



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE GEOFÍSICA  
CIENCIAS ATMOSFÉRICAS, ESPACIALES Y PLANETARIAS

**PROCESOS INTERNOS Y EXTERNOS  
ASOCIADOS AL CRIOVULCANISMO EN LA  
LUNA ENCELADO**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A :  
ALMA KAREN RAMIREZ CABAÑAS

TUTOR:  
Dr. JOSÉ ALBERTO FLANDES MENDOZA  
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX. JUNIO 2017.



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

*Cuando alguien que de verdad necesita algo lo encuentra,  
no es la casualidad quien se lo procura, sino él mismo.  
Su propio deseo y su propia necesidad le conducen a ello.*  
*Hermann Hesse*

# Agradecimientos

Al Instituto de Geofísica y al Posgrado de Ciencias de la Tierra, por darme la oportunidad de estudiar una maestría.

A mi asesor de tesis, Dr. Alberto Flandes por su ayuda, consejos, motivación y, sobretodo, por su paciencia. Al Dr. Héctor Durand y al Dr. Raymundo Martínez, por sus sugerencias, consejos e ideas que compartieron conmigo durante la tesis.

A mi Jurado de tesis: Dra. Antígona Segura, Dr. Antonio Pola, Dra. Guadalupe Cordero, agradezco sus comentarios y sugerencias en mi tesis. Al Dr. Mario Rodríguez por darse el tiempo de revisar la tesis.

A CONACyT por el apoyo otorgado durante mis estudios de maestría.

Agradezco a mis amigos y compañeros de Maestría Julio Guarneros y Alberto Santiago, por toda la ayuda que me brindaron desde el primer momento. De corazón, gracias.

A Ángel y a Pedro por su ayuda técnica y sus consejos durante la tesis .

He de decir que estudiar una maestría en el Instituto de Geofísica representó para mi un reto, que, muchas veces, no fue fácil, pero siempre hubo alguien a mi lado que me impulsaba a seguir. Es por esto que quiero dedicar este trabajo a mis padres, Lucia y J. Pablo, por los consejos, por consentirme aunque, a veces, no lo merecía. Por todo, infinitas gracias.

A mis hermanos Marcos, Ameyalli, Idania y J. Pablo, esto también es para ustedes, los quiero. A Reyna y Jesús por aguantar mi mal carácter cuando estaba estresada y por hacerme ver mis errores, gracias. A ti, querida Marianita. Supongo que no soy la única que lo piensa, pero es bueno saber que has venido a alegrarnos la vida.

Evidentemente, en mis agradecimientos y dedicatorias, no podían faltar mis amigos, quienes siempre me preguntaban por la tesis. Y que, además de ser entrañables, cada uno sabe lo importante que son para mi. Ustedes, mis Politécnicos: Ricardo, Omar, Silvia, Navil, Walter, Lup, Passa. A Sandra y Zaira, por su compañía y por las aventuras. A Eduardo por motivarme a ser mejor. A todos ustedes les agradezco el tiempo que, aunque es muy poco, es de calidad.

# Resumen

Encelado es un cuerpo volcánicamente activo, lo que se confirma en su polo sur, de donde emergen géiseres de gas y polvo a través de grietas en su corteza de hielo que parecen conectar el interior del satélite con su exterior. Las mediciones hechas por algunos instrumentos de la nave Cassini sugieren que los géiseres están compuestos, en su mayor parte, por agua y, en menor proporción, por gases como el dióxido de carbono y sales como cloruro de sodio, bicarbonato de sodio y/o carbonato de sodio. También se observan ciertas cantidades de sílice. Este último compuesto, al menos para nosotros, es de interés, pues su origen es, muy probablemente, hidrotermal.

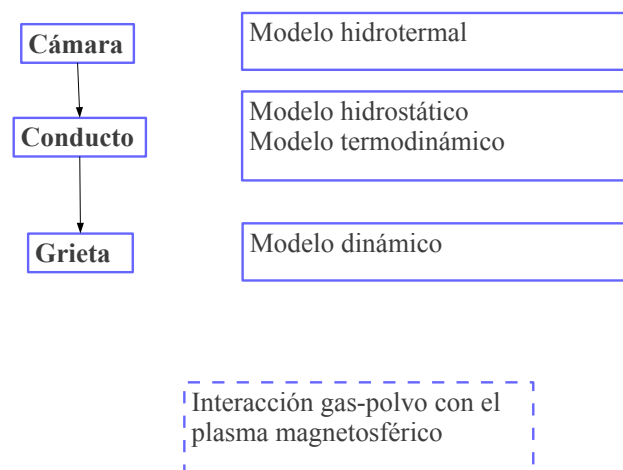
Posiblemente, el origen de los compuestos observados en los géiseres es producto de la interacción del agua líquida del fondo del océano con la superficie del núcleo del satélite, pero los mecanismos de transporte del núcleo hasta la superficie, no son tan directos y, hasta ahora, no han podido ser explicados. En este trabajo, se ha analizado el origen físico-químico de los géiseres, así como los posibles mecanismos de transporte y de eyección de los compuestos que se observan en las plumas de Encelado.

En esta tesis se propone y analiza un modelo simple de transferencia de calor con el que se calcula el espesor de un océano global para distintas dimensiones del radio del núcleo. Nuestros resultados indican que, en el polo sur del satélite, el océano podría tener una profundidad de entre 43 y 57 km. Se encontró que se requiere un máximo de energía de marea de unos 100 GW para obtener un escenario consistente. Mediante un análisis termodinámico se concluye, que para obtener los compuestos que se observan con los instrumentos, al menos, el núcleo rocoso debería tener minerales tales como la fayalita, la fosterita, la albita y la jadeita. Con base en este análisis, también se plantea y se describe un potencial escenario hidrotermal. Se propuso un modelo de la estructura de la grieta, el cual describe el transporte de material como el sílice, las sales y los gases, desde la superficie del núcleo junto con su interacción con el océano interno hasta la eyección de los géiseres. Finalmente, para completar el esquema, se describe cómo el material de los géiseres interactúa en el espacio inmediato del satélite con la magnetosfera de Saturno.

# Planteamiento del problema

La importancia de estudiar el criovulcanismo en el Sistema Solar, radica en que este fenómeno está ligado a la búsqueda de agua líquida y ésta última con la búsqueda de vida. En Encelado las condiciones parecen ser las idóneas para la vida; hay un reservorio de agua, una fuente de calor (debida a fuerzas de marea) y compuestos orgánicos. Este trabajo de tesis se concentra en el análisis de algunos aspectos físicos y químicos de las eyecciones criovolcánicas de la luna de Saturno, Encelado. La nave Cassini ha observado que el satélite de Saturno, Encelado, emite géiseres de vapor de agua, gases (p.ej., bióxido de carbono) y polvo (granos de hielo con trazas de sal -NaCl- y silicatos -SiO<sub>x</sub>-). Estas manifestaciones criovolcánicas sólo se observan en el polo sur del satélite. Los mecanismos eruptivos no son del todo claros, pero sabemos que dependen de la estructura del interior del satélite. A primera aproximación, las eyecciones puede ser justificadas por la desgasificación de las capas someras de hielo de las paredes de las grietas, sin embargo, parte de la composición química observada en los géiseres (p.ej. las sales y silicatos) indican un origen más profundo, por ejemplo, debido a la interacción de agua líquida con el núcleo de la luna, lo que implica que debe existir un mecanismo que transporte este material desde el interior hasta el exterior. El transporte de material no puede ser tan eficiente, porque el material debe migrar decenas de kilómetros desde el interior a través de un conducto *estrecho* y parcialmente obstruido por hielos, lo que, creemos, es un proceso, quizás, de años.

La tesis la hemos dividido como se indica en el siguiente diagrama:



# Objetivos

Objetivo general:

Analizar el origen del material de los géiseres emitidos por el polo sur de Encelado, considerando los procesos químicos y físicos que sufre desde las partes más profundas del satélite hasta su salida a través de las grietas en la superficie.

Los objetivos particulares son los siguientes:

1. Ayudar a entender y describir las características relevantes del satélite Encelado asociados a los procesos criovulcánicos como: tamaño, aspectos orbitales y rasgos superficiales, las fuentes de energía interna y la composición físico-química de los géiseres.
2. Definir la estructura interna de Encelado, considerando distintas dimensiones del radio del núcleo y por medio de un modelo de transferencia de calor determinar el espesor de la capa de agua del océano.
3. Con base en un análisis termodinámico, determinar la composición de la roca (en la superficie del núcleo) que pueden ser precursores de los compuestos encontrados en los géiseres.
4. Proponer un posible escenario hidrotermal en la interfaz núcleo-océano.
5. Proponer y justificar un posible escenario que explique el mecanismo de transporte del material desde la superficie del núcleo hasta la superficie del satélite.
6. Justificar la dinámica de los géiseres desde el punto de vista de la producción de los gases y el polvo arrastrado.
7. Describir y analizar el impacto del criovulcanismo en los alrededores de Encelado a través de las características del polvo nanométrico y su dinámica en la magnetosfera de Encelado.

# Descripción general del contenido

Para cada módulo se ha desarrollado un modelo, ya sea químico o físico, que explica, de manera global, como es el proceso de evolución del material desde su origen hasta su salida. Se describe a continuación el contenido general de cada capítulo de esta tesis.

En el capítulo 1 se hace una descripción general de los rasgos más importantes de Encelado y de los aspectos relevantes que se han observado y estudiado relativos a su criovulcanismo.

En el capítulo 2 se estima el volumen del océano interior de Encelado con base en las tasas de disipación de calor y, suponiendo que es global, se estima su espesor. Con base en los resultados anteriores, analizamos las condiciones de presión y temperatura en el interior de Encelado.

En el capítulo 3 se estudian los procesos hidrotermales producto de la interacción del océano líquido interior de Encelado con su posible núcleo de silicatos. Nuestro interés es justificar los compuestos detectados por los instrumentos de la nave Cassini (p.ej., NaCl, NaHCO<sub>3</sub> y Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>). Al final de este capítulo se propone un modelo hidrotermal.

En el capítulo 4 se hace una descripción y justificación de los procesos que se llevan a cabo a lo largo de los conductos que conectan el océano interior con el exterior de Encelado.

En el capítulo 5 se propone un modelo para describir la dinámica del material de los géiseres usando como referencia la dinámica de los granos de polvo de hielo observados en los géiseres.

En el capítulo 6 se hace una breve descripción de la interacción de los materiales de los géiseres con el espacio que rodea Encelado. Encelado se mueve dentro del plasma magnetosférico de Saturno lo que implica la existencia de procesos de ionización tanto de los gases como del material sólido (polvo) debido a la radiación solar. Este capítulo sólo se incluye para darle completez a nuestro análisis.



# Índice general

Resumen	III
Planteamiento del problema	IV
Objetivos	V
Descripción general del contenido	VI
Lista de figuras	IX
Lista de tablas	XI
<b>1. Introducción: Algunos aspectos generales de Encelado</b>	<b>1</b>
1.1. Rasgos geológicos importantes . . . . .	1
1.1.1. El polo sur de Encelado . . . . .	2
1.1.2. Rayas de Tigre. . . . .	3
1.1.3. Propiedades físicas y químicas de los Géiseres . . . . .	3
1.2. Fuente de Energía de Encelado . . . . .	4
<b>2. El interior de Encelado</b>	<b>6</b>
2.1. Recientes descubrimientos del Interior de Encelado . . . . .	6
2.2. Núcleo de Encelado . . . . .	7
2.3. Océano de agua líquida . . . . .	9
2.3.1. Volumen del océano de agua líquida . . . . .	9
2.3.2. Distribución del océano de agua líquida . . . . .	10
2.4. Diagramas de fase del interior de Encelado . . . . .	11
2.5. Comparación de los momentos de inercia . . . . .	13
<b>3. Procesos hidrotermales en el interior de Encelado</b>	<b>15</b>
3.1. Aspectos importantes en los sistemas hidrotermales terrestres . . . . .	15
3.2. Observaciones químicas importantes . . . . .	17
3.3. Interacción Núcleo-agua . . . . .	17
3.4. Origen de los compuestos de los géiseres . . . . .	18
3.5. Formación de sales y gases . . . . .	22
3.6. Propuesta de un Sistema hidrotermal en Encelado . . . . .	24

<b>4. Posible modelo de la estructura de las grietas de Encelado</b>	<b>27</b>
4.1. Distintos Modelos de la grieta de Encelado . . . . .	27
4.2. Posible estructura de la grieta de Encelado . . . . .	29
4.3. Convección de en el océano interior de en Encelado . . . . .	30
4.4. Altura del agua en la columna en las grietas . . . . .	31
4.4.1. Modelo de un sólido semi-infinito . . . . .	31
<b>5. Mecanismos de eyección de los géiseres de Encelado.</b>	<b>35</b>
5.1. Clatratos como propelentes. . . . .	35
5.2. Dinámica de polvo en la salida de las grietas . . . . .	36
<b>6. Algunos detalles de la interacción del material eyectado con el plasma que rodea Saturno</b>	<b>40</b>
6.1. Encelado en la Magnetosfera de Saturno . . . . .	40
6.2. Mediciones del material criovulcanico en la magnetosfera . . . . .	41
6.3. Mecanismos de carga del polvo de los géiseres de Encelado. . . . .	42
6.3.1. Triboelectricidad . . . . .	42
6.3.2. Captura de electrones . . . . .	43
6.3.3. Emisión fotoeléctrica . . . . .	44
6.4. Escape del polvo de Encelado . . . . .	44
<b>7. Conclusiones</b>	<b>46</b>
<b>Apéndices</b>	<b>49</b>
<b>A. Pámetros físicos y orbitales de Encelado</b>	<b>50</b>
<b>B. Calculos del océano interno de de Encelado</b>	<b>51</b>
B.1. $\kappa$ fracción de energía que se distribuye en el núcleo . . . . .	51
B.2. La masa, el volumen y el espesor del océano de Encelado . . . . .	51
<b>C. Datos termodinámicos de algunos minerales y otros compuestos</b>	<b>53</b>
<b>D. Datos magnetosféricos en la órbita de Encelado</b>	<b>54</b>
<b>E. Instrumentos de la nave Cassini considerados en este estudio.</b>	<b>55</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>55</b>

# Índice de figuras

1.1. Regiones características de Encelado: A) Polo Norte, B) Hemisferio Occidental, C) Hemisferio Oriental y D) Polo Sur. Estos mapas son resultado de imágenes tomadas por la nave Cassini durante sus primeros diez años explorando Saturno realizada por Paul Schenk del Instituto Planetario y Lunar, Houston TX.,(Imágenes: NASA/JPL). . . . .	2
1.2. A) Géiseres de vapor y polvo en el polo sur de Encelado. B) Grietas o <i>rayas de tigre</i> de donde son emitidos los géiseres (Imágenes: NASA/JPL). . . . .	3
1.3. Las fuerzas de marea son responsables de deformar la superficie de Encelado. . . . .	5
2.1. Modelos diferenciados del Interior de Encelado [Rivoldini <i>et al.</i> , 2016]. . . . .	7
2.2. Posibles radios del núcleo de Encelado como función de la densidad del núcleo. . . . .	8
2.3. Modelo de la distribución del Océano en Encelado. . . . .	10
2.4. Tres posibles modelos de diferenciación del interior de Encelado considerando tres distintos radios para el núcleo (150, 170, y 190 km, respectivamente). Cada uno muestra el espesor que corresponde a la capa de agua obtenido considerando una energía de 100 GW (Tabla. 2.2). Cada Escenario (A, B, y C) muestra sus respectivos valores de presión y temperatura en las regiones de transición en Encelado. Las estructuras están separadas por bloques. El bloque café representa el núcleo, el bloque azul es la capa de agua líquida que representa al océano y el bloque blanco representa la corteza de hielo. . . . .	12
2.5. Diagrama de fase del agua, la línea azul separa la fase sólida de la líquida y representa las condiciones de equilibrio entre ambas. Las curvas A, B y C corresponden al ajuste realizado a los valores de P y T de los escenarios de la Fig.2.4 . . . . .	13
3.1. Esquema de un Sistema Hidrotermal, propuesto por Cox [2005]. . . . .	16
3.2. Diagrama de fase del CO <sub>2</sub> . Las líneas azules separan las fases sólido-líquido y líquido-gas. Éstas representan las condiciones de equilibrio entre las fases. Las curvas A, B y C corresponden al ajuste no lineal realizado a los valores de P y T de los escenarios de la Fig.2.4. . . . .	24
3.3. Esquema del sistema hidrotermal para el interior del satélite Encelado. . . . .	25

4.1. Modelos de la posible estructura de la grieta. El modelo A y B son los primeros en justificar la estructura y eyección del géiser. Por un lado, el primero sugiere que el agua está cerca de la superficie y se despresuriza, mientras que el segundo, muestra que en el hielo hay clatratos que, al romperse, dan lugar a los géiseres. El modelo C se propuso como respuesta a las sales encontradas en las observaciones. El modelo D es parecido al modelo A, pero, en este último, la grieta puede llenarse parcialmente de agua. . . . . 28

4.2. Posible estructura de la grieta y sus mecanismos de transporte a través de la grieta. Los números 1 – 5 representan el proceso de transporte del material desde lo más profundo del reservorio (en la interacción núcleo-agua) hasta la eyección de gases y partículas de polvo en la superficie. . . . . 29

4.3. Distribución de temperaturas de un modelo semi-infinito aplicado a las grietas de Encelado. . . . . 32

4.4. Modelo A ( $r = 150$  km). La curva representa la distribución de temperaturas a la profundidad de 60 km. De la gráfica hemos tomado sólo los primeros 2 km, para ver el límite que alcanza el agua. . . . . 33

4.5. Modelo B ( $r = 170$  km). La curva representa la distribución de temperaturas a la profundidad de 35 km. De la gráfica hemos tomado sólo los primeros 2 km, para ver el límite que alcanza el agua. . . . . 33

4.6. Modelo C ( $r = 190$  km). La curva representa la distribución de temperaturas a la profundidad de 11 km. De la gráfica hemos tomado sólo los primeros 2 km, para ver el límite que alcanza el agua. . . . . 34

5.1. Fuerzas básicas que se consideran en la ecuación de movimiento para una partícula de polvo. . . . . 38

5.2. El flujo de gas ( $Q$ ) arrastra granos de hielo con distintos radios ( $a_{\max}$ ) . . . . . 39

6.1. A) Trayectorias de la nave, E3 (azul) y E5 (verde olivo), y sus respectivas mediciones captada por el IMS Y el ELS del CAPS. B) Las gráficas sugieren una población de partículas nanométricas y cargadas eléctricamente debida a la cercanía con la salida de los géiseres [Jones *et al.*, 2009]. . . . . 42

# Índice de tablas

2.1. Se muestran tres tamaños de radios cada uno con sus respectiva densidad. . . .	8
2.2. Posible diferenciación del interior de Encelado con distintos radios de núcleo y una tasa de energía de disipación de $\sim 100$ GW. . . . .	11
3.1. Componentes del géiser observados y medidos con diferentes instrumentos de la nave Cassini. . . . .	17
3.2. Compuestos (Productos) observados por los instrumentos de la nave Cassini Waite <i>et al.</i> [2006, 2009]; Postberg <i>et al.</i> [2008, 2009] . . . . .	19
3.3. Entalpía, entropía y energía libre de Gibbs de reacción. La penúltima columna corresponde a la entalpía en estado estándar considerando que cada elemento de la reacción tiene estas condiciones. Mientras que la última columna es utilizada cuando las condiciones son distintas. En este caso, la temperatura es el factor más importante para que las reacciones puedan llevarse acabo. En nuestro caso, para está última se ha tomado la temperatura estándar para comparar. . . . .	21
3.4. Entalpía, entropía y energía libre de Gibbs de reacción a condiciones estándar.	23
A.1. Propiedades físicas de Encelado. . . . .	50
B.1. Se muestran tres tamaños de radios representativos cada uno con sus respectiva densidad y su $\kappa$ . . . . .	51
B.2. Tasas de masa y volumen fundido con un nucleo de $150$ km. . . . .	51
B.3. Tasas de masa y volumen fundido con un nucleo de $170$ km. . . . .	52
B.4. Tasas de masa y volumen fundido con un nucleo de $190$ km . . . . .	52
C.1. Propiedades termodinámicas en estado estandar(T=298 K y P=1 Bar) de minerales y otros compuestos que se utilizaron en esta tesis [Misra, 2012]. . . . .	53
D.1. Datos importantes del plasma, gas y polvo circundante en la órbita de Encelado [Dougherty <i>et al.</i> , 2009]. . . . .	54

# Capítulo 1

## Introducción: Algunos aspectos generales de Encelado

En este capítulo describimos características físicas del satélite Encelado y sus géiseres que son relevantes para este trabajo de tesis. Se discuten, además, sus fuentes de energía interna, lo cual servirá de marco de referencia para nuestra discusión.

Encelado es uno de los muchos satélites que rodean a Saturno. Su masa es aproximadamente cuatro órdenes de magnitud menor que la Tierra ( $1.08 \times 10^{20}$  kg), su diámetro es de 504 km y tiene una densidad de  $\sim 1600$  kg/m<sup>3</sup>. Encelado, también, es uno de los objetos más brillantes de todo el Sistema Solar, pues su albedo ( $A$ ) es de 0.99, es decir, casi el total de la luz solar que incide sobre su superficie es reflejada, por lo que, desde el punto de vista físico puede considerarse como un  *cuerpo blanco*  casi perfecto o para efectos prácticos, es un espejo. Encelado completa una órbita alrededor de Saturno cada 1.4 días y tiene un semieje mayor de 238,000 km. Su excentricidad es de 0.0047, lo cual nos indica que su órbita es casi circular. El eje de rotación de Encelado es casi perpendicular al plano ecuatorial de Saturno, pues tiene una inclinación de 0.0083 [Porco *et al.*, 2006].

### 1.1. Rasgos geológicos importantes

La nave Cassini realizó 23 sobrevuelos cercanos a Encelado, entre los años 2005 y 2015. Como resultado de estos acercamientos, se tienen imágenes detalladas de su superficie que han servido para distinguir cuatro regiones características (Fig.1.1A-D). La primera,  *el polo norte* , es una región llena de cráteres que se van desvaneciendo hacia el sur (Fig:1.1A). Esta región comprende  $\sim 337,000$  km<sup>2</sup> que equivalen al 43 % de la superficie total de Encelado. La edad de esta región se calcula en  $\sim 4.2$  Ga [Porco *et al.*, 2006; Crow-Willard y Pappalardo, 2015]. La segunda región es el  *hemisferio occidental* , cuya parte central se ubica a los 90° o de longitud y cubre un área de  $\sim 195,000$  km<sup>2</sup> [Porco *et al.*, 2006; Crow-Willard y Pappalardo, 2015]. Parte de esta zona muestra evidencia de extensión y cizallamiento (Fig:1.1B). En particular, en esta zona, se observan antiguos cráteres de impacto que se han ido distorsionando, probablemente, debido a procesos tectónicos o por el efecto de algún flujo de calor. La tercera región es el  *hemisferio oriental*  que se ubica entre 0° y 285°O de longitud. Tiene una superficie de  $\sim 180,000$  km<sup>2</sup> [Porco *et al.*, 2006; Crow-Willard y Pappalardo, 2015]. Esta región presenta estructuras tectónicas tales como depresiones, fracturas y cordilleras (Fig.1.1C). La cuarta región es el polo sur, la cual se describe con mayor detalle en los párrafos siguientes.

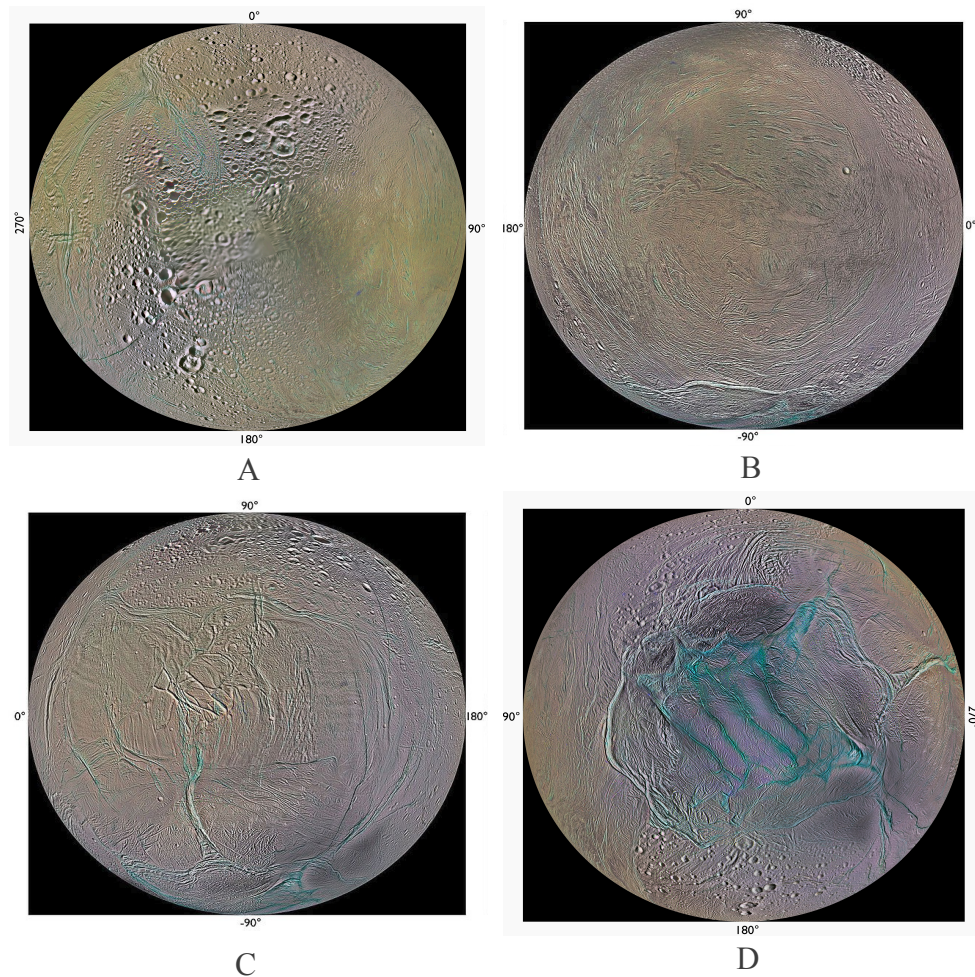


Figura 1.1: Regiones características de Encelado: A) Polo Norte, B) Hemisferio Occidental, C) Hemisferio Oriental y D) Polo Sur. Estos mapas son resultado de imágenes tomadas por la nave Cassini durante sus primeros diez años explorando Saturno realizada por Paul Schenk del Instituto Planetario y Lunar, Houston TX.,(Imágenes: NASA/JPL).

### 1.1.1. El polo sur de Encelado

En esta región se concentrará nuestro análisis. Es la *región o terreno polar sur*, también llamado SPT por sus siglas en inglés (*South Polar Terrain*)(Fig.1.1D), cubre un área de 70 mil km<sup>2</sup> y su característica más notable es su compleja red de fracturas y sus rasgos criovulcánicos. El criovulcanismo tiene como consecuencia la eyección de material frío (vapor de agua, gases y polvo de hielo). En esta región, el espectrómetro compuesto infrarrojo de la nave Cassini (CIRS) ha medido de 6 a 15 GW de emisión térmica y temperaturas  $\geq 145$  K [Spencer *et al.*, 2006; Howett *et al.*, 2011].

### 1.1.2. Rayas de Tigre.

Las 4 fracturas o grietas principales observadas en el polo sur del satélite se les han sido designadas genéricamente con el nombre de *Rayas de tigre* (o *Tiger Stripes* en inglés). Individualmente se nombran como *Alejandro*, *Cairo*, *Bagdad* y *Damasco* (Fig.1.2). En promedio, las rayas de tigre tienen 2 km de ancho, 130 km de longitud y alrededor de 500 m de profundidad [Porco *et al.*, 2006]. El origen de estas fracturas es, hasta ahora, un misterio. Autores como Melosh [1980]; Matsuyama y Nimmo [2008]; Nimmo y Pappalardo [2006] sugieren que podrían ser consecuencia de deformaciones inducidas por una reorientación en los ejes de rotación. Otros autores [Barr y McKinnon, 2007; Bland *et al.*, 2007; Běhounková *et al.*, 2012], simplemente argumentan que la convección en el interior podría ser la responsable.

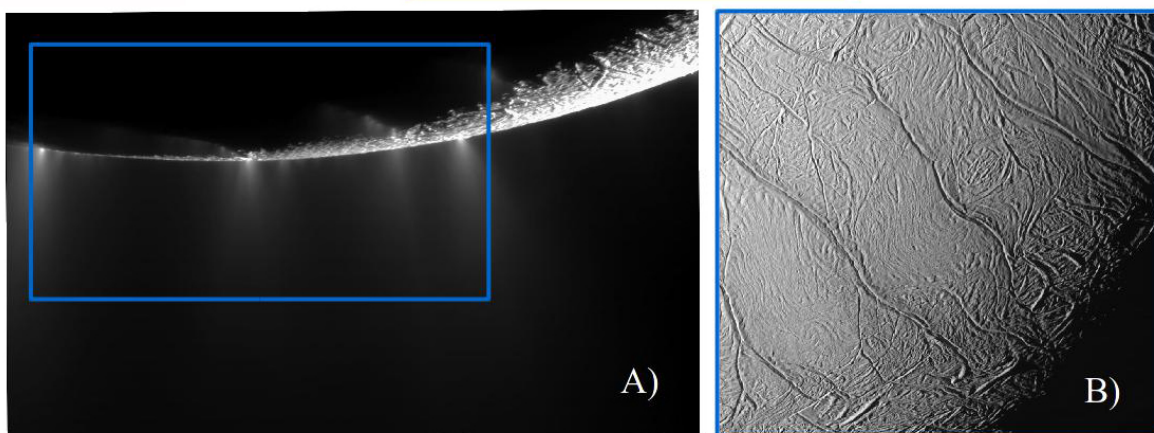


Figura 1.2: A) Géiseres de vapor y polvo en el polo sur de Encelado. B) Grietas o *rayas de tigre* de donde son emitidos los géiseres (Imágenes: NASA/JPL).

### 1.1.3. Propiedades físicas y químicas de los Géiseres

El material que emerge de las grietas del polo sur ha sido estudiado por los instrumentos a bordo de la nave Cassini y éstos han observado que los géiseres constan de dos fases [Waite *et al.*, 2006], una gaseosa (a base de agua y otros compuestos) y una sólida compuesta de granos de polvo (también, básicamente de hielo de agua). En cualquier caso, el compuesto más abundante en el géiser es el agua.

Específicamente, el *Espectrómetro de Masas de Iones y Partículas Neutras* (INMS, por sus siglas en inglés) estima que el material se compone de aproximadamente 90 – 94 % de vapor de agua, 5 % de CO<sub>2</sub>, 0.9 % de CH<sub>4</sub>, y el 0.8 % de NH<sub>3</sub> y pequeñas cantidades de materia orgánica, H<sub>2</sub>S y Ar<sup>40</sup>. El INMS también ha registrado masas atómicas de 28 que pueden corresponder a N<sub>2</sub>, CO, C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> [Waite *et al.*, 2006, 2009]. Por otro lado, el espectrómetro de mapeo en el visible e infrarrojo (VIMS), ha medido consistentemente CO<sub>2</sub> cuyas concentraciones más altas coinciden con el polo sur de Encelado [Brown *et al.*, 2006]. El Analizador de Polvo Cósmico (CDA) ha detectado sales como NaCl, NaHCO<sub>3</sub> y/o Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> y en menor proporción de K y pequeñas cantidades de Si (posiblemente SiO<sub>2</sub>). Las sales en el géiser evidencian la existencia de un océano en el interior de Encelado [Postberg *et al.*, 2008, 2009]. El CDA también midió el tamaño de las partículas de polvo del anillo E que van de 0.1 μm hasta algunas micras de radio. Al menos, la sección más interior del anillo E es alimentada



por los géiseres de Encelado; el resto del anillo E es también alimentado por el polvo dispersado por el impacto de micrometeoroides en los satélites exteriores vecinos [Postberg *et al.*, 2009].

Los instrumentos de Cassini midieron la velocidad de los géiseres. De la fase gaseosa, la velocidad promedio es  $300 \text{ m/s} < v_{\text{gas}} < 500 \text{ m/s}$  [Hansen *et al.*, 2011; Porco *et al.*, 2006; Ingersoll *et al.*, 2006; Tian *et al.*, 2007] que se infiere a partir de observaciones del espectrómetro ultravioleta, UVIS; mientras que la velocidad promedio de la fase sólida (i. e., polvo), estimada con el CDA, es  $v_{\text{polvo}} < 150 \text{ m/s}$  [Schmidt *et al.*, 2008]. La diferencia de velocidades no se ha explicado con claridad y, evidentemente, resulta importante para explicar los mecanismos de eyección de los géiseres, sólo Schmidt *et al.* [2008] propone que los múltiples choques del polvo con las paredes de la grieta desaceleran sistemáticamente a los granos de polvo. Ahora bien, si comparamos las velocidades anteriores con la velocidad de escape de Encelado, que es de  $240 \text{ m/s}$  ( $= v_e$ ), es evidente que la mayor parte del gas puede escapar sin problemas, pero la mayoría del polvo regresa a la superficie. Sin embargo, mucho del polvo, especialmente el de tamaño más pequeño, puede adquirir una carga eléctrica que le facilita escapar de Encelado al estar en contacto con la radiación solar y el plasma magnetosférico [Jones *et al.*, 2009] (se discuten estos efectos en el Capítulo 6).

## 1.2. Fuente de Energía de Encelado

Las fuentes de energía propuestas en Encelado son: la acreción planetaria, la desintegración radiogénica y la disipación por fuerzas de marea. De la acreción planetaria se desconoce cuál es el aporte de energía a Encelado, por otro lado, de la desintegración radiogénica se estima que proporciona una energía de  $\sim 0.3 \text{ GW}$  [Porco *et al.*, 2006; Schubert *et al.*, 2007]. La energía disipada por las fuerzas de marea, comparada con las fuentes de energía anteriores, parece ser la fuente principal. Esta disipación es debida a su posición orbital con respecto a Saturno y algunos de sus satélites. Trabajos como Meyer y Wisdom [2007], así como Roberts y Nimmo [2008] calculan una energía de marea de  $1.1 \text{ GW}$ , asumiendo un cuerpo con simetría radial con una capa de silicato, un océano y una capa de hielo, donde la temperatura y la viscosidad son propios de un entorno convectivo. Sin embargo, otros autores como Ross y Schubert [1989] calculan que la disipación por marea podría llegar a ser hasta  $1 \text{ TW}$ .

Las fuerzas de marea son el resultado de variaciones en la atracción gravitatoria sobre Encelado y derivan en deformaciones continuas en todo su volumen (La Fig. 1.3 se realizó con el fin de representar este fenómeno). Los efectos de marea, además, producen cierta variabilidad en la producción de los géiseres. Hedman *et al.* [2013], por medio de un análisis observacional al brillo de los géiseres, afirma que, cuando Encelado se aleja de Saturno, los géiseres parecen más iluminados; y, al acercarse, su brillo es más tenue.

La rapidez con la que las energías de marea se disipan a través del cuerpo de Encelado está asociada con la tasa de trabajo realizado por las fuerzas de marea sobre su propia masa o sobre el sistema ( $dW_{\text{tidal}}/dt$ ) y coincide con la tasa con que ésta añade energía interna al sistema ( $dE/dt = dW/dt$ ). El trabajo hecho por la disipación de marea ( $dW_{\text{tidal}}/dt$ ) varía directamente con las fuerzas de marea, y, ésta, con la cantidad de energía que es almacenada por deformación de marea y con la fuerza disipativa por fricción [Douce, 2011]. Calculamos la energía disipada por fuerzas de marea (Ec.1.1) con base en el método de Douce [2011]. Se asume sólo un sistema de dos cuerpos, Encelado y Saturno:

$$\frac{dE}{dt} \approx \frac{\mu h^2}{2\rho_E Q} \left(\frac{M_S}{M_E}\right)^2 \left(\frac{r_E}{R}\right)^6 (9e^2 \omega_{\text{orbital}}) \quad (1.1)$$

De la ecuación,  $M_S$  es la masa de Saturno,  $M_E$ ,  $\rho_E$ ,  $r_E$  son la masa, densidad y radio de Encelado, respectivamente. Mientras que las propiedades orbitales son:  $R$ , el radio orbital de Encelado,  $e$  su excentricidad y  $\omega_{\text{orbital}}$  su frecuencia angular orbital. Los parámetros  $\mu$ ,  $h$  y  $Q$  corresponden a la rigidez del satélite, al número de love y un factor de disipación de energía, respectivamente. El número de Love (Ec.1.2) se respresenta como:

$$h = \frac{GM_E \rho_E}{38\mu r_E} \quad (1.2)$$

Para el calculo de la energía de marea se ocuparon los valores de la Tabla A.1 del Apéndice A. La energía que obtuvimos fue de  $\sim 18$  GW. En comparación, autores como [Spencer *et al.*, 2006; Howett *et al.*, 2011] miden entre 6 y 15 GW en la zona SPT. Es cierto que el cálculo anterior depende en gran medida de los valores que se le otorguen a los materiales que componen a Encelado o, en otras palabras, diferentes valores de  $Q$  y de  $\mu$  nos llevan a diferentes tasas de disipación de energía de marea. Es importante mencionar que el valor real de  $Q$  es desconocido, lo cual genera una incertidumbre considerable en los cálculos.

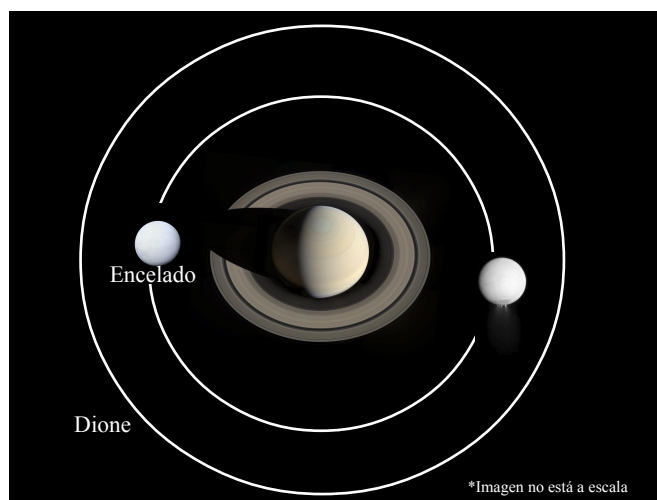


Figura 1.3: Las fuerzas de marea son responsables de deformar la superficie de Encelado.

Otro aspecto importante que se debe mencionar, es que Encelado orbita entre las lunas Mimas y Tetis que también ejercen una atracción sobre él, sin embargo, la resonancia orbital de 2 : 1 con la luna Dione (es decir, por cada dos órbitas de Encelado, Dione completa sólo una exactamente), proporciona mayor excentricidad orbital en Encelado y este factor puede ser responsable de un aporte adicional de energía al satélite [Porco *et al.*, 2006].

Debido a las incertidumbres, en este trabajo optamos por considerar el intervalo de tasas de disipación de 1 GW – 1 TW (que llamaremos más adelante  $P_m$ ). Se considerará en el capítulo siguiente este intervalo de valores en nuestras estimaciones de la estructura interna de Encelado.

## Capítulo 2

# El interior de Encelado

En este capítulo exploramos el interior de Encelado definimos la estructura interna, considerando distintas dimensiones del radio del núcleo. Por medio de un modelo de transferencia de calor determinamos el espesor o profundidad de su océano interno. Analizamos las condiciones de presión y temperatura del interior de Encelado y comparamos los momentos de inercia de los distintos escenarios del interior de Encelado que se han contemplado en esta tesis con el momento de inercia medido por Iess *et al.* [2014].

Para ayudar a entender la estructura interna de Encelado, es necesario recurrir a los modelos teóricos propuestos [Schubert *et al.*, 2007; Rappaport *et al.*, 2007; Tobie *et al.*, 2008; Zhang y Nimmo, 2009], así como, apoyarnos en observaciones astronómicas, y en las mediciones hechas por los instrumentos de la nave Cassini [Postberg *et al.*, 2009; Iess *et al.*, 2014; Thomas *et al.*, 2016]. Con base en estas fuentes, la mayoría de los autores plantea que Encelado tiene un núcleo sólido, una capa intermedia de agua líquida y una capa exterior o corteza de hielo, aunque, hasta ahora, no ha sido posible determinar con exactitud los límites de las capas propuestas. Uno de los factores es el hecho de que sólo la región polar sur exhibe actividad evidente, lo que agrega una asimetría al problema.

### 2.1. Recientes descubrimientos del Interior de Encelado

Trabajos recientes consideran como un hecho que Encelado tiene un océano interno o una capa de agua líquida en su interior (Fig.2.1). Por ejemplo, Iess *et al.* [2014], usando mediciones del campo gravitacional de Encelado, proponen un océano local en el polo sur de unos  $\sim 10$  km de espesor, una corteza de hielo de 30 a 40 km y un núcleo de radio  $\sim 200$  km con densidad de  $2400 \text{ kg/m}^3$ . Por otro lado, McKinnon [2015] partiendo de la investigación de Iess *et al.* [2014] y con un nuevo análisis de datos orbitales mejorados de los que se desprenden nuevos estimados del radio y la densidad del núcleo así como el momento de inercia del satélite, sugieren que Encelado tiene una capa delgada de agua líquida que está distribuida globalmente. Sin embargo, se considera, en este caso, que, en la región del polo sur, la capa de agua es de mayor grosor ( $\geq 25$  km y, por tanto, la corteza hielo es más delgada que en el resto de la esfera de Encelado ( $\leq 20$  km).

Recientemente, Thomas *et al.* [2016] reanalizaron las mediciones del movimiento orbital del satélite (específicamente la *libración orbital* o movimiento oscilante de un cuerpo orbitando

alrededor de otro) y mostraron que el océano interno de Encelado es global y con un espesor de 31 a 26 km, por debajo de una corteza helada de 21 – 26 km. En particular se basaron en la idea que algunos aspectos del movimiento orbital dependen del momento de inercia y éste último de la distribución interna de la masa con respecto a su eje de rotación. Al igual que McKinnon [2015], sugieren que, en el polo sur, el espesor de agua -o profundidad del océano- es mayor, y por ende, la capa de hielo es más delgada ( $\sim 13$  km).



Figura 2.1: Modelos diferenciados del Interior de Encelado [Rivoldini *et al.*, 2016].

## 2.2. Núcleo de Encelado

Autores como Schubert *et al.* [2007]; Rappaport *et al.* [2007]; Tobie *et al.* [2008] consideran que el núcleo de Encelado tiene un radio de entre 150 – 190 km y su composición es, básicamente, de silicatos. Sin embargo, los primeros estudios del interior de Encelado asumían que sólo estaba dividido en dos capas: un núcleo rocoso y una corteza de hielo [Schubert *et al.*, 2007; Rappaport *et al.*, 2007]. Podemos partir de la idea anterior, para estimar el radio del núcleo de Encelado ( $r_n$ ), suponiendo, inicialmente, que la masa total de Encelado ( $M_T$ ) es la suma de la masa del núcleo ( $M_n$ ) y la masa de la corteza de hielo ( $M_h$ ), por lo tanto, lo siguiente se expresa como sigue:

$$M_T = M_n + M_h. \quad (2.1)$$

Que puede reescribirse como función de los volúmenes y las densidades:

$$\rho R^3 = \rho_n r_n^3 + \rho_h (R^3 - r_n^3). \quad (2.2)$$

Al despejar  $r_n$ , obtenemos la siguiente expresión:

$$r_n = R \left( \frac{\rho - \rho_h}{\rho_n - \rho_h} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (2.3)$$

En la Ec.2.3,  $R$  Y  $\rho$  son el radio y la densidad global de Encelado (250, 000 m y 1600 kg/m<sup>3</sup>, respectivamente).  $\rho_h$  (= 920 kg/m<sup>3</sup>) es la densidad de la corteza del hielo. Para la densidad

del núcleo  $\rho_n$ , se ha considerado un rango de  $\sim 2000 - 4000 \text{ kg/m}^3$  [Collins y Goodman, 2007; Matson *et al.*, 2007]. Con base en lo anterior, se elaboró una gráfica (Fig. 2.2), que muestra que el tamaño del radio del núcleo está estrechamente ligado con la densidad. Por ejemplo, podemos decir que a menor densidad, el radio del núcleo es mayor. Con la información que se cuenta, no es posible especificar exactamente el radio del núcleo, dado que la densidad no ha podido determinarse con exactitud.

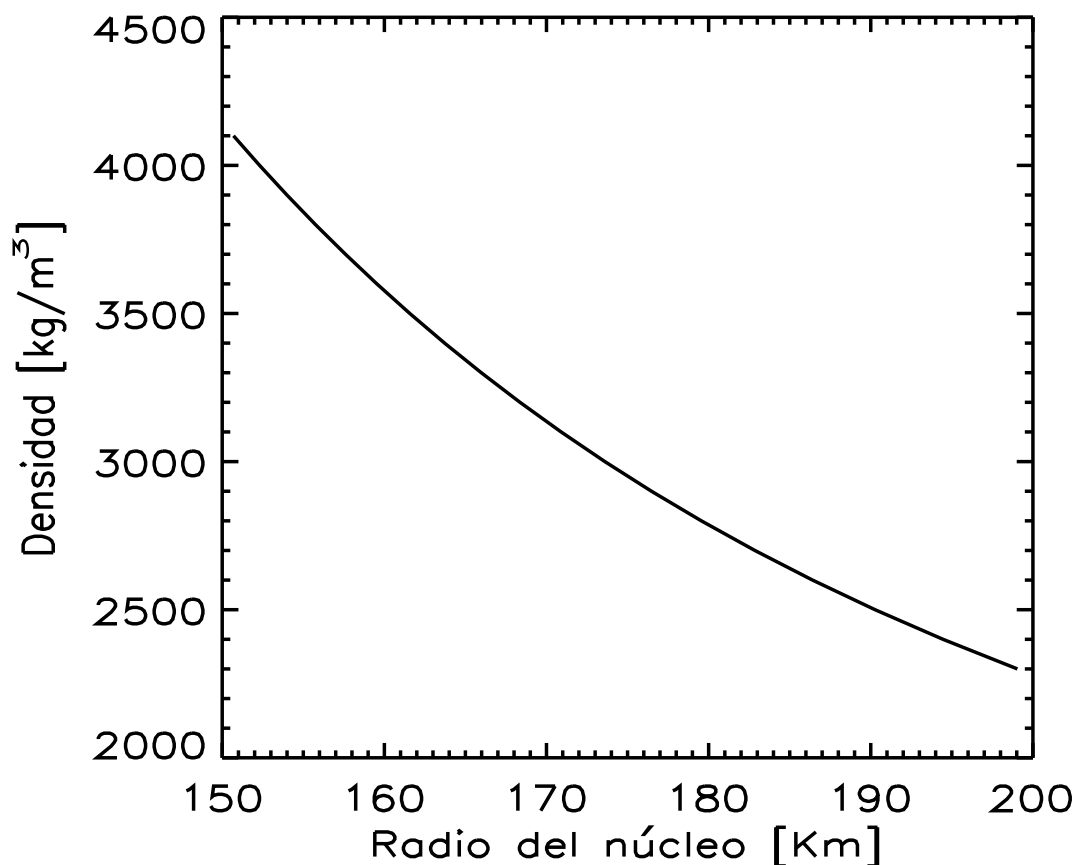


Figura 2.2: Posibles radios del núcleo de Encelado como función de la densidad del núcleo.

Con el fin de poder reconstruir la estructura interna de Encelado y dadas las incertidumbres del problema, analizamos tres posibles casos de diferenciación: un núcleo con un radio mínimo, un radio máximo y uno intermedio, cada uno con su respectiva densidad (Tabla 2.1).

Tabla 2.1: Se muestran tres tamaños de radios cada uno con sus respectiva densidad.

Radio[km]	Densidad[kg/m³]
150	4060
170	3080
190	2460

## 2.3. Océano de agua líquida

La evidencia que motivó a creer que existe una capa líquida, fue la detección y análisis de las partículas de polvo de los géiseres y del mismo anillo E de Saturno. El CDA de Cassini [Postberg *et al.*, 2009], detectó sales que sólo podrían ser producto de la interacción entre roca y agua líquida en el interior de Encelado, por ejemplo, un *océano* líquido interior en contacto con el núcleo rocoso.

Específicamente, el CDA agrupa estas partículas de polvo en tres tipos:

- Tipo 1: Granos de polvo de hielo puro en los que se observa además una fracción de sodio libre. La mayoría de los espectros del anillo E pertenecen a este tipo.
- Tipo 2: Granos que exhiben cantidades significativa de material orgánico y/o silíceo.
- Tipo 3: Granos ricos en sales de sodio y potasio (0.5 – 2% de su masa total). Éstos representan el  $\sim 6\%$  de las detecciones hechas al anillo E.

### 2.3.1. Volumen del océano de agua líquida

Hay formas simples de obtener una cota máxima para el volumen del océano interior de Encelado, simplemente suponiendo que la energía disipada por las fuerzas de marea (c.f. Sección 1.2), ha calentado el interior de Encelado de forma constante y suponiendo, además, que una fracción de la masa de hielo de la corteza se ha fundido a lo largo del tiempo. Desde el punto de vista geológico, la actividad volcánica de Encelado es relativamente joven, pues se estima que tiene apenas 500 mil años [Porco *et al.*, 2006; Nimmo y Pappalardo, 2006] de acuerdo en un análisis estadístico basado en la frecuencia y el diámetro de cráteres de impacto sobre la superficie del satélite. Los anteriores siguen una distribución que está relacionada con el tiempo [Neukum, 1984; Porco *et al.*, 2006].

Supongamos que, a lo largo de este tiempo, se ha alcanzado un equilibrio y que la temperatura se mantiene constante. Para un proceso isotérmico la masa fundida se define como:

$$\Delta m = \Delta Q / l_f, \quad (2.4)$$

Donde  $\Delta Q$  correspondería a la cantidad de energía disipada por marea y transferida al manto.  $l_f$  es el calor latente de fusión del agua ( $3.34 \times 10^5$  J/kg en MKS). Definimos la tasa de energía disipada por las fuerzas de marea como  $P_m = \Delta Q / \Delta t$ . Reescribiendo la ecuación 2.4 se obtiene:

$$\frac{\Delta m}{\Delta t} = \frac{P_m}{l_f}. \quad (2.5)$$

Podemos suponer que parte de la energía de marea que se disipa en la corteza se traduce en la tectónica y las subsecuentes fracturas observadas en la corteza de Encelado. En cualquier caso, si existe una capa de agua líquida, significa que el calor del núcleo es transferido sistemáticamente al hielo por conducción. Suponemos que la energía se distribuye de manera homogénea y proporcionalmente a la masa de cada una de las capas de Encelado (en promedio un núcleo y una corteza). La fracción de energía que absorbe el núcleo es:

$$\frac{M_n}{M_E} = \frac{\rho_n V}{M_E} = \kappa. \quad (2.6)$$

Hemos calculado  $\kappa$  para distintos radios de núcleo ( $r_n$ ) considerando sus respectivas densidades. Si  $150 \text{ km} \leq r_n \leq 190 \text{ km}$ ,  $0.53 \leq \kappa \leq 0.65$  (Veáse, Anexo B). Con base en las tasas de disipación de energía ( $P_m$ ) que suponemos, se han mantenido constantes durante los últimos 500 mil años (para efectos de cálculo,  $\Delta t_g = 1.55 \times 10^{13} \text{ s}$ ) [Porco *et al.*, 2006; Nimmo y Pappalardo, 2006] y que están en el intervalo  $1 \text{ GW} - 1 \text{ TW}$ , se puede calcular la masa total de agua fundida como:

$$M_{\text{agua líquida}} = \left( \frac{\kappa P_m}{l_f} \right) \Delta t_g \quad (2.7)$$

El volumen total de la capa de agua fundida equivale a:

$$V = \frac{M_{\text{agua líquida}}}{\rho_{\text{H}_2\text{O}}}, \quad (2.8)$$

Donde  $\rho_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ kg/m}^3$  es la densidad del agua. Dado que la cantidad de masa de agua líquida depende de la tasa de energía de marea y del factor  $\kappa$ , que a su vez depende del radio, entonces el volumen también cambiará un orden de magnitud con respecto a su tasa de energía, por ejemplo, si  $1 \text{ GW} \leq P_m \leq 1000 \text{ GW}$  entonces  $2 \times 10^{13} \text{ m}^3 \leq V \leq 3 \times 10^{16} \text{ m}^3$  (Veáse, Anexo B).

### 2.3.2. Distribución del océano de agua líquida

Si mantenemos la suposición de que el océano es global o un cascarón esférico sobre el núcleo (c.f. Fig.2.3), podemos estimar el grosor equivalente del cascarón o la profundidad del océano.

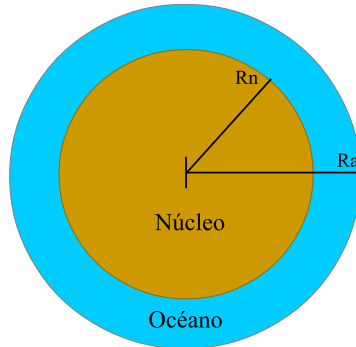


Figura 2.3: Modelo de la distribución del Océano en Encelado.

Considerando lo anterior, el volumen del cascarón se expresa como:

$$V = \frac{4\pi}{3} (R_a^3 - R_n^3) \quad (2.9)$$

De esta ecuación  $R_n$  es el radio del núcleo y  $R_a$  es el radio del núcleo más el radio del océano del agua (c.f Fig.2.3). Despejando el radio de  $R_a$ :

$$R_a = \sqrt[3]{\frac{3V}{4\pi} + R_n^3} \quad (2.10)$$

El grosor de la capa de agua es una diferencia de radios y, por tanto:

$$\Delta R = R_a - R_n \quad (2.11)$$

O explícitamente

$$\Delta R = \sqrt[3]{\frac{3V}{4\pi} + R_n^3} - R_n \quad (2.12)$$

Se sustituyen los correspondientes valores numéricos en la ecuaciones 2.7, 2.8, 2.12, obtenemos la masa, el volumen y el grosor de la capa de agua. El grosor del cascarón o profundidad del océano depende del valor que se le dé a  $R_n$  e igualmente de la tasa de disipación supuesta. Las Tablas B.2, B.3 y B.4 (véase Anexo B) muestra nuestros resultados más significativos para la profundidad del océano y el correspondiente grosor del manto para distintos  $R_n$ , considerando las distintas tasas de disipación de marea. Con base en nuestros resultados, notamos que, independientemente del tamaño del radio, los espesores para energías de marea de  $\sim 1000 \text{ GW}$  son absurdos ya que se funde una cantidad irreal de agua ( $\geq 212 \text{ km}$ ), por lo tanto, la energía máxima que funde el el hielo es  $P_m = 100 \text{ GW}$ . La Tabla 2.2 muestra las correspondientes dimensiones radiales del núcleo, del océano y de la corteza suponiendo que  $P = 100 \text{ GW}$ .

Tabla 2.2: Posible diferenciación del interior de Encelado con distintos radios de núcleo y una tasa de energía de disipación de  $\sim 100 \text{ GW}$ .

Núcleo (km)	Océano (km)	Corteza (km)
150	43	59
170	47	35
190	51	11

## 2.4. Diagramas de fase del interior de Encelado

Ya que los procesos físicos y químicos que se llevan a cabo en el interior de Encelado dependen de las condiciones de presión y temperatura, decidimos analizar estas condiciones para las tres diferenciaciones propuestas anteriormente. Suponemos una columna que se extiende desde el centro del núcleo hasta la superficie, tal que, en sus diferentes estratos, las densidades son uniformes. Calculamos las presiones,  $P$ , en las regiones de transición con la ecuación de presión hidrostática:

$$\frac{dP}{dh} = \rho g, \quad (2.13)$$

donde  $h$  es la altura o profundidad,  $\rho$  es la densidad y  $g$  es la aceleración debida a la gravedad. En la superficie de Encelado  $g$  es:

$$g = \frac{GM}{R^2} = \frac{GV\rho}{R^2} = \frac{4}{3}\pi G\rho R \quad (2.14)$$

Donde  $G = 6.693 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg s}^2$  es la constante universal de gravedad,  $m$  es la masa ( $= V\rho$ ) y  $R$  el radio de Encelado. Resaltamos que también se calculó  $g$  en la interfaz núcleo-agua para los tres modelos.



Experimentos hidrotermales reportados por Hsu *et al.* [2014] y Sekine *et al.* [2014] sugieren que los granos de sílice detectados en los géiseres de Encelado pudieron haberse formado bajo ciertas condiciones de salinidad moderada ( $\lesssim 4\%$ ), agua con un  $\text{pH} = 8.5 - 10.5$  y temperaturas de, por lo menos,  $\sim 373\text{ K}$ . Ésto también sugiere que podemos suponer que la temperatura en la interfaz núcleo-agua es de  $\sim 373\text{ K}$ . Con respecto a la interfaz agua-hielo podemos suponer una temperatura de  $\sim 273\text{ K}$ , similar al punto triple, dado que aquí las tres fases del agua pueden coexistir. La temperatura que hemos tomado en superficie de Encelado es la que mide los instrumentos en las zonas alejadas del SPT, cuyo valor es  $\sim 70\text{ K}$  [Spencer *et al.*, 2006].

En la Fig.2.4 se ha caracterizado el interior de Encelado en cuanto a presión y a temperatura se refiere.

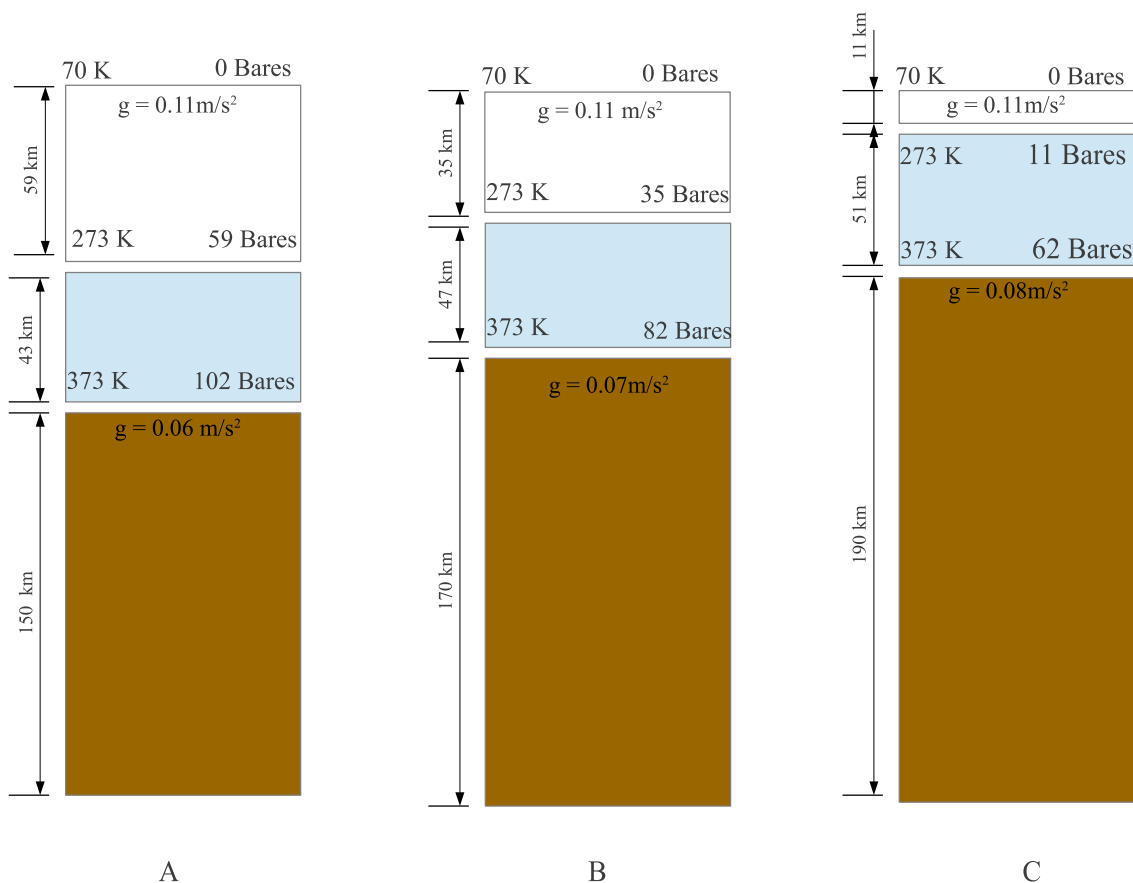


Figura 2.4: Tres posibles modelos de diferenciación del interior de Encelado considerando tres distintos radios para el núcleo (150, 170, y 190 km, respectivamente). Cada uno muestra el espesor que corresponde a la capa de agua obtenido considerando una energía de 100 GW (Tabla. 2.2). Cada Escenario (A, B, y C) muestra sus respectivos valores de presión y temperatura en las regiones de transición en Encelado. Las estructuras están separadas por bloques. El bloque café representa el núcleo, el bloque azul es la capa de agua líquida que representa al océano y el bloque blanco representa la corteza de hielo.

Con los datos de Presión-Temperatura de cada escenario propuesto (Fig. 2.4), se realizó un

ajuste no lineal para obtener una aproximación del comportamiento de las variables P y T. Se reporta en cada caso la ecuación de la curva. Para el modelo A se obtuvo un ajuste potencial mientras, que para los modelos B y C se obtuvo un ajuste exponencial (Fig.2.5). Estas curvas se contextualizan en un diagrama de fase.

En la gráfica (Fig. 2.5), notamos que los cambios de fase coinciden con los límites máximo que calculamos. El primer escenario (curva A) sufre un cambio de fase a los  $\sim 49$  km de profundidad. El segundo escenario (curva B) evidencia un cambio de fase a los  $\sim 30$  km de profundidad. En el último modelo (curva C), hay un cambio de fase cerca de los  $\sim 10$  km de profundidad.

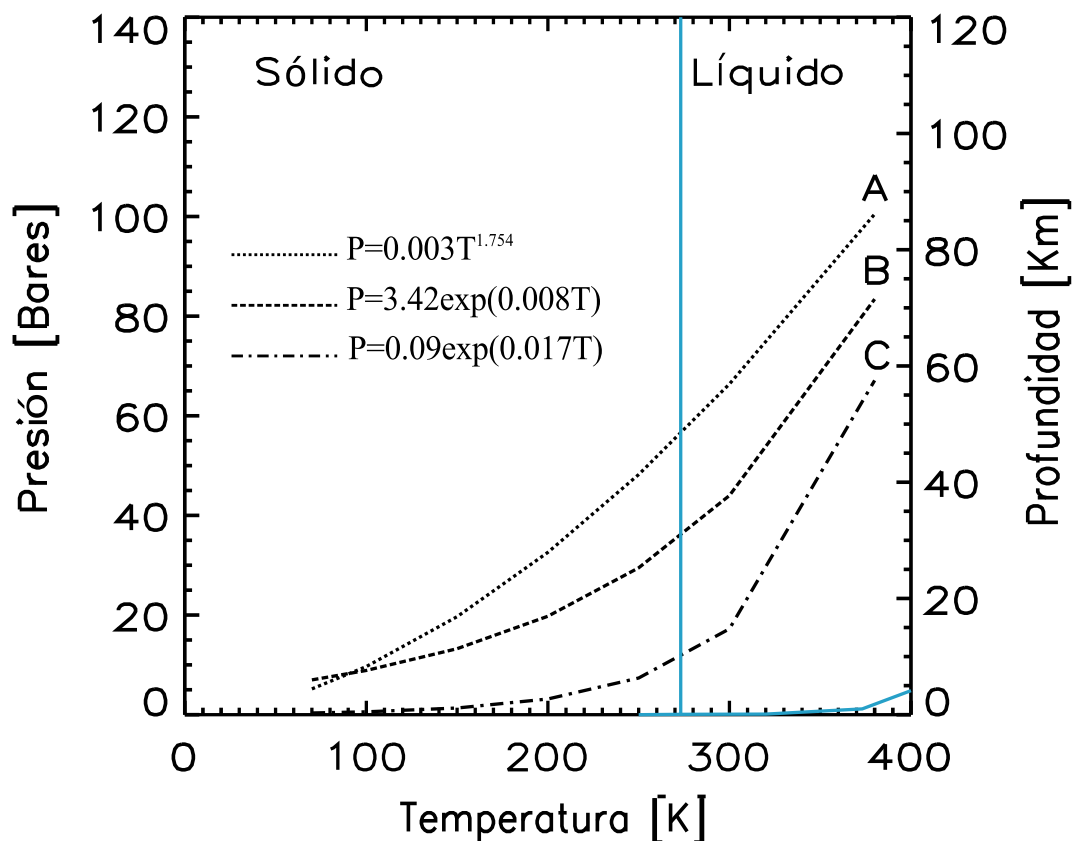


Figura 2.5: Diagrama de fase del agua, la línea azul separa la fase sólida de la líquida y representa las condiciones de equilibrio entre ambas. Las curvas A, B y C corresponden al ajuste realizado a los valores de P y T de los escenarios de la Fig.2.4

## 2.5. Comparación de los momentos de inercia

Consideremos que el momento de inercia de un cuerpo nos dice cómo se distribuye la masa dentro de ese cuerpo. Por ejemplo, una esfera sólida tiene un momento  $I = 0.4MR^2$  (donde M es la masa de la esfera y, R, su radio) mientras que una esfera hueca tiene un momento  $I = 0.6MR^2$ . A través de las observaciones de la nave Cassini se ha encontrado que el momento de inercia del satélite Encelado es  $I = 0.335MR^2$  [Iess *et al.*, 2014]. Tal valor se asemeja al momento de inercia de un cuerpo con una densidad uniforme. El valor de I para una estructura de más de dos capas se define como:

$$I = \frac{2}{5} \frac{1}{\rho R^3} (\rho_1 R_1^5 + \rho_2 (R_2^5 - R_1^5) + \rho_3 (R_3^5 - R_2^5)) \quad (2.15)$$

Se aplicó la Ec.2.15 a Encelado:  $\rho$  y  $R(= R_3)$  representan la densidad y el radio de Encelado;  $\rho_1$  y  $R_1$  es la densidad y radio del núcleo.  $\rho_2$  es la densidad del agua y  $R_2$  es la suma del radio del núcleo y el radio exterior del cascarón de agua,  $\rho_3$  es la densidad del hielo. Sustituimos los valores numéricos en la Ec.2.15, para cada escenario propuesto (Tabla 2.2 y Fig.2.4) y obtuvimos lo siguiente:

- Para el escenario A ( $r_n = 150 \text{ km}$ ): El momento de inercia obtenido es  $I = 0.2924MR^2$ . Este resultado es un 80 % del valor con respecto a lo medido por [Iess *et al.*, 2014].
- Para el escenario B ( $r_n = 170 \text{ km}$ ): El momento de inercia obtenido es  $I = 0.3121MR^2$ , que representa un 93 % del valor medido.
- Para el escenario C ( $r_n = 190 \text{ km}$ ): El momento de inercia obtenido es  $I = 0.3349MR^2$ , que es 99 % del valor reportado por las mediciones de Iess *et al.* [2014].

La importancia de definir la estructura interna de Encelado radica en que ésta, plantean distintos escenarios para el origen y la evolución de los géiseres. También, este último análisis reafirma la consistencia de nuestro tercer modelo. Por último, es muy importante resaltar que todo el análisis realizado hasta el momento se hizo considerando que la diferenciación es uniforme en toda la esfera de Encelado, sin embargo, hay que tomar en cuenta que la zona del polo sur es distinta por su actividad volcánica debido a las grietas y los géiseres.

## Capítulo 3

# Procesos hidrotermales en el interior de Encelado

En el capítulo 1 mencionamos la composición y algunas propiedades físicas de los géiseres de Encelado. El análisis del material revela algunos compuestos como sales: NaCl, NaHCO<sub>3</sub> y/o Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, así como rastros de SiO<sub>2</sub> [Postberg *et al.*, 2008, 2009] que podrían haberse formado en un ambiente hidrotermal. En la medida de lo posible, tratamos de justificar los posibles precursores que pudieron haber dado lugar a los compuestos (en forma gaseosa y sólida como granos de polvo) que se observan en los géiseres de Encelado. En este capítulo buscamos determinar la composición de la roca que da origen a los compuestos encontrados en los géiseres, a partir de una evaluación termodinámica a las reacciones químicas que se lleven a cabo en la interacción núcleo-océano de agua en el interior de Encelado, se discuten los posibles procesos hidrotermales en el interior de Encelado tomando como referencia procesos similares que se llevan a cabo en la Tierra.

### 3.1. Aspectos importantes en los sistemas hidrotermales terrestres

Un sistema hidrotermal involucra la circulación de fluidos calientes a profundidades variables en la corteza terrestre (continental y oceánica), constan de dos elementos importantes, una *fente de calor* (magmática, gradiente geotérmico, decaimiento radiogénico, metamorfismo) y una *sustancia líquida* (agua), de temperatura elevada [Pirajno y Cawood, 2008; Colín *et al.*, 2016]. Detrás de un sistema hidrotermal hay procesos químicos y físicos que provocan alteraciones hidrotermales, que puede ser de alta o baja temperatura y dan lugar a reacciones de hidratación, hidrólisis u oxidación.

La circulación de las soluciones hidrotermales (agua caliente) y su interacción con las rocas define un proceso hidrotermal que puede representarse de acuerdo a la Fig.3.1 [Cox, 2005].

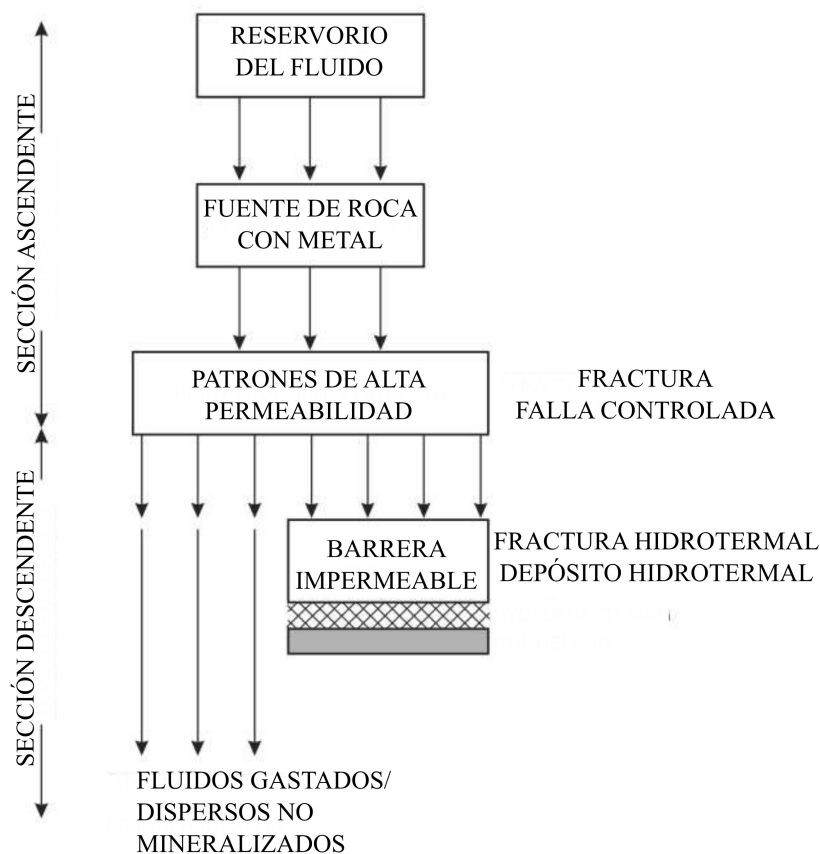


Figura 3.1: Esquema de un Sistema Hidrotermal, propuesto por Cox [2005].

En primer lugar se requiere de un reservorio de agua. Éste tiene contacto con la roca, que, en este caso, tiene metal. La interacción roca-agua implica una transformación en la unidad litológica, cuyo efecto, será reflejado en la evolución de su comportamiento mecánico. Si existe porosidad y permeabilidad asociada con fracturas y fallas, el agua caliente con compuestos disueltos podrá circular y en algunos casos se depositarán dichos compuestos para formar vetillas o vetas. Las rocas, dentro de las cuales se forma el depósito, sufren diversos grados de alteración hidrotermal, cuya intensidad, por regla general, disminuye al alejarse del sitio de descarga y, por tanto, del cuerpo mineralizado [Pirajno y Cawood, 2008]. El sistema hidrotermal requiere que los fluidos sean transportados desde un reservorio a través de fracturas progresivamente más pequeñas hasta un sitio de depositación [Pirajno y Cawood, 2008]. Nótese que hay dos secciones en la Fig.3.1, una ascendente y una descendente. Éstas se asocian con el transporte del fluido a lo largo de la grieta. Los fluidos pueden encontrarse con una barrera impermeable que impedirá el paso al flujo. La barrera traerá como consecuencia una acumulación de presión, seguida por eferescencia o ebullición que ocasiona hidrofracturas y depositación de metales. Si los fluidos no encuentran una barrera, entonces es posible que estos se dispersen y no produzcan mineralización [Cox, 2005].

De acuerdo a lo anterior, el sistema hidrotermal se puede resumir como el conjunto de las tres zonas siguientes:

- Zona de carga:  
Es la zona donde el agua se filtra en la roca y es calentada durante la filtración.

- Zona de reacción:  
Es la zona donde el agua reacciona con la roca caliente.
- Zona de descarga:  
Es la región donde el agua asciende rápidamente y se va enfriando a medida que lo hace. En esta etapa puede existir precipitación de algún sulfuro y de otras sales disueltas como  $\text{SiO}_2$  o  $\text{CaCO}_3$ .

Lo anterior, aunque puramente descriptivo, será nuestra base para construir el sistema hidrotermal que proponemos en Encelado.

### 3.2. Observaciones químicas importantes

Los compuestos observados en los géiseres son nuestro punto de partida para obtener una primera aproximación de lo que ocurre en las zonas profundas de Encelado [Postberg *et al.*, 2008, 2009, 2011]. Los instrumentos coinciden en que más del 90 % de la composición de los géiseres es agua [Hansen *et al.*, 2011; Postberg *et al.*, 2008, 2009, 2011; Waite *et al.*, 2006, 2009] y, en menor proporción, bióxido de carbono y otros compuestos como monóxido de carbono, metano, nitrógeno molecular y amonio [Hansen *et al.*, 2011; Waite *et al.*, 2006, 2009]. Los instrumentos que han estudiado de cerca a los géiseres son, en su mayoría, espectrómetros de diferentes tipos, (UVIS, VIMS, CIRS, INMS) y que son sensibles en diferentes rangos del espectro electromagnético lo que favorece la detección de uno u otro compuesto. Mostramos la Tabla 3.1 que resume de forma comparativa los compuestos de los géiseres que han sido detectados por los diferentes instrumentos. Esto con el fin de elegir aquellos que fueron vistos y medidos por más de un instrumento y en los cuales nos concentraremos. Una ventaja de CDA por sobre los demás instrumentos, es que mide in-situ y directamente las propiedades físicas y químicas de los granos de polvo del géiser. En la Sección 1.1.3 se resumieron algunos aspectos generales de la composición general de los géiseres.

Tabla 3.1: Componentes del géiser observados y medidos con diferentes instrumentos de la nave Cassini.

Intrumento	VIMS	CDA	INMS	UVIS
CO			√	√
CO <sub>2</sub>	√		√	√
NH <sub>3</sub>	√		√	
CH <sub>4</sub>			√	
Si		√		
K		√		
Na		√		
NaCl, NaHCO <sub>3</sub> y/o Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>		√		

### 3.3. Interacción Núcleo-agua

Hemos visto que la disipación de energía de marea en el interior de Encelado calienta el núcleo rocoso que, a su vez, está en contacto con el hielo y lo funde creando una capa de agua líquida. La roca que tiene contacto con el flujo de agua caliente es modificada químicamente. Mientras más caliente esté la roca, el fluido también lo estará, y, por lo tanto, será mayor el efecto erosivo y/o hidrotermal sobre la roca y/o el mineral original. Otros factores que

también influyen en los efectos de la interacción entre la roca y el agua son el pH del agua, la permeabilidad y la composición de la roca. La presión, como veremos más adelante, tiene un rol secundario.

En la interfaz núcleo-agua de Encelado existen presiones de varias decenas de bares ( $P \approx 100$  bar) y la temperatura en esta región se estima que podría ser de  $\lesssim 373$  K. En el lecho terrestre, donde existe actividad hidrotermal, las condiciones son aún más extremas que las que pudieran esperarse en Encelado, es decir, existen temperaturas que van desde los 275–600 K y presiones de  $\sim 500$ -1000 bares [Pirajno y Cawood, 2008; Allen y Seyfried, 2003]. De existir algún proceso hidrotermal en el interior de Encelado, probablemente, ocurriría algo parecido a lo que se lleva a cabo en las manifestaciones hidrotermales en los océanos, en ventilas o respiraderos denominados *white smoke*; considerando algunas características, como las temperaturas de entre 312 K y 348 K y los pHs de entre 9.0 y 9.8 [Kelley *et al.*, 2001].

Bajo ciertas reservas y considerando, de antemano, que no se trata de un sistema hidrotermal, el Lago Vostok, ubicado en la Antártida, podría ser un ambiente comparable debido a que las condiciones de P y T en el interior de Encelado son similares. El lago es un reservorio de agua que está sujeta a alta presión (350 bares) y bajas temperaturas ( $\sim 270$ -280 K). Esta zona, al igual que las zonas más profundas del océano están en una oscuridad permanente. La química del Lago Vostok no ha podido ser estudiada debido a la profundidad a la que se encuentran estos reservorios de agua, pero se estima que es un ambiente aislado y que se ha mantenido sin intercambio con la atmósfera durante millones de años. Se han realizado estudios a las capas superficiales del hielo que cubren al lago, pero aún se sabe muy poco acerca de sus procesos físico-químicos y biológicos [Siegert *et al.*, 2001]. Tal vez en el futuro los estudios que se hacen a estos escenarios gélidos nos sirvan como base en el estudio y análisis de otros ambientes tan lejanos como Encelado.

### 3.4. Origen de los compuestos de los géiseres

La composición de los fluidos termales en las ventilas de las dorsales oceánicas terrestres es, esencialmente,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ , K y  $\text{H}_2$ . La roca que interactúa con el agua es, en muchos casos, del tipo máfico a ultramáfica [Lentz *et al.*, 1994]. Por otro lado, la geoquímica del hielo acretado cerca de la superficie del agua del lago Vostok, tiene la siguiente composición:  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_2^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ . Lo cual sugiere que las principales reacciones entre la roca y el agua incluyen hidrólisis de silicatos, carbonatos, oxidación de sulfuros y la oxidación de carbono orgánico [Siegert *et al.*, 2001]. La primera aproximación que podemos tener de las propiedades del núcleo de Encelado es a partir de la estimación de su momento de inercia y el comportamiento orbital del propio Encelado. De esto anterior podemos estimar la densidad de su núcleo. Sin embargo, la forma más directa de tener una idea más realista de la composición química del núcleo es por medio del material que emerge de los géiseres (Tabla 3.2):

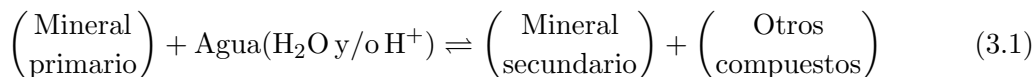
Tabla 3.2: Compuestos (Productos) observados por los instrumentos de la nave Cassini Waite *et al.* [2006, 2009]; Postberg *et al.* [2008, 2009]

Fase gaseosa	Fase sólida (polvo)
H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
CO <sub>2</sub>	NaCl
N <sub>2</sub> o C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	NaHCO <sub>3</sub>
CH <sub>4</sub>	Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>
NH <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>

Para entender cómo se constituyen los compuestos del núcleo de Encelado tenemos que empezar desde el origen del satélite mismo. En primer lugar, hemos de decir que este pequeño satélite, al igual que todos los cuerpos del Sistema Solar, se formaron por acreción. La distribución del material en el Sistema Solar, como los metales, óxidos y silicatos dominan en la región entre Mercurio y el Cinturón de asteroides, mientras que más allá de éstos el hielo de agua, bióxido de carbono, metano, amonio y otros materiales mucho más ligeros son más abundantes.

Como se ha mencionado en el capítulo 2, el núcleo de Encelado es rocoso y, muy probablemente de material condrítico. Recordemos que las condritas carbonáceas contienen carbono y gases volátiles y minerales primarios predominantes del tipo: olivinos, piroxenos y feldespatos. Minerales como el olivino resultan susceptibles a la alteración hidrotermal y a efectos de desgaste. Los productos de la alteración pueden ser variados y derivados de la serpentinización. La serpentinización es resultado de la interacción roca-fluido hidrotérmal y es un proceso por el cual una roca sufre cambios químicos y físicos debido a la adición del agua de altas temperaturas (las temperaturas de los procesos de serpentinización van desde un mínimo de 100°C para minerales como la lizardita y tan alto como 500°C para la antigorita [Pirajno y Cawood, 2008]) [Postberg *et al.*, 2009; Hsu *et al.*, 2014; Sekine *et al.*, 2014]. Como ya mencionamos, una alteración hidrotermal se da porque los minerales en las rocas están en desequilibrio físico-químico con los fluidos hidrotérmicos, y al reequilibrarse forman nuevos minerales que son estables bajo las nuevas condiciones [Pirajno y Cawood, 2008]. Recientemente, Hsu *et al.* [2014] propuso que en el interior de Encelado se llevan a cabo procesos de serpentinización lo cual es consistente con las observaciones recientes de los granos de polvo ricos en silicio en los géiseres de Encelado que sugieren una actividad hidrotermal en curso.

Las reacciones de los minerales del núcleo condrítico que están en contacto con el depósito de agua pueden visualizarse, desde el punto de vista químico, como sigue:



A partir de ahora y para evitar confusiones, llamaremos *reactivos* a los precursores (o formadores) de los compuestos del géiser y *productos* a los compuestos observados en los géiseres. La reacción química entre un mineral, que creemos primario, y agua puede producir un mineral secundario. Las reacciones pueden variar tanto como sea posible y formar de manera teórica algunos otros compuestos.



Una forma de saber qué tan viable es una reacción es por medio de la *Energía libre de Gibbs* (también llamada *entalpía libre*) que puede entenderse como la energía asociada a una reacción química que puede usarse para realizar trabajo o, también como el potencial termodinámico usado para calcular el trabajo reversible que puede ser realizado por un sistema termodinámico. Matemáticamente se define como:

$$G = H - TS \quad (3.2)$$

donde T es la temperatura y H es la entalpía. H indica la cantidad de calor que entra o sale de un sistema a presión constante, en una reacción química. También indica si la reacción es endotérmica o exotérmica, es decir:

- Si  $H < 0$ , la reacción es exotérmica, i. e., desprende calor.
- Si  $H > 0$  la reacción es endotérmica i. e., absorbe calor.

La entropía, S, indica la tendencia del flujo de calor de un sistema. También nos dice la dirección que siguen los procesos de la naturaleza hacia el estado de equilibrio. Las condiciones de espontaneidad y equilibrio en condiciones de temperatura y presión constantes en términos de  $\Delta G$  son:

- Si  $\Delta G < 0$  la reacción es espontánea
- Si  $\Delta G > 0$  la reacción es espontánea, pero de manera inversa
- Si  $\Delta G = 0$  El sistema está en equilibrio, no hay cambio y, por tanto, no hay reacción.

Es importante mencionar también que la energía libre de Gibbs depende de las condiciones iniciales y finales del sistema.

La energía libre de un compuesto puro en condiciones estándar ( $P = 1 \text{ Bar}$ ,  $T = 298.15 \text{ K}$ ) puede estimarse como la diferencia de la sumatoria de los productos y la sumatoria de los reactivos:

$$\Delta G_f^\circ = \sum m \Delta G_f^\circ(\text{Productos}) - \sum n \Delta G_f^\circ(\text{Reactivos}), \quad (3.3)$$

donde la energía libre de formación en estado estándar ( $\Delta G_f^\circ$ ) es m y n, son coeficientes estequioméricos de los compuestos. La energía libre de Gibbs también se puede expresar en términos de la entalpía y de la entropía:

$$\Delta G_r^\circ = \Delta H_r^\circ - T\Delta S_r^\circ \quad (3.4)$$

donde  $\Delta G_r^\circ$  es el cambio de energía libre de formación en una reacción,  $\Delta H_r^\circ$  es igual el cambio de entalpía, T es la temperatura y  $\Delta S_r^\circ$  es la entropía.

Nuestra suposición básica es que los minerales primarios son del grupo de los olivinos, piroxenos y feldespatos; y, por ello, hemos asociado minerales como fayalita, fosterita, albita, jadeita con la interacción con el agua. Evidentemente escogimos estos minerales porque los productos de la reacción nos daban elementos que podíamos asociar con otros compuestos que justificaban parte de lo observado en los géiseres. Aunque analizamos muchas reacciones, aquí sólo reportamos aquellas que son espontáneas en condiciones estándar (véase la Tabla 3.3) y las reacciones presentadas aquí se han tomado de la literatura y están asociadas a ambientes

a la interacción entre la roca y agua [Kharaka y , U.S.]. En las reacciones que analizamos, notamos que los minerales propicios para hallar la composición deseada, deberían ser del tipo olivino y feldespatos. Las reacciones que se llevaron a cabo con olivino, según nuestro análisis, parecen ser las más favorables, ya que obtuvimos una gran cantidad de productos desde iones como:  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^+$ , hasta serpentinas como la crisolita (reacciones 3,4,5, Tabla 3.3). Un producto que apareció en varias reacciones fue el ácido silícico ( $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ), el cual, al disolverse, produce productos como el sílice y agua. También, en las reacciones propuestas, nos dimos cuenta que el sílice era el producto que tuvo más presencia, en otras palabras, fue más fácil obtenerlo. Sin embargo, el ión que nos interesaba para forma el cloruro de sodio, sólo lo observamos en dos reacciones (reacciones 10 y 11 Tabla 3.3). En nuestros resultados también notamos que una de nuestras reacciones (reacción 4, Tabla 3.3) da como producto una arcilla ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$  o caolinita). Ésta se hidroliza y obtenemos iones libres de  $\text{Al}^+$ , además de  $\text{H}_2\text{O}$  y un ácido ( $\text{H}_4\text{SiO}_4$  o ácido silícico).

Tabla 3.3: Entalpía, entropía y energía libre de Gibbs de reacción. La penúltima columna corresponde a la entalpía en estado estándar considerando que cada elemento de la reacción tiene estas condiciones. Mientras que la última columna es utilizada cuando las condiciones son distintas. En este caso, la temperatura es el factor más importante para que las reacciones puedan llevarse a cabo. En nuestro caso, para esta última se ha tomado la temperatura estándar para comparar.

Mineral-agua				
Reacciones	$\Delta H_r^\circ$ [J/mol]	$\Delta S_r^\circ$ [J/Kmol]	$\Delta G_r^\circ$ [J/mol]	$\Delta G_r^\circ$ [J/mol]
1) $\text{Fe}_2\text{SiO}_4(\text{s}) + 4\text{H}^+(\text{ac}) \rightleftharpoons 2\text{Fe}^{+2}(\text{ac}) + \text{H}_4\text{SiO}_4(\text{ac})$ Fayalita + Ion de hidrógeno $\rightleftharpoons$ Ion de hierro + Ácido silícico	-160000.	-247.000	-86640.0	-86394.0
2) $\text{Mg}_2\text{SiO}_4(\text{s}) + 4\text{H}^+(\text{ac}) \rightleftharpoons 2\text{Mg}^+(\text{ac}) + \text{H}_4\text{SiO}_4(\text{ac})$ Fosterita + Ion de hidrógeno $\rightleftharpoons$ Ion de magnesio + Ácido silícico	-223330.	360.810	-166275.	-330905.
3) $5\text{Mg}_2\text{SiO}_4(\text{s}) + \text{H}_2\text{O}(\text{l}) \rightleftharpoons 2\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4(\text{s}) + 4\text{MgO}(\text{s}) + \text{SiO}_2(\text{s})$ Fosterita + Agua $\rightleftharpoons$ Crisolita + Magnesita	-912630.	45.9800	-714559.	-926332.
4) $2\text{Mg}_2\text{SiO}_4(\text{s}) + 2\text{H}_2\text{O}(\text{l}) + \text{CO}_2(\text{ac}) \rightleftharpoons \text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4(\text{s}) + \text{MgCO}_3(\text{ac})$ Fosterita + Agua + Dióxido de carbono $\rightleftharpoons$ Crisolita + Magnesita	-135160.	-160.890	-87149.9	-87214.9
5) $2\text{Mg}_2\text{SiO}_4(\text{s}) + 2\text{H}_2\text{O}(\text{l}) + \text{CO}_2(\text{g}) \rightleftharpoons \text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4(\text{s}) + \text{MgCO}_3(\text{ac})$ Fosterita + Agua + Dióxido de carbono $\rightleftharpoons$ Crisolita + Magnesita	-155450.	-257.080	-78759.8	-78840.4
6) $4\text{Mg}_2\text{SiO}_4(\text{s}) + \text{H}_2\text{O}(\text{l}) + 5\text{CO}_2(\text{ac}) \rightleftharpoons \text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{s}) + 5\text{MgCO}_3(\text{ac})$ Fosterita + Agua + Dióxido de carbono $\rightleftharpoons$ Talco + Magnesita	-365040.	-449.660	-231040.	-231041.
7) $4\text{Mg}_2\text{SiO}_4(\text{s}) + \text{H}_2\text{O}(\text{l}) + 5\text{CO}_2(\text{g}) \rightleftharpoons \text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{s}) + 5\text{MgCO}_3(\text{ac})$ Fosterita + Agua + Dióxido de carbono $\rightleftharpoons$ Talco + Magnesita	-466490.	-930.610	-189090.	-189168.
8) $3\text{Mg}_2\text{SiO}_4(\text{s}) + \text{H}_2\text{O}(\text{l}) + 5\text{SiO}_2(\text{s}) \rightleftharpoons 2\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{s})$ Fosterita + Agua + Sílice $\rightleftharpoons$ Talco	-494460.	-41.5099	-413420.	-482090.
9) $\text{Mg}_2\text{SiO}_4(\text{s}) + 4\text{H}^+(\text{ac}) \rightleftharpoons 2\text{Mg}^+(\text{ac}) + \text{SiO}_2(\text{s}) + 2\text{H}_2\text{O}(\text{l})$ Fosterita + Ion de hidrógeno $\rightleftharpoons$ Ion de magnesio + Sílice + Agua	-245690.	-189.830	-188837.	-189121.
10) $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8(\text{s}) + 9\text{H}_2\text{O}(\text{l}) + 2\text{H}^+(\text{ac}) \rightleftharpoons \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4(\text{s}) + 4\text{H}_4\text{SiO}_4(\text{ac}) + 2\text{Na}^+(\text{ac})$ Albita + Agua + Ion de hidrógeno $\rightleftharpoons$ Caolinita + Ácido Silícico + Ion de sodio	-25006.8	-36.5541	-14308.6	-14113.7
11) $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8(\text{s}) + 4\text{H}_2\text{O}(\text{l}) + 4\text{H}^+(\text{ac}) \rightleftharpoons \text{Na}^+(\text{ac}) + \text{Al}^+(\text{ac}) + 3\text{H}_4\text{SiO}_4(\text{ac})$ Albita + Agua + Ion de hidrógeno $\rightleftharpoons$ Ion de sodio + Ion de aluminio + Ácido silícico	-86361.8	-213.802	-23043.0	-22648.8
12) $\text{KAlSi}_3\text{O}_8(\text{s}) + 4\text{H}_2\text{O}(\text{l}) + 4\text{H}^+(\text{ac}) \rightleftharpoons \text{K}^+(\text{ac}) + \text{Al}^+(\text{ac}) + 3\text{H}_4\text{SiO}_4(\text{ac})$ Ortoclasa + Agua + Ion de hidrógeno $\rightleftharpoons$ Ion de potasio + Ion de aluminio + Ácido silícico	-52160.2	-160.960	-4625.98	-4194.08
13) $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4(\text{s}) + 6\text{H}^+(\text{ac}) \rightleftharpoons \text{Al}^+(\text{ac}) + \text{H}_4\text{SiO}_4(\text{ac}) + \text{H}_2\text{O}(\text{l})$ Caolinita + Ion de hidrógeno $\rightleftharpoons$ Ion de aluminio + Ácido silícico + Agua	-147716.	-391.050	-31777.1	-31124.8
14) $\text{H}_4\text{SiO}_4(\text{ac}) \rightleftharpoons \text{SiO}_2(\text{s}) + 2\text{H}_2\text{O}(\text{l})$ Ácido silícico $\rightleftharpoons$ Sílice + Agua	-22360.0	1.35999	-22562.0	-22765.3

### 3.5. Formación de sales y gases

Si este escenario es válido para el fondo oceánico en Encelado, podemos decir que en las reacciones que se producen en la interacción de la roca con el agua se liberan iones que pueden asociarse entre sí en la mezcla líquida. Evidentemente los iones disociados del mineral nos sirven como puente para formar otros compuestos observados, como lo son las sales. Los productos resultantes de las reacciones anteriores son iones como:  $\text{Al}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Na}^+$ , y algunos compuestos como  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ,  $\text{SiO}_2$ . El  $\text{Na}^+$  es, al menos para nuestro estudio, de vital importancia por ser el ion que formará el  $\text{NaCl}$  detectado en los géiseres. Si esto es así, los tres tipos de sales detectados ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{NaHCO}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ) antes de salir de los géiseres estuvieron disueltos en el océano.

Una sal es producto de una disociación de iones. Estos iones se encuentran inmersos en el océano y las reacciones química de las sales al disolverse suelen tener la siguiente estructura:



De esta reacción, la sal es representada como  $\text{X}_n\text{Y}_m$  al disolverse forman iones  $m\text{Y}^-$  y cationes  $n\text{X}^+$ . Las sales que observamos en el géiser se disuelven como sigue:



Suponiendo que las sales se disuelven de esta manera, hemos calculado la energía libre de Gibbs de éstas. Asimismo, también se han agregado otras reacciones que completen o justifiquen el origen de los demás iones disueltos considerando la solubilidad de las sales. Según la espontaneidad de la reacción, las sales al disolverse en un medio acuoso enriquecen químicamente al océano.

Se muestra una tabla de reacciones que completan la composición observada de los géiseres (Tabla 3.4). En este caso son las reacciones que producen las sales y los gases. En la sección anterior, al evaluar las distintas reacciones entre los minerales y el agua, nos dimos cuenta que el ion de sodio es un producto directo de la interacción entre un mineral y el agua. Pensamos que el origen del cloro en Encelado, fue similar al origen del mismo en la Tierra primitiva, es decir, ha estado presente en el interior desde su origen o desde el origen del Sistema Solar. Por ejemplo, es probable que, parte de este elemento, quedó ligado al polvo de la nube protoplanetaria cuando éste estaba acretándose [Spohn, 2010]. Los carbonatos también podrían ser compuestos inherentes al mismo núcleo, mientras que el ácido carbónico, según las reacciones, es producto de la hidratación del bióxido de carbono.

Dado que las observaciones muestran que el  $\text{CO}_2$  es el segundo compuesto con mayor abundancia en los géiseres, nos interesa saber su comportamiento. El  $\text{CO}_2$  es un gas muy común que, al igual que el cloro, pudo estar presente en el núcleo de Encelado desde su formación. El cloro es un gas muy volátil y si, este compuesto, quedó atrapado en Encelado, su estado físico dependería de las condiciones particulares de presión y de temperatura.

Tabla 3.4: Entalpía, entropía y energía libre de Gibbs de reacción a condiciones estándar.

Sales				
Reacciones	$\Delta H_r^\circ$ [J/Mol]	$\Delta S_r^\circ$ [J/K - Mol]	$\Delta G_r^\circ$ [J/Mol]	$\Delta G_r^\circ$
1) $\text{HCl}(\text{ac}) \rightleftharpoons \text{H}^+(\text{ac}) + \text{Cl}^-(\text{ac})$ Ácido clohídrico $\rightleftharpoons$ Ion de hidrógeno + Ion de cloro	-589.996	0.230000	-40.0085	-658.571
2) $\text{NaCl}(\text{s}) \rightleftharpoons \text{Na}^+(\text{ac}) + \text{Cl}^-(\text{ac})$ Cloruro de sodio $\rightleftharpoons$ Ion de sodio + Ion de cloro	3960.02	43.0200	-8957.98	-8859.94
3) $\text{Na}_2\text{CO}_3(\text{s}) \rightleftharpoons 2\text{Na}^+(\text{ac}) + \text{CO}_3^{2-}(\text{ac})$ Carbonato de sodio $\rightleftharpoons$ Ion de sodio + Ion carbonato	-26840.0	37.7200	-4000.00	-38080.5
4) $\text{H}_2\text{CO}_3(\text{ac}) \rightleftharpoons \text{CO}_2(\text{g}) + \text{H}_2\text{O}(\text{l})$ Ácido carbónico $\rightleftharpoons$ Dióxido de carbono + Agua	20310.1	96.7400	-8346.01	-8518.46
5) $\text{CO}_2(\text{g}) + \text{OH}^-(\text{ac}) \rightleftharpoons \text{HCO}_3^-(\text{ac})$ Dióxido de carbono+Ion hidróxido $\rightleftharpoons$ Bicarbonato	-68390.0	-111.690	-35175.0	-35106.4
6) $\text{CO}_3^{2-}(\text{ac}) + \text{OH}^-(\text{ac}) \rightleftharpoons \text{HCO}_3^-(\text{ac})$ Dióxido de carbono+Ion hidróxido $\rightleftharpoons$ Bicarbonato	-48100.0	-15.5000	-43550.0	-43481.0
7) $\text{Na}^+(\text{ac}) + \text{HCO}_3^-(\text{ac}) \rightleftharpoons \text{NaHCO}_3(\text{s})$ Ion de Sodio + Bicarbonato $\rightleftharpoons$ Bicarbonato de Sodio	-11700.0	-35.8100	-950.012	-1028.63
8) $\text{Na}_2\text{CO}_3^+(\text{s}) + \text{CO}_2(\text{g}) + \text{H}_2\text{O}(\text{l}) \rightleftharpoons 2\text{NaHCO}_3(\text{s})$ Carbonato de Sodio+ Dióxido de carbono + Agua $\rightleftharpoons$ Bicarbonato de Sodio	-57270.1	-95.9500	-28559.1	-28677.0
9) $\text{Na}_2\text{CO}_3^+(\text{s}) + \text{HCl}^+(\text{ac}) \rightleftharpoons \text{NaCl}(\text{s}) + \text{CO}_2(\text{ac}) + \text{H}_2\text{O}(\text{l})$ Carbonato de Sodio+ Ácido clohídrico $\rightleftharpoons$ Cloruro de Sodio + Dióxido de carbono + Agua	-187600.	-67.1700	-171577.	-167583.
10) $\text{NaCl}(\text{s}) + \text{CO}_2(\text{g}) + \text{H}_2\text{O}(\text{l}) \rightleftharpoons \text{Na}_2\text{CO}_3^+(\text{s}) + \text{HCl}^+(\text{ac})$ Cloruro de sodio+Dióxido de carbono+ Agua $\rightleftharpoons$ Carbonato de sodio + Ácido clohídrico	-207890.	-163.360	-163202.	-159209.
11) $\text{Na}_2\text{CO}_3^+(\text{s}) + \text{HCl}^+(\text{ac}) \rightleftharpoons \text{NaHCO}_3(\text{s}) + \text{NaCl}(\text{s})$ Carbonato de sodio+Ácido clohídrico $\rightleftharpoons$ Bicarbonato de sodio + Cloruro de sodio	-56670.0	-6.57999	-54982.1	-54709.2

Presentamos un diagrama de fase del  $\text{CO}_2$  en la Fig. 3.2. Al igual que en la sección 2.4, en este diagrama se han contemplado los tres escenarios de la Fig.2.4. Otros gases de los que hablamos, pero no tomamos en cuenta en nuestro análisis, fueron el metano,  $\text{CH}_4$ , y el amonio,  $\text{NH}_3$ , debido a que en la pluma de Encelado, las masas atómicas medidas podrían corresponder, no sólo a éstos, sino a otros compuestos con masas atómicas similares.

Las curvas descritas en el diagrama de fase del  $\text{CO}_2$  (Fig.3.2), muestran que este compuesto puede variar su estado físico. En el modelo A, el  $\text{CO}_2$  pasa de un estado gaseoso a uno líquido a  $\sim 50$  km de profundidad; y de un estado líquido a uno sólido a  $\sim 35$  km. En el modelo B también hay dos cambios de fase, el primero ocurre a  $\sim 25$  km de profundidad, ahí tiene lugar un cambio de fase de gas a líquido. El segundo cambio de fase (líquido- sólido) se da a  $\sim 20$  km de profundidad. Por último, en el modelo C, se da un cambio de fase de gas a sólido a  $\sim 5$  km de profundidad.

En las reacciones notamos que, aunque el estado físico del compuesto sea líquido o gaseoso, la reacción no afecta su espontaneidad. Algo importante que debería tomarse en cuenta es que es probable que el CO detectado en los géiseres de Encelado se deba a la disociación  $\text{CO}_2$  en el instrumento (INMS) [Dougherty *et al.*, 2009; Waite *et al.*, 2009].

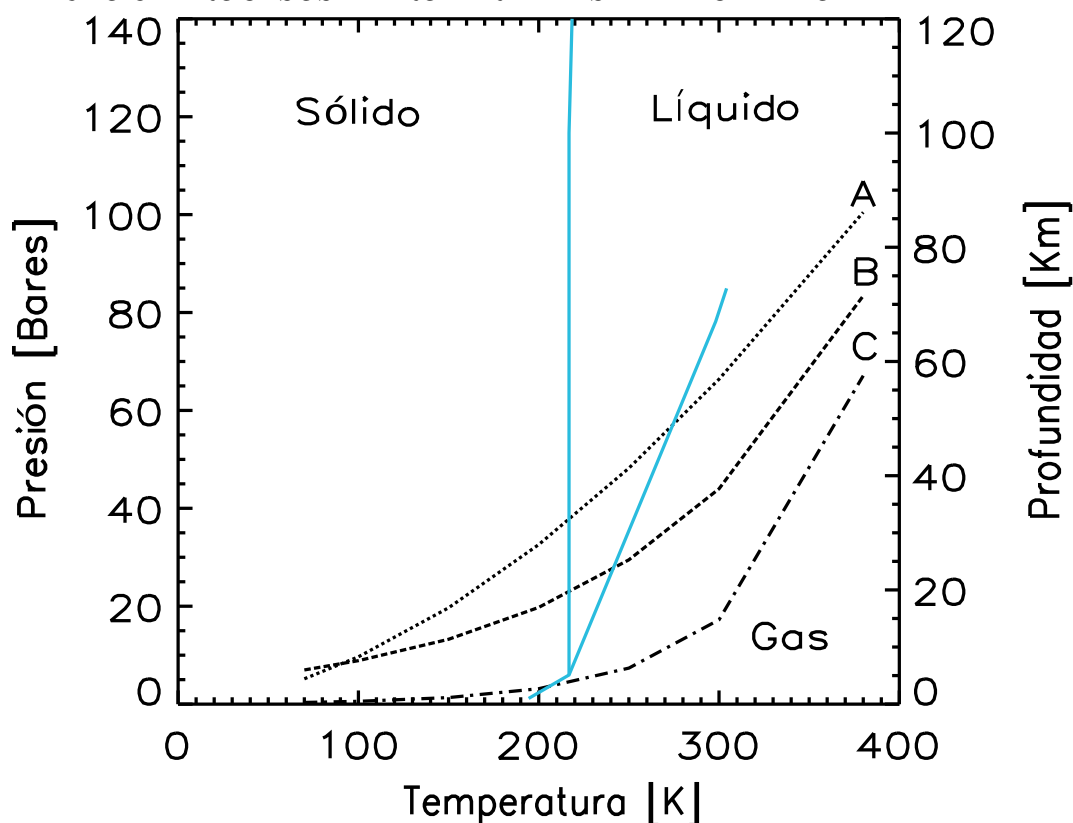


Figura 3.2: Diagrama de fase del CO<sub>2</sub>. Las líneas azules separan las fases sólido-líquido y líquido-gas. Éstas representa las condiciones de equilibrio entre las fases. Las curvas A, B y C corresponden al ajuste no lineal realizado a los valores de P y T de los escenarios de la Fig. 2.4.

### 3.6. Propuesta de un Sistema hidrotermal en Encelado

De acuerdo a nuestra discusión de las secciones anteriores, proponemos un esquema simple de lo que creemos puede estar ocurriendo en el interior de Encelado. En primer lugar, con las reacciones de la Tabla. 3.3 asumimos que, al menos dos minerales, deben estar presentes en la roca: los olivinos (fayalita y fosterita) y el feldespato (ortoclasa y albita). Posteriormente, las reacciones que se desencadenen formarán las sales esperadas.

Estudios geoquímicos [Pirajno y Cawood, 2008; German, 2004; Robb, 2013; Siegert *et al.*, 2003] realizados a distintos ambientes hidrotermales con el fin de estudiar el origen de la vida y yacimientos de minerales, muestran que la química de los procesos hidrotermales es variada, aunque los elementos que desarrollan un sistema hidrotermal son los mismos. El análisis del material [Hsu *et al.*, 2014], así como el análisis experimental [Sekine *et al.*, 2014], apoyan la suposición de un ambiente hidrotermal en el interior de Encelado. En el diagrama de la Fig. 3.3 se describen algunos rasgos generales que caracterizan al sistema hidrotermal que proponemos. Las etapas del sistema son las siguientes:

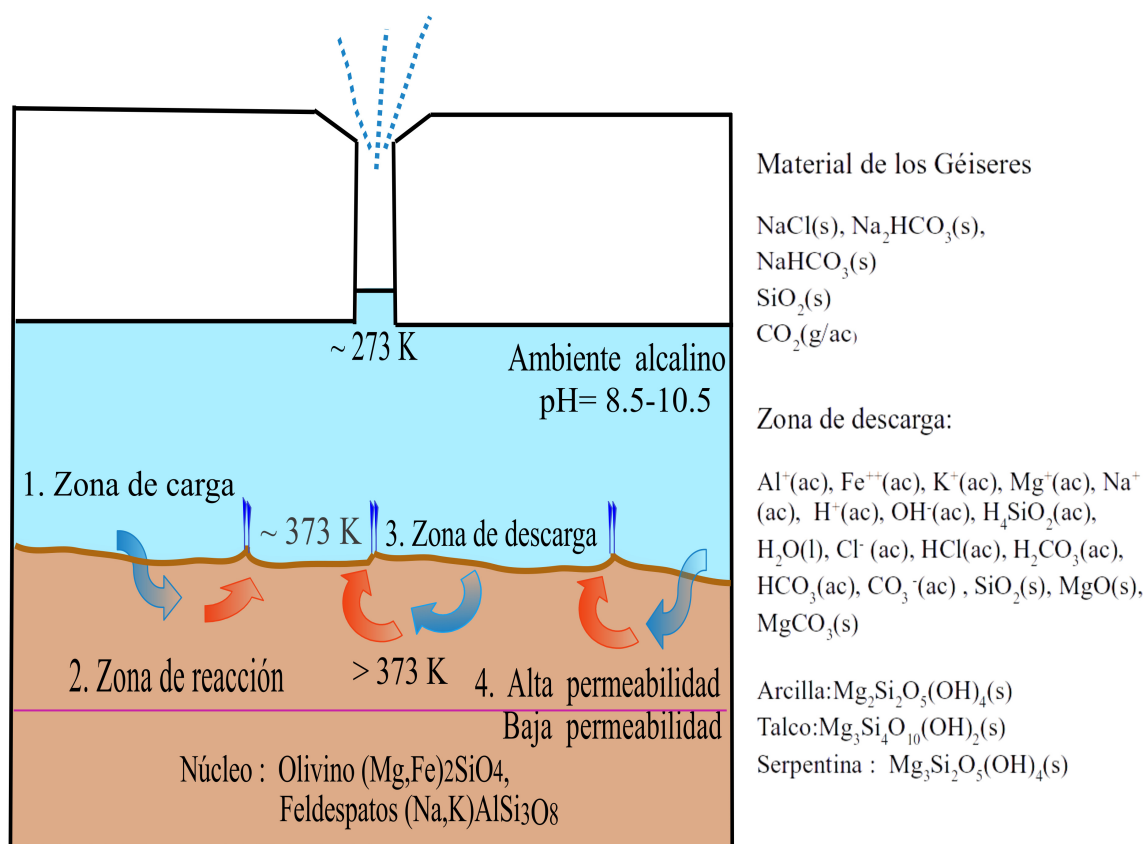


Figura 3.3: Esquema del sistema hidrotermal para el interior del satélite Encelado.

1. Zona de carga:  
En esta zona, el agua caliente que está en contacto con el núcleo se filtra por las grietas o poros presentes en la superficie del núcleo.
2. Zona de reacciones:  
En esta zona, existe un gradiente de temperatura elevado, el cual calienta el agua que se filtra en la roca y la modifica ya sea disociando o asociando los minerales. En esta parte, se pueden hallar múltiples reacciones como oxidación, precipitación, silicificación, etc.
3. Zona de descarga:  
Aquí yacen todos los productos de las reacciones propuestas con anterioridad. Algunos productos tenderán a precipitarse. Por ejemplo, generalmente el Fe es un elemento que al asociarse con el OH tiende a precipitarse. Otros elementos podrán encontrarse de forma libre en el océano. Además, al estar en un ambiente hidrotermal, es factible la formación de serpentinas (en nuestro caso, encontramos crisolita).
4. La línea asociada al número 4 en Fig.3.3 marca el límite de permeabilidad de la roca, en otras palabras, marca la zona en donde la roca no es afectada por el agua o donde puede considerarse impermeable.

Es importante mencionar que este modelo simple está basado en la idea de justificar los compuestos observados en las mediciones hechas por Cassini en los géiseres de Encelado. Los

datos obtenidos del interior son indirectos y, en la mayoría de los casos, se reducen a suposiciones. Sin embargo, algunos aspectos observados, desde el punto de vista físico-químico, por ejemplo, en las dorsales oceánicas o en el lago Vostok podrían guardar cierto paralelismo con las condiciones en Encelado. En este contexto, en esta sección hemos justificado, a groso modo, lo que ocurre en la interfaz núcleo- agua, deduciendo qué minerales (p.ej., el olivino y feldespatos) son importantes para obtener compuestos que observamos en los géiseres. Es también evidente que la interacción roca-agua conlleva un proceso de desgaste y, por ende, la modificación de la roca. La temperatura es un factor importante dado que esta interacción puede disociar o asociar y modificar la composición de la roca, y también incidir en la velocidad de reacciones que afectan la roca. Consideramos la posibilidad de un ambiente hidrotermal en Encelado y las pruebas experimentales [Sekine *et al.*, 2014] demuestran que, al menos, la roca puede ser alterada y formar granos de sílice ( $\text{SiO}_x$ ) del tamaño micrométrico y submicrométrico similares a los observados en los géiseres.

## Capítulo 4

# Posible modelo de la estructura de las grietas de Encelado

En este capítulo buscamos caracterizar la estructura de las grietas que conectan el interior con el exterior de Encelado. Proponemos un posible escenario que explique el mecanismo de transporte del material profundo a través de las grietas y calculamos que fracción de las grietas esta ocupada por agua. Y en general, tratamos de explicar cuál es la conexión entre las partes más profundas de Encelado (en particular el núcleo y el océano interno) y las partes más someras (o su exterior) a través de las grietas del polo sur.

De forma simplista, podría pensarse que la conexión entre el interior y el exterior de Encelado es directa, considerando que las grietas (o conductos) podrían ser tan profundas que llegan hasta la superficie del océano y que, a través de ellas el agua del océano interior puede alcanzar la corteza. El hecho es que no hay una conexión tan directa entre el océano interno y los géiseres que se observan en la superficie de Encelado, principalmente, porque el océano, como ya hemos discutido, está a varias decenas de kilómetros por debajo de la superficie. Así pues, las grietas o fracturas que comunican al océano con el exterior resultan ser conductos muy largos y estrechos como para que se mantenga un flujo líquido o gaseoso ininterrumpido. A pesar de lo anterior, parte de los compuestos observados en los géiseres deben tener su origen en el fondo del océano, es decir, éste no está aislado y, por tanto, de alguna forma que no se ha podido explicar, los compuestos son transportados hasta la superficie. En general, nuestro interés se concentra en el problema anterior y trataremos sus diferentes etapas con más detalles en las secciones y capítulos siguientes.

### 4.1. Distintos Modelos de la grieta de Encelado

A lo largo de la Misión Cassini, sus instrumentos nos han permitido ir reconstruyendo algunos fenómenos que ocurren en torno a Saturno. En nuestro caso, nos han ayudado a plantear distintos escenarios plausibles de las eyecciones de los géiseres. Discutimos a continuación cuatro modelos (véase Fig.4.1) que han sido propuestos por diferentes autores en los últimos años. Estos modelos tratan, también, de justificar parte de la estructura de las grietas y del transporte del material a través de ellas.



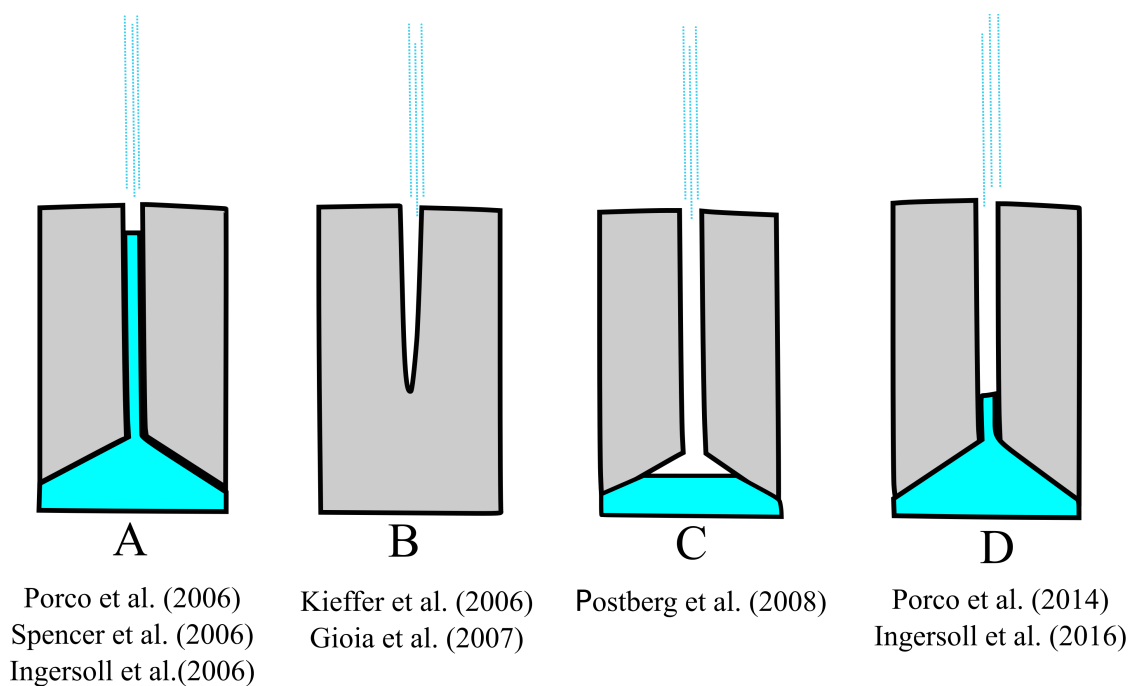


Figura 4.1: Modelos de la posible estructura de la grieta. El modelo A y B son los primeros en justificar la estructura y eyección del géiser. Por un lado, el primero sugiere que el agua está cerca de la superficie y se despresuriza, mientras que el segundo, muestra que en el hielo hay clatratos que, al romperse, dan lugar a los géiseres. El modelo C se propuso como respuesta a las sales encontradas en las observaciones. El modelo D es parecido al modelo A, pero, en este último, la grieta puede llenarse parcialmente de agua.

Modelo A: [Porco *et al.*, 2006; Spencer *et al.*, 2006; Ingersoll *et al.*, 2006] sugieren que el agua líquida tendría que estar muy cerca de la superficie (10 m), y las condiciones físicas del reservorio deben ser similares a las del punto triple ( $P= 1 \text{ atm}$   $T= 273.16 \text{ K}$ ). Una vez que las grietas se abren por efectos tectónicos, el agua líquida se expone al vacío y se despresuriza violentamente.

Modelo B: Kieffer *et al.* [2006]; Gioia *et al.* [2007] argumentan que la existencia de una interfaz de agua líquida entre el núcleo y la corteza de hielo no es necesaria para producir los géiseres observados. Su propuesta consiste, en que existen procesos tectónicos activos en el polo sur de Encelado, que crean fracturas que causan una desgasificación que involucra clatratos, i.e., compuestos líquidos o gaseosos (nitrógeno, bióxido de carbono y metano) encapsulado en una red de moléculas de hielo de agua. Los clatratos son inestables en las bajas presiones del interior de las grietas y se rompen violentamente dando lugar a los géiseres.

Modelo C: Postberg *et al.* [2008] proponen que el agua está en contacto con el núcleo. El agua se evapora lentamente en una cámara presurizada, de la cual el vapor de agua y las partículas de hielo, incluyendo *partículas saladas*, escapan a la superficie a lo largo de estrechas fisuras. Dado que el área de la superficie de evaporación del agua es amplia, no hay acumulación de sal, ni obstrucción de la ventilación y el calor puede propagarse desde el reservorio de agua hasta a superficie, para evitar que el agua se congele.

Modelo D: Porco *et al.* [2014]; Ingersoll y Nakajima [2016] proponen que la grieta se inunda

de agua debido a efectos de presión hidrostática. Por un lado Porco *et al.* [2014] propone que la grieta esta completamente inundada por agua y posteriormente hay una rápida exosolución de gases. Ingersoll y Nakajima [2016] afirman que la grieta se inunda sólo parcialmente, el conducto se llena con los vapores generados por la evaporación del agua y posteriormente ocurre una desgasificación de los compuestos.

## 4.2. Posible estructura de la grieta de Encelado

Con base en los modelos anteriores, en esta tesis se propone una estructura dividida en las etapas que se muestra en la Fig.4.2. En las diferentes etapas, proponemos que se llevan a cabo los siguientes procesos:

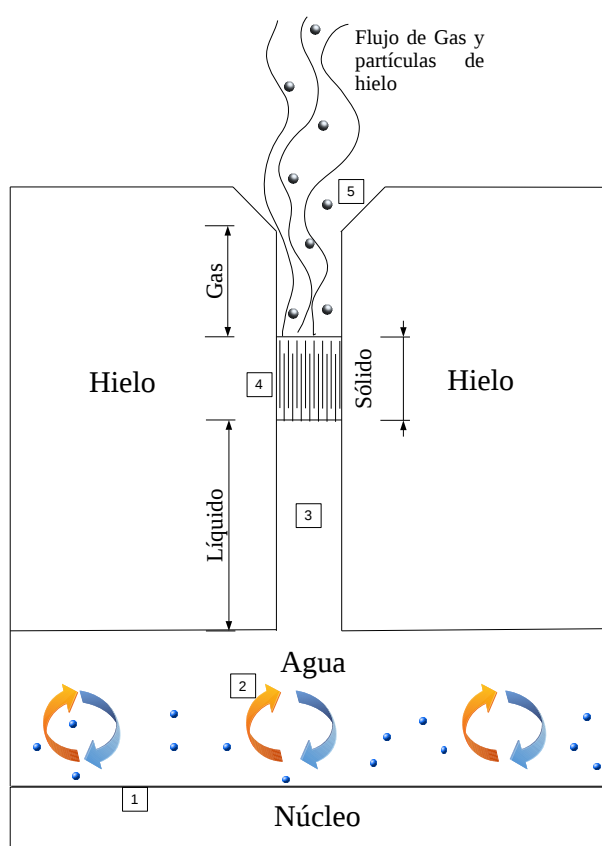


Figura 4.2: Posible estructura de la grieta y sus mecanismos de transporte a través de la grieta. Los números 1 – 5 representan el proceso de transporte del material desde lo más profundo del reservorio (en la interacción núcleo-agua) hasta la eyección de gases y partículas de polvo en la superficie.

- Etapa 1: Hay una interacción núcleo-agua que produce compuestos como el sílice, así como iones, que producen sales, además de otros compuestos. (Secc.3.3).
- Etapa 2: La convección originada desde la parte más profunda del reservorio de agua,

así como los gases ( $\text{CO}_2$ ), juegan un papel importante en el transporte de granos de sílice hacia la superficie (Secc.4.3).

- Etapa 3: Debido a que la corteza de hielo ejerce presión sobre el océano de agua, el agua inunda parte de la grieta hasta un límite o altura máxima (Secc. 4.4).
- Etapa 4: La columna de agua dentro de la grieta es enfriada por las paredes de la misma grieta y la parte superior de la columna de agua se congela bloqueando la grieta. El hielo de la parte superior de la columna de agua es, muy posible que sea muy poroso, debido a los gases y sales disueltos en el agua y a la continua desgasificación. La tectónica de la corteza puede, también, ayudar a que este tapón de hielo poroso se fracture, ocasionalmente, favoreciendo más su desgasificación.
- Etapa 5: Las sales y otros compuestos generados en las partes profundas de Encelado que fueron transportadas a través de la columna de agua y a través del tapón exterior de hielo poroso pueden fácilmente contaminar las paredes más someras de la grieta, por ejemplo, a través de la condensación de los gases. Las sales, el sílice y otros compuestos sólidos en forma de granos o polvo que escarchan las paredes de la grieta son eventualmente arrastrados por los gases que escapan, ya sea por la desgasificación y/o la desestabilización de clatratos. En este último proceso se generan los géiseres(secc. 5.2).

Es importante mencionar que hemos analizado la estructura y eyección de la grieta contemplando los escenarios propuestos en el Cap. 2.

### 4.3. Convección de en el océano interior de en Encelado

Debido al gradiente de temperatura entre el interior y exterior de Encelado, no es sorprendente que pudiera existir convección tanto en el océano interior, como en el agua que inunda las grietas. La convección es un proceso de transporte de calor en mantos planetarios activos, núcleos, así como en atmósferas planetarias y océanos. El proceso supone que el fluido desarrolla un patrón de celdas de convección también llamadas celdas de Bernard. La gravedad y la flotabilidad son las responsables de la aparición de celdas de convección que se mueven de la región de menos densidad y desde las capas más calientes hacia las más densas y frías. Douce [2011] plantea que la convección es un proceso adiabático, donde el gradiente de temperaturas provoca un cambio en la densidad en una capa, donde las fuerzas de flotabilidad y viscosidad permite o no la convección. La convección puede evaluarse a través del número Rayleigh ( $R_a$ ) que es un factor adimensional. Cuando  $R_a > 1000$ , hay convección. Si, por el contrario,  $R_a < 10$ , la transferencia de calor es por conducción [Douce, 2011; Diccionario, 2000]. El número Rayleigh se define como:

$$R_a = \frac{g\beta\rho D^3}{\mu\kappa} \Delta T \quad (4.1)$$

En la Ec.4.1,  $g$  es la aceleración de la gravedad (para Encelado,  $g = 0.11\text{m/s}^2$ ),  $\beta$  es el coeficiente de expansión volumétrica,  $\rho$  es la densidad,  $\kappa$  es la difusividad térmica y  $\mu$  es la rigidez. Suponiendo agua salada:  $\beta = 26 \times 10^{-6}\text{K}^{-1}$ ,  $\rho = 1028\text{kg/m}^3$ ,  $\kappa = 0.138 \times 10^{-6}\text{m}^2/\text{s}$  y  $\mu = 10^9\text{Pa}$  Sharqawy *et al.* [2010]; IOC of UNESCO [2010].  $\Delta T$  es la diferencia de temperaturas que existe entre el punto más caliente y el más frío (por ejemplo, en nuestro caso, la parte profunda y la parte somera del océano),  $D$  es el espesor de la capa donde la convección

tendrá lugar (en nuestro caso, el grosor o profundidad del océano). Calculamos  $R_a$  para los escenarios propuestos en el Cap.2 y los resultados que obtuvimos fueron:

- Escenario 1:  $4.2 \times 10^9$
- Escenario 2:  $5.5 \times 10^9$
- Escenario 3:  $7.0 \times 10^9$

Con base en los resultados anteriores, vemos que, la convección, es posible.

#### 4.4. Altura del agua en la columna en las grietas

Desde el punto de vista hidrostático, si consideramos que en el polo sur de Encelado tenemos una capa de agua por debajo de una capa de hielo y que hay grietas en la capa de hielo, la presión generada por la corteza de hielo empujará al fluido a través de las grietas inundándolas y por ende el agua alcanzará un nivel máximo en la grieta para mantener el equilibrio hidrostático. Al nivel de la base de la corteza de hielo, la presión de la columna de agua deben ser iguales. Por el equilibrio hidrostático,  $\rho_a g h_a = \rho_h g h_h$ . Si  $\rho_a = 1028 \text{ kg/m}^3$  (densidad del agua salada),  $\rho_h = 920 \text{ kg/m}^3$  (densidad del hielo) y  $g = 0.11 \text{ m/s}^2$  es la aceleración debida a la gravedad.  $h_a$  es la altura de la capa de agua,  $h_h$  es la altura de la capa de hielo. Por lo tanto:

$$h_a = \frac{\rho_h h_h}{\rho_a} \quad (4.2)$$

Nuevamente, si consideramos los tres escenarios que se plantean en el capítulo 2 (Fig.2.4), las alturas de la columnas de agua en las grietas serían:

- Escenario 1:  $h_a \approx 59 \text{ km}$  (i.e.,  $\sim 5 \text{ km}$  por debajo de la superficie).
- Escenario 2:  $h_a \approx 32 \text{ km}$  (i.e.,  $\sim 3 \text{ km}$  por debajo de la superficie).
- Escenario 3:  $h_a \approx 10 \text{ km}$  (i.e.,  $\sim 1 \text{ km}$  por debajo de la superficie).

Estos resultados deben de tomarse con mucha reserva, pues, aparentemente, la columna de agua alcanza alturas sorprendentemente altas, lo que es cuestionable. Consideramos poco viable el encontrar agua líquida a tan pequeñas profundidades, ya que, como hemos visto, las grietas se encuentran inmersas en un ambiente gélido que tendería al congelamiento del agua líquida en la parte somera de las grietas y esta es una de las razones por la que proponemos que las grietas están bloqueadas por un tapón de hielo en la sección 4.2

##### 4.4.1. Modelo de un sólido semi-infinito

Si suponemos una columna de agua como en la sección anterior, es natural que también supongamos que, al menos, la parte superior de esa columna cederá calor a sus alrededores y terminará por congelarse. Nos interesa estimar la fracción de agua que se congelará y esto puede hacerse modelando a la grieta como un sólido semi-infinito, un sólido semi-infinito es un cuerpo ideal que tiene una superficie plana y se extiende hasta el infinito en todas las direcciones. Utilizaremos este modelo para indicar el cambio de temperatura en la parte del cuerpo que nos interesa. Si consideramos inicialmente una columna de agua (que llena parcialmente la grieta y conecta el interior con el exterior de Encelado) cuyos extremos están muy

lejos entre sí, podemos tomarla como un sólido semi-infinito (cf. Fig.4.3). Si la parte inferior de la columna se pone en contacto con el océano más caliente por debajo del nivel inferior de la corteza a una temperatura  $T_i = 273.16\text{K}$  (i.e., la temperatura del punto triple), las capas más profundas del sólido (zona inferior) tendrán temperaturas altas debido al contacto con el agua y, conforme el calor se distribuye en capas superiores, las temperaturas alcanzarán los valores que se observan en la superficie, es decir, tenderá a congelarse.

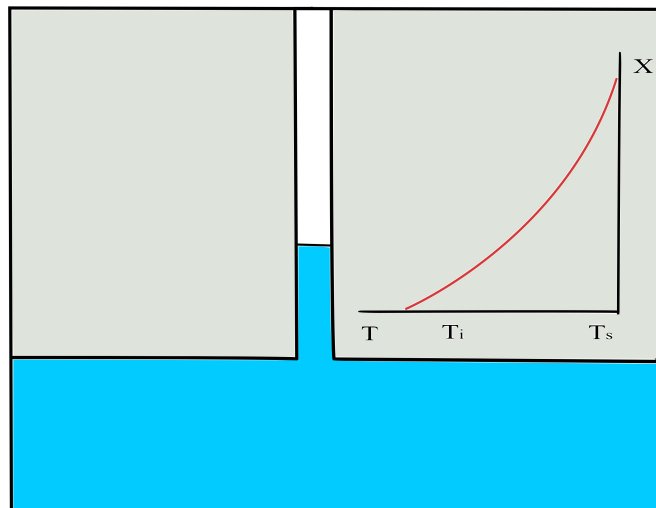


Figura 4.3: Distribución de temperaturas de un modelo semi-infinito aplicado a las grietas de Encelado.

Por simplicidad, suponemos una sólo dimensión  $y$ , así, la ecuación que describe la conducción es:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha^2 \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \quad (4.3)$$

En particular, este modelo tiene las siguiente condiciones :

- La temperatura de la superficie del satélite,  $T_s$ , es constante. Por lo tanto,  $T = T_s$
- El extremo que experimenta el cambio de temperatura  $T_i$  también es constante y, a partir de este cambio, se empieza a medir la altura de la columna de agua. Por lo tanto,  $x = 0$  cuando  $T = T_i$ .

La solución particular es:

$$\frac{T - T_s}{T_i - T_s} = \text{erf}\left[\frac{x}{2\sqrt{\alpha t}}\right] \quad (4.4)$$

Suponemos una temperatura superficial de  $T_s = 140\text{K}$ , que es la temperatura máxima observada en las grietas en el infrarrojo del instrumento CIRS de Cassini [Spencer *et al.*, 2006]. Por otro lado, suponemos  $T_i = 273.16\text{K}$  (temperatura del punto de triple del agua).  $x$  es la distancia que alcanza el agua en la grieta.  $\alpha = \frac{k}{\rho c_p}$  es la difusividad térmica. Los valores que ocupamos para difusividad son los siguientes: densidad,  $\rho = 920\text{ kg/m}^3$ , conductividad  $k = 1.6\text{ W/mK}$ , y calor específico a volumen constante,  $c_p = 2093\text{ J/gK}$ . El tiempo

que ocupamos es el de la actividad criovulcánica ( $t = 1.5 \times 10^{13}$  s). La salinidad es un factor importante para que el agua se mantenga líquida en la grieta. Se calcula que la salinidad es  $5 - 20$  g/kg [Postberg *et al.*, 2008, 2009], por lo tanto, el punto de referencia para nosotros es el punto triple del agua salada ( $272 - 271.8$  K). La ecuación 4.4 se ha adecuado a los tres modelos descritos en el Capítulo 2 (Fig. 2.4). Nuestros resultados se muestran en las gráficas siguientes. En cada uno, las líneas punteadas azules marcan el límite que el agua puede alcanzar:

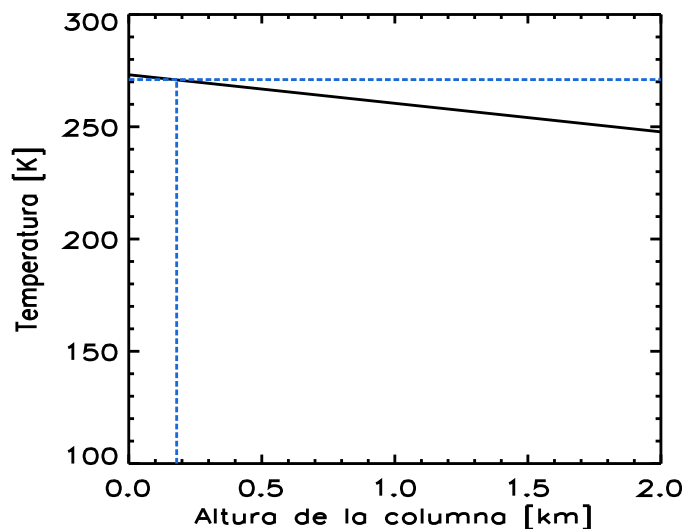


Figura 4.4: Modelo A ( $r = 150$  km). La curva representa la distribución de temperaturas a la profundidad de 60 km. De la gráfica hemos tomado sólo los primeros 2 km, para ver el límite que alcanza el agua.

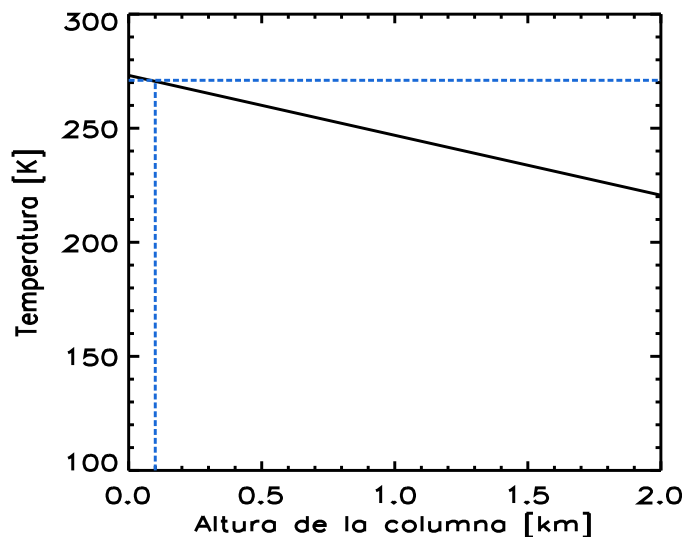


Figura 4.5: Modelo B ( $r = 170$  km). La curva representa la distribución de temperaturas a la profundidad de 35 km. De la gráfica hemos tomado sólo los primeros 2 km, para ver el límite que alcanza el agua.

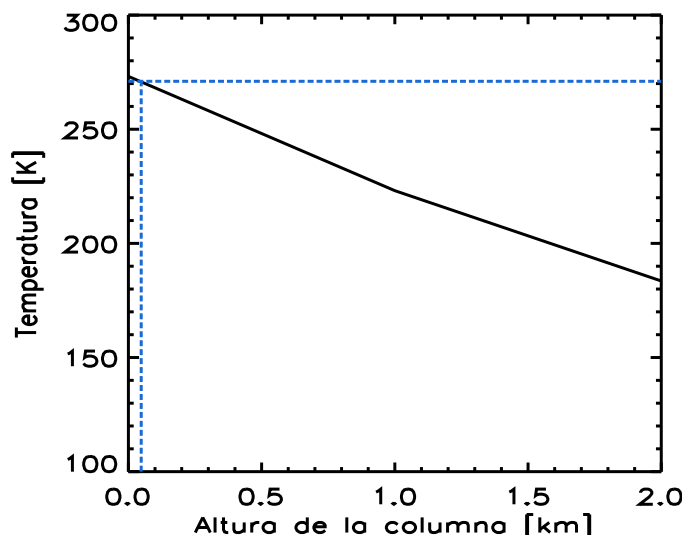


Figura 4.6: Modelo C ( $r = 190$  km). La curva representa la distribución de temperaturas a la profundidad de 11 km. De la gráfica hemos tomado sólo los primeros 2 km, para ver el límite que alcanza el agua.

Del análisis de las gráficas (Fig.4.4, 4.5, 4.6) se puede deducir, que para cualquier modelo, la altitud a que sube el agua en la grieta, está entre  $\sim 50 - 180$  m. Nuevamente, este resultado debe tomarse con reservas por el tipo de aproximación. Ciertamente, muchos factores de la grieta no se han tomado en cuenta, por ejemplo, la fuente de calor, el ancho de la grieta, así como la sinuosidad de la grieta. Ingersoll y Nakajima [2016] muestran por medio de un cálculo de flotabilidad, que el agua alcanza una altura de  $\sim 2$  km en una grieta de 20 km. Thomas *et al.* [2016] mencionan que la estructura interna del polo sur es distinta a la encontrada en toda el satélite. Plantea que la corteza en esta zona es  $\sim 13$  km de espesor. El hecho es que este modelo implicaría que la cámara de agua que se conecta con las grietas es más bien somera lo que facilitaría el transporte de los materiales a través de la grieta. Pero, otros modelos y nuestro propio análisis sugieren que el material tendría que transportarse, al menos, por más de 20 km.

## Capítulo 5

# Mecanismos de eyección de los géiseres de Encelado.

En este capítulo estudiamos las propiedades de los géiseres a partir de las propiedades y la dinámica del polvo arrastrado proponiendo un modelo. Nuestros resultados se comparan con las observaciones. Si bien anteriormente hablamos de cómo se transportan los materiales del núcleo a través del océano. En esta parte, describimos cómo puede ser posible el transporte de material a través del interior de la grieta hacia el exterior. Evidentemente, partimos del hecho de que el agua líquida inunda parcialmente la grieta hasta cierta altura y que, además, el agua contiene sales y gases disueltos. También asumimos que, conforme el agua se desplaza por el conducto, el gas ( $\text{CO}_2$ ) también asciende en forma de burbujas.

### 5.1. Clatratos como propelentes.

Como se mencionó en la Sec. 1.1.3, las observaciones de la nave Cassini Waite *et al.* [2006, 2009]; Postberg *et al.* [2008, 2009] estiman que, en los géiseres, la fase gaseosa escapa con una velocidad  $\geq 400$  m/s; mientras que el polvo o la fase sólida, se mueve con una velocidad cercana a  $\leq 150$  m/s. Si la velocidad superficial de escape de Encelado es de  $\approx 240$  m/s es claro que el gas puede escapar sin problema, pero el polvo que se mueve con una velocidad menor parecería no poder escapar. Es cierto que la mayoría se precipita sobre la superficie en trayectorias balísticas, pero se observa que una gran cantidad de polvo logra escapar.

Una incógnita más de Encelado es el origen de sus géiseres, es decir, ¿se generan a profundidades grandes o son más bien someros?. En la sección 1.1.3 mencionamos que las velocidades del gas y el polvo varían de forma considerable, las velocidades del grano son menores comparadas con las velocidades del gas esta diferencia de velocidades no es fácil de entender. El gas y el polvo están demasiado diluidos en la columna para interactuar, por lo que la diferencia debe surgir por debajo de la superficie [Schmidt *et al.*, 2008].

El mecanismo más simple de producción de los géiseres es la desestabilización de los clatratos. Éste podría darse en la etapa cinco de nuestro modelo propuesto en la sección 4.2 que explicamos a continuación.

Mencionamos ya el modelo de [Kieffer *et al.*, 2006] que justifica los aspectos generales del géiser con base en los clatratos de  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$  y  $\text{CH}_4$  en la corteza de hielo de Encelado a partir



de la posible detección de metano con el instrumento INMS. El problema es que los demás instrumentos no han sido capaces de confirmar esta detección, por lo que se ha considerado que el metano no está presente en los géiseres. Sin embargo, un clatrato de composición distinta, por ejemplo, de bióxido de carbono, es posible y podría tener efectos equivalentes. En general, estos clatratos son estables en estado sólido. Sin embargo, si el equilibrio del clatrato se altera puede liberar la energía almacenada violentamente. Particularmente, en las regiones del polo sur donde las fuerzas de marea que ejerce Saturno sobre Encelado fracturan la corteza de hielo y producen las grietas, las cuales se abren y cierran cíclicamente. Al abrirse una grieta, parte del manto de hielo podría quedar expuesto a presiones relativamente bajas y, en consecuencia, el hielo se evaporaría/sublimaría y parte de los volátiles confinados en los clatratos se desestabilizarían y se liberarían violentamente.

Parte de lo que podría explicar la existencia de yacimientos de clatratos sería la migración de gases debida a procesos tectónicos. Esto implicaría que el manto estaría diferenciado en una capa inferior enriquecida en clatratos y una superior empobrecida y desprovista de clatratos. Con base en la idea anterior, en esta última parte queremos resaltar que un cálculo relativamente simple parece justificar las velocidades observadas en el géiser. Pensemos que cada molécula de clatrato (en condiciones de equilibrio) posee energía potencial ( $E_p$ ) que es liberada al momento de que la molécula se disocia. Sin embargo, en una aproximación realista, sólo una fracción mínima de esta energía (digamos 1% o  $k \approx 0.01$ ) se traducirá en movimiento efectivo, debido al gran número de partículas por unidad de volumen. Así pues:

$$E_c = kE_p \quad (5.1)$$

La ecuación anterior puede expresarse también como:

$$\frac{1}{2}mv^2 = kE_p \quad (5.2)$$

Despejando la ecuación 5.2 obtenemos la velocidad de una molécula:

$$v = \sqrt{\frac{2kE_p}{m}} \quad (5.3)$$

Para una molécula de clatrato de dióxido de carbono  $0.818 \text{ kg/mol}$ , la velocidad de eyección del gas al disociarse el clatrato es de  $530 \text{ m/s}$ , que es una velocidad del orden de las velocidades de eyección del gas de los géiseres. Sin embargo la fase sólida (granos de hielo) del géiser no es clara. Posiblemente la fase sólida se podría explicar mediante el modelo que propone Schmidt *et al.* [2008], quien plantea que hay una condensación y crecimiento del grano a lo largo de una grieta, las múltiples colisiones del grano con las paredes junto con la reacceleración del gas (probablemente por clatratos) inducen una fricción efectiva, ofreciendo una explicación natural de la reducción de la velocidad del grano [Schmidt *et al.*, 2008].

## 5.2. Dinámica de polvo en la salida de las grietas

Podemos explicar la dinámica entre el gas y los granos de polvo en los géiseres de Encelado a partir de lo que sucede en superficie de los cometas cuando se desgasifican. Para este análisis hemos ocupado los trabajos realizados por Podolak *et al.* [2016] y Tal [2014]. A continuación mostramos parte de su desarrollo para explicar la dinámica de una partícula de polvo arrastrada por un flujo de gas. Para este análisis se parte de la velocidad térmica o velocidad de las moléculas del gas:

$$v_{\text{th}} = \sqrt{\frac{8kT}{\pi m}} \quad (5.4)$$

Donde  $k$  es la constante de Boltzmann y  $m$  es la masa de la molécula, en nuestro caso la masa de la molécula de agua. La tasa de flujo del gas es:

$$Q = \pi R^2 n v_{\text{th}} \quad (5.5)$$

Donde  $n$  = número de moléculas,  $R$  es el radio del cuerpo planetario (Encelado). El modelo parte del hecho que el gas arrastra a las partículas de grano, por lo tanto dicho fenómeno está gobernado por la ecuación de movimiento, nótese que el modelo es aplicado a un grano de polvo.

$$M_d \frac{du}{dt} = F_{\text{drag}} - F_g \quad (5.6)$$

Dado que el camino libre medio entre partículas es muy largo la fuerza de arrastre que usaremos es la fuerza de arrastre dada por Epstein (1924), por lo tanto:

$$F_{\text{drag}} = \frac{\pi a^2 \rho_g v_{\text{th}}^2}{3} \quad (5.7)$$

$a^2$  es el radio del grano y  $\rho_g$  es la densidad del gas. Por otro lado  $F_g$  es la fuerza de gravedad que es:

$$F_g = \frac{G m_d M_E}{R^2} \quad (5.8)$$

De la cual  $m_d = \frac{4}{3} \rho_d a^3$  es la masa del grano de polvo y  $\rho_d$  es la densidad del grano de polvo,  $M_E$  es la masa de Encelado y  $R$  es la distancia. Igualando ambas fuerzas:

$$F_{\text{drag}} = F_{\text{grav}} \quad (5.9)$$

se puede obtener el radio máximo del grano:

$$a_{\text{max}} = \frac{3}{2\pi^2 G} \frac{P_{\text{vap}}}{\rho_d \rho_E R} \quad (5.10)$$

o expresado también como:

$$a_{\text{max}} = \frac{Q}{2\pi^2 G} \frac{\sqrt{2\pi m_{\text{mol}} k T}}{\rho_d M_E} \quad (5.11)$$

Este resultado muestra el radio máximo que puede tener una partícula para que pueda ser arrastrada por el gas. Si  $F_{\text{drag}} < F_{\text{grav}}$ , el grano no puede ser arrastrado, en otras palabras el grano no puede salir de la grieta. Por otro lado, si  $F_{\text{drag}} > F_{\text{grav}}$  nos indica que el gas arrastra al grano. Finalmente si  $F_{\text{drag}} = F_{\text{grav}}$  puede indicar dos cosas, que tanto el grano y el gas están en equilibrio o, simplemente, que el grano sale con una velocidad constante junto con el gas. La Fig. 5.1, se realizó con el fin de esquematizar el efecto de las fuerzas en la dinámica del grano.

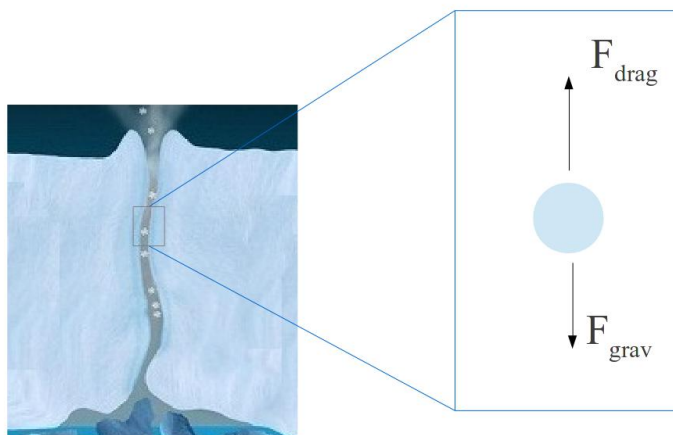


Figura 5.1: Fuerzas básicas que se consideran en la ecuación de movimiento para una partícula de polvo.

Tomamos el valor de la densidad del grano de polvo como  $250 \text{ kg/m}^3$  que es un valor tomado por Podolak *et al.* [2016], con el cual se considera al grano de polvo como un agregado de partículas, por lo tanto, un grano muy poroso. La temperatura que tomamos es la del punto triple ( $273.16 \text{ K}$ ). Tomamos la masa de una molécula de agua como  $5.976 \times 10^{-26} \text{ kg}$ . Sustituimos en la Eq. 5.11 y obtenemos:

$$Q \approx 10^{36} a_{\text{max}} \quad (5.12)$$

Esta ecuación es una versión simplificada en la cual el flujo,  $Q$ , es proporcional al radio máximo de la partícula de polvo en el geyser ( $a_{\text{max}}$ ). Las variaciones de flujo de la fase gaseosa de los géiseres de Encelado varían de  $10^{27} - 10^{28}$  moléculas/s [Jurac y Richardson, 2005; Hansen *et al.*, 2011] sustituyendo éstas en la Eq. 5.12 obtuvimos una gráfica (Fig. 5.2).

La Fig. 5.2, en primera instancia, muestra que el modelo antes mencionado es consistente con las observaciones. Las partículas arrastradas por el gas son preferentemente de tamaño micrométrico o, aún, submicrométrico. Éste se puede comparar con las mediciones de las observaciones que estiman que los granos de polvo de los géiseres tienen radios de  $1 \mu\text{m}$  [Hedman *et al.*, 2009], mientras que los que pueblan al anillo E tienen radios de  $0.3$  y  $3.0 \mu\text{m}$  [Nicholson *et al.*, 1996]. De todo el material que emerge de Encelado ( $300 \text{ kg/s}$  de agua) al exterior [Hansen *et al.*, 2011], se distribuye alrededor de Saturno, ya sea como granos de hielo en el anillo E o como plasma. Spahn *et al.* [2006] infiere que la masa de polvo que escapa de Encelado es  $\sim 0.2 \text{ kg/s}$  cuyas partículas son tan grandes como  $2.0 \mu\text{m}$ . Por otro lado, el flujo de gas que escapa de Encelado es de  $200 \text{ kg/s}$  con velocidades de  $300 - 600 \text{ m/s}$  [Tian *et al.*, 2007; Jurac y Richardson, 2005; Hansen *et al.*, 2011].

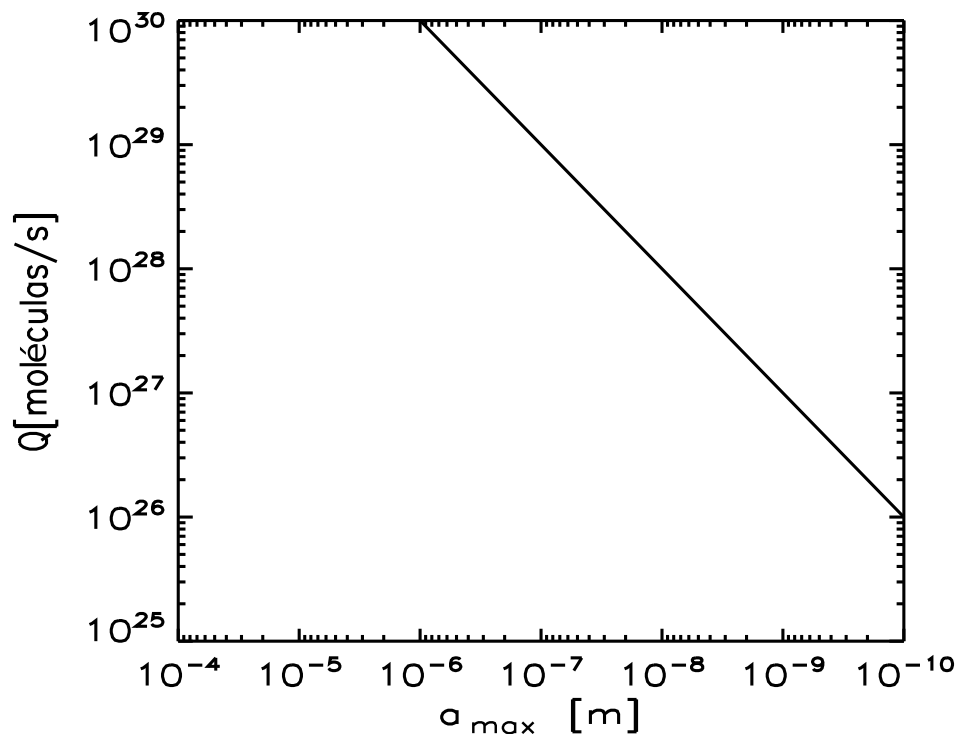


Figura 5.2: El flujo de gas ( $Q$ ) arrastra granos de hielo con distintos radios ( $a_{\max}$ )

Cabe mencionar, que es difícil determinar en qué punto el gas arrastra a las partículas de polvo, lo que nos hace difícil cuantificar la diferencia de velocidades entre el gas y los granos de hielo a lo largo de la grieta. Pensamos que el modelo de Schmidt *et al.* [2008] puede explicar esa diferencia de velocidades. Schmidt *et al.* [2008] plantea que los cambios de flujo de gas impuestos por las fracturas y las colisiones de éste con las paredes de la grieta desaceleran la velocidad del grano frente al gas. Otro hecho importante que hemos logrado vislumbrar, es la posibilidad de que el clatrato sea un factor importante para generar gases que puedan arrastrar el polvo junto con los vapores de agua hacia la superficie. Bouquet *et al.* [2015] afirman que una capa de clatrato es posible y que ésta se descompone a partir de los 20 km debajo de la corteza o en zonas donde la temperatura es alta [Gioia *et al.*, 2007].

## Capítulo 6

# Algunos detalles de la interacción del material eyectado con el plasma que rodea Saturno

Creemos necesario presentar un análisis de la última etapa que experimenta el material criovulcánico inmediatamente después de ser eyectado. Ésto implica la interacción del material con el plasma y la radiación en el espacio que rodea Encelado. Uno de los objetivos es resaltar la importancia del criovulcanismo como fuente de plasma en la magnetosfera de Saturno. En este capítulo igual que en el Capítulo 5 usamos al polvo como referencia de los procesos criovulcánicos. Describimos las características del polvo y su dinámica en las cercanías de Encelado (aunque, técnicamente dentro de la magnetosfera de Saturno). Discutimos y analizamos los mecanismos de carga de los granos de polvo de los géiseres. Estimamos, también, los radios de los granos de polvo que pueden escapar de Encelado. La magnetosfera de Saturno se encuentra inundada de plasma (gas ionizado) y evidentemente, el material (vapor de agua, gases, y polvo) que emerge de las grietas de Encelado son eyectados en ella. Datos recolectados en la magnetosfera cercana a Encelado [Jones *et al.*, 2009], consideran que existe una gran concentración de polvo cargado. Los granos de polvo pueden ser tan grandes como una micra y se cargan eléctricamente negativa o positivamente. Los procesos que conducen a la carga de granos de polvo son complejos y dependen, principalmente, de las condiciones del plasma y la radiación. Se observa que la población de partículas del polvo que domina es la de carga negativa [Jones *et al.*, 2009]. La carga eléctrica que adquieren los granos de polvo facilitan su escape hacia la magnetosfera y gran parte de este polvo que escapa se establece en la parte interior del anillo E de Saturno.

### 6.1. Encelado en la Magnetosfera de Saturno

Las naves Pionero y Viajero detectaron un flujo de partículas neutras en la región media de la magnetosfera de Saturno. En ese momento se desconocía el origen, pero los investigadores sostenían fuertemente que éste debía existir cerca de la órbita de Encelado [Jurac y Richardson, 2005]. Las observaciones de Cassini revelaron que los iones que dominan la magnetosfera de Saturno en los límites de  $3R_S - 8R_S$  son las siguientes especies:  $H^+$ ,  $H_2^+$ ,  $N^+$ ,  $O_2^+$  además de un grupo de moléculas neutras ( $W^+$ ) el cual está constituido por  $H_2^+$ ,  $H_3O^+$ ,  $OH^+$ ,  $O^+$  [Dougherty *et al.*, 2009]. El análisis hecho al campo magnético de Saturno, demostró la existencia de ondas ion-ciclotrón en la magnetosfera media de Saturno. Las ondas ion ciclotrón

son importantes porque pueden proporcionar una visión de la composición del plasma que producen las ondas [Russell *et al.*, 2006]. En Encelado se observan que las ondas ion-ciclotrón están asociadas a la girofrecuencia de los iones del grupo de agua y crecen a través de la resonancia ciclotrónica de la energía libre proporcionada por los iones recogidos del toro del anillo E [Russell *et al.*, 2006; Rodríguez-Martínez *et al.*, 2010]. En particular, en la órbita de Encelado se descubrieron especies neutras, de las cuales dominan el plasma  $H^+$ ,  $H_2^+$ ,  $W^+$  y cuya fuente principal es el criovulcanismo de Encelado [Rodríguez-Martínez *et al.*, 2010; Dougherty *et al.*, 2009].

Los géiseres de Encelado mantienen un flujo de granos de hielo de  $51 \pm 18$  kg/s y un flujo de agua de vapor de unos 200 kg/s. La fase gaseosa, al exponerse al plasma circundante, sufre ionización por radiación solar ultravioleta, por intercambio de carga e impacto de electrones. Al comparar los distintos procesos, se concluyen que el proceso más eficiente es la disociación por radiación ultravioleta. Ya que la irradiancia solar ultravioleta es de  $\approx 10^{-3}$  en la órbita de Saturno, el gas es ionizado en  $\approx 70$  días [Smith *et al.*, 2010]. Con respecto a los otros procesos, se obtiene que si el gas neutro se ioniza por medio del intercambio de carga, le lleva hasta 115 días. Por otro lado, la ionización por impacto electrónico resulta importante sólo dentro de los  $\sim 9R_S$  [Smith *et al.*, 2010].

## 6.2. Mediciones del material criovulcanico en la magnetosfera

En esta sección hablamos de las partículas de polvo detectadas en los géiseres por los instrumentos CAPS y RPWS. El CAPS es un instrumento que se encarga de medir partículas cargadas eléctricamente en la magnetosfera de Saturno. Cuenta con dos espectrómetros, uno de electrones (ELS) y el otros de iones (IMS). El ELS mide la tasa de energía-carga ( $E/q$ ) de partículas negativas de 0.6 eV/e a 28.80 KeV/e, mientras que el INMS mide la tasa ( $E/q$ ) de partículas positivas que va de 1 eV/e a 50.3 KeV/e.

En el 2008 se realizaron dos sobrevuelos cerca de Encelado, el 12 de marzo y del 9 octubre (E3 y E5 respectivamente (Fig. 6.1) a 52 y 25 km de altura, respectivamente. En estos sobrevuelos, Jones *et al.* [2009] encontró una población de partículas con tasas de energías de  $\sim > 1\text{keV}/q$  escapando de los géiseres.

Se estima que las partículas cargadas de los géiseres tienen velocidades de  $14.4 \text{ km/s}^2$  (en E3) y de  $17.8 \text{ km/s}^2$  (en E5). El ELS detectó que la masa de los iones negativos es de  $\approx 400$  hasta  $26600 \text{ uma}/q$  y el IMS iones positivos de hasta  $30700 \text{ uma}/q$  [Jones *et al.*, 2009]. Este rango de masas detectado en los géiseres corresponde a masas de iones pesados, es decir, agregados o partículas de polvo con tamaños desde nanómetros (con radios de  $< 2\text{nm}$ ) hasta pocas las micras. Estas firmas de energía sólo son detectadas por el CAPS, indicando que la causa es el material de los géiseres, y no del plasma de la magnetosfera.

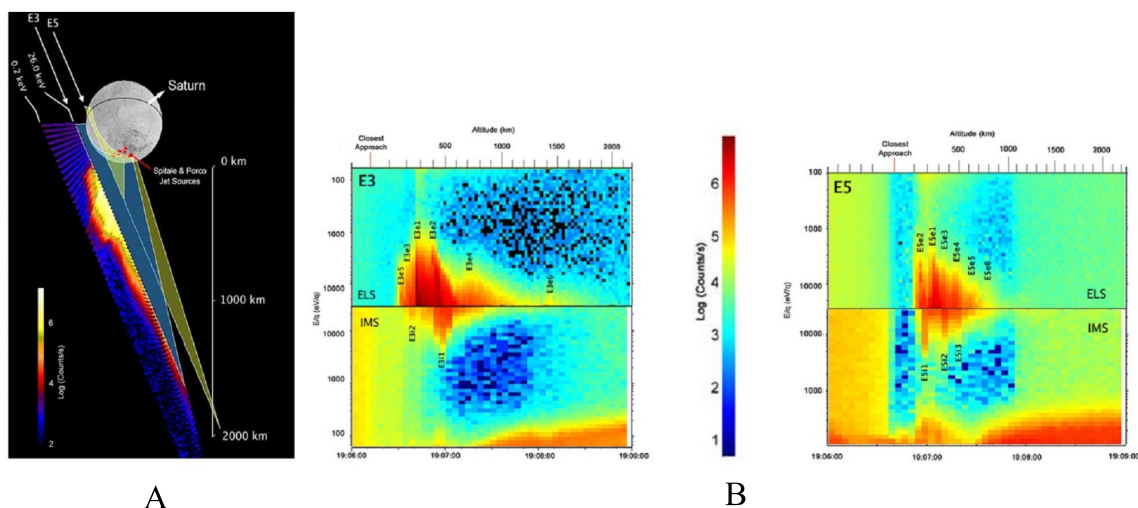


Figura 6.1: A) Trayectorias de la nave, E3 (azul) y E5 (verde olivo), y sus respectivas mediciones captada por el IMS Y el ELS del CAPS. B) Las gráficas sugieren una población de partículas nanométricas y cargadas eléctricamente debida a la cercanía con la salida de los géiseres [Jones *et al.*, 2009].

El RPWS es un instrumento que se encarga de medir los campos magnéticos en el plasma del medio interplanetario y la magnetosfera de Saturno, así como la densidad de electrones y sus temperaturas. Para medir la densidad de electrones en Encelado se utilizaron dos métodos: una sonda de Langmuir (LP) y por frecuencia híbrida superior. Con la sonda Langmuir se encontró que en el penacho de Encelado la densidad de electrones es significativamente menor que la densidad de iones, lo que sugiere que la mayoría de electrones están unidos a partículas de polvo de tamaño submicrométrico. Con respecto al otro método fue difícil encontrar señales que fuesen significativas [Ye *et al.*, 2014].

### 6.3. Mecanismos de carga del polvo de los géiseres de Encelado.

#### 6.3.1. Triboelectricidad

Jones *et al.* [2009] propuso a la triboelectricidad como un mecanismo para cargar el polvo dentro de las grietas de Encelado. Este mecanismo explica como los electrones pueden ser transferidos entre partículas que chocan, aún si son del mismo material. En la Tierra el efecto triboeléctrico causa la producción de relámpagos en nubes de tormenta, plumas volcánicas, tormentas de arena y remolinos de polvo. En particular, nos interesan los procesos de carga dentro de las nubes de tormenta eléctrica, donde existen interacciones entre los pequeños granos de hielo, este fenómeno podría ser similar a lo que ocurre en las grietas de Encelado. Duff y Lacks [2008] muestran que las cargas eléctricas de las partículas que chocan dependen de sus tamaños. Las partículas más grandes sufren más colisiones que las partículas más pequeñas y tienen más posibilidades de transferir electrones, de modo que, para la misma especie, las partículas más grandes se vuelven más positivas que las partículas más pequeñas. Experimentos donde hacen chocar a las partículas de hielo para explicar la electrificación en nubes de tormenta parecen demostrar que la temperatura de las partículas podría hacer una diferencia importante en las cargas resultantes [Ávila *et al.*, 2011; Reynolds *et al.*, 1957].

Los experimentos hechos por Ávila *et al.* [2011] demuestran que las colisiones entre partículas de hielo (considerando temperaturas de  $-30^{\circ}\text{C}$ ) con diámetros  $\leq 24\ \mu\text{m}$  y velocidades cerca de  $7\ \text{m/s}$  produce una transferencia de carga por colisión entre 62 y 625  $e$ /colisión indicando que el signo de la corriente de carga en el grano era, en la mayoría de los casos, negativo. Además estos granos se volvieron más positivos o adquirieron potenciales de superficie eléctrica de alrededor de  $+0.1$  voltios, en promedio. Si en los respiraderos de Encelado el número de colisiones entre los granos de hielo es insignificante, la carga por las colisiones de partícula-partícula también sería insignificante. Sin embargo, los granos podrían obtener una carga eficiente al momento en que viajan a lo largo del conducto de la grieta (por colisiones múltiples del grano con las paredes del conducto). Aunque los resultados anteriores no pueden extrapolarse directamente a las aberturas de Encelado, son útiles para comparar las magnitudes y tasas reales de carga en un entorno similar. Sin embargo, de los experimentos anteriores se puede inferir que pocas colisiones o incluso una única colisión de un grano con las paredes de las aberturas pueden proporcionarles, al menos, una carga mínima.

### 6.3.2. Captura de electrones

El material que emerge de las eyecciones de Encelado interactúa con los iones y electrones del plasma de la magnetosfera de Saturno y, éstos podrían impactar sobre los granos de polvo y ser capturados. Dos parámetros, en este mecanismo de carga, son importantes: el tamaño del grano y la frecuencia de encuentros entre los iones y electrones con el grano de polvo, que obviamente depende de la densidad del plasma. Se puede estimar la tasa de encuentros entre los nanogranos y el plasma, basados en el camino libre medio con:

$$T = \sigma n_e v_e \quad (6.1)$$

donde  $\sigma$  es el área de la sección transversal de grano,  $n_e$  es la densidad del plasma,  $v_e$  es la velocidad (cf. Tabla D). Consideremos un electrón con masa  $m_e$  y carga negativa que se aproxima a un grano esférico de radio  $a$  y una carga  $Ze$ , el electrón o ion podría quedar capturado por el grano debido a la atracción electrostática. Por conservación de momento angular la sección de captura del ion o electrón es [Dyson y Williams, 1980]:

$$\sigma = \pi a^2 [1 \pm 2Ze^2 / (4\pi\epsilon_0 a m_e v_e^2)] \quad (6.2)$$

Si  $n_i \approx n_e$  y  $v_e \gg v_i$  se encuentra que el equilibrio numérico de la carga, entonces:

$$Z = \frac{3KT/Z}{e^2/4\pi\epsilon_0 a} \quad (6.3)$$

De la ecuación 6.3, el número de equilibrio de electrones para dicho grano sería alrededor de  $Z \approx 1$ . De lo anterior, si el signo de los granos es positivo, la tasa de impacto es del orden de  $4.2 \times 10^{-6}\ e/s$ . Los granos cargados positivamente tendrán un área de sección transversal de impacto más grande para los electrones, lo que favorecerá la adquisición de cargas negativas, a la inversa de granos cargados negativamente. Sin embargo, a medida que los granos se vuelven más negativos,  $\sigma$  disminuye y los electrones entrantes encuentran cada vez más difícil llegar a los granos hasta que los granos alcanzan un potencial de equilibrio. Lo que significa que los granos con una carga mínima, como los detectados por CAPS, pueden capturar pocos electrones, que neutralizan y revierten su carga positiva y se vuelven negativos en cuestión de pocas horas.



### 6.3.3. Emisión fotoeléctrica

El grano de polvo además de interactuar con el plasma de la magnetosfera de Saturno lo hace con los fotones solares, en particular, los de la radiación ultravioleta. Los granos se fotoionizan. En este proceso, un fotón impacta sobre un grano de polvo liberando un electrón. Ésto genera un mecanismo de carga positivo. La producción de fotoelectrones debido a la radiación ultravioleta del Sol es aproximada por Horanyi [1996], cuyo conjunto de ecuaciones son las siguientes:

Cuando el potencial de superficie del grano  $\phi < 0$  entonces:

$$I_v = 2.5 \times 10^{10} \pi r^2 e \left( \frac{\chi}{R^2} \right) \quad (6.4)$$

donde  $\chi$  el factor de eficiencia, que se aproxima a 0.1 para dieléctricos como hielo de agua,  $R$  es la distancia heliocéntrica en unidades astronómicas,  $e$  es la carga eléctrica. Por otro lado, si el potencial de superficie del grano es  $\phi > 0$  entonces:

$$I_v = 2.5 \times 10^{10} \pi r^2 e \left( \frac{\chi}{R^2} \right) \exp(-e\phi/kT_v) \quad (6.5)$$

Independientemente del estado de carga, bajo este mecanismo, los granos serían más positivos con el tiempo, pero la distancia del Sol a Saturno (en promedio, a 9.3 AU) hace que este mecanismo sólo sea eficiente en largos períodos de tiempo. Por ejemplo, para un grano nanométrico con una carga mínima, una variación de 1 V podría tomar (a una velocidad de  $\sim 2.8 \times 10^{-11} e / \text{día}$  si  $\phi > 0$  y a una tasa de  $\sim 9.0 \times 10^{11} e / \text{día}$  si  $\phi < 0$ ) varios miles de días.

En principio, el mecanismo de carga triboeléctrica, en el cual los granos de polvo de los géiseres sufren múltiples colisiones con las paredes de los respiraderos durante la etapa de eyección podría proporcionar un flujo de granos cargados positivamente. El mecanismo de captura electrónica es eficiente y favorece una carga negativa del polvo. Finalmente, la fotoionización parece ser no tan eficiente como la captura de electrones, al menos, en las escalas de tiempo requeridas.

## 6.4. Escape del polvo de Encelado

Una partícula de polvo con cierta carga eléctrica proveniente de los géiseres puede ser arrastrada por el plasma debido a la fuerza que ejerce el campo eléctrico co-rotacional inducido por el campo magnético de Saturno, siempre y cuando su carga sea suficientemente grande y su masa relativamente pequeña. El límite de tamaño depende del balance entre las fuerzas eléctrica ( $F_E$ ) y gravitacional ( $F_g$ ). Del equilibrio de fuerzas obtenemos que:

$$\frac{F_g}{F_E} = 1 \quad (6.6)$$

Donde:

$$F_g = G \frac{M_E M_g}{(R_E + H)^2} \quad (6.7)$$

$G$  es la constante gravitacional,  $M_E$  es la masa de Encelado,  $M_g = (4/3)\pi r^3 \rho$  es la masa del grano,  $R_E$  es el radio de Encelado y  $H$  es la altura que alcanza el géiser.

$$F_E = QE \quad (6.8)$$

La carga de grano se puede expresar como  $Q = 4\pi\epsilon_0 r \varphi$  y el campo eléctrico co-rotacional como  $E = (r_E \times \Omega_S) \times B_E/c$ , donde  $r_E$  es el radio orbital de Encelado,  $\Omega$  es la velocidad angular, y  $c = 3 \times 10^{10}$  cm/s es la velocidad de la luz.  $B_E = B_S(R_S/r_E)^3$  es el campo magnético en la órbita de Encelado, y  $B_S = 0.21$  Gauss es el campo magnético de Saturno. De las ecuaciones 6.6, 6.7 y 6.8 obtenemos el radio máximo del grano de polvo que puede ser arrastrado por el campo eléctrico:

$$a = \sqrt[3]{\frac{3e\Omega_S B_S R_S^3}{4\pi G M_E \rho C R_E}} \quad (6.9)$$

De esta ecuación podemos suponer que si cada partícula adquiere, al menos, una carga fundamental ( $Z = 1$ ), ya sea por algún mecanismo de carga (captura de electrón o fotoionización) puede ser arrastrada por el plasma y escapar de Encelado. Incluso, en la superficie de Encelado, un grano de polvo con un radio de  $\leq 17$  nm podría, al menos, levitar y muy probablemente ser barrido por el campo eléctrico corotacional y luego arrastrado por el plasma circundante de la magnetosfera. Del mismo modo, cualquier grano cargado con radio  $< 28 \mu\text{m}$  a lo largo del penacho criovolcánico podría escapar de la atracción gravitatoria de Encelado.

# Capítulo 7

## Conclusiones

En este trabajo se ha analizado el origen físico-químico de los géiseres de Encelado, así como los posibles mecanismos de transporte del material criovulcánico y la eyección de los compuestos que se observan en las plumas de Encelado. Como resumen destacamos una serie de puntos importantes que se lograron durante esta tesis:

- Las fuerzas de marea resultan importantes como precursoras de varios procesos. Por ejemplo, son las responsables de la fusión parcial de la corteza de hielo y de crear y mantener el océano de agua líquida global en el interior. Sin embargo, la cuantificación de esta fuente de energía resulta ambigua, pues debido a la falta de información reológica, es difícil calcular la magnitud de ésta. Aún así, se estima que fluctúa entre 1 GW y 15 GW.
- Usando un modelo simple de transferencia de calor, se calculó el espesor del océano global en el interior de Encelado. Realizamos este análisis considerando distintos tamaños del radio del núcleo (150 km, 170 km y 190 km) y nos dimos cuenta que se requiere un máximo de energía de marea (100 GW) para obtener un escenario consistente. Los espesores de la capa de agua u océano global son : 43, 47 y 51 km respectivamente.
- Otro factor importante que discutimos en esta tesis fue el tamaño del núcleo, el cual difiere en muchos trabajos, como se ha mencionado en el capítulo 2, sin embargo, hoy, con base en las observaciones, sabemos que, al menos, el radio del núcleo debería ser de  $\gtrsim 190$  km. Lo anterior resulta importante dado que necesitamos tener un panorama general del interior de Encelado ya que es el punto de partida para entender el transporte del material desde la parte más interna hasta el exterior.
- Un punto importante a tratar en la tesis era analizar el origen de los compuestos observados (cf. capítulo 3). Para esto, nuestro punto de partida, fueron las sales y el sílice que se detecta en los géiseres, además de los trabajos hechos por [Hsu *et al.*, 2014] y [Postberg *et al.*, 2008] quienes asumen que el origen de los compuestos podría ser el resultado de la interacción del núcleo-agua y que, además, esta interacción podría asociarse a algún fenómeno hidrotermal, en otras palabras, del desgaste de la roca debido al agua *caliente*.

- Por medio de un análisis termodinámico (cf. Tabla. 3.3 y 3.4) logramos concluir que, al menos, la roca debería tener minerales específicos como lo son: fayalita, fosterita, albita y jadeita, para que sea posible obtener los compuestos que se observan dentro de los géiseres. De las reacciones se obtuvo una serpentina (crisolita), además de otros compuestos, p.ej., talco, arcilla, magnesita. Con base en esta primera aproximación, también se logró esbozar un posible escenario geoquímico (cf. Fig. 3.2)
- En la tesis también se justifica el posible mecanismo de transporte, donde la estructura de la grieta resulta esencial. Existen varios modelos que intentan describir la estructura de la grieta, sin embargo todos presentan dificultades al tratar de explicar el proceso de transporte del material. La falta de información nos hace suponer varios escenarios y, es por ello, que, en este trabajo, se propone un modelo de la grieta que trata de justificar la eyección del géiser.

Como iniciador del transporte de material se propone a la convección que se genera en la interacción núcleo-agua. Para saber si la convección se lleva a cabo, evaluamos el número de Rayleigh de todos los escenarios propuestos en el Cap. 2. en los tres casos  $R_a \approx 10^9$  los cual nos indica que sí existe convección. Otros mecanismos, que evaluaremos en un trabajo futuro serán, difusión química y corriente de densidad.

Debido a que la capa de hielo ejerce presión sobre el agua, esta alcanza un límite máximo dentro de la grieta. A medida que el agua asciende por la grieta, el agua cede calor al hielo y se enfría. La desgasificación de la columna y los vapores que de ella emanan y la parte más alta de la columna de agua se congela bloquean la grieta formando un tapón de hielo muy poroso. Por medio de un modelo hidrostático simple, calculamos la altura que la columna de agua podría alcanzar. Tomando en cuenta la diferenciación del interior de Encelado notamos que, para cualquiera de los casos, la columna de agua alcanzaría más del 90 % de la grieta, estos resultados deben tomarse con reserva, dado que la columna de agua, al estar en ambiente gélido podría congelarse en gran parte. Optamos, entonces, por complementar lo anterior con un modelo de transferencia de calor, del cual obtuvimos que la altura del agua líquida en el interior de la grieta para los distintos escenarios. De hecho, parece que la columna de líquida alcanzaría entre  $\sim 50$  m y 180 m sobre el nivel superior del océano.

En la parte más somera de las grietas, existe, muy probablemente, una desgasificación que barre las paredes interiores de las grietas (cf. Cap.5). En este proceso, compuestos como las sales observadas contaminan las paredes después de haber sido transportadas a través del agua del océano y las grietas y son luego arrastradas por el gas en forma de granos de polvo.

Pensamos que los clatratos podrían ser un factor importante en esta etapa como propolentes. Nos basamos en el estudio de la dinámica de un flujo de gas y polvo en un cometa [Podolak *et al.*, 2016; Tal, 2014] y encontramos que la tasa de gas es consistente con el tamaño de los granos observados. Encontramos que el radio de los granos que son arrastrado por el flujo de gas es del orden micrométrico a submicrométrico. En comparación, las observaciones sugieren que los granos de polvo de las plumas de Encelado

tienen radios de  $1 \mu\text{m}$  [Hedman *et al.*, 2009], mientras que los que componen al anillo E tiene radios de  $3\text{-}0.3 \mu\text{m}$  [Nicholson *et al.*, 1996].

Nos es complicado encontrar la profundidad en la cual los géiseres se generan y arrastran el material de las paredes de la grieta y nos es complicado, también, conocer cómo varia la velocidad en el gas y las partículas de hielo a lo largo de la grieta, sin embargo Schmidt *et al.* [2008] explica que la diferencia de velocidades en el material es debida a cambios en el flujo de gas impuestos por las fracturas y las colisiones de los granos de polvo con las paredes de la grieta. Evidentemente nuestro trabajo futuro será afinar tanto la estructura y los de procesos físicos que se llevan acabo en la grieta por medio de algún modelo teórico más sofisticado que incluya aquellos parametros físicos que hemos dejado de lado en está tesis.

- Para completar nuestro esquema, describimos brevemente cómo el material de los géiseres interactúa con la magnetosfera. Por un lado el gas es disociado por radiación solar UV y se distribuye en la magnetosfera. Gran parte del polvo regresa a la superficie de Encelado, una parte conforma al anillo E y una fracción se ioniza y escapa de Encelado.

# Apéndices

## Apéndice A

# Pámetros físicos y orbitales de Encelado

Masa de Saturno	$5.68 \times 10^{26}$ kg
Radio de Encelado	252 km
Masa de Encelado	$1.08 \times 10^{20}$ kg
Densidad de Encelado	$1.6 \text{ kg/m}^3$
excentricidad	0.0047
Periodo orbital	1.4 días
Frecuencia orbital	$5.19 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$
rigides del satélite	$10^{11}$
Factor de disipación	10
Distancia a saturno	238000.0 km
Factor de disipación de energía	$Q = 10^*$
Rigidez del satélite	$\mu = 10^9 - 10^{11} \text{ Pa}^*$

Tabla A.1: Propiedades físicas de Encelado.

\* El valor de  $Q$  es un valor característico para planetas helados. Para la rigidez el valor característicos es de  $\mu = 10^9 - 10^{11} \text{ Pa}$  que corresponde a cuerpos del sistema solar: planetas rocosos y de hielo, satélites y cuerpos menores [Douce, 2011].

## Apéndice B

# Calculos del océano interno de de Encelado

### B.1. $\kappa$ fracción de energía que se distribuye en el núcleo

La fracción de energía que se distribuye en el núcleo se denota con  $\kappa$ , con base en ecuación 2.6, se obtuvo  $\kappa$  para distintos radios del núcleo.

Tabla B.1: Se muestran tres tamaños de radios representativos cada uno con sus respectiva densidad y su  $\kappa$ .

Radio[km]	Densidad[kg/m <sup>3</sup> ]	$\kappa$
150	4060	0.53
170	3080	0.58
190	2460	0.65

### B.2. La masa, el volumen y el espesor del océano de Encelado

Las tablas que a continuación se presentan muestran la masa, el volumen y el espesor del océano de Encelado, considerando distintas tasas de disipación de marea. Los resultados obtenidos son de las ecuaciones 2.7, 2.8, 2.12.

Tabla B.2: Tasas de masa y volumen fundido con un nucleo de 150 km.

Radio = 150 km  $\kappa= 0.5314$

Potencia(Watts)	Tasa total de masa fundida(kg/s)	Volumen(m <sup>3</sup> )	Espesor(km)
$10^9$	$2.46608 \times 10^{16}$	$2.46608 \times 10^{13}$	0.535
$10^{10}$	$2.46608 \times 10^{17}$	$2.46608 \times 10^{14}$	5.220
$10^{11}$	$2.46608 \times 10^{18}$	$2.46608 \times 10^{15}$	43.124
$10^{12}$	$2.46608 \times 10^{19}$	$2.46608 \times 10^{16}$	212.000



Tabla B.3: Tasas de masa y volumen fundido con un nucleo de 170 *km*.Radio = 170 km  $\kappa = 0.5868$ 

Potencia(Watts)	Tasa total de masa fundida(kg/s)	Volumen(m <sup>3</sup> )	Espesor (km)
$10^9$	$2.72317 \times 10^{16}$	$2.72317 \times 10^{13}$	.590
$10^{10}$	$2.72317 \times 10^{17}$	$2.72317 \times 10^{14}$	5.748
$10^{11}$	$2.72317 \times 10^{18}$	$2.72317 \times 10^{15}$	46.781
$10^{12}$	$2.72317 \times 10^{19}$	$2.72317 \times 10^{16}$	224.125

Tabla B.4: Tasas de masa y volumen fundido con un nucleo de 190 *km*Radio = 190 km  $\kappa = 0.6544$ 

Potencia(Watts)	Tasa total de masa fundida(kg/s)	Volumen(m <sup>3</sup> )	Espesor(km)
$10^9$	$3.03689 \times 10^{16}$	$3.03689 \times 10^{13}$	0.658
$10^{10}$	$3.03689 \times 10^{17}$	$3.03689 \times 10^{14}$	6.389
$10^{11}$	$3.03689 \times 10^{18}$	$3.03689 \times 10^{15}$	51.097
$10^{12}$	$3.03689 \times 10^{19}$	$3.03689 \times 10^{16}$	238.021

## Apéndice C

# Datos termodinámicos de algunos minerales y otros compuestos

Tabla C.1: Propiedades termodinámicas en estado estandar (T=298 K y P=1 Bar) de minerales y otros compuestos que se utilizaron en esta tesis [Misra, 2012].

COMPUESTO	H	S	G
Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	-1478.2	151.0	-1379.1
Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	-2170.370	95.19	-2051.325
NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	-3921.618	224.412	-3703.293
KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	-3967.690	214.20	-3742.30
Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub>	-4120.114	205.0	-3799.364
Mg <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	-5922.452	260.663	-5542.96
Mg <sub>3</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub>	-4365.585	221.33	-4037.97
MgO	-601.659	26.94	-569.024
MgCO <sub>3</sub>	-1095.78	65.08	-1012.10
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	-1460.0	180.0	-1308.0
H <sup>+</sup>	0.0	0.0	0.0
Fe <sup>+2</sup>	-89.100	-138.0	-78.870
Mg <sup>+2</sup>	-466.850	138	-454.8
H <sub>2</sub> O	-285.830	69.95	-237.141
Na <sup>+</sup>	-240.300	58.41	-261.90
Al <sup>+</sup>	-531.0	-308.0	-489.0
K <sup>+</sup>	-252.170	101.04	-282.490
SiO <sub>2</sub>	-910.70	41.46	-856.28
Cl <sup>+</sup>	-167.00	56.73	-131.270
HCl	-167.59	56.5	-131.23
NaCl	-411.260	72.12	-384.212
Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	-1130.90	136.0	-1047.70
CO <sub>3</sub>	-677.140	56.90	527.900
CO <sub>2</sub> (ac)	-413.8	117.6	-386.0
CO <sub>2</sub> g	-393.510	213.79	-394.375
OH <sup>-</sup>	-230.0	-10.9	-157.3
H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> (ac)	-699.650	187.00	-623.170
HCO <sub>3</sub>	-691.900	91.20	-586.850
NaHCO <sub>3</sub>	-943.90	113.8	-849.7

## Apéndice D

# Datos magnetosféricos en la órbita de Encelado

Tabla D.1: Datos importantes del plasma, gas y polvo circundante en la órbita de Encelado [Dougherty *et al.*, 2009].

Parametro	Valor
Densidad numérica del plasma ( $n_0$ )	$10^2 - 10^3 cm^{-3}$
Densidad numérica del polvo ( $n_d$ )	$1 - 10^3 cm^{-3}$
Densidad del gas neutro ( $n_n$ )	$10^5 - 10^9 cm^{-3}$
Temperatura del electrón ( $T_e$ )	$\sim 1 - 2 eV$
Temperatura del ión ( $T_i$ )	$\sim 1 - 3 eV$

## Apéndice E

# Instrumentos de la nave Cassini considerados en este estudio.

- CDA: Analizador de Polvo Cósmico
- VIMS: Espectrómetro de mapeo en el visible e infrarrojo
- UVIS: Espectrómetro ultravioleta
- INMS: Espectrómetro de Masas de Iones y Partículas Neutras
- CIRS: Espectrómetro compuesto infrarrojo
- RPWS: Equipo de ondas de radio y plasma

# Bibliografía

- Allen, D. E. y Seyfried, W. E. (2003). Compositional controls on vent fluids from ultramafic-hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges: An experimental study at 400 C, 500 bars. *gca*, 67:1531–1542.
- Ávila, E. E., Bürgesser, R. E., Castellano, N. E., Pereyra, R. G., y Saunders, C. P. R. (2011). Charge separation in low-temperature ice cloud regions. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 116:D14202.
- Barr, A. C. y McKinnon, W. B. (2007). Convection in Enceladus ice shell: Conditions for initiation. *Geophysical Research letter.*, 34:9202.
- Bland, M. T., Beyer, R. A., y Showman, A. P. (2007). Unstable extension of Enceladus' lithosphere. *Icarus*, 192:92–105.
- Bouquet, A., Mousis, O., Waite, J. H., y Picaud, S. (2015). Possible evidence for a methane source in Enceladus' ocean. *JGR*, 42:1334–1339.
- Brown, R. H., Clark, R. N., Buratti, B. J., Cruikshank, D. P., Barnes, J. W., Mastrapa, R. M. E., Bauer, J., Newman, S., Momary, T., Baines, K. H., Bellucci, G., Capaccioni, F., Cerroni, P., Combes, M., Coradini, A., Drossart, P., Formisano, V., Jaumann, R., Langevin, Y., Matson, D. L., McCord, T. B., Nelson, R. M., Nicholson, P. D., Sicardy, B., y Sotin, C. (2006). Composition and Physical Properties of Enceladus' Surface. *Science*, 311:1425–1428.
- Běhounková, M., Tobie, G., Choblet, G., y Čadež, O. (2012). Tidally-induced melting events as the origin of south-pole activity on Enceladus. *Icarus*, 219:655–664.
- Colín, M., Heredia, A., Cordero, G., Camprubí, A., Negrón, A. M., G., O. F., y Beraldi, H. (2016). Hydrothermal vents and prebiotic chemistry: a review. En *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.*, volumen 65 de *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.*, pp. 599–620.
- Collins, G. C. y Goodman, J. C. (2007). Enceladus' south polar sea. *Icarus*, 189:72–82.
- Cox, S. (2005). Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust. *Economic Geology; Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 100:39–75.
- Crow-Willard, E. N. y Pappalardo, R. T. (2015). Structural mapping of Enceladus and implications for formation of tectonized regions. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 120:928–950.

- Diccionario (2000). *Diccionario de ciencias de la tierra*. Diccionarios Oxford-Complutense. Editorial Complutense.
- Douce, A. (2011). *Thermodynamics of the Earth and Planets*. Cambridge University Press.
- Dougherty, M. K., Esposito, L. W., y Krimigis, S. M. (2009). *Saturn from Cassini-Huygens*. Nmero 1. Springer, Dordrecht, 1 edicin.
- Duff, N. y Lacks, D. J. (2008). Particle dynamics simulations of the effect of particle size distribution on triboelectric charging in granular insulator systems. En *Journal of Physics Conference Series*, volumen 142 de *Journal of Physics Conference Series*, p. 012078.
- Dyson, J. E. y Williams, D. A. (1980). *Physics of the interstellar medium*.
- German, C. R. (2004). Hydrothermal exploration and astrobiology: oases for life in distant oceans? *International Journal of Astrobiology*, 3:81–95.
- Gioia, G., Chakraborty, P., Marshak, S., y Kieffer, S. W. (2007). Unified model of tectonics and heat transport in a frigid enceladus. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(34):13578–13581.
- Hansen, C. J., Shemansky, D. E., Esposito, L. W., Stewart, A. I. F., Lewis, B. R., Colwell, J. E., Hendrix, A. R., West, R. A., Waite, Jr., J. H., Teolis, B., y Magee, B. A. (2011). The composition and structure of the Enceladus plume. *GRL*, 38:L11202.
- Hedman, M. M., Gosmeyer, C. M., Nicholson, P. D., Sotin, C., Brown, R. H., Clark, R. N., Baines, K. H., Buratti, B. J., y Showalter, M. R. (2013). An observed correlation between plume activity and tidal stresses on Enceladus. *Nature*, 500:182–184.
- Hedman, M. M., Nicholson, P. D., Showalter, M. R., Brown, R. H., Buratti, B. J., y Clark, R. N. (2009). Spectral Observations of the Enceladus Plume with Cassini-Vims. *apj*, 693:1749–1762.
- Horanyi, M. (1996). Charged Dust Dynamics in the Solar System. *araa*, 34:383–418.
- Howett, C. J. A., Spencer, J. R., Pearl, J., y Segura, M. (2011). High heat flow from Enceladus' south polar region measured using 10-600 cm<sup>-1</sup> Cassini/CIRS data. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 116:E03003.
- Hsu, H.-W., Postberg, F., Sekine, Y., Kempf, S., Horanyi, M., Juhasz, A., y Srama, R. (2014). Silica Nanoparticles Provide Evidence for Hydrothermal Activities at Enceladus. En *Workshop on the Habitability of Icy Worlds*, volumen 1774 de *LPI Contributions*, p. 4042.
- Iess, L., Stevenson, D. J., Parisi, M., Hemingway, D., Jacobson, R. A., Lunine, J. I., Nimmo, F., Armstrong, J. W., Asmar, S. W., Ducci, M., y Tortora, P. (2014). The Gravity Field and Interior Structure of Enceladus. *Science*, 344:78–80.
- Ingersoll, A. P. y Nakajima, M. (2016). Controlled boiling on Enceladus. 2. Model of the liquid-filled cracks. *Icarus*, 272:319–326.
- Ingersoll, A. P., Porco, C. C., Helfenstein, P., West, R. A., y Cassini ISS Team (2006). Models of the Enceladus Plumes. En *AAS Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts 38*, volumen 38 de *Bulletin of the American Astronomical Society*, p. 508.

- IOC of UNESCO, T. I. O. C. o. U. (2010). The international thermodynamic equation of seawater 2010: Calculation and use of thermodynamic properties.
- Jones, G. H., Arridge, C. S., Coates, A. J., Lewis, G. R., Kanani, S., Wellbrock, A., Young, D. T., Crary, F. J., Tokar, R. L., Wilson, R. J., Hill, T. W., Johnson, R. E., Mitchell, D. G., Schmidt, J., Kempf, S., Beckmann, U., Russell, C. T., Jia, Y. D., Dougherty, M. K., Waite, J. H., y Magee, B. A. (2009). Fine jet structure of electrically charged grains in Enceladus' plume. *JGR*, 36:L16204.
- Jurac, S. y Richardson, J. (2005). A self-consistent model of plasma and neutrals at saturn: Neutral cloud morphology. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 110(A9).
- Kelley, D. S., Karson, J. A., Blackman, D. K., Früh-Green, G. L., Butterfield, D. A., Lilley, M. D., Olson, E. J., Schrenk, M. O., Roe, K. K., Lebon, G. T., Rivizzigno, P., y AT3-60 Shipboard Party, a. (2001). An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30° N. *Nature*, 412:145–149.
- Kharaka, Y. y (U.S.), G. S. (1989). *SOLMINEQ.88, a Computer Program for Geochemical Modeling of Water-rock Interactions*. Water-resources investigations report. Department of the Interior, U.S. Geological Survey.
- Kieffer, S. W., Lu, X., Bethke, C. M., Spencer, J. R., Marshak, S., y Navrotsky, A. (2006). A Clathrate Reservoir Hypothesis for Enceladus' South Polar Plume. *Science*, 314:1764.
- Lentz, D., Abercrombie, H., y of Canada, G. A. (1994). *Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems*. Short course notes - Geological Association of Canada. Geological Association of Canada.
- Matson, D. L., Castillo, J. C., Lunine, J., y Johnson, T. V. (2007). Enceladus' plume: Compositional evidence for a hot interior. *Icarus*, 187:569–573.
- Matsuyama, I. y Nimmo, F. (2008). Tectonic patterns on reoriented and despun planetary bodies. *Icarus*, 195:459–473.
- McKinnon, W. B. (2015). Effect of Enceladus's rapid synchronous spin on interpretation of Cassini gravity. *GRL*, 42:2137–2143.
- Melosh, H. J. (1980). Tectonic patterns on a reoriented planet - Mars. *Icarus*, 44:745–751.
- Meyer, J. y Wisdom, J. (2007). Tidal heating in Enceladus. *Icarus*, 188:535–539.
- Misra, K. (2012). *Introduction to Geochemistry: Principles and Applications*. Wiley.
- Neukum, G. (1984). Meteorite bombardment and dating of planetary surfaces. thesis-feb. 1983.
- Nicholson, P. D., Showalter, M. R., Dones, L., French, R. G., Larson, S. M., Lissauer, J. J., McGhee, C. A., Seitzer, P., Sicardy, B., y Danielson, G. E. (1996). Observations of Saturn's Ring-Plane Crossings in August and November 1995. *Science*, 272:509–515.
- Nimmo, F. y Pappalardo, R. T. (2006). Diapir-induced reorientation of Saturn's moon Enceladus. *Nature*, 441:614–616.

- Pirajno, F. y Cawood, P. (2008). *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Earth and Environmental Science. Springer Netherlands.
- Podolak, M., Flandes, A., Della Corte, V., y Krüger, H. (2016). A simple model for understanding the DIM dust measurement at comet 67P/Churyumov-Gerasimenko. *planss*, 133:85–89.
- Porco, C., DiNino, D., y Nimmo, F. (2014). How the Geysers, Tidal Stresses, and Thermal Emission across the South Polar Terrain of Enceladus are Related. *The astronomical Journal*, 148:45.
- Porco, C. C., Helfenstein, P., Thomas, P. C., Ingersoll, A. P., Wisdom, J., West, R., Neukum, G., Denk, T., Wagner, R., Roatsch, T., Kieffer, S., Turtle, E., McEwen, A., Johnson, T. V., Rathbun, J., Veverka, J., Wilson, D., Perry, J., Spitale, J., Brahic, A., Burns, J. A., Del Genio, A. D., Dones, L., Murray, C. D., y Squyres, S. (2006). Cassini Observes the Active South Pole of Enceladus. *Science*, 311:1393–1401.
- Postberg, F., Kempf, S., Hillier, J. K., Srama, R., Green, S. F., McBride, N., y Grun, E. (2008). The E-ring in the vicinity of Enceladus II Probing the moon's interior the composition of E-ring particles. *Icarus*, 193:438–454.
- Postberg, F., Kempf, S., Schmidt, J., Brilliantov, N., Beinsen, A., Abel, B., Buck, U., y Srama, R. (2009). Sodium salts in E-ring ice grains from an ocean below the surface of Enceladus. *Nature*, 459:1098–1101.
- Postberg, F., Schmidt, J., Hillier, J., Kempf, S., y Srama, R. (2011). A salt-water reservoir as the source of a compositionally stratified plume on Enceladus. *Nature*, 474:620–622.
- Rappaport, N. J., Iess, L., Tortora, P., Anabtawi, A., Asmar, S. W., Somenzi, L., y Zingoni, F. (2007). Mass and interior of Enceladus from Cassini data analysis. *Icarus*, 190:175–178.
- Reynolds, S. E., Brook, M., y Foulks Gourley, M. (1957). Thunderstorm Charge Separation. *Journal of Atmospheric Sciences*, 14:426–436.
- Rivoldini, A., Beuthe, M., y Trinh, A. (2016). What's the matter with enceladus' gravity? *Poster, AGU Fall Meeting 2016*.
- Robb, L. (2013). *Introduction to Ore-Forming Processes*. Wiley.
- Roberts, J. H. y Nimmo, F. (2008). Tidal heating and the long-term stability of a subsurface ocean on Enceladus. *Icarus*, 194:675–689.
- Rodríguez-Martínez, M., Blanco-Cano, X., Russell, C., Leisner, J., Wilson, R., y Dougherty, M. (2010). Harmonic growth of ion-cyclotron waves in saturn's magnetosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 115(A9).
- Ross, M. N. y Schubert, G. (1989). Viscoelastic models of tidal heating in Enceladus. *Icarus*, 78:90–101.
- Russell, C., Leisner, J., Arridge, C., Dougherty, M., y Blanco-Cano, X. (2006). Nature of magnetic fluctuations in saturn's middle magnetosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 111(A12).



- Schmidt, J., Brilliantov, N., Spahn, F., y Kempf, S. (2008). Slow dust in Enceladus' plume from condensation and wall collisions in tiger stripe fractures. *Nature*, 451:685–688.
- Schubert, G., Anderson, J. D., Travis, B. J., y Palguta, J. (2007). Enceladus: Present internal structure and differentiation by early and long-term radiogenic heating. *Icarus*, 188:345–355.
- Sekine, Y., Shibuya, T., Postberg, F., Hsu, H.-W., Suzuki, K., Masaki, Y., Kuwatani, T., y Tachibana, S. (2014). Experimental Evidence for High-Temperature Water-Rock Interactions in a Chondritic Core of Enceladus. En *Lunar and Planetary Science Conference*, volumen 45 de *Lunar and Planetary Science Conference*, p. 1714.
- Sharqawy, M. H., Lienhard, J. H., y Zubair, S. M. (2010). Thermophysical properties of seawater: a review of existing correlations and data. *Desalination and Water Treatment*, 16(1-3):354–380.
- Siegert, M. J., Ellis-Evans, J. C., Tranter, M., Mayer, C., Petit, J.-R., Salamatin, A., y Priscu, J. C. (2001). Physical, chemical and biological processes in Lake Vostok and other Antarctic subglacial lakes. *Nature*, 414:603–609.
- Siegert, M. J., Tranter, M., Ellis-Evans, J. C., Priscu, J. C., y Berry Lyons, W. (2003). The hydrochemistry of lake Vostok and the potential for life in antarctic subglacial lakes. *Hydrological processes*, 17(4):795–814.
- Smith, H. T., Johnson, R. E., Perry, M. E., Mitchell, D. G., McNutt, R. L., y Young, D. T. (2010). Enceladus plume variability and the neutral gas densities in Saturn's magnetosphere. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 115:A10252.
- Spahn, F., Schmidt, J., Albers, N., Hörning, M., Makuch, M., Seiß, M., Kempf, S., Srama, R., Dikarev, V., Helfert, S., Moragas-Klostermeyer, G., Krivov, A. V., Sremčević, M., Tuzzolino, A. J., Economou, T., y Grün, E. (2006). Cassini Dust Measurements at Enceladus and Implications for the Origin of the E Ring. *Science*, 311:1416–1418.
- Spencer, J. R., Pearl, J. C., Segura, M., Flasar, F. M., Mamoutkine, A., Romani, P., Buratti, B. J., Hendrix, A. R., Spilker, L. J., y Lopes, R. M. C. (2006). Cassini Encounters Enceladus: Background and the Discovery of a South Polar Hot Spot. *Science*, 311:1401–1405.
- Spohn, T. (2010). *Planets and Moons: Treatise on Geophysics*. Treatise on Geophysics. Elsevier Science.
- Tal, V. (2014). *Gas Flow and Grain Dynamics in the Vicinity of a Comet Nucleus*. Tesis doctoral, Tel Aviv University.
- Thomas, P. C., Tajeddine, R., Tiscareno, M. S., Burns, J. A., Joseph, J., Loredó, T. J., Helfenstein, P., y Porco, C. (2016). Enceladus's measured physical libration requires a global subsurface ocean. *Icarus*, 264:37–47.
- Tian, F., Stewart, A. I. F., Toon, O. B., Larsen, K. W., y Esposito, L. W. (2007). Monte Carlo simulations of the water vapor plumes on Enceladus. *Icarus*, 188:154–161.
- Tobie, G., Čadež, O., y Sotin, C. (2008). Solid tidal friction above a liquid water reservoir as the origin of the south pole hotspot on Enceladus. *Icarus*, 196:642–652.

- Waite, J. H., Combi, M. R., Ip, W.-H., Cravens, T. E., McNutt, R. L., Kasprzak, W., Yelle, R., Luhmann, J., Niemann, H., Gell, D., Magee, B., Fletcher, G., Lunine, J., y Tseng, W.-L. (2006). Cassini Ion and Neutral Mass Spectrometer: Enceladus Plume Composition and Structure. *Science*, 311:1419–1422.
- Waite, J. H., Lunine, J. I., McKinnon, W. B., Glein, C., Mousis, O., Lewis, W. S., Magee, B., Westlake, J., Nguyen, M., Young, D. T., Brockwell, T., y Teolis, B. (2009). Ammonia, radiogenic argon, organics, and deuterium measured in the plume of Saturn's icy moon Enceladus. *AGU Spring Meeting Abstracts*, p. A2.
- Ye, S.-Y., Gurnett, D., Kurth, W., Averkamp, T., Morooka, M., Sakai, S., y Wahlund, J.-E. (2014). Electron density inside enceladus plume inferred from plasma oscillations excited by dust impacts. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 119(5):3373–3380.
- Zhang, K. y Nimmo, F. (2009). Recent orbital evolution and the internal structures of Enceladus and Dione. *Icarus*, 204:597–609.