alcanzar unos 10^{14} - 10^{15} kilogramos de hielo, y puede estar cubierta por una capa de regolito que la protege de la sublimación [108]. Si tenemos en cuenta que la capa de hielo antártica tiene unos 4×10^{18} kilogramos de hielo de agua, y Marte podría tener unos 10^{16} kilogramos en sus casquetes polares, vemos que la cantidad de agua en el planeta más cercano al Sol no es despreciable. El origen del hielo en Mercurio aún no se conoce, pero las dos opciones más probables son la salida en forma de vapor de agua del interior del planeta y el depósito hace miles de millones de años por impactos de cometas y asteroides.

7.2.2 Superficie de Venus

La superficie de Venus es extremadamente hostil y está dominada por vastas llanuras volcánicas, altas mesetas y grandes estructuras tectónicas. La temperatura alcanza los 480 °C y la presión atmosférica es 90 veces mayor que la terrestre. Estas características hacen de este planeta un ambiente infernal. Su paisaje muestra evidencia de un vulcanismo intenso y relativamente reciente, con miles de volcanes y flujos de lava solidificada. A pesar de estar oculta durante millones de años por la densa atmósfera del planeta, los radares de sondas como *Magellan* han revelado una superficie geológicamente activa y compleja.

La cartografía de radar hecha por la sonda *Magellan* reveló que entre 80 – 90% de Venus está cubierto por llanuras volcánicas de basalto, intercaladas con mesetas tectónicas (*tesserae*), elevaciones coroniformes y grandes volcanes escudo. La baja densidad de cráteres, apenas unos 840 en un 90% de la superficie, y su distribución casi aleatoria, indican una superficie globalmente joven, con edades de apenas unos cuantos cientos de millones de años y un historial de reciclaje superficial extenso y episódico.

Características de la superficie venusina

La superficie de Venus está dominada por accidentes geológicos que incluyen volcanes, grandes cráteres de impacto y formas producidas por la erosión y la sedimentación. Posee una topografía que refleja su placa cortical única y robusta; toda la corteza es una sola placa, con una distribución de elevación muy pareja. Más del 90 % de la superficie se encuentra en una franja de alturas entre -1.0 y 2.5 kilómetros respecto al nivel de referencia, lo que preserva las estructuras geológicas durante largos períodos de tiempo. Los estudios de la superficie venusina se basan en datos de imágenes, radar y altimetría recopilados por varias sondas espaciales exploratorias, en particular *Magellan*.

A pesar de sus similitudes con la Tierra en tamaño, masa, densidad y posiblemente composición, Venus tiene una geología única que es muy diferente a la de la Tierra. Aunque mucho más antigua que la de la Tierra, la superficie de Venus es relativamente joven en comparación con otros planetas terrestres, posiblemente debido a una serie de eventos de resurgimiento de la corteza a escala global, que enterró gran parte del registro rocoso anterior. Venus debe tener aproximadamente la misma composición química que la Tierra, debido a las similitudes físicas, pero se desconoce la composición exacta de su superficie, debido principalmente a la dificultad de hacer espectroscopía. Las características observadas proporcionan evidencia de los procesos geológicos en funcionamiento. Hasta ahora, se han categorizado veinte tipos de características. Estas clases incluyen características locales, como cráteres, coronas y *undae*, así como características a escala regional, como *planitiae* y *tesserae*.

La naturaleza predominantemente basáltica de la superficie de Venus se conoce a través de los datos geoquímicos obtenidos por las sondas soviéticas *Venera* y *Vega* y la morfología de sus terrenos volcánicos. Las razones isotópicas entre potasio y uranio (K/U) y potasio y torio (K/Th) de las muestras de minerales venusinas son muy similares a las obtenidas para los volcanes terrestres, los meteoritos de tipo SNC y las muestras marcianas. La variación de la razón (K/U) en los siete sitios de aterrizaje de las *Venera* es relativamente pequeña, lo que implica que la abundancia de elementos refractarios volátiles de Venus es comparable al de la Tierra y Marte, pero diferente al de la Luna. La composición de los óxidos de las rocas venusinas es consistente con el de las rocas basálticas terrestres, de modo que es razonable asumir que la corteza es en gran parte basáltica. Los datos de gravedad y topografía han brindado, además, información sobre el espesor promedio de la corteza; las estimaciones se encuentran en el rango de 20 a 50 kilómetros. La corteza es más gruesa (45 a 85 kilómetros) debajo de las mesetas altas como las regiones de *Alfa Planitia*, *Ovda Regio*, *Thetis Regio* y *Tellus Regio*, en comparación con otras regiones. Los datos también se han utilizado para inferir valores para el espesor de la litosfera térmica del planeta y su capa superior elástica. Las estimaciones del espesor de la litosfera varían entre unos 200 y 400 kilómetros, con una litosfera más delgada debajo de las tierras altas volcánicas como *Atla Regio* y *Beta Regio*. El adelgazamiento litosférico debajo de las elevaciones volcánicas podría haber sido causado por las plumas del manto. Hay un manto sublitosférico boyante debajo de las elevaciones volcánicas. La parte superior de la litosfera se comporta elásticamente y tiene solo unos 30 kilómetros de espesor. A diferencia de la Tierra, las anomalías de gravedad se correlacionan con la alta topografía en Venus [216].

Las llanuras en forma de escudo dominan el mapa global de Venus. Los volcanes de Venus suelen ser extensos y de bajo relieve, alimentados por flujos de baja viscosidad a los que se asocian fallas como *Beta-Atla-Themis* y cinturones de crestas montañosas [131]. Las *coronae*, que son formaciones de anillos de origen tectónico y magmático, pueden extenderse por decenas a miles de kilómetros y se relacionan con interacciones entre plumas de material del manto y la litosfera del planeta. Las bases de datos globales actualizadas y el análisis morfológico y geofísico recientes muestran la distribución topográfica de las *coronae* y las variaciones en las propiedades litosféricas, además de procesos que incluyen el goteo litosférico hacia la superficie y la acomodación del material en forma de valles en escudo. Las *tesserae* conforman los terrenos más antiguos expuestos

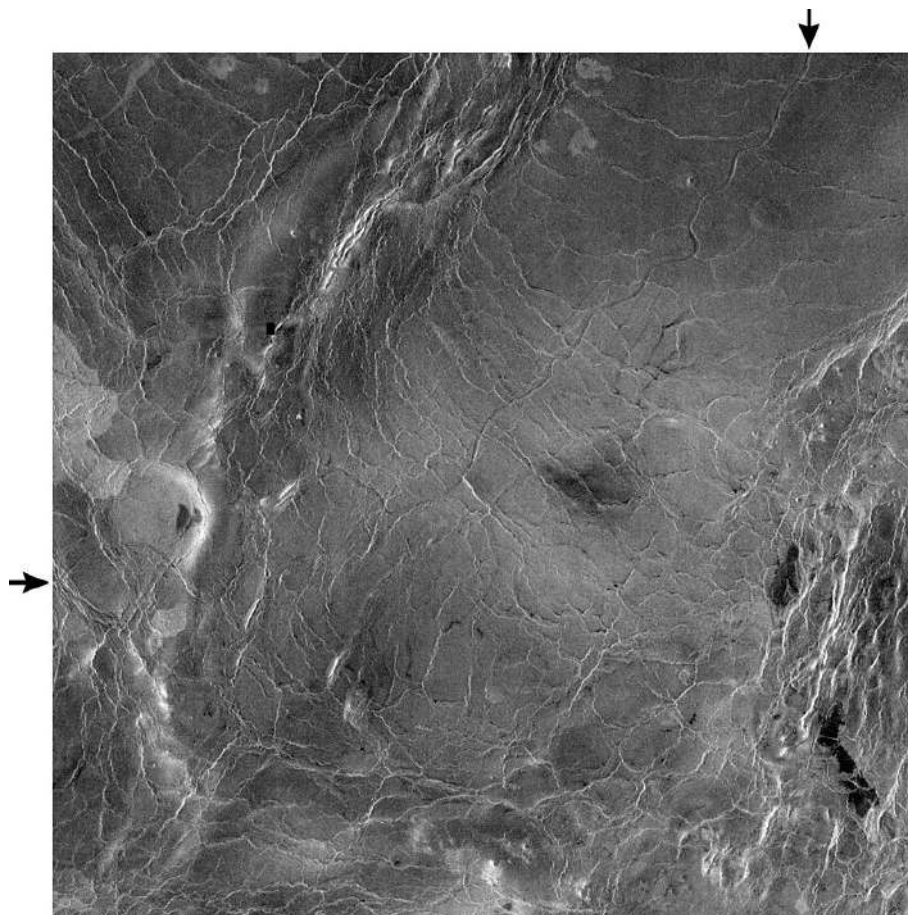


Figura 7.5: Esta imagen de radar de resolución comprimida de la sonda *Magellan* nos muestra un segmento de unos 600 kilómetros del canal más largo de Venus el *Baltis Vallis*. El canal tiene aproximadamente 1.8 kilómetros de ancho y más de 7 000 kilómetros de longitud, es varios cientos de kilómetros más largo que el valle del río Nilo, el río más largo de la Tierra, lo que lo convierte en el canal más largo conocido del Sistema Solar. Sin embargo, ambos extremos del canal están ocultos, por lo que se desconoce su longitud original. Créditos: NASA/JPL, dominio público.

en la superficie venusina. Están altamente deformados por acortamiento y cizalladura en múltiples direcciones. Su composición es aún motivo de debate; trabajos clásicos y de principios del siglo XXI favorecen una conformación de basalto fuertemente deformado [130, 183]; mientras que las mediciones de emisividad en el infrarrojo cercano medidas por el *Venus Express/VIRTIS* permiten, en algunos casos, materiales más ricos en silicatos [129], aunque no hay un consenso todavía al respecto. Venus alberga inmensas redes de canales de miles de kilómetros; *Baltis Vallis* es el más largo del Sistema Solar con entre 6 800 y 8 300 kilómetros, según sea trazado [183]. Los modelos y perfiles apoyan la hipótesis de la erosión térmica de los canales producida por flujos de lava de larga duración y un alto caudal. Algunos estudios más recientes (2023) han empleado la morfología del *Baltis Vallis* para inferir la deformación y las condiciones reológicas del manto de Venus [72].

Las principales tierras altas de Venus están representadas por *Ishtar Terra* y *Aphrodite Terra*, que constituyen dos de las mayores provincias tectónicas y topográficas del planeta. *Ishtar Terra* está localizada en el hemisferio norte y presenta una morfología de meseta elevada comparable en extensión a Australia [62]. Está dominada por terrenos de tipo *tesserae* muy deformados y está rodeada de cinturones montañosos de compresión, entre los que destacan los *Maxwell Montes*, la cordillera más alta de Venus con 11 kilómetros de altura sobre el radio medio del planeta. Estos

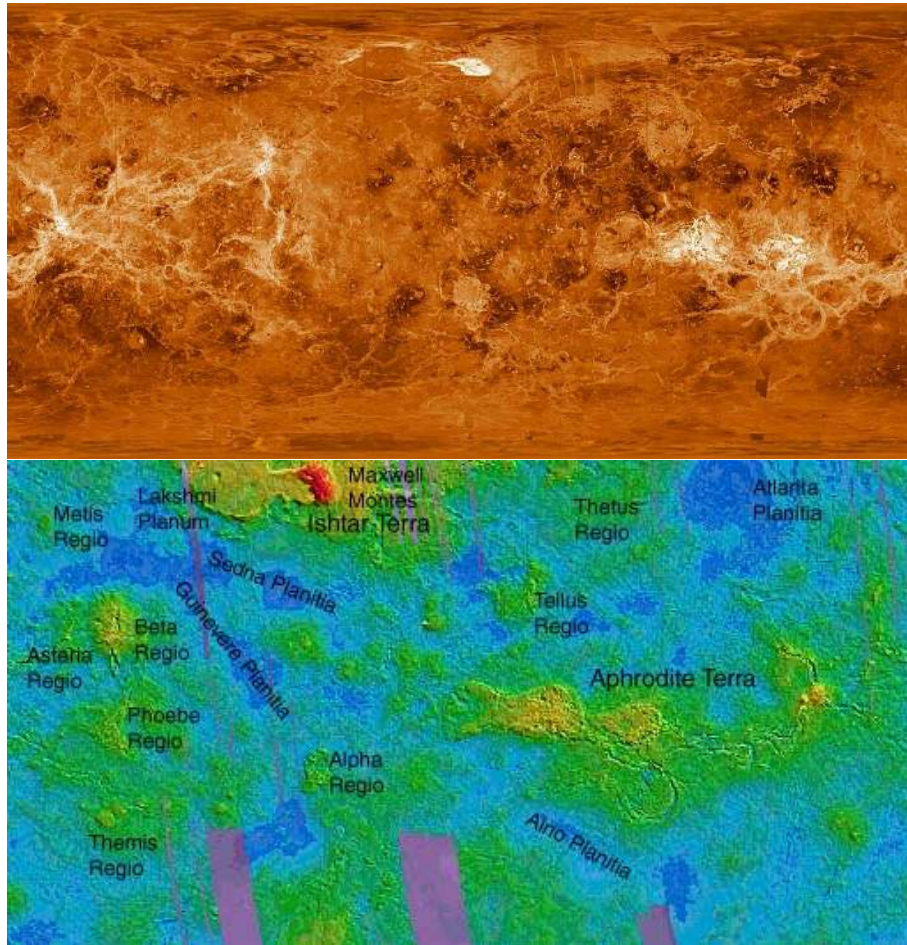


Figura 7.6: Arriba: Planisferio de Venus construido a partir de las imágenes de *Magellan*. Los espacios vacíos se rellenaron con imágenes del *Pioneer Venus Orbiter* y de las *Venera 13* y *14*. Abajo: Mapa radar de Venus basado en datos del orbitador *Pioneer-Venus*. Los falsos colores indican la altitud, siendo el rojo el de mayor altitud (*Maxwell Montes*), con amarillo y verde representando altitudes cada vez menores, el azul que representa las llanuras de las tierras bajas. Se muestran las tierras altas de *Ishtar Terra* y *Aphrodite Terra*, son como continentes. Créditos: NASA/JPL, dominio público.

montes exhiben un estilo tectónico de plegamiento y cabalgamiento, parecido en algunos aspectos a las grandes cadenas orogénicas de la Tierra, estructuras geológicas alargadas que se forman por la deformación intensa de la corteza terrestre en los límites convergentes de placas tectónicas, como por ejemplo la cordillera de los Andes, lo que sugiere que la corteza de Venus sufrió un engrosamiento significativo por actividad tectónica muy antigua [55]. Por otro lado, *Aphrodite Terra* se extiende cerca del ecuador a lo largo de más de 10 000 kilómetros, con un relieve dominado por sistemas de rifts, extensos volcanes y formaciones tipo *coronae*, lo que nos muestra una posible extensión litosférica y un ascenso de material del manto en forma de pluma. La existencia de estas dos macroprovincias, una compresiva como *Ishtar Terra* y la otra extensional *Aphrodite Terra*, resalta la diversidad tectónica de Venus y proporciona claves sobre la transferencia de calor y la evolución de la litosfera del planeta.

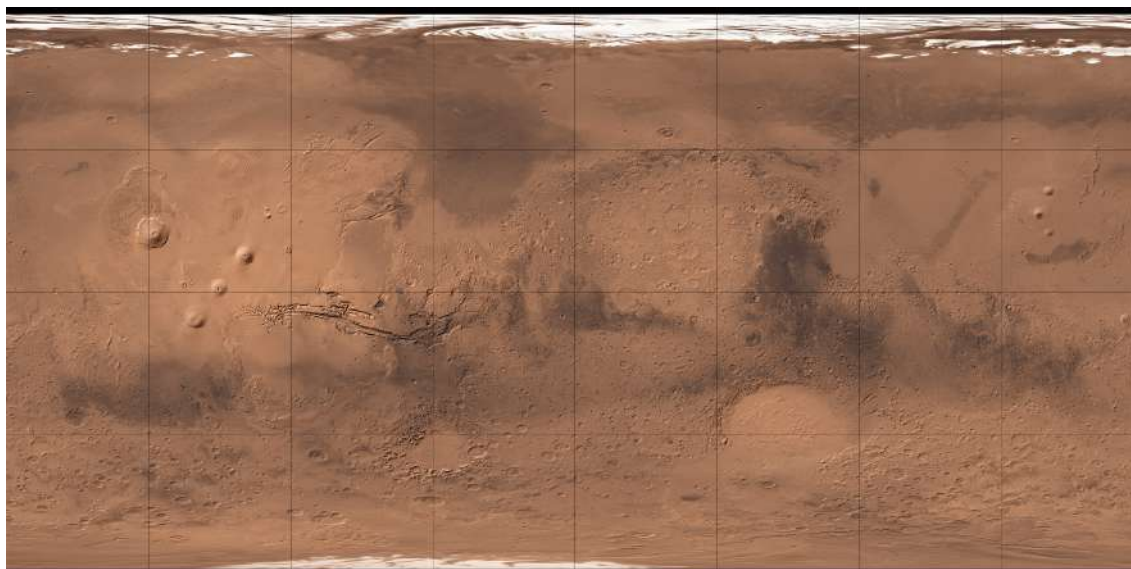


Figura 7.7: Mapa de Marte reconstruido a partir de mediciones de *Mars Global Surveyor* (MOLA) y observaciones del orbitador *Viking*. Créditos: NASA/JPL/USGS, Dominio público.

7.2.3 Superficie marciana

Marte presenta una historia geológica compleja, donde la interacción entre el vulcanismo, la presencia de agua líquida y los cambios climáticos ha moldeado su superficie durante miles de millones de años. Las llanuras septentrionales y las tierras altas meridionales muestran grandes diferencias en aspectos como el grosor de la corteza, la compensación isostática y el equilibrio gravitacional y acumulan evidencias de procesos muy antiguos, alimentados por el clima seco del planeta y sin la presencia de ninguna actividad tectónica actual [7]. Las imágenes de alta resolución y mapas globales de topografía y gravedad revelan infinidad de patrones geológicos, junto con evidencia de actividad superficial reciente, incluyendo deslizamientos, dunas móviles, cárcavas y depósitos estacionales de hielo seco y agua [7].

Los ciclos del hielo marciano y la actividad glacial en latitudes medias sugieren que Marte ha experimentado episodios climáticos vinculados a variaciones en el eje de rotación del planeta. Rasgos como abanicos de escombros lobulados, el flujo en los valles lineales y el relleno concéntrico en cráteres indican depósitos glaciares pasados y relativamente recientes, de los últimos millones de años [134]. Estudios recientes sobre los depósitos de hielos polares en Marte muestran que el intercambio estacional de CO_2 y H_2O ocurre en escalas de 10^4 a 10^5 años, con capas polares de hielo que indican ciclos climáticos prolongados [57]. El radar MARSIS de la misión *Mars Express* ha detectado señales gravimétricas anómalas en las capas polares del polo sur marciano que podrían corresponder a cuerpos de agua líquida subglacial o sedimentos saturados, interpretados como lagos salinos que podrían ser estables en las condiciones actuales de los casquetes [181]. Desde el punto de vista geofísico, los sismómetros del lander *InSight* han evidenciado la presencia de anisotropías sísmicas en *Elysium Planitia*, lo que sugiere que Marte posee un subsuelo con crisoles de minerales orientados, grietas alineadas o incluso corrientes del manto subyacentes a unos 10 kilómetros de profundidad [211]. Este descubrimiento refuerza la idea de que Marte posee una estructura interior heterogénea y dinámicamente activa.

El agua en Marte

Marte conserva un registro claro de actividad hidrológica superficial muy antigua. A escala planetaria, los sistemas de valles dendríticos, abanicos aluviales y deltas demuestran escorrentía

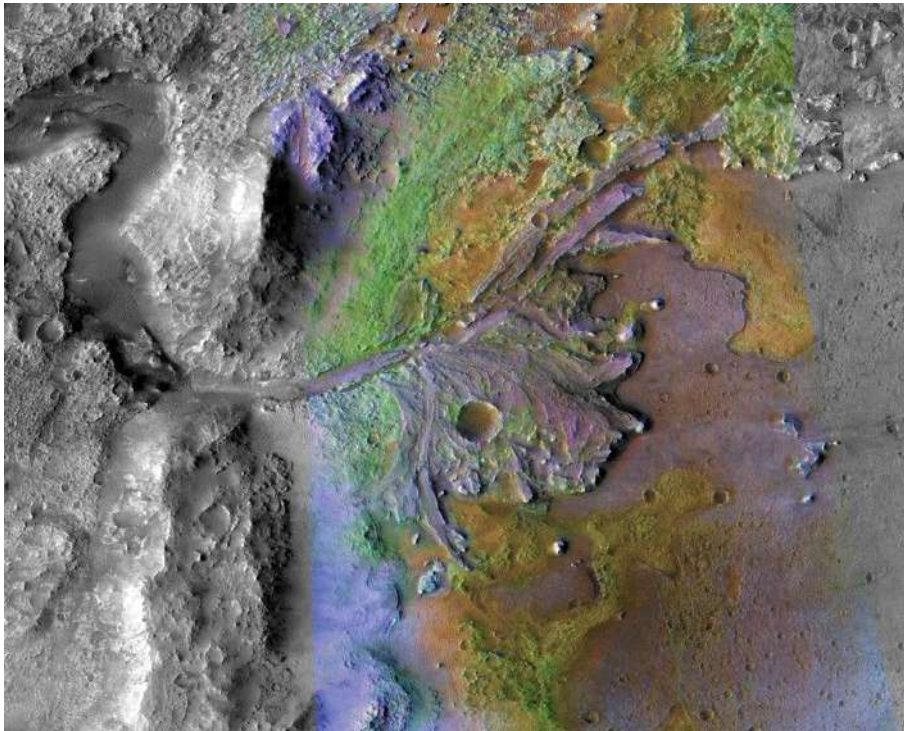


Figura 7.8: Imagen de parte del cráter *Jezero* en Marte, el lugar de aterrizaje de la misión *Perseverance* de la NASA. Fue tomada por los instrumentos del *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) de la NASA, que toma imágenes periódicas de posibles lugares de aterrizaje para futuras misiones. Créditos: NASA/JPL, Dominio público.

sostenida y la presencia de lagos durante el Noeico y el temprano Hespérico. El caso más emblemático reciente es el cráter *Jezero*, donde el rover *Perseverance* ha encontrado estratos inclinados de depósitos sedimentarios y bloques erosionados que confirman la existencia pasada de un delta, que conformó un lago y episodios de crecidas súbitas; estos afloramientos permiten incluso inferir los niveles del lago y los caudales del delta [164]. En el antiguo Marte, el agua excavó canales y transportó sedimentos para formar abanicos y deltas en las cuencas lacustres. El análisis de datos espectrales obtenidos desde la órbita muestra que algunos de estos sedimentos contienen minerales que indican alteración química por el agua. En el delta del cráter *Jezero*, los sedimentos contienen arcillas y carbonatos (ver Figura 7.8).

Por otro lado, los conglomerados de cantos redondeados observados por el rover *Curiosity* en el cráter *Gale* prueban el fenómeno de transporte fluvial prolongado, la abrasión y la selección hidráulica, en canales con agua corriente. La existencia de **lutitas** evidencia la estratificación en una cuenca lacustre de larga vida, implicando agua neutra a débilmente salobre y condiciones químicamente habitables. Las lutitas son rocas sedimentarias, abundantes en la corteza terrestre, formadas por la acumulación de partículas de limo y arcilla muy finas en el fondo de cuerpos de agua [225]. Los mapas mineralógicos de la superficie marciana muestran la huella del agua a escala global. La cartografía reciente hecha por la nave *Mars Reconnaissance Orbiter* muestra una amplia distribución de filosilicatos hidratados (esmeditas, cloritas, etc.) y cuantifica su contenido de H_2O estructural, lo que respalda la existencia de ambientes de meteorización acuosa temprana como una fuente de retención de parte del inventario hídrico en la corteza [64]. Estos resultados se complementan con estimaciones más recientes logradas con datos tomados por la *Mars Odyssey* (ver Figura 7.9) que proponen a los minerales hidratados como un sumidero significativo del agua marciana [243].

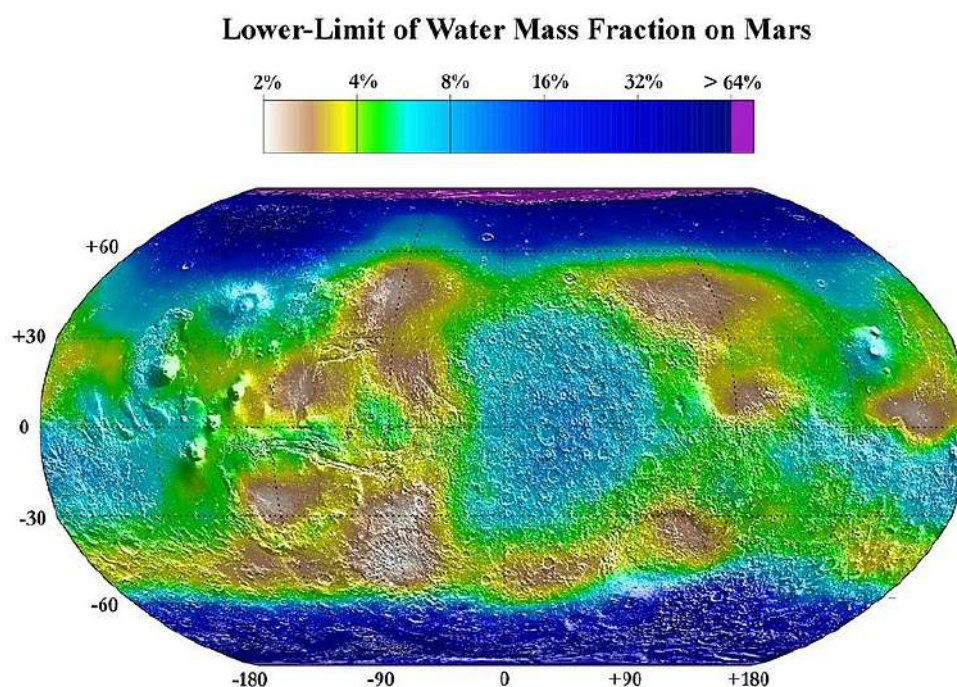


Figura 7.9: Mapa de Marte que muestra el límite inferior estimado del contenido de agua en el metro superior del suelo marciano. Las estimaciones se derivan de la abundancia de hidrógeno medida por el espectrómetro de neutrones del conjunto de espectrómetros de rayos gamma del orbitador *Mars Odyssey* de la NASA. Créditos: NASA/JPL, Dominio público.

La medición isotópica de la razón Deuterio/Hidrógeno (D/H) del agua marciana presente en su atmósfera, registrada por el orbitador *Mars Atmosphere and Volatile Evolution - MAVEN*, nos muestra que Marte perdió una fracción sustancial de su agua hacia el espacio, mientras que otra porción quedó atrapada en minerales [69]. Las evidencias sumadas de la atmósfera, junto con los depósitos minerales y sedimentarios de superficie, los deltas y cráteres de lecho de lagos, los conglomerados fluviales, las lutitas lacustres y los minerales hidratados nos llevan a la misma conclusión: Marte albergó agua líquida estable en su superficie durante intervalos de cientos a miles de millones de años en su historia temprana.

La dicotomía marciana

El gran misterio de la superficie marciana es la llamada **dicotomía hemisférica**, caracterizada por el contraste entre los hemisferios sur y norte. La geografía de ambos hemisferios difiere en elevación entre 1 y 3 kilómetros. El espesor promedio de la corteza marciana es de 45 kilómetros, con 32 kilómetros en las tierras bajas del norte y 58 kilómetros en las tierras altas del sur. El límite entre ambas regiones es bastante complejo y contiene mesetas, protuberancias y valles de fondo plano con paredes de un par de kilómetros de altura. Alrededor de muchas de las mesetas y protuberancias se encuentran plataformas de detritos lobulados que, según se ha demostrado, constituyen glaciares de roca. Valles extensos formados por la lava basáltica atraviesan la dicotomía, como es el caso de Tharsis. El límite de la dicotomía marciana incluye las regiones de *Deuteronilus Mensae*, *Protonilus Mensae* y *Nilosyrtis Mensae*, que han sido estudiadas con mucho detalle, debido a que contienen accidentes geográficos que se cree fueron producidos por el movimiento del hielo (glaciares). La diferencia de elevación entre los dos hemisferios es muy marcada. Se han propuesto

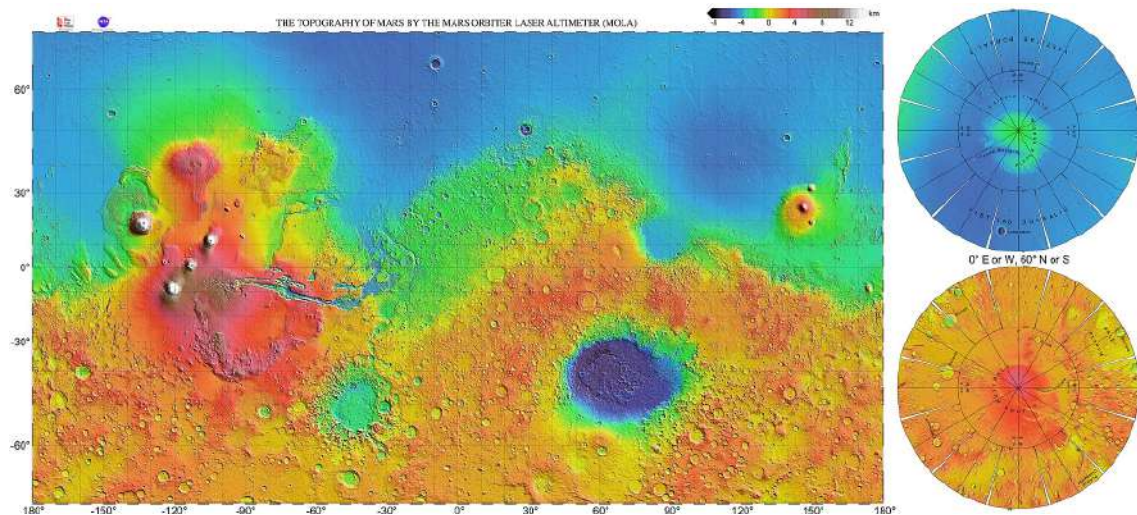


Figura 7.10: Mapa topográfico de Marte con relieve sombreado de muy alta resolución, basado en el conjunto de datos del Altímetro Láser Mars Orbiter (MOLA) de la sonda *Mars Global Surveyor*. Es evidente la diferencia topográfica entre el hemisferio norte y el hemisferio sur, lo que llamamos la dicotomía hemisférica. Créditos: NASA/JPL/USGS, Dominio público.

tres hipótesis para el origen de la dicotomía: una endógena, que plantea que la diferencia se dio por procesos del manto, una hipótesis de un impacto único y la tercera plantea un origen por un proceso de múltiples impactos. Las hipótesis relacionadas con impactos implican procesos que podrían haber ocurrido antes del final del bombardeo primordial, lo que implica que la dicotomía tendría su origen en las primeras etapas de la historia de Marte. A continuación, listaremos algunas de las características más interesantes de las regiones geológicas de Marte.

- **Las llanuras del norte:** Los terrenos del norte marciano se encuentran varios kilómetros por debajo de la altitud de las tierras altas del sur y presentan una densidad de cráteres mucho menor, lo que indica una menor edad superficial. Sin embargo, se cree que la corteza del norte tiene la misma edad que la de las tierras altas del sur, lo que representa precisamente la dicotomía. A diferencia de las tierras altas del sur, las anomalías magnéticas en las llanuras del norte son escasas y débiles.
- **Tierras altas del sur:** Están repletas de cráteres y separadas de las llanuras del norte por el **límite de dicotomía global**. Grandes anomalías magnéticas con polaridad alterna se extienden aproximadamente de este a oeste en el hemisferio sur, concéntricas con el polo sur. Estas anomalías magnéticas se encuentran en rocas que datan de los primeros 500 millones de años de la historia de Marte, lo que indica que un campo magnético intrínseco habría dejado de existir antes del período noéico temprano. Las anomalías magnéticas en Marte miden unos 200 kilómetros de ancho, aproximadamente diez veces más grandes que las encontradas en la Tierra.
- **La meseta de Tharsis:** Es una región elevada que abarca aproximadamente una cuarta parte del planeta. En su cima se encuentran los volcanes en escudo más grandes del Sistema Solar. El *Olympus Mons* tiene 24 kilómetros de altura y casi 600 kilómetros de diámetro. En la sección 6.4.2 describimos los *Tharsis Montes*, los otros tres gigantes volcanes *Ascraeus Mons*, *Pavonis Mons* y *Arsia Mons* de la meseta de Tharsis. El *Alba Mons*, en el extremo norte de la meseta, tiene 1 500 kilómetros de diámetro y se eleva 6 kilómetros por encima de las llanuras circundantes. En comparación, el volcán Mauna Loa en Hawái tiene tan solo 120

kilómetros de ancho, pero se eleva 9 kilómetros por encima del lecho marino. Las características extensionales de Tharsis incluyen fosas tectónicas de varios kilómetros de ancho y cientos de metros de profundidad, así como enormes fosas y rifts de hasta 600 kilómetros de ancho y varios kilómetros de profundidad. Estas fosas tectónicas y rifts están delimitadas por fallas normales muy inclinadas y pueden extenderse hasta 4 000 kilómetros. Rodeando la meseta, se encuentran las llamadas crestas arrugadas, que son estructuras compresivas compuestas por crestas asimétricas lineales que pueden tener decenas de kilómetros de ancho y cientos de kilómetros de largo, semejantes a nuestras cordilleras, con las características compresivas terrestres que implican el plegamiento superficial sobre fallas de empuje, como en el caso de nuestros Himalayas.

La superficie de Marte es un mosaico geológico que conserva huellas de vulcanismo colosal, glaciares extintos, redes de valles fluviales, cráteres en lechos de lagos antiguos y depósitos minerales hidratados, evidencias que revelan un planeta dinámico en el pasado y aún activo en ciertos procesos internos y superficiales. Gracias a las misiones orbitales como *Mars Express*, *Mars Reconnaissance Orbiter* y a los rovers *Curiosity*, *Perseverance* y *Zhurong*, sabemos que Marte albergó agua líquida en su superficie durante largos intervalos de su historia temprana, que su corteza retiene una fracción significativa de ese inventario hídrico y que su interior conserva señales de actividad sísmica y volcánica relativamente reciente. Estos hallazgos han transformado la visión de Marte de un mundo árido e inerte a un planeta con una evolución compleja, donde la interacción entre agua, vulcanismo y clima ofrece pistas esenciales para comprender su posible habitabilidad pasada y orientar su exploración futura.

7.3 Superficie de las lunas

Los satélites naturales del Sistema Solar conservan las huellas de un pasado violento de nuestro vecindario planetario. Desde nuestra luna hasta las lunas de Neptuno, sus superficies están repletas de cráteres de impacto y evidencian gigantescos procesos de reciclaje, vulcanismo y tectónica del hielo. Haremos un pequeño recorrido por las superficies de las lunas más importantes y reconocidas entre nuestros planetas.

7.3.1 Selene la luna de la Tierra

La superficie de nuestra luna contiene un registro extenso y relativamente intacto del bombardeo meteórico del Sistema Solar interior. Está dominada por dos grandes tipos de terrenos: las extensas llanuras basálticas conocidas como mares (*maria*), formadas por grandes flujos de lava, y las tierras altas anortosíticas, conformadas por rocas plutónicas con un altísimo número de cráteres. El regolito (polvo y fragmentos) que cubre la mayor parte de la Luna se ha formado por la meteorización espacial, básicamente impactos, fragmentación y sputtering, y determina las propiedades ópticas (albedo) y mecánicas de la superficie. Estudios recientes han vuelto a analizar la distribución de los depósitos de materiales volátiles y la heterogeneidad de cada región, por ejemplo, las diferencias en la composición y en la dinámica de remoción de polvo.

La superficie lunar está cubierta casi íntegramente por una capa de regolito, formada durante miles de millones de años por los impactos, ondas sísmicas menores y la exposición al viento solar. Este regolito está compuesto en su mayoría por partículas afiladas, abrasivas y con estructura angular, muy diferente a los suelos terrestres, debido a la formación de aglutinados y cristales que solo ocurren en condiciones de vacío y bombardeo constante [71]. Las propiedades mecánicas del regolito son singulares: tiene una densidad general aparente de unos 1.5 g cm^{-3} , mientras que los granos específicos alcanzan densidades silíceas de unos 3 g cm^{-3} y una porosidad que alcanza el 50 % en los primeros centímetros, aunque profundamente puede ser más compacto gracias al



Figura 7.11: A pesar de la gran proximidad entre la Tierra y la Luna, existe una gran diferencia entre la superficie lunar y la terrestre. Gran parte de la diferencia entre ambos cuerpos celestes se debe a la ausencia de atmósfera, de masas de agua y de tectónica de placas en la Luna. Podemos ver claramente la diferencia entre las tierras altas y sus cráteres a la derecha y las llanuras basálticas de los mares a la izquierda. Créditos: NASA/JPL, Dominio público.

“impact gardening”, el proceso por el cual los impactos remueven las cortezas más externas de las lunas y otros cuerpos celestes sin atmósfera. En el caso particular de la Luna, esto se conoce más comúnmente como “lunar gardening”. En nuestra luna se distinguen dos grandes provincias geológicas:

- **Tierras altas (highlands):** formadas principalmente por anortositas (rocas plutónicas), ricas en plagioclasa cálcica. Representan casi el 80 % del terreno lunar y conforman la corteza más antigua de nuestra luna. Estas regiones también presentan un regolito espeso, polvo y brechas generadas por el bombardeo meteórico a lo largo de miles de millones de años, que alcanza entre 10 y 15 metros de espesor, en contraste con los 4 a 5 metros de espesor del suelo en las regiones de los mares.
- **Mares:** Los mares lunares (del latín *maria*), son extensas llanuras basálticas oscuras que cubren alrededor del 16–17 % de la superficie lunar, concentradas principalmente en el hemisferio de la luna que podemos ver. Se formaron entre los 3 900 y 1 200 millones de años atrás, cuando grandes impactos crearon cuencas profundas que posteriormente fueron rellenadas por flujos de lava basáltica de baja viscosidad. Son superficies ricas en óxidos de hierro y de titanio, lo que los diferencia de las tierras altas de origen volcánico. La datación radiométrica de muestras de las misiones Apolo y *Lunik*, junto con el conteo de cráteres, indica que los mares se formaron en múltiples episodios eruptivos, desde hace 3.9 Ga hasta incluso 1.2 Ga en el caso del *Oceanus Procellarum* y el *Mare Imbrium*, lo que demuestra que el interior lunar mantuvo su actividad magmática durante un periodo sorprendentemente prolongado de tiempo.



Figura 7.12: Planisferio de la superficie de Ío, basado en imágenes tomadas por *Voyager I* y *Galileo*. Créditos: NASA/JPL, Dominio público.

Desde nuestros viajes a la Luna en los años 1960 - 1970, entendimos que su superficie refleja una larga historia geológica marcada por intensos impactos y procesos internos ya extinguidos. Sus tierras altas repletas de cráteres y sus mares basálticos oscuros evidencian tanto la violencia del bombardeo temprano del Sistema Solar como la actividad volcánica que moldeó su cara visible. Sin una atmósfera que la proteja, cada detalle de su geología se conserva casi intacto, convirtiendo a la Luna en un registro único y valioso de la evolución planetaria de nuestro sistema.

7.3.2 La superficie de las lunas jovianas

Las cuatro lunas galileanas, Ío, Europa, Ganímedes y Calisto, constituyen un sistema diverso y dinámico. La notable variación en la morfología de sus superficies, que abarca desde el vulcanismo extremo hasta la inactividad geológica, es el resultado directo de un gradiente de fuerzas de marea ejercidas por Júpiter. El calentamiento de marea, impulsado por la cercanía y la resonancia orbital de las lunas con Júpiter, es el principal motor de la actividad geológica en las lunas interiores. Ío, la más cercana, exhibe un vulcanismo sin precedentes en el Sistema Solar. Europa, un poco más alejada, posee un océano bajo su superficie y presenta una tectónica de hielo activa. Ganímedes, el gigante del sistema, presenta una geología dual impulsada por una combinación de calor interno y marea. Finalmente, Calisto, la más distante, es un cuerpo estático que conserva un registro fósil de miles de impactos.

Ío: el laboratorio del vulcanismo extremo

Ío, el más interno de los satélites galileanos, es un cuerpo de tamaño y densidad comparables a la Luna de la Tierra. Su superficie muestra una composición inusual, principalmente roca de silicato, con un núcleo probable de hierro o sulfuros de hierro. La superficie de Ío se distingue por una coloración que ha sido descrita como una pizza, con manchas rojizas, amarillentas y blancas que se deben a compuestos de sal y azufre que emergen de su interior y son alterados por la intensa radiación del campo magnético de Júpiter. La característica más prominente de Ío es su vulcanismo. Ya hemos visto que Ío es el cuerpo más activo en términos de vulcanismo en el Sistema Solar, con más de 400 volcanes identificados. Esta actividad se manifiesta sobre su superficie a través de extensos ríos de lava basáltica que fluyen por decenas o cientos de kilómetros, similares a los escudos volcánicos hawaianos; fosas volcánicas profundas, o *paterae*; y plumas de azufre y dióxido de azufre que son expulsadas a alturas de hasta 500 kilómetros. Esta constante renovación superficial, un proceso conocido como *resurfacing*, ha borrado casi por completo los cráteres de impacto de su superficie, lo que la convierte en una de las más jóvenes del Sistema Solar geológicamente hablando [79, 38].



Figura 7.13: Europa en color real, tomada durante el sobrevuelo de la nave *JUNO*. Créditos: NASA/JPL-Caltech/SwRI/MSSS/Kevin M. Gill, Dominio público.

Europa: un mundo de hielo con un océano oculto

Europa presenta una de las superficies más lisas y geológicamente jóvenes del Sistema Solar. Su corteza, compuesta principalmente de hielo de agua, es extremadamente reflectiva, con un albedo de 0.64, que la hace cinco veces más brillante que la Luna terrestre. Aunque carece de cráteres de impacto importantes, su superficie está marcada por una compleja red de grietas, crestas y fisuras. Cerca de su ecuador, se han observado formaciones verticales de hielo conocidas como *penitentes*, que pueden alcanzar hasta 15 metros de altura. Una de las características más importantes de Europa es la existencia de un vasto océano global de agua salada bajo su corteza helada. Esta conclusión se ha obtenido a partir de evidencia geológica y magnética. Las imágenes de las misiones *Voyager* nos mostraron una superficie con una densidad de cráteres inusualmente baja, lo que sugiere una renovación constante de su superficie. Por otro lado, las imágenes de la misión *Galileo* mostraron bloques de hielo que parecen haberse separado y rotado, sugiriendo que flotan sobre un medio líquido. La evidencia más contundente sobre la existencia de un océano interior proviene de los datos del magnetómetro de la sonda *Galileo*. Las mediciones detectaron una perturbación en el campo magnético de Júpiter alrededor de Europa, que solo puede ser explicada por la presencia de una capa altamente conductora, como un océano de agua salada. Los datos indican que esta capa oceánica se encuentra a una profundidad de al menos unos 30 kilómetros. Los modelos sobre el interior de Europa sugieren que la capa de hielo flota libremente y gira a un ritmo diferente del interior rocoso de la luna, un movimiento que podría ser impulsado por las corrientes internas. La superficie está expuesta a la intensa radiación del campo magnético de Júpiter, que altera los



Figura 7.14: Ganímedes fotografiada por *JUNO*. Pueden verse claramente las regiones con surcos y un gigantesco crater de impacto. Créditos: NASA/JPL-Caltech/SwRI/MSSS/Kalleheikki Kannisto, Dominio público.

compuestos de sal y azufre presentes en el hielo. Estos compuestos superficiales son reciclados dentro del océano interior a través de la subducción, y podrían proporcionar los nutrientes necesarios para sustentar la vida [230]. El calentamiento de marea en el interior de Europa, aunque no tan extremo como en Ío, es suficiente para mantener el océano en estado líquido, permitiendo la posibilidad de un entorno habitable lejos de la energía solar [141].

Ganímedes: La luna gigante de Júpiter con una historia doble

Ganímedes, la luna más grande del Sistema Solar, al igual que Marte, se caracteriza por una notable dicotomía geológica. Su superficie está compuesta por dos tipos de terrenos con edades y morfologías muy diferentes [66]:

- **Terreno Oscuro:** Estas regiones, como la prominente *Galileo Regio*, son las más antiguas y están densamente pobladas de cráteres de impacto. Representan la corteza original de Ganímedes y se estima que tienen más de 4 mil millones de años de antigüedad. El terreno oscuro constituye aproximadamente el 35 % de la superficie de la luna.
- **Terreno Claro o Surcado:** Este terreno es más joven, con una densidad de cráteres mucho menor, y está dominado por una extensa red de surcos y crestas. Los surcos, que pueden formar círculos concéntricos que se extienden por miles de kilómetros, son evidencia de una intensa actividad tectónica.

La formación de los surcos en el terreno claro es el resultado de una compleja historia tectónica. Se ha propuesto que estas estructuras son evidencia de una deformación frágil en la superficie, posiblemente debido a fuerzas de extensión que fracturaron y separaron la corteza. Parece ser que



Figura 7.15: Calisto, usando imágenes filtradas de baja resolución tomadas por la nave *Voyager 2*. Créditos: NASA/JPL-Caltech/Kevin M. Gill, Dominio público.

los surcos representan fallas o fracturas que actúan como zonas de debilidad en la corteza de hielo [198]. A diferencia del vulcanismo global en Ío o el *resurfacing* recurrente en Europa, la tectónica de Ganímedes parece haber sido un proceso en varias fases y localizado. La coexistencia de terrenos antiguos y jóvenes indica que los eventos geológicos que formaron el terreno surcado no afectaron a toda la luna, permitiendo la conservación de muchos de los impactos más antiguos.

Hay que mencionar algo muy importante sobre Ganímedes. La luna más grande del Sistema Solar es un cuerpo diferenciado, con un interior compuesto por un núcleo de silicatos y un denso núcleo metálico, un manto de silicatos y agua congelada y una corteza de hielo. Su estructura interna la convierte en la única luna en el Sistema Solar que posee su propio campo magnético, lo que implica la existencia de un núcleo metálico líquido que genera un efecto de dínamo. Este núcleo caliente, junto con el calentamiento de marea, es la fuente de energía que impulsa la actividad tectónica localizada y la renovación superficial que posiblemente dio origen al terreno surcado. El complejo paisaje superficial de Ganímedes es una evidencia de la actividad en su interior.

Calisto: Un archivo fósil del Sistema Solar

Calisto, la luna galileana más externa, es un cuerpo de baja densidad compuesto por partes casi iguales de roca y hielo. Su superficie nos muestra un increíble registro de un bombardeo intenso, que produjo millones de impactos durante la historia temprana del Sistema Solar. Con una densidad de cráteres mayor que la de cualquier otro cuerpo en el Sistema Solar, Calisto se considera un fósil

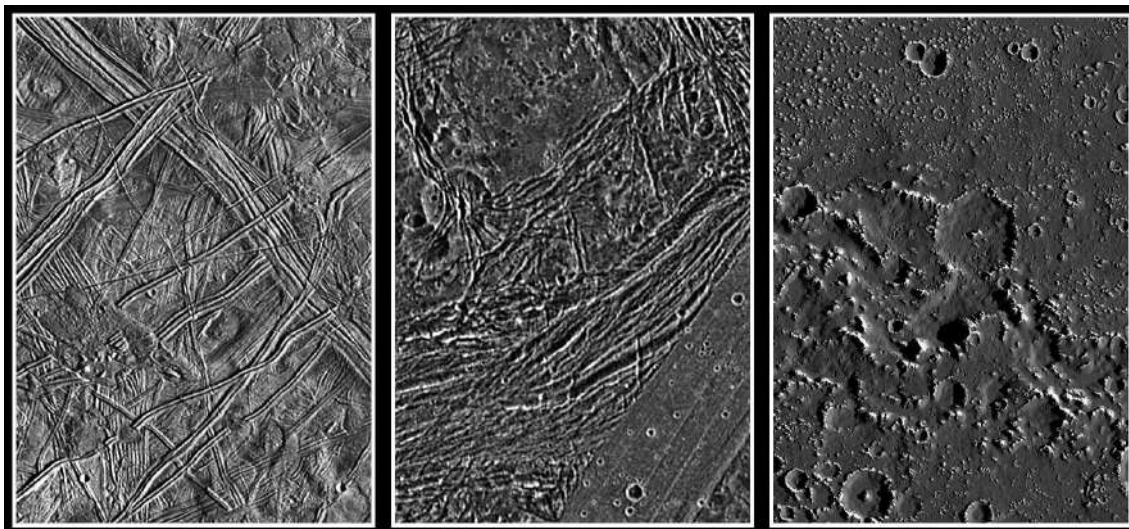


Figura 7.16: Comparación de las superficies de Europa, Ganímedes y Calisto. Sus superficies muestran diferencias drásticas. Calisto (derecha) está salpicada de cráteres de impacto y cubierta por una capa de material oscuro. El paisaje de Ganímedes (centro) también está formado en gran parte por impactos, pero a diferencia de Calisto, se puede observar una gran deformación tectónica en las imágenes de *Galileo*, como las de *Nicholson Regio*. Europa (izquierda) presenta una superficie escasamente craterizada, lo que indica que la actividad geológica de *resurfacing* tuvo lugar más recientemente. Créditos: NASA/JPL/Galileo, Dominio público.

geológico [295]. El paisaje de Calisto está dominado por grandes cuencas de impacto de múltiples anillos y millones de cráteres de diferentes tamaños. La morfología de muchos de estos cráteres está degradada, con bordes aplanados o borrados por el flujo de escombros, lo que indica que, aunque la actividad geológica es mínima, otros procesos superficiales, como los impactos subsecuentes y la degradación del hielo, han modificado la topografía a lo largo del tiempo. A diferencia de las demás lunas galileanas, la órbita de Calisto está lo suficientemente lejos de Júpiter como para no experimentar un calentamiento de marea apreciable. Esta ausencia de fuerzas de marea explica la falta de actividad volcánica o de tectónica, lo que ha dejado su superficie estática y sin cambios significativos durante miles de millones de años. Su historia geológica es exactamente la contraria a la de Ío. A pesar de su superficie inactiva durante miles de millones de años, los datos de la sonda *Galileo* sugieren la posible existencia de un océano subterráneo salado a una profundidad de más de 100 kilómetros. Este probable océano se mantiene en estado líquido no por un calentamiento de marea significativo (como en Europa), sino por el calor residual de la formación de la luna y el calor generado por el decaimiento de elementos radiactivos en su interior rocoso.

El principal protagonista de la geología de las lunas galielanas es el calentamiento por marea. Empezando por Ío, el calentamiento es tan intenso que el vulcanismo ha borrado cualquier rasgo de impacto y lo reemplaza con basaltos de silicatos, azufre y dióxido de azufre. En Europa, el calentamiento de marea es suficiente para mantener un océano global de agua líquida debajo de una corteza de hielo de decenas de kilómetros de espesor, impulsando una tectónica del hielo que renueva la superficie. En Ganímedes, un calentamiento de marea más leve, sumado al calor generado por el decaimiento radiactivo en su núcleo, es suficiente para mantener una actividad tectónica localizada que creó los terrenos surcados y su campo magnético, sin borrar por completo el registro geológico más antiguo. Finalmente, en Calisto, la ausencia de fuerzas de marea significativas ha permitido que su superficie tachonada de cráteres se preserve (ver Figura 7.16). A pesar de todas las misiones de exploración y los logros notables en observación, quedan todavía muchas preguntas

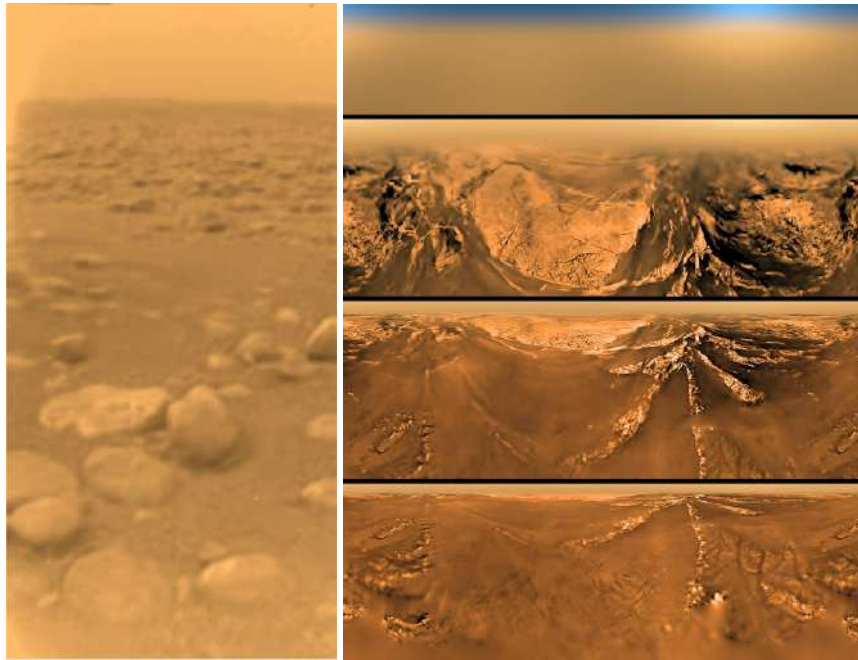


Figura 7.17: Izquierda: imagen tomada el 14 de enero de 2005 por la sonda *Huygens* después de haberse posado sobre la superficie de Titán. Derecha: La sonda tomó estas imágenes a cuatro altitudes diferentes mientras descendía. Créditos: NASA/ESA/Cassini-Huygens, Dominio público.

sin respuesta sobre los mecanismos exactos que gobiernan la tectónica en Europa y el origen de los surcos de Ganímedes. Las misiones futuras, como la misión *JUICE - Jupiter ICy moons Explorer* de la ESA y la misión *Europa Clipper* de la NASA, serán fundamentales para entender mejor estas lunas. Su instrumentación avanzada permitirá realizar mediciones más precisas de las profundidades de los océanos, la composición de las cortezas y la dinámica de los procesos tectónicos, validando los modelos actuales y mejorando nuestra comprensión de estos mundos fascinantes.

7.3.3 La superficie de las lunas de Saturno

Saturno, con sus más de 270 lunas confirmadas, constituye un laboratorio natural para la planetología. Antes del lanzamiento de la misión *Cassini-Huygens*, el conocimiento de sus lunas se limitaba a la poca información obtenida por los sobrevuelos de las sondas *Voyager* y *Pioneer* en las décadas de 1970 y 1980. Sin embargo, la misión conjunta de la NASA y la ESA, que llegó al sistema de Saturno en 2004, proporcionó una comprensión sin precedentes de las lunas, sus anillos y sus complejas interacciones [128]. Al igual que en Júpiter, la principal fuente de la actividad geológica de las lunas es la marea gravitacional y, en segundo lugar, los impactos, que han moldeado las superficies y el interior de estos cuerpos a lo largo de miles de millones de años. La marea que resulta de la interacción gravitatoria con Saturno genera calor interno que puede fundir parcialmente las cortezas heladas de las lunas, impulsando procesos criovolcánicos y manteniendo océanos subsuperficiales. Veamos algunas de las características geológicas de las lunas más grandes del señor de los Anillos: Titán, Encélado, Jápeto, Mimas, Tetis, Dione y Rea.

Titán, una superficie húmeda

Titán es la luna más grande de Saturno y la única en el Sistema Solar que posee una atmósfera densa. Esta envoltura de gas, rica en nitrógeno (alrededor del 95 %) y metano, es tan opaca que impidió la comprensión de su superficie hasta la llegada de la sonda *Cassini-Huygens* en 2004. La sonda *Huygens* descendió a través de sus nubes, enviando las primeras imágenes y datos directos

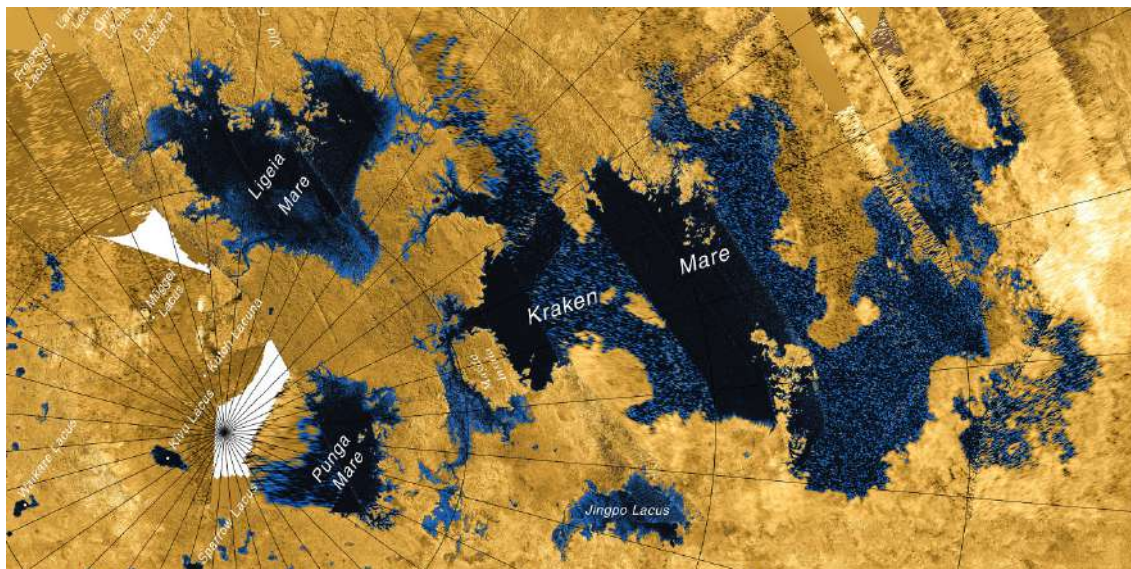


Figura 7.18: Las imágenes de radar de la sonda *Cassini* nos muestran vastos mares de hidrocarburos de cientos de kilómetros de ancho y varios cientos de metros de profundidad cerca de los polos de Titán, y también numerosos lagos. Créditos: NASA/JPL-Caltech/ASI/USGS, Dominio público.

de su superficie (ver Figura 7.17). El descubrimiento más extraordinario en Titán es la existencia de un ciclo hidrológico análogo al de la Tierra, pero no de agua, sino de hidrocarburos líquidos. Las imágenes de la misión *Cassini* revelaron nubes, lluvia, ríos y deltas que desembocan en vastos lagos y mares de metano y etano líquidos, especialmente en las regiones polares. Este ciclo opera a una temperatura superficial extremadamente baja, de aproximadamente 94 K [135].

La superficie de Titán, revelada por el radar de *Cassini* y las imágenes de *Huygens*, muestra que es relativamente joven. Pueden observarse vastas llanuras, cráteres de impacto y campos de dunas ecuatoriales. La sonda *Huygens* aterrizó en una región de terreno que se sintió como arena húmeda, compuesta por una mezcla de hielo de agua e hidrocarburos [154]. La superficie de Titán presenta una escasez de cráteres de impacto, eso nos da la idea de su juventud. Esto se debe a que los procesos geológicos activos están constantemente rejuveneciendo la superficie, borrando las evidencias de impactos antiguos. El ciclo de los hidrocarburos es clave para la renovación: las lluvias de metano y los ríos erosionan el paisaje, mientras que el viento forma campos de dunas compuestas por material orgánico llamado tolina. Se ha propuesto la posible existencia de criovolcanes [162], que expulsarían una mezcla de materiales volátiles y líquidos del subsuelo, que se solidifican rápidamente en la superficie y contribuyen a la renovación del paisaje. Titán es una luna activa y en constante cambio, donde los procesos análogos a los de la Tierra se manifiestan de manera única.

Encélado: Un mundo oceánico con géiseres

Encélado, a pesar de su pequeño tamaño (500 kilómetros de diámetro), es uno de los cuerpos más fascinantes del Sistema Solar debido a su sorprendente actividad geológica. El rasgo más notable son las fallas cerca de su polo sur que han sido llamadas las **Rayas de Tigre**, un sistema de cuatro fracturas lineales y paralelas, que evidencian algún tipo de actividad tectónica en la corteza helada de la luna [193]. La nave *Cassini* observó que estas fisuras tienen temperaturas significativamente más altas que el resto de la superficie y son la fuente de espectaculares géiseres que expulsan chorros de vapor de agua salada, hielo y moléculas orgánicas a más de 400 metros por segundo y que se elevan a cientos de kilómetros sobre la luna. La fuente de energía más probable para esta actividad es el calentamiento por marea. La interacción gravitacional con Saturno y con

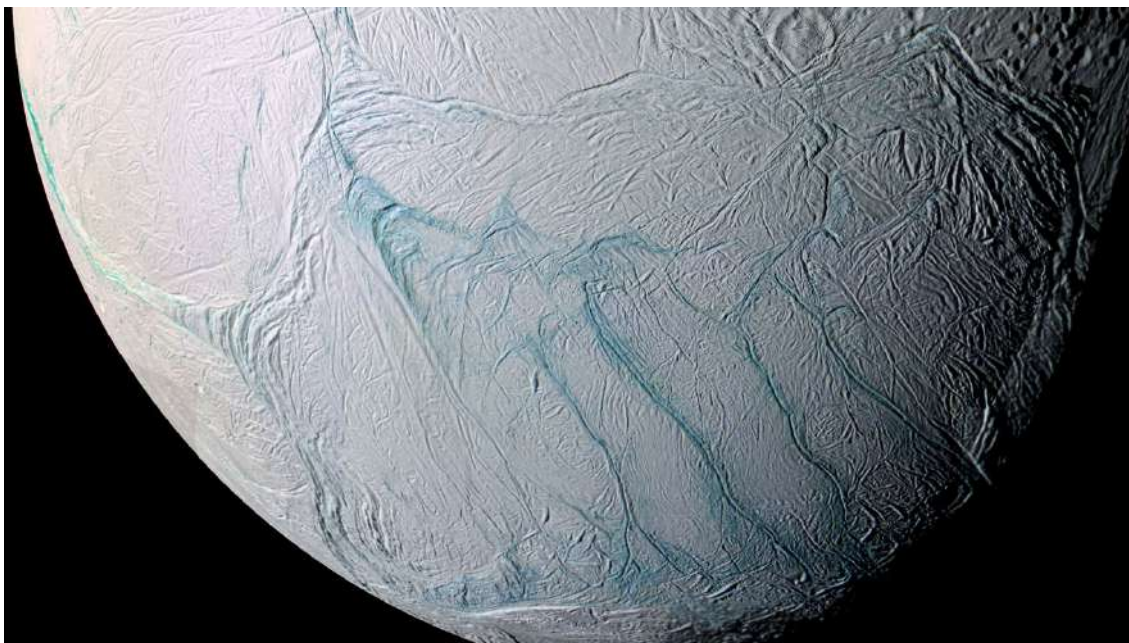


Figura 7.19: En esta imagen de Encélado tomada por *Cassini* podemos ver claramente las Rayas de Tigre, estas increíbles fisuras longitudinales cerca al polo sur a través de la cuales la luna expulsa agua y materia orgánica. Créditos: NASA/ESA/JPL/SSI/Cassini Imaging Team, Dominio público.

la luna Dione deforma a Encélado, generando fricción interna. Este calor se disipa a través de su núcleo rocoso y su corteza helada, manteniendo un océano de agua líquida bajo su superficie [197]. La actividad se concentra en el polo sur, un área que muestra muy pocos cráteres, lo que indica que su superficie es geológicamente muy joven, a diferencia de otras regiones más antiguas.

El análisis de los materiales expulsados por los géiseres realizado por el sobrevuelo de *Cassini*, ha proporcionado evidencia directa de un océano global de agua líquida bajo la superficie de Encélado [229]. Las plumas de los géiseres contienen vapor de agua, hielo, metano, dióxido de carbono y compuestos orgánicos simples, incluidos los precursores de los aminoácidos. Un hallazgo particularmente importante fue la detección de diminutos granos de silicatos por el *Cosmic Dust Analyser* de *Cassini*, cuya composición es inusual. En la Tierra, las partículas de silicatos de este tamaño se forman por la actividad hidrotermal, en presencia de agua salada a alta temperatura al entrar en contacto con rocas. Esto sugiere que en el fondo del océano de Encélado existen respiraderos hidrotermales, análogos a los de la Tierra, que podrían albergar ecosistemas complejos. En un trabajo desarrollado por astrónomos y biólogos de la Universidad de Antioquia incluso se propone la posible existencia de bacterias metanógenas en el océano de Encélado [228]. Se han detectado además los elementos esenciales para la vida: carbono, hidrógeno, oxígeno, nitrógeno y fósforo, lo que convierte a Encélado en un candidato de primera clase para la búsqueda de vida más allá de la Tierra, un lugar único en nuestro sistema planetario que está redefiniendo los alcances de la astrobiología.

Jápeto: La dicotomía de color y una cresta única

Jápeto, el tercer satélite más grande de Saturno, es uno de los mundos más extraños del Sistema Solar. Su característica más distintiva es su apariencia de dos caras, con un hemisferio significativamente más oscuro que el otro, y una gigantesca cresta a lo largo de su ecuador que le da un aspecto similar a una nuez. El hemisferio de la luna que está frente a su camino orbital es de color marrón rojizo y excepcionalmente oscuro, con un albedo de apenas 0.03 - 0.05, mientras que el hemisferio de atrás es muy brillante, con un albedo similar al del hielo fresco 0.5 - 0.6 [59]. El



Figura 7.20: Mosaico de color natural del hemisferio posterior de Júpeto construido a partir de imágenes sin procesar de *Cassini*. Créditos: NASA/JPL/SSI/Gordan Ugarkovic, Dominio público.

origen de esta dicotomía superficial involucra tanto material exógeno como procesos internos. Se cree que el material oscuro se origina en la luna Febe, que orbita en una dirección opuesta a la de Júpeto, y que el bombardeo constante del material de Febe oscurece el hemisferio de avance. Una vez que el material oscuro se deposita, reduce el albedo de la superficie y disminuye la reflectividad, lo que hace que la luna absorba más calor solar en esa región, provocando la sublimación del hielo de agua. A medida que el hielo se sublima, deja atrás el material oscuro, creando un ciclo que intensifica el contraste de color [80]. Este proceso demuestra una interacción compleja entre eventos externos (el bombardeo de escombros) y procesos geofísicos internos (sublimación de hielo) que definen la geología superficial de la luna.

Además de su dicotomía de color, Júpeto posee una característica topográfica colosal que sigue casi perfectamente su ecuador. Esta cresta, de aproximadamente 1 300 kilómetros de largo, 20 kilómetros de ancho y hasta 13 kilómetros de altura, es una de las formaciones montañosas más altas del Sistema Solar. Su origen aún no se entiende claramente, aunque se han propuesto varias hipótesis [206]. Una de las teorías más recientes sugiere que la cresta es el remanente de un anillo de escombros propio de Júpeto que se formó a partir de la desintegración de un subsatélite en el pasado [86]. Los escombros de este anillo, en su órbita alrededor de Júpeto, gradualmente perdieron energía y cayeron hacia el ecuador de la luna, donde se acumularon y formaron la gigantesca cresta de Júpeto. Esta formación montañosa es única en el Sistema Solar y sigue siendo objeto de investigación.

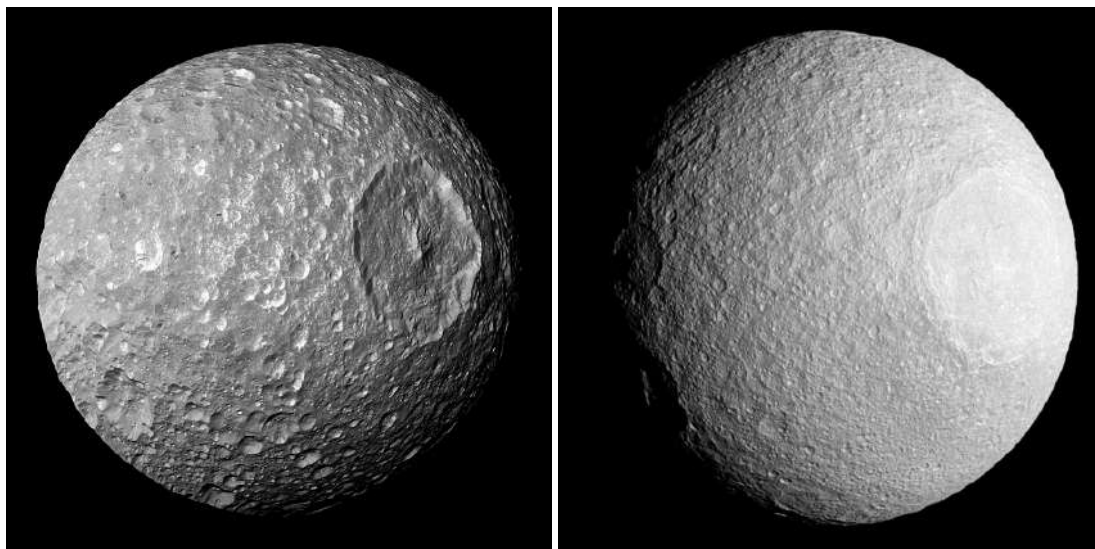


Figura 7.21: Mimas y Tetis fotografiadas por la nave *Cassini*. Puede verse claramente el cráter *Herschel* y en Tetis el cráter *Odiseo*. Créditos: NASA/JPL-Caltech/Space Science Institute, Dominio público.

Mimas: La “estrella de la muerte”

Mimas es famosa por el enorme cráter de impacto *Herschel*, de 130 kilómetros de diámetro. Al ver la luna con su cráter parece que estuviéramos viendo la **estrella de la muerte** de Star Wars. Su superficie está tachonada de miles de cráteres de impacto y fosas, lo que sugiere una historia geológica inactiva hace ya miles de millones de años. Durante mucho tiempo, la apariencia geológicamente muerta de Mimas fue una paradoja para los científicos, ya que, al estar más cerca de Saturno que Encélado, debería experimentar fuerzas de marea aún más intensas. Sin embargo, una reciente investigación publicada en la revista *Nature* ha revelado que las anomalías en la rotación de Mimas solo pueden explicarse por la presencia de un océano de agua líquida a una profundidad de entre 20 y 30 kilómetros bajo su corteza [152]. Este hallazgo sugiere que el océano de Mimas podría ser muy reciente y que las fuerzas de marea aún no han sido suficientes para generar fracturas o criovulcanismo en su superficie, tal y como sucede en Encélado.

Tetis: Un mundo de fosas y cráteres

Tetis se distingue por dos formaciones geológicas masivas: el cráter de impacto *Odiseo* y el gigantesco cañón *Ithaca Chasma*. El cañón, de unos 100 kilómetros de ancho y varios kilómetros de profundidad, recorre gran parte de la superficie de la luna y está conformado por un sistema complejo de fracturas extensionales. La baja densidad de Tetis (985 kg m^{-3}) confirma que la luna está compuesta casi en su totalidad de hielo de agua, con una pequeña fracción de roca [0]. La presencia de una falla como *Ithaca Chasma* evidencia una historia de tensiones y deformaciones que han modelado a la luna en el pasado. Sin embargo, tanto el cañón como las grandes cuencas de impacto tienen muchos cráteres, lo que sugiere que cualquier actividad geológica que los formó ocurrió hace mucho tiempo. La superficie de Tetis, al igual que la de Dione, sirve como un registro de eventos antiguos que moldearon el sistema de Saturno, proporcionando pistas cruciales para reconstruir su historia evolutiva [120].

Dione y Rea: Antiguas superficies con indicios de actividad presente

Dione y Rea son dos de las lunas heladas de Saturno que presentan superficies con una combinación de historias geológicas. Rea, la segunda luna más grande de Saturno, tiene una de las superficies más antiguas conocidas, intensamente craterizada. Su superficie ha cambiado muy

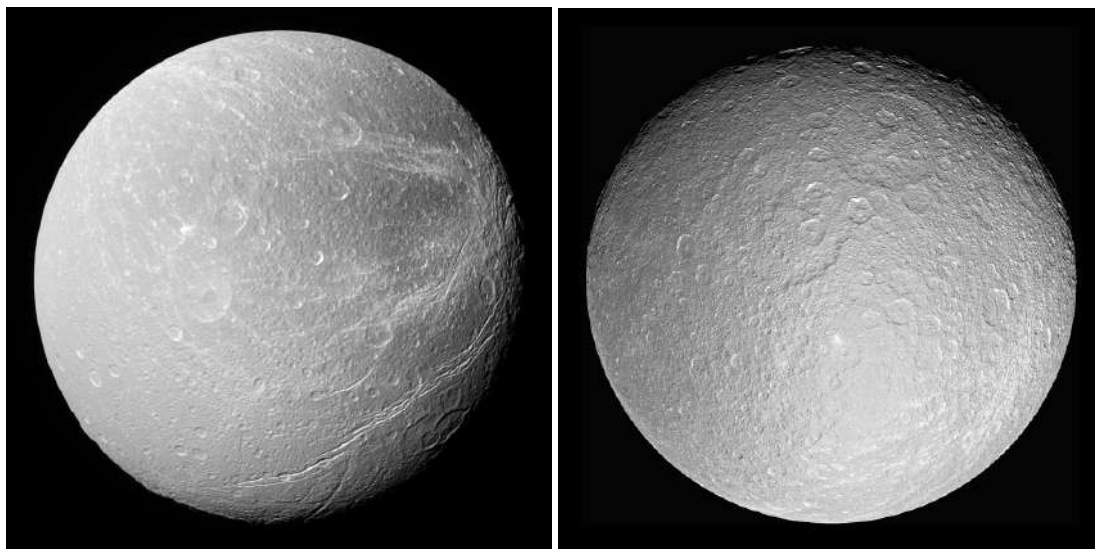


Figura 7.22: Dione y Rea fotografiadas por la nave *Cassini*. Créditos: NASA/JPL-Caltech/Space Science Institute, Dominio público.

poco en los últimos mil millones de años y no muestra evidencia de actividad endógena reciente [0]. Por otro lado, Dione nos muestra una superficie con una mezcla de terrenos viejos, craterizados, y regiones más suaves que sugieren una actividad geológica no tan antigua. La presencia de cráteres con picos de impacto indica que su superficie se fundió parcialmente con las colisiones. Las observaciones de *Cassini* sugieren que Dione podría estar geológicamente activa incluso ahora, aunque a una escala mucho menor que Encélado [184]. Dione es una fuente de plasma dentro de la magnetosfera de Saturno, lo que sugiere una actividad geológica continua. Esta diferencia entre Dione y Rea nos muestra que, incluso entre lunas de apariencia similar, la historia del calentamiento por marea y los eventos de impacto han creado una diversidad única en sus paisajes.

La misión *Cassini-Huygens* transformó nuestro conocimiento sobre las lunas de Saturno y nos mostró que son mundos dinámicos, diversos y geológicamente complejos. Los procesos geológicos en estas lunas son impulsados por una variedad de factores, desde el calentamiento por fuerzas de marea como en Encélado o Mimas, hasta la interacción con el material en la órbita de Júpiter y la historia de impactos que han esculpido sus superficies. Los descubrimientos en Encélado y Titán, en particular, han redefinido la búsqueda de vida más allá de la Tierra. La presencia de océanos bajo sus cortezas, con una posible actividad hidrotermal en Encélado y un ciclo de hidrocarburos en Titán, demuestra que los entornos potencialmente habitables pueden existir en lugares inesperados del Sistema Solar.

7.3.4 Superficie de los enanos

La reclasificación de Plutón como planeta enano en 2006, sirvió como punto de partida para una nueva visión en las ciencias planetarias. Lejos de ser un simple acto de degradación, esta decisión de la Unión Astronómica Internacional (IAU) obligó a la comunidad científica a reconsiderar la definición de lo que es un planeta y a reconocer una nueva clase de cuerpos celestes. La existencia de múltiples objetos esféricos más allá de la órbita de Neptuno, conocidos colectivamente como planetas enanos y objetos del Cinturón de Kuiper (TNOs), ha revelado que más allá de los planetas, el Sistema Solar está lleno de nuevos mundos que poseen una complejidad geológica y una variedad de procesos dinámicos que rivalizan con los de los planetas rocosos o las lunas de los gigantes gaseosos. El estudio de las superficies de Plutón, Caronte, Eris, Makemake y Haumea ha transformado nuestra comprensión de cómo la actividad geológica puede manifestarse

en entornos de frío extremo, revelando una historia de criovolcanismo, tectónica de la corteza helada y renovación superficial impulsada por la radiación o el calor interno.

Nuestra visión actual de estos mundos helados se ha construido a partir de la exploración espacial y la observación avanzada. La misión *New Horizons* de la NASA, que realizó un histórico sobrevuelo de Plutón y su sistema de lunas en 2015, es, hasta ahora, el único vehículo espacial que ha visitado uno de los enanos y se ha acercado, más tarde en 2019, a un objeto transneptuniano conocido como Arrokoth (486958) 2014 MU69 [140]. Sus imágenes de alta resolución y sus mediciones espectrales transformaron por completo nuestra idea de Plutón, que pasó de ser un punto borroso en las mejores imágenes que se tenían de él a un mundo geológicamente diverso y activo. Por otro lado, los astrónomos han utilizado observatorios terrestres como el *Very Large Telescope* (VLT) y telescopios espaciales como el James Webb para observar un poco más cerca a estos mundos lejanos. Estos instrumentos han permitido un estudio detallado de la composición y las características superficiales de estos cuerpos increíblemente distantes. Estas observaciones han proporcionado datos cruciales sobre el tamaño, la densidad, el albedo y la posible existencia de atmósferas, sentando las bases para modelos teóricos que explican las características de sus superficies.

Nuestra nueva imagen de Plutón

La superficie de Plutón es un tapiz de hielos volátiles, donde el nitrógeno (N_2) predomina en más de un 98 %, acompañado de trazas de metano (CH_4) y monóxido de carbono (CO). Igualmente, el agua y el amoníaco están presentes entre los hielos del enano [102, 190]. Los hielos se subliman, pasan directamente del estado sólido al gaseoso, y se condensan en ciclos estacionales a medida que el planeta se acerca y se aleja del Sol en su órbita excéntrica. A pesar de este manto de hielo volátil, las imágenes de *New Horizons* nos mostraron la existencia de imponentes cordilleras de varios kilómetros de altura, como *Norgay Montes* y *Hillary Montes*, ubicadas al sur de *Sputnik Planitia*, que alcanzan los 3 500 metros de altura. [102, 190]. Estas formaciones montañosas no están compuestas de los hielos volátiles que cubren las regiones bajas, sino de hielo de agua, que es el único tipo de hielo detectado en Plutón lo suficientemente rígido como para soportar tales alturas.

El rasgo geológico más distintivo de Plutón es *Sputnik Planitia*, una vasta llanura de hielo con forma de corazón que abarca unos 870 000 km². Esta planicie destaca no solo por su tamaño, sino por su apariencia y juventud geológica. La superficie está dividida en celdas poligonales u ovoidales, de decenas de kilómetros de ancho, separadas por gargantas de unos 100 metros de profundidad. Estas celdas son una evidencia directa de procesos activos de convección de estado sólido (como en nuestro manto), donde el calor del interior de Plutón calienta el hielo de nitrógeno, lo que provoca que este ascienda lentamente y forme las celdas, luego se extiende y se hunde en los bordes. Este flujo lento pero continuo, con una tasa de movimiento estimada en unos 7 centímetros por año, renueva la superficie de forma constante [176, 235]. El carácter geológicamente activo de *Sputnik Planitia* se confirma por la ausencia total de cráteres de impacto detectables, lo que sugiere que su superficie tiene una edad de menos de 10 millones de años. El origen de esta llanura se ha vinculado a un probable evento de impacto en la historia temprana de Plutón, una colisión con un cuerpo de unos 640 kilómetros de diámetro que creó una cuenca de impacto que, con el tiempo, se llenó de hielo [104]. La acumulación de hielo de nitrógeno en la cuenca, que tiene una altura de aproximadamente 4 kilómetros por debajo que el resto de la superficie de Plutón, contribuyó a una anomalía de gravedad que podría haber causado un desplazamiento de la corteza del planeta enano, reorientando su eje de rotación para colocar la planicie cerca del ecuador, donde se encuentra hoy.

Las imágenes de *New Horizons* han revelado además una de las mayores sorpresas geológicas de Plutón: evidencia de criovolcanismo. El cráter *Kiladze Caldera*, con un diámetro de 44 kilómetros, no se parece a un cráter de impacto típico, sino que parece haber expulsado lava congelada, una mezcla de hielos y agua [94].



Figura 7.23: Plutón, tomada cuando la nave espacial *New Horizons* de la NASA estaba a 450 000 kilómetros de distancia. Puede verse claramente en el centro la extensa llanura blanca que conforma *Sputnik Planitia*. Créditos: NASA/JHUAPL, Dominio público.

La existencia de estructuras criovolcánicas en un cuerpo tan distante y frío como Plutón es un descubrimiento increíble; la única explicación para este fenómeno es la posible presencia de un océano de agua líquida debajo de la corteza de hielo [144]. Esto sugiere que Plutón retiene un calor interno significativo, probablemente por el decaimiento de elementos radiactivos. La presencia de este océano interior no solo impulsa el criovolcanismo, sino que también es un elemento clave para explicar la anomalía en la distribución de masa de *Sputnik Planitia* [177]. La delgada corteza de hielo en la cuenca del impacto permite que el agua líquida más densa del océano interior se eleve, lo que contribuye a la anomalía de gravedad. El estudio de estos criovolcanes nos obliga a pensar en la dinámica interna del planeta, desafiando la idea de un mundo geológicamente muerto y revelando un planeta enano que aún alberga un calor residual y una actividad interna continua.

La geología de Plutón es un claro ejemplo de contrastes. Mientras que *Sputnik Planitia* es geológicamente muy joven, otras regiones como *Cthulhu Regio* muestran una edad mucho mayor. Esta gran región ecuatorial oscura, con un bajo albedo de 0.08, está cubierta por una fina capa de tolinas, compuestos orgánicos complejos que se precipitan desde la atmósfera del planeta. A diferencia de *Sputnik Planitia*, *Cthulhu Regio* está tachonada de cráteres y presenta escarpes y gargantas profundas de hasta 600 kilómetros de longitud. La comparación entre estas regiones, una activa y renovada constantemente, y la otra antigua y marcada por impactos, evidencia la complejidad y la heterogeneidad de la superficie de Plutón.



Figura 7.24: Esta imagen de Caronte en color natural fue tomada por *New Horizons* el 14 de julio de 2015, a una distancia de 74 176 kilómetros. Créditos: NASA/JHUAPL/Alex Parker, Dominio público.

Carónite: la luna planeta

Caronte es la luna más grande de Plutón. En realidad es un mundo independiente en sí mismo, con una historia geológica propia y una composición superficial muy diferente a la de Plutón. Se podría decir que Plutón y Caronte conforman en realidad un planeta enano binario. A diferencia de Plutón, cuya superficie está dominada por hielos de nitrógeno, la superficie de Caronte está compuesta principalmente por hielo de agua [75]. Las mediciones de densidad también respaldan esta distinción: la densidad de Caronte es significativamente menor que la de Plutón, lo que sugiere una menor cantidad de rocas y un origen de formación independiente. A pesar de estas diferencias, los dos cuerpos están íntimamente ligados por las fuerzas de marea, lo que ha provocado un bloqueo gravitacional mutuo que hace que Caronte y Plutón siempre muestren la misma cara el uno al otro, mientras orbitan alrededor de su centro de masa común.

En 2007, con los datos obtenidos por el Observatorio Gemini se detectaron manchas de hidratos de amoníaco y cristales de agua en la superficie de Caronte, lo que sugiere la presencia de posibles géiseres de hielo y criovolcanes activos [73]. El hecho de que el hielo aún estuviera en forma cristalina sugería que podría haberse depositado recientemente, ya que se esperaba que la radiación solar lo hubiera degradado a un estado amorfo después de aproximadamente treinta mil años. Sin embargo, el sobrevuelo de la sonda *New Horizons* no mostró evidencia de la presencia de criovolcanes ni géiseres activos. La región polar norte de la luna está dominada por una extensa zona oscura, que fue llamada *Mordor* por el equipo de *New Horizons*. La explicación para esta

mancha rojiza es que se forma por la condensación de gases que escaparon de la atmósfera de Plutón, que incluyen nitrógeno, monóxido de carbono y metano, que luego se congelan; cuando estos hielos se exponen a la radiación solar, reaccionan químicamente para formar tolina rojizas. Después, cuando la zona se calienta de nuevo por el Sol con el cambio de estaciones en Caronte, los hielos se subliman y escapan de Caronte, dejando solo las tolina rojizas. Durante millones de años, la tolina residual forma capas gruesas que oscurecen la corteza helada. Además de *Mordor*, la nave *New Horizons* encontró evidencia de una extensa geología pasada que sugiere que Caronte probablemente esté diferenciada; en particular, el hemisferio sur tiene menos cráteres que el norte y es considerablemente menos accidentado, lo que sugiere que un evento masivo de resurgimiento, tal vez provocado por la congelación parcial o completa de un océano interno, ocurrió en algún momento del pasado y eliminó muchos de los cráteres anteriores [196].

Caronte posee un sistema de extensas fosas tectónicas y escarpes, como *Serenity Chasma*, que se extienden como un cinturón ecuatorial unos 1 000 kilómetros. *Argo Chasma*, una de estas increíbles fosas, podría alcanzar una profundidad de hasta 9 kilómetros, con acantilados que podrían rivalizar con las formaciones de *Verona Rupes* en Miranda, la luna de Urano, por el título del acantilado más alto del Sistema Solar.

Enanos más allá de Plutón

Alguna vez se pensó que Eris era más grande que Plutón, ahora sabemos que no es así, Plutón es el enano más grande. Sin embargo, Eris se ha mostrado como un gemelo de Plutón en términos de su tamaño y composición superficial. En su superficie podemos encontrar una mezcla de hielos de metano y nitrógeno [88]. La característica más distintiva de Eris es su albedo extraordinariamente alto, con un valor de 0.96, lo que lo convierte en uno de los objetos más reflectantes de todo el Sistema Solar. A pesar de que su composición es similar a la de Plutón, su albedo es significativamente mayor, lo que sugiere que un mecanismo diferente es responsable de la altísima reflectividad de su superficie. El excepcional brillo de Eris podría deberse a su bajísima temperatura superficial. La hipótesis principal propone que su atmósfera se congela y colapsa completamente sobre la superficie a medida que Eris se aleja del Sol, formando una capa de hielos frescos. Este proceso de renovación superficial no es impulsado por el calor interno como en Plutón, sino por la condensación atmosférica, y esto generaría el alto albedo de Eris. A medida que Eris se acerca a su perihelio, se cree que esta capa de hielo podría sublimarse de nuevo, renovando una tenue atmósfera.

Makemake es el tercer planeta enano en tamaño. Las nuevas imágenes y espectroscopía infrarroja del JWST han mostrado una superficie dominada por hielos de metano [191]. Con un albedo de 0.77, su brillo es superior al de Plutón pero inferior al de Eris, lo que lo sitúa en un punto intermedio en el espectro de reflectividad de los planetas enanos. Esta reflectividad sugiere una superficie que no es tan dinámicamente renovada como la de Eris, ni tan geológicamente variada como la de Plutón. La detección de metano gaseoso sobre la superficie de Makemake nos muestra que, contrario a pensar en este enano como un mundo estático, sin una atmósfera significativa, la presencia de metano gaseoso sugiere que parte del hielo congelado en su superficie se está sublimando. Los científicos planetarios creen que este proceso podría ser un fenómeno estacional, impulsado por las ligeras variaciones en la radiación solar que recibe Makemake a lo largo de su órbita de más de 300 años. Al parecer, las dinámicas atmosféricas en el Cinturón de Kuiper son estacionales. Estos mundos lejanos poseen atmósferas transitorias que se forman cuando el planeta se acerca a perihelio y luego colapsan cuando se aleja.

El otro enano, Haumea, es un objeto sin igual en el sistema solar exterior, conocido por su forma elipsoide. Esta forma peculiar es una consecuencia de su rápida rotación; Haumea completa un giro sobre su propio eje ¡en menos de 4 horas! Esta velocidad de rotación, la más alta de cualquier objeto de tamaño comparable, se ha vinculado a un posible evento de colisión con otro cuerpo de tamaño similar, que ocurrió hace miles de millones de años y que también es responsable

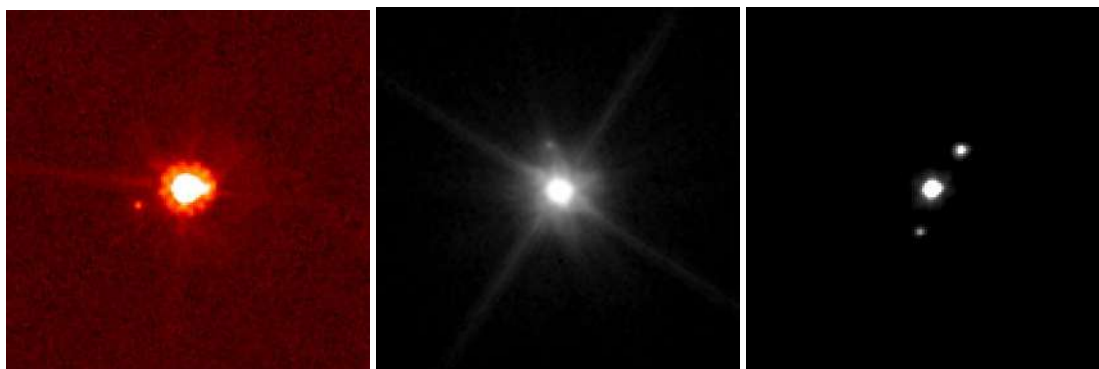


Figura 7.25: Eris (izq), con su luna Dysnomia, Makemake (cen) con su luna aun no nombrada y Haumea (der), con sus dos lunas Hi'iaka y Namaka. Todas estas imágenes lejanas fueron tomadas por el telescopio espacial Hubble. Créditos: NASA/HST, Dominio público.

de otras características notables del planeta enano. El impacto que dio forma a Haumea también parece haber expulsado una gran cantidad de material desde su superficie. La evidencia de este impacto se observa en una familia de objetos más pequeños que comparten órbitas y composiciones similares con Haumea, lo que sugiere que son fragmentos del mismo cuerpo original. Haumea es el primer planeta enano en el que se ha descubierto un tenue sistema de anillos [182]. Este anillo, compuesto por fragmentos de hielo y roca, y sus dos lunas: Hi'iaka y Nāmaka, son producto de la misma colisión que le dio a Haumea su forma y su rotación extremas. La superficie de Haumea está cubierta casi por completo, más del 90 %, por hielo de agua con una estructura cristalina muy definida [89, 91]. La existencia de esta estructura ordenada es una paradoja, ya que la radiación solar que alcanza a llegar hasta el Cinturón de Kuiper debería haber transformado el hielo en una forma amorfa con el tiempo. La persistencia del hielo cristalino implica que algún proceso de renovación constante lo mantiene en su estado ordenado. Las hipótesis sugieren que las fuentes de calor interno podrían ser responsables de esta cristalización: el calor generado por el decaimiento de elementos radiactivos en su núcleo y las fuerzas de marea ejercidas por sus lunas [89]. Este fenómeno en Haumea representa un tipo de geología impulsada por el calor interno que se manifiesta a través de la estructura del hielo de agua, lo que demuestra la diversidad de procesos que dan forma a los cuerpos del Sistema Solar exterior.

La verdadera naturaleza de los posibles océanos interiores, el origen del criovolcanismo en Plutón, la dinámica de las atmósferas transitorias de mundos como Eris y Makemake, siguen siendo objeto de investigación permanente. Será necesaria una combinación de la exploración, con posibles futuras misiones espaciales a los objetos del Cinturón de Kuiper, y la observación remota continua con telescopios de próxima generación. Solo a través de estos esfuerzos combinados podremos completar la historia de estos fascinantes y dinámicos mundos helados que residen en los confines de nuestro Sistema Solar.

7.4 Cráteres de Impacto

Todas las superficies de los objetos sólidos del Sistema Solar muestran las huellas de un pasado violento. Cada planeta rocoso, cada luna, cada enano y cada asteroide en nuestro sistema planetario posee cráteres de impacto; algunos, durante miles de millones de años de recibir golpes, todavía conservan las cicatrices; otros han sido borrados por procesos internos como el vulcanismo o por procesos externos como la erosión eólica o hídrica. Un cráter de impacto es una estructura geológica que se forma por la colisión de un objeto proveniente del medio interplanetario, como un asteroide, un cometa o un fragmento de uno de ellos, contra la superficie de un cuerpo sólido más grande, ya

sea un planeta, una luna o un asteroide. Este fenómeno representa la evidencia más visible de los procesos exógenos en el Sistema Solar. Para que se forme una estructura reconocida como un cráter de impacto, la colisión debe ocurrir a velocidades extremadamente altas. Estos son impactos a **hipervelocidad**. La energía cinética del proyectil debe ser tal que el choque produzca una explosión de material, lo que generalmente requiere que el objeto viaje a velocidades de decenas de kilómetros por segundo.

7.4.1 Energía del impacto

La formación de un cráter por impacto a hipervelocidad es un proceso explosivo en el que la energía cinética del proyectil es liberada instantáneamente. Esta energía se transfiere a la superficie del cuerpo impactado, creando una onda de choque y generando un calor inmenso. Recordemos que la energía cinética es proporcional a la masa del impactor y al cuadrado de su velocidad:

$$K = \frac{1}{2}mv^2 \quad (7.1)$$

Los tres factores fundamentales en la energía del impacto son: la masa, un impactor más masivo transporta mayor energía cinética. La velocidad, un impactor más rápido tiene significativamente más energía cinética porque esta aumenta con el cuadrado de su velocidad. Y por último, el ángulo de impacto, que influye en la distribución de la energía y la forma resultante del cráter. Los impactos a muy alta velocidad suelen provocar una excavación explosiva, lo que normalmente resulta en un cráter simétrico independientemente del ángulo de impacto.

El impacto provoca el desplazamiento, la fractura, la fusión o la vaporización del material, lo que da lugar a la formación del cráter. La energía se convierte en diversas formas, como calor, sonido y la energía cinética del material expulsado. Una parte significativa de la energía crea potentes ondas de choque que atraviesan el impactor y la superficie del objeto impactado. La onda de choque genera una gran cantidad de calor que puede fundir o vaporizar tanto el proyectil como la roca circundante. Al mismo tiempo, la onda de choque imparte energía al material de la superficie impactada, provocando su movimiento descendente y hacia afuera, creando y excavando una gran cavidad, el cráter. Parte de la energía también se transfiere en forma de ondas sonoras y se almacena como energía elástica en las rocas deformadas. Finalmente, otra parte de la energía se utiliza para proyectar los fragmentos del material producido por el impacto a altas velocidades, formando un halo de material expulsado alrededor del cráter.

La energía de un impacto espacial es tan grande que se mide en kilotones (1 kt equivale a la energía liberada por la explosión de 1 000 toneladas métricas de TNT), o en megatones, o sea 1 000 kilotones (1 Mt = 4.184×10^{15} joules). Incluso es posible medir la escala de Richter de un impacto (ver sección 5.1.1). Si expresamos la energía (E) del impacto en ergios (1 erg = 10^{-7} joules), podemos calcular la magnitud en escala de Richter μ_R como:

$$\text{Log}_{10} E = 12,24 + 1,44\mu_R \quad (7.2)$$

A modo de ejemplo, un pequeño asteroide metálico de unos 30 metros de diámetro, hecho de hierro y níquel, viajando a unos 20 kilómetros por segundo, puede liberar una energía del orden de 10^{23} ergios, y producir un sismo equivalente a $\mu_R = 7,7$ en la escala de Richter.

Ya hemos dicho que la energía neta del impacto equivale fundamentalmente a la energía cinética del impactor. ¿Qué tan comunes son los impactos dependiendo de su energía? Se ha calculado estadísticamente que objetos pequeños, de unos pocos metros de diámetro, impactan la atmósfera casi a diario. La mayoría de ellos se desintegran a gran altura debido a la presión ejercida por la atmósfera, liberando una energía equivalente a algunos cientos de toneladas de TNT (sin llegar a un

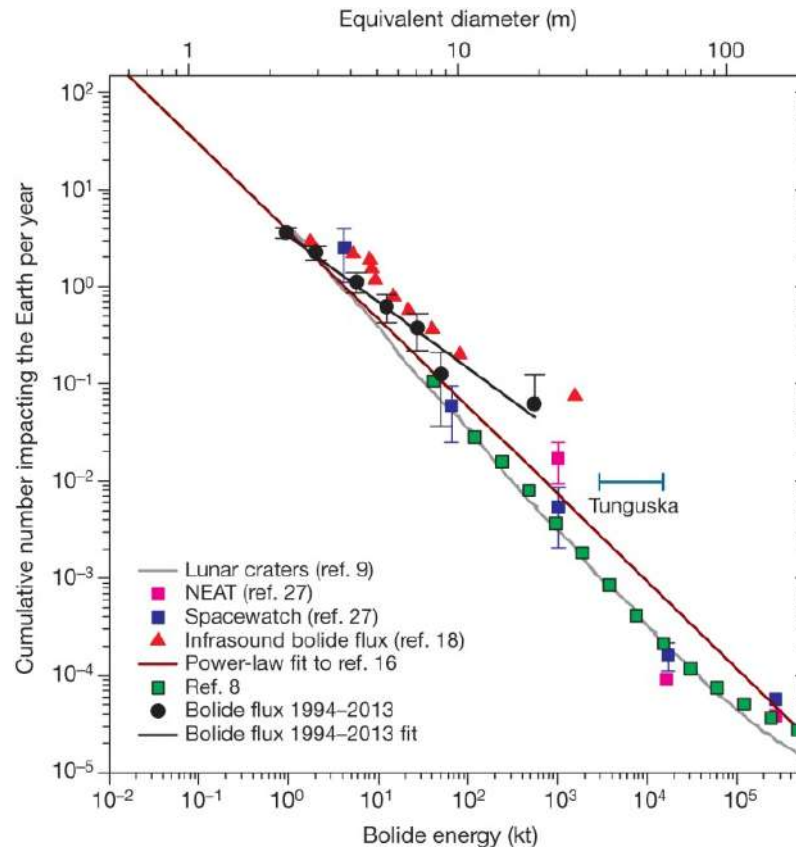


Figura 7.26: Flujo de impactores sobre la Tierra, basados en 20 años de observaciones globales realizadas con sensores del gobierno estadounidense y datos de ondas de radio infrasónicas. Incluye el bólido de Cheliábinsk (círculo negro más a la derecha). La línea marrón representa un ajuste a la ley de potencia a partir de un conjunto de datos para bólidos de 1 a 8 metros de diámetro. La energía de los posibles impactos se calculó asumiendo una densidad media de 3000 kg m^{-3} y una velocidad de impacto promedio de 20.3 km s^{-1} . Créditos: Brown et.al, *A 500-kiloton airburst over Chelyabinsk and an enhanced hazard from small impactors*, [54].

kilotón). El bólido de Cheliábinsk, que golpeó nuestra atmósfera sobre Rusia en febrero de 2013, era de unos 20 metros de diámetro y liberó una energía estimada en 500 kilotones (la mitad de un megatón) al explotar a unos 23 kilómetros de altura (ver Figura 7.26) [52]. Sabemos que objetos medianos de decenas de metros, cuerpos de 40 a 50 metros de diámetro (como el que se cree que causó el evento de Tunguska en 1908) pueden liberar una energía de aproximadamente 12 a 15 megatones al explotar en la atmósfera. Se estima que estos impactos ocurren en períodos de cientos a miles de años. Los objetos más grandes, de 100 metros o más, se consideran potencialmente peligrosos debido a su capacidad de causar devastación regional o incluso global. Un impacto de un objeto de 100 metros liberaría la energía equivalente a más de 100 bombas de Hiroshima, cuya energía se calcula entre 13-16 kilotones. La frecuencia de este tipo de impactos se estima en una vez cada miles o decenas de miles de años. La colisión de un asteroide o cometa de varios kilómetros de diámetro, como el de Chicxulub que extinguió a los dinosaurios hace 65 millones de años, que se estima que liberó unos 100 a 190 millones de megatones, ocurre aproximadamente una vez cada cien millones de años. Para que nos demos una idea de la energía liberada, el impacto de Chicxulub fue unas dos millones de veces más potente que la bomba del Zar, la mayor bomba termonuclear detonada en la historia, de unos 50 megatones, y miles de millones de veces más potente que las bombas atómicas de la Segunda Guerra Mundial.

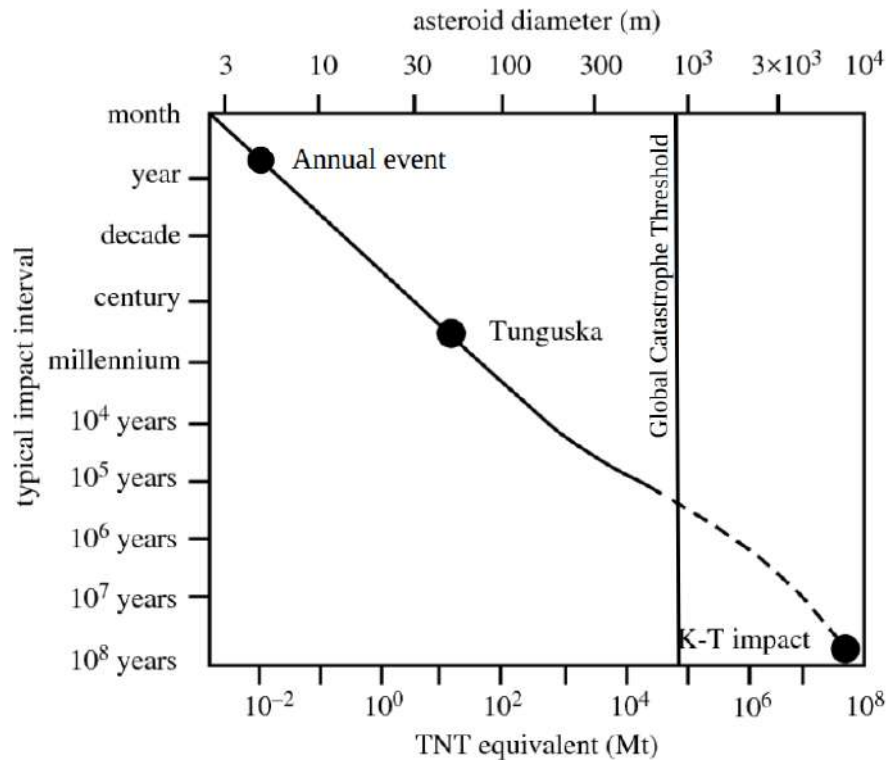


Figura 7.27: Curva de energía-frecuencia de los impactos en la Tierra, que también muestra los diámetros de los asteroides. Créditos: McGuire, *Global risk from extreme geophysical events: threat identification and assessment*, [169].

7.4.2 Etapas de formación del cráter

El proceso de formación de un cráter se divide en tres fases secuenciales que definirán la morfología final: la etapa de contacto y compresión, la etapa de excavación y eyección, y finalmente la etapa de colapso y modificación.

Etapa de contacto y compresión

Esta fase comienza en el momento mismo en que el impactor toca la superficie del planeta, luna o cualquiera que sea el objeto impactado. La energía cinética del proyectil se libera casi instantáneamente, transformándose inmediatamente en calor y poderosas ondas de choque que se propagan tanto en el proyectil como en el material de la superficie. Las presiones y temperaturas generadas son tan elevadas que la mayor parte del material, tanto del proyectil como del blanco, se funde o se volatiliza (por ejemplo, los silicatos se volatilizan a presiones de unos 600 Kbar). La composición del impactor puede inferirse a partir de los residuos que quedan en el cráter. Se ha encontrado evidencia, por ejemplo, en Chicxulub y Vredefort, que sugiere que los impactores de eventos catastróficos a menudo tienen una composición primitiva de condrita carbonácea. El tiempo de impacto es extremadamente pequeño, del orden de las millonésimas a las milésimas de segundo, ya que es el tiempo que se tarda el impactor en recorrer una distancia equivalente a su propio tamaño, una vez ha tocado la superficie. Si pensamos en un proyectil de 100 metros de diámetro viajando a 20 kilómetros por segundo, el tiempo de impacto es apenas ¡0.005 segundos!

Por otro lado, está la presión generada por el impacto hipersónico. La presión depende de la densidad y de la velocidad del impactor:

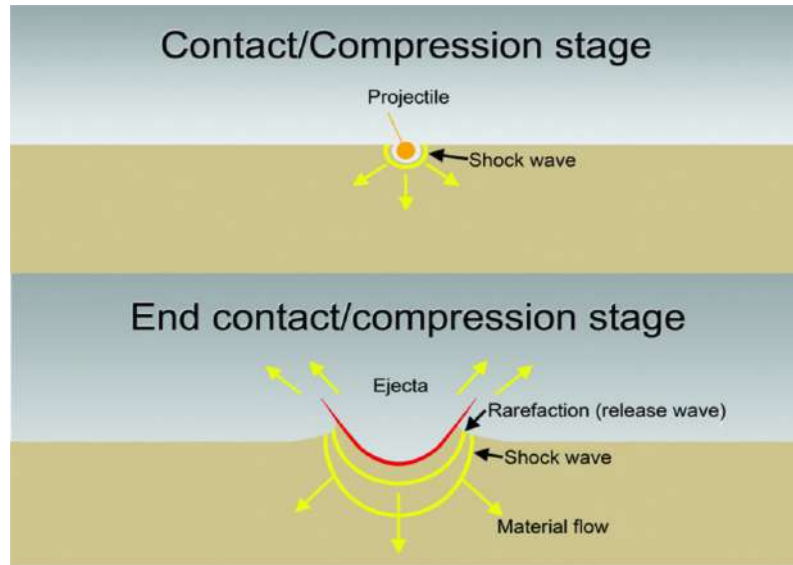


Figura 7.28: Etapa de contacto y compresión. El impactor golpea la superficie de un cuerpo planetario, liberando una onda de choque sobre la superficie y sobre si mismo. La onda de choque pone en movimiento las rocas, iniciando la formación de una depresión con forma de cuenca conocida como cráter transitorio. Créditos: CLRN, Grieve (1990) [282].

$$P \approx \frac{1}{2} \rho v^2 \quad (7.3)$$

donde ρ es la densidad del impactor y v es su velocidad. Nuevamente, analizando un impactor conformado por silicatos ($\rho = 3000 \text{ kg m}^{-3}$), a una velocidad de 20 kilómetros por segundo, produciría una presión de unos 6×10^{11} pascales. Lo que equivale a 6 millones de bares, unas diez veces la presión necesaria para vaporizar la roca.

Etapa de excavación y eyección: el cráter transitorio

A medida que la onda de choque se expande dentro del objeto impactado, comienza la excavación del material pulverizado por el impacto. El material es empujado hacia afuera y hacia arriba a lo largo de trayectorias balísticas (parabólicas), formando la cavidad transitoria del cráter. El material expulsado, conocido como **eyecta**, se va depositando concéntricamente alrededor del cráter como un manto. Aunque la mayoría de los cráteres son circulares debido a que la liberación de energía es simétrica independientemente del ángulo de impacto, el ángulo de aproximación sí puede influir en la distribución de la eyecta y en la deformación de la superficie impactada. La eyecta está compuesta por una mezcla de roca fundida y vaporizada, tanto del proyectil como del terreno, así como fragmentos de roca del objetivo que fueron destruidos y expulsados.

La excavación de material puede durar varios minutos, dependiendo de la energía involucrada en el impacto. Una estimación aproximada del tiempo necesario para excavar el cráter puede obtenerse a partir del período de una onda de gravedad, que es una onda mecánica que se produce en un fluido (como la atmósfera o el océano) y que utiliza la fuerza de la gravedad como la fuerza restauradora principal. El tiempo de excavación sería igual al período de una onda de gravedad con una longitud igual al diámetro del cráter D (para cráteres cuya excavación está dominada por la gravedad, es decir, cráteres de más de unos pocos kilómetros):

$$t_{exc} = \left(\frac{D}{g_p} \right)^{1/2}. \quad (7.4)$$

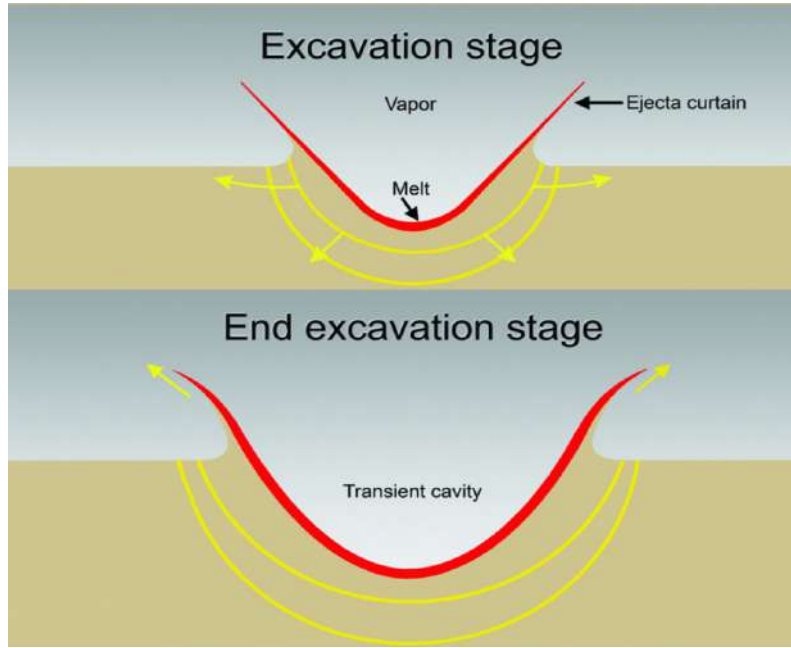


Figura 7.29: Etapa de excavación: Inmediatamente después de la apertura del cráter transitorio, las rocas impactadas continúan descendiendo y alejándose del epicentro del impacto. La excavación finaliza cuando el cráter transitorio alcanza su tamaño máximo y comienza a colapsar. Créditos: CLRN, Grieve (1990) [282].

Se excava material hasta aproximadamente un tercio de la profundidad del cráter transitorio. El material del objeto impactado por debajo de la profundidad de excavación es empujado hacia abajo, mientras que los estratos por encima de esta profundidad se curvan hacia arriba y se excavan o se elevan para formar las paredes o el borde del cráter. La altura del borde en cráteres relativamente pequeños suele ser aproximadamente el 4 % del diámetro del cráter ($h_{rim} \approx 0,04D$) y la profundidad del cráter es del orden de 1/5 del diámetro ($d_{cr} \approx \frac{D}{5}$) [11]. En cráteres de mayor tamaño, estas relaciones se rompen, ya que la gravedad provoca diversos cambios morfológicos, incluido el colapso del borde y del cráter mismo.

Las rocas y los escombros excavados en el cráter son expulsados a velocidades mucho menores que las de los chorros iniciales de material fluido eyectado durante la etapa de compresión. El material es lanzado hacia arriba y hacia afuera siguiendo trayectorias balísticas, casi parabólicas y terminarán cayendo a una distancia que puede expresarse como:

$$r = \frac{v_{ey}^2}{g_p} \sin \theta, \quad (7.5)$$

donde r es la distancia a la cual caería el material eyectado a una velocidad v_{ey} , g_p es la gravedad del planeta o luna impactados y θ es el ángulo de eyección. El material puede permanecer en el aire, o incluso en el espacio, durante un tiempo:

$$t = \frac{2v_{ey}}{g_p} \sin \theta. \quad (7.6)$$

Las velocidades de eyección alcanzan su punto máximo (hasta varios km s^{-1}) al inicio del proceso de excavación, es decir, cerca del lugar del impacto. Las velocidades más típicas durante

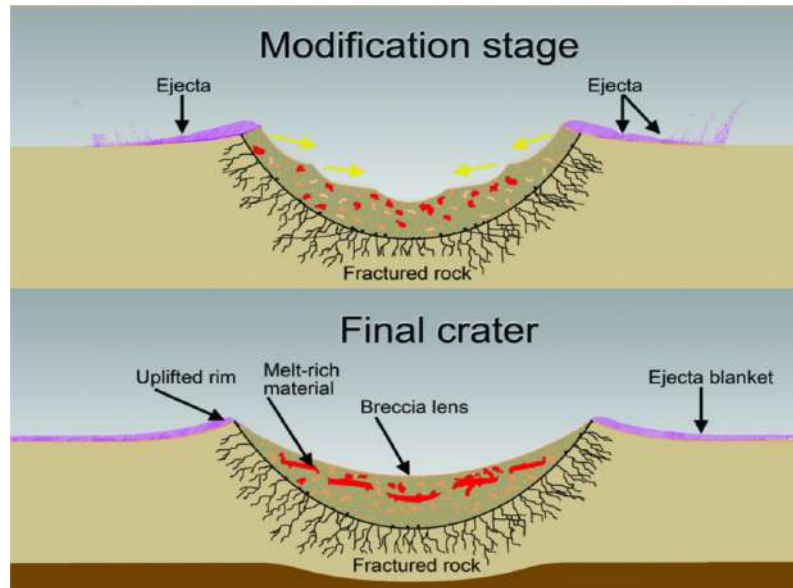


Figura 7.30: La etapa de modificación implica la formación del cráter final y depende de la aceleración gravitacional del cuerpo planetario, la fuerza cohesiva de las rocas objetivo y la existencia de la topografía existente antes del impacto. Créditos: CLRN, Grieve (1990) [282].

el proceso rondan los 100 m s^{-1} . Los lados del cráter continúan expandiéndose hasta que toda la energía del impacto se disipa por la viscosidad o es arrastrada por la eyección. El cráter resultante es mucho más grande que el proyectil que lo produjo, en al menos un orden de magnitud. Algunas de las rocas excavadas y eyectadas podrían, al impactar de nuevo la superficie, crear cráteres secundarios. Debido a que la eyección se mueve a lo largo de trayectorias parabólicas, los cráteres secundarios estarán más cerca del cráter primario en planetas más masivos. Muchos de los cráteres secundarios están asociados con rayos. Los rayos son más brillantes que la superficie a su alrededor, porque están compuestos principalmente de material pulverizado o fundido por el impacto. Con el tiempo, los rayos desaparecen, probablemente debido a impactos de micrometeoritos que revuelcan el regolito cercano.

Al final de la excavación, el cráter se denomina cráter transitorio. La forma de este cráter depende del tamaño, la velocidad, la composición y el ángulo de impacto, la gravedad del planeta y el material y la estructura de la superficie donde se formó. La dimensión del cráter varía aproximadamente según la energía cinética del impactor. Una ley que escala el tamaño del cráter, derivada empíricamente, viene dada por:

$$D = 1,8 \rho_{im}^{0,11} \rho_p^{-0,33} g_p^{-0,22} (2R)^{0,13} K^{0,22} (\sin\theta)^{0,33}, \quad (7.7)$$

donde ρ_{im} y ρ_p son las densidades del impactor y del planeta, respectivamente, R es el radio del proyectil, K es la energía cinética del impacto y θ es el ángulo de impacto respecto a la superficie. En el caso de la Tierra, un cráter típico es aproximadamente 10 veces más grande que el tamaño del impactor.

Etapas de colapso y modificación

Esta es la fase final del impacto y determina la morfología permanente del cráter. Una vez que las ondas de choque y la presión se disipan, el cráter transitorio se vuelve inestable bajo la fuerza de la gravedad. El colapso gravitacional resulta en la formación de picos centrales, paredes en terraza o estructuras de anillo, dependiendo del tamaño y la energía inicial del impacto.

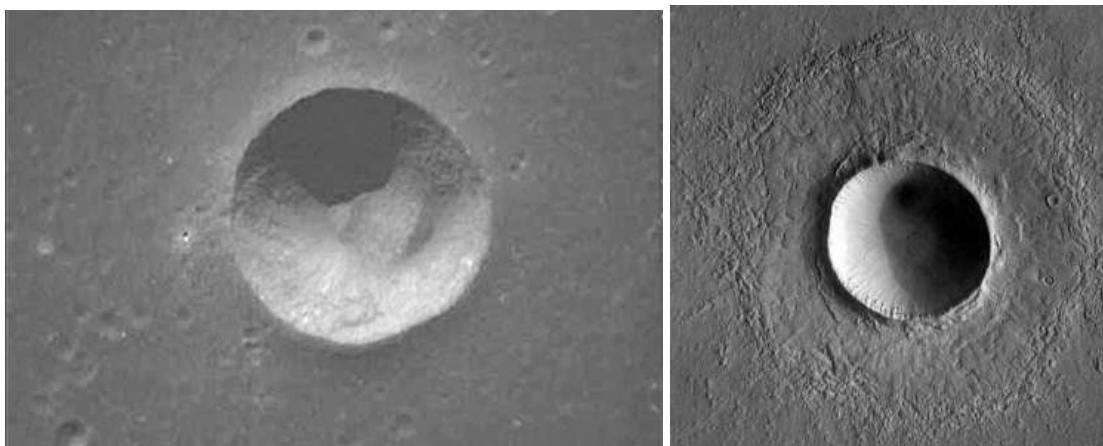


Figura 7.31: Ejemplos de cráteres simples. A la izquierda vemos el cráter *Anville* en la luna de 11 kilómetros de diámetro. A la derecha vemos un cráter de 2.3 kilómetros de diámetro encontrado en las llanuras de lava de *Elysium Planitia* en Marte. Créditos: Impact Cratering, Western Sciences, [289].

7.4.3 Morfología de los cráteres

La morfología final de un cráter evoluciona en función de la energía liberada durante la colisión. A medida que la energía, y por ende el diámetro del cráter, aumenta, la estructura geológica se vuelve progresivamente más compleja, pasando de formas simples a cuencas multi-anillo. Existen fundamentalmente tres clases de cráteres de impacto sobre las superficies planetarias y lunares: cráteres simples, cráteres complejos y cuencas. La transición entre cráteres simples y complejos es inversamente proporcional a la gravedad del planeta y depende, por ejemplo, de la resistencia del material, el punto de fusión y la viscosidad.

Cráteres simples

Los cráteres simples representan las estructuras de impacto de menor tamaño, con apenas unos cuantos kilómetros de diámetro. Se caracterizan por su forma de tazón (o plato hondo), con un perfil parabólico suave y un fondo generalmente liso. Su relación profundidad-diámetro es alta, la profundidad (del fondo al borde) de un cráter simple suele ser de 1/5 de su diámetro, aunque pueden presentarse variaciones según la resistencia del material de la superficie y la gravedad del planeta o luna impactados. Durante la etapa de excavación de estos cráteres, el material eyectado se deposita de manera uniforme, formando un aro bien definido alrededor del borde. Los cráteres simples son las formas más comunes de impacto y se observan en todo tipo de cuerpos sólidos del Sistema Solar, incluidos los asteroides, los planetas rocosos y las lunas cubiertas por gruesas capas de hielo.

Cráteres complejos y picos de impacto

Cuando el impacto cruza un cierto diámetro crítico (que varía según la gravedad del planeta o la luna), el colapso gravitacional del cráter transitorio se vuelve significativo. El material comprimido y estirado en el centro del cráter rebota tras la liberación de la presión, formando una elevación geológica conocida como pico central.

Los cráteres complejos tienen diámetros que van desde unas pocas decenas hasta unos pocos cientos de kilómetros. El tamaño de transición entre cráteres pequeños simples y grandes complejos es aproximadamente de 18 kilómetros en la Luna. Los cráteres con dimensiones entre 100 y 300 kilómetros en la Luna, Marte y Mercurio muestran un anillo concéntrico de picos, en lugar de un único pico central. El diámetro del anillo interior es típicamente la mitad del diámetro de borde a

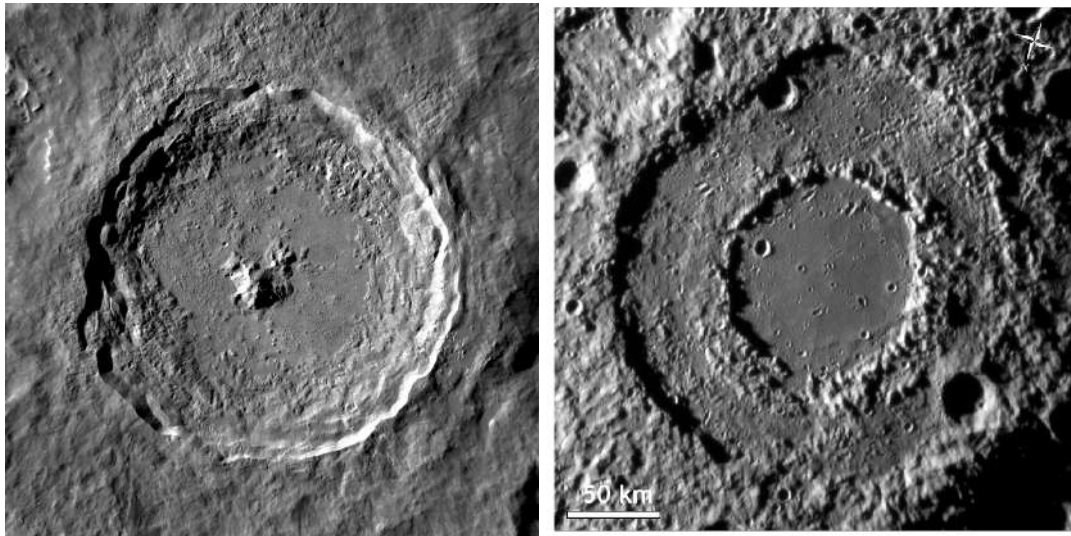


Figura 7.32: Ejemplos de cráteres complejos. A la izquierda vemos el cráter *Tycho* en la Luna de 85 kilómetros, a la derecha vemos el cráter *Michelangelo* en Mercurio de 230 kilómetros. Créditos: NASA/LRO - NASA/MESSENGER, Dominio público.

borde del cráter. El tamaño del cráter en el que el pico central es reemplazado por un anillo de picos escala de la misma manera que el diámetro de transición entre cráteres pequeños y complejos. Un aspecto curioso en nuestro Sistema Solar es que no hay cráteres con anillos de pico en los satélites helados.

Estos cráteres complejos también se caracterizan por paredes inestables que colapsan hacia adentro y hacia abajo, creando estructuras escalonadas llamadas terrazas. El pico central puede ser una estructura única o un conjunto de elevaciones, y en cráteres grandes puede alcanzar alturas considerables; por ejemplo, el pico central del cráter lunar *Tycho* se eleva 2.3 kilómetros sobre el fondo del cráter. Con una energía aún mayor, el pico central puede transformarse en una cadena montañosa en forma de anillo, dando lugar a cráteres de anillo central. La relación entre la profundidad y el diámetro del cráter indica una clara progresión en la secuencia morfológica: de cráteres simples a picos centrales y, finalmente, a estructuras de doble anillo o múltiples anillos.

Después de alcanzar una profundidad máxima, un aumento adicional de la energía cinética del impacto ya no se traduce en una mayor profundidad, sino solo en un aumento del diámetro. Este límite de compresión implica que la corteza ya no puede ser penetrada más profundamente de manera eficiente por la onda de choque. Por lo tanto, el exceso de energía se disipa lateralmente a través del colapso gravitacional masivo y el rebote elástico, forzando la formación de estructuras laterales complejas como los anillos y las terrazas.

Cuencas y anillos

Las estructuras de impacto de mayor escala, a menudo superiores a 100 kilómetros de diámetro, resultan de las colisiones más energéticas, involucrando asteroides o planetesimales de dimensiones considerables. Estas estructuras se conocen como cuencas o mesetas (traducción del término inglés *basin*) y se distinguen por la presencia de múltiples anillos concéntricos por fuera del borde del cráter principal. Si la colisión es lo suficientemente potente como para perforar la corteza sólida y alcanzar el manto subyacente, el magma puede salir a la superficie y rellenar la depresión. Esta inundación magmática crea mesetas extensas, a menudo sin picos o anillos centrales evidentes, que son esencialmente grandes lagos de lava solidificada. Los **Mares de la Luna** son ejemplos clásicos de estas megaestructuras inundadas por lava, que requirieron impactores de varias decenas a cientos de kilómetros de diámetro para perforar la corteza lunar.

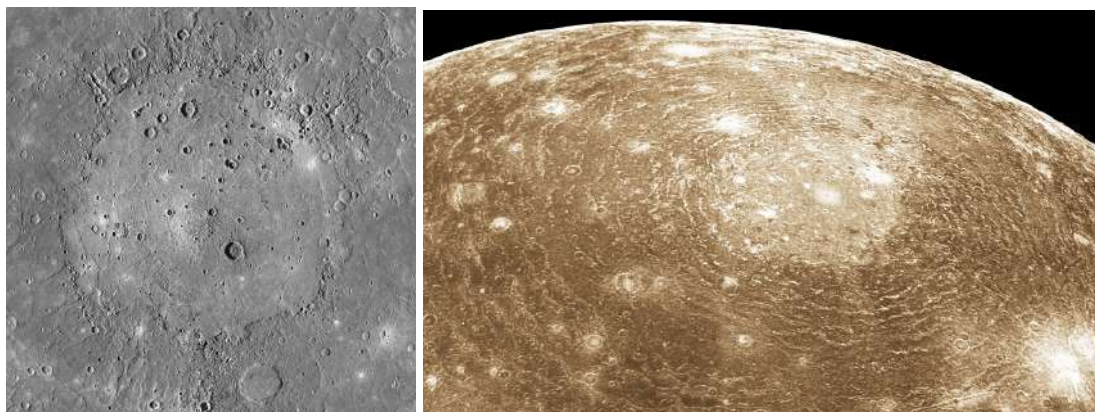


Figura 7.33: Ejemplos de gigantescas cuencas de impacto con estructuras de múltiples anillos en el Sistema Solar. A la izquierda *Caloris Planitia* en Mercurio con 1 500 kilómetros de diámetro, a la derecha el *Valhalla crater* en Calisto con 1 900 kilómetros incluyendo la estructura de anillos. Créditos: NASA/MESSENGER - NASA/Galileo, Dominio público.

7.4.4 Datación de superficies por conteo de cráteres

La Datación por Densidad de Cráteres (DDC) es una técnica utilizada en ciencias planetarias para establecer la edad aproximada de las superficies de las que no se poseen muestras geológicas fechadas. La DDC adopta el principio de que una superficie que ha estado expuesta al bombardeo de impactores por un período más largo debe presentar una mayor densidad de cráteres que una superficie más joven. Por ejemplo, en la Luna, el cráter *Tycho*, con una antigüedad estimada de 108 millones de años, es visiblemente más joven que *Copérnico* con 800 millones de años, debido a que sus rayos de eyecta están mejor conservados, lo que indica un menor grado de erosión por impactos posteriores. Si bien la densidad de cráteres proporciona una edad relativa aproximada, la conversión a una escala cronológica numérica (edad absoluta) requiere una calibración mucho más rigurosa. Para lograr esto, es esencial tener al menos una edad conocida para la superficie con cráteres con la cual comparar.

El estándar cronológico del Sistema Solar interior está anclado a la geología de nuestra Luna. Las misiones Apolo proporcionaron las primeras rocas lunares fechadas radiométricamente en 1969. La Luna es el único mundo, aparte de la Tierra, del que hemos recuperado una gran cantidad de muestras de rocas cuya ubicación original conocemos. La mayoría de estas muestras son rocas volcánicas. Podemos determinar la edad de estas rocas en el laboratorio mediante análisis de la presencia de elementos radiactivos y sus productos de desintegración. Esto nos permite determinar la edad de los flujos volcánicos de los que provienen las rocas, lo que nos permite determinar la edad de las rocas lunares.

Al relacionar la densidad de cráteres en las áreas de aterrizaje con las edades absolutas de las rocas recuperadas, los científicos pudieron construir una curva que relaciona el número de cráteres con las edades de las superficies. Esta curva se basa en la suposición de que la Tierra y la Luna, y, por extensión, otros cuerpos cercanos como Mercurio y Marte, han estado sometidos a la misma tasa de flujo de impactores por unidad de área a lo largo de su historia. Por consiguiente, la cronología planetaria de mundos sin muestras *in situ* como Marte o Mercurio depende fundamentalmente de la información geológica obtenida de la Luna. La Luna actúa como el reloj de referencia para el Sistema Solar interior, permitiendo la datación de otras superficies rocosas a través de la extrapolación de su curva de craterización. La DDC debe tener en cuenta variaciones significativas en la tasa de impacto a lo largo del tiempo. Las superficies más antiguas registran lo que se ha conocido como el **Bombardeo Pesado Tardío (LHB)**, un período de bombardeo intensivo que se

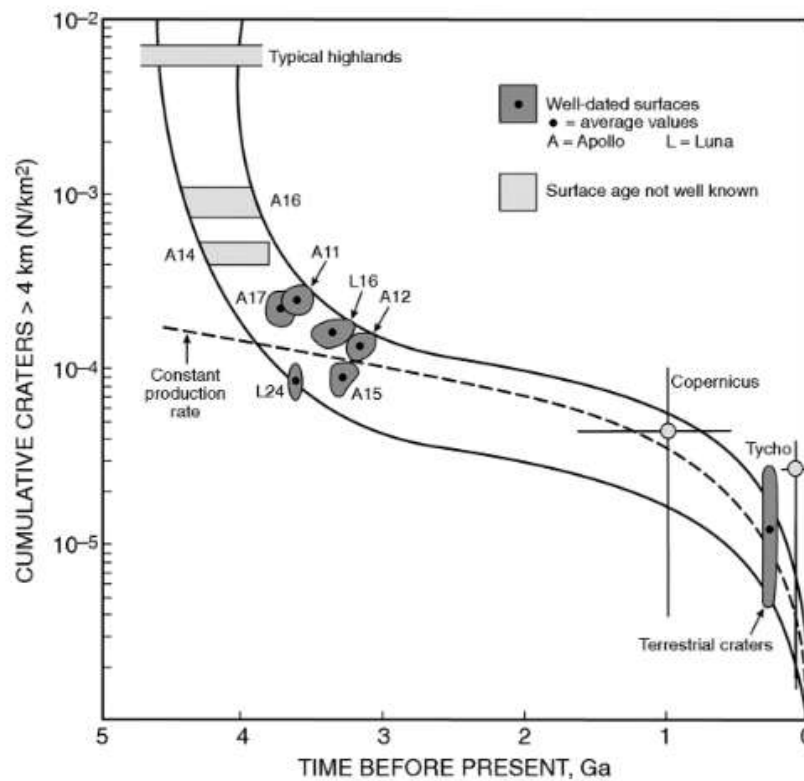


Figura 7.34: Curva de craterización de la Luna. En el eje x , se muestra el tiempo en miles de millones de años atrás. En el eje y , se muestra el número acumulado de cráteres de más de 4 kilómetros de diámetro encontrados por kilómetro cuadrado de superficie lunar. Créditos: *Lunar sourcebook: A user's guide to the Moon*, [218].

cree ocurrió durante un par de cientos de millones de años después de la formación de los planetas. En contraste, durante los últimos tres mil millones de años, la tasa de impacto ha sido más estable, aunque todavía requiere una modelización precisa para aplicar el DDC a regiones que han sufrido procesos de modificación.

La estadística del conteo de cráteres puede no ser tan precisa, debido a que, como vimos anteriormente, los grandes impactos pueden producir cráteres secundarios más pequeños, lo que haría el conteo inexacto, si es que estos cráteres secundarios se incluyen. Es por eso que normalmente el conteo se basa en cráteres de un cierto tamaño, y se descartan normalmente los más pequeños. El conteo de cráteres por sí solo puede ofrecer a lo máximo una comparación entre edades relativas de dos superficies. Sin embargo, si podemos datar con precisión la edad de la superficie, y contar adecuadamente sus cráteres, entonces tenemos una curva calibrada de craterización (ver Figura 7.34). En el caso de la Tierra y la Luna, esta curva es útil, dado que conocemos con una buena aproximación la tasa de impactos; para otros lugares del Sistema Solar como Marte, o las lunas jovianas, es necesario hacer ciertas suposiciones sobre el flujo de impactores y la tasa de impactos si es que queremos usar el conteo de cráteres como un parámetro para calcular la edad de las superficies.

Distribución y preservación de los impactos

La distribución de los cráteres a través del Sistema Solar proporciona una medida de la actividad geológica de los planetas y lunas. La preservación o el borrado de las estructuras de impacto es un indicador directo de su estado geodinámico interno. Los cuerpos sin atmósfera o con procesos

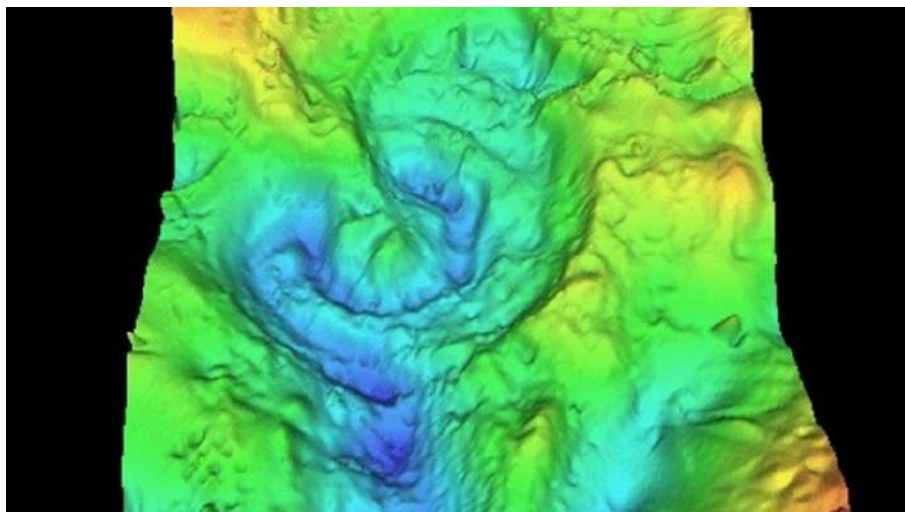


Figura 7.35: Mapa en 3D de las variaciones locales de la gravedad y campo magnético, que revelan el cráter Chicxulub, enterrado bajo cientos de metros de sedimentos. Créditos: NASA, dominio público.

geológicos internos detenidos, como la Luna y Mercurio, actúan como archivos de la historia de los impactos. En estos mundos, los eventos de impacto quedan esencialmente congelados en el tiempo. Los cráteres lunares son un testimonio de esta preservación. Estructuras relativamente jóvenes, como el cráter *Tycho*, conservan un sistema de rayos brillantes que consiste en material eyectado de manera prístina. Esta excelente preservación se debe a que la Luna no posee actividad tectónica ni vulcanismo significativo desde hace aproximadamente tres mil millones de años.

Por el contrario, planetas con atmósfera como la Tierra, Venus o Marte, causan procesos de erosión superficial que borran las huellas de los impactos. La Tierra, a pesar de su mayor gravedad, que atrae más proyectiles, registra solo un par de cientos de cráteres de impacto conocidos. Esta baja densidad es la manifestación de que la Tierra está geológicamente viva y ha borrado su historial de impactos. Los tres mecanismos de borrado de la Tierra son la tectónica, el vulcanismo y la erosión eólica e hídrica. El grado de preservación de los cráteres se convierte así en un indicador de la longevidad de los procesos geodinámicos de un planeta o una luna. La preservación de los cráteres lunares confirma que la Luna perdió rápidamente el calor interno necesario para impulsar la actividad geológica, mientras que la continua eliminación de cráteres en la Tierra demuestra que ha mantenido un motor geológico vigoroso a lo largo de sus 4 500 millones de años de historia.

7.4.5 Cráteres famosos de la Tierra

A lo largo del Sistema Solar vemos cómo los impactos han dejado estructuras increíbles, visibles incluso desde el espacio. Estos cráteres específicos proporcionan una fuente de calibración cronológica y datos cruciales sobre la composición de los posibles impactores y el efecto de los impactos a escala planetaria. Aunque la Tierra ha sido bombardeada a lo largo de su historia, solo se han identificado unos 190 cráteres de impacto. Ya sabemos que esto se debe a que la mayoría han sido borrados por la erosión, la actividad tectónica y el vulcanismo. Aun así, podemos identificar algunos recordatorios de la violencia espacial en nuestra superficie.

Cráter Chicxulub

Es una de las estructuras de impacto más famosas de la Tierra, conocida por estar directamente relacionada con el evento de extinción masiva que puso fin a la era de los dinosaurios. Se encuentra enterrado bajo la península de Yucatán, en México, con una parte de su estructura extendiéndose



Figura 7.36: Imagen satelital del cráter Vredefort en Sudáfrica. Créditos: NASA Earth Observatory, dominio público.

bajo el Golfo de México. No es visible desde la superficie, ya que está cubierto por millones de años de sedimentos. Fue descubierto a finales de la década de 1970 por los geofísicos **Antonio Camargo** y **Glen Penfield**, mientras buscaban yacimientos petrolíferos y notaron una enorme anomalía gravitatoria subterránea en forma de semicírculo. El impacto que formó el cráter ocurrió hace aproximadamente 66 millones de años, marcando el límite geológico entre los períodos Cretácico y Paleógeno, por eso es conocido como el límite K-Pg. Se estima que el impactor, probablemente un asteroide, medía entre 10 y 15 kilómetros de diámetro. El cráter resultante es un cráter complejo de pico anular (multi-anillo) con un diámetro de unos 180 kilómetros. Es el segundo cráter de impacto confirmado más grande del planeta.

Cráter Vredefort

Conocido también como la bóveda de Vredefort, es la estructura de impacto más grande y más antigua de la Tierra. Se encuentra en Sudáfrica, al suroeste de Johannesburgo, y es un sitio declarado patrimonio de la humanidad por la UNESCO. Se ha calculado que se formó hace aproximadamente 2 023 millones de años durante el Paleoproterozoico. Se estima que el cráter original tenía un diámetro de entre 250 y 300 kilómetros y que el asteroide que lo creó pudo haber medido entre 10 y 25 km de diámetro. Debido a su antigüedad, el cráter no es visible como una depresión circular típica. En cambio, lo que se observa hoy es el domo central (o bóveda) del cráter, que se levantó tras el impacto. Este domo está muy erosionado, pero expone las rocas más profundas de la corteza



Figura 7.37: Imagen del cráter Barringer con una resolución de 2 metros. Se aprecian las capas de roca caliza y arenisca expuestas justo debajo del borde del cráter, así como grandes bloques de piedra excavados por el impacto. Créditos: NASA Earth Observatory, dominio público.

terrestre que fueron elevadas por la presión del impacto.

Cráter Barringer:

Conocido como el Cráter del Meteorito (*Meteor Crater*), es el cráter de impacto mejor conservado y más famoso del mundo. Se ha convertido en un sitio clave para la geología planetaria y la investigación sobre impactos. Se encuentra en el desierto del norte de Arizona, en Estados Unidos, a unos 55 kilómetros al este de Flagstaff. Es un cráter simple, casi perfectamente circular, con una forma de cuenco bien definida con un diámetro de aproximadamente 1.2 kilómetros y una profundidad de unos 180 metros. El borde del cráter se eleva unos 45 metros sobre la llanura circundante, compuesto por rocas que fueron expulsadas y apiladas durante el impacto. El cráter se formó hace unos 50 000 años, durante el Pleistoceno tardío, lo que es relativamente reciente en términos geológicos. Esta juventud, sumada al clima árido de Arizona, explica su excelente estado de conservación. El impacto fue causado por un pequeño meteorito de níquel y hierro, que medía unos 50 metros de diámetro y pesaba alrededor de 300 000 toneladas. El objeto, que viajaba a unos 12 km s^{-1} , liberó una energía equivalente a la explosión de más de 10 megatones. La mayoría del meteorito se vaporizó instantáneamente al impactar, pero todavía se conservan pedazos en el museo dedicado al cráter.

Los cráteres de impacto son más que simples cicatrices en las superficies planetarias y lunares; son estructuras geológicas complejas cuya morfología está intrínsecamente ligada a la energía de colisión y a las propiedades reológicas del material impactado. El proceso de craterización produce un espectro morfológico que va desde los cráteres simples de tazón hasta las cuencas con múltiples anillos. La distribución y el estado de preservación de los cráteres nos revelan información sobre la actividad geodinámica de cada planeta o luna. La baja densidad de cráteres en la Tierra es una prueba de su continua actividad tectónica y erosiva, mientras que la alta densidad observada en cuerpos como la Luna, Mercurio o Calisto nos muestra su estado de calma geológica que conserva su historia desde hace miles de millones de años.



8. Atmósferas planetarias

Existe un mundo, cuyo tamaño se encuentra a medio camino entre la Luna y Marte, donde el aire, en sus capas superiores, se riza a causa de la electricidad, que fluye en torrentes procedente de su vecino, el arquetípico planeta de los anillos. Su perpetua envoltura marrón está teñida de un curioso tono anaranjado tostado, y la materia de la vida cae sin cesar de los cielos sobre su oculta y desconocida superficie.

Carl Sagan, *Un punto azul pálido*, 1994.

Por todo el Sistema Solar, e incluso por fuera de él, hemos encontrado capas de gas molecular rodeando planetas y lunas. Las atmósferas son sistemas complejos, con composiciones, densidades y dinámicas únicas. Entre los planetas rocosos, la Tierra, Venus y Marte poseen atmósferas. Por otro lado, los gigantes como Júpiter y Saturno están compuestos principalmente de hidrógeno y helio, con atmósferas que se extienden profundamente hacia sus núcleos. Explorar las atmósferas nos enseña sobre la evolución de cada planeta y nos da pistas sobre su potencial habitabilidad. Los planetas pueden obtener sus atmósferas mediante tres procesos diferentes: 1) la captura de gas de la nebulosa original, 2) la emisión de gases desde el interior del planeta durante el proceso de acreción y 3) la emisión de gases por procesos tectónicos y volcánicos [76].

8.1 ¿Qué es una atmósfera?

Las atmósferas son envolturas de gas molecular que rodean a muchos de los planetas y lunas de nuestro Sistema Solar, así como a planetas extrasolares. Son cruciales para entender sus condiciones de temperatura, presión y su historia geológica, además de su posibilidad de ser habitables. Las atmósferas son sostenidas fundamentalmente por la fuerza de gravedad del planeta. Su composición y estructura son el resultado de miles de millones de años de evolución, desde la desgasificación primaria de material volátil durante la formación planetaria hasta la influencia de procesos geoquímicos y, en el caso específico de la Tierra, también de los procesos biológicos.

Las atmósferas cumplen múltiples funciones en la estabilidad geológica y, en el caso de la Tierra, en el mantenimiento de la vida. Una de las funciones de las atmósferas planetarias es la protección contra el impacto de objetos pequeños. La fricción generada al ingresar a las capas densas provoca que la mayoría de los meteoroides se desintegren antes de llegar a la superficie en



Figura 8.1: Tres atmósferas de nuestro Sistema Solar ricas en nitrógeno, la Tierra, Titán y Plutón. Créditos: NASA/JPL, dominio público.

forma de meteoritos. Adicionalmente, las atmósferas actúan como un filtro para diferentes tipos de radiación. Las atmósferas son un regulador climático e hidrológico y sirven como un reservorio para elementos químicos y moléculas vitales, como el carbono, el nitrógeno y las moléculas orgánicas.

8.2 Composición de la atmósfera terrestre

La atmósfera rodea nuestro planeta y contiene el aire que respiramos; nos protege de muchos de los eventos energéticos provenientes del espacio exterior, tales como pequeños asteroides y rayos cósmicos. Esta capa de gases protectora está compuesta por varios tipos moleculares (ver Cuadro 8.1), de los cuales los cuatro primeros de la lista representan el 99.998 % de su contenido. De la composición seca de la atmósfera, el **nitrógeno** es el más abundante. El nitrógeno diluye el oxígeno y evita la combustión rápida en la superficie terrestre. Los seres vivos lo requieren para su metabolismo y para la producción de proteínas. El **oxígeno** es utilizado por todos los seres vivos en nuestro planeta y es esencial para la respiración y el metabolismo. También es necesario para la combustión y la generación de energía. El **argón** es un gas noble que básicamente no interactúa con ningún otro componente de la atmósfera y que conocemos bien porque se utiliza en la fabricación de bombillas y para preservar objetos de museo como textos antiguos. Todos los organismos fotosintéticos de la Tierra utilizan el **dióxido de carbono** para producir su alimento y liberan después el oxígeno como subproducto de su metabolismo. El dióxido de carbono también actúa como uno de los gases de efecto invernadero más eficientes, impidiendo que el calor liberado por la superficie del planeta escape hacia el espacio exterior. Las cantidades exactas de cada gas varían diariamente. El Laboratorio de Monitoreo Global de la *National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA* actualiza permanentemente las tendencias de los cuatro principales gases de efecto invernadero en la atmósfera [284]. Los porcentajes de gases atmosféricos mostrados en el Cuadro 8.1 corresponden a una atmósfera completamente seca.

Muchas otras sustancias de origen natural y artificial también pueden estar presentes en pequeñas cantidades en la atmósfera, y su concentración varía según el lugar del planeta y las estaciones. Estas sustancias se presentan en forma de aerosoles (partículas muy pequeñas que flotan en el aire). En una muestra de aire sin filtrar se pueden encontrar partículas que incluyen polvo de diferentes tipos de minerales y polvo de origen orgánico, polen y esporas, rocío marino y ceniza volcánica. Varios contaminantes industriales también pueden estar presentes como gases o aerosoles, como el cloro, compuestos de flúor e incluso vapor de mercurio. Los compuestos de azufre, como el sulfuro de hidrógeno y el dióxido de azufre (SO₂), pueden ser producto de fuentes naturales como las erupciones volcánicas o ser producidos por la contaminación industrial.

La atmósfera rara vez, o más bien nunca, está completamente seca. El **vapor de agua** (agua en estado gaseoso) está casi siempre presente y representa aproximadamente el 0.25 % de la

Componente	Forma química	Contenido
Nitrógeno	N ₂	78.084 %
Oxígeno	O ₂	20.946 %
Argón	Ar	0.934 %
Dióxido de Carbono	CO ₂	0.042 %
Neón	Ne	18.182 ppm
Helio	He	5.24 ppm
Metano	CH ₄	1.92 ppm
Kriptón	Kr	1.14 ppm
Hidrógeno	H ₂	0.55 ppm
Óxido Nitroso	N ₂ O	0.33 ppm
Monóxido de Carbono	CO	0.10 ppm
Xenón	Xe	0.09 ppm
Ozono	O ₃	0.07 ppm
Dióxido de Nitrógeno	NO ₂	0.02 ppm
Yodo	I ₂	0.01 ppm
Amoníaco	NH ₃	trazas

Cuadro 8.1: Composición química de la atmósfera excluyendo el vapor de agua (Atmósfera seca). Después de los primeros cuatro componentes que se muestran en porcentaje, la abundancia de los demás compuestos menores de la atmósfera se expresan en partes por millón (ppm). Créditos: *National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA* [284].

masa atmosférica. En la atmósfera inferior, la concentración de vapor de agua, que es uno de los principales gases de efecto invernadero, varía significativamente, desde unas 10 ppm por fracción molar en las zonas más frías de la atmósfera hasta un 5 % por fracción molar en masas de aire cálido y húmedo. Las concentraciones de otros gases atmosféricos suelen expresarse en términos de aire seco (sin vapor de agua), como en el Cuadro 8.1. Cuando hay presencia de agua, el volumen de los demás componentes gaseosos de la atmósfera varía. En las regiones desérticas de la Tierra, cuando soplan vientos secos, la contribución del vapor de agua a la composición atmosférica es prácticamente nula. Otras regiones con muy baja presencia de vapor de agua son los polos, donde el agua se encuentra completamente congelada. La contribución del vapor de agua a la atmósfera se acerca al 3 % durante los días extremadamente calurosos y húmedos; todos los que hemos tenido la oportunidad de visitar lugares como el Magdalena Medio colombiano hemos notado el calor húmedo y pegajoso que se siente al mediodía en un municipio como Puerto Berrio. El límite superior, cercano al 4 %, se encuentra sólo en climas como las selvas tropicales. El Cuadro 8.2 muestra las variaciones en volumen del nitrógeno, oxígeno y el argón en función de diferentes volúmenes de vapor de agua.

8.2.1 La humedad relativa

La **humedad relativa (HR)** constituye uno de los parámetros termodinámicos más importantes involucrados en las condiciones atmosféricas y se manifiesta típicamente en la sensación del ambiente. Además, es un parámetro utilizado en el control de procesos industriales y en los estudios de conservación ambiental. Se debe entender la termodinámica de las mezclas de gases y los principios de transferencia de masa y energía involucrados en su definición, cálculo y medición. Ya sabemos que el aire atmosférico se compone de una mezcla de gases, donde cada componente, principalmente el nitrógeno y el oxígeno, ejerce una presión de manera independiente, conocida como **presión parcial**. También vimos que la cantidad de agua presente en la atmósfera en estado

Vapor de agua	Nitrógeno	Oxígeno	Argón
0 %	78.084 %	20.947 %	0.934 %
1 %	77.30 %	20.70 %	0.92 %
2 %	76.52 %	20.53 %	0.91 %
3 %	75.74 %	20.32 %	0.90 %
4 %	74.96 %	20.11 %	0.89 %

Cuadro 8.2: Porcentaje en volumen de los componentes atmosféricos en presencia de vapor de agua. Créditos: *National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA* [284].

gaseoso se denomina vapor de agua. La presión parcial ejercida únicamente por este vapor de agua en la mezcla se denomina presión de vapor (e). La presión de vapor e es la medida de la concentración de vapor de agua en el aire. Recordemos que la **ley de Dalton** de los gases establece que la presión total del aire es la suma de las presiones parciales de cada uno de sus componentes. Hay que anotar que cualquier aumento en la presión total de la mezcla de gases incrementará proporcionalmente la presión parcial del vapor de agua, lo que tiene implicaciones directas en la humedad relativa y la temperatura del **punto de rocío**, que es la temperatura a la que el aire debe enfriarse para que el vapor de agua que contiene se condense en forma de gotas de líquido (rocío), niebla o escarcha. Este efecto es fundamental en el análisis de los sistemas presurizados o en los cálculos de **higrometría** a gran altitud.

Para definir la humedad relativa, es necesario definir también la **saturación**. La presión de vapor de saturación ($e(T)$) se define como la presión parcial máxima que el vapor de agua puede ejercer sobre una cierta cantidad de aire a una temperatura T y presión P determinadas. Una vez que se alcanza esta presión máxima, el aire se considera saturado; eso significa que la $HR = 100\%$, y cualquier vapor de agua adicional debe cambiar de fase y condensarse en forma de agua líquida. El principio termodinámico más crítico en la higrometría es la dependencia que existe entre la capacidad máxima de retención de agua, $e(T)$, y la temperatura T . A medida que la temperatura aumenta, la presión de vapor de saturación crece de forma no lineal. Esta dependencia explica un fenómeno meteorológico fundamental: si la cantidad de vapor de agua presente en el aire (la presión parcial e) se mantiene constante, un aumento en la temperatura T del aire provoca un aumento exponencial en la presión de saturación $e(T)$. Como la humedad relativa se calcula como una razón entre la presión parcial del vapor de agua e y la presión de saturación $e(T)$, el incremento en la temperatura causa una disminución drástica de la humedad relativa. Este mecanismo es la razón por la que el aire calentado en un sistema de calefacción, a pesar de contener la misma cantidad de agua, registra una humedad relativa mucho más baja y se siente como aire seco.

Así, la humedad relativa, $HR(\phi)$ mide qué tan cerca se encuentra el aire de la presión de saturación. Se define como la razón entre la presión parcial actual del vapor de agua (e) y la presión de vapor de saturación ($e(T)$) a la misma temperatura T , expresada como un porcentaje. La ecuación de la humedad relativa es:

$$HR(\phi) = \frac{e}{e(T)} \times 100\%, \quad (8.1)$$

donde e y $e(T)$ deben estar expresadas en las mismas unidades, generalmente pascales o milibares. El aire alcanza la saturación cuando e es igual a $e(T)$, lo que equivale a una HR del 100% . Algunas veces la HR se calcula utilizando la densidad de vapor de agua en relación con la densidad de vapor de saturación. Por ejemplo, si la densidad de vapor actual es de 10 g m^{-3} a 20°C , y la densidad de saturación a esa temperatura es de 17.3 g m^{-3} , entonces la HR es del 57.8% . La medición de la humedad relativa se hace mediante dispositivos electrónicos conocidos como

higrómetros. La humedad relativa es fundamental para la sensación térmica. La temperatura del cuerpo humano depende de la evaporación del sudor para enfriarse; si la HR es alta, la tasa de evaporación disminuye, haciendo que la persona se sienta más caliente y pegajosa; los valores máximos para sentirse cómodos están entre 40-60 %. Por otro lado, en meteorología, la humedad relativa es determinante para predecir la formación de las nubes, la niebla y las precipitaciones. La saturación (HR=100 %) es el límite para la condensación de lluvia. El aire tiende a saturarse cuando se enfría o cuando se añade vapor de agua. La formación de la niebla se produce cuando el aire alcanza el 100 % de HR muy cerca del suelo. Igualmente, la saturación de agua en la atmósfera es uno de los criterios que se consideran al calcular los límites de la zona de habitabilidad planetaria [147].

8.3 Estructura de la atmósfera terrestre

La atmósfera terrestre tiene una estructura por capas, delimitadas por el perfil térmico. Estas capas no solo varían en densidad y composición, sino también en las funciones físicas que desempeñan, actuando como un sistema protector y regulador.

8.3.1 La presión atmosférica

La presión atmosférica es el efecto del peso que ejerce la columna de aire de la atmósfera sobre una unidad de superficie debido a la fuerza de la gravedad. Esta presión disminuye con la altitud porque hay menos aire por encima, y varía con la temperatura y las condiciones meteorológicas. La presión atmosférica se mide con instrumentos llamados **barómetros** y se puede calcular mediante la ecuación de presión hidrostática que implica la densidad y la altitud. A lo largo de la historia, se han desarrollado varios tipos de barómetros:

- **Barómetro de Mercurio:** Fue inventado por **Evangelista Torricelli (1608 - 1647)** en 1643. Consiste en un tubo de vidrio cerrado en un extremo y lleno de mercurio, invertido sobre una cubeta con el mismo líquido. La presión atmosférica sobre la cubeta sostiene la columna de mercurio en el tubo. La altura de la columna se mide en milímetros de mercurio (mmHg) o Torr. La presión atmosférica estándar a nivel del mar equivale a 760 mmHg.
- **Barómetro Aneroid:** Es más portátil y no usa líquidos. Contiene una cápsula metálica sellada que genera un vacío parcial. Cuando la presión atmosférica cambia, la cápsula se expande o se comprime, moviendo un sistema de palancas que indica la presión en la misma escala de mmHg.
- **Barómetros Digitales:** Son los instrumentos más modernos y usan sensores electrónicos (transductores de presión) que detectan los cambios de presión del aire y convierten la información en una lectura digital.

Un cálculo simplificado de la presión utiliza la fórmula fundamental de la hidrostática, aunque esta asume que el fluido (el aire) tiene una densidad uniforme, lo cual no es cierto en la atmósfera real:

$$P_{atm} = \rho gh \quad (8.2)$$

donde P_{atm} es la presión medida en pascuales, ρ es la densidad media del aire, g es la gravedad y h es la altura de la columna de aire. La presión atmosférica disminuye con la altitud porque hay menos aire por encima, y por lo tanto, la columna de aire ejerce menos peso. Cerca del

nivel del mar, la presión atmosférica disminuye aproximadamente 1 hPa (hectopascal, la unidad más común en meteorología) por cada 8 metros de altura que se asciende. Para cálculos más precisos que tienen en cuenta los cambios de densidad y temperatura del aire con la altura, se utiliza la **fórmula barométrica** (o fórmula exponencial), y se basa en el modelo del *International Standard Atmosphere (ISA)*, un modelo atmosférico estático que muestra cómo cambian la presión, la temperatura, la densidad y la viscosidad de la atmósfera terrestre en un amplio rango de altitudes o elevaciones. Esta fórmula es esencial en aeronáutica y meteorología para modelar cómo la presión y la densidad del aire cambian con la altura [157]:

$$P(h) = P_0 e^{-mgh/kT}, \quad (8.3)$$

aquí, $P(h)$ es la presión atmosférica a una altura h sobre el nivel del mar, P_0 es la presión atmosférica al nivel del mar, que equivale en promedio a 1.0132 bar, siendo 1 bar = 10^5 Pa; g es la aceleración gravitacional, m es la masa promedio de una molécula de aire, k es la constante de Boltzmann y T es la temperatura. El parámetro H es llamado **escala de altura**:

$$H = \frac{kT}{mg}, \quad (8.4)$$

de esta forma la fórmula barométrica también puede expresarse como:

$$P(h) = P_0 e^{-h/H}. \quad (8.5)$$

8.3.2 Perfil de temperatura

El **perfil de temperatura atmosférico** se define como la variación de la temperatura absoluta (kelvin, K) en función de la altitud (h), y constituye un parámetro geofísico fundamental para entender la estabilidad hidrostática, la densidad y la circulación de la atmósfera. La interacción entre la absorción de radiación solar y los mecanismos de redistribución de calor genera una estructura térmica vertical que ha sido dividida clásicamente en cuatro capas principales separadas por discontinuidades térmicas denominadas pausas (ver Figura 8.2).

La troposfera

En la Tierra, el 67 % de la atmósfera se deposita por debajo de los primeros 10 kilómetros. A modo de comparación, esto equivale a tener un globo aerostático con una capa del espesor de un billete sobre su superficie.

La troposfera es la capa más baja y densa de la atmósfera; se extiende desde la superficie hasta una altitud variable de entre 10 y 16 kilómetros. En ella se desarrollan la mayoría de los fenómenos meteorológicos, como la lluvia, los rayos, las tormentas, los vientos y los huracanes. La atmósfera baja se calienta esencialmente por contacto con la superficie terrestre, la cual absorbe la energía solar. Este calentamiento desde abajo provoca que el aire cercano al suelo adquiera menor densidad y ascienda por flotabilidad, dando lugar a movimientos convectivos y a una mezcla vertical constante. La temperatura en la troposfera disminuye con la altura. Por lo tanto, una fórmula barométrica realista debe tener en cuenta el cambio en la temperatura. Una manera de hacerlo es introduciendo el llamado **gradiente de temperatura de la atmósfera** α , que es de aproximadamente 6.5 K km^{-1} en la troposfera:

$$\alpha = -\frac{dT}{dh}, \quad (8.6)$$

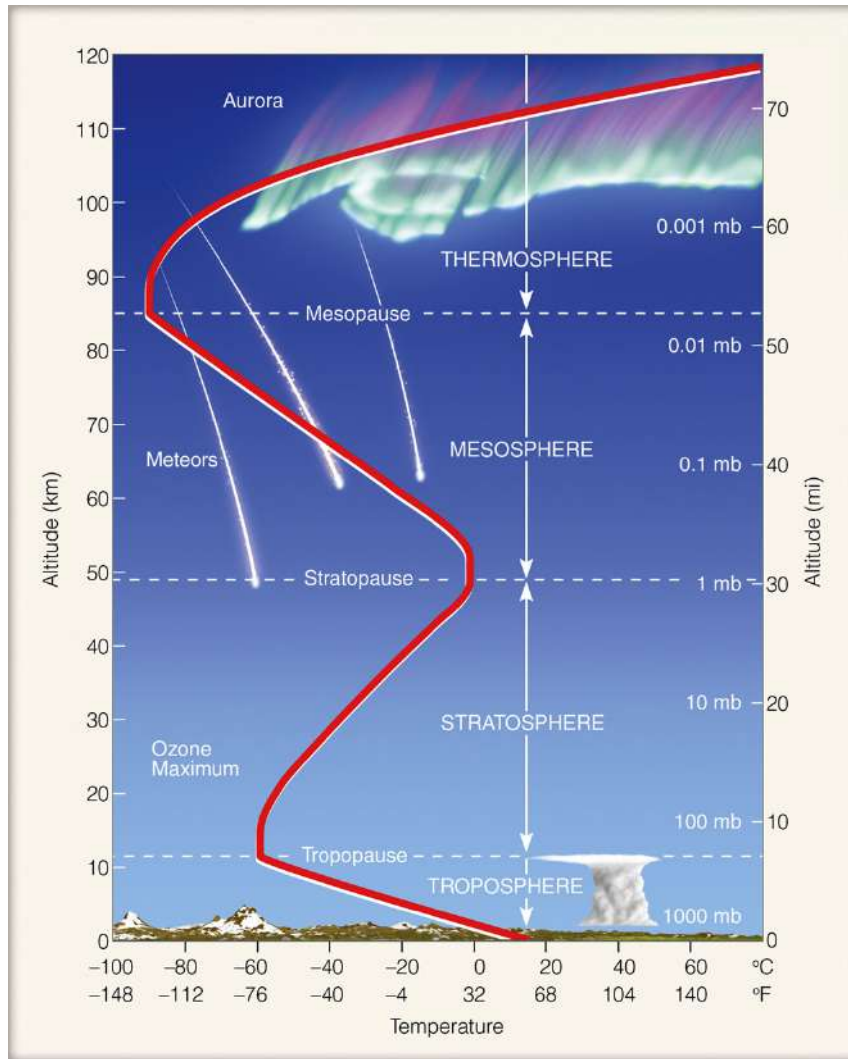


Figura 8.2: Diagrama de las capas de la atmósfera terrestre. El perfil de temperatura se muestra en rojo. Créditos: *Earth Science Review*, dominio público [286].

así un perfil de temperatura en función de la altura, teniendo en cuenta la temperatura superficial T_0 , puede expresarse como:

$$T(h) = T_0 - \alpha h. \quad (8.7)$$

La atmósfera solo puede estar en un estado aproximadamente estacionario siempre que la temperatura disminuya linealmente con la altura, o que la atmósfera fuera isotérmica, lo que significa $\alpha = 0$. El modelo estacionario se ajusta bastante bien a las observaciones para la atmósfera inferior. Si se toma este perfil de temperatura literalmente, tendríamos una disminución ilimitada de la temperatura a medida que ascendemos en la atmósfera. Por supuesto, las temperaturas negativas no tienen sentido en la escala absoluta (Kelvin), por lo que la forma de este perfil solo será válida hasta una cierta altura límite. De hecho, un análisis más profundo de la conducción de calor revela que es necesario asumir un límite superior e inferior de temperatura. El límite inferior es obvio, la superficie de la Tierra, mientras que el límite superior es menos trivial. Sea cual sea, su altitud no debe ser mayor que T_0/α . La no dependencia de la temperatura con el tiempo (es decir, el estado

estacionario) se debe al hecho de que la cantidad de calor que entra a través del límite inferior es la misma que la que escapa a través del límite superior.

Los procesos convectivos cesan a una cierta altura que marca el límite superior de la troposfera y la transición hacia la estratosfera, conocido como la tropopausa. Esta capa de transición se caracteriza por su estabilidad y por una inversión térmica o, alternativamente, por una capa isotérmica donde la temperatura se mantiene aproximadamente constante con la altitud. Esta barrera térmica es fundamental ya que frena el ascenso del aire troposférico. Un ejemplo de este límite ascendente es el fenómeno visible en las cimas de los grandes cúmulos tormentosos (cumulonimbos), cuya parte superior se aplasta, formando el característico yunque al alcanzar la tropopausa. La altitud de la tropopausa no es uniforme en todo el planeta, varía con la latitud y con las estaciones. Cerca del ecuador, donde el calentamiento superficial y la turbulencia son máximos, la tropopausa se encuentra a unos 16 kilómetros de altura. Por el contrario, en las regiones polares, su altitud disminuye considerablemente, situándose entre 6 y 8 kilómetros. Aunque funciona como una barrera, en las latitudes medias pueden ocurrir dobleces o rupturas que permiten una interacción significativa, facilitando la transferencia de grandes cantidades de masa y energía, como el transporte de vapor de agua hacia la estratosfera y el movimiento del ozono estratosférico hacia la troposfera.

La estratosfera

La estratosfera se ubica justo por encima de la tropopausa. Cerca del ecuador, el borde inferior de la estratosfera alcanza una altura de hasta 20 kilómetros, en latitudes medias alrededor de 10 kilómetros y en los polos alrededor de 7 kilómetros. A diferencia de la troposfera, en esta capa se presenta una inversión térmica, lo que quiere decir que la temperatura aumenta con la altura. La temperatura en esta región de la atmósfera aumenta desde unos -50°C en la tropopausa, hasta unos -15°C en la parte alta de la estratosfera. Las temperaturas también varían dentro de la estratosfera a medida que cambian las estaciones, alcanzando temperaturas particularmente bajas durante las noches de invierno polares. Los vientos en la estratosfera pueden superar con creces a los de la troposfera, alcanzando cerca de 220 km/h en regiones como el vórtice polar sur, una extensa región de aire que es contenida por una corriente en chorro que viaja de oeste a este y que rodea la región polar sur. Esta corriente en chorro suele denominarse chorro polar nocturno. El vórtice polar se extiende desde la tropopausa, a través de la estratosfera, hasta la mesosfera, por encima de los 50 kilómetros. El aire dentro del vórtice se asocia con bajos niveles de ozono y bajas temperaturas [294].

El mecanismo que impulsa el calentamiento en la estratosfera y la inversión en el perfil de temperatura es la absorción directa de la radiación ultravioleta solar. En la estratosfera se encuentra la **capa de ozono**, que se expande entre los 15 y los 35 kilómetros. El ozono absorbe la mayor parte de la radiación ultravioleta solar, liberando energía térmica y calentando la estratosfera. Este calentamiento radiativo, que ocurre de manera volumétrica y no desde la superficie, es el que genera el perfil térmico estable de la estratosfera. El punto de máxima absorción y, por lo tanto, de máxima temperatura, se alcanza en el límite superior de la capa y se llama estratopausa, cerca de los 50 kilómetros.

La capa de ozono

El proceso de formación de la capa de ozono fue descrito por primera vez por el matemático y geofísico británico **Sydney Chapman, (1888 - 1970)** en 1930, y se conoce como **ciclo de Chapman** o ciclo ozono-oxígeno [132]. El oxígeno molecular (O_2) absorbe la luz solar de alta energía en la región UV-C, en longitudes de onda inferiores a unos 240 nm. Los radicales producidos por las moléculas de oxígeno divididas, o sea átomos libres, se combinan nuevamente con el oxígeno molecular para formar ozono (O_3). El ozono, a su vez, se fotodisocia mucho más rápido que el oxígeno molecular, ya que presenta una mayor absorción de radiación que ocurre a longitudes de onda más largas, donde la emisión solar es más intensa, produciendo O y O_2 . El átomo de

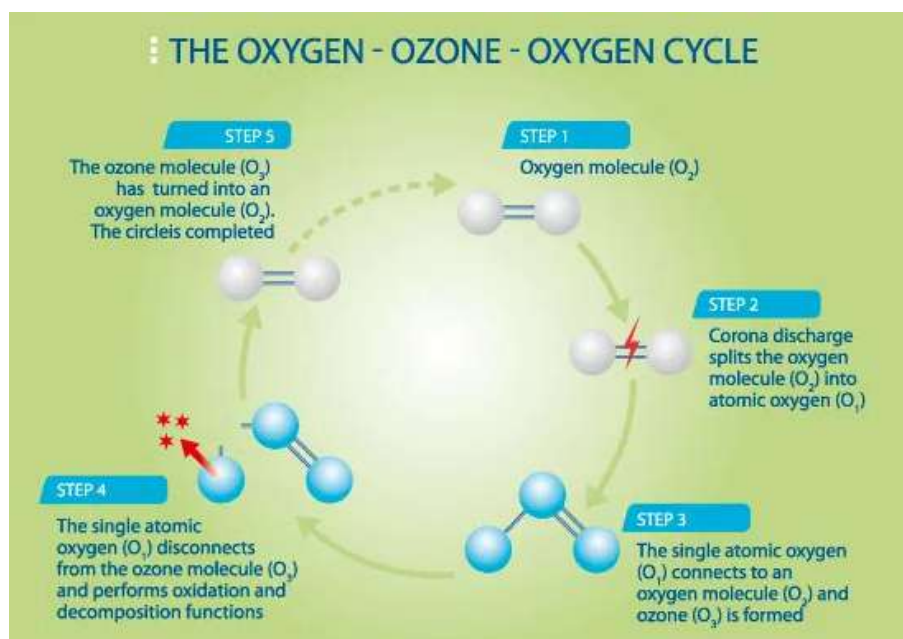


Figura 8.3: Diagrama que muestra el ciclo del ozono en la estratosfera. Créditos: *The Shift, about climate and what we can do about it*, dominio público [290].

oxígeno resultante se combina con el oxígeno molecular atmosférico para formar nuevamente O_3 , liberando calor (ver Figura 8.3). La rápida fotodisociación y formación de nuevo ozono calientan la estratosfera, lo que resulta en la inversión térmica.

Este proceso de calentamiento interno de la estratosfera la estratifica (de ahí su nombre), y no permite la mezcla vertical del aire. Esta estratificación vertical, con capas más cálidas arriba y capas más frías abajo, hace que la estratosfera sea dinámicamente estable: no hay convección regular ni turbulencia asociada en esta parte de la atmósfera. Sin embargo, los procesos de convección excepcionalmente energéticos, como columnas de erupciones volcánicas y cimas que sobrepasan en tormentas eléctricas severas, pueden llevar convección a la estratosfera de forma local y temporal. En general, la atenuación de la radiación UV en las longitudes de onda que dañan el ADN por la capa de ozono permite que exista vida en la superficie del planeta fuera del océano. Todo el aire que entra en la estratosfera debe pasar por la tropopausa, donde se encuentra con el mínimo de temperatura que divide la troposfera y la estratosfera. El aire ascendente está literalmente liofilizado (sin agua); la estratosfera es un lugar muy seco.

Sydney Chapman describió correctamente la fuente del ozono estratosférico y su capacidad para generar calor en la estratosfera; también describió cómo el ozono puede destruirse al reaccionar con el oxígeno atómico, formando dos moléculas de oxígeno molecular. Ahora sabemos que existen otros mecanismos de destrucción del ozono, y que estos mecanismos son catalíticos, lo que significa que una pequeña cantidad del catalizador puede destruir un gran número de moléculas de ozono. El primero se debe a la reacción de los radicales hidroxilo (OH) con el ozono. El OH se forma mediante la reacción de átomos de oxígeno excitados eléctricamente, producidos por la fotodisociación del ozono, con el agua. Aunque la estratosfera está virtualmente seca, se produce agua ahí mismo por medio de la oxidación fotoquímica del metano (CH_4). El radical HO_2 producido por la reacción del OH con el O_3 se recicla nuevamente en OH mediante la reacción con átomos de oxígeno o con moléculas de ozono. Por otro lado, los protones solares pueden afectar significativamente los niveles de ozono a través de la radiólisis formando también OH . El óxido nítrico (N_2O) se produce por la actividad biológica en la superficie y se oxida en forma de NO (monóxido de nitrógeno)

en la estratosfera; los llamados ciclos de radicales NO_x también agotan el ozono estratosférico. Finalmente, las moléculas de clorofluorocarbonos se fotodisocian en la estratosfera liberando átomos de cloro que reaccionan con el ozono formando ClO (monóxido de cloro) y O_2 . Los átomos de cloro se reciclan cuando el ClO reacciona con el O en la estratosfera superior, o cuando el ClO reacciona consigo mismo. Recordemos que fue esta química de los clorofluorocarbonos la causante del **agujero de ozono antártico**, que significa el adelgazamiento significativo de la capa de ozono sobre la Antártida y que todavía se forma cada año entre agosto y octubre, durante la primavera del hemisferio sur y es causado por una combinación de bajas temperaturas estratosféricas, fuertes vientos (el vórtice polar), la luz solar y la presencia de compuestos de cloro [132].

La mesosfera

La tercera capa de la atmósfera inicia a unos 50 kilómetros de altura, y contiene apenas el 0.1 % de la masa de aire sobre la Tierra. En la mesosfera, nuevamente la temperatura experimenta un decrecimiento a medida que aumenta la altura. Esta característica se utiliza para definir sus límites: comienza en la parte superior de la estratosfera, llamada la estratopausa, y termina en la mesopausa, que es la parte más fría de la atmósfera terrestre, con temperaturas inferiores a -143°C . Los límites superior e inferior de la mesosfera varían con la latitud y las estaciones; son más altos en invierno y en los trópicos, y más bajos en verano y en los polos. El límite inferior suele ubicarse a altitudes de entre 47 y 51 kilómetros, y el límite superior suele estar entre los 85 y los 100 kilómetros, donde se alcanza la mesopausa. La estratosfera y la mesosfera juntas suelen llamarse **la atmósfera media**, que se extiende desde los 12 hasta los 80 kilómetros sobre la superficie terrestre. Dentro de la mesosfera se alcanza el llamado **espacio cercano**, que se refiere a la región comprendida entre el **límite de Armstrong**, unos 19 kilómetros, por encima del cual los humanos necesitan un traje presurizado para sobrevivir, y la **línea de Kármán**, donde la astrodinámica debe sustituir a la aerodinámica para poder volar. Otra definición se refiere a la altitud máxima a la que vuelan los aviones comerciales, unos 12 kilómetros, y el perigeo más bajo de los satélites capaces de orbitar la Tierra, a unos 73 kilómetros.

La reversión en el perfil de temperatura dentro de la mesosfera se debe a que la absorción de la radiación solar por parte de la atmósfera disminuye en esta capa de muy baja densidad. La concentración de ozono disminuye a medida que aumenta la altitud; recordemos que el ozono es el principal absorbente en las longitudes de onda UV que logran atravesar la termosfera. El enfriamiento también se debe a la absorción-emisión radiativa de CO_2 , que interactúa con la radiación infrarroja emitida por la Tierra, devolviendo la mayor parte a la superficie y calentando la atmósfera baja, mientras las capas altas como la mesosfera se enfrían al no recibir dicha radiación. La parte superior de la mesosfera, la mesopausa, es la parte más fría de la atmósfera terrestre. Se han registrado temperaturas récord de -173°C (100 K).

Una característica interesante de la mesosfera, además de la dinámica de vientos de gran altura que impulsa en gran medida la circulación atmosférica global, es una capa de sodio de unos 5 kilómetros de espesor, que se encuentra por encima de los 80 kilómetros. Compuesta por átomos de sodio no ionizados y no ligados, la capa de sodio irradia débilmente, contribuyendo a la luminiscencia atmosférica. Esta banda se repone periódicamente mediante la sublimación del sodio procedente de los meteoros, cuya mayoría se deshace justo en la mesosfera. Los astrónomos han comenzado a utilizar esta banda de sodio para crear **estrellas guía** como parte del proceso de corrección llamado **óptica adaptativa**.

Millones de meteoritos entran en la atmósfera de la Tierra. Se calcula que un promedio de 40 000 toneladas de material meteórico se sublima en la mesosfera cada año. El material resultante, llamado **humo meteórico**, sirve como núcleos de condensación para las nubes conocidas como **nubes mesosféricas polares**, que son las nubes más altas de la atmósfera terrestre compuestas por cristales de hielo, y que se forman a unos 75 kilómetros durante los meses de verano en latitudes entre los 50° y 70° al norte y sur. Son demasiado débiles para ser vistas directamente, y sólo se

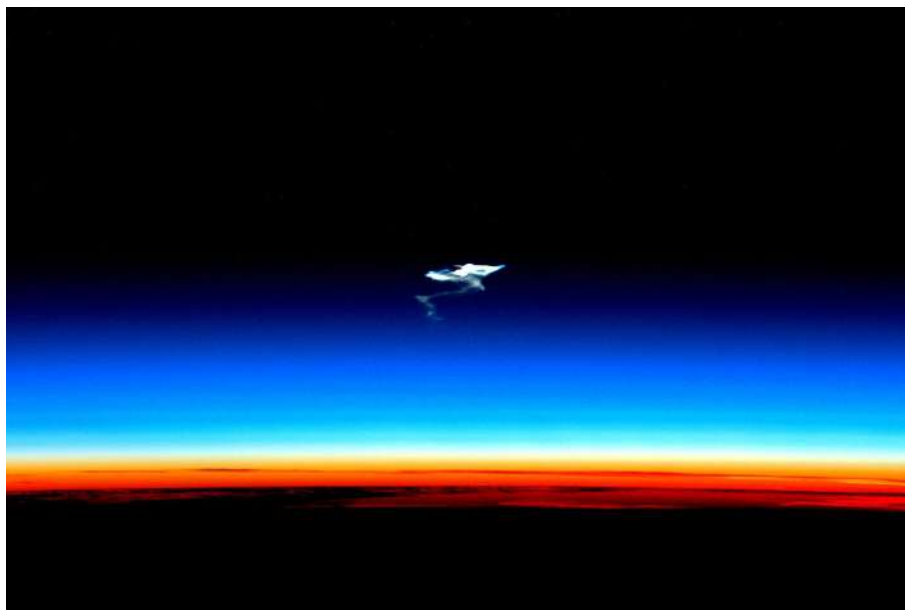


Figura 8.4: Resplandor de la troposfera (naranja), la estratosfera (azul) y la mesosfera (negro) en el que comienza la entrada de materiales espaciales a la atmósfera. En la imagen se aprecia la estela de humo dejada por la reentrada de una nave espacial *Soyuz*. Créditos: NASA/Scott Kelly, dominio público.

pueden ver cuando la luz del Sol las ilumina desde debajo del horizonte, mientras que las capas más bajas de la atmósfera están en la sombra de la Tierra.

La mesosfera se encuentra por encima de la altitud máxima para los aviones, y solo los kilómetros más bajos son accesibles para los globos, cuyo récord de altura es de 53 kilómetros. Por otro lado, esta capa está por debajo de la altitud mínima para las naves espaciales debido a la alta resistencia atmosférica. Solo se puede llegar a ella mediante el uso de los llamados **cohetes sonda**, que solo pueden tomar datos durante unos pocos minutos por misión. Como resultado, la mesosfera es la capa menos comprendida de la atmósfera, por esto ha sido llamada, de forma despectiva, la **ignorosfera** [274]. Esta es la razón por la cual la presencia de **espectros rojos** y chorros azules conocidos como **descargas superatmosféricas**, además de otros fenómenos como las nubes mesosféricas polares, todavía son poco comprendidos por los científicos atmosféricos.

La termosfera

Esta capa superior de la atmósfera se caracteriza porque la radiación ultravioleta provoca la fotoionización y fotodisociación de moléculas, creando iones; por lo tanto, la mayor parte de la ionosfera (que analizaremos más adelante) se encuentra dentro de la termosfera. Comienza a unos 80 kilómetros de altura. Las temperaturas de la termosfera aumentan debido a la absorción de radiación solar de alta energía. Las temperaturas dependen de la actividad solar y pueden alcanzar los 2000 °C o más. La radiación provoca que las partículas de esta capa se carguen eléctricamente, lo que permite que las ondas de radio se reflejen y refracten, lo que permite que viajen más allá del horizonte. Por encima de la termosfera, en la exosfera, a partir de unos 600 kilómetros, la atmósfera se transforma en el espacio exterior, aunque, según los criterios establecidos para la definición de la línea de Kármán, la mayor parte de la termosfera forma parte ya del espacio exterior. La frontera entre la termosfera y la exosfera se conoce como termopausa.

Aunque en la termosfera se alcanzan temperaturas de miles de grados, en realidad un astronauta, o los satélites que allí se encuentran, no sentirían el calor, debido a la baja densidad del gas. Un termómetro normal marcaría temperaturas inferiores a 0 °C, al menos de noche. En la **zona**

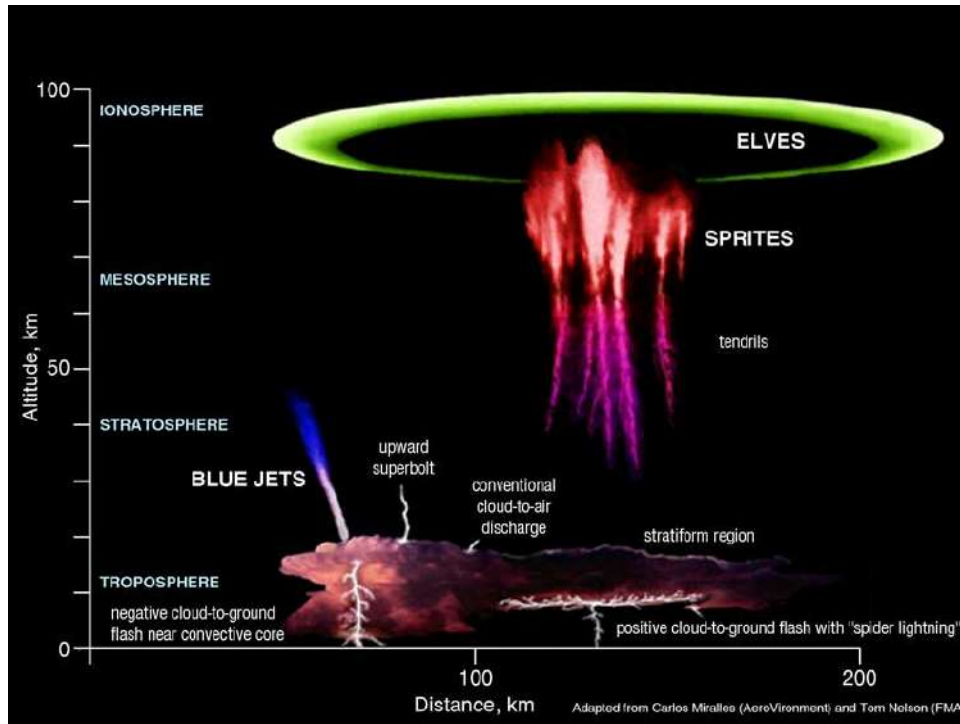


Figura 8.5: Representación de fenómenos de rayos y descargas eléctricas en la atmósfera superior. Créditos: *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)*, dominio público.

anacústica (o sea, sin sonido), por encima de los 160 kilómetros, la densidad es tan baja que las interacciones moleculares son casi inexistentes, por lo que no se da la transmisión del sonido.

Los rayos X solares y la radiación ultravioleta extrema (XUV) en longitudes de onda menores a 170 nm se absorben casi por completo dentro de la termosfera. La radiación solar XUV es altamente variable y depende de la actividad solar. Por ejemplo, los estallidos de rayos X asociados con las erupciones solares (flares) pueden aumentar drásticamente su intensidad en muchos órdenes de magnitud durante un tiempo del orden de decenas de minutos. Los cambios periódicos en la actividad solar, por ejemplo, el ciclo solar de 11 años, producen las variaciones más importantes en la radiación solar XUV. Durante los períodos de baja actividad solar, la mitad de la energía total que entra en la termosfera corresponde a la radiación solar XUV.

La segunda fuente de energía para la termosfera es el **viento solar**, que se transfiere a través de la magnetosfera por mecanismos que todavía no se comprenden muy bien. Las partículas del viento solar, fundamentalmente protones, penetran a través de las regiones polares de la magnetosfera, donde las líneas del campo geomagnético tienen una dirección esencialmente vertical. Este fenómeno genera un campo eléctrico cuyas corrientes eléctricas, alineadas con el campo, pueden fluir y calentar la termosfera. La penetración del viento solar a través de la magnetosfera en las regiones polares aumenta drásticamente la conductividad eléctrica de la atmósfera, incrementando aún más las corrientes eléctricas y, por consiguiente, el calentamiento. Mientras la magnetosfera está tranquila, su flujo de partículas contribuye aproximadamente con una cuarta parte del balance energético de la termosfera. Sin embargo, durante los períodos de actividad muy intensa, el aporte de calor puede aumentar considerablemente, multiplicándose por un factor de cuatro o más. Este aporte de energía por parte del viento solar se produce principalmente en las regiones polares, tanto durante el día como en la noche.

En la parte baja de la termosfera se producen increíbles descargas de electricidad conocidas como **ELVES** (*Emissions of Light and very low frequency perturbations due to Electromagnetic*

pulse Sources). Aparecen a unos 100 kilómetros de altura, sobre las tormentas eléctricas, y se ven como un resplandor rojo tenue, plano y expansivo de hasta 400 kilómetros de diámetro, y duran tiempos muy cortos, del orden de milisegundos. Los ELVES se registraron por primera vez durante una misión del transbordador espacial en octubre de 1990. La luz de los ELVES se produce por la excitación de las moléculas de nitrógeno debido a las colisiones con electrones posiblemente energizados por el pulso electromagnético causado por la tormenta eléctrica que está mucho más abajo, en la troposfera.

La ionosfera y las auroras

El descubrimiento de la ionosfera se dio a lo largo de casi un siglo. Ya en 1839, el matemático alemán **Carl Friedrich Gauss, (1777 - 1855)** había especulado sobre una región eléctricamente conductora en la atmósfera, que podría explicar las variaciones observadas en el campo magnético terrestre. El concepto de región conductora fue retomado en 1902 por el ingeniero estadounidense **Arthur E. Kennelly, (1861 - 1939)** y el físico inglés **Oliver Heaviside, (1850 - 1925)**, para explicar cómo se daba la transmisión de ondas de radio alrededor de la curvatura de la superficie terrestre, antes de que se obtuviera evidencia definitiva de dicha transmisión en 1925. Durante algunos años, la región rica en iones de la atmósfera se denominó **capa de Kennelly-Heaviside**.

Esta capa fue llamada ionosfera finalmente en la década de 1920 y fue definida en 1950 por un comité del **Instituto de Ingenieros de Radio**, que existió entre 1912 y 1962, como la capa de la atmósfera superior de la Tierra donde los iones y los electrones están presentes en cantidades suficientes para afectar la propagación de las ondas de radio. Gran parte de la investigación inicial sobre la ionosfera fue realizada por ingenieros de radio, que debían definir los factores que influyen en las comunicaciones por radio de largo alcance. Actualmente, el estudio de la ionosfera se ha centrado en comprender su efecto sobre los satélites en órbita terrestre y, en el ámbito militar, para el vuelo de misiles balísticos.

La ionosfera está compuesta por varias capas, identificadas con las letras D, E y F. La capa F se dividió posteriormente en las regiones F1 y F2. Actualmente se sabe que estas capas no son tan diferentes, pero se conserva el sistema de nombres original. Fue **Edward V. Appleton, (1892 - 1965)** pionero en el sondeo temprano de radio de la ionosfera, quien inventó la nomenclatura. Appleton estaba acostumbrado a usar la E para describir el campo eléctrico de la onda que se reflejaba desde la primera capa de la ionosfera. Más tarde identificó una segunda capa a mayor altitud y usó la letra F para la onda reflejada. Luego, para una capa a menor altitud, adoptó la D. Con el tiempo, las letras llegaron a asociarse con las propias capas en lugar de con el campo de las ondas reflejadas. Ahora se sabe que la densidad electrónica aumenta más o menos uniformemente con la altitud desde la región D, alcanzando un máximo en la región F2.

Las capas se diferencian por la densidad de electrones libres, y por los procesos de fotoionización que se dan en cada una de ellas. La capa D es la más baja, se extiende desde unos 70 hasta unos 90 kilómetros de altura. En esta capa los electrones libres prácticamente desaparecen durante la noche, debido a que se recombinan con el oxígeno ionizado, que luego forma oxígeno molecular. Al perder la ionización la capa D, las ondas de radio penetran hasta capas más altas, E y F. Durante el día, se puede obtener cierta reflexión de ondas de radio en la región D, pero la intensidad se reduce; esta es la causa de la reducción en el alcance de las transmisiones de radio durante el día. La capa E se extiende desde los 90 kilómetros hasta los 160 kilómetros de altura. A diferencia de la capa D, la E permanece ionizada durante la noche. Esta capa es conocida en la historia de la radio por ser la responsable de las reflexiones involucradas en la comunicación de radio transatlántica original de **Guglielmo Marconi, (1874 - 1937)** en 1902. En la capa E la densidad de electrones puede alcanzar 10^5 por cm^3 . A partir de los 160 kilómetros se extiende la capa F. En esta región se alcanza la máxima densidad de electrones libres. La capa F interactúa especialmente con las ondas de radio de las decenas de megahercios, cerca de los 35 MHz. La densidad de electrones libres alcanza niveles del orden de 10^6 cm^{-3} .

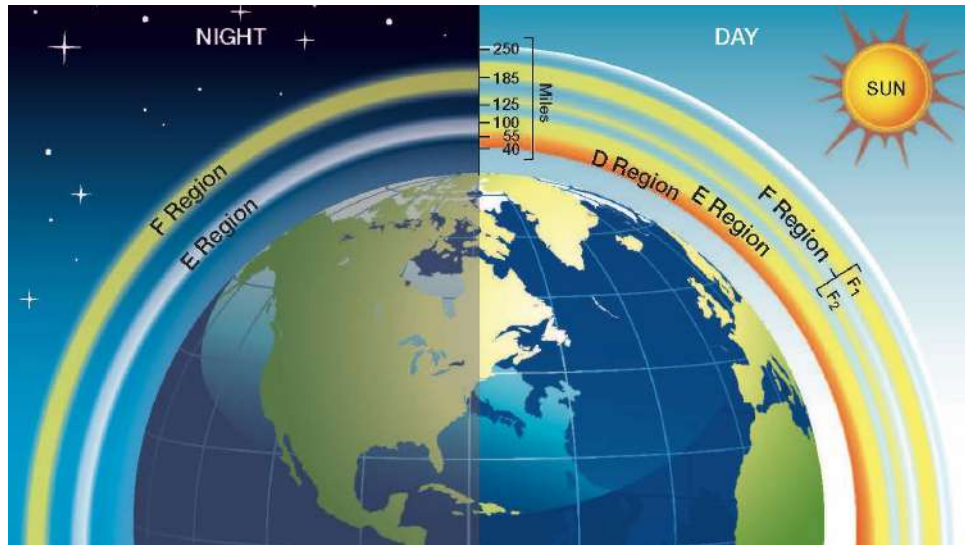


Figura 8.6: Representación de las capas de ionización de la ionosfera durante el día y la noche. Créditos: NASA, *Goddard Space Flight Center*, Mary Pat Hrybyk-Keith, dominio público.

Aunque muchos de nosotros no hemos tenido la oportunidad de observar la **aurora**, sí hemos visto las espectaculares imágenes de estas luces en los cielos cercanos a los polos. El tipo más común de aurora es producido por el bombardeo sobre la atmósfera de electrones de alta energía (hasta 10 000 electrón-voltios). Estos electrones provienen del Sol, hacen parte del viento solar. Los electrones entran en la atmósfera a lo largo de las líneas del campo magnético terrestre, y al interactuar con las moléculas de aire producen una cascada de electrones secundarios y terciarios. Los electrones primarios pueden penetrar hasta altitudes tan bajas como los 100 kilómetros. Sin embargo, la mayor parte de la luminosidad es producida por electrones secundarios y terciarios de baja energía. Las emisiones de luz de la aurora están asociadas con las líneas del oxígeno atómico a 633 nm (rojo) y 558 nm (verde), además de las líneas del nitrógeno molecular ionizado a 391 nm y 428 nm, y una serie de emisiones de oxígeno atómico, oxígeno molecular, oxígeno molecular ionizado y nitrógeno molecular. Una aurora tiene un color rojo característico si la energía de los electrones primarios es relativamente baja. En este caso, la emisión está dominada por el oxígeno atómico y se limita principalmente a altitudes superiores a los 250 kilómetros. Si la energía de los electrones primarios es alta, la aurora tiene un color azul verdoso y se extiende hasta altitudes tan bajas como los 90 kilómetros. Veamos con un poco más de detalle cómo se producen los colores de la aurora.

- **Rojo:** En la atmósfera alta, el oxígeno atómico excitado emite en una longitud de 630 nm (rojo); la baja concentración de átomos y la menor sensibilidad de nuestra vista a esta longitud de onda hacen que este color solo sea visible cuando se presenta una gran actividad solar. El bajo número de átomos de oxígeno y su baja concentración, que disminuye gradualmente con la altura, son responsables de la tenue apariencia de las partes superiores de la aurora. El color escarlata, el carmesí y el carmín son los tonos de rojo más frecuentes en las auroras.
- **Verde:** A menor altitud, las colisiones más frecuentes disminuyen la línea de 630 nm (rojo) y predomina la emisión de la línea de 557.7 nm (verde). La mayor concentración de oxígeno atómico y una mayor sensibilidad de nuestra vista en el rango del verde, hacen que las auroras verdes sean las más visibles comúnmente. El nitrógeno molecular excitado desempeña un papel importante, ya que puede transferir energía por colisiones con los átomos de oxígeno, que luego es irradiada en la longitud de onda del verde. La disminución en la concentración



Figura 8.7: Imagen de la Aurora Boreal sobre Islandia. Créditos: dominio público.

de oxígeno atómico por debajo de los 100 kilómetros es responsable del final abrupto de los bordes inferiores de las cortinas de la aurora. Tanto la línea de 557.7 nm, como la de 630.0 nm, corresponden a transiciones prohibidas del oxígeno atómico, y es éste proceso ionizante relativamente lento (0.7 s y 0.1 s respectivamente) lo que produce el efecto de llamada y desvanecimiento de la luz verde de la aurora.

- **Azul:** A menores alturas, el oxígeno atómico es poco común, y el nitrógeno molecular predomina en la emisión de luz visible, irradiando en un gran número de longitudes de onda tanto en la zona roja como en la azul del espectro. La línea dominante es la de 428 nm (azul). Las emisiones azules y púrpuras, que se observan en los bordes inferiores de las cortinas, aparecen durante los picos de actividad solar. Las transiciones del nitrógeno molecular son mucho más rápidas que las del oxígeno atómico, por lo que el centelleo y desvanecimiento de los azules se nota menos.
- **Amarillo y Rosa:** Aparecen como una mezcla de rojo y verde o azul. Las auroras amarillas y rosas son muy raras y se asocian con una alta actividad solar. Otros tonos de rojo, así como el naranja y el dorado, también pueden observarse en algunas ocasiones.

En auroras producidas en otros planetas se han podido detectar emisiones en rangos por fuera del visible, como el ultravioleta. Las auroras en Júpiter y Saturno, así como la ionización de la atmósfera marciana detectada por *Perseverance* se encuentran especialmente en este rango de luz. Por otro lado, también son detectables emisiones en infrarrojo.

Las auroras también se producen por el bombardeo de protones de alta energía (no confundir con rayos cósmicos), de hasta 200.000 electrón-voltios, que son responsables de la actividad auroral en regiones más hacia el ecuador. Los protones también desempeñan un papel en latitudes más altas, especialmente después de que se dan grandes eyecciones de masa coronal que golpean el campo magnético terrestre. Las energías de los protones durante una tormenta solar pueden alcanzar hasta un millón de electrón-voltios, y las partículas pueden penetrar a una profundidad de hasta 80 kilómetros. En el capítulo siguiente, dedicaremos un par de secciones a profundizar en la relación que existe entre el viento solar y la magnetósfera terrestre.

La exosfera

La exosfera conforma la capa superior más externa de la atmósfera terrestre, a medida que esta se desvanece gradualmente en el vacío del espacio. El aire en la exosfera es extremadamente tenue; en muchos sentidos, es casi igual al vacío del espacio exterior, aunque pueden detectarse moléculas

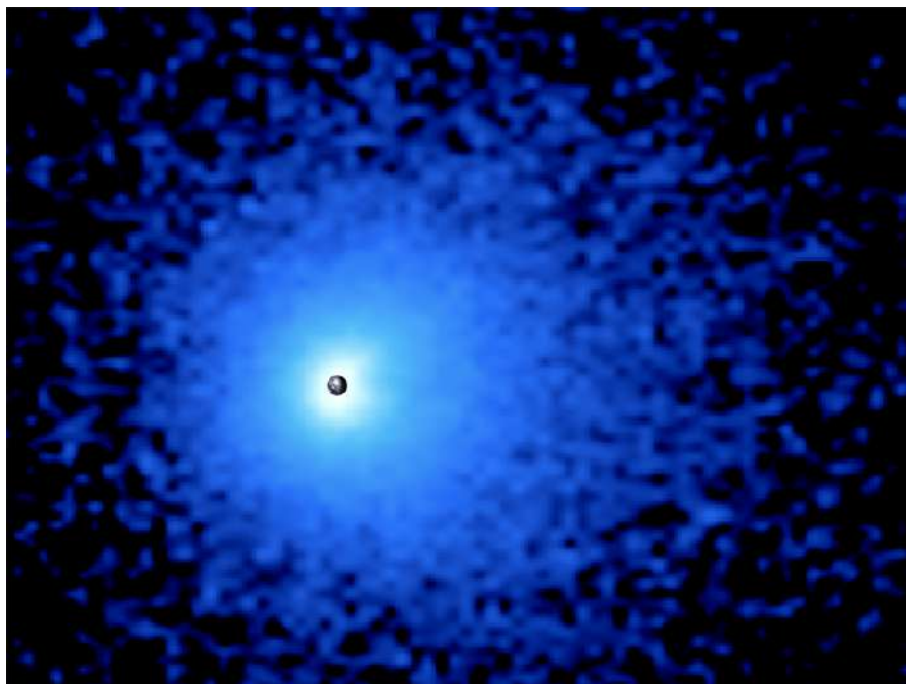


Figura 8.8: Imagen de la geocorona terrestre, un halo luminoso formado por fotones emitidos por átomos de hidrógeno en la capa más externa de la atmósfera. Créditos: Kameda et al, *Ecliptic North-South Symmetry of Hydrogen Geocorona*. Universidad Rikkyo. [138]

hasta distancias de más de 10 000 kilómetros. Las moléculas más comunes en la exosfera son las de los gases atmosféricos más ligeros. El hidrógeno está presente en toda la exosfera, con algo de helio, dióxido de carbono y oxígeno atómico cerca de la termosfera. Es muy difícil definir el límite entre la exosfera y el espacio exterior, por lo que puede considerarse ya una parte del medio interplanetario.

El límite inferior de la exosfera, que la conecta con la termosfera, se denomina **termopausa** o **exobase**. A esta capa también se le denomina **altitud crítica**, ya que es la altitud donde las condiciones barométricas dejan de aplicarse; la presión es prácticamente cero y la temperatura se mantiene prácticamente constante por encima de esta altitud. La altitud de la exobase oscila entre 500 y 1 000 kilómetros aproximadamente, dependiendo de la actividad solar. La variación en la altura de la exobase es importante porque esta capa alcanza a generar resistencia atmosférica (arrastre) sobre los satélites, lo que eventualmente provoca que caigan de la órbita. La exosfera se extiende hasta donde las partículas aún están ligadas a la gravedad de la Tierra, es decir, aún tienen órbitas que las llevarán de regreso a la Tierra. El límite superior de la exosfera puede definirse como la distancia a la que la influencia de la presión de la radiación solar sobre el hidrógeno atómico supera la de la atracción gravitacional terrestre. Esto ocurre aproximadamente a la mitad de la distancia entre la Tierra y la Luna, a unos 200 000 kilómetros. La exosfera, observable desde el espacio como la **geocorona**, se extiende un par de cientos de miles de kilómetros.

La exosfera se ha observado extensamente desde su interior, a distancias inferiores a 64 000 kilómetros. Sin embargo, desde el exterior, las misiones espaciales solo han podido observar la geocorona desde distancias mucho mayores. Por ejemplo, la sonda *Mariner 5* la observó desde aproximadamente 240 000 kilómetros de distancia, y el *Apolo 16* la observó desde la Luna, a unos 380 000 kilómetros. En un estudio reciente, científicos de la Universidad de Rikkyo en Japón [138], utilizaron la cámara *Lyman Alpha Imaging Camera* a bordo de la nave espacial *PROCYON* (*Proximate Object Close Flyby with Optical Navigation*), para observar la geocorona terrestre desde

la mayor distancia alcanzada hasta la fecha, a más de 15 millones de kilómetros. La cámara logró capturar la primera imagen completa de la geocorona, que se extiende a lo largo de más de 240 000 kilómetros, unas 38 veces el radio de la Tierra (ver Figura 8.8).

8.4 Cómo afectan las atmósferas a los planetas

Las atmósferas constituyen un componente fundamental en la dinámica y la evolución de los planetas. Su existencia influye de manera importante en los procesos físicos, químicos y geológicos que ocurren en la superficie y en el interior de un planeta o una luna. Entre sus principales efectos están la regulación térmica a través del efecto invernadero, la protección frente a la radiación cósmica y solar, y la atenuación del impacto de meteoros. Asimismo, la atmósfera permite la existencia de fenómenos meteorológicos (clima) y de ciclos biogeoquímicos que modelan el relieve y condicionan la habitabilidad. Sin una atmósfera, las superficies planetarias experimentarían mayores contrastes térmicos, una exposición directa al medio espacial y, como ya lo vimos anteriormente, una evolución superficial dominada por el bombardeo y los impactos [25].

8.4.1 Efecto Invernadero

Recordemos de la sección 4.4.1 que la atmósfera de un planeta desempeña un papel clave en la regulación térmica del sistema superficie-atmósfera mediante lo que comúnmente se denomina **efecto invernadero**. En términos generales, cuando la radiación solar incide sobre la superficie, parte de ella es absorbida, calentando la superficie, que posteriormente emite radiación infrarroja hacia el espacio. La cantidad de radiación recibida desde el Sol y la radiación emitida por el planeta, conocida como **albedo**, determinan lo que conocemos como la **temperatura de equilibrio** del planeta. Si se hace un balance térmico entre la energía que nos llega del Sol y la que el planeta emite, considerando al planeta como un cuerpo negro, podemos ver que la temperatura de equilibrio en el caso de la Tierra estaría por debajo del punto de congelación del agua; sería de unos 19 °C bajo cero. Sin embargo, recordemos también que las atmósferas contienen gases con bandas de absorción en el infrarrojo; esta radiación infrarroja es parcialmente absorbida por esos gases y luego reemitida hacia la superficie o hacia capas más bajas, lo que eleva la temperatura superficial por encima de lo que sería la temperatura de equilibrio sin atmósfera o con una atmósfera transparente. De esta forma, la atmósfera actúa como una cobija, manteniendo el calor del planeta. Algunos planetas tienen atmósferas (cobijas) gruesas, como Venus; otros tienen una atmósfera delgada, como Marte.

En la Tierra, el efecto invernadero es moderado y es esencial para mantener temperaturas compatibles con la vida. Recordemos que sin esta retención de energía, la temperatura media global sería de aproximadamente -19 °C, en lugar de los 14 °C que tenemos actualmente. La atmósfera terrestre contiene cerca de un 0.042 % de CO₂ (ver Cuadro 8.1), además de vapor de agua variable (ver Cuadro 8.2) y trazas de gases como CH₄ y N₂O, que contribuyen significativamente al balance radiativo. Sin embargo, la intensificación del consumo de combustibles fósiles por parte de nuestra especie ha provocado una intensificación del efecto invernadero producida por las emisiones industriales y agrícolas, lo que está alterando este equilibrio, generando un incremento sostenido en la temperatura global y el **cambio climático** [106].

Venus, por el contrario, presenta un caso extremo de efecto invernadero. Su atmósfera está compuesta en un 96.5 % por dióxido de carbono, con una presión superficial cercana a las 92 atmósferas terrestres y una densa capa de nubes de ácido sulfúrico [58]. Estas condiciones impiden que la radiación infrarroja escape al espacio, provocando temperaturas superficiales que superan los 480 °C, suficientes para fundir el plomo. El estudio de la atmósfera de Venus ha permitido comprender los límites del efecto invernadero descontrolado y su papel potencial en la evolución climática de los planetas terrestres y su habitabilidad [147].

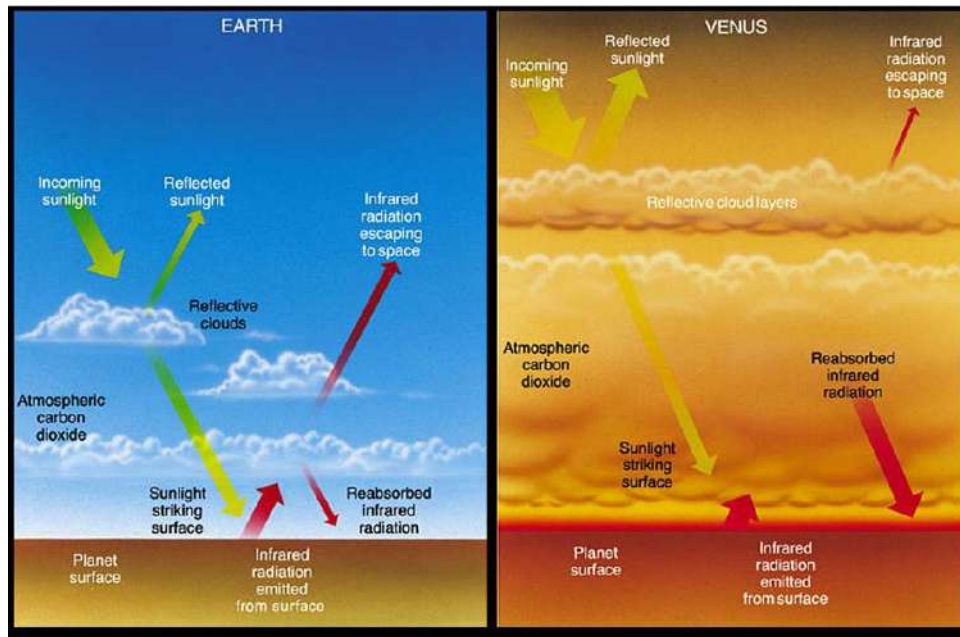


Figura 8.9: Efecto Invernadero en la Tierra y en Venus. Créditos: 2014 Pearson Education, Inc.

Por su parte, Marte posee un efecto invernadero muy débil, debido a su atmósfera delgada, también dominada por CO_2 , pero con una presión superficial de apenas 0.6 % de la terrestre, y a su escasa capacidad para retener el calor. Como consecuencia, las temperaturas medias marcianas rondan los $-63\text{ }^{\circ}\text{C}$, con fuertes variaciones diarias. La baja densidad atmosférica y la pérdida progresiva de gases al espacio, documentada por la misión *MAVEN*, explican su limitada capacidad para sostener un efecto invernadero significativo [133].

Vemos como la eficacia del efecto invernadero depende no solo de la composición química de la atmósfera, sino también de factores como la presión, la distancia al Sol y la evolución geológica del planeta. La Tierra representa un equilibrio dinámico entre la radiación solar entrante y la energía infrarroja saliente; Venus es el límite extremo de un calentamiento irreversible; y Marte es el extremo opuesto de un planeta con un efecto invernadero insuficiente para mantener la temperatura adecuada para la vida.

8.4.2 La pérdida de atmósfera

Las atmósferas de los planetas se ven afectadas por procesos de escape térmicos y no térmicos. Las atmósferas pueden erosionarse por la intensa radiación, el viento estelar y las eyecciones de masa coronal. Alrededor de estrellas pequeñas, como las enanas rojas, este proceso es incluso más intenso, lo que hace que los planetas a su alrededor sean menos capaces de mantener una atmósfera y tengan la posibilidad de ser habitables. El proceso térmico por el cual se pierde la atmósfera planetaria ocurre cuando la temperatura del planeta aumenta; entonces, la atmósfera se expande y sus capas superiores quedan expuestas directamente a la acción erosiva del viento estelar. En las capas superiores, la radiación UV fotodisocia las moléculas de H_2O y el hidrógeno se pierde hacia el espacio. Planetas como Venus y Marte perdieron su agua mediante procesos de fotodisociación como estos [76]. Algunos de los principales procesos de pérdida atmosférica son:

- **Exposición a la radiación X y EUV:** Los planetas terrestres ricos en agua, ubicados dentro de la zona habitable, podrían ser capaces de desarrollar vida como la de la Tierra, siempre que su agua sobreviva a los bombardeos iniciales y a la fuerte irradiación de rayos X y EUV

de sus estrellas jóvenes. La ionización de la atmósfera exterior se debe principalmente a la radiación con longitudes de onda menores a $1000 \text{ \AA}$. En estos casos, la pérdida de gases atmosféricos puede considerarse un problema hidrodinámico. Cuando la radiación EUV alcanza las regiones superiores de la atmósfera, los átomos como el O y el N se calientan debido a la radiación y pueden alcanzar velocidades de escape, perdiéndose en el espacio. Se ha demostrado que los vientos estelares pueden eliminar las reservas de N en planetas terrestres cuando sus capas atmosféricas exteriores están expuestas a una intensa radiación de rayos X y EUV.

- **Captura de iones:** Los átomos y las moléculas neutras por encima de la ionosfera pueden ionizarse mediante el intercambio de cargas con el viento solar o mediante la radiación EUV. Los iones generados a partir de este intercambio se aceleran por el campo eléctrico interplanetario y, finalmente, son arrastrados por el viento solar alrededor de la magnetosfera. Una fracción de los iones producidos regresa a través de las líneas del campo magnético del planeta y colisiona con otras partículas, lo que les permite alcanzar, a su vez, la velocidad de escape.
- **Pulverización atmosférica:** Cuando las partículas cargadas con muy alta energía interactúan con la atmósfera, pueden producir la eyección directa de material. Este proceso se ha identificado, por ejemplo, como una de las fuentes de pérdida de la atmósfera en Marte, especialmente en las primeras etapas de la evolución del planeta, justo después del colapso del campo magnético marciano, hace unos 3 700 millones de años. Este proceso de erosión directa es más efectivo en planetas más pequeños que la Tierra. En planetas más masivos, las partículas aceleradas por la pulverización pueden alcanzar alturas donde tienen lugar los procesos de ionización y captura, y de esta manera, también se escapan de la atmósfera.

Los procesos de pérdida atmosférica en los planetas son el resultado combinado de factores internos y externos, como la baja gravedad, la ausencia de un campo magnético protector, la radiación intensa y los impactos de cuerpos menores. Los planetas, como Marte y Mercurio, han sufrido pérdidas significativas debido a su débil gravedad y su exposición directa al viento solar, mientras que la Tierra conserva su atmósfera gracias a su campo magnético y a una masa suficiente para generar gravedad (ver Figura 8.10). Estos procesos determinan la evolución climática, la habitabilidad y la dinámica superficial de cada planeta.

8.5 Las atmósferas en otros lugares del Sistema Solar

Las atmósferas de los planetas y lunas del Sistema Solar muestran una amplia diversidad en términos de su composición, densidad y dinámica. Cada una de ellas depende de las condiciones físicas y químicas de su formación y evolución. Los gigantes gaseosos: Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno, poseen atmósferas extensas dominadas por hidrógeno y helio, con trazas de metano, amoníaco y otros compuestos que generan complejos sistemas de nubes y tormentas. Por otro lado, los planetas terrestres presentan atmósferas más delgadas y variables: Venus posee una densa capa de CO_2 , con un increíble efecto invernadero; vimos como la Tierra mantiene una mezcla equilibrada de nitrógeno y oxígeno; y, por su parte, Marte posee una envoltura muy tenue dominada por el CO_2 . Algunas lunas, como Titán en Saturno, se destacan por poseer atmósferas gruesas ricas en nitrógeno y metano, mientras que otras, como Tritón o Encélado, exhiben exosferas muy tenues, producto de su actividad criovolcánica, que renueva los gases cerca de sus superficies. Las atmósferas reflejan la gran diversidad de entornos y procesos activos en el Sistema Solar.

Recordemos, como lo dijimos al principio del capítulo, que las atmósferas se forman a partir de tres procesos principales: 1) la captura de gases del disco protoplanetario, 2) la desgaseificación interna y 3) la emisión de gases por procesos tectónicos y volcánicos (ver Figura 8.10). En las

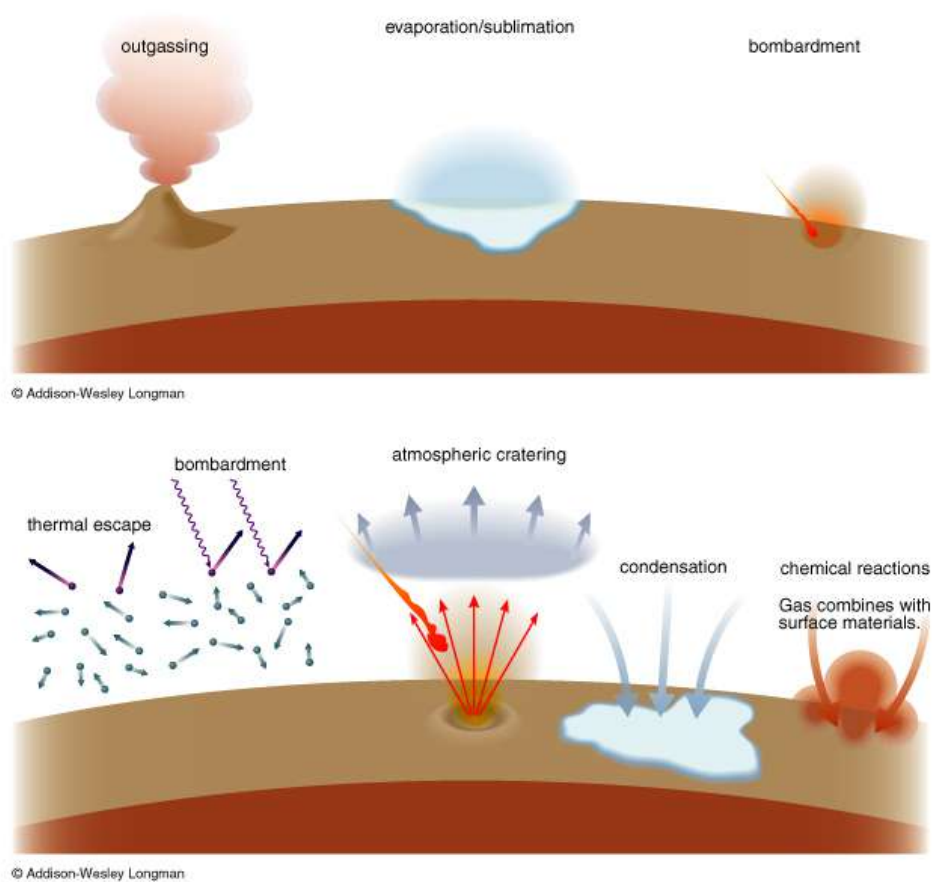


Figura 8.10: Arriba: Procesos que generan las atmósferas: Degasificación desde el interior por vulcanismo, sublimación de volátiles y bombardeo de asteroides y/o cometas. Abajo: Procesos que producen la pérdida de atmósfera: Escape térmico, captura de iones, impactos, y la interacción con la superficie. Créditos: *University of North Georgia*, [283].

etapas tempranas de formación, los núcleos de los planetas gigantes, así como los planetas terrestres con suficiente masa, retienen parte del gas primordial del disco, principalmente hidrógeno y helio, mientras que los cuerpos más pequeños desarrollan atmósferas secundarias mediante la liberación de compuestos volátiles desde su interior, a través de la actividad volcánica o el impacto de cometas y asteroides. Con el tiempo, la interacción entre estos gases, la radiación solar y la gravedad del planeta determina la composición, densidad y estabilidad de la atmósfera resultante.

8.5.1 La atmósfera de Venus

La atmósfera de Venus es una de las más densas y dinámicas del Sistema Solar, caracterizada por su extrema presión, temperatura y composición química. Con una masa atmosférica aproximadamente 90 veces mayor que la de la Tierra. La atmósfera de Venus es tan densa que la información sobre la topografía de la superficie se obtiene casi exclusivamente mediante imágenes de radar. Está compuesta en un 96.5 % de CO_2 y un 3.5 % de nitrógeno, junto con trazas de dióxido de azufre (SO_2), vapor de agua y otros compuestos menores [207, 231]. La composición de la atmósfera venusina genera un **efecto invernadero desbocado**, que eleva la temperatura superficial hasta unos 740 K; la presión es de 93 bar, aproximadamente la presión que se encuentra a 900 metros bajo el océano en la Tierra, convirtiendo la superficie de Venus en la más caliente del Sistema Solar. Su atmósfera presenta una densa capa de nubes de ácido sulfúrico, entre 45 y 70 kilómetros de altitud,

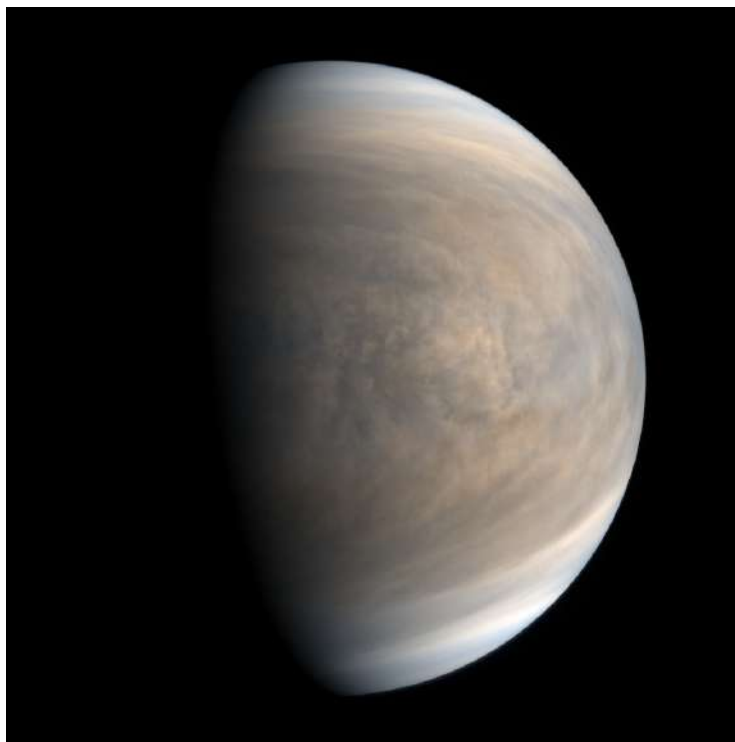


Figura 8.11: Imagen de Venus y su atmósfera filtrada con luz ultravioleta (365 nm y 283 nm) tomadas por la sonda japonesa *Venus Climate Orbiter (VCO)* - *Akatsuki*, el 23 de mayo de 2018. Créditos: JAXA/ISAS/DARTS/Kevin M. Gill.

que son responsables de su alta reflectividad y del elevado albedo, el cual alcanza aproximadamente 0.75 [74]. La ausencia de un campo magnético protector permite el impacto directo del viento solar contra las capas externas de la atmósfera, contribuyendo a los procesos de pérdida atmosférica, especialmente por arrastre iónico. La atmósfera de Venus representa un laboratorio natural para comprender la evolución atmosférica de los planetas terrestres y los límites del efecto invernadero.

Excepto en las capas superficiales, la atmósfera se encuentra en un estado de intensa circulación. La capa superior de la troposfera presenta un fenómeno conocido como **superrotación**, en el que la atmósfera rota mucho más rápido que la superficie [203]. Los vientos en las capas superiores pueden alcanzar los 350 km/h, por lo cual la atmósfera da la vuelta completa al planeta en tan solo cuatro días terrestres, mucho más rápido que el día sideral, que tarda 243 días (recordemos que Venus posee una rotación retrógrada; gira sobre su propio eje en dirección contraria a como lo hace la Tierra). Estos vientos alcanzan velocidades de hasta 60 veces superiores a la velocidad de rotación del planeta, mientras que los vientos más rápidos de la Tierra solo llegan al 10 % o 20 % de nuestra velocidad de rotación. La velocidad del viento disminuye con la altitud, hasta ser inferior a 10 km/h cerca de la superficie. Por encima de la troposfera, que alcanza unos 65 kilómetros de altura, hay una mesosfera y, más arriba, una termosfera, al igual que en la Tierra. Se cree que la atmósfera de Venus, hasta hace unos 4 000 millones de años, era más parecida a la de la Tierra y permitía la existencia de agua líquida en la superficie. Un efecto invernadero desbocado pudo haber sido causado por la evaporación del agua superficial y el aumento de los niveles de otros gases de efecto invernadero, como el CO_2 . Desde la década de 1960, varias sondas espaciales, especialmente las *Pioneer Venus*, han realizado mediciones *in situ* de la temperatura y la velocidad del viento en la atmósfera venusina, así como la distribución y el tamaño de las partículas de aerosol en las capas de nubes y niebla (ver Figura 8.12).

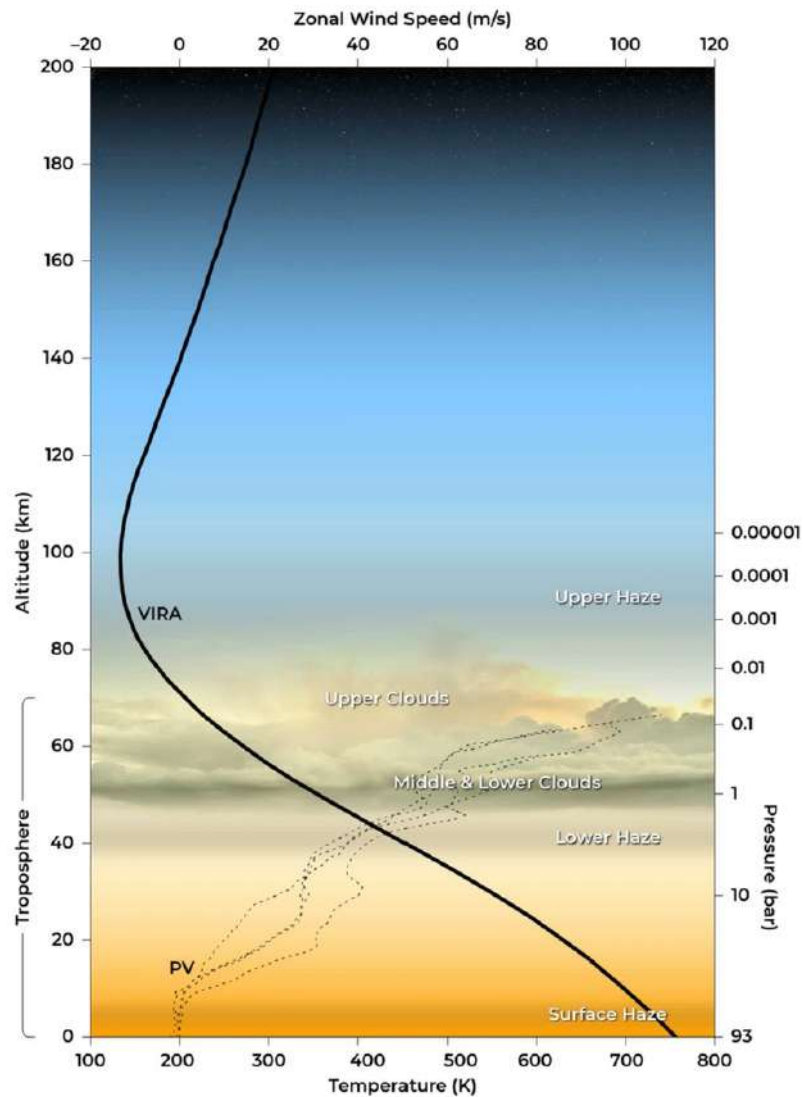


Figura 8.12: Perfil de temperatura, presión y velocidad del viento en la atmósfera de Venus. La curva negra (línea continua) muestra el perfil de temperatura ecuatorial. Las velocidades del viento zonal medidas por cuatro sondas *Pioneer Venus* se muestran como líneas discontinuas. Créditos: O'Rourke et al, *Venus, the Planet: Introduction to the Evolution of Earth's Sister Planet*, [180].

Troposfera de Venus

La troposfera de Venus se extiende hasta unos 65 kilómetros de altura y contiene el 99 % de la atmósfera. Más del 90 % de la atmósfera se encuentra por debajo de los 28 kilómetros. Cerca de la superficie, la densidad del aire venusiano es de 65 kg m^{-3} (65 veces mayor que en la Tierra). La presión en la superficie de Venus es tan alta que el dióxido de carbono, técnicamente, ya no es un gas, sino un **fluido supercrítico**. Este dióxido de carbono supercrítico forma una especie de mar, con una densidad del 6.5 % de la del agua, que cubre la superficie de Venus. Esta especie de mar de dióxido de carbono supercrítico transfiere calor con gran eficiencia, amortiguando las variaciones de temperatura entre el día y la noche, por lo que la temperatura superficial es más o menos la misma en todo el planeta a toda hora. Es posible que presiones atmosféricas incluso mayores que las actuales en el pasado de Venus hayan creado una capa de dióxido de carbono supercrítico con una consistencia aún más fluida, modelando el paisaje venusino. La densa troposfera reduce la diferencia de temperatura entre el lado diurno y el nocturno, a pesar de que la lenta rotación

retrógrada del planeta hace que un día solar dure 116.5 días terrestres. El hemisferio nocturno de Venus permanece 58.3 días terrestres en la oscuridad antes de que el Sol vuelva a aparecer por el horizonte detrás de las nubes.

A pesar de las condiciones extremas en la superficie, la presión atmosférica y la temperatura a unos 50 kilómetros de altura son casi las mismas que las de la Tierra, lo que convierte a su atmósfera superior en la zona más parecida a la Tierra en el Sistema Solar, incluso más que la superficie de Marte. Las sondas *Magellan* y *Venus Express* han medido que la temperatura a unos 54 kilómetros de altura está entre 293 K y 310 K, y a unos 50 kilómetros sobre la superficie, la presión se iguala a la de la Tierra al nivel del mar. Dado que las naves tripuladas enviadas a Venus podrían compensar las diferencias de temperatura hasta cierto punto, la altitud más adecuada para establecer una base de exploración o una colonia sería entre 50 y 54 km sobre la superficie, donde la temperatura estaría en el rango del agua líquida y la presión atmosférica sería similar a la de las regiones habitables de la Tierra. Como el CO₂ es más pesado que el aire terrestre compuesto de nitrógeno y oxígeno, una colonia en Venus podría mantenerse sobre una estructura flotante, como un dirigible [23].

La circulación del aire en la troposfera de Venus sigue un flujo **ciclostrófico**. Este modelo físico describe el movimiento del aire, donde existe un equilibrio de fuerzas entre el gradiente de presión y la fuerza centrífuga. En este modelo, las fuerzas de Coriolis y la fuerza de rozamiento se consideran despreciables debido a la pequeña escala del movimiento. El modelo ciclostrófico se utiliza en meteorología para explicar fenómenos como los tornados, los ciclones tropicales y el vórtice de un desagüe. La velocidad de los vientos en Venus está determinada por este flujo ciclostrófico. Por el contrario, en la Tierra, el flujo de aire se rige por el equilibrio **geostrófico**, en el cual el gradiente de presión y las fuerzas de coriolis están en equilibrio. La velocidad de los vientos en Venus solo puede medirse en la troposfera superior (tropopausa), entre 60 y 70 kilómetros de altura, donde se encuentra la capa superior de nubes. El movimiento de las nubes se observa generalmente en la parte ultravioleta del espectro, donde el contraste entre ellas es mucho mayor (ver Figura 8.11).

La velocidad del viento a esta altura de la atmósfera es de unos 100 m/s en latitudes inferiores a los 50°. Los vientos son retrógrados; es decir, soplan en la dirección de la rotación retrógrada del planeta. Los vientos disminuyen rápidamente hacia latitudes más altas, alcanzando velocidades mínimas cerca de los polos. Estos fuertes vientos en la cima de las nubes provocan un fenómeno conocido como **superrotación atmosférica**, que rodea el planeta a velocidades superiores a las de su propia rotación. La superrotación en Venus es diferencial, lo que significa que la troposfera cerca del ecuador gira más lentamente que la troposfera en latitudes medias. Los vientos también presentan un cambio vertical. La velocidad disminuye a razón de 3 m/s por kilómetro a medida que se está más profundo en la atmósfera. Los vientos cerca de la superficie de Venus son mucho más lentos que los de la Tierra. De hecho, se desplazan a menos de 2 m/s, con un promedio de 0.3 a 1.0 m/s. Debido a la alta densidad de la atmósfera cerca de la superficie, esta velocidad es suficiente para transportar polvo y pequeñas piedras.

Mesosfera y Ionosfera de Venus

La mesosfera de Venus se extiende desde los 65 kilómetros hasta los 120 kilómetros de altura, donde comienza la termosfera, llegando finalmente al límite superior de la atmósfera (exosfera) a unos 220 - 350 kilómetros [186]. La exosfera comienza cuando la atmósfera se vuelve tan delgada que el número promedio de colisiones entre moléculas de aire es casi nulo. La mesosfera se divide en dos capas: la inferior, entre 62 y 73 kilómetros, y la superior, entre 73 y 95 kilómetros. En la primera capa, la temperatura es casi constante, de unos 230 K. Esta capa coincide con la capa superior de nubes. En la segunda capa, la temperatura comienza a descender nuevamente, alcanzando aproximadamente 165 K a una altura de 95 kilómetros, donde comienza la mesopausa, la parte más fría de la atmósfera diurna de Venus. La mesopausa diurna, que sirve de límite entre la mesosfera y la termosfera, se ubica entre los 95 y 120 kilómetros. La temperatura aumenta hasta alcanzar un valor de unos 300 a 400 K, similar al de la termosfera. Por el contrario, la termosfera

nocturna de Venus es el lugar más frío del planeta, con temperaturas que bajan hasta los 100 K. De hecho, se le denomina **criosfera**. A altitudes de 90 a 150 kilómetros, el aire venusiano se desplaza desde el lado diurno al lado nocturno del planeta, con ebulliciones de viento sobre el hemisferio iluminado y caídas en picada sobre el hemisferio oscuro. El descenso sobre el lado nocturno provoca un calentamiento adiabático del aire, que forma una capa mas cálida en la mesosfera nocturna a altitudes de 90 a 120 kilómetros. La temperatura de esta capa, de unos 230 K, es mucho mayor que la temperatura típica de la termosfera nocturna, que es de unos 100 K. El aire que viene del lado diurno también transporta átomos de oxígeno que, tras recombinarse, forman moléculas de oxígeno que emiten radiación infrarroja. Esta radiación se ha observado frecuentemente desde la Tierra y desde las naves espaciales. La mesosfera superior y la termosfera del lado nocturno de Venus también son fuentes de emisiones de CO₂ y óxido nítrico fuera del equilibrio termodinámico local, que son las moléculas responsables de la baja temperatura de la termosfera nocturna.

La sonda *Venus Express* ha descubierto, mediante ocultaciones estelares, que la neblina atmosférica de Venus se extiende mucho más arriba en el lado nocturno que en el hemisferio diurno. En el lado diurno, la capa de nubes tiene un espesor de unos 20 kilómetros y se extiende hasta unos 65 kilómetros, mientras que en el lado nocturno, la capa de nubes, en forma de una densa neblina, alcanza los 90 kilómetros de altitud, adentrándose en la mesosfera y continuando incluso más allá, hasta los 105 kilómetros, como una neblina más transparente. En 2011, la nave espacial descubrió que Venus tiene una delgada capa de ozono a una altura de unos 100 kilómetros [172].

La extensa ionosfera de Venus comienza a altitudes cercanas a los 120 kilómetros y se extiende hasta los 300 kilómetros. La ionosfera baja casi coincide con la termosfera. Los altos niveles de ionización del aire venusino se mantienen únicamente en el lado diurno del planeta. En el lado nocturno, la concentración de electrones es prácticamente nula, lo que indica una muy baja ionización. La ionosfera se divide en tres capas: la **v1**, entre 120 y 130 kilómetros; **v2**, entre 140 y 160 kilómetros; y **v3**, entre 200 y 250 kilómetros. La densidad máxima de electrones, de unos $3 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$, se alcanza en la capa v2, cerca del **punto subsolar** (el punto en la superficie de un planeta donde el Sol está directamente encima, justo en el cenit, y sus rayos inciden perpendicularmente sobre la superficie). El límite superior de la ionosfera se extiende hasta altitudes de 220 a 375 kilómetros y separa el plasma de origen planetario del plasma producido en la magnetosfera inducida de Venus. La principal especie en las capas v1 y v2 es el ion O₂⁺, mientras que la capa v3 está compuesta principalmente por iones O⁺. El plasma está en movimiento constante; la fotoionización solar en el lado diurno y la recombinación iónica en el lado nocturno son los procesos principales responsables de acelerar el plasma.

Magnetosfera Inducida

Ya mencionamos que Venus no posee un campo magnético planetario medible; de esto hablaremos un poco más adelante en la sección 8.5.5. Por esta razón, su ionosfera separa directamente la atmósfera del espacio exterior y del viento solar. Esta capa ionizada repele el campo magnético solar, lo que confiere a Venus un entorno magnético único conocido como la **magnetosfera inducida** de Venus. Los gases más ligeros, incluido el vapor de agua, son arrastrados por el viento solar a través de la **magnetocola inducida** [224].

8.5.2 La atmósfera de Marte

La atmósfera del planeta rojo se caracteriza por ser extremadamente tenue; es apenas un remanente de un pasado en el que Marte fue un lugar más amigable, con una atmósfera significativamente más densa. La comprensión de sus propiedades es esencial para entender la evolución climática de Marte y planificar las futuras misiones de exploración. La delgadez de la atmósfera impone condiciones críticas en la superficie, incluyendo la sublimación directa del agua y la exposición a la radiación cósmica y solar.

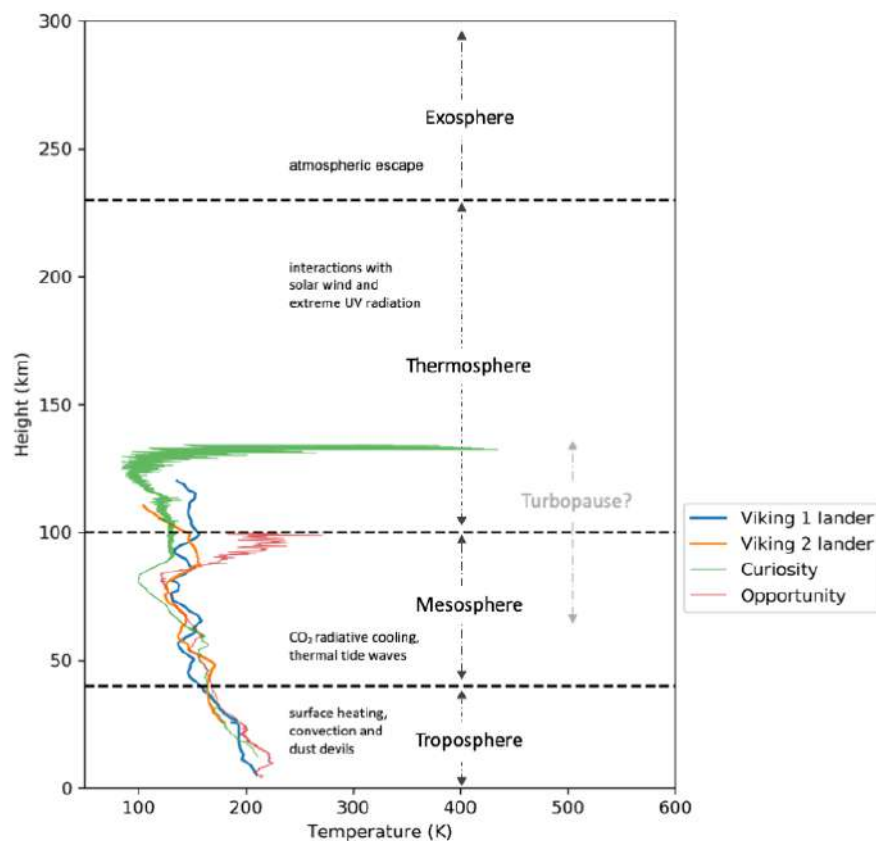


Figura 8.13: Estructura vertical de la atmósfera de Marte según los perfiles de temperatura obtenidos durante la entrada de los módulos de aterrizaje marcianos *Viking 1* y *2* (azul y naranja), *Curiosity* (verde) y *Opportunity* (rojo). Créditos: NASA Planetary Data System, dominio público.

Estructura de la atmósfera marciana

La atmósfera marciana se destaca por su muy baja presión y sus drásticos cambios de temperatura. La presión atmosférica promedio en la superficie está entre 600 y 700 Pa (aproximadamente 6.95 hPa) medida por estaciones como REMS (*Rover Environmental Monitoring Station*) [281]. Esta presión es significativamente inferior al punto triple del agua (ver Figura 5.6), lo que implica que cualquier agua que se pueda encontrar en la superficie pase directamente de hielo a vapor (sublimación); no existe agua líquida en las condiciones actuales de Marte. La atmósfera marciana presenta una marcada variabilidad estacional en la presión, que puede oscilar hasta en un 30 % anualmente. Esta fluctuación se debe al ciclo de condensación y sublimación del CO_2 atmosférico, el cual se congela, retirando parte de su masa de la atmósfera y causando una caída en la presión. La temperatura media del aire cerca de la superficie es notablemente baja, aproximadamente 218 K [136]. Los rangos de temperatura son extremos, variando desde máximas diurnas registradas cerca del ecuador de 276.3 K, hasta mínimas en los casquetes polares de 170 K, y llegando al límite inferior de 150 K, lo que corresponde a la temperatura de condensación del CO_2 . Esta variación térmica en los polos es un factor clave en la dinámica de congelación y descongelación de los casquetes de hielo seco.

En Marte, dada la baja densidad atmosférica, el acople térmico entre la superficie y la atmósfera es casi inexistente. Los datos de los *landers* indican una diferencia de temperatura entre el suelo y la capa atmosférica superficial de unos 30 K. Debido a la delgadez de la atmósfera, su perfil de presión y temperatura no ha sido establecido de forma muy precisa. Sin embargo, los datos

tomados por las naves espaciales durante su ingreso a la atmósfera marciana han permitido realizar mediciones de los gradientes de temperatura (ver Figura 8.13).

Composición del aire marciano

La composición química de la atmósfera marciana es sencilla y está fuertemente dominada por el dióxido de carbono (CO_2), lo que implica una evolución química y geológica muy diferente de la de la Tierra. El CO_2 constituye el 95.3 % de la atmósfera [100]. Aunque la concentración de CO_2 es muy alta en proporción, la presión total es extremadamente baja, lo que impide que se de un efecto invernadero considerable, manteniendo el planeta frío. Sin embargo, el CO_2 es la fuente principal de la dinámica climática global a través del ciclo polar de sublimación y condensación de los casquetes. Los gases secundarios en el aire marciano incluyen el nitrógeno molecular (N_2), con un 2.7 %, y el argón (Ar), con un 1.7 %. Otras especies volátiles presentes apenas como trazas son el agua, el monóxido de carbono (CO) y el oxígeno molecular (O_2). Las observaciones de los orbitadores, como la misión *MAVEN* (*Mars Atmosphere and Volatile Evolution*), han detectado trazas de gases nobles más pesados, como neón, criptón y xenón. El estudio detallado de los cocientes isotópicos de estos gases nobles, particularmente del argón, proporciona una herramienta fundamental para entender la historia del escape atmosférico de Marte a lo largo del tiempo.

La radiación ultravioleta descompone el metano (fotodisociación). Sin embargo, los modelos fotoquímicos sugieren que la duración del metano en Marte debería ser de varios siglos, lo cual contradice los datos sobre el metano detectado por *Curiosity* y los ciclos estacionales o diurnos. Para que las detecciones de metano reportadas coincidan con la fotoquímica, la degradación del metano tendría que ser al menos 600 veces más rápida, lo que implica la existencia de un mecanismo de destrucción del metano marciano aún desconocido [155].

¿Metano en Marte?

Una característica que todavía desconcierta a los astrónomos es la presencia de metano (CH_4) en la atmósfera marciana. Su presencia, su variabilidad temporal y su distribución sobre el planeta han generado un debate en la comunidad científica, ya que desafían las predicciones de los modelos fotoquímicos atmosféricos. Las mediciones directas realizadas por el rover *Curiosity* utilizando su instrumento *SAM* (*Sample Analysis at Mars*) en el cráter *Gale* han confirmado la existencia de metano. Las detecciones no son constantes, se manifiestan como picos significativos y localizados según la región y la estación del año marciano [241]. Un ejemplo es el gran pico de emisión detectado por *Curiosity* en junio de 2019. Durante unas dos horas, el *SAM* midió hasta 20.5 ± 4 partes por mil millones en volumen (ppbv). Estas mediciones se contrarrestan con los datos tomados por los orbitadores, como el *Trace Gas Orbiter* (*TGO*) de la misión *ExoMars*, dado que se supone que sus instrumentos tienen una mayor precisión para la detección atmosférica de metano. Sin embargo, el *TGO* no ha detectado acumulaciones globales o regionales que se correspondan con los picos superficiales medidos por *Curiosity*. Se han hecho otras mediciones desde la Tierra y con los datos de otros orbitadores como el *Mars Global Surveyor*, y ninguna ha resultado en la detección de metano marciano a un nivel global. Parece ser que *Curiosity* se encontró con una fuente local de metano en el cráter *Gale*. El posible origen del metano de Marte incluye procesos no biológicos como las reacciones agua-roca, la radiólisis del agua y la formación de piritita. Todos estos procesos producen H_2 , que a su vez podría generar metano y otros hidrocarburos mediante reacciones con CO y CO_2 . Se ha demostrado que el metano también podría producirse por un proceso llamado **serpentinización**, que involucra el agua, el dióxido de carbono y el mineral olivino, muy común en Marte. La ausencia de vulcanismo, de actividad hidrotermal o de puntos calientes actuales no favorece la producción de metano de origen geológico. Otra posible fuente podría ser metano muy antiguo atrapado en **hidratos de clatrato**, que podría liberarse ocasionalmente. Suponiendo que en el Marte primitivo hubiera un entorno muy frío, la criosfera pudo haber atrapado metano en forma de clatratos que podrían liberarse esporádicamente.

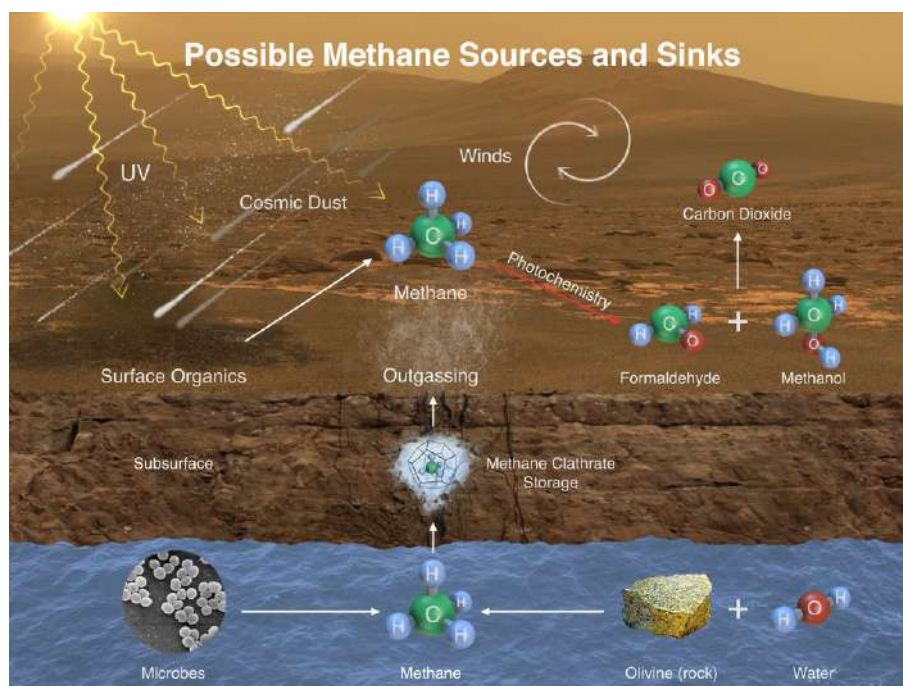


Figura 8.14: Posibles maneras en que el metano podría añadirse a la atmósfera de Marte y su proceso de fotodisociación. Créditos: NASA/JPL-Caltech, dominio público.

Siempre existe la posibilidad de un origen biológico del metano. Los **metanógenos** no requieren oxígeno ni nutrientes orgánicos; utilizan hidrógeno como fuente de energía y CO_2 como fuente de carbono, por lo que podrían existir en entornos subterráneos en Marte, donde aún hace suficiente calor para la existencia de agua líquida. Algunos experimentos han demostrado que algunas arqueas metanógenas pueden sobrevivir a las bajas presiones y a la desecación características de Marte [149]. Sin embargo, hasta ahora no hemos encontrado ninguna evidencia de la presencia de tales organismos en Marte.

El clima marciano

La alta concentración de CO_2 , combinada con las bajas temperaturas superficiales, es la base de un sistema climático marciano. La condensación del CO_2 de la atmósfera en las regiones polares durante el invierno implica que Marte no solo tiene un clima, sino que la atmósfera misma es un sistema dinámico que experimenta una redistribución global anual de su masa total [136]. A medida que el gas se congela y se sublima, se generan fuertes gradientes de presión que impulsan la circulación global y los patrones de viento. Los **Modelos de Circulación General** (GCMs) marcianos muestran que esta dinámica de condensación-sublimación representa una diferencia fundamental con respecto a la atmósfera terrestre, cuya masa total es relativamente constante. Esta redistribución de masa atmosférica en Marte es crítica para predecir el clima y el comportamiento de la presión superficial en los sitios de aterrizaje de las misiones.

Por otro lado, la dinámica atmosférica marciana está intrínsecamente ligada a las partículas de polvo suspendidas y a los procesos que controlan el escaso vapor de agua. Las tormentas de polvo son el fenómeno meteorológico más espectacular y de mayor impacto en la dinámica climática marciana. Estos eventos varían desde pequeñas tormentas regionales hasta gigantescas columnas de polvo de alcance global, como la que ocurrió en 2018 y que tuvo consecuencias operativas críticas, incluida la muerte del rover *Opportunity* y la afectación de *Curiosity* (Ver Figura 8.15). El impacto de las tormentas no es solo una cuestión de visibilidad o de reducción de la luz solar (afectando

la recarga de los paneles solares). El polvo atmosférico, al absorber la radiación, introduce un mecanismo de retroalimentación positiva que calienta la atmósfera. Este calentamiento no solo amplifica la tormenta, sino que también tiene un efecto directo sobre el mecanismo de escape del agua, como se describe en la siguiente sección. El calentamiento producido por el polvo es un factor que debilita la **higropausa** y acelera la pérdida de volátiles, especialmente agua.

Las implicaciones de las tormentas de polvo van más allá de los efectos térmicos y de visibilidad. La dinámica de miles de millones de partículas de polvo frotándose unas contra otras en la atmósfera genera cargas electrostáticas. Esta fricción puede producir campos eléctricos de una altísima intensidad, acercándose al umbral de ruptura dieléctrica del aire marciano. La consecuencia física de esta carga es la posibilidad de generar descargas electrostáticas o relámpagos marcianos, aunque son diferentes de los terrestres. Por primera vez, en noviembre de 2025, un micrófono del rover *Perseverance* captó los sonidos y la interferencia eléctrica de docenas de descargas eléctricas generadas por la colisión de granos de polvo [68]. Los investigadores de la NASA revisaron más de 28 horas de grabaciones realizadas durante dos años marcianos. Descubrieron que se produjeron al menos 55 descargas a unos dos metros del micrófono del rover. La mayoría se produjo en los períodos de mayor viento y unas 16 durante encuentros con remolinos de polvo (que han sido llamados **demonios de Tasmania**). Utilizando las mediciones de las ondas de presión realizadas por el micrófono, se estimó que las descargas más grandes contenían unos 40 milijulios de energía. Esto es comparable a la descarga de un matamoscas eléctrico.

Este riesgo eléctrico constituye una amenaza para la exploración humana y robótica en Marte. Dichas descargas podrían dañar la electrónica sensible de los rovers, los hábitats o los trajes espaciales. Las futuras misiones a Marte deberán incluir el desarrollo de tecnologías de mitigación de polvo, sistemas de filtración de aire robustos y, potencialmente, la construcción de hábitats subterráneos, utilizando, por ejemplo, antiguos tubos de lava para protegerse no solo de la radiación cósmica, sino también de las tormentas de polvo y de los riesgos electrostáticos asociados.

Perdida del agua marciana

La atmósfera actual de Marte es el resultado de miles de millones de años de evolución y pérdida de volátiles. La evidencia geológica y las mediciones confirman que la transición de un planeta potencialmente cálido y húmedo a un desierto frío se debió fundamentalmente a dos procesos: el secuestro geoquímico y el escape hacia el espacio de los componentes de la atmósfera y del agua que existió hace miles de años sobre su superficie.

La **higropausa** es una capa ubicada entre los 40 y 70 kilómetros de altitud que actúa como una barrera térmica e hídrica clave. Por debajo de esta capa, la atmósfera es relativamente más fría, lo que confina la mayor parte del escaso vapor de agua del planeta en las capas inferiores. En condiciones normales, el vapor de agua de la atmósfera inferior no puede ascender por encima de la higropausa debido a las diferencias de temperatura. Sin embargo, durante el calentamiento estacional o las tormentas de polvo, esta barrera se rompe o se eleva, permitiendo que el vapor de agua ascienda hasta la atmósfera superior. Una vez allí, la radiación solar y otros procesos atmosféricos disocian las moléculas de agua en hidrógeno y oxígeno. El hidrógeno atómico, al ser más ligero, escapa al espacio, lo que contribuye a la pérdida continua de agua del planeta. La higropausa ha sido estudiada especialmente por la misión *Mars Atmosphere and Volatile Evolution* (*MAVEN*), que ha proporcionado datos sobre cómo Marte pasó de ser un planeta con agua líquida en su superficie a su estado actual, seco y frío.

MAVEN ha mostrado que existe un acoplamiento vertical atmosférico que facilita la pérdida irreversible de volátiles al espacio, especialmente el agua, que se ha estado perdiendo durante los últimos 3 500 millones de años. El ciclo hidrológico en Marte se caracteriza por su baja intensidad y la escasa presencia de agua, ya sea en estado sólido (hielo) o como trazas de vapor. Durante mucho tiempo, se creyó que el escaso vapor de agua atmosférico existente se limitaba a las capas inferiores. Sin embargo, las mediciones de *MAVEN* han mostrado un mecanismo que permite el

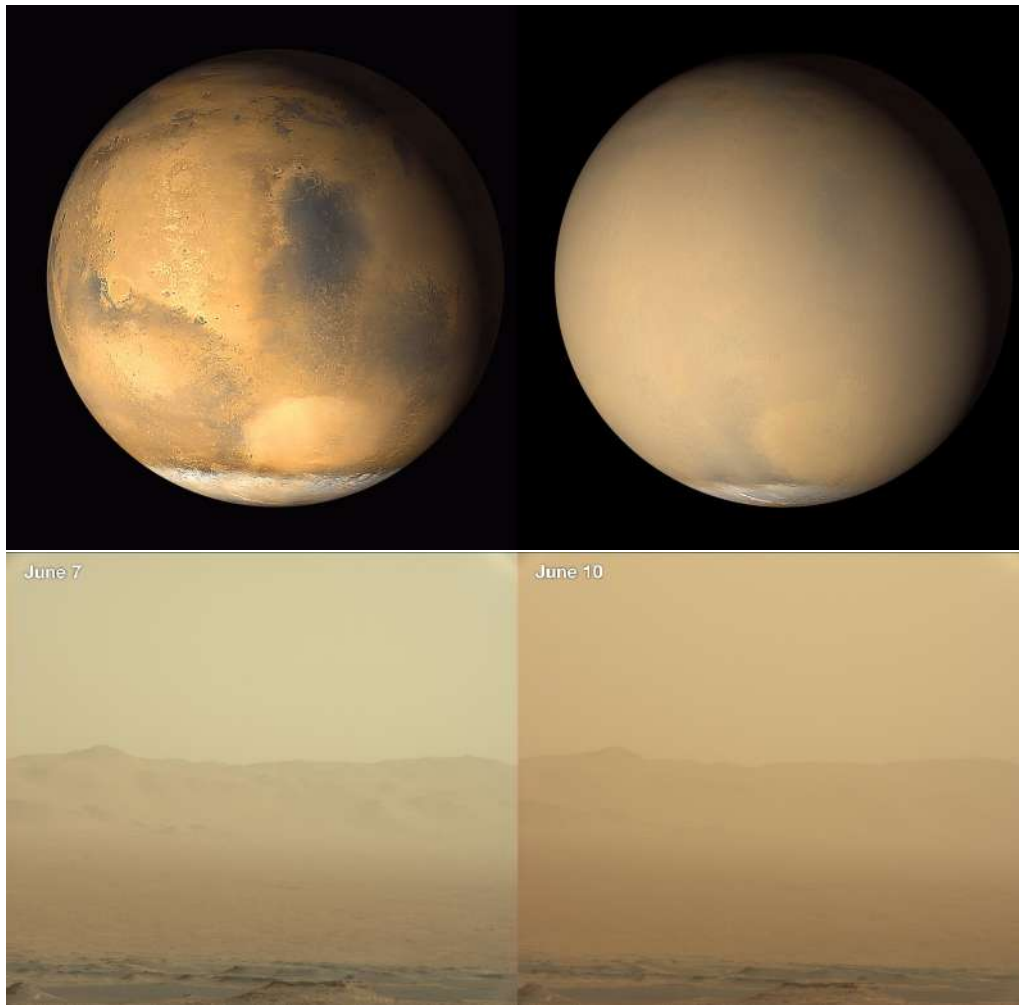


Figura 8.15: Arriba: La tormenta de polvo de 2018 envolvió al planeta por completo. Imagen de la *Mars Color Imager (MARCI)* a bordo del *Mars Reconnaissance Orbiter (MRO)*. Abajo: esta imagen tomada por el rover *Curiosity* muestra el espesamiento del polvo en solo 3 días. Créditos: NASA, dominio público.

transporte de vapor de agua directamente a la atmósfera superior, contrariamente a los modelos que asumían un confinamiento total. Este fenómeno se intensifica bajo ciertas condiciones atmosféricas:

- **Calentamiento Estacional:** La órbita de Marte produce un calentamiento atmosférico cuando el planeta está más cerca del Sol, especialmente durante el verano en el hemisferio austral.
- **Calentamiento por Polvo:** Ya mencionamos como las tormentas de polvo, tanto regionales como globales, provocan un calentamiento significativo de las capas atmosféricas.

Este calentamiento debilita la higrópaua. Para que esta capa actúe eficientemente como trampa de agua cerca de la superficie, debe permanecer fría. Cuando el calentamiento atmosférico la debilita, se permite que una mayor cantidad de agua ascienda a las capas superiores. Una vez allí, el agua es fotodisociada y el hidrógeno se escapa al espacio.

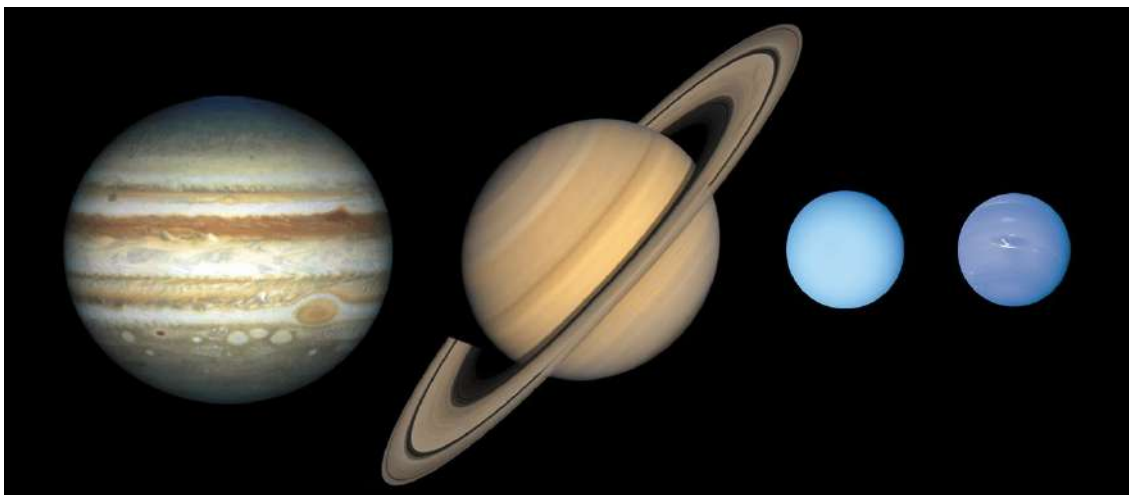


Figura 8.16: Imagen de los cuatro gigantes del Sistema Solar. Júpiter y Saturno se conocen como gigantes gaseosos porque están compuestos principalmente por gases como el hidrógeno y el helio. Por su parte, Urano y Neptuno son llamados gigantes helados por su contenido de hielos. Créditos: NASA, dominio público.

8.5.3 Atmosferas de los gigantes

Aunque las atmósferas se definen como una capa de gases moleculares depositada sobre las superficies sólidas de planetas o lunas, no podemos dejar de lado las mezclas más grandes de gases que podemos encontrar entre los planetas. Los planetas gigantes poseen enormes y dinámicas atmósferas que cubren mantos líquidos en el caso de Júpiter y Saturno, y mantos de hielo mezclados con polvo en el caso de Urano y Neptuno. Veamos un poco más de cerca estos sistemas caóticos de tormentas increíbles y vientos de miles de kilómetros por hora.

Los cuatro planetas gigantes: Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno poseen enormes envolturas moleculares dominadas por hidrógeno molecular (H_2) y helio (He). Los planetas gigantes se clasifican en gaseosos (Júpiter y Saturno) y helados (Urano y Neptuno), una clasificación basada en las diferencias en su composición, densidad y estructura interna. Aunque los cuatro planetas deben tener atmósferas estratificadas, caracterizadas por nubes de agua, hidrosulfuro de amonio ($(NH_4)HS$), amoníaco (NH_3) y metano (CH_4), los gigantes helados muestran una mayor riqueza en especies volátiles, como el metano, lo que influye directamente en sus perfiles térmicos y su apariencia visual. La dinámica atmosférica de los gigantes se define por potentes flujos zonales diferenciales, impulsados por el calor interno y modulados por el **efecto Coriolis**.

Las misiones de exploración, como *JUNO* en Júpiter y *Cassini* en Saturno, han cambiado nuestra comprensión sobre la circulación y la dinámica de sus atmósferas. Por ejemplo, *JUNO* nos ha mostrado que los flujos atmosféricos de Júpiter son apenas superficiales (en comparación con el tamaño del planeta) y se extienden apenas hasta unos 3 000 kilómetros por debajo de las nubes. Esta poca profundidad del clima joviano sugiere que los procesos atmosféricos en las regiones donde la densidad del aire cambia con la temperatura y la presión, creando gradientes de temperatura, van disminuyendo por la estratificación térmica, lo que implica un desacoplamiento con la región del dinamo que se establece mucho más adentro, cuando nos encontramos con el **hidrógeno metálico líquido** altamente conductor que se halla a un par de miles de kilómetros más abajo. El análisis de los perfiles térmicos y los mecanismos de calentamiento de las atmósferas, así como la inyección de energía producida por las auroras, muestra una fuerte interconexión entre las capas atmosféricas, la circulación y el campo magnético planetario.

Gigantes gaseosos y gigantes helados

Los planetas gigantes de nuestro Sistema Solar poseen enormes envolturas de gas que están compuestas principalmente por hidrógeno molecular H_2 y helio (He), junto con pequeñas cantidades variables de otras moléculas pesadas, como el metano, el amoníaco y el agua. Históricamente, se han clasificado estos mundos como **gigantes gaseosos**: Júpiter y Saturno, y **gigantes helados**: Urano y Neptuno, basándose en su historia de formación, la acreción de gas del disco primordial y la composición que resultó de ese proceso.

Júpiter y Saturno se caracterizan por atmósferas masivas ricas en hidrógeno que se asemejan mucho a la composición de la nebulosa solar primigenia. La atmósfera de Júpiter se compone de aproximadamente un 89.8 % de H_2 y un 10.2 % de He en volumen, mientras que Saturno presenta un alto predominio de H_2 , con aproximadamente un 96 % y apenas un 3 % de He. Esta enorme envoltura de elementos ligeros contribuye a que sus densidades medias sean relativamente bajas. Júpiter tiene una densidad media de apenas $1\,330\text{ kg m}^{-3}$, mientras que Saturno, con tan solo 690 kg m^{-3} , es el planeta menos denso del Sistema Solar; es mucho menos denso que el agua. Por otro lado, Urano y Neptuno, los gigantes helados, se caracterizan por tener una proporción significativamente mayor de elementos pesados y volátiles. Aunque sus atmósferas se componen predominantemente de hidrógeno (Urano en un 83 % y Neptuno en un 80 %) y de helio (Urano en un 15 % y Neptuno en un 19 %), su composición contiene más materiales como agua, amoníaco y metano. Esta diferencia estructural resulta en densidades medias mucho más altas: Urano con $1\,270\text{ kg m}^{-3}$ y Neptuno con $1\,640\text{ kg m}^{-3}$, lo que los acerca más a la densidad media de algunos objetos pequeños y sólidos del Sistema Solar, como sus propias lunas, ricas en hielos, especialmente de agua.

La diferencia en sus densidades se convierte en la principal restricción para los modelos de formación. Los modelos actuales sugieren que la mayor densidad y el mayor enriquecimiento de volátiles de Urano y Neptuno implican que una mayor fracción de su masa se encuentra en núcleos helados y rocosos altamente comprimidos. Esto indica que estos planetas requirieron formar un núcleo sólido masivo, del orden de las $10\text{ M}_{\oplus}$, para iniciar la acreción de gas, un proceso que finalizó antes que en Júpiter y Saturno. En algunos trabajos recientes se ha planteado la idea de que el interior de Urano y Neptuno debe tener una mezcla más heterogénea de silicatos y hielos, y se desafía la clasificación convencional de gigantes de hielo [174]. Existe una necesidad de mejorar los datos observacionales o las restricciones en los modelos de formación para entender mejor su composición y su estructura interna.

Composición y homogeneidad química

La composición química de las atmósferas de los planetas gigantes nos proporciona un registro directo de su entorno de formación. Todos los elementos pesados: carbono, nitrógeno y oxígeno son transportados dentro del disco por moléculas de especies volátiles como el metano, el amoníaco y el agua. Si bien la atmósfera de Júpiter tiene una composición similar a la del Sol, presenta un enriquecimiento en carbono, nitrógeno y azufre en comparación con la abundancia solar. Este exceso de elementos pesados puede explicarse por la entrada y vaporización de planetesimales durante el proceso de acreción y a lo largo de toda la historia del planeta. Una importante limitación observacional es el agotamiento de helio en Saturno. La fracción de helio atmosférico de Saturno es de tan solo el 3 %, en comparación con el 10.2 % de Júpiter. Este déficit es posiblemente una consecuencia de un proceso termodinámico interior: la inmiscibilidad del helio con el hidrógeno y su posterior precipitación, a lo que se ha llamado la **lluvia de helio** de Saturno. La diferenciación gravitacional resultante de la lluvia de helio es un proceso exotérmico; por lo tanto, la liberación de energía potencial generada por este descenso contribuye al balance térmico interno de Saturno, lo que ayuda a explicar por qué Saturno irradia más energía de la que recibe del Sol, a la vez que modifica la composición observada en la capa molecular de su atmósfera superior.

La riqueza de metano en las atmósferas proporciona una diferencia visual muy marcada entre las dos clases de planetas gigantes. Aunque se encuentran cantidades traza en Júpiter ($\sim 0.3\%$) y

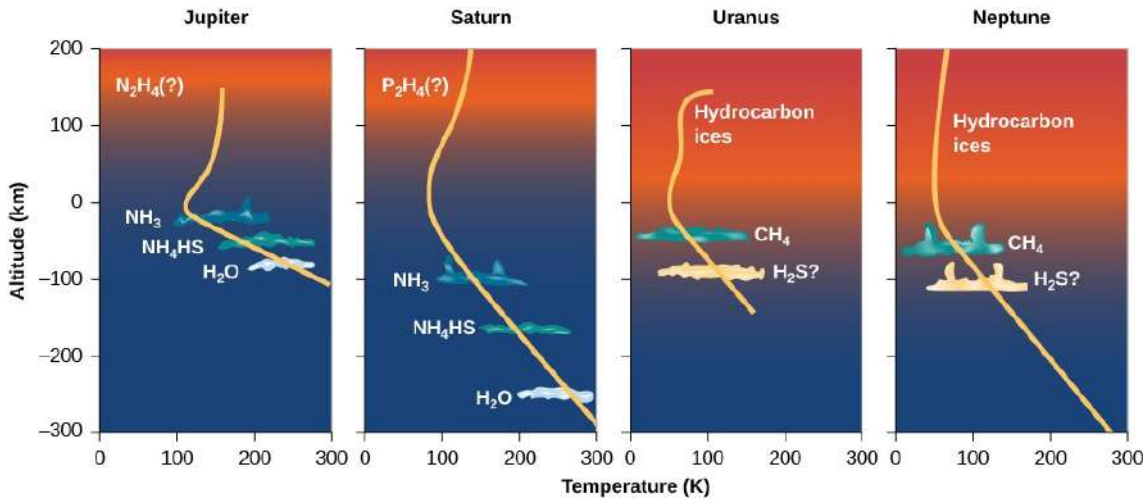


Figura 8.17: Perfiles térmicos de las atmósferas de los planetas gigantes. En cada uno, la línea amarilla muestra cómo cambia la temperatura con la profundidad. También se muestra la ubicación de las capas principales en cada planeta y los niveles de formación de las nubes de los diferentes tipos de compuestos. Créditos: *Atmospheres of the giant planets*, University of Central Florida, [265].

Saturno ($\sim 0.4\%$), es un componente principal en los gigantes helados (Urano 2.3% , Neptuno 1.5%). La abundancia de metano en las atmósferas superiores de Urano y Neptuno produce su apariencia azulada distintiva. El metano absorbe la luz preferentemente en las longitudes de onda rojas y naranjas. Al absorber estas longitudes de onda y dispersar de una forma más eficiente la luz azul de onda más corta, las atmósferas de Urano y Neptuno adquieren su característico tono azul-cian. La alta concentración de metano hace que éste se condense fácilmente en las frías troposferas superiores de estos gigantes helados, donde forma la capa de nubes visible más alta.

Estructura vertical y perfiles de temperatura

Las atmósferas de los planetas gigantes son estructuralmente parecidas y, al igual que los planetas terrestres, consisten en una troposfera, una estratosfera y una termosfera. La principal diferencia es el perfil térmico general, que se enfría progresivamente con la distancia al Sol. La región atmosférica accesible a la observación, a menudo denominada **capa meteorológica**, generalmente está confinada a la troposfera, que tiene un espesor de $\sim 200\text{--}500$ kilómetros por encima del nivel de presión de 1 bar, que define el nivel de referencia respecto a la atmósfera terrestre. Las capas de nubes se forman donde la temperatura desciende hasta el punto de condensación de varias especies volátiles, como el metano, el amoníaco y el agua. Júpiter y Saturno comparten una estructura común de condensación de nubes, definida por la temperatura (ver Figura 8.17):

- **Nubes de hielo de agua:** Capas más profundas se condensan a una temperatura de 270 K.
- **Nubes de hidrosulfuro de amonio (NH_4HS):** Capas intermedias se condensan a una temperatura de 200 K.
- **Nubes de hielo de amoníaco (NH_3):** Capas superiores se condensan a una temperatura de 150 K.

Una consecuencia directa del gradiente térmico a lo largo del Sistema Solar es que, si bien las temperaturas de condensación son fijas, la profundidad en la atmósfera a la que se forman estas

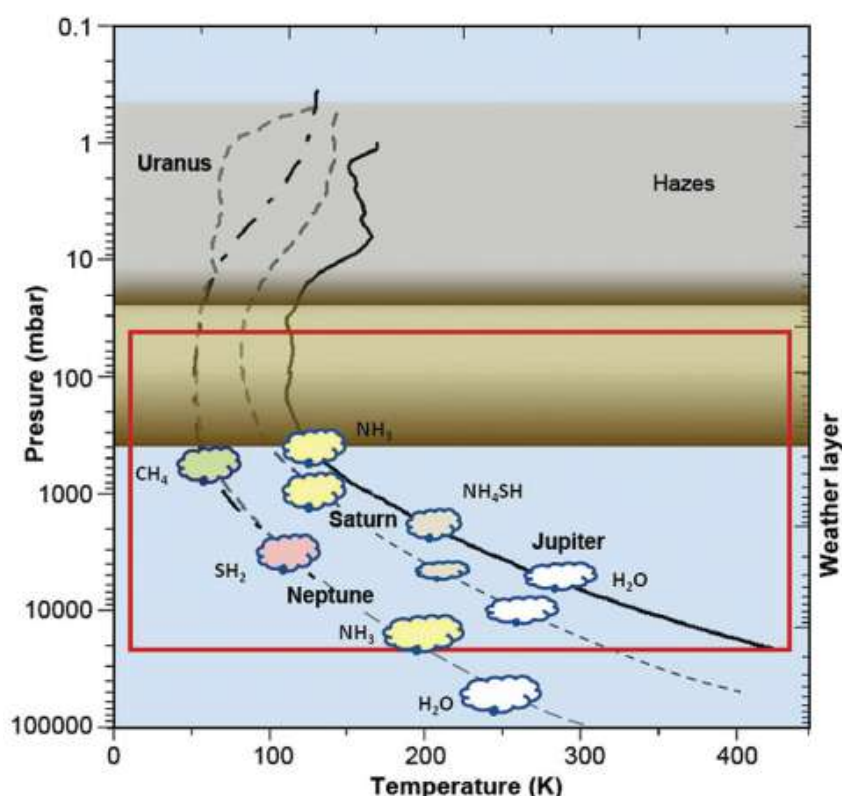


Figura 8.18: Perfiles de temperatura y capas de nubes de los planetas gigantes. La capa meteorológica, donde se encuentran disponibles los datos del viento, está resaltada con un rectángulo rojo. Créditos: A. Sanchez-Lavega et al, *Gas Giants* [205].

nubes varía significativamente entre los dos gigantes gaseosos. Por ejemplo, las nubes de amoníaco se forman a unos 25 kilómetros por debajo de la capa externa de nubes en Júpiter, pero en el caso de Saturno, se forman unos 100 kilómetros más profundo. Este cambio de altura es el resultado del perfil térmico, que en general es más frío en Saturno, debido a su mayor distancia del Sol, lo que empuja la isoterma de condensación específica (150 K) a una mayor profundidad dentro de la atmósfera. Esto confirma que el cambio de fase de condensación es un mecanismo impulsado por la temperatura, más que por la presión o la profundidad de la capa.

En el caso de Urano y Neptuno, la capa de condensación visible es la de hielo de metano, que se forma en lo alto de la troposfera superior, a aproximadamente 75 K. La capacidad del metano de condensarse a este nivel es posible solo porque los gigantes helados son significativamente más fríos que Júpiter o Saturno. Recordemos que la estratosfera se caracteriza por un aumento de temperatura con la altura, lo que significa una inversión térmica debido a una mayor absorción de energía solar. Tanto en Urano como en Neptuno se presenta esta inversión en sus estratosferas inferiores. En Neptuno, esta inversión es considerablemente más intensa que en Urano y se debe principalmente a la absorción de luz solar por parte del metano y otros tipos de aerosoles fotoquímicos asociados, como el **sulfuro de hidrógeno** (H_2S) (ver Figuras 8.17 y 8.18).

Cuando la sonda Galileo ingresó en la atmósfera de Júpiter en septiembre de 2003, encontró algunas diferencias con el modelo termoquímico tradicional de la estructura de las nubes jovianas. La sonda no detectó las esperadas capas claras y densas de amoníaco, hidrosulfuro de amonio o nubes de agua en los niveles de presión previstos [205]. En cambio, solo se observaron nieblas delgadas. Estos datos indican que la estructura nubosa de Júpiter es altamente heterogénea y está

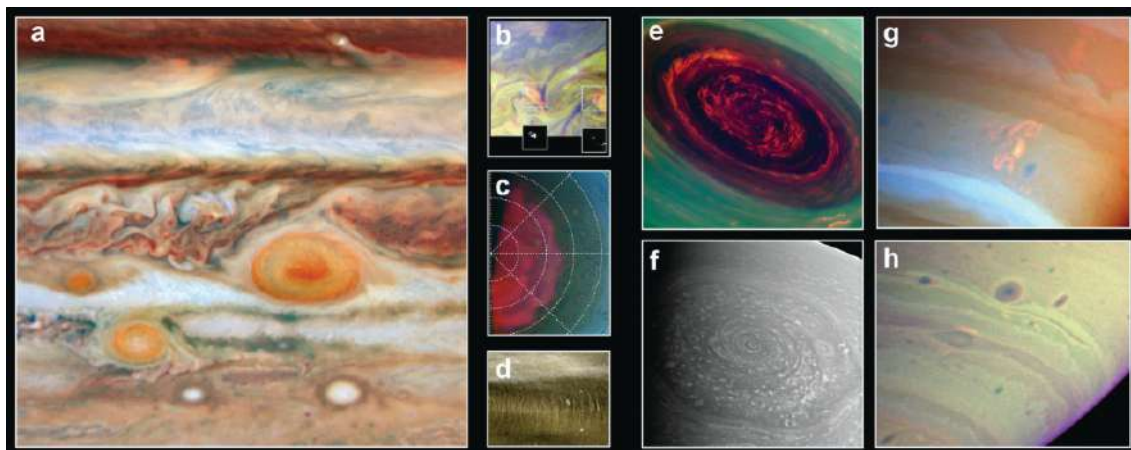


Figura 8.19: Características dinámicas de las atmósferas de Júpiter (a-d) y Saturno (e-h). (a) La Gran Mancha Roja de Júpiter, el Óvalo BA y varios otros óvalos, tormentas y proyecciones oscuras ecuatoriales de observaciones del Telescopio Espacial Hubble (HST). (b) Tormentas eléctricas observadas por Galileo. (c) Proyección polar de imágenes del HST que muestra un sistema de ondas circumpolares. (d) Imágenes de *New Horizons* de ondas de gravedad en la región ecuatorial del planeta. (e) Vórtice ciclónico en el polo norte de Saturno, fotografiado por *Cassini*. (f) Onda hexagonal polar de Saturno y nubes polares. (g) Tormenta convectiva típica del hemisferio sur. (h) Vórtices normales en el hemisferio sur de Saturno. Todas las imágenes están en falso color. Crédito: NASA/JPL/ESA, tomada de A. Sanchez-Lavega et al, *Gas Giants* [205].

fuertemente influenciada por la dinámica atmosférica. Es probable que la sonda descendiera a través de una región de la atmósfera caracterizada por aire seco y en descenso. Este hallazgo implica que la formación de capas de nubes globales permanentes es poco probable y se ve reducida por la mezcla dinámica y las células de circulación localizadas a gran escala que producen regiones de descenso seco del aire joviano, vinculando los patrones de flujo atmosférico a gran escala directamente con la distribución y la profundidad de la condensación de nubes de diferentes especies.

Vientos, circulación y vórtices en las atmósferas de los gigantes

Las atmósferas de los planetas gigantes se distinguen por una dinámica atmosférica extrema, caracterizada por fuertes flujos zonales (de este a oeste) y vórtices masivos y de larga duración, como la **Gran Mancha Roja** de Júpiter. La aparición de bandas alternas claras y oscuras es el resultado del **efecto Coriolis**, que actúa sobre las células de circulación a gran escala, cortándolas en múltiples chorros que se mueven hacia el este y el oeste debido a la rápida rotación de los planetas. Los cuatro planetas presentan rotación diferencial, donde el período de rotación varía con la latitud. Neptuno posee los vientos más rápidos registrados, alcanzando velocidades de hasta 600 m s^{-1} , seguido de Saturno con 400 m s^{-1} . Los vientos de Júpiter son generalmente más moderados, alcanzando alrededor de 150 m s^{-1} .

Neptuno posee una dinámica atmosférica excepcional que incluye vientos de velocidades extremas y constituye un importante caso de estudio sobre las fuentes de energía. Dada su gran distancia del Sol, la energía solar que recibe es mínima. Sin embargo, Neptuno mantiene una gran fuente de calor interna, emitiendo aproximadamente 1.6 veces más energía propia que la que le llega del Sol. Esta fuente de calor interno es la que impulsa la vigorosa convección desde abajo, manteniendo los altos niveles de energía cinética atmosférica. En contraste, Urano, que está más cerca del Sol pero posee un calor interno mínimo, se encuentra dinámicamente inactivo, lo que confirma que el flujo de calor interno y no el calentamiento solar es la variable termodinámica que rige la generación de energía cinética y la fuerza del viento en los gigantes helados.



Figura 8.20: Izquierda: La Gran Mancha Roja en Júpiter, fotografiada por la nave *JUNO*. Centro: La gran Mancha Blanca en Saturno, fotografiada por la nave *Cassini*. Derecha: La Gran Mancha Oscura en Neptuno, fotografiada por la nave *Voayager 2*. Créditos: NASA/JPL, dominio público.

Los vórtices de larga duración sirven como marcadores de los movimientos atmosféricos. La **Gran Mancha Roja** de Júpiter es el ejemplo más famoso: un enorme sistema de tormenta, estable y de alta presión que produce un anticiclón (región de alta presión donde el aire desciende). Es la tormenta más grande del Sistema Solar y la característica más reconocible de Júpiter, debido a su color rojo anaranjado. Está ubicada a unos 22 grados al sur del ecuador de Júpiter y produce vientos de hasta 432 km/h. Aunque su origen aún se desconoce, se sabe que se observó por primera vez en septiembre de 1831, y después se realizaron unas 60 observaciones registradas entre esa fecha y 1878. **William Frederick Denning (1848 – 1931)** era un astrónomo aficionado inglés, conocido por sus catálogos de los radiantes de las lluvias de meteoros, por el descubrimiento de cinco cometas y, obviamente, por sus observaciones de la mancha roja de Júpiter. En 1898, Denning publicó un artículo en la revista *Nature* [81], y después, en 1899, una versión actualizada del mismo en el *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* [82], en el que describía sus observaciones y sus descubrimientos sobre la Gran Mancha Roja. Así resumía Denning su trabajo de observación durante décadas de la gran mancha roja:

Tras recopilar diversas observaciones y dibujos de objetos con un parecido sugestivo a esta característica, realizados entre el 5 de septiembre de 1831 y el 14 de noviembre de 1869, he podido determinar el período de rotación durante ese tiempo. Esto, junto con mi análisis de las observaciones del 14 de noviembre de 1869 al 30 de julio de 1898, extiende el intervalo total en el que se puede identificar el punto con bastante certeza a casi 67 años, o 24 435 días, durante los cuales la velocidad media de rotación fue de 9 h, 55 m, 36.2 s y el número total de rotaciones fue de 59 071.

Giovanni Domenico Cassini (1625 - 1712) descubrió en 1665 la presencia de un óvalo oscuro en una latitud cercana a la Gran Mancha Roja, conocida como la **Mancha Permanente**, que fue observado hasta 1713. En un principio se creyó que se trataba de la misma tormenta, pero si eso fuera cierto, el anticiclón más grande del Sistema Solar habría existido al menos durante unos 360 años de forma continua. Sería, además de ser el más grande, el sistema de tormentas mas longevo registrado en toda la historia de la observación planetaria. Sin embargo, en un trabajo reciente de 2024, se sugiere que esto no es así y que las observaciones previas a 1831 no pueden atribuirse a la Gran Mancha Roja [204]. Eso significa que una de las historias más comunes sobre el hecho de que posiblemente Galileo hubiera observado la Gran Mancha Roja no es correcta, ya que apenas fue observada por primera vez a principios del siglo XIX. La última medición de su rotación en 2008 mostró que la tormenta gira en sentido antihorario, con un período de aproximadamente 4.5 días terrestres o 11 días jovianos. Tiene un ancho de 16 350 kilómetros, es decir, unas 1.3 veces el diámetro de la Tierra. Ha estado menguando y disminuyendo su tamaño durante el último siglo.

El equivalente de Saturno, la **Gran Mancha Blanca**, es episódico y entra en actividad aproximadamente una vez cada año saturnino (29.5 años terrestres) como una gigantesca y brillante formación de nubes. A diferencia de la mancha roja de Júpiter, cuyo centro es tranquilo y no presenta rayos, las manchas blancas de Saturno son activas en el centro y presentan largas colas que eventualmente envuelven el planeta. Se han observado seis tormentas de este tipo en Saturno en los últimos 140 años, alternando entre el ecuador y latitudes medias. La más reciente surgió en diciembre de 2010 y rodeó el planeta en un plazo de seis meses (ver Figura 8.20). Estas tormentas suelen ocurrir cuando el hemisferio norte de Saturno está más inclinado hacia el Sol. Sin embargo, no se sabe qué las desencadena ni por qué ocurren con tan poca frecuencia. En un estudio realizado por dos científicos planetarios de Caltech, se sugiere una posible causa para estas tormentas [158]. Desarrollando modelos numéricos, descubrieron que las tormentas podrían deberse al peso de las moléculas de agua en la atmósfera del planeta. Dado que las moléculas de agua son más pesadas que el hidrógeno y el helio, que componen la mayor parte de la atmósfera, al precipitarse, aligeran la atmósfera superior, lo que suprime en parte los procesos de convección. Con el tiempo, esto provoca que la atmósfera superior se enfríe. Con el paso del tiempo, el enfriamiento finalmente se detiene, y el aire cálido y húmedo asciende rápidamente, desencadenando una tormenta eléctrica. La atmósfera superior es tan fría y masiva que este enfriamiento tarda entre 20 y 30 años en desencadenar otra tormenta. Este mecanismo de enfriamiento de la atmósfera superior coincide con las imágenes de la gran mancha blanca de 2010 tomadas por la nave espacial *Cassini*.

Durante algún tiempo, Neptuno exhibió una **Gran Mancha Oscura**, una tormenta anticiclónica de alta presión comparable en tamaño a la Tierra, observada inicialmente por la nave *Voyager 2*. Aunque la mancha original se disipó un par de años después del paso de la *Voyager 2*, esporádicamente han aparecido vórtices oscuros posteriores, lo que confirma que el entorno de alta energía cinética de Neptuno sustenta sistemas de tormentas transitorias. Otras manchas oscuras han sido observadas en Neptuno desde que la nave *Voyager 2* pasó por ahí, todas ellas a través del Telescopio Espacial Hubble [119]. El Hubble puede ver imágenes en longitud de onda azul, que es la única forma en que las manchas oscuras son visibles. En 1994, una mancha se formó en el hemisferio norte y desapareció entre 1998 y 2000. En 1996, se formó una nueva mancha y se observó hasta su desaparición, que ocurrió posiblemente antes de 1998. En 2015, el programa *Hubble Outer Planet Atmosphere Legacy (OPAL)*, descubrió una mancha oscura en el sur, que derivó hacia el polo antes de su desaparición en 2017. En 2016, una mancha casi idéntica a la Gran Mancha Oscura de la *Voyager 2* emergió esta vez en el hemisferio norte de Neptuno. Esta nueva mancha, llamada la **Gran Mancha Oscura del Norte (NGDS)**, permaneció visible durante varios años. En 2018, se identificaron y estudiaron una nueva mancha oscura principal y una más pequeña. Esta fue la primera vez que el *Hubble* pudo documentar una mancha desde su nacimiento. La tormenta era mucho más pequeña en comparación con la descubierta por la *Voyager 2*, tenía un diámetro mayor que el del Océano Atlántico, con unos 7 400 kilómetros de ancho. Se cree que las tormentas en Neptuno se mantienen estables en el tiempo debido al efecto de las fuerzas de Coriolis. Sin embargo, a medida que las tormentas se acercan al ecuador, las fuerzas de Coriolis se debilitan, lo que provoca su disipación. El probable origen de las manchas se debe un aumento en la formación de nubes, probablemente entre dos y tres años antes de hacerse visibles [213]. Las tormentas visibles entre 1989 (*Voyager 2*) a 2018 (*Hubble*) han exhibido diferentes patrones de movimiento y, por lo general, solo son visibles durante unos pocos años. Parece ser que la desaparición de las manchas oscuras puede deberse a que las nubes dentro de la tormenta alcanzan el centro de la misma y bloquean la visión en las longitudes de onda azules que se utilizan para rastrear el vórtice, antes de su desaparición. La NASA ha propuesto enviar misiones de exploración a Neptuno, posiblemente en la década de 2030, con el fin de estudiar de cerca la dinámica especial de su atmósfera, y también su gran luna Tritón.

Vemos como los planetas gigantes del Sistema Solar presentan profundas diferencias estruc-

turales y dinámicas, a pesar de sus similitudes superficiales en su composición (H y He). La diferencia entre los gigantes gaseosos y los gigantes de hielo es evidente, y está definida por la mayor densidad y la riqueza de volátiles de los gigantes helados, lo que influye directamente en la física de su condensación, tal y como sucede con las nubes de CH₄ y su apariencia visible. Actualmente, se entiende que la dinámica atmosférica de Júpiter y Saturno se limita a capas baroclínicas relativamente superficiales. La misión *JUNO* ha observado y medido los flujos zonales de Júpiter a una profundidad de tan solo 3 000 kilómetros. Esta actividad a baja profundidad es regulada por la estratificación térmica interna, que separa el clima atmosférico observable cerca a la superficie, del interior líquido metálico profundo, donde predominan las fuerzas magnéticas. Seguramente la observación de los flujos profundos de Júpiter mediante datos de *JUNO* mejorará nuestra comprensión de cómo funciona la extinción del viento térmico (clima) cerca del límite de la región del hidrógeno metálico líquido.

Por el contrario, la dinámica extrema de la atmósfera de Neptuno demuestra que una potente fuente de calor interno puede superar la energía que le llega desde el Sol y convertirse en el principal motor de la energía cinética atmosférica. Los análisis y los modelos de la atmósfera superior de los gigantes helados confirma que también las interacciones magnetosféricas aurales son fuentes de energía críticas que regulan la estructura térmica global de estos mundos. Las futuras investigaciones deberán priorizar la obtención de datos gravitacionales y magnéticos de Urano y Neptuno para determinar mejor sus estructuras internas y la profundidad de su dinámica atmosférica, que siguen siendo los menos conocidos de los cuatro planetas gigantes. Ya mencionamos como algunos estudios recientes y nuevos modelos de los gigantes helados, plantean que tal vez Urano y Neptuno pueden ser más rocosos en sus núcleos y menos ricos en hielo de lo que se pensaba anteriormente [174]. Esta nueva investigación sugiere que los interiores de estos gigantes podrían experimentar procesos de convección, en los que el material se recicla (como en la Tierra mediante la actividad tectónica), en lugar de permanecer estable. Estas propiedades podrían explicar algunas de las características más misteriosas de los gigantes de hielo.

8.5.4 Lunas con atmósfera

Del ciclo del metano de Titán a las tenues envolturas de oxígeno de los satélites galileanos, el estudio de las atmósferas del Sistema Solar nos muestra una jerarquía de regímenes climáticos y químicos que abarca desde los entornos multicapa de los gigantes gaseosos hasta las tenues exosferas sin colisiones de los satélites helados. Dentro de este inventario, las atmósferas de las lunas representan maravillosos laboratorios para comprender la evolución de los materiales volátiles, la síntesis de moléculas orgánicas complejas y la interacción entre los gases neutros y los entornos de magnetosferas de alta energía. Estas envolturas gaseosas se suelen dividir en cuatro tipos climáticos distintos: terrestre, joviano, condensable y exosfera [247]. Mientras que los planetas terrestres y los gigantes ocupan las categorías principales en términos de sus atmósferas, las lunas del Sistema Solar exterior ofrecen una amplia gama de estados atmosféricos que van desde la densa atmósfera rica en nitrógeno de Titán hasta el sistema condensable de nitrógeno y monóxido de carbono de Tritón, así como las exosferas inducidas por el chisporroteo de las lunas galileanas interactuando con el campo magnético de Júpiter.

Las observaciones detalladas que nos han permitido instrumentos como el telescopio espacial James Webb (JWST) o la misión *JUNO* nos han proporcionado información sin precedentes sobre la estructura y la composición atmosférica de estos pequeños mundos [179]. Estas observaciones se combinan con el estudio de los mecanismos de escape atmosférico, y que nos permite entender mejor el límite que separa los planetas y las lunas con atmósfera de los que no la tienen, un hecho que tiene que ver con la interacción entre la velocidad de escape y el flujo de radiación de ultravioleta extremo (EUV) proveniente del Sol.

La supervivencia y el sostenimiento de las atmósferas lunares se rigen por varios procesos físicos

en conflicto. Hay una línea divisoria entre planetas y lunas que poseen atmósfera y aquellos que no la tienen; todo depende de la velocidad de escape del cuerpo y del flujo de radiación, especialmente el ultravioleta extremo (UVE) que reciben del Sol. En lunas como Titán, la combinación de una velocidad de escape relativamente alta y un bajo flujo de radiación, dado que la luna se encuentra a más de 9.5 ua del Sol, permite la retención de una atmósfera gruesa. La atmósfera de Titán también está protegida por su posición dentro de la magnetosfera de Saturno, que desvía parte del viento solar, aunque todavía está sujeta a la erosión de partículas cargadas y a la pérdida por fotodisociación. En contraste, la menor gravedad de Tritón y su gran distancia al Sol (30 ua) crean un sistema en el que la atmósfera es extremadamente delgada y está gobernada por la presión de vapor del nitrógeno, lo que la hace muy sensible a los cambios de temperatura estacionales.

En el caso de las lunas galileanas, el entorno de radiación del campo magnético de Júpiter domina la pérdida atmosférica. La **pulverización catódica**, en la cual iones de alta energía de la magnetosfera impactan la superficie y expulsan partículas, es el principal mecanismo de generación y, al mismo tiempo, de pérdida atmosférica en Europa y Calisto. En la Luna de la Tierra, la vaporización por impacto de meteoritos se ha identificado como el proceso dominante que crea su tenue exosfera, lo que nos muestra que, incluso sin hielos superficiales, un cuerpo puede mantener una envoltura gaseosa transitoria.

La próxima década de exploración, liderada por misiones como *JUICE* y *Europa Clipper*, nos permitirá resolver muchas de las incertidumbres actuales sobre las atmósferas lunares. *JUICE* realizará múltiples trayectorias cercanas a Ganímedes, Europa y Calisto, utilizando espectrómetros de alta resolución para cartografiar la distribución química de sus superficies. Estas mediciones proporcionarán información fundamental para los modelos actuales.

Titán y su ciclo de metano

Titán, la luna más grande de Saturno, es único entre los satélites planetarios por poseer una atmósfera sustancial, con una presión superficial de aproximadamente 1.5 bar, mayor que la de la Tierra. Esta densa envoltura está compuesta principalmente de nitrógeno molecular (N_2) en un 94.2 % y metano (CH_4) en un 5.62 %. El metano en Titán se condensa bajo las condiciones de presión y temperatura, como sucede con el agua en la Tierra. La presencia de un ciclo cerrado de metano, que involucra la evaporación de los lagos superficiales, la formación de nubes, la precipitación y el transporte fluvial, hace que Titán sea el único cuerpo en el Sistema Solar, además de la Tierra, con una meteorología impulsada por un ciclo de cambio de fase entre líquido y vapor. Es, además de nuestro planeta, el único lugar del Sistema Solar que cuenta con la presencia permanente de una sustancia líquida en su superficie [143].

La química atmosférica de Titán es un proceso que se inicia con la disociación de N_2 y CH_4 causada por la radiación ultravioleta solar y las partículas cargadas de la magnetosfera de Saturno. Este proceso conduce a la formación de hidrocarburos y nitrilos. Las observaciones realizadas por el JWST en 2025 proporcionaron la primera detección definitiva del radical metilo (CH_3) en la atmósfera de Titán [179]. El radical metilo es una especie altamente reactiva y un intermediario en la producción de hidrocarburos más pesados. Cuando la radiación solar o las partículas magnetosféricas separan las moléculas de metano, los radicales resultantes se combinan rápidamente con otras moléculas o radicales para formar etano (C_2H_6), acetileno (C_2H_2) y cianuro de hidrógeno (HCN). El JWST ha permitido observar estas reacciones químicas en toda la luna. La detección de CH_3 en el infrarrojo medio del JWST confirma los modelos fotoquímicos que predijeron su presencia en la atmósfera superior como un precursor de la formación de las características capas de neblina naranja-dorada de Titán. Estos aerosoles se agregan en partículas más grandes a medida que descienden y finalmente se asientan en la superficie para formar vastos campos de dunas.

Las observaciones de los años 2022 y 2023, realizadas por JWST y el telescopio Keck, revelaron nubes de metano que aparecen a varias altitudes en el hemisferio norte, específicamente sobre los

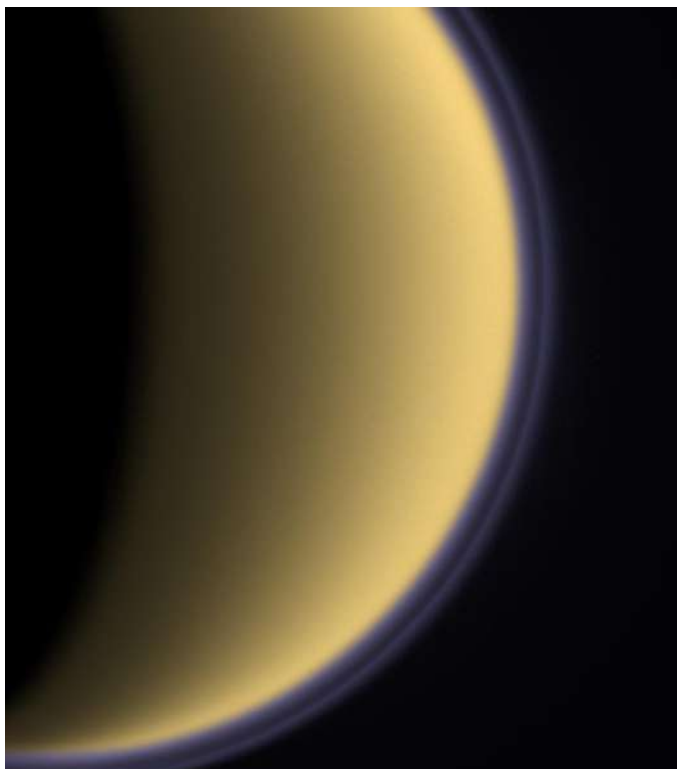


Figura 8.21: La nave *Cassini-Huygens* tomó ésta imagen el 3 de julio de 2004, a una distancia aproximada de 789 000 kilómetros de Titán. Esta imagen muestra dos finas capas de neblina. La capa exterior está separada y parece flotar en la atmósfera. Debido a su delgadez, la capa alta de neblina se aprecia mejor en el limbo de la luna. Créditos: NASA/ESA/ASI, dominio público.

lagos y mares de metano del norte de la luna. Estas nubes son impulsadas por procesos convectivos, ya que el calentamiento del hemisferio norte desencadena la evaporación del metano desde depósitos como *Kraken Mare* (ver Figura 7.18). La actividad de las nubes detectada en ambos hemisferios de la luna nos muestra que existe una inversión estacional de la circulación climática de Titán, que ocurre cada 14.75 años terrestres, lo que equivale exactamente a la mitad del periodo orbital de Saturno alrededor del Sol. Lo que esto nos muestra es que el comportamiento atmosférico de Titán está fuertemente influenciado por el periodo orbital de 29.5 años de Saturno alrededor del Sol, lo que resulta en estaciones que duran un poco más de siete años terrestres [280].

Tritón posee más que una exosfera

La luna más grande de Neptuno posee una atmósfera que, si bien es mucho más delgada que la de Titán, es mucho más compleja que una simple exosfera. Fue descubierta por la *Voyager 2* en 1989; la atmósfera de Tritón está dominada por nitrógeno molecular (N_2), con importantes trazas de monóxido de carbono (CO) y metano (CH_4). Dado que Tritón es un objeto del Cinturón de Kuiper (KBO) capturado, su dinámica atmosférica está determinada en gran medida por el equilibrio entre la presión de vapor de las escarchas superficiales, un estado que comparte con Plutón.

Uno de los hallazgos más increíbles de las investigaciones recientes sobre Tritón es la estabilidad de su bajísima presión atmosférica. La presión superficial en Tritón se ha mantenido aproximadamente constante en unos $14.5 \mu\text{bar}$ (en comparación, la presión atmosférica en Marte es de unos 6 mbar) [212]. Esta estabilidad barométrica es interesante porque los modelos de transporte estacional para Tritón generalmente predicen una disminución de la presión después de que la luna alcanzara su solsticio de verano (lo que sucedió en el año 2000). Durante este solsticio, la latitud

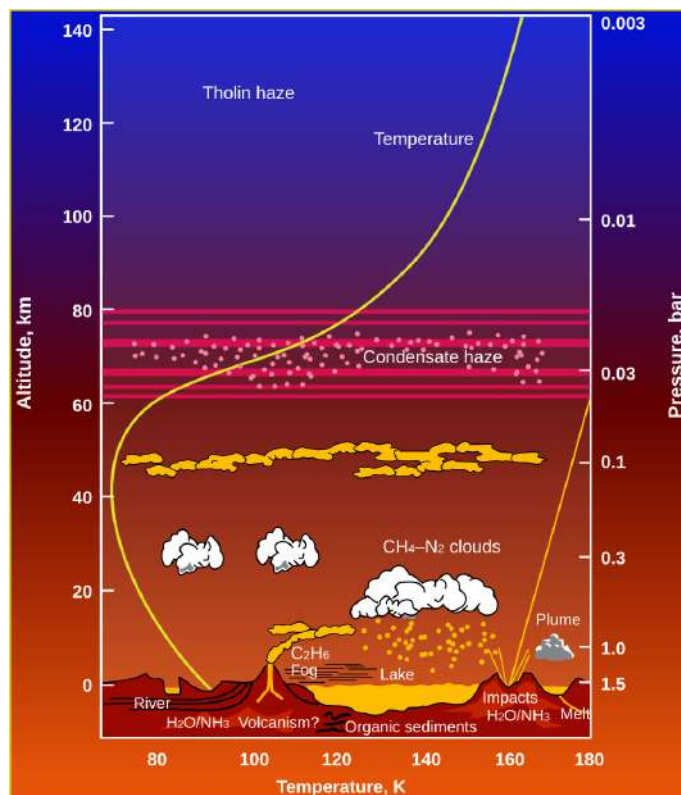


Figura 8.22: Perfil de temperatura, presión y otros aspectos del clima de Titán. La niebla atmosférica reduce la temperatura en la atmósfera inferior, mientras que el metano eleva la temperatura en la superficie. Los criovolcanes expulsan metano a la atmósfera, que luego cae sobre la superficie, formando lagos. Créditos: NASA/JPL, dominio público.

solar alcanzó los 50° sur, un evento que ocurre solo cada 650 años, y se esperaba que se sublimaran grandes cantidades de hielo de nitrógeno del casquete polar sur.

La presión medida entre 2017 y 2022 cambió muy poco, lo que sugiere que la interacción entre la superficie y la atmósfera de Tritón es más compleja de lo que se había pensado previamente. Las hipótesis para esta estabilidad incluyen un aumento en el albedo del hielo, donde la reflectividad de la escarcha de hielo de nitrógeno limita su sublimación, o la formación de escarcha de nitrógeno local en regiones ecuatoriales que amortiguan la presión global. Los datos históricos muestran que Tritón experimentó un aumento repentino de presión a finales de la década de 1990, probablemente correspondiente al pico del calentamiento estacional; sin embargo, la falta de variación actual sugiere una lenta migración de sus volátiles hacia el hemisferio norte.

La atmósfera de Tritón se distingue de las de Titán y Plutón por tener una proporción relativamente más alta de monóxido de carbono (CO), la segunda molécula más abundante después del nitrógeno. Si bien el metano es más abundante que el CO en Titán, en Tritón ocurre lo contrario. Esta química tiene implicaciones significativas para la formación de neblinas atmosféricas. Se han hecho experimentos de laboratorio que han demostrado que las mezclas similares a las de Tritón (0.2 % CH_4 + 0.5 % CO mezclados en N_2) producen mucho menos neblinas que las mezclas similares a las de Titán [173]. La presencia de CO introduce oxígeno en el proceso fotoquímico, lo que da lugar a las "tolinas de Tritón" que contienen aproximadamente un 10 % de oxígeno en peso. Estas partículas tienen firmas infrarrojas distintivas que podrían utilizarse para diferenciar los mecanismos de formación de neblina en todo el Sistema Solar. Observaciones recientes del JWST-NIRSpec a finales de 2022 han confirmado la variabilidad del hielo en la superficie de Tritón,

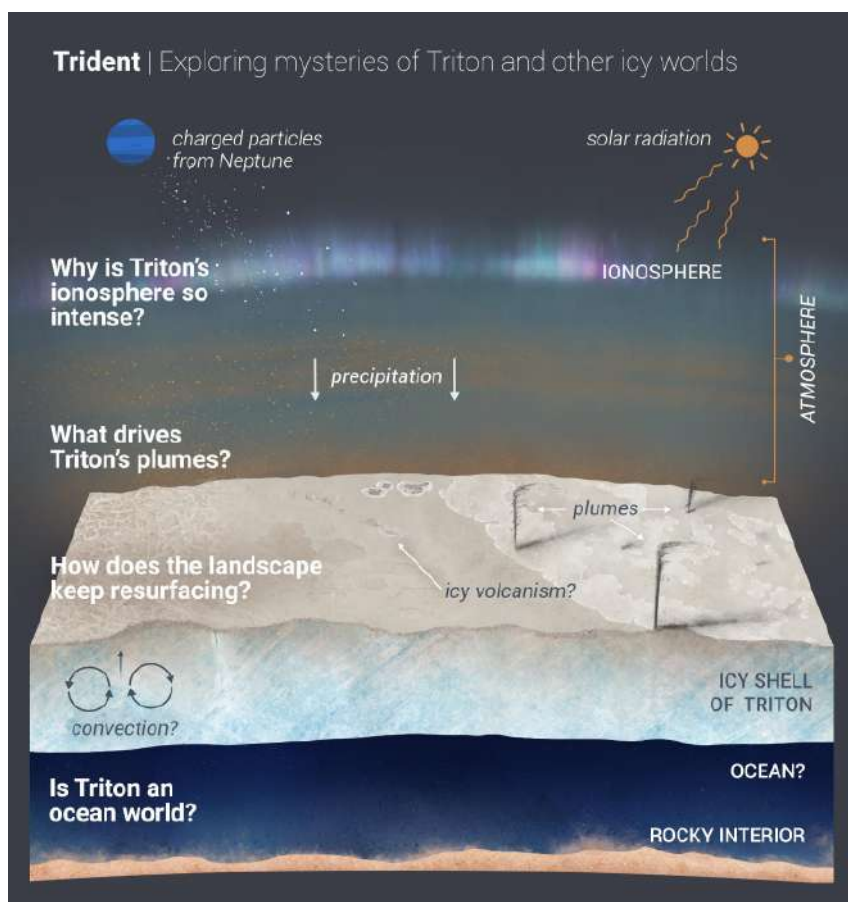


Figura 8.23: Imagen de la propuesta de la misión Trident a Neptuno y su luna Tritón. La misión busca responder algunas de las incógnitas que dejó el paso de la sonda *Voyager 2* por el gigante azul en 1989. Créditos: NASA/JPL-Caltech, dominio público.

lo que indica que la composición atmosférica está estrechamente relacionada con la distribución de los hielos en la superficie [246].

Trident es una misión propuesta por la NASA para profundizar en el estudio de Tritón, la luna de Neptuno. La fecha de lanzamiento había sido propuesta para octubre de 2025; sin embargo, se ha postergado, probablemente, para finales de 2026. Después de unos 13 años de viaje, la sonda llegará al sistema de Neptuno en 2039 [115]. Tritón es probablemente un mundo oceánico de alta prioridad para la investigación debido a sus destellos de actividad, que fueron observados durante el sobrevuelo de la *Voyager 2*. El origen de la actividad observada por la *Voyager 2* aún no está claro, lo que convierte a Tritón en una de las principales prioridades para la investigación de lunas oceánicas en nuestro sistema planetario. El descubrimiento de un océano interior en Tritón contribuiría significativamente a un mayor conocimiento de su atmósfera, así como de la actividad de los chorros de material captados por la *Voyager 2* en 1989. También ayudaría a comprender la composición y la historia de la superficie de la luna y a esclarecer los procesos que allí ocurren. Esta misión tiene tres objetivos científicos: determinar si Tritón tiene un océano subterráneo o si lo tuvo en el pasado; comprender mejor qué fuentes y sumideros de energía intervienen en la renovación de la superficie de Tritón; e investigar y estudiar los componentes orgánicos en su superficie [118]. Para encontrar un océano en Tritón, *Trident* utilizará el hecho de que la salinidad del océano lo hace conductor, lo que significa que podría ser detectable mediante técnicas de inducción magnética con una nave espacial en órbita. La salinidad del océano se adquiere a partir de las rocas del planeta en

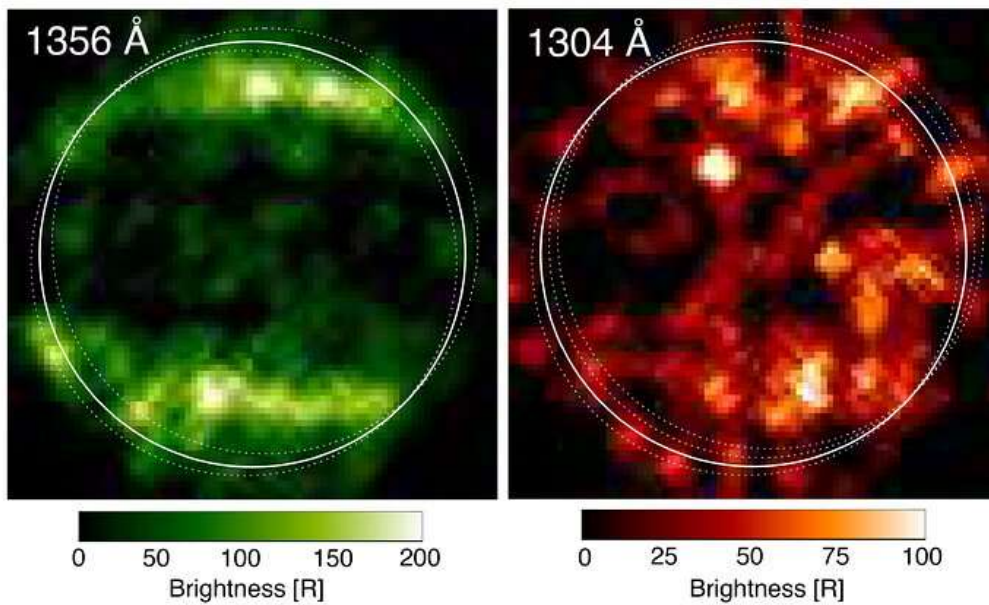


Figura 8.24: Imágenes en ultravioleta de Ganímedes tomadas por el espectrógrafo del Telescopio Espacial Hubble (STIS). Las imágenes muestran un patrón particular en las emisiones de la atmósfera lunar. Las emisiones muestran bandas aurorales (norte y sur) similares a los óvalos aurorales observados en la Tierra y en otros planetas con campos magnéticos. Esto demostró que Ganímedes tiene un campo magnético permanente. Las observaciones en ultravioleta muestran la presencia de oxígeno molecular, O_2 y de oxígeno atómico. Créditos: NASA/ESA/L.Roth [199], dominio público.

contacto con el agua, que poseen compuestos de cloruro de sodio. La nave *Trident* estaría equipada con un espectrómetro de plasma, un espectrómetro infrarrojo de alta resolución, así como cámaras para imagen directa.

La misión *Trident* busca responder a las preguntas descritas en la Figura 8.23. Las preguntas se enmarcan en los tres objetivos principales de la misión. El primer objetivo es explorar los factores que llevan a que un cuerpo del Sistema Solar tenga los ingredientes necesarios, incluyendo el agua, para ser habitable. Un segundo objetivo es explorar las vastas regiones invisibles de la luna. La mayor parte de lo que sabemos de Tritón proviene de los datos de la *Voyager 2*. Pero solo hemos visto el 40 % de su superficie; *Trident* cartografiará la mayor parte del resto. El tercer objetivo principal de *Trident* es comprender cómo la superficie de Tritón se renueva constantemente. La superficie es notablemente joven, geológicamente hablando, posiblemente solo 10 millones de años en un sistema solar de 4 600 millones de años, y casi no presenta cráteres visibles.

Ganímedes magnetismo y agua

Ganímedes, la luna más grande del Sistema Solar, presenta un régimen atmosférico muy diferente: una exosfera tenue y colisional producida por la interacción de su superficie de hielo con la radiación solar y el plasma magnetosférico de Júpiter [199]. Ganímedes es única entre las lunas del Sistema Solar, ya que posee su propio campo magnético, lo que crea una compleja magnetosfera lunar dentro de la magnetosfera planetaria mucho más grande de Júpiter [145].

En 2021, se utilizaron datos nuevos y de archivo tomados por el Telescopio Espacial Hubble (HST) [199], y se estableció la presencia de una atmósfera muy delgada de agua sublimada sobre la superficie de Ganímedes (ver Figura 8.24). Se pensaba que la atmósfera de Ganímedes debía estar dominada por el oxígeno molecular (O_2), un producto de la disociación del hielo superficial

por partículas cargadas de alta energía. Sin embargo, el estudio de 2021 demostró que, en el punto subsolar, donde las temperaturas de la superficie pueden alcanzar los 150 K, la sublimación térmica se convierte en un mecanismo dominante para la producción de moléculas atmosféricas.

Ese mismo año, en junio de 2021, la nave espacial *JUNO* realizó un sobrevuelo cercano de Ganímedes, proporcionando las primeras mediciones directas de su magnetosfera en más de dos décadas. La trayectoria de *JUNO* le permitió atravesar la envoltura magnética de Ganímedes y medir la reconexión magnética entre el campo de Ganímedes y la magnetosfera de Júpiter. Este proceso de reconexión convierte la energía magnética en calor y energía cinética, acelerando las partículas cargadas hacia las regiones polares de la luna. Otros experimentos realizados en radio por *JUNO* exploraron la ionosfera de Ganímedes, que se cree que se genera a partir de la atmósfera neutra mediante procesos de fotoionización e impacto de electrones provenientes de la magnetosfera joviana [56]. Las mediciones detectaron una ionosfera con una densidad electrónica muy alta en el lado de entrada de la nave. Curiosamente, no se detectó una ionosfera significativa en el lado de salida, donde las líneas de campo de Ganímedes se cierran. Esto sugiere que la ionosfera de la luna depende en gran medida de la conectividad de las líneas de campo magnético con el entorno de plasma de Júpiter, lo que facilita la entrada de electrones ionizantes.

8.5.5 Pequeñas y delgadas exosferas

Si la atmósfera de un cuerpo celeste es muy tenue, toda la atmósfera se considera una exosfera. Mercurio, Ceres y algunas de las lunas, como nuestra Luna, Europa y Calisto, poseen exosferas sin tener una atmósfera más densa debajo. En estas tenues capas de gas, las moléculas son expulsadas en trayectorias elípticas hasta que regresan y colisionan contra la superficie.

Gases sobre Mercurio

Existen muchas hipótesis sobre como se forma la exosfera sobre la superficie de Mercurio, que incluye elementos como sodio (Na), potasio (K) y calcio (Ca) (ver Figura 8.25) [153]. Se cree que este material es el resultado de procesos como impactos, la acción del viento solar y la desgasificación de la superficie, que hacen que los átomos o moléculas formen una tenue capa de gas sobre el planeta.

Se ha reportado que los impactos de meteoroides sobre la superficie de Mercurio, a velocidades de hasta 80 km s^{-1} , son muy comunes, lo que puede causar la vaporización tanto del meteorito como del regolito superficial [51]. Estos impactos pueden generar nubes de materiales mixtos que transportan gases y compuestos fuera de la superficie y conforman la exosfera de Mercurio. Durante el impacto, los elementos originales de los cuerpos en colisión se transforman principalmente en átomos en lugar de moléculas, que luego pueden unirse durante el proceso de enfriamiento. Se han observado gases y compuestos de sodio (Na, NaOH) y oxígeno molecular (O_2). Aunque los impactos pueden liberar diferentes formas de sodio a la exosfera de Mercurio, se ha calculado que este es un factor de menor cuantía en la concentración de átomos de sodio y potasio. Por otro lado, es más probable que el calcio sea el resultado de los impactos, aunque se cree que su transporte se completa a través de la fotodisociación de óxidos o hidróxidos de calcio en lugar de átomos liberados durante el impacto, como sí sucede con elementos como el sodio, el potasio y el hierro.

Otro posible mecanismo para la formación de la exosfera de Mercurio es la interacción entre su magnetosfera y el viento solar. La magnetosfera de Mercurio es tan débil y pequeña que no puede proteger al planeta contra la erosión producida por el viento solar. De ser así, deben existir huecos en la magnetosfera por los cuales el viento solar se introduce y alcanza la superficie de Mercurio, pulverizando los componentes que se convierten así en la posible fuente del material en la exosfera [142]. La meteorización es capaz de erosionar elementos como el sodio y transportarlos hasta la exosfera. Sin embargo, este fenómeno no es constante y no puede explicar todos los átomos o moléculas que rodean la superficie del planeta.

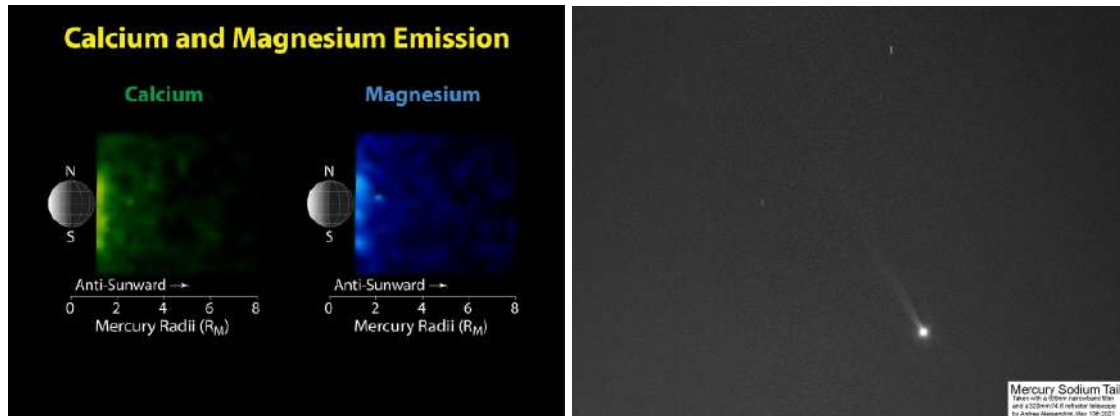


Figura 8.25: Izquierda: Emisión de calcio y magnesio observada durante el tercer sobrevuelo de la sonda *MESSENGER* el 29 de septiembre de 2009. Derecha: Imagen de la cola de sodio de Mercurio, obtenida el 13 de mayo de 2021 por Andrea Alessandrini (astrónomo aficionado). Créditos: NASA/Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory/Carnegie Institution of Washington, dominio público.

Exosfera de nuestra luna

Nuestra luna posee una capa muy difusa de gases. Es tan tenue que, para efectos prácticos, se considera que la Luna está rodeada de vacío. La presencia de partículas atómicas y moleculares en la proximidad de la superficie, en comparación con el medio interplanetario, es lo que denominamos **exosfera lunar**. Esta capa es insignificante en comparación con las envolturas gaseosas que rodean la Tierra y los otros planetas del Sistema Solar. La presión de esta pequeña masa es de aproximadamente 3×10^{-15} atm, y varía a lo largo del día; alcanza una masa total inferior a las 10 toneladas métricas. En realidad, se considera que la Luna no tiene atmósfera porque no puede absorber radiación, no presenta capas ni circulación, y requiere una reposición constante debido a la alta tasa de pérdida de gases en el espacio por la baja velocidad de escape.

Hay dos fuentes principales de estos gases; la primera es la **desgasificación**, que consiste en la liberación de gases como el radón y el helio, resultantes de la desintegración radiactiva en la corteza y el manto de la Luna; la otra fuente importante es el bombardeo de la superficie lunar por micrometeoritos, el viento solar y la luz solar, que producen pulverización catódica. La escasa exosfera de la Luna se compone también de gases de sodio (ver Figura 8.26) y potasio. También se ha detectado helio, neón, argón e hidrógeno. A nivel del mar en la Tierra, cada centímetro cúbico de atmósfera contiene aproximadamente 10^{19} ; en comparación, la atmósfera lunar contiene menos de 10^6 moléculas en el mismo volumen. En la Tierra, esto se considera un vacío. De hecho, la densidad de la atmósfera en la superficie lunar es comparable a la de la atmósfera terrestre a la altura donde orbita la Estación Espacial Internacional.

Agua sobre Europa

La exosfera de Europa se caracteriza por la presencia de O_2 e H_2 , y se forma por la radiólisis del hielo de agua superficial [226]. Datos recientes del sobrevuelo de *JUNO* en 2022 proporcionaron mediciones directas de las tasas de producción de oxígeno y encontraron que son sustancialmente menores que las estimadas previamente. Este hallazgo es crucial para comprender la habitabilidad potencial de Europa, ya que se cree que parte de este oxígeno migra hacia el océano subterráneo para servir como fuente de energía para los posibles procesos metabólicos. Por otro lado, las señales de la envoltura de un campo magnético observadas por *JUNO* sugieren una asimetría entre el amanecer y el anochecer en la envoltura neutra de Europa. Los modelos teóricos y los datos de *JUNO* indican que la exosfera podría ser más densa en el hemisferio antijoviano, posiblemente debido a las fuerzas

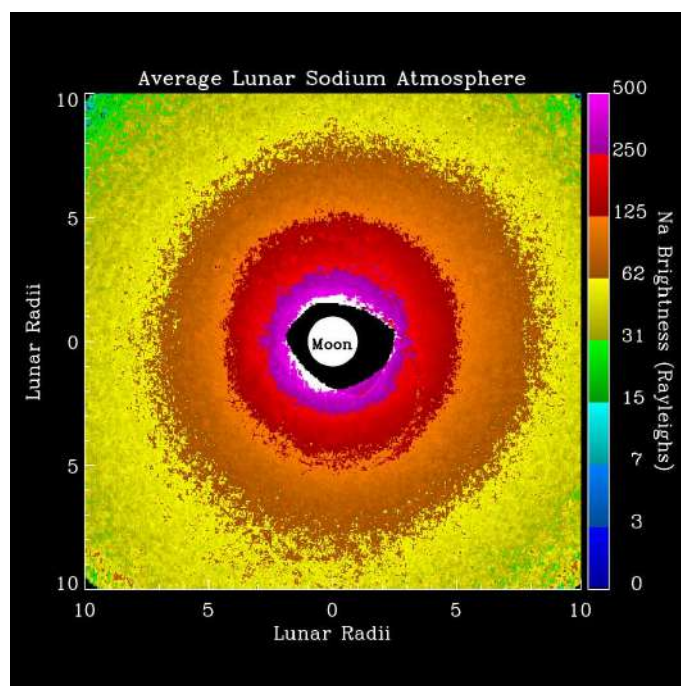


Figura 8.26: Patrón promedio de la exosfera de sodio extendida de la Luna en el momento de la Luna llena, observado y promediado durante cuatro eclipses. El **Rayleigh (R)** es una unidad de flujo de fotones que se utiliza para medir la luz tenue, puede medir fuentes débiles de luz como el resplandor atmosférico o las auroras ($1 \text{ R} = 10^{10} \text{ fotones m}^2 \text{ s}^{-1}$). Créditos: Mendillo et al., *Observational Test for the Solar Wind Sputtering Origin of the Moon's Extended Sodium Atmosphere* [170].

de Coriolis y centrífugas que actúan sobre el poco gas atmosférico a medida que Europa rota [41]. Las observaciones del Telescopio Espacial Hubble (HST) también han identificado vapor de agua en la atmósfera de Europa, que podría ser el resultado de la sublimación localizada o de columnas transitorias que erupcionan desde el subsuelo.

La tenue capa de gas de Calisto

Calisto es la luna más distante de las cuatro lunas galileanas; posee una atmósfera muy delgada (exosfera) de CO_2 que fue detectada por primera vez por la nave *Galileo*. Observaciones más recientes han ampliado esta composición para incluir hidrógeno molecular (H_2), observado por el Telescopio Espacial Hubble (HST) [63]. Los modelos de la exosfera sugieren que la sublimación térmica del hielo de agua no puede producir la estructura observada en esta especie de corona de hidrógeno; en cambio, es probable que esté impulsada por la **desorción térmica** de H_2 que se ha acumulado en el regolito superficial como un producto radiolítico. La desorción es un proceso físico-químico inverso a la adsorción, mediante el cual átomos, moléculas o iones se liberan desde la superficie de un material (adsorbente) hacia una fase fluida (gas o líquido). Las observaciones del JWST en 2024 utilizando el NIRSpec han confirmado la presencia global de CO_2 [65]. La distribución del CO_2 está desplazada de la región subsolar, lo que sugiere que la atmósfera se mantiene no solo por procesos térmicos, sino también por procesos de pulverización catódica, radiólisis y, potencialmente, por posible actividad geológica.

Plutón, un enano con exosfera

La capa de gases que rodea al enano Plutón está compuesta principalmente de nitrógeno (N_2) en más del 99 %, con pequeñas cantidades de metano (CH_4), un 0.25 % y trazas de monóxido de



Figura 8.27: Neblina en bandas azules de la exosfera de Plutón. La imagen fue construida a partir de un mosaico de cuatro imágenes pancromáticas tomadas por la nave espacial *New Horizons* el 14 de julio de 2015. La neblina es un tipo de smog fotoquímico que resulta de la interacción de la luz solar sobre el metano, el nitrógeno y el CO, produciendo una mezcla compleja de hidrocarburos como el acetileno y el etileno. Estos hidrocarburos se acumulan en pequeñas partículas, de una fracción de micrómetro de tamaño, que dispersan la luz solar para formar la brillante neblina azul que se ve en esta imagen. Créditos: NASA/Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory/Southwest Research Institute, dominio público.

carbono (CO), todos ellos productos de la sublimación del hielo superficial. La exosfera contiene una especie de neblina estratificada, probablemente compuesta por moléculas más pesadas que se forman a partir de las reacciones entre estos gases, debido a la radiación de alta energía. La exosfera de Plutón se caracteriza por sus fuertes y aún no completamente comprendidos cambios estacionales, causados por las peculiaridades de su traslación orbital y su inclinación axial [156].

La presión superficial de la exosfera fue medida por la sonda *New Horizons* en 2015 y apenas alcanza 1 Pa (10 μ bar), aproximadamente 1/100 000 de la presión atmosférica terrestre. La temperatura en la superficie oscila entre 40 y 60 K (-230 y -210 °C), pero aumenta rápidamente con la altitud debido al efecto invernadero generado por el metano. Cerca de los 30 km de altitud, alcanza los 110 K (-163 °C), donde posteriormente disminuye lentamente con la altura. Plutón es el único objeto transneptuniano con una atmósfera conocida. Su análogo más cercano podría ser la atmósfera de Tritón, aunque en ciertos aspectos se asemeja a la atmósfera delgada de Marte.



Epílogo

Hemos recorrido en éste texto un camino a través de la historia del descubrimiento, la formación y las propiedades de los planetas, unos de los objetos más interesantes en el estudio del universo, debido especialmente a sus posibilidades para la vida.

De dioses a mundos

Hemos visto como la búsqueda de respuestas a sus movimientos nos llevó de pensar en los planetas como dioses a entender a los planetas como objetos físicos. Este cambio de paradigma marca una madurez intelectual de nuestra especie. Lo que para las civilizaciones antiguas, desde los babilonios hasta los griegos, eran estrellas errantes regidas por una fuerza sobrenatural aparentemente caprichosa, hoy lo comprendemos como el resultado de procesos estocásticos y leyes físicas universales que conocemos como mecánica celeste. El estudio de los planetas no es solo una rama de la astronomía, sino una búsqueda de la historia y evolución de nuestro Sistema Solar y de otros sistemas planetarios.

La génesis de los mundos

Aprendimos como la arquitectura y la dinámica de los sistemas planetarios se definen en sus primeros millones de años. Todo comienza en una nube molecular que, gobernada por la gravedad, colapsa para formar estrellas. La conservación de propiedades físicas como el momento angular da lugar a la formación de un **disco protoplanetario** alrededor de una estrella naciente. A partir de éste material en caída libre alrededor de un sol en formación, se acreta el material que finalmente formará los planetas.

Planetas, lunas, asteroides y cometas están hechos de los mismos materiales: Silicatos, hierro, hielos y gases de diferente tipo. Hemos estudiado como los materiales se combinan de manera extraordinaria para conformar todas las versiones de mundos posibles, desde pequeños mundos rocosos, pasando por planetas con núcleos de hierro y mantos de roca, hasta gigantes con núcleos helados rodeados por océanos de hidrógeno metálico y gigantescas atmósferas de hidrógeno y helio.

Propiedades físicas

Estudiamos los planetas desde una perspectiva física. Un planeta se define por su capacidad para alcanzar el **equilibrio hidrostático**, donde su propia gravedad es compensada por el gradiente de presión interna. Su evolución está determinada por procesos como la **diferenciación planetaria**, que ocurre cuando el calor de la acreción y la desintegración radiactiva permiten que los materiales licuados se separen por densidad. Los materiales más pesados, como el hierro, descienden para formar el núcleo, mientras que los silicatos más ligeros conforman el manto y la corteza. La presencia de un núcleo metálico fundido, combinada con la rotación planetaria, puede generar un efecto dinamo. Este campo magnético resultante es el escudo crítico que desvía el viento solar y previene la erosión atmosférica.

Los planetas y las lunas han sido lugares activos desde su formación. Sus flujos de calor interno han activado procesos como la tectónica y el vulcanismo, y aunque en muchos de ellos esta actividad se ha apagado, seguimos siendo testigos de la presencia de actividad, fallas geológicas y volcanes por todo el Sistema Solar, desde Venus hasta Tritón. Encontramos océanos de agua líquida en la Tierra, pero también en el interior de las lunas de los planetas gigantes. Europa, Encelado y Titán son ejemplos de estos mundos donde el agua líquida está presente, y que los convierte en motivo de estudio en términos de sus posibilidades de habitabilidad.

Existen mundos rodeados de capas de gas. Venus, la Tierra, Marte y los gigantes poseen atmósferas. En el caso de los planetas terrestres, la atmósfera determina su clima y su temperatura superficial; para los gigantes, la atmósfera juega un papel importante en el intercambio de energía con el interior del planeta. También hay lunas con atmósfera, con procesos climáticos de interés astrobiológico como Titán.

La retención de una atmósfera depende de la relación entre la velocidad de escape del planeta y la energía térmica de las moléculas de gas. Los planetas con baja masa o altas temperaturas pierden sus volátiles, transformándose en mundos geológicamente muertos, como Marte o Mercurio.

La diversidad de mundos

Al observar la vasta gama de exoplanetas descubiertos en las últimas décadas, entendemos que las propiedades físicas de los mundos en nuestro Sistema Solar son solo una de las muchas versiones posibles. La formación planetaria puede dar como resultado una inmensa variedad de mundos posibles. Los planetas son, en última instancia, laboratorios para la química y la física extremas, y por qué no, para la biología. Estos maravillosos objetos celestes nos recuerdan que el orden en el universo no es el resultado de un diseño místico, sino una consecuencia de las leyes de la naturaleza actuando sobre la materia a través del tiempo.

Este texto es apenas un abrebocas al increíble estudio de los planetas y sus entornos en nuestra galaxia y en el resto del universo. Es factible corregir, ampliar y actualizar; lo que seguramente sucederá en la medida en que los temas y los nuevos descubrimientos nos obliguen a reconsiderar la forma de contar historias sobre planetas.

Medellín, 30 de enero de 2026.

A detailed painting of a vast library, likely the Vatican Museums, with a large globe in the center. The library is filled with tall wooden bookshelves reaching up to the vaulted ceiling. In the center, a large, ornate globe sits on a circular platform. Several people are visible, some standing near the globe and others further back in the aisles, providing a sense of scale. The lighting is warm, highlighting the textures of the wood and the intricate details of the architecture.

Bibliografía

Libros

- [1] P. J. Armitage. *Astrophysics of Planet Formation*. Oct. de 2013 (véanse páginas 63, 67-69, 72-78).
- [2] Jeffrey Bennett et al. *Life in the Universe*. Princeton University Press, 2022 (véase página 95).
- [3] B. W. Carroll y D. A. Ostlie. *An introduction to modern astrophysics and cosmology*. Jul. de 2006 (véase página 52).
- [4] Viviana Casasola. *The small scale physical evolution of molecular gas in nearby galaxies*. 2008 (véase página 53).
- [5] M. Cohen. *In Darkness Born: The Story of Star Formation*. Cambridge University Press, 1988. ISBN: 9780521262705. URL: <https://books.google.com.co/books?id=79VkRyNXIXIC> (véase página 54).
- [6] N. Copernicus. *On the revolution of heavenly spheres*. 1995 (véanse páginas 16, 17).
- [7] National Research Council et al. *Vision and voyages for planetary science in the decade 2013-2022*. National Academies Press, 2012 (véase página 200).
- [8] Marie Curie. *Recherches sur les substances radioactives*. Gauthier-Villars, 1904 (véase página 93).
- [9] Marie Curie. *Traité de radioactivité*. Volumen 2. Gauthier-Villars, 1910 (véase página 93).
- [10] Marie Curie. *L'isotopie et les éléments isotopes*. Volumen 9. Édité par la société "Journal de physique", 1924 (véase página 93).
- [11] I. de Pater y J. J. Lissauer. *Planetary Sciences*. Ene. de 2015 (véanse páginas 65, 76, 226).
- [12] T. Ferris. *La aventura del universo: de Aristóteles a la teoría de los cuantos : una historia sin fin*. Drakontos (Crítica). Crítica, 2007. ISBN: 9788484329480. URL: <https://books.google.com.co/books?id=3FhGNRUsrH8C> (véase página 14).

- [13] Gillian R Foulger. *Plates vs plumes: a geological controversy*. John Wiley & Sons, 2011 (véase página 160).
- [14] G. Galilei, J. Kepler y C.S. Santos. *Galileo-Kepler: el mensaje y el mensajero sideral*. El Libro de Bolsillo (Alianza Editorial).: Sección Ciencia y Técnica. Alianza Editorial, 1984. URL: <https://books.google.com.co/books?id=Lkr2sgEACAAJ> (véanse páginas 19, 20).
- [15] Martin Gorst. *Measuring Eternity: The Search for the Beginning of Time*. Crown, 2002 (véase página 88).
- [16] Felix M Gradstein et al. *Geologic time scale 2020*. Elsevier, 2020 (véase página 104).
- [17] Denis Guedj. *El metro del mundo*. Anagrama, Barcelona, 2033 (véase página 44).
- [18] R FRANKEL HENRY. *CONTINENTAL DRIFT CONTROVERSY: Volume 1, Wegener and the Early Debate*. CAMBRIDGE University Press, 2017 (véase página 149).
- [19] Herodoto. *Los nueve libros de la Historia*. Biblioteca Edaf. Editorial Edaf, S.L., 1989. ISBN: 9788476403518. URL: <https://books.google.com.co/books?id=MX0Tk3Yw0Z8C> (véase página 10).
- [20] J. Kepler y W.H. Donahue. *Selections from Kepler's Astronomia Nova*. Science Classics Module for Hu. Green Lion Press, 2004. ISBN: 9781888009286. URL: <https://books.google.com.co/books?id=774fAQAAIAAJ> (véase página 20).
- [21] J. Kepler et al. *The Harmony of the World*. American Philosophical Society: Memoirs of the American Philosophical Society v. 209. American Philosophical Society, 1997. ISBN: 9780871692092. URL: <https://books.google.com.co/books?id=rEkLAAAAIAAJ> (véanse páginas 20, 21).
- [22] Joseph-Louis Lagrange. *Mécanique Analytique*. Ve Courcier, París, 1811 (véase página 44).
- [23] Geoffrey A Landis. *Settling Venus: A City in the Clouds?* 2020, página 4152 (véase página 257).
- [24] Pierre-Simon Marquis de Laplace. *Traité de mécanique céleste*. Duprat, París, 1799 (véase página 44).
- [25] Katharina Lodders y Bruce Fegley. *The planetary scientist's companion*. Oxford University Press, 1998 (véase página 251).
- [26] Simone Marchi, Carol A Raymond y Christopher T Russell. *Vesta and Ceres: Insights from the Dawn Mission for the Origin of the Solar System*. Volumen 27. Cambridge University Press, 2022 (véase página 132).
- [27] J.C. Maxwell. *On the stability of the motion of Saturn's Rings*. Macmillan & Company, 1859. URL: <https://books.google.com.co/books?id=k7g0AAAAQAAJ> (véase página 25).
- [28] J.C. Maxwell y J.M.S. Ron. *Escritos científicos*. Clásicos del Pensamiento. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 1998. ISBN: 9788400077105. URL: <https://books.google.com.co/books?id=S2v4j0LmbfcC> (véase página 25).
- [29] Rolf Meissner. *The little book of planet Earth*. Springer, 2002 (véase página 156).
- [30] Czeslaw Milosz. *The history of Polish literature*. Univ of California Press, 1983 (véase página 91).
- [31] Isaac Newton. *The Principia: mathematical principles of natural philosophy*. Univ of California Press, 1999 (véase página 33).

- [32] J.D. North. *Historia Fontana de la astronomía y la cosmología*. Colección Ciencia y Tecnología. Fondo de Cultura Económica, 2001. ISBN: 9789681663421. URL: <https://books.google.com.co/books?id=kaVVPgAACAAJ> (véanse páginas 11, 12, 16, 43).
- [33] Naomi Pasachoff. *Marie Curie: And the science of radioactivity*. Oxford University Press, 1996 (véase página 90).
- [34] Charles River y C.R.C.R. Editors. *Uruk: La Historia Y Legado De La Primera Gran Ciudad Del Mundo Antiguo*. CreateSpace Independent Publishing Platform, 2016. ISBN: 9781540677341. URL: <https://books.google.com.co/books?id=zCP5MAAACAAJ> (véase página 11).
- [35] Gerald Schubert, Donald Lawson Turcotte y Peter Olson. *Mantle convection in the Earth and planets*. Cambridge University Press, 2001 (véase página 156).
- [36] Frank D Stacey y Paul M Davis. *Physics of the Earth*. Cambridge University Press, 2008 (véanse páginas 127, 131).
- [37] Donald L Turcotte y Gerald Schubert. *Geodynamics*. Cambridge university press, 2002 (véase página 156).
- [38] David A Williams, Paul M Schenk y Jani Radebaugh. *Geology of Io*. Springer, 2023, páginas 147-172 (véase página 206).
- [39] Hugh D Young et al. *Sears and Zemansky's university physics*. Addison-Wesley, 2014 (véanse páginas 89, 95).
- [40] Jorge I. Zuluaga. *Mecánica Celeste: Teoría, algoritmos y problemas*. Universidad de Antioquia, 2020 (véanse páginas 43, 45).

Artículos

- [41] Peter Addison et al. «Magnetic signatures of the interaction between Europa and Jupiter's magnetosphere during the Juno flyby». En: *Geophysical Research Letters* 51.2 (2024), e2023GL106810 (véase página 279).
- [42] Richard B Alley y Michael L Bender. «Greenland ice cores: Frozen in time». En: *Scientific American* 278.2 (1998), páginas 80-85 (véase página 119).
- [43] P. Andre y T. Montmerle. «From T Tauri stars to protostars: Circumstellar material and young stellar objects in the rho Ophiuchi cloud». En: *ApJ* 420 (ene. de 1994), páginas 837-862. DOI: 10.1086/173608 (véase página 61).
- [44] P. Andre, D. Ward-Thompson y M. Barsony. «Submillimeter continuum observations of Rho Ophiuchi A - The candidate protostar VLA 1623 and prestellar clumps». En: *ApJ* 406 (mar. de 1993), páginas 122-141. DOI: 10.1086/172425 (véase página 55).
- [45] S. M. Andrews y J. P. Williams. «Circumstellar Dust Disks in Taurus-Auriga: The Submillimeter Perspective». En: *ApJ* 631 (oct. de 2005), páginas 1134-1160. DOI: 10.1086/432712. eprint: astro-ph/0506187 (véase página 61).
- [46] S. M. Andrews y J. P. Williams. «A Submillimeter View of Circumstellar Dust Disks in ρ Ophiuchi». En: *ApJ* 671 (dic. de 2007), páginas 1800-1812. DOI: 10.1086/522885. arXiv: 0708.4185 (véase página 61).
- [47] P. J. Armitage. «Lecture notes on the formation and early evolution of planetary systems». En: *ArXiv Astrophysics e-prints* (ene. de 2007). eprint: astro-ph/0701485 (véase página 73).

- [48] Philip J Armitage. «A brief overview of planet formation». En: *arXiv preprint arXiv:1803.10526* (2018) (véanse páginas 68, 76, 80).
- [49] Alexander T Basilevsky y James W Head. «The surface of Venus». En: *Reports on Progress in Physics* 66.10 (2003), página 1699 (véase página 162).
- [50] S. V. W. Beckwith et al. «A survey for circumstellar disks around young stellar objects». En: *AJ* 99 (mar. de 1990), páginas 924-945. DOI: 10.1086/115385 (véanse páginas 60, 61).
- [51] Alexey A Berezhnoy y Boris A Klumov. «Impacts as sources of the exosphere on Mercury». En: *Icarus* 195.2 (2008), páginas 511-522 (véase página 277).
- [52] Jiří Borovička et al. «The trajectory, structure and origin of the Chelyabinsk asteroidal impactor». En: *Nature* 503.7475 (2013), páginas 235-237 (véase página 223).
- [53] Audrey Bouvier y Meenakshi Wadhwa. «The age of the Solar System redefined by the oldest Pb–Pb age of a meteoritic inclusion». En: *Nature geoscience* 3.9 (2010), páginas 637-641 (véase página 97).
- [54] Peter G Brown et al. «A 500-kiloton airburst over Chelyabinsk and an enhanced hazard from small impactors». En: *Nature* 503.7475 (2013), páginas 238-241 (véase página 223).
- [55] RW Vorder Bruegge, JW Head y DB Campbell. «Orogeny and large-scale strike-slip faulting on Venus: Tectonic evolution of Maxwell Montes». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 95.B6 (1990), páginas 8357-8381 (véase página 199).
- [56] DR Buccino et al. «Ganymede's ionosphere observed by a dual-frequency radio occultation with Juno». En: *Geophysical Research Letters* 49.23 (2022), e2022GL098420 (véase página 277).
- [57] PB Buhler. «A 510,000-year record of Mars' climate». En: *Geophysical Research Letters* 50.5 (2023), e2022GL101752 (véase página 200).
- [58] Mark A Bullock y David H Grinspoon. «The atmosphere and climate of Venus». En: *Comparative Climatology of Terrestrial Planets* 1 (2013), páginas 19-54 (véase página 251).
- [59] Bonnie J Buratti y Joel A Mosher. «The dark side of Iapetus: Additional evidence for an exogenous origin». En: *Icarus* 115.2 (1995), páginas 219-227 (véase página 213).
- [60] Maria Teresa Caccamo y Salvatore Magazù. «On the breaking of the Milankovitch cycles triggered by temperature increase: The stochastic resonance response». En: *Climate* 9.4 (2021), página 67 (véase página 119).
- [61] Marissa E Cameron et al. «Morphological mapping of Ganymede: Investigating the role of strike-slip tectonics in the evolution of terrain types». En: *Icarus* 315 (2018), páginas 92-114 (véase página 165).
- [62] Fabio A Capitanio et al. «Ishtar Terra highlands on Venus raised by craton-like formation mechanisms». En: *Nature Geoscience* 17.8 (2024), páginas 740-746 (véase página 198).
- [63] Shane R Carberry Mogan et al. «Callisto's atmosphere: First evidence for H₂ and constraints on H₂O». En: *Journal of Geophysical Research: Planets* 127.11 (2022), e2022JE007294 (véase página 279).
- [64] J Carter et al. «Hydrous minerals on Mars as seen by the CRISM and OMEGA imaging spectrometers: Updated global view». En: *Journal of Geophysical Research: Planets* 118.4 (2013), páginas 831-858 (véase página 201).
- [65] Richard J Cartwright et al. «Revealing Callisto's carbon-rich surface and CO₂ atmosphere with JWST». En: *The Planetary Science Journal* 5.3 (2024), página 60 (véase página 279).

- [66] Ruggero Casacchia y Robert G Strom. «Geologic evolution of Galileo Regio, Ganymede». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 89.S02 (1984), B419-B428 (véase página 208).
- [67] Aaron J Celestian. «New Mineral Names: High-Pressure and Precious Minerals». En: *American Mineralogist* 107.4 (2022), páginas 778-780 (véase página 100).
- [68] Baptiste Chide et al. «Detection of triboelectric discharges during dust events on Mars». En: *Nature* 647.8091 (2025), páginas 865-869 (véase página 262).
- [69] John T Clarke et al. «Martian atmospheric hydrogen and deuterium: Seasonal changes and paradigm for escape to space». En: *Science Advances* 10.30 (2024), eadm7499 (véase página 202).
- [70] Geoffrey C Collins et al. «Episodic plate tectonics on Europa: Evidence for widespread patches of mobile-lid behavior in the antijovian hemisphere». En: *Journal of Geophysical Research: Planets* 127.11 (2022), e2022JE007492 (véase página 165).
- [71] JE Colwell et al. «Lunar surface: Dust dynamics and regolith mechanics». En: *Reviews of Geophysics* 45.2 (2007) (véase página 204).
- [72] JW Conrad y F Nimmo. «Constraining characteristic morphological wavelengths for Venus using Baltis Vallis». En: *Geophysical Research Letters* 50.10 (2023), e2022GL101268 (véase página 198).
- [73] Jason C Cook et al. «Near-infrared spectroscopy of Charon: Possible evidence for cryovolcanism on Kuiper belt objects». En: *The Astrophysical Journal* 663.2 (2007), página 1406 (véase página 219).
- [74] David Crisp. «Radiative forcing of the Venus mesosphere: I. Solar fluxes and heating rates». En: *Icarus* 67.3 (1986), páginas 484-514 (véase página 255).
- [75] DP Cruikshank et al. «The surface compositions of Pluto and Charon». En: *Icarus* 246 (2015), páginas 82-92 (véase página 219).
- [76] Pablo Cuartas-Restrepo. «Planetary Magnetic Fields and Habitability in Super Earths». En: *Open Astronomy* 27.1 (2018), páginas 183-231 (véanse páginas 134, 235, 252).
- [77] Leszek Czechowski. «The Origin of Hotspots and The D" Layer». En: *Geodesy and Physics of the Earth: Geodetic Contributions to Geodynamics* (1993), páginas 392-395 (véase página 156).
- [78] Gennaro D'Angelo et al. «Growth of Jupiter: Formation in disks of gas and solids and evolution to the present epoch». En: *Icarus* 355 (2021), página 114087 (véanse páginas 82, 83).
- [79] K De Kleer et al. «Multi-phase volcanic resurfacing at Loki Patera on Io». En: *Nature* 545.7653 (2017), páginas 199-202 (véase página 206).
- [80] Tilmann Denk et al. «Iapetus: Unique surface properties and a global color dichotomy from Cassini imaging». En: *Science* 327.5964 (2010), páginas 435-439 (véase página 214).
- [81] WF Denning. «Early History of the Great Red Spot on Jupiter». En: *Nature* 59.1518 (1898), páginas 101-102 (véase página 269).
- [82] William Frederick Denning. «Early history of the great red spot on Jupiter». En: *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 59.10 (1899), páginas 574-584 (véase página 269).
- [83] Ranga Dias e Isaac F Silvera. «Observation of the Wigner-Huntington Transition to Solid Metallic Hydrogen». En: *arXiv preprint arXiv:1610.01634* (2016) (véase página 136).

- [84] Gilles Didier y Michel Laurin. «Distributions of extinction times from fossil ages and tree topologies: the example of mid-Permian synapsid extinctions». En: *PeerJ* 9 (2021), e12577 (véase página 110).
- [85] GC Dismukes et al. «The origin of atmospheric oxygen on Earth: the innovation of oxygenic photosynthesis». En: *Proceedings of the National Academy of Sciences* 98.5 (2001), páginas 2170-2175 (véase página 107).
- [86] Andrew J Dombard et al. «Delayed formation of the equatorial ridge on Iapetus from a subsatellite created in a giant impact». En: *Journal of Geophysical Research: Planets* 117.E3 (2012) (véase página 214).
- [87] C. P. Dullemond y C. Dominik. «Dust coagulation in protoplanetary disks: A rapid depletion of small grains». En: *A&A* 434 (mayo de 2005), páginas 971-986. DOI: 10.1051/0004-6361:20042080. eprint: astro-ph/0412117 (véase página 72).
- [88] Christophe Dumas et al. «Surface composition of the largest dwarf planet 136199 Eris (2003 UB)». En: *Astronomy & Astrophysics* 471.1 (2007), páginas 331-334 (véase página 220).
- [89] Christophe Dumas et al. «High-contrast observations of (136108) Haumea-A crystalline water-ice multiple system». En: *Astronomy & Astrophysics* 528 (2011), A105 (véase página 221).
- [90] Caroline Dumoulin et al. «Tidal constraints on the interior of Venus». En: *Journal of Geophysical Research: Planets* 122.6 (2017), páginas 1338-1352 (véase página 138).
- [91] ET Dunham, SJ Desch y L Probst. «Haumea's shape, composition, and internal structure». En: *The Astrophysical Journal* 877.1 (2019), página 41 (véase página 221).
- [92] Adam M Dziewonski y Don L Anderson. «Preliminary reference Earth model». En: *Physics of the earth and planetary interiors* 25.4 (1981), páginas 297-356 (véase página 128).
- [93] David W Eaton y Andrew Frederiksen. «Seismic evidence for convection-driven motion of the North American plate». En: *Nature* 446.7134 (2007), páginas 428-431 (véase página 152).
- [94] A Emran et al. «Kiladze Caldera: A Possible Cryovolcano on Pluto». En: *The Planetary Science Journal* 6.3 (2025), página 52 (véase página 217).
- [95] Alexandre Emsenhuber, Christoph Mordasini y Remo Burn. «Planetary population synthesis and the emergence of four classes of planetary system architectures». En: *The European Physical Journal Plus* 138.2 (2023), página 181 (véase página 79).
- [96] Georg Feulner. «The faint young Sun problem». En: *Reviews of Geophysics* 50.2 (2012) (véase página 114).
- [97] A. S. Font et al. «Photoevaporation of Circumstellar Disks around Young Stars». En: *ApJ* 607 (jun. de 2004), páginas 890-903. DOI: 10.1086/383518. eprint: astro-ph/0402241 (véase página 68).
- [98] Jonathan J Fortney. «Looking into the giant planets». En: *Science* 305.5689 (2004), páginas 1414-1415 (véase página 143).
- [99] Roger R Fu et al. «The interior structure of Ceres as revealed by surface topography». En: *Earth and Planetary Science Letters* 476 (2017), páginas 153-164 (véase página 132).
- [100] Julio Solís García. «Las atmósferas de los planetas del Sistema Solar». En: *Anuario del Observatorio Astronómico de Madrid* 1 (2015), páginas 385-407 (véase página 260).
- [101] T. P. Greene et al. «Further mid-infrared study of the rho Ophiuchi cloud young stellar population: Luminosities and masses of pre-main-sequence stars». En: *ApJ* 434 (oct. de 1994), páginas 614-626. DOI: 10.1086/174763 (véase página 55).

- [102] WM Grundy et al. «Surface compositions across Pluto and Charon». En: *Science* 351.6279 (2016), aad9189 (véase página 217).
- [103] Tristan Guillot et al. «Saturn's Exploration Beyond Cassini-Huygens». En: *Saturn from Cassini-Huygens* (2009), páginas 745-761 (véase página 143).
- [104] Douglas P Hamilton et al. «The rapid formation of Sputnik Planitia early in Pluto's history». En: *Nature* 540.7631 (2016), páginas 97-99 (véase página 217).
- [105] Thomas C Hanks e Hiroo Kanamori. «A moment magnitude scale». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 84.B5 (1979), páginas 2348-2350 (véase página 127).
- [106] James Hansen et al. «Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide». En: *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 371.2001 (2013), página 20120294 (véase página 251).
- [107] Vicki L Hansen. «Impact origin of Archean cratons». En: *Lithosphere* 7.5 (2015), páginas 563-578 (véase página 151).
- [108] John K Harmon, Phil J Perillat y Martin A Slade. «High-resolution radar imaging of Mercury's north pole». En: *Icarus* 149.1 (2001), páginas 1-15 (véase página 196).
- [109] C. Hayashi. «Structure of the Solar Nebula, Growth and Decay of Magnetic Fields and Effects of Magnetic and Turbulent Viscosities on the Nebula». En: *Progress of Theoretical Physics Supplement* 70 (1981), páginas 35-53. DOI: 10 . 1143 / PTPS . 70 . 35 (véase página 62).
- [110] James D Hays, John Imbrie y Nicholas J Shackleton. «Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages: For 500,000 years, major climatic changes have followed variations in obliquity and precession.» En: *science* 194.4270 (1976), páginas 1121-1132 (véase página 118).
- [111] Philipp R Heck et al. «Lifetimes of interstellar dust from cosmic ray exposure ages of presolar silicon carbide». En: *Proceedings of the National Academy of Sciences* 117.4 (2020), páginas 1884-1889 (véase página 97).
- [112] Ravit Helled. «The interiors of Jupiter and Saturn». En: *arXiv preprint arXiv:1812.07436* (2018) (véase página 141).
- [113] Ravit Helled et al. «Revelations on Jupiter's formation, evolution and interior: Challenges from Juno results». En: *Icarus* (2022), página 114937 (véase página 82).
- [114] Ravit Helled et al. «Revelations on Jupiter's formation, evolution and interior: Challenges from Juno results». En: *Icarus* 378 (2022), página 114937 (véase página 142).
- [115] Amanda R Hendrix et al. «The NASA roadmap to ocean worlds». En: *Astrobiology* 19.1 (2019), páginas 1-27 (véase página 275).
- [116] Robert R Herrick y Scott Hensley. «Surface changes observed on a Venusian volcano during the Magellan mission». En: *Science* 379.6638 (2023), páginas 1205-1208 (véase página 175).
- [117] David G Horvath et al. «Evidence for geologically recent explosive volcanism in Elysium Planitia, Mars». En: *Icarus* 365 (2021), página 114499 (véase página 180).
- [118] Carly Howett et al. «Trident: A Mission to Explore Triton, a Candidate Ocean World». En: (2020) (véase página 275).
- [119] Andrew I Hsu, Michael H Wong y Amy A Simon. «Lifetimes and occurrence rates of dark vortices on Neptune from 25 years of Hubble Space Telescope images». En: *The Astronomical Journal* 157.4 (2019), página 152 (véase página 270).

- [120] Hauke Hussmann et al. «Early resonances of Tethys and Dione: implications for Ithaca Chasma». En: *Icarus* 319 (2019), páginas 407-416 (véase página 215).
- [121] S. Ida y D. N. C. Lin. «Toward a Deterministic Model of Planetary Formation. I. A Desert in the Mass and Semimajor Axis Distributions of Extrasolar Planets». En: *ApJ* 604 (mar. de 2004), páginas 388-413. DOI: 10.1086/381724. eprint: astro-ph/0312144 (véanse páginas 60, 65).
- [122] S. Ida y D. N. C. Lin. «Toward a Deterministic Model of Planetary Formation. II. The Formation and Retention of Gas Giant Planets around Stars with a Range of Metallicities». En: *ApJ* 616 (nov. de 2004), páginas 567-572. DOI: 10.1086/424830 (véase página 65).
- [123] S. Ida y D. N. C. Lin. «Toward a Deterministic Model of Planetary Formation. III. Mass Distribution of Short-Period Planets around Stars of Various Masses». En: *ApJ* 626 (jun. de 2005), páginas 1045-1060. DOI: 10.1086/429953. eprint: astro-ph/0502566 (véase página 65).
- [124] S. Ida y D. N. C. Lin. «Toward a Deterministic Model of Planetary Formation. IV. Effects of Type I Migration». En: *ApJ* 673, 487-501 (ene. de 2008), páginas 487-501. DOI: 10.1086/523754. arXiv: 0802.1114 (véanse páginas 65, 66).
- [125] S. Ida y D. N. C. Lin. «Toward a Deterministic Model of Planetary Formation. V. Accumulation Near the Ice Line and Super-Earths». En: *ApJ* 685, 584-595 (sep. de 2008), páginas 584-595. DOI: 10.1086/590401 (véase página 65).
- [126] S. Ida y D. N. C. Lin. «Toward a Deterministic Model of Planetary Formation. VI. Dynamical Interaction and Coagulation of Multiple Rocky Embryos and Super-Earth Systems around Solar-type Stars». En: *ApJ* 719 (ago. de 2010), páginas 810-830. DOI: 10.1088/0004-637X/719/1/810. arXiv: 1006.2584 [astro-ph.EP] (véase página 65).
- [127] S. Ida, D. N. C. Lin y M. Nagasawa. «Toward a Deterministic Model of Planetary Formation. VII. Eccentricity Distribution of Gas Giants». En: *ApJ* 775, 42 (sep. de 2013), página 42. DOI: 10.1088/0004-637X/775/1/42. arXiv: 1307.6450 [astro-ph.EP] (véase página 65).
- [128] Andrew P Ingersoll. «Cassini exploration of the planet Saturn: A comprehensive review». En: *Space science reviews* 216.8 (2020), página 122 (véase página 211).
- [129] MA Ivanov. «Morphology of the tessera terrain on Venus: Implications for the composition of tessera material». En: *Solar System Research* 35.1 (2001), páginas 1-17 (véase página 198).
- [130] Mikhail A Ivanov y James W Head. «Tessera terrain on Venus: A survey of the global distribution, characteristics, and relation to surrounding units from Magellan data». En: *Journal of Geophysical Research: Planets* 101.E6 (1996), páginas 14861-14908 (véase página 198).
- [131] Mikhail A Ivanov y James W Head. «Global geological map of Venus». En: *Planetary and Space Science* 59.13 (2011), páginas 1559-1600 (véase página 197).
- [132] Daniel J Jacob. «Introduction to atmospheric chemistry». En: (1999) (véanse páginas 242, 244).
- [133] Bruce M Jakosky et al. «Loss of the Martian atmosphere to space: Present-day loss rates determined from MAVEN observations and integrated loss through time». En: *Icarus* 315 (2018), páginas 146-157 (véase página 252).
- [134] Ralf Jaumann et al. «Geological record of water and wind processes on Mars as observed by the Mars Express High Resolution Stereo Camera». En: *Space Science Reviews* 220.4 (2024), página 45 (véase página 200).

- [135] DE Jennings et al. «Titan surface temperatures during the Cassini mission». En: *The Astrophysical Journal Letters* 877.1 (2019), página L8 (véase página 212).
- [136] PLA Jorge y Scot CR Rafkin. «Meteorología mesoescalar en Marte». En: *Física de la Tierra* 28.2016 (2016), páginas 129-161 (véanse páginas 259, 261).
- [137] Martin Jutzi et al. «The structure of the asteroid 4 Vesta as revealed by models of planet-scale collisions». En: *Nature* 494.7436 (2013), páginas 207-210 (véase página 132).
- [138] S Kameda et al. «Ecliptic north-south symmetry of hydrogen geocorona». En: *Geophysical Research Letters* 44.23 (2017), páginas 11-706 (véase página 250).
- [139] Tomoo Katsura. «A revised adiabatic temperature profile for the mantle». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 127.2 (2022), e2021JB023562 (véase página 132).
- [140] James T Keane et al. «The geophysical environment of (486958) Arrokoth—A small Kuiper belt object explored by new horizons». En: *Journal of Geophysical Research: Planets* 127.6 (2022), e2021JE007068 (véase página 217).
- [141] Martin Kihoulou et al. «Subduction-like process in Europa's ice shell triggered by enhanced eccentricity periods». En: *Science Advances* 11.23 (2025), eadq8719 (véase página 208).
- [142] RM Killen et al. «Evidence for space weather at Mercury». En: *Journal of Geophysical Research: Planets* 106.E9 (2001), páginas 20509-20525 (véase página 277).
- [143] Jun Kimura. «Icy worlds: Moons and Dwarf Planets». En: *arXiv preprint arXiv:2511.18776* (2025) (véase página 272).
- [144] Jun Kimura y Shunichi Kamata. «Stability of the subsurface ocean of Pluto». En: *Planetary and Space Science* 181 (2020), página 104828 (véase página 218).
- [145] MARGARET G Kivelson et al. «Ganymede: its magnetosphere and its interaction with the Jovian magnetosphere». En: *Ganymede. Cambridge University Press, Cambridge* (2025), páginas 215-236 (véase página 276).
- [146] JS Knibbe et al. «Mercury's interior structure constrained by density and P-wave velocity measurements of liquid Fe-Si-C alloys». En: *Journal of Geophysical Research: Planets* 126.1 (2021), e2020JE006651 (véase página 137).
- [147] Ravi Kumar Kopparapu et al. «Habitable zones around main-sequence stars: new estimates». En: *The Astrophysical Journal* 765.2 (2013), página 131 (véanse páginas 239, 251).
- [148] Anthony AP Koppers et al. «Mantle plumes and their role in Earth processes». En: *Nature Reviews Earth & Environment* 2.6 (2021), páginas 382-401 (véase página 159).
- [149] Timothy A Kral et al. «Low pressure and desiccation effects on methanogens: implications for life on Mars». En: *Planetary and Space Science* 59.2-3 (2011), páginas 264-270 (véase página 261).
- [150] T. Kusaka, T. Nakano y C. Hayashi. «Growth of Solid Particles in the Primordial Solar Nebula». En: *Progress of Theoretical Physics* 44 (dic. de 1970), páginas 1580-1595. DOI: 10.1143/PTP.44.1580 (véase página 60).
- [151] C. J. Lada y B. A. Wilking. «The nature of the embedded population in the Rho Ophiuchi dark cloud - Mid-infrared observations». En: *ApJ* 287 (dic. de 1984), páginas 610-621. DOI: 10.1086/162719 (véase página 54).
- [152] V Lainey et al. «A recently formed ocean inside Saturn's moon Mimas». En: *Nature* 626.7998 (2024), páginas 280-282 (véase página 215).

- [153] François Leblanc et al. «Mercury's exosphere origins and relations to its magnetosphere and surface». En: *Planetary and Space Science* 55.9 (2007), páginas 1069-1092 (véase página 277).
- [154] Jean-Pierre Lebreton et al. «An overview of the descent and landing of the Huygens probe on Titan». En: *Nature* 438.7069 (2005), páginas 758-764 (véase página 212).
- [155] Franck Lefevre y François Forget. «Observed variations of methane on Mars unexplained by known atmospheric chemistry and physics». En: *Nature* 460.7256 (2009), páginas 720-723 (véase página 260).
- [156] E Lellouch et al. «Exploring the spatial, temporal, and vertical distribution of methane in Pluto's atmosphere». En: *Icarus* 246 (2015), páginas 268-278 (véase página 280).
- [157] Gábor Lente y Katalin Ósz. «Barometric formulas: Various derivations and comparisons to environmentally relevant observations». En: *ChemTexts* 6.2 (2020), página 13 (véase página 240).
- [158] Cheng Li y Andrew P Ingersoll. «Moist convection in hydrogen atmospheres and the frequency of Saturn's giant storms». En: *Nature Geoscience* 8.5 (2015), páginas 398-403 (véase página 270).
- [159] D. N. C. Lin y J. Papaloizou. «On the dynamical origin of the solar system». En: (1985). Editado por D. C. Black y M. S. Matthews, páginas 981-1072 (véase página 66).
- [160] Shang-Fei Liu et al. «The formation of Jupiter's diluted core by a giant impact». En: *Nature* 572.7769 (2019), páginas 355-357 (véanse páginas 142, 143).
- [161] Zac Yung-Chun Liu et al. «The tectonics of Titan: Global structural mapping from Cassini RADAR». En: *Icarus* 270 (2016), páginas 14-29 (véase página 165).
- [162] Rosaly MC Lopes et al. «Cryovolcanism on Titan: New results from Cassini RADAR and VIMS». En: *Journal of Geophysical Research: Planets* 118.3 (2013), páginas 416-435 (véase página 212).
- [163] F Lucazeau. «Analysis and mapping of an updated terrestrial heat flow data set». En: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 20.8 (2019), páginas 4001-4024 (véanse páginas 128, 129).
- [164] Nicolas Mangold et al. «Perseverance rover reveals an ancient delta-lake system and flood deposits at Jezero crater, Mars». En: *Science* 374.6568 (2021), páginas 711-717 (véase página 201).
- [165] Christopher R Mankovich y Jim Fuller. «A diffuse core in Saturn revealed by ring seismology». En: *Nature Astronomy* 5.11 (2021), páginas 1103-1109 (véase página 143).
- [166] Jean-Luc Margot et al. «Spin state and moment of inertia of Venus». En: *Nature Astronomy* 5.7 (2021), páginas 676-683 (véase página 138).
- [167] Alvaro Martin-Herrero, Ignacio Romeo y Javier Ruiz. «Heat flow in Triton: Implications for heat sources powering recent geologic activity». En: *Planetary and Space Science* 160 (2018), páginas 19-25 (véase página 186).
- [168] TB McCord y JC Castillo-Rogez. «Ceres's internal evolution: The view after Dawn». En: *Meteoritics & Planetary Science* 53.9 (2018), páginas 1778-1792 (véase página 133).
- [169] WJ McGuire. «Global risk from extreme geophysical events: threat identification and assessment». En: *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 364.1845 (2006), páginas 1889-1909 (véase página 224).

- [170] Michael Mendillo, Jeffrey Baumgardner y Jody Wilson. «Observational test for the solar wind sputtering origin of the Moon's extended sodium atmosphere». En: *Icarus* 137.1 (1999), páginas 13-23 (véase página 279).
- [171] Burkhard Militzer. «Phase separation of planetary ices explains nondipolar magnetic fields of Uranus and Neptune». En: *Proceedings of the National Academy of Sciences* 121.49 (2024), e2403981121 (véase página 145).
- [172] Franck Montmessin et al. «A layer of ozone detected in the nightside upper atmosphere of Venus». En: *Icarus* 216.1 (2011), páginas 82-85 (véase página 258).
- [173] Sarah E Moran et al. «Triton haze analogs: The role of carbon monoxide in haze formation». En: *Journal of Geophysical Research: Planets* 127.1 (2022), e2021JE006984 (véase página 274).
- [174] Luca Morf y Ravit Helled. «Icy or rocky? Convective or stable? New interior models of Uranus and Neptune». En: *arXiv preprint arXiv:2510.00175* (2025) (véanse páginas 265, 271).
- [175] W Jason Morgan. «Convection plumes in the lower mantle». En: *Nature* 230.5288 (1971), páginas 42-43 (véase página 158).
- [176] Adrien Morison, Stéphane Labrosse y Gaël Choblet. «Sublimation-driven convection in Sputnik Planitia on Pluto». En: *Nature* 600.7889 (2021), páginas 419-423 (véase página 217).
- [177] F Nimmo et al. «Reorientation of Sputnik Planitia implies a subsurface ocean on Pluto». En: *Nature* 540.7631 (2016), páginas 94-96 (véase página 218).
- [178] Larry R Nittler y Shoshana Z Weider. «The surface composition of Mercury». En: *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology* 15.1 (2019), páginas 33-38 (véase página 194).
- [179] Conor A Nixon et al. «The atmosphere of Titan in late northern summer from JWST and Keck observations». En: *Nature Astronomy* (2025), páginas 1-13 (véanse páginas 271, 272).
- [180] Joseph G O'Rourke et al. «Venus, the Planet: Introduction to the evolution of Earth's sister planet». En: *Space Science Reviews* 219.1 (2023), página 10 (véase página 256).
- [181] Roberto Orosei et al. «Radar evidence of subglacial liquid water on Mars». En: *Science* 361.6401 (2018), páginas 490-493 (véase página 200).
- [182] José Luis Ortiz et al. «The size, shape, density and ring of the dwarf planet Haumea from a stellar occultation». En: *Nature* 550.7675 (2017), páginas 219-223 (véase página 221).
- [183] Shoko Oshigami y Noriyuki Namiki. «Cross-sectional profiles of Baltis Vallis channel on Venus: Reconstructions from Magellan SAR brightness data». En: *Icarus* 190.1 (2007), páginas 1-14 (véase página 198).
- [184] Steven J Ostro et al. «Cassini RADAR observations of Enceladus, Tethys, Dione, Rhea, Iapetus, Hyperion, and Phoebe». En: *Icarus* 183.2 (2006), páginas 479-490 (véase página 216).
- [185] RS Park et al. «A partially differentiated interior for (1) Ceres deduced from its gravity field and shape». En: *Nature* 537.7621 (2016), páginas 515-517 (véase página 133).
- [186] M Pätzold et al. «The structure of Venus' middle atmosphere and ionosphere». En: *Nature* 450.7170 (2007), páginas 657-660 (véase página 257).
- [187] Susanne Pfalzner, Manuel Steinhausen y Karl Menten. «Short dissipation times of proto-planetary disks: an artifact of selection effects?» En: *The Astrophysical Journal Letters* 793.2 (2014), página L34 (véanse páginas 59, 60).

- [188] James B Pollack et al. «Formation of the giant planets by concurrent accretion of solids and gas». En: *icarus* 124.1 (1996), páginas 62-85 (véase página 82).
- [189] Carolyn C Porco et al. «Cassini observes the active south pole of Enceladus». En: *science* 311.5766 (2006), páginas 1393-1401 (véase página 184).
- [190] S Protopapa et al. «Pluto's global surface composition through pixel-by-pixel Hapke modeling of New Horizons Ralph/LEISA data». En: *Icarus* 287 (2017), páginas 218-228 (véase página 217).
- [191] Silvia Protopapa et al. «JWST Detection of Hydrocarbon Ices and Methane Gas on Make-make». En: *The Astrophysical Journal Letters* 991.2 (2025), página L34 (véase página 220).
- [192] Christian Rab et al. «The gas disk: Evolution and chemistry». En: *Space Science Reviews* 205 (2016), páginas 3-40 (véanse páginas 60, 61).
- [193] Alyssa Rose Rhoden et al. «The formation of Enceladus' Tiger Stripe Fractures from eccentricity tides». En: *Earth and Planetary Science Letters* 544 (2020), página 116389 (véase página 212).
- [194] Jacob A Richardson et al. «Recurrence rate and magma effusion rate for the latest volcanism on Arsia Mons, Mars». En: *Earth and Planetary Science Letters* 458 (2017), páginas 170-178 (véase página 178).
- [195] Charles F Richter. «An instrumental earthquake magnitude scale». En: *Bulletin of the seismological society of America* 25.1 (1935), páginas 1-32 (véase página 127).
- [196] Stuart J Robbins et al. «Geologic landforms and chronostratigraphic history of Charon as revealed by a hemispheric geologic map». En: *Journal of Geophysical Research: Planets* 124.1 (2019), páginas 155-174 (véase página 220).
- [197] James H Roberts y Francis Nimmo. «Tidal heating and the long-term stability of a subsurface ocean on Enceladus». En: *Icarus* 194.2 (2008), páginas 675-689 (véase página 213).
- [198] C Rossi et al. «Multi-phase activity on Ganymede's dark terrain: Tectonic evolution of Galileo Regio». En: *Icarus* 390 (2023), página 115305 (véase página 209).
- [199] Lorenz Roth et al. «A sublimated water atmosphere on Ganymede detected from Hubble Space Telescope observations». En: *Nature Astronomy* 5.10 (2021), páginas 1043-1051 (véase página 276).
- [200] William W Sager et al. «An immense shield volcano within the Shatsky Rise oceanic plateau, northwest Pacific Ocean». En: *Nature Geoscience* 6.11 (2013), páginas 976-981 (véase página 170).
- [201] Sarda Sahney y Michael J Benton. «Recovery from the most profound mass extinction of all time». En: *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences* 275.1636 (2008), páginas 759-765 (véase página 110).
- [202] Sarda Sahney, Michael J Benton y Howard J Falcon-Lang. «Rainforest collapse triggered Carboniferous tetrapod diversification in Euramerica». En: *Geology* 38.12 (2010), páginas 1079-1082 (véase página 109).
- [203] Agustín Sánchez-Lavega et al. «The atmospheric dynamics of Venus». En: *Space Science Reviews* 212.3 (2017), páginas 1541-1616 (véase página 255).
- [204] Agustín Sánchez-Lavega et al. «The Origin of Jupiter's Great Red Spot». En: *Geophysical Research Letters* 51.12 (2024), e2024GL108993 (véase página 269).
- [205] Agustín Sánchez-Lavega et al. «Gas giants». En: *NASA-GSFC-E-DAA-TN62150. Cambridge University Press* (2019) (véanse páginas 267, 268).

- [206] David Sandwell y Gerald Schubert. «A contraction model for the flattening and equatorial ridge of Iapetus». En: *Icarus* 210.2 (2010), páginas 817-822 (véase página 214).
- [207] Alvin Seiff et al. «Models of the structure of the atmosphere of Venus from the surface to 100 kilometers altitude». En: *Advances in Space Research* 5.11 (1985), páginas 3-58 (véase página 254).
- [208] N. I. Shakura y R. A. Sunyaev. «Black holes in binary systems. Observational appearance.» En: *A&A* 24 (1973), páginas 337-355 (véase página 65).
- [209] Victor V Sharygin. «Editorial for special issue “mineralogy of meteorites”». En: *Minerals* 11.4 (2021), página 363 (véase página 100).
- [210] David E Shean, James W Head y David R Marchant. «Origin and evolution of a cold-based tropical mountain glacier on Mars: The Pavonis Mons fan-shaped deposit». En: *Journal of Geophysical Research: Planets* 110.E5 (2005) (véanse páginas 177, 178).
- [211] Jing Shi et al. «Martian seismic anisotropy underneath Elysium Planitia revealed by direct S wave splitting». En: *Earth and Planetary Science Letters* 647 (2024), página 119047 (véase página 200).
- [212] B Sicardy et al. «Constraints on Triton atmospheric evolution from occultations: 1989-2022». En: *arXiv preprint arXiv:2402.02476* (2024) (véase página 273).
- [213] AA Simon, MH Wong y AI Hsu. «Formation of a new great dark spot on Neptune in 2018». En: *Geophysical Research Letters* 46.6 (2019), páginas 3108-3113 (véase página 270).
- [214] Martin A Slade, Bryan J Butler y Duane O Muhleman. «Mercury radar imaging: Evidence for polar ice». En: *Science* 258.5082 (1992), páginas 635-640 (véase página 196).
- [215] Suzanne E Smrekar, Colby Ostberg y Joseph G O'Rourke. «Earth-like lithospheric thickness and heat flow on Venus consistent with active rifting». En: *Nature Geoscience* 16.1 (2023), páginas 13-18 (véase página 162).
- [216] F Sohl y G Schubert. «Interior structure, composition, and mineralogy of the terrestrial planets». En: *Planets and Moons* 10 (2007), páginas 27-68 (véase página 197).
- [217] Sean C Solomon y James W Head. «Evolution of the Tharsis province of Mars: The importance of heterogeneous lithospheric thickness and volcanic construction». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 87.B12 (1982), páginas 9755-9774 (véase página 176).
- [218] Lunar Sourcebook. «Lunar sourcebook: A user's guide to the Moon». En: *Cambridge, UK* (1991) (véase página 231).
- [219] JR Spencer et al. «Cassini encounters Enceladus: Background and the discovery of a south polar hot spot». En: *science* 311.5766 (2006), páginas 1401-1405 (véase página 184).
- [220] Frank D Stacey. «A thermal model of the Earth». En: *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 15.4 (1977), páginas 341-348 (véase página 131).
- [221] David J Stevenson. «Jupiter's interior as revealed by Juno». En: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 48.1 (2020), páginas 465-489 (véase página 142).
- [222] JN Stilbeck y JA Whitehead. «Formation of discrete islands in linear chains». En: *Nature* 272 (1978), páginas 499-501 (véase página 159).
- [223] Davide Sulcanese, Giuseppe Mitri y Marco Mastrogiuseppe. «Evidence of ongoing volcanic activity on Venus revealed by Magellan radar». En: *Nature Astronomy* 8.8 (2024), páginas 973-982 (véase página 174).
- [224] Håkan Svedhem et al. «Venus as a more Earth-like planet». En: *Nature* 450.7170 (2007), páginas 629-632 (véase página 258).

- [225] Tímea Szabó et al. «Reconstructing the transport history of pebbles on Mars». En: *Nature communications* 6.1 (2015), página 8366 (véase página 201).
- [226] JR Szalay et al. «Oxygen production from dissociation of Europa's water-ice surface». En: *Nature Astronomy* 8.5 (2024), páginas 567-576 (véase página 278).
- [227] T. Takeuchi y D. N. C. Lin. «Radial Flow of Dust Particles in Accretion Disks». En: *ApJ* 581 (dic. de 2002), páginas 1344-1355. DOI: 10.1086/344437. eprint: astro-ph/0208552 (véase página 73).
- [228] Laura I Tenelanda-Osorio et al. «Enceladus as a potential niche for methanogens and estimation of its biomass». En: *Life* 11.11 (2021), página 1182 (véanse páginas 184, 185, 213).
- [229] Ben D Teolis et al. «Enceladus plume structure and time variability: comparison of Cassini observations». En: *Astrobiology* 17.9 (2017), páginas 926-940 (véase página 213).
- [230] Stephen P Thompson et al. «Laboratory exploration of mineral precipitates from Europa's subsurface ocean». En: *Applied Crystallography* 54.5 (2021), páginas 1455-1479 (véase página 208).
- [231] Dmitrij V Titov et al. «Clouds and hazes of Venus». En: *Space Science Reviews* 214.8 (2018), página 126 (véase página 254).
- [232] J Tuzo Wilson. «Hypothesis of Earth's behaviour». En: *Nature* 198.4884 (1963), páginas 925-929 (véase página 158).
- [233] Diana Valencia, Richard J O'Connell y Dimitar Sasselov. «Internal structure of massive terrestrial planets». En: *Icarus* 181.2 (2006), páginas 545-554 (véase página 131).
- [234] John W Valley et al. «Hadean age for a post-magma-ocean zircon confirmed by atom-probe tomography». En: *Nature Geoscience* 7.3 (2014), páginas 219-223 (véase página 97).
- [235] Kenny Vilella y Frédéric Deschamps. «Thermal convection as a possible mechanism for the origin of polygonal structures on Pluto's surface». En: *Journal of Geophysical Research: Planets* 122.5 (2017), páginas 1056-1076 (véase página 217).
- [236] A. von Boetticher et al. «The EBLM project III. A Saturn-size low-mass star at the hydrogen-burning limit». En: *ArXiv e-prints* (jun. de 2017). arXiv: 1706.08781 [astro-ph.SR] (véase página 54).
- [237] Sean M Wahl et al. «Comparing Jupiter interior structure models to Juno gravity measurements and the role of a dilute core». En: *Geophysical Research Letters* 44.10 (2017), páginas 4649-4659 (véase página 142).
- [238] Wei Wang et al. «Inner core backtracking by seismic waveform change reversals». En: *Nature* (2024), páginas 1-4 (véase página 130).
- [239] I Wardinski et al. «The internal structure of Mercury's core inferred from magnetic observations». En: *Journal of Geophysical Research: Planets* 126.12 (2021), e2020JE006792 (véase página 137).
- [240] Thomas R Watters. «A case for limited global contraction of Mercury». En: *Communications Earth & Environment* 2.1 (2021), página 9 (véanse páginas 160, 161).
- [241] Christopher R Webster et al. «Background levels of methane in Mars' atmosphere show strong seasonal variations». En: *Science* 360.6393 (2018), páginas 1093-1096 (véase página 260).
- [242] Matthew B Weller et al. «Venus's atmospheric nitrogen explained by ancient plate tectonics». En: *Nature Astronomy* 7.12 (2023), páginas 1436-1444 (véase página 160).

- [243] Liza J Wernicke y Bruce M Jakosky. «Martian hydrated minerals: A significant water sink». En: *Journal of Geophysical Research: Planets* 126.3 (2021), e2019JE006351 (véase página 201).
- [244] A. P. Whitworth y D. Stamatellos. «The minimum mass for star formation, and the origin of binary brown dwarfs». En: *A&A* 458 (nov. de 2006), páginas 817-829. DOI: 10.1051/0004-6361:20065806. eprint: astro-ph/0610039 (véase página 53).
- [245] J. P. Williams y L. A. Cieza. «Protoplanetary Disks and Their Evolution». En: *ARA&A* 49 (sep. de 2011), páginas 67-117. DOI: 10.1146/annurev-astro-081710-102548. arXiv: 1103.0556 [astro-ph.GA] (véanse páginas 54, 59).
- [246] Ian Wong. «Exploring the complex surface chemistry and atmosphere of Triton using JWST». En: (2026) (véase página 275).
- [247] Xi Zhang. «Atmospheres of solar system moons and Pluto». En: *arXiv preprint arXiv:2410.04595* (2024) (véase página 271).

WebSites

- [248] revistacienciasdelatierra.com - Alicia Vásquez. *El porqué de las glaciaciones*. 2020. URL: <https://revistacienciasdelatierra.com/la-tierra-en-el-pasado/paleoclimatologia/el-porque-de-las-glaciaciones-2/5125/> (véase página 118).
- [249] Berkeley. *The Cambrian Period*. 2024. URL: <https://ucmp.berkeley.edu/cambrian/cambrian.php> (véase página 108).
- [250] Berkeley. *The Cambrian Period*. 2024. URL: <https://ucmp.berkeley.edu/devonian/devonian.php> (véase página 109).
- [251] Berkeley. *The Carboniferous Period*. 2024. URL: <https://ucmp.berkeley.edu/carboniferous/carboniferous.php> (véase página 109).
- [252] Berkeley. *The Ordovician Period*. 2024. URL: <https://ucmp.berkeley.edu/ordovician/ordovician.php> (véase página 108).
- [253] Berkeley. *The Permian Period*. 2024. URL: <https://ucmp.berkeley.edu/permian/permian.php> (véase página 109).
- [254] Berkeley. *The Silurian Period*. 2024. URL: <https://ucmp.berkeley.edu/silurian/silurian.php> (véase página 109).
- [255] Britannica. *Geochronology*. 2024. URL: <https://www.britannica.com/science/> (véase página 104).
- [256] Caltech. *Radiative Isotope Table*. 2024. URL: <https://sites.astro.caltech.edu/~dperley/public/isotopetable.html> (véase página 96).
- [257] science8sc.weebly.com Carl Clark. *Mesozoic Era*. 2022. URL: <http://science8sc.weebly.com/mesozoic-era.html> (véase página 110).
- [258] Kim Cohen. *International Commission on Stratigraphy*. 2023. URL: <https://stratigraphy.org/> (véanse páginas 103, 104).
- [259] International Heat Flow Commission. *Global distribution of heat flow at the surface of the Earth's crust*. 2008. URL: <https://www.geophysik.rwth-aachen.de/IHFC/heatflow.html> (véase página 129).

- [260] Luz-Wiki Contributors. *Ondas Sísmicas*. 2024. URL: https://luz.izt.uam.mx/wikis/mediawiki/index.php?title=Ondas_sismicas_en_agua&oldid=33167 (véase página 126).
- [261] Encyclopedia of Earth. *Proterozoic Eon*. 2024. URL: <http://timehistory.weebly.com/proterozoic%5C-eon.html> (véase página 106).
- [262] ESA. *Recent tectonics on Mars*. 2018. URL: https://www.esa.int/Science_Exploration/Space_Science/Mars_Express/Recent_tectonics_on_Mars (véase página 163).
- [263] Esteban Esteban. *En la estrella Sirio estuvo la clave*. 2016. URL: <https://www.tercerplaneta.net/2016/08/en-la-estrella-sirio-estuvo-la-clave.html> (véase página 10).
- [264] evolution.berkeley.edu. *Cronología*. 2020. URL: <https://evolution.berkeley.edu/evidencias-de-la-evolucion/la-distribucion-en-el-tiempo-y-en-el-espacio/cronologia/> (véanse páginas 87, 103).
- [265] University of central Florida. *Atmospheres of the Giant Planets*. 2017. URL: <https://pressbooks.online.ucf.edu/astronomybc/chapter/11-3-atmospheres-of-the-giant-planets/> (véase página 266).
- [266] Aakash Gautam. *Superficies del Sistema Solar*. 2025. URL: <https://www.planetary.org/space-images/distant-planetary-surfaces> (véase página 192).
- [267] National Geographic. *Cretaceous Period*. 2020. URL: <https://www.nationalgeographic.com/science/article/cretaceous> (véase página 112).
- [268] National Geographic. *Jurassic Period*. 2020. URL: <https://www.nationalgeographic.com/science/article/jurassic> (véase página 111).
- [269] National Geographic. *Triassic Period*. 2020. URL: <https://www.nationalgeographic.com/science/article/triassic> (véase página 111).
- [270] Learning Geology. *Relation of Volcanism to Plate Tectonics*. 2016. URL: <https://geologylearn.blogspot.com/2016/03/relation-of-volcanism-to-plate-tectonics.html> (véase página 166).
- [271] ETH Zurich Geophysical Fluid Dynamics. *Earth Convection*. 2025. URL: <https://gfd.ethz.ch/> (véase página 155).
- [272] Enciclopedia Humanidades. *Mercury Interior*. 2024. URL: <https://humanidades.com/mercurio/> (véase página 138).
- [273] Iberdrola. *Los volcanes en erupción mas violentos de la historia*. 2025. URL: <https://www.iberdrola.com/sostenibilidad/historia-de-volcanes-en-erupcion> (véase página 175).
- [274] Muy Interesante. *Un nuevo capítulo en la ciencia de la atmósfera: científicos japoneses rompen barreras en el estudio de la ignorosfera*. 2025. URL: <https://www.muyinteresante.com/ciencia/ciencia-atmosfera-japoneses-ignorosfera.html> (véase página 245).
- [275] JPL-NASA. *Tectonic Plates on Europa*. 2014. URL: <https://www.jpl.nasa.gov/news/scientists-find-evidence-of-diving-tectonic-plates-on-europa/> (véase página 164).
- [276] Jet Propulsion Laboratory. *Dawn Mission*. 2023. URL: <https://www.jpl.nasa.gov/missions/dawn/> (véase página 132).

- [277] Deep Time Maps. *Maps of Ancient Earth*. 2020. URL: <https://deeptimemaps.com/> (véase página 149).
- [278] NASA. *Mars Exploration*. 2024. URL: <https://science.nasa.gov/planetary-science/programs/mars-exploration/> (véase página 139).
- [279] NASA. *Messenger NASA Mission*. 2024. URL: <https://science.nasa.gov/mission/messenger/> (véase página 138).
- [280] NASA. *Titan Facts*. 2025. URL: <https://science.nasa.gov/saturn/moons/titan/facts/#atmosphere> (véase página 273).
- [281] Mars Science Laboratory - NASA. *Rover Environmental Monitoring Station*. 2025. URL: <http://cab.inta-csic.es/remss/es/atmosfera-de-marte/> (véase página 259).
- [282] Canadian Lunar Research Network. *Impact Crater Formation and Morphology*. 2025. URL: <https://clrn.uwo.ca/clrn-research/impact-crater-formation-and-morphology/> (véanse páginas 225-227).
- [283] University of North Georgia. *Terrestrial World Atmospheres*. 2025. URL: <https://faculty.ung.edu/jjones/ast1010home/terrestrialatmo.htm> (véase página 254).
- [284] National Oceanic y Atmospheric Administration. *The Atmosphere*. 2025. URL: <https://www.noaa.gov/jetstream/atmosphere> (véanse páginas 236-238).
- [285] openstax.org. *Biochemical Cycles*. 2024. URL: <https://openstax.org/books/concepts-biology/pages/20-2-biogeochemical-cycles> (véase página 116).
- [286] Earth Sciences Review. *Atmosphere*. 2025. URL: <https://ghsearth.weebly.com/atmosphere.html> (véase página 241).
- [287] William W. Sager. *Insight into Motion of the Hawaiian Hotspot from Paleomagnetism*. 2007. URL: <https://www.mantleplumes.org/HawaiiBend.html> (véase página 159).
- [288] ScienceNewsExplores. *When life exploded*. 2014. URL: <https://www.snexplores.org/article/when-life-exploded> (véase página 108).
- [289] Western Earth Sciences. *Interactive Map of Impact Craters and Deposits*. 2025. URL: <https://impact.uwo.ca/> (véase página 228).
- [290] The Shift. *Ozone*. 2025. URL: <https://the-shift.org/ozone/> (véase página 243).
- [291] The Planetary Society. *Mars Interior*. 2024. URL: <https://www.planetary.org/space-images/internal-structure-of-mars> (véase página 140).
- [292] Talkorigins.org. *Hominid Species*. 2024. URL: <http://www.talkorigins.org/faqs/homs/species.html> (véase página 113).
- [293] Revista Ciencias de la Tierra. *Pared de las Conchas*. 2020. URL: <https://revistacienciasdelatierra.com/geociencias/sedimentologia/> (véase página 102).
- [294] NASA Ozone Watch. *What is the Polar Vortex?* 2025. URL: https://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/facts/vortex_NH.html (véase página 242).
- [295] Jordan White. *Jupiter's Moons: Discovery, Names and Characteristics*. 2025. URL: <https://study.com/academy/lesson/jupiters-moons-discovery-names-characteristics.html> (véase página 210).
- [296] Wikipedia. *Phases of Ice*. 2023. URL: https://en.wikipedia.org/wiki/Phases_of_ice#Known_phases (véase página 135).

- [297] Wikipedia.org. *Chronology of continents*. 2024. URL: https://en.wikipedia.org/wiki/Chronology_of_continents (véase página 148).
- [298] Wikipedia.org. *Homo Genus*. 2024. URL: <https://en.wikipedia.org/wiki/Homo> (véase página 113).
- [299] www.chegg.com. *Super Red Giant Core*. 2023. URL: <https://www.chegg.com/homework-help/questions-and-answers/figure-shows-core-red-supergiant-star-supernova-rank-following-elements-order-first-under-q86855886> (véase página 122).
- [300] www.visualcapitalist.com. *Visualizing the Origin of Elements*. 2019. URL: <https://www.visualcapitalist.com/visualizing-the-origin-of-elements/> (véase página 123).