



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

---

---

**FACULTAD DE CIENCIAS**

**Evaluación de la posible formación de un  
sistema hidrotermal en el Noeico en el cráter  
Hellas, Marte, a partir del estudio de su  
entorno mineral y geológico**

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:**

**Licenciada en Ciencias de la Tierra**

**P R E S E N T A :**

**Dalia Anaí Alvarado Sánchez**

**DIRECTORA DE TESIS**

**Dra. María Guadalupe Cordero  
Tercero**



**Ciudad Universitaria, Cd.Mx. 2020**



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.

**Datos del alumno:**

Alvarado

Sánchez

Dalia Anaí

**Teléfono:** 5548899894

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Licenciatura en Ciencias de la Tierra

**Número de cuenta:** 310031992

**Datos del asesor:**

Dra.

María Guadalupe

Cordero

Tercero

**Jurado**

Propietario: Dr. Héctor Javier Durand Manterola

Propietario: Dr. Carles Canet Miquel

Suplente: Mtra. María del Mar Almazán López

Suplente: M. en C. Paola Molina Sevilla

**Datos del trabajo escrito**

Evaluación de la posible formación de un sistema hidrotermal en el Noeico en el cráter Hellas, Marte, a partir del estudio de su entorno mineral y geológico

94 páginas

2020

## **AGRADECIMIENTOS**

### *Agradecimientos académicos*

Quiero agradecer principalmente a mi asesora, Dra. María Guadalupe Cordero Tercero, por brindarme todo su apoyo, comprensión, esfuerzo y tiempo para concluir con éxito este trabajo de tesis. Gracias por ser un ejemplo a seguir, por ser más que una asesora, por creer en mí y tratarme como una hija al preocuparse y motivarme a ser mejor cada día. Me siento muy afortunada y bendecida por trabajar a su lado y que me llevara paso a paso por este camino. Le agradezco todas las enseñanzas tanto académicas como personales, han sido muy enriquecedoras en mi formación.

Al Dr. Carles Canet por aceptar ser mi sinodal, por interesarse en mi trabajo y por los comentarios y correcciones acertados para mejorar esta tesis.

Al Dr. Héctor Durand por el tiempo dedicado para revisar esta tesis, por aceptar ser parte de mi jurado y por las atinadas recomendaciones y correcciones al presente trabajo.

A la Mtra. Paola Molina por la gran dedicación y la revisión tan minuciosa a cada avance que permitieron enriquecer, centrar y darle forma a mi trabajo, por aceptar ser mi sinodal, por estar al pendiente en cada detalle en la realización de esta tesis. Gracias por creer en mí y por sus palabras de apoyo y ánimo.

A la Mtra. María del Mar por sus valiosas aportaciones a este trabajo, por sus consejos, sugerencias y por estar dispuesta en todo momento a ayudarme, por aceptar ser parte de mi jurado. Gracias por compartir su conocimiento y por sus enriquecedoras explicaciones a cada duda que surgía durante este proceso, por su tiempo y apoyo.

A la UNAM y a la Facultad de Ciencias por brindarme la mejor formación académica, profesional y personal, por las gratas experiencias y por permitirme conocer a grandes personas que forman ahora parte de mi vida.

## *Agradecimientos personales*

Este trabajo de tesis ha sido una gran travesía con todo tipo de aprendizajes positivos y negativos, los cuales me han ayudado bastante a crecer en varios aspectos de mi vida. Quiero aprovechar estas líneas para extender mi gratitud a todos los que han estado conmigo y me han brindado su apoyo incondicional.

A Dios gracias por permitirme vivir hasta este momento y mostrarme que sus tiempos son perfectos, por ayudarme a concluir mi carrera, por darme la sabiduría, la fuerza, la confianza y la determinación para terminar este trabajo de tesis.

A mi padre y a mi madre, por ser mi mayor pilar en la vida, quiero externarles lo agradecida y bendecida que me siento por darme una gran educación, llenarme de grandes valores y aconsejarme para hacer de mi una persona dedicada y que se esfuerza por obtener lo que quiere. Gracias por su enorme apoyo incondicional en cada etapa de mi vida, por apoyarme en la decisión de elegir esta carrera, por motivarme a ser mejor cada día y por su gran amor y cariño ¡Los amo!

A mi hermano por siempre estar para mí cuando más lo necesito, por hacerme reír en los momentos de estrés y por apoyarme con sus consejos tan atinados en cada crisis existencial ¡te quiero hermano!

A mis profesores de la carrera, a la Dra. Alicia Negrón, A la Dra. Karina Cervantes, a la Dra. Guadalupe Cordero, a la Mtra. Paola Molina, al Dr. José Luis Gutiérrez y a la Dra. Antígona Peralta que marcaron mi trayectoria académica y son una gran fuente de inspiración. En especial al Dr. Claudio Toledo Roy por ayudarme a confiar más en mis capacidades, por brindarme su tiempo y espacio en todas las asesorías que le pedía, por compartir su gran conocimiento y por las charlas interesantes de varios temas.

A mis amigas de la facultad, Adriana, Carmen, Karina, Miriam N., Miriam S., Anahí, por todas las vivencias compartidas desde las académicas hasta las personales. Por todas las experiencias durante la carrera, las pláticas y risas en las comidas y las memorables prácticas de campo, en definitiva recordaré todos esos momentos.

A Rebeca y Hugo los mejores amigos que la carrera pudo darme, en verdad no saben lo agradecida y afortunada que me siento por contar con su valiosa amistad, la atesoro muchísimo. Gracias por todas las risas, las pláticas, los consejos, las crisis existenciales, los aprendizajes y las experiencias que hemos compartido durante todo este tiempo. También les agradezco muchísimo todo el apoyo incondicional, comprensión y paciencia durante el proceso de titulación, por sus críticas constructivas que ayudaron a mi presentación y por creer en mí ¡Los quiero y adoro mucho!

A Citlalli, mi gran amiga desde CCH, no sabes cómo agradezco que sigas formando parte de mi vida, y que sigamos teniendo esta hermosa amistad. Gracias por tu apoyo incondicional, por todas tus palabras de ánimo, por escucharme y por la gran cantidad de consejos que me has dado para ayudarme a crecer en todo sentido, también la gran cantidad de momentos compartidos y risas. De igual manera te agradezco la paciencia, la comprensión y el tiempo que me brindaste para dar una buena retroalimentación, y críticas constructivas a mi presentación, fueron las más acertadas.

A mis amigas de toda la vida Ilse, Lyssy y Marta por enseñarme la verdadera amistad, ustedes siempre serán la constante en mi vida, no tengo palabras para agradecerles todo su apoyo y cariño incondicional. Después de 14 años de amistad siguen llenándome de consejos, risas, experiencias, ocurrencias y grandes momentos, definitivamente mi vida no sería la misma sin ustedes ¡Las quiero mucho hartito demasiado! también quiero agradecerles por motivarme y creer en mí, por estar en cada etapa y suceso importante y por sus valiosas aportaciones para mejorar mi presentación.

A mis amigos Brandon, César y Katia por su gran apoyo y amistad incondicional durante todos estos años, son los mejores ¡Los quiero mucho!

Finalmente quiero agradecer a las personas que les presenté mi trabajo por videollamada (Karina, Adriana, Carmen, Anahí, Miriam S., Juan, Israel, Jorge, Javier, Abel y César) y me dieron sus opiniones y críticas constructivas para mejorarla.

# Resumen

La formación de cráteres o cuencas de impacto generados por el choque a gran velocidad (decenas de kilómetros por segundo) de un asteroide o cometa sobre las superficies planetarias puede ocasionar varios escenarios interesantes, entre ellos la formación de sistemas hidrotermales. En los sistemas hidrotermales por impacto la fuente de calor está asociada a los fundidos de impacto originados por las altas presiones y temperaturas, producto de la transferencia de energía del proyectil (objeto impactor) al blanco. La roca fundida interacciona con el agua, esto, aunado a la permeabilidad de la roca del blanco, propicia la circulación de agua y vapor originando un sistema hidrotermal. La existencia de sistemas hidrotermales en la Tierra, asociados a cráteres de impacto, se ha hecho evidente mediante el estudio de los depósitos minerales en varias estructuras de impacto, entre las que se encuentran Chicxulub, Sudbury y Haughton. Se ha calculado que los sistemas hidrotermales en estas estructuras de impacto tuvieron un tiempo de vida del orden de  $10^4$  a  $10^6$  años. Este tipo de fenómeno puede presentarse en otros cuerpos planetarios, por ejemplo en Marte. En dicho planeta se formó Hellas, una de las cuencas de impacto más grandes del Sistema Solar. La cuenca Hellas de 2300 km de diámetro tiene varias características que hacen pensar que ella pudo dar origen a un sistema hidrotermal.

En este trabajo se realizó un estudio del contexto geológico y mineralógico mediante el análisis de mapas de unidades geológicas, redes hídricas y distribución de minerales hidratados de la región de Hellas utilizando el programa JMARS; con el propósito de evaluar la posible formación de un sistema hidrotermal en el Noeico asociado al impacto que produjo esta cuenca. También se estimó el volumen de fundidos de impacto producidos por la colisión.

El presente trabajo está estructurado de la siguiente manera: En el primer capítulo se mencionan las características generales del planeta Marte y se describen los procesos geológicos más relevantes para cada época marciana.

El segundo capítulo se enfoca en craterismo de impacto y trata sobre las etapas de formación de un cráter, las características de un cráter simple, complejo y de una cuenca multianillo. Asimismo, se describe uno de los productos de impacto más característico: los fundidos de impacto.

En el tercer capítulo se detallan las características generales de la cuenca Hellas y los diferentes eventos geológicos que marcaron la cuenca en cada época. También, se describe el vulcanismo de los centros volcánicos Tyrrhena, Hadriaca, Peneus, Amphitrites, Malea y Pityusa Paterae y las evidencias de redes hídricas que se encuentran alrededor del sitio de estudio.

El cuarto capítulo expone la clasificación, origen, características y tiempo de vida de un sistema hidrotermal. También, se hace una descripción de las cuencas de impacto terrestres Chicxulub y Sudbury y se da una idea general de lo que se sabe de sistemas hidrotermales en Marte y los minerales que se forman en estos ambientes.

El quinto capítulo detalla la metodología para realizar los mapas con el programa JMARS, además se da una breve descripción del programa. También se exponen las ecuaciones que se van a utilizar para calcular el volumen de fundido de impacto.

Con respecto al sexto capítulo se muestran los mapas realizados con JMARS de las unidades geológicas (Noeica, Hespérica y Amazónica) con minerales hidratados y las redes hídricas con minerales hidratados. También se presenta la tabla con el volumen de fundido de impacto calculado para varias cuencas de acuerdo con las ecuaciones presentadas en la metodología.

En el séptimo capítulo se discuten los mapas de las unidades geológicas (Noeica, Hespérica y Amazónica) y redes hídricas junto con la distribución de los minerales hidratados. Se examinaron las características geológicas, mineralógicas y químicas de cuencas de impacto de la Tierra y de Marte. Además, se compararon los volúmenes de fundido de impacto obtenidos de las cuencas terrestres Chicxulub y Sudbury con las cuencas de impacto marcianas, Hellas y Argyre.

En el octavo capítulo se concluye que es muy probable que haya existido un sistema hidrotermal en el Noeico asociado a Hellas y se estimó un volumen de fundido de impacto para Hellas de entre  $3.83 \times 10^7$  y  $3.52 \times 10^8$  km<sup>3</sup>.



# ÍNDICE GENERAL

## *Introducción*

### **Parte I. Antecedentes**

#### **1. *Planeta Marte***

1.1.Aspectos generales	5
1.2.Geología	
1.2.1.Características generales	8
1.2.2. Eras geológicas	12

#### **2. *Craterismo de impacto***

2.1.Proceso de formación	15
2.2.Morfología de cráteres de impacto	18
2.3.Formación de fundidos	22

#### **3. *Geología de Hellas***

3.1.Historia geológica de Hellas	27
3.2.Origen del vulcanismo en los alrededores de Hellas	32
3.3.Hidrología (distribución, edad)	33

#### **4. *Sistemas hidrotermales asociados a cráteres de impacto***

4.1.Definición y tipos de sistemas hidrotermales	38
--	----

4.2.Tiempo de vida de los sistemas hidrotermales	41
4.3.Sistemas hidrotermales en Marte	45
4.4.Minerales formados en sistemas hidrotermales	46
4.4.1.Condiciones de formación de minerales en sistemas hidrotermales	46
4.4.2.Clasificación de Filosilicatos	52
4.4.1.1.Esmectitas	54
4.4.1.2.Cloritas	57

## **Parte II. Estudio de un posible sistema hidrotermal asociado a Hellas**

<b>5. Metodología</b>	
5.1. Obtención de información mediante JMARS	60
5.2.Estimación de volúmenes de fundidos	61
<b>6. Resultados</b>	65
<b>7. Discusión</b>	73
<b>8. Conclusiones</b>	85
<b>Apéndice</b>	86
<b>Referencias</b>	
Bibliográficas	88
Electrónicas	93

## ÍNDICE DE FIGURAS

---

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
1.1	Mapa topográfico de Marte entre las latitudes 65 S y 65 N	9
1.2	Diagrama con los diferentes procesos geológicos más relevantes que marcaron cada periodo geológico en Marte	11
1.3	Diagrama con la distribución de las eras tomando en cuenta la mineralogía distintiva para cada etapa	14
2.1	Imagen del corte transversal de un cráter en la etapa de excavación	17
2.2	Morfología de un cráter simple y un cráter complejo	19
2.3	Localización de los diferentes fundidos de impacto dentro de un cráter complejo	24
2.4	Distribución de los fundidos de impacto en un cráter simple y un cráter complejo	25
2.5	Gráfico de comparación de los volúmenes de fundido a 5 ángulos de impacto diferentes estimados por simulaciones con hidrocódigos para el cráter de Chicxulub	26
3.1	Mapa de elevación de Marte donde se ubica la cuenca de impacto Hellas	27
3.2	Terrenos dentro de la cuenca Hellas	28
3.3	Mapa de la distribución de material volcánico de los eventos magmáticos al suroeste y noroeste de la cuenca Hellas.	30
3.4	Esquema que representa los diferentes eventos geológicos y características importantes que marcaron la cuenca Hellas	31
3.5	Mapa con la ubicación de los centros volcánicos alrededor de Hellas	33
3.6	Mapa donde se ubica el sistema de redes hídricas con diferentes colores asociados a su morfología.	36
3.7	Mapa donde se ubican los sistemas fluviales en diferentes colores de acuerdo a la edad en la que se formaron	37
4.1	Mapa donde se ubica los cráteres de impacto que presentan o presentaron actividad hidrotermal en la Tierra	40
4.2	Corte transversal del cráter de impacto Sudbury	42
4.3	Corte seccional del cráter de Chicxulub	43
4.4	Distribución de los depósitos minerales en un cráter complejo	50
4.5	Estructura de las capas octaédricas G y B	52
4.6	Forma de las arcillas tipo esmectita	54

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
4.7	Diagrama con la distribución de las capas T y O de las arcillas tipo esmectita	55
4.8	Diagrama con la clasificación de las esmectitas con base en su composición iónica	56
4.9	Minerales producto de alteración hidrotermal y sus temperaturas en las que son estables	57
4.10	Estructura de la clorita	58
6.1	Mapa realizado con JMARS que expone las redes hídricas y los minerales hidratados detectados en la superficie de Marte	66
6.2	Mapa realizado con JMARS de las unidades geológicas del Noeico y los minerales hidratados alrededor de la cuenca Hellas.	67
6.3	Mapa realizado con JMARS de las unidades geológicas del Hespérico y los minerales hidratados alrededor de la cuenca Hellas	68
6.4	Mapa realizado con JMARS de las unidades geológicas del Amazónico y los minerales hidratados alrededor de la cuenca Hellas	69
6.5	Mapa realizado con JMARS de las redes hídricas y los minerales hidratados detectados alrededor de la cuenca Hellas	70
7.1	Distribución de los diferentes ambientes geológicos donde se localizan los filosilicatos en Marte	76
7.2	Distribución de los diferentes tipos de minerales hidratados en la corteza de Marte.	78
7.3	Mapa con la distribución de fallas en la superficie de Marte	80
7.4	Esquema del perfil de la cuenca de impacto de Chicxulub donde se muestra la distribución de los materiales de impacto dentro y fuera de la cuenca así como la ubicación de los anillos y de los núcleos	83

---

## ÍNDICE DE TABLAS

---

<b>Tabla</b>		<b>Página</b>
1	Características generales de la Tierra y Marte	6
2	Características de los cráteres de impacto simple y complejo	20
3	Características de las dos morfologías básicas de las cuencas multianillo	21
4	Descripción general de los diferentes sistemas hidrotermales terrestres	39
5	Características generales de los tipos de alteración	51
6	Clasificación de los filosilicatos y sus características	53
7	Volúmenes de fundido de impacto calculados para las diferentes cuencas de impacto marcianas y terrestres	72
8	Características geológicas, mineralógicas y químicas de cuencas de impacto terrestre y marciana	82

# Introducción

---

En la Tierra, un sistema hidrotermal es un sitio que tiene dos características: una fuente de calor subterránea y agua o hielo en las cercanías de esa fuente. La interacción del agua o hielo con la fuente de calor, aunada a la permeabilidad de la roca, propicia la circulación de agua y vapor (Kirsimäe y Osinski, 2013). Las fuentes de calor se asocian principalmente a dos procesos geológicos: magmatismo y craterismo de impacto.

Una cuenca o cráter de impacto también conocido como astroblema es una estructura geológica que se forma por el choque a hipervelocidad de un asteroide o núcleo cometario con una superficie planetaria sólida. El impacto, además de deformar la superficie, genera altas presiones y temperaturas, las cuales funden y evaporan la roca del blanco formando los fundidos de impacto.

En los últimos 60 años se han encontrado evidencias de que los fundidos de impacto producidos por las colisiones de asteroides de más de 1 km de largo con la superficie terrestre pueden llegar a generar sistemas hidrotermales. Al menos esto se observa en 33 % de los cráteres registrados en la Tierra (Kirsimäe y Osinski, 2013).

La cuenca de impacto Hellas de 2,300 km de diámetro, en Marte, es la estructura de impacto más extensa y mejor conservada de la región sur del planeta. Esta se formó en el periodo Noeico, presenta rasgos interesantes tanto geológicos como mineralógicos que sugieren la posible formación de un sistema hidrotermal asociado a la cuenca.

Con respecto a estudios previos sobre la formación de sistemas hidrotermales asociados a Hellas o a sus alrededores, Gulick y Baker (1992) introdujeron la posibilidad de que existiera actividad hidrotermal asociada a volcanes o grandes cráteres de impacto en Marte (los cuales generaban una fuente de calor), esto debido a que notaron que algunos valles fluviales se encontraban cerca o sobre estos rasgos geológicos y podrían producir un sistema hidrotermal que durara  $10^6$  años o más. Posteriormente, Abramov y Kring (2005) realizaron modelación numérica para tener una aproximación del tiempo de vida de un sistema hidrotermal con las dimensiones de la cuenca Hellas y obtuvieron que la actividad hidrotermal debida a los fundidos de impacto

duraría unos 10 Ma. Por otro lado, Hargitai y colaboradores (2018) mencionan la importancia de la formación de paleolagos en la región noroeste de la cuenca Hellas, debido a que cierta cantidad de agua pudo almacenarse en esa zona. Los autores mapearon e identificaron paleolagos cerca de dos centros volcánicos Hadriaca y Tyrrhena Paterae, considerando que existía agua (por la formación de paleolagos), una fuente de calor (las cámaras magmáticas de los centros volcánicos) y permeabilidad en las rocas, lo cual podría dar lugar a la formación de sistemas hidrotermales asociados a eventos volcánicos en el Hespérico.

### *Justificación*

En la Tierra se ha observado que en los sitios con sistemas hidrotermales se pueden encontrar organismos que viven en condiciones extremas de temperatura, presión, salinidad, pH, etc. Estos organismos, conocidos como extremófilos, se encuentran entre las primeras formas de vida en la Tierra y actualmente prosperan en una gran variedad de ambientes extremos y podrían encontrarse en otros lugares del sistema solar (Abramov y Kring, 2005).

Por otra parte, la presencia de depósitos minerales en la mayoría de los sistemas hidrotermales en la Tierra son una evidencia para identificar el ambiente en el que se formaron, algo similar podría haber ocurrido en Marte, por lo que la detección mineralógica en su superficie y la cercanía de estos minerales a ciertos rasgos geológicos, como cráteres de impacto, resultan interesantes para buscar antiguos sistemas hidrotermales.

Dicho lo anterior, la razón de este trabajo es evaluar la posibilidad de la formación de un sistema hidrotermal asociado a Hellas para identificar posibles sitios favorables al surgimiento y/o desarrollo de la vida.

### *Objetivo general*

- Identificar el contexto mineral y geológico de la cuenca de impacto Hellas, mediante el análisis de mapas de unidades geológicas, redes hídricas y distribución de minerales hidratados de la región, con el propósito de evaluar la posible formación de un sistema hidrotermal en el Noeico asociado al impacto que produjo la cuenca Hellas.

### *Objetivos particulares*

- Conocer si la formación de minerales hidratados está relacionada directamente al impacto o a algún otro proceso geológico antecesor o posterior a él.
- Estimar el volumen de fundido de impacto de la cuenca Hellas.
- Comparar los resultados de los volúmenes de fundido con las cuencas de impacto terrestres: Chicxulub y Sudbury.

Para lograr los objetivos anteriores, se empleó una serie de mapas geológicos e hidrológicos empalmados con los minerales hidratados detectados en la superficie de Marte para estudiar la distribución de estos minerales respecto a la cuenca Hellas, así como leyes de escala y observaciones de cráteres terrestres para poder hacer una estimación de la cantidad de fundido producido por la formación de la cuenca Hellas.



# **Parte I**

## **Antecedentes**

# Capítulo 1. Planeta Marte

---

## 1.1. Aspectos generales

Marte es el planeta más externo de los 4 planetas rocosos (Mercurio, Venus, Tierra y Marte), su distancia al Sol promedio es de 228 millones de km o 1.52 UA. Cuenta con un radio promedio ecuatorial de 3,396 km y una masa de  $6.4219 \times 10^{23}$  kg (0.624 masas terrestres). La aceleración gravitacional de dicho planeta es de  $3.71 \text{ ms}^{-2}$  (NASA Science). Debido a que tanto Marte como la Tierra poseen un eje de rotación inclinado respecto al plano de su órbita, ambos planetas tienen estaciones. El tiempo de duración de dichas estaciones varía notablemente. En Marte esta duración es mayor que en la Tierra, esto a causa de su distancia al Sol (Marte recorre su órbita en el doble de tiempo que la Tierra) y a una excentricidad significativa de 0.093 en comparación con la terrestre de 0.017 (Tabla 1).

Las oblicuidades de la Tierra y Marte son actualmente muy similares, la oblicuidad es el ángulo que hace el eje de rotación de un planeta respecto a la normal a su plano orbital. Para la Tierra su oblicuidad es de  $23.5^\circ$  y para Marte es de  $25.2^\circ$ , aunque se sabe que la oblicuidad de Marte ha cambiado entre  $15^\circ$  y  $45^\circ$  durante los últimos 10 Ma., mientras que la de la Tierra experimentó menos cambios. La orientación del eje de rotación del planeta cambia en ciclos de 51,000 años, a este movimiento se le conoce como precesión y es similar al bamboleo del eje de rotación de un trompo. Estos cambios ocasionan que más o menos superficie del planeta reciba más o menos energía solar por lo que la temperatura media de los hemisferios varía con las estaciones. La inclinación del eje polar hacia el Sol en el perihelio produce veranos más cálidos en un hemisferio que en el otro lo que cambia el clima en ambos hemisferios. Actualmente, el sur tiene los veranos más cálidos (Carr y Bell, 2014). La tabla 1 muestra otras características del planeta Marte y del planeta Tierra.

**Tabla 1.** Características generales de la Tierra y Marte (Carr y Bell, 2014).

	TIERRA	MARTE
<b>Radio promedio ecuatorial (km)</b>	6378	3396
<b>Masa (<math>\times 10^{24}</math> km)</b>	5.98	0.624
<b>Distancia promedio al Sol (<math>10^6</math> km)</b>	150	228
<b>Excentricidad de la órbita</b>	0.017	0.093
<b>Oblicuidad</b>	23.5°	25.2°
<b>Duración del día</b>	24 hrs	24 hrs, 39 min, 35 seg
<b>Duración del año ( días terrestres)</b>	365.3	686.9
<b>Estaciones en el hemisferio Norte (días terrestres)</b>		
<b>Primavera</b>	92.9	199
<b>Verano</b>	93.6	183
<b>Otoño</b>	89.7	147
<b>Invierno</b>	89.1	158
<b>Composición atmosférica</b>	78% $N_2$	95% $CO_2$
	21% $O_2$	3% $N_2$
	1% $Ar$	2% $Ar$
<b>Presión superficial (mbar)</b>	1013	7
<b>Temperatura superficial promedio (K)</b>	288	215
<b>Aceleración gravitacional superficial (<math>cms^{-2}</math>)</b>	981	371
<b>Satélites</b>	1	2

La atmósfera de Marte es delgada con una composición principal de dióxido de carbono y en menor concentración nitrógeno molecular, argón, trazas de oxígeno y vapor de agua. A pesar de que en su composición atmosférica tiene 95% de  $CO_2$ , que es uno de los gases de efecto invernadero más importantes, en este planeta, el efecto invernadero no es suficiente para mantener temperaturas superficiales similares a las terrestres. Faure y Mensing (2007) mencionan que la presión atmosférica es menor a 10 milibares (cerca de 6 a 7 milibares, menor a 10% de la presión atmosférica terrestre) mientras que Carr y Bell (2014) indican que, debido a la formación y sublimación de los casquetes polares, la presión varía estacionalmente, desde 14 milibares en el fondo de la cuenca Hellas a 3 milibares en la cima del Monte Olimpo.

Además, es importante considerar que las temperaturas superficiales dependen también del flujo solar (varía para cada planeta por la distancia al Sol), el albedo y el flujo de energía interna del planeta. Cualquier cambio en la temperatura superficial de un planeta se debe a la modificación

en uno o más de estos factores. En el caso de Marte, el flujo solar que recibe es de  $589.2 \text{ W/m}^2$ , mientras que la Tierra recibe  $1,367.6 \text{ W/m}^2$  (2.32 veces más que Marte). Como resultado, las temperaturas en la superficie marciana varían durante el día, y están controladas también por la latitud, la reflectividad y las propiedades térmicas de los materiales de la superficie. En latitudes de  $\pm 60^\circ$ , durante el verano, las temperaturas a lo largo del día varían entre 180 K y 290 K. Sin embargo, se ha registrado que la temperatura promedio diaria es de 210 a 220 K en el ecuador a unos pocos centímetros debajo de la superficie. Las temperaturas bajan hasta 150 K en los polos durante el invierno; esto permite que el  $\text{CO}_2$  contenido en la atmósfera se condense y forme capas de hielo seco con espesores variables (Carr y Bell, 2014).

Los vientos generalmente tienen unas velocidades bajas de algunos metros por segundo, pero existen ráfagas de hasta 50 m/s las cuales pueden levantar cantidades enormes de polvo generando tormentas y torbellinos de polvo (“*dust devils*” en inglés) a escala local, regional o global (Carr y Bell, 2014). De acuerdo a los cálculos obtenidos a partir de las observaciones de la High Resolution Stereo Camera (HRSC), las velocidades de traslación de los torbellinos varían de 15 a 27 m/s y pueden incluso llegar a ser más grandes. Se ha observado que éstos se generan en los dos hemisferios tanto en planicies altas como bajas después de mediodía en las estaciones de verano e invierno (Stanzel et al., 2006). Los torbellinos presentan alturas de más de 8 km y diámetros de varios cientos de metros. Se pueden observar distribuidos a escala local o regional (Krauss et al., 2006). Cuando aparecen muchos remolinos a escala global, estos evolucionan, crecen y logran movilizar el polvo suficiente para generar una tormenta de polvo (alcanzando 40 km de altura), y cubriendo al planeta totalmente en un lapso de 10 a 20 días. Una vez establecida una tormenta, ésta dura de 50 a 100 días. Cuando esto ocurre, la atmósfera de Marte se vuelve muy opaca (Kahre et al., 2006).

Durante una tormenta de polvo las partículas interactúan entre sí debido a los movimientos turbulentos. Esta interacción hace que las partículas adquieran una carga eléctrica conocida como carga triboeléctrica. El polvo se carga entonces por frotamiento con otras partículas de polvo. La carga adquirida dependerá esencialmente de la composición y del tamaño de las partículas; generalmente, las partículas de mayor tamaño adquirirán una carga positiva. Cuando ocurre este fenómeno se producen potenciales eléctricos significativos: en la nube de polvo las partículas cargadas negativamente estarán en la parte superior de la nube mientras que las que estén

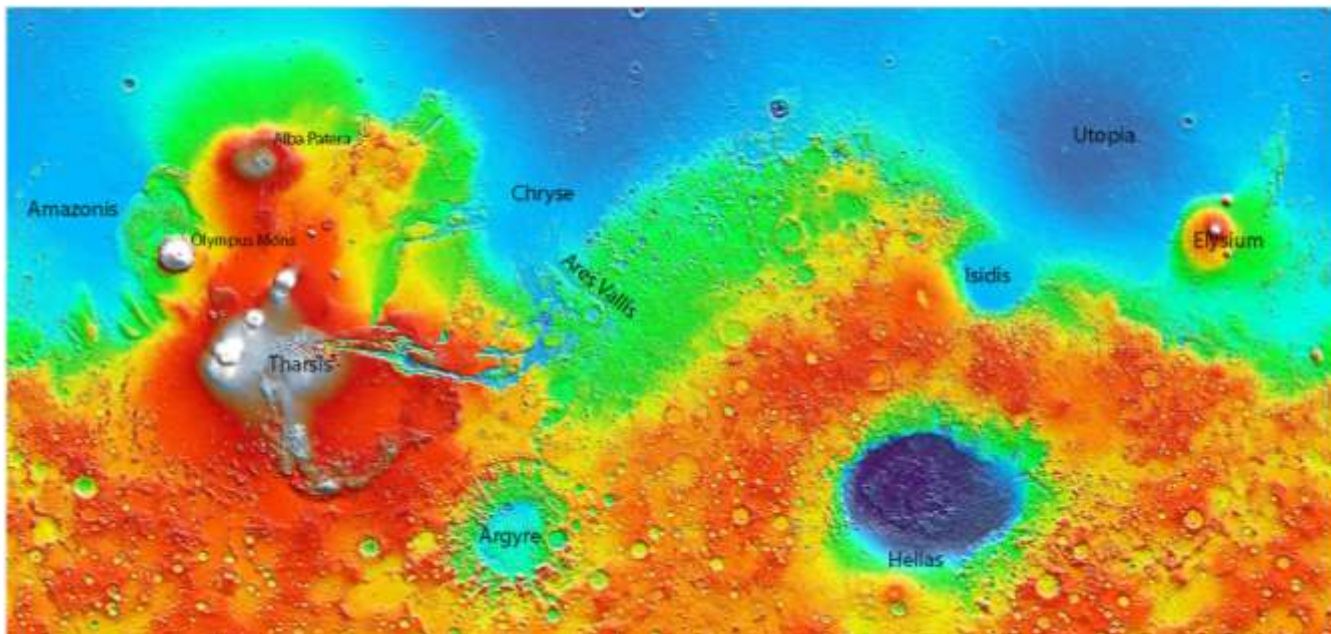
cargadas positivamente se colocarán cerca de la superficie del planeta. Esta separación de cargas generará un campo eléctrico, la intensidad de dicho campo dependerá de la densidad del polvo y la cantidad de carga de cada partícula. La carga que adquieren las partículas de polvo puede ser de  $10^4 e^-$  a  $10^5 e^-$  (Krauss et al., 2006). Farrell y colaboradores (1999) estimaron que en los torbellinos de polvo la densidad de carga máxima puede ser de  $10^6 e/cm^3$  y que los campos eléctricos verticales producidos podrían levantar el polvo provocando o manteniendo las tormentas globales. Krauss y colaboradores (2006) mencionan que cuando el campo eléctrico de la nube supera el campo eléctrico de la atmósfera que la rodea se produce una descarga (rayo) y consideran que estas descargas se producen siempre y cuando existan presiones bajas (0.1 y 67 milibares) y un clima árido y ventoso cerca de la superficie marciana.

## **1.2 Geología**

### **1.2.1 Características generales**

Marte, al igual que los demás planetas del sistema solar, formaba parte de la nebulosa solar primitiva: un disco de gas y polvo que rodeaba al proto- Sol. Conforme fue enfriándose se condensaron los materiales formando pequeños cuerpos, los cuales empezaron a acumular masa rápidamente a partir de choques con otros cuerpos ( $> 10$  km) debido al aumento en su atracción gravitacional, dando lugar a la formación de planetas. Se piensa que una clase de meteoritas llamadas condritas, que son casi idénticas en composición a la fotosfera del Sol, representan la composición de la nebulosa primitiva. Los fechamientos por radioisótopos de la meteorita condrítica más primitiva que se conoce (meteorita de Allende), datan la formación de la nebulosa hace 4,567 millones de años. La evidencia de radioisótopos de vida corta indica que Marte pudo haberse formado notablemente rápido. La alta tasa de acreción generada por impactos durante el tiempo en que el cuerpo planetario crecía dio como resultado un océano de magma. Esto permitió que los materiales se movieran por diferenciación; los materiales más densos, ricos en hierro, se concentraron en el centro del planeta para formar un núcleo y los materiales menos densos, como los silicatos, conformaron el manto (Carr y Bell, 2014).

Durante este proceso de diferenciación, los elementos siderófilos (los que se disuelven en fundidos ricos en hierro), disminuyeron en el manto y enriquecieron el núcleo. El fechamiento de las rocas del manto da una aproximación del tiempo en que se formó el núcleo del planeta. A partir de fechamientos de muestras de rocas de los mantos terrestre y marciano, se ha concluido que el núcleo de estos dos planetas internos se formó durante los primeros 20 Ma del sistema solar. Para esto, algunas meteoritas marcianas se consideraron como representativas del manto del planeta. La evidencia isotópica indica que se formó muy pronto una corteza en Marte aunque ésta se ha renovado durante la historia del planeta como lo indican los procesos geológicos observados en su superficie (Carr y Bell, 2014).



**Figura 1.1.** Mapa topográfico de Marte entre las latitudes 65 S y 65 N. En color blanco y gris se muestran los lugares con mayor elevación como Tharsis y el monte Olimpo, mientras que en color azul están los lugares con menor elevación localizado en las planicies del norte como Amazonis, Chryse, Utopia, Isidis y en la cuenca de impacto Hellas al sur del planeta. Tomada de Osinsky y Pierazzo (2013).

La topografía y los tipos de terreno en Marte presentan una marcada diferencia entre el norte y el sur. A esta diferencia se le conoce como la dicotomía marciana (véase la figura 1.1). La dicotomía es evidente en tres aspectos: 1) un cambio en la elevación (las tierras altas del sur tienen

una elevación promedio 5,5 km mayor que las llanuras del norte), 2) un cambio en el espesor de la corteza (la corteza es aproximadamente 25 km más gruesa en las tierras altas del sur) y 3) un cambio en el número de cráteres de impacto por kilómetro cuadrado (los terrenos del norte presentan una densidad superficial de cráteres de impacto mucho menor que los terrenos al sur de la dicotomía) (Carr y Bell, 2014). Se desconoce con certeza la causa de la dicotomía, pero hay propuestas sobre mecanismos internos y externos que pudieron causarla, entre los mecanismos internos al planeta se han propuesto la convección de longitud de onda larga del manto, un reacomodo de los estratos formados a partir del océano de magma y la tectónica de placas. El mecanismo externo está relacionado con la formación de una enorme cuenca de impacto (Šrámek y Zhong, 2012). Citron y coautores (2018) proponen un modelo de formación de la dicotomía marciana híbrido que involucra un evento exógeno y uno endógeno: un impacto y un proceso de convección de grado 1<sup>1</sup>. Por otro lado, al norte de la dicotomía, se extienden llanuras topográficamente bajas cuya extensión es aproximadamente un tercio del planeta. Se ha observado que estas llanuras “taparon” cráteres preexistentes lo que indica la existencia de una corteza más vieja debajo de ellas (Carr y Bell, 2014).

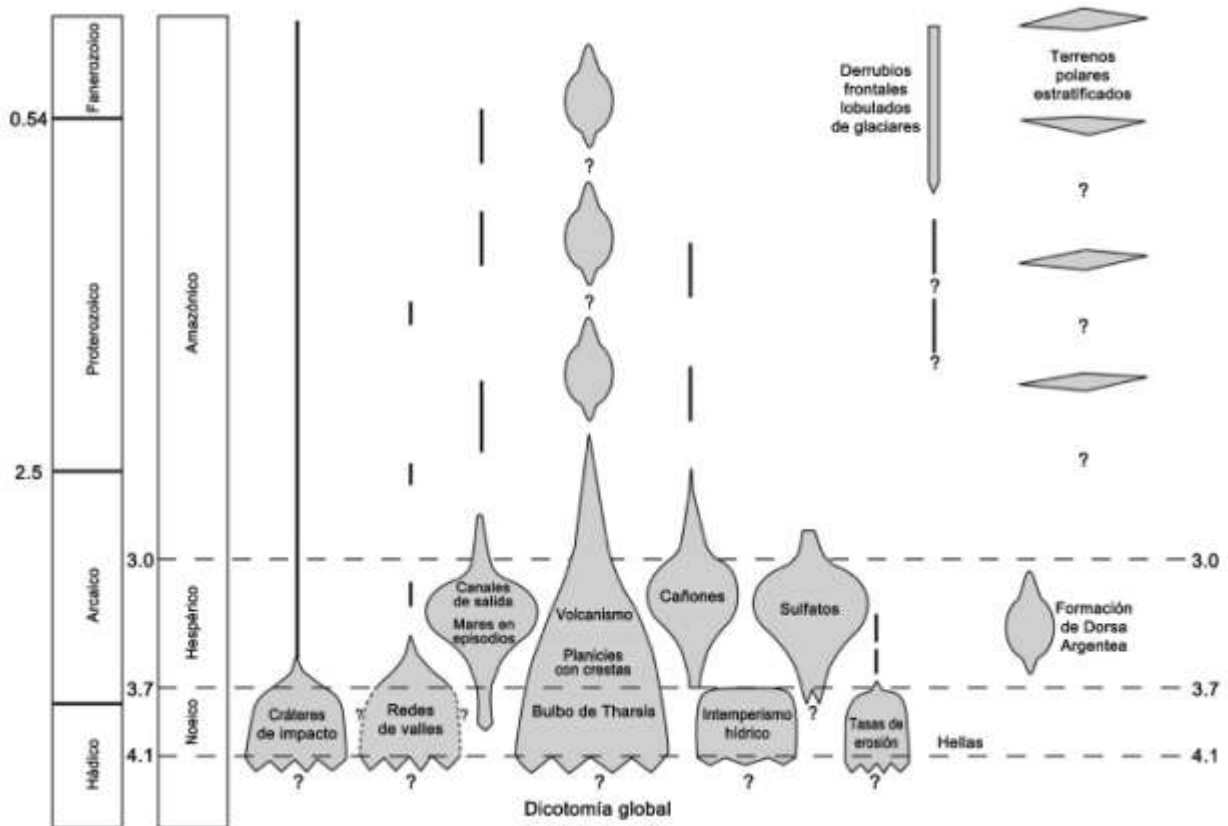
A partir de la morfología marciana, se ha propuesto la existencia de tres grandes eras geológicas: Noeico, Hespérico y Amazónico. Estas a su vez se han dividido en 8 etapas las cuales son: Noeico temprano (3.96-4.5 Ga), Noeico medio (3.85-3.96 Ga), Noeico tardío (3.56-3.85), Hespérico temprano (3.39-3.56 Ga), Hespérico tardío (3.24-3.39 Ga), Amazónico temprano (1.03-3.24 Ga), Amazónico medio (0.274-1.03 Ga) y Amazónico tardío (presente- 0.274 Ga) (Almazán, 2016). Cada una de éstas está definida por estructuras geológicas distintivas que pueden observarse en imágenes obtenidas por las misiones espaciales. Las unidades geológicas se delimitan a partir de los principios de superposición, corte, tipo de roca, y se fechan a partir de la densidad de cráteres de impacto y de una extrapolación de las edades absolutas lunares. El principio de superposición consiste en dar un ordenamiento a los eventos que ocurrieron antes o después dependiendo del acomodo de los estratos, es decir, que las capas de roca que se encuentren más abajo serán más antiguas, esto siempre y cuando no exista una inversión de estratos. Por lo que respecta al principio

---

<sup>1</sup> La convección de grado 1 se aplica a cuerpos de una sola placa como Marte y Venus (Zhong y Zuber, 2001). En este escenario, el calor generado por la formación del núcleo produce un movimiento de material desde el núcleo hacia la parte inferior de la corteza debajo de la cual se mueve “rodeando” el planeta hasta las antípodas del lugar donde se elevó, en esas antípodas el material se hunde hacia el núcleo del planeta (Roberts y Zhong, 2006).

de corte, éste relaciona cuerpos de rocas ígneas con su roca encajonante, es decir, que el cuerpo de roca que corta es más joven que el cuerpo cortado (INSUGEO). También la densidad de cráteres de impacto superpuestos permite hacer una reconstrucción geológica y establecer edades relativas (Chapman, 2007).

Desde su formación hasta el presente, Marte ha sufrido diversos procesos geológicos (Figura 1.2) que han marcado su superficie y le han dado su aspecto morfológico. Para comprender la evolución geológica de Marte, se emplean análogos terrestres, información geológica y geofísica obtenida de los instrumentos a bordo de naves espaciales o rovers que circundan el planeta (Chapman, 2007).



**Figura 1.2.** Diagrama con los diferentes procesos geológicos más relevantes que marcaron cada periodo geológico en Marte. Se hace la comparación con el tiempo geológico terrestre (columna lado izquierdo). Modificado de Carr y Head (2010).



## 1.2.2. Eras geológicas de Marte

Las características más relevantes para cada época en Marte se describen a continuación:

La era del Noeico (4.5-3.56 Ga) fue una etapa con altas tasas de craterismo de impacto y de erosión, formación de valles, actividad volcánica, como el levantamiento de Tharsis entre otras estructuras, precipitaciones y escorrentía debido a las condiciones climáticas (Figura 1.2). Dichas condiciones se sostuvieron a principios de la era debido a que el planeta tuvo un campo magnético que permitió tener una atmósfera estable. También, como resultado de mantener una atmósfera, se empezaron a tener procesos eólicos que hasta la actualidad siguen observándose, aunque seguramente no han sido los mismos por el cambio radical que ha tenido Marte en sus condiciones atmosféricas durante toda su historia geológica. Durante esta era se formó Hellas, aproximadamente entre 4.1 a 3.7 Ga, una de las cuencas de impacto más grandes y representativas de las Tierras Altas del Sur y objeto de estudio del presente trabajo (Carr y Head, 2010; Almazán, 2016).

Almazán (2016) propone que el límite entre el Noeico y el Hespérico se encuentra a los 3.56 Ga. Este límite está representado por una reducción tanto en la tasa de formación de cráteres de impacto como en las tasas de erosión, que coinciden con la Figura 1.3. Al final de esta etapa se detuvo la etapa hídrica (precipitaciones). Otro rasgo importante es el vulcanismo asociado primordialmente al levantamiento de Tharsis, que liberó gran cantidad de volátiles generando condiciones ácidas.

El Hespérico (3.56-3.24 Ga) es la etapa en la cual se tiene más variedad de registros geológicos bien preservados, debidos a la disminución en los procesos de erosión y a la baja cantidad de impactos de asteroides y cometas con el planeta; y por el otro lado a la actividad y evolución del sistema volcánico ligado al levantamiento de Tharsis que marcó la superficie durante esta etapa (Almazán, 2016). Desde principios de dicho periodo se tuvo un episodio de vulcanismo el cual generó gran cantidad de volátiles (como azufre) que se mantuvieron en la atmósfera. Además de que dicho vulcanismo también se manifestó como la formación de llanuras crestadas Hespéricas (*Hesperian ridged plains*) y en varias edificaciones centrales conocidas como “*paterae*” (*Apollonaris, Alba, Hadriaca*, etc.). También en el hemisferio oriental se formaron varias planicies

como la de *Hesperia*, *Syrtis* y *Malea*, además de que se formó gran parte del suelo de Hellas (Carr y Head, 2010). El cañón más grande del sistema solar que se formó fue el sistema Valles Marineris que tuvo origen a partir de zonas con tectonismo por extensión debido al levantamiento de Tharsis (Almazán, 2016).

Durante el Hespérico tardío se sugiere que existió un posible océano debido a la desembocadura de varios canales en las tierras bajas del norte. Los modelos numéricos y las características de los depósitos en el periodo del Amazónico temprano sugieren que este cuerpo de agua se congeló y sublimó en un periodo aproximado de 150 Ma. (Head, 2017).

El Amazónico (3.24 Ga - presente) es la etapa más reciente y extensa de la historia geológica de Marte y la que tiene una de las características más distintivas: hielo en las latitudes medias a altas, relacionado con condiciones frías, secas y oxidantes (Carr y Head, 2010). Se han hecho varios modelos para descifrar la formación de los casquetes polares y las glaciaciones más recientes a partir de la cantidad de insolación que entra al planeta, con base en parámetros de rotación y el eje orbital en los últimos 20 Ma (Head, 2012). Durante este periodo hubo la tasa más baja en la generación de cráteres de impacto al igual que una disminución considerable en el vulcanismo, solo algunas zonas tenían actividad como en el suroeste del volcán Olimpo y al este de la elevación de Elysium, y una interrupción en las actividades hidrológicas (tanto fluviales como glaciales) que permitió el depósito de material que posteriormente sería cubierto por hielo (Almazán, 2016).

Una manera de proporcionar información sobre la historia geológica y climática de Marte es mediante la detección de minerales realizada por el instrumento de mapeo OMEGA (*Observatoire pour la Mineralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité*, de fabricación francesa) que se encuentra en la nave espacial *Mars Express* (MEX) (ESA, 2004). La misión *Mars Express* ha estado en operación por 16 años y continúa aun operando. El OMEGA consta de un espectrómetro que mapea los minerales en las longitudes de onda en espectros visible e infrarrojo. Basado en la mineralogía del planeta se ha dividido en tres eras la historia mineralógica de Marte: Filosiense, Teiiquiense y Sideriquiense (Figura 1.3). Cada una de estas eras está caracterizada por minerales específicos, los cuales dan una idea acerca de las condiciones en las que se encontraba el planeta en el momento en que se formaron. Los filosilicatos relacionados a la primera era indican agua líquida superficial, esta etapa coincide con el Noeico temprano y medio; debido a que la formación de tal

mineral necesita condiciones cálidas y húmedas. Por otro lado, en el Teiiquiense, que abarca del final del periodo Noeico y principios del Hespérico, existía un ambiente ácido donde dominaban los sulfatos debido a que el aumento en la actividad volcánica generó gran cantidad de gases de azufre, los cuales, al combinarse con agua, formaron dicho mineral. En el Sideriquiense, la era caracterizada por óxidos férricos anhidros se encuentra entre los periodos del Hespérico tardío y el Amazónico en donde la presencia de estos minerales indica que el agua era escasa (sólo se encontraba en ciertas regiones por corto tiempo). Por lo anterior, los registros geológicos basados en la mineralogía sugieren que el planeta ha tenido cambios claves los cuales han afectado la superficie marciana y la han modificado desde su formación (Barlow, 2008).



**Figura 1.3.** Diagrama con la distribución de las eras tomando en cuenta la mineralogía distintiva para cada etapa. También se compara con el tiempo geológico establecido por la tasa de craterismo de impacto y los procesos geológicos en Marte. Modificado de Bibring et al. (2006).

## Capítulo 2. Craterismo de impacto

---

El craterismo de impacto es uno de los procesos geológicos más distintivo y ubicuo en todas las superficies planetarias sólidas del Sistema Solar. Este proceso se debe al choque de asteroides y cometas a hipervelocidad con las superficies planetarias. Las misiones espaciales han proporcionado abundante información que sustenta que la mayoría de los rasgos topográficos circulares u ovalados observados en los cuerpos planetarios tienen un origen por impacto (Melosh e Ivanov, 1999). El estudio de la densidad de cráteres de impacto en las superficies planetarias permite asignar una edad relativa a las distintas unidades geológicas observadas en los cuerpos planetarios, lo que ayuda a reconstruir su historia geológica (Koeberl, 2006). Cabe destacar que los impactos constituyen una importante fuente de calor en las primeras etapas de evolución planetaria. También tienen repercusiones importantes en la evolución geológica, atmosférica e incluso biológica de los cuerpos planetarios (Gault, 1974).

### *2.1. Proceso de formación*

La formación de cráteres por impacto es un proceso que libera una enorme cantidad de energía en una pequeña área en tiempos muy cortos. La magnitud de la energía liberada depende principalmente de la velocidad y la masa del objeto impactante, es decir, su energía cinética; en los cuerpos planetarios con atmósfera, ésta desacelera a los objetos cósmicos que colisionan con el planeta. Los asteroides que viajan a hipervelocidad, transfieren considerable energía cinética al terreno. Esta energía se convierte en ondas de choque que comprimen y calientan el material del blanco. El tamaño de un cráter de impacto depende de la velocidad, el ángulo de impacto y las composiciones del blanco y del cuerpo impactor (Alemán, 2002).

La formación de un cráter de impacto es un proceso continuo que va desde la transferencia de energía cinética del impactor a la superficie con la que impacta hasta los movimientos de masa y ajustes en el terreno que determinan la forma final del cráter. Se simplifica convencionalmente en tres etapas: 1) contacto y compresión, 2) excavación y 3) modificación (Ormö y Oms, 2013).

## **1) Contacto y compresión**

Se lleva a cabo justo cuando el proyectil entra en contacto con el objetivo y atraviesa la superficie, resultando en un chorro “*jetting*” de material a elevadas velocidades dirigido fuera de la zona de contacto, acompañado de intensas ondas de choque que se propagan tanto hacia la roca impactada como hacia la parte trasera del proyectil. En esta etapa la presión puede llegar a varios Gigabares, la cual excede de 3 a 4 órdenes de magnitud la resistencia del material (Greeley, 2013). Las ondas de choque son suficientemente fuertes para fundir o evaporar el material cerca del sitio de impacto (Melosh e Ivanov, 1999). En conjunto se considera que la etapa de contacto y compresión finaliza en el momento en que el proyectil se destruye (Collins et al., 2012).

## **2) Excavación**

En esta etapa, la energía cinética residual se gasta en la expulsión del material lo cual genera la abertura de la cavidad transitoria. Además, dicha energía también eleva la energía interna del blanco. Conforme la onda de choque se propaga dentro del blanco, el material se mueve siguiendo líneas de corriente perpendiculares al frente de choque (Figura 2.1). Una vez que el material que se desplaza siguiendo las líneas de corriente alcanza la superficie, éste se mueve a través del aire (o del vacío, dependiendo de si el cuerpo planetario tiene atmósfera o no) siguiendo trayectorias elípticas (Ormö y Oms, 2013). El material excavado desde el cráter, denominado eyecta, se distribuye radialmente como un manto de restos fragmentados, el cual va adelgazándose conforme nos alejamos del borde del cráter (Greeley, 2013).



**Figura 2.1.** Etapa de excavación. Corte transversal del cráter en formación donde se muestra las zonas que se excavaron y las del material desplazado debido al impacto. Obtenida de Osinski y Pierazzo (2013).

El cráter sigue creciendo hasta llegar a un punto donde la presión de la onda de choque ya no es lo suficientemente intensa como para eyectar o desplazar el material del cráter. Ahora bien, la cavidad tiene forma más o menos de cuenco y se le conoce como cráter transitorio. Se le considera transitorio porque las fuerzas gravitacionales y las fuerzas mecánicas de la roca comienzan a modificarlo hasta llegar a su estado final. La formación del cráter transitorio marca el final de la etapa de excavación y el comienzo de la etapa de modificación (Ormö y Oms, 2013).

Un aspecto particularmente importante de los cráteres de impacto es la inversión de la estratigrafía en el borde del cráter. El borde del cráter sobresale del terreno circundante; esto se debe a que está formado en parte por la eyecta arrojada durante la formación del cráter y parte por el terreno preexistente “volcado”. La onda de choque que excava el cráter ejerce una gran presión horizontal sobre las capas cercanas a la superficie. Esta presión provoca que las capas superficiales preexistentes sufran una rotación de 180° de tal suerte que la capa inferior queda en la parte superior, a esto se lo conoce como “borde volcado” (Greeley, 2013).

### **3) Modificación**

Esta etapa incluye varias modificaciones post impacto que no están directamente relacionadas a las ondas de choque. Incluye el derrumbe de las paredes del cráter, la formación de terrazas escalonadas, los ajustes isostáticos del suelo y el borde, la erosión y el relleno del cráter. Esta etapa puede continuar durante largos períodos de tiempo hasta que el cráter esté finalmente borrado por la erosión y otros procesos geológicos (Greeley, 2013). La remoción de material resulta en una mezcla de brechas y fundidos de impacto dentro del cráter (Melosh e Ivanov, 1999).

Osinski y Pierazzo (2013) exponen que aunque las etapas del proceso de formación de cráteres son continuas pueden empalmarse en el tiempo, es decir, que pueden llevarse a cabo la etapa de excavación y modificación simultáneamente. Por ejemplo en los cráteres más grandes, los modelos muestran que el levantamiento del piso de la cavidad transitoria comienza antes de que termine de crecer el cráter.

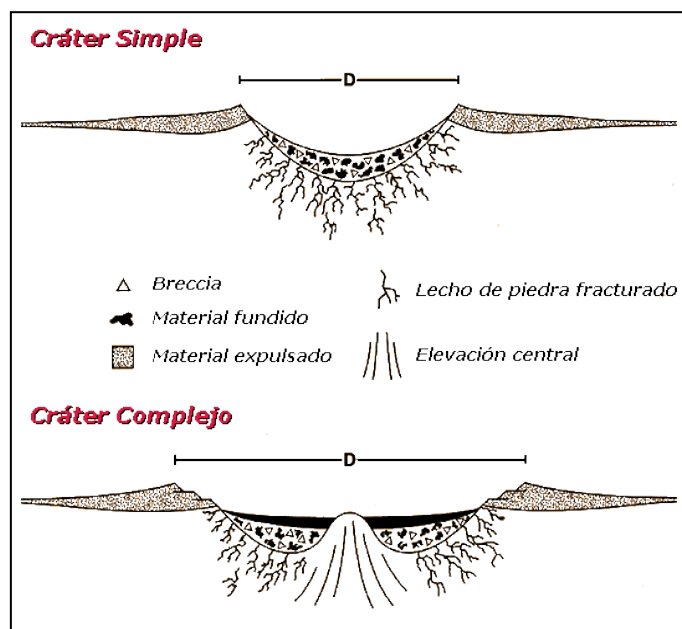
## **2.2. Morfología de cráteres de impacto**

Melosh e Ivanov (1999) mencionan que Dence clasificó primero los cráteres de impacto terrestres como estructuras simples o complejas. Esta clasificación estructural, basada en el estudio de los cráteres expuestos a la erosión, también se aplica a la morfología de los cráteres revelados por imágenes de las superficies de otros planetas y satélites. Sin embargo, algunos rasgos estudiados de la Luna y Calisto dieron pie a un tipo más: las cuencas multianillo (Osinski y Pierazzo, 2013). Por lo tanto, los cráteres de impacto se pueden clasificar en tres tipos: cráteres simples, cráteres complejos y cuencas multianillo.

Los cráteres simples son depresiones circulares en forma de tazón con bordes elevados bien definidos y perfiles interiores aproximadamente parabólicos (Fig. 2.2). La profundidad borde a piso de tales cráteres es generalmente alrededor de una quinta parte de su diámetro borde a borde (Melosh, 1989).

Los cráteres de impacto complejos son más grandes que los simples y tienen un menor cociente profundidad/diámetro (Tabla 2). La diferencia más notoria en los cráteres complejos es

que contienen un pico central y tienen una fuerte modificación por el colapso gravitacional de los bordes del cráter (Osinski y Pierazzo, 2013).



**Figura 2.2.** Descripción morfológica de un cráter simple (superior) en comparación con un cráter complejo (inferior) que tiene una elevación central. Donde D es el diámetro final del cráter, borde a borde. Obtenido de

[http://espacial.org/images/gif/crater\\_structure.gif](http://espacial.org/images/gif/crater_structure.gif)

Osinski y Pierazzo (2013) mencionan que “el análisis planetario comparativo de la transición simple a compleja de los cráteres de impacto, muestra que el diámetro de transición es inversamente proporcional a la aceleración gravitacional superficial. Esto indica que la gravedad es la principal fuerza impulsora de la modificación del cráter”. En relación con esta transición de simple a complejo, Melosh e Ivanov (1999) proponen un diámetro umbral entre cráteres simples y complejos: en la Luna éste es de aproximadamente 15 km de diámetro; en Mercurio y Marte la transición ocurre aproximadamente a 7 km de diámetro y en la Tierra entre 3 y 5 km. El intervalo depende de si las rocas del blanco son sedimentarias o cristalinas.

Por otra parte, el concepto de la cavidad transitoria es un aspecto de gran importancia para estimar la energía necesaria para formar un cráter de un tamaño dado. El tamaño de la cavidad transitoria es la mejor medida de la energía de impacto, la reconstrucción de su extensión es crucial y en la mayoría de los casos es complicado definirla, particularmente para las estructuras de cráteres complejos que se encuentran altamente modificadas (Osinski y Pierazzo, 2013).

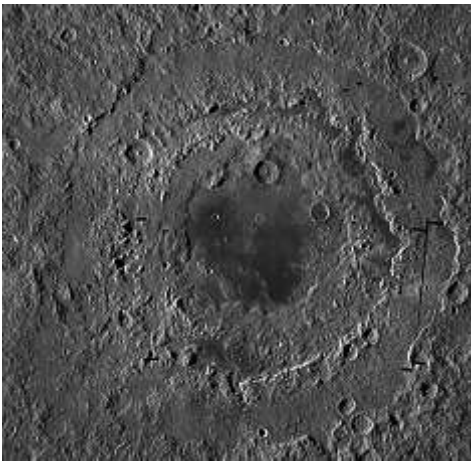


**Tabla 2.** Características de los cráteres de impacto simple y complejo.

Parámetros	Simple	Complejo
Cociente profundidad/diámetro	1:5 a 1:7	1:10 a 1:20
Características	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Depresión en forma de cuenca (tazón).</li> <li>• Su forma es similar al cráter transitorio.</li> <li>• Tiene bordes que se elevan por encima del terreno circundante.</li> <li>• Son las características morfológicas más frecuentes en superficies planetarias.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Dependiendo del tamaño, tiene una zona central elevada (pico central) o anillo de picos</li> <li>• Su forma es diferente al cráter transitorio.</li> <li>• Borde estructuralmente complicado.</li> <li>• Definido por zonas de falla.</li> </ul>
Estructuras secundarias	No	Terrazas (en el borde del cráter) resultado de fallas normales.

Las cuencas multianillo son el siguiente paso morfológico y se forman por el impacto de cuerpos con muy alta energía cinética. Son los cráteres de impacto más grandes en las superficies planetarias (> 200 km). La definición que le dan Osinsky y Pierazzo (2013) es “aquella estructura de impacto la cual contiene al menos dos anillos concéntricos dentro del cráter y que tiene cocientes profundidad/diámetro bajos”. En una cuenca de múltiples anillos, la cantidad de anillos resultante dependerá de la energía de impacto y las propiedades mecánicas de la capa superficial en la que se produjo el impacto (ver tabla 3) (Gault y Heitowit, 1963).

**Tabla 3.** Características de las dos morfologías básicas de las cuencas multianillo. Obtenida de Osinsky y Pierazzo (2013).

CUENCA MULTIANILLO		
Morfología	tipo 1	tipo 2
Descripción	Muestra pocas a varias fracturas orientadas hacia el centro con ligeras inclinaciones hacia afuera. Este tipo de estructuras se observan en cuerpos con cortezas silicatadas	Presenta decenas a cientos de anillos con espacios equidistantes (consisten en grabens o fracturas orientadas hacia afuera). Estas estructuras son típicas de cortezas de hielo.
Ejemplo	Cuenca Oriental (Luna). 	Valhalla (Calisto). 

### 2.3. Fundidos de Impacto

Los fundidos de impacto son uno de los productos más característicos resultantes de una colisión a hipervelocidad entre objetos cósmicos. La formación de estos fundidos se debe a las altas temperaturas y presiones (del orden de 20,000 K y 300 GPa, respectivamente para un proyectil de 1 km – Collins et al., 2012- ) que se generan en el punto de impacto, lo que produce que se fundan o evaporen tanto las rocas del blanco como del proyectil. La cantidad de fundido generada en un evento de impacto dependerá de varios factores como la aceleración gravitacional, el tamaño del impactor, la velocidad de impacto, el ángulo de impacto, y la porosidad y composición tanto del blanco como del impactor (Kasmai et al., 2015).

Osinski et al. (2013) mencionan dos mecanismos por los cuales las rocas de la corteza se pueden fundir: por procesos magmáticos endogénicos y por el paso de una onda de choque generada por impactos con asteroides o núcleos cometarios. La diferencia fundamental entre los dos procesos es que en los primeros, las rocas se funden de tal manera que sus propiedades termodinámicas (presión, temperatura y densidad), cambian de manera continua, mientras que el paso de una onda de choque produce cambios bruscos en las variables termodinámicas de las rocas.

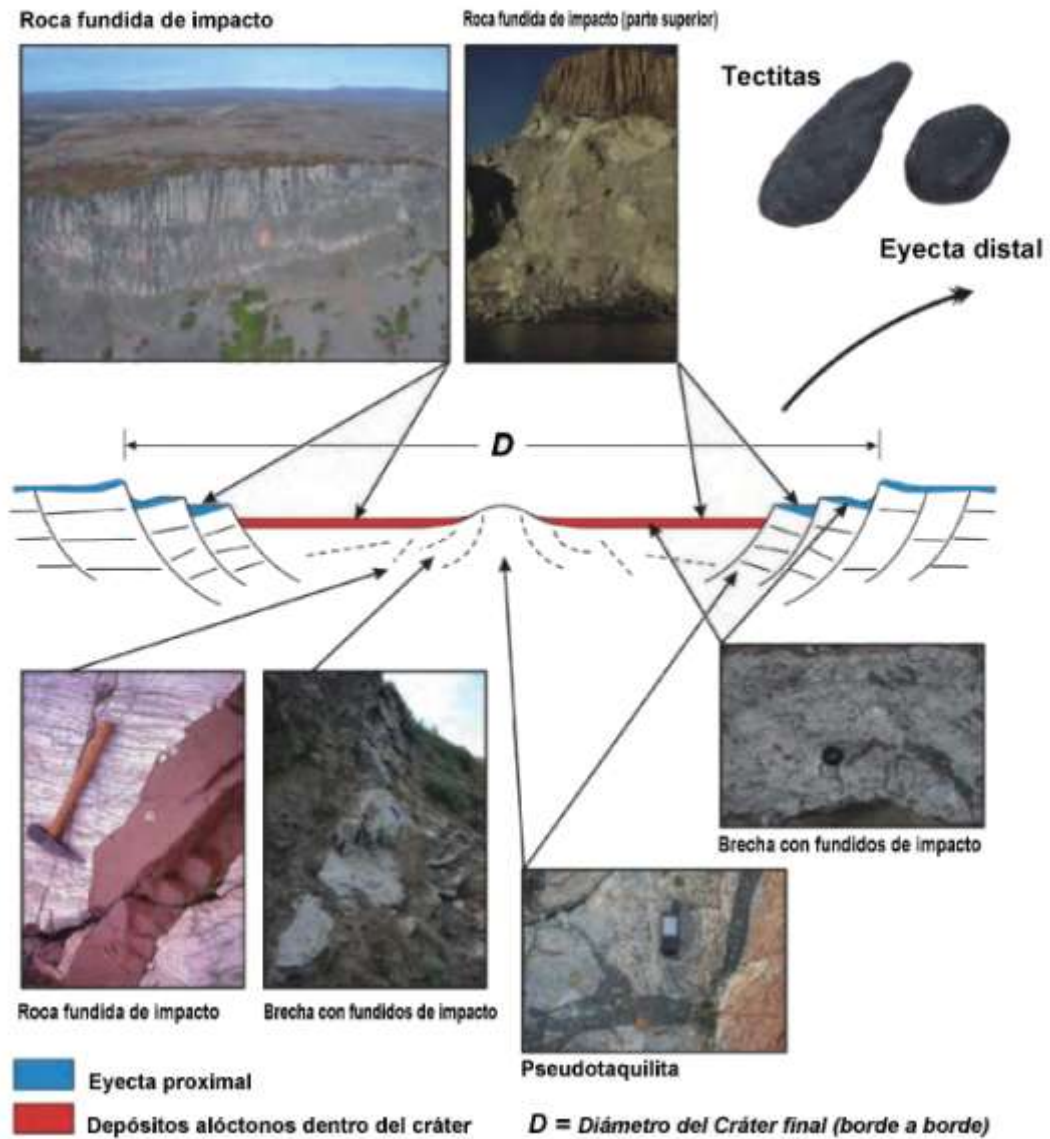
Los fundidos de impacto se manifiestan en diferentes productos no solo como una capa u “hoja” de fundido, sino también pueden encontrarse mezclados con las rocas del blanco como brechas de impacto, pseudotaquilitas, tectitas, etc. Las brechas de impacto son rocas formadas por fragmentos angulares de un tipo de roca (brecha monomíctica) o diferentes tipos de rocas (brecha polimíctica). Cabe resaltar que se forman por la ruptura física de las rocas impactadas y pueden o no contener fundidos; además, pueden ser sometidas a transporte y resedimentación lo que permite clasificarlas en a) autóctonas, b) parautóctonas y c) alóctonas. Las brechas autóctonas son aquellas que permanecen donde se formaron (debajo del fondo del cráter o en el borde), es decir, que no fueron sometidas a un transporte. Las brechas parautóctonas son transportadas a corta distancia de su lugar de origen, por ejemplo, las que caen dentro del cráter. Las brechas alóctonas son las que resultan de un transporte a gran distancia, es decir, que no se formaron en el lugar y fueron transportadas por agua, etc. (Ormö y Oms, 2013). Otros tipos de brechas son las *suevitas* y las brechas líticas, ambas son brechas de impacto polimícticas con una matriz clástica, sin embargo,

las suevitas contienen fragmentos de vidrios de impacto y clastos minerales y líticos afectados por choque mientras que las brechas líticas se caracterizan por no contener partículas de fundido y varían al contener clastos afectados o no afectados por choque (Osinski y Pierazzo, 2013).

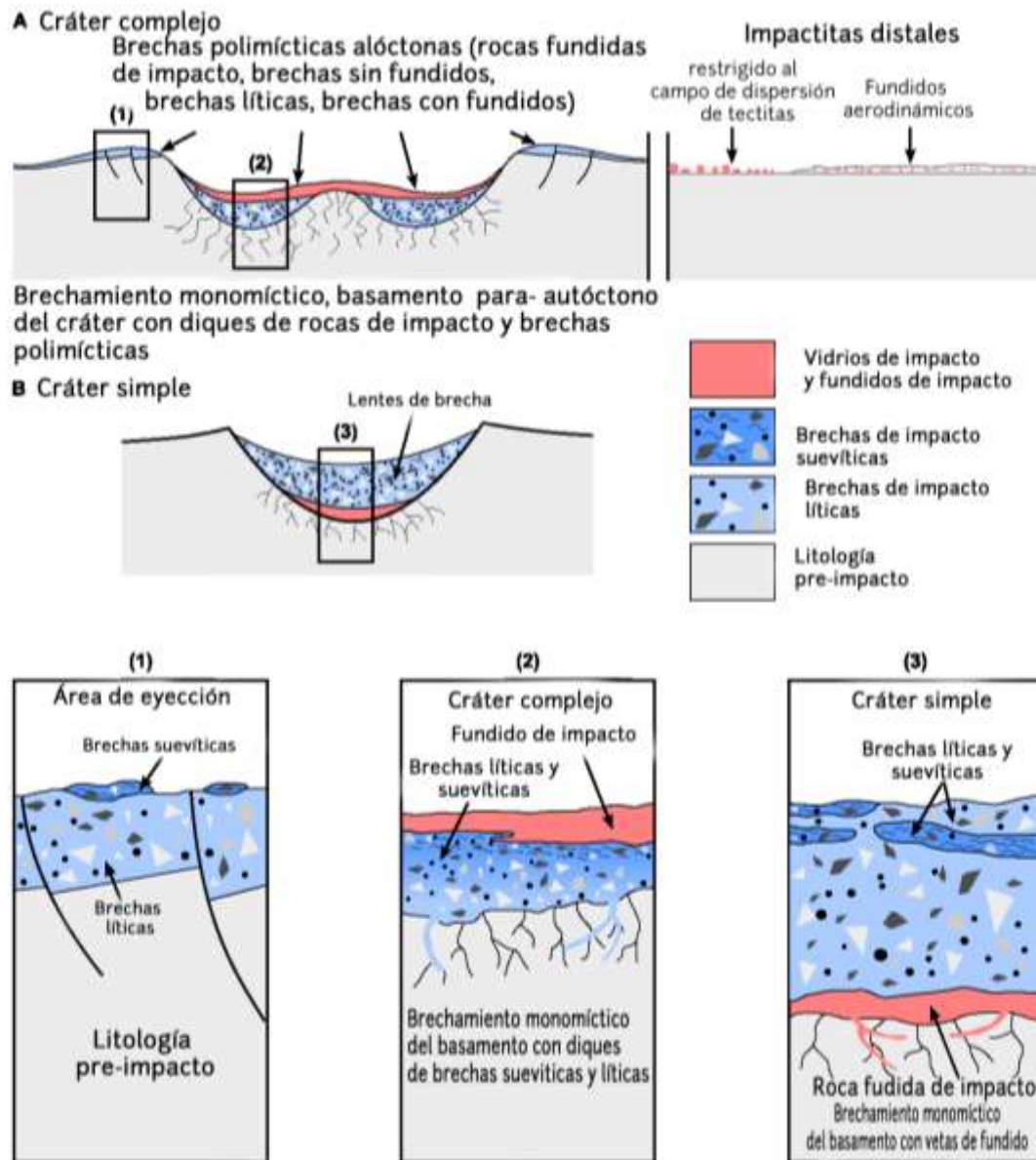
Las tectitas son una subclase de vidrio de fundido de impacto, tienden a ser simétricamente esféricas aunque suelen mostrar diferentes formas, su tamaño es pequeño (varios centímetros), son ligeras y normalmente se encuentran a miles de kilómetros de distancia del borde del cráter (Osinski et al., 2013).

La pseudotaquilita, descrita por primera vez en la estructura de impacto de Vredefort, es otro producto de fundido de impacto, tiene una matriz oscura afanítica (grano fino) con clastos minerales y líticos, suele presentarse en forma de diques, y como venas en rocas parautóctonas del blanco (Grieve y Therriault, 2013).

Los distintos productos formados por el impacto (brechas, fundidos, vidrios de impacto, etc.) van a depender del tipo de blanco sobre el que se impactó el asteroide o núcleo planetario. En otras palabras, los productos van a tener algunas diferencias dependiendo de si el blanco es sedimentario, cristalino o mixto (Osinski et al, 2013). Tales productos se localizan en diferentes partes del cráter (Figura 2.3). En particular, la distribución de los fundidos de impacto, de acuerdo a lo observado en la mitad de los cráteres de impacto terrestres, varía dependiendo de la morfología del cráter. En el caso de cráteres simples los fundidos se quedan en el centro del cráter, mientras que en los cráteres complejos y cuencas de impacto la distribución de fundidos se localiza cerca del pico central del cráter y en la región del borde ( ver Figura 2.4) (Osinski y Pierazzo, 2013).



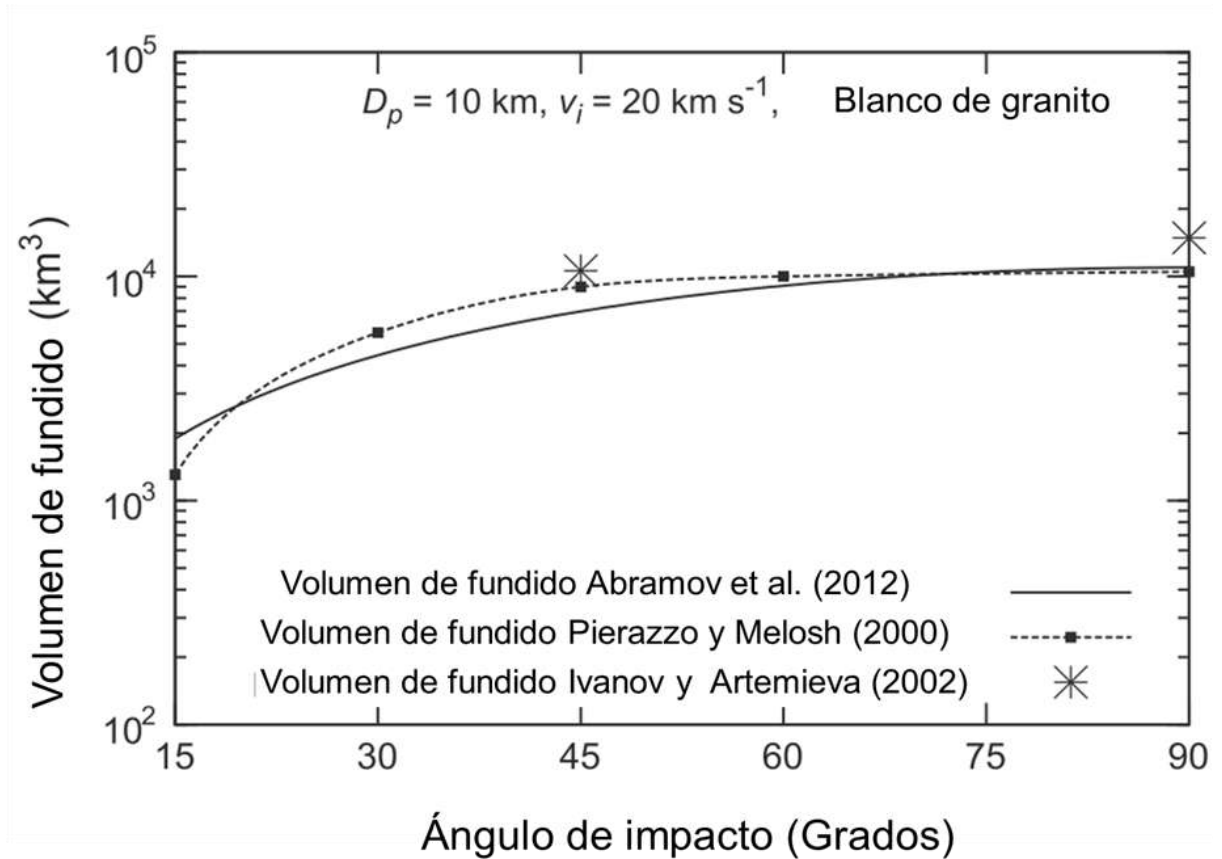
**Figura 2.3** Localización de los diferentes fundidos de impacto dentro de un cráter complejo. Obtenido y modificado de Osinski y Pierazzo (2013).



**Figura 2.4** Distribución de los fundidos de impacto en un cráter simple y un cráter complejo. Obtenido de Acacio (2019).

Por otra parte, la cantidad de fundido producido varía con el ángulo de impacto y está relacionado con el diámetro final del cráter. Con respecto al ángulo de impacto, el volumen de fundido producido será menor conforme el ángulo sea menor a 90° (Figura 2.5). Abramov et al.

(2012) indican que un impacto a  $90^\circ$  producirá 1.6 veces más fundido que uno a  $45^\circ$  y 2.5 veces más que un impacto a  $30^\circ$ . También mencionan que no es recomendable usar la relación de escala en impactos menores a  $30^\circ$  ya que la cantidad de fundidos puede verse afectada por otros procesos.

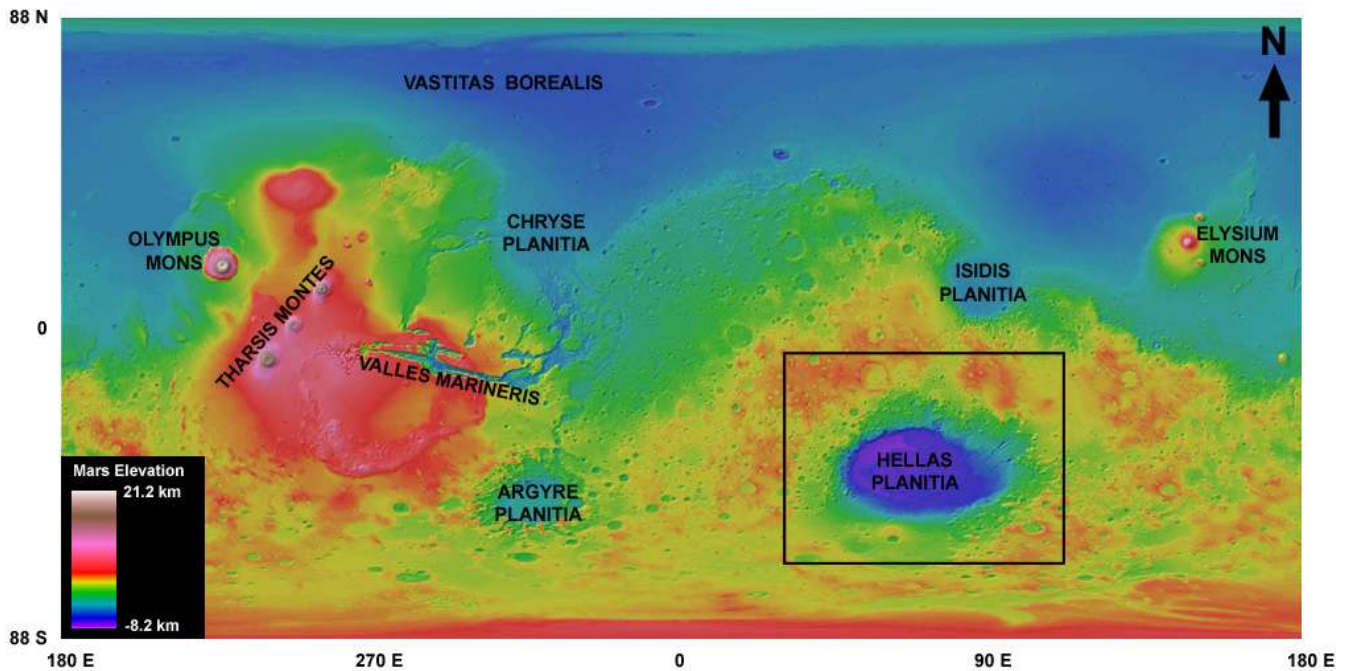


**Figura 2.5.** Comparación de los volúmenes de fundido a 5 ángulos de impacto diferentes estimados por simulaciones con hidrocódigos para el cráter de Chicxulub. Para ángulos cercanos a  $90^\circ$  los resultados son casi idénticos, pero conforme los impactos son más oblicuos o menores a  $70^\circ$  y más someros ( $< 15^\circ$ ) hay una ligera variación. Para las estimaciones, el diámetro del proyectil es de 10 km y la velocidad de impacto de 20 km/s. La densidad del proyectil (dunita) es de  $3,320 \text{ kg/m}^3$  y el blanco es granito con una densidad de  $2,674 \text{ kg/m}^3$ . Para obtener la cantidad de fundido se emplea la ecuación (5.2). El granito se funde a 50 GPa. (Obtenida de Abramov et al., 2012).

## Capítulo 3. Geología de Hellas

### 3.1 Historia geológica de Hellas

La cuenca de impacto Hellas es la estructura más grande y mejor conservada de las tierras altas del sur de Marte (Figura 3.1). Su diámetro es de alrededor de 2,300 km y su profundidad es, en promedio, de más de 4 km; de hecho, la parte occidental de la cuenca tiene el punto topográfico más bajo del planeta, aproximadamente 8.2 km. La formación de Hellas se asocia a la época del Noeico donde hubo una alta tasa de craterismo de impacto aproximadamente entre 4.1 y 3.7 Ga (Carr y Head, 2010). Esta cuenca de impacto ha sido sometida a actividad eólica, fluvial, glacial y volcánica de acuerdo con los depósitos de materiales sedimentarios observados (Das et al., 2014).

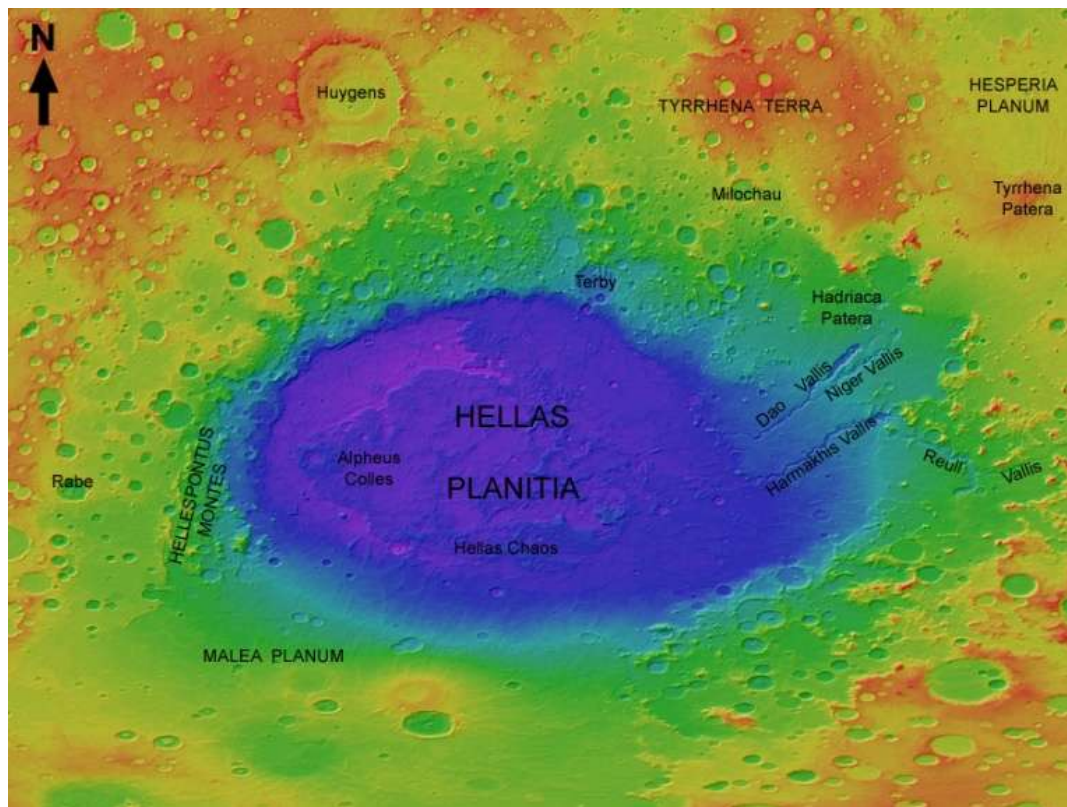


**Figura 3.1.** Mapa de elevación de Marte donde se ubica la cuenca de impacto Hellas, dentro del recuadro. Obtenida de <https://www.psi.edu/epo/explorecraters/hellastour.htm>



Andrews y Zuber (2010) proponen que Hellas es una estructura de impacto elíptica producida por un impacto oblicuo (con un ángulo menor a  $45^\circ$ ). Con esta premisa, dan dimensiones de su diámetro borde a borde, encontrando que debe ser de 2,280 km por 1,590 km y que el cociente de su eje mayor respecto al menor es de 1.43.

La planicie de Hellas está dividida en varios terrenos tales como: *Hellespontus Montes*, *Malea Planum*, *Alpheus Colles* (en el lado occidental) y *Hellas Chaos* (en el centro). Cada uno de estos terrenos tiene una característica distintiva: la región occidental tiene cambios algo drásticos, tomando en cuenta que *Hellespontus Montes* es un terreno montañoso mientras que *Malea Planum* es una zona de llanuras y planicies lisas a lo largo del borde suroeste de Hellas. *Alpheus Colles* es una región con pequeñas colinas en el piso de Hellas. Dentro de esta cuenca se encuentra *Hellas Chaos* el cual tiene un terreno accidentado (Figura 3.2) (Chuang, 2010).



**Figura 3.2.** Terrenos dentro de la cuenca Hellas. Obtenida de <https://www.psi.edu/epo/explorecraters/hellastour.htm>.

Como se mencionó anteriormente, Hellas fue sometida a varios procesos geológicos que ocurrieron a lo largo de su historia. Dichos procesos se representan mediante varias unidades estratigráficas (obtenidas por la información recopilada por las misiones espaciales), las cuales se relacionan con diferentes edades relativas. En general, las diferentes unidades pueden obtenerse de acuerdo al mapeo estructural y morfológico, aunado con el estudio que se tenga sobre el entorno geológico y la formación de cráteres de impacto en la zona. Se pueden utilizar los principios de superposición y de corte para poder dar una secuencia a los eventos que ocurrieron (Hartmann y Neukum, 2001).

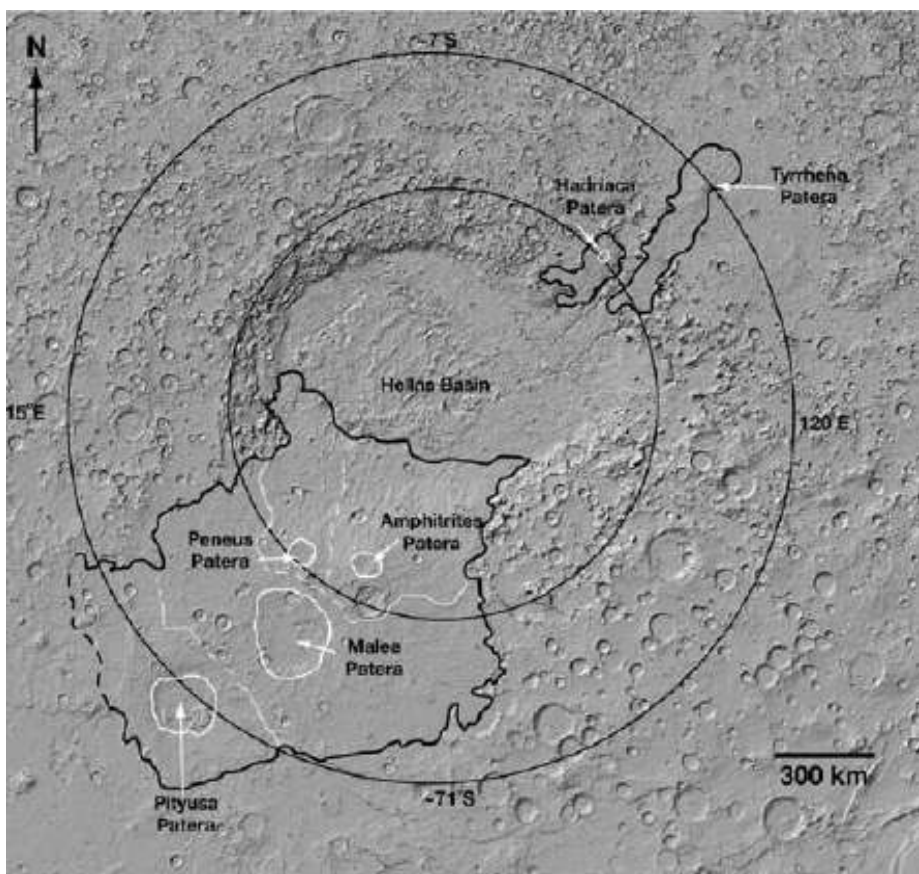
La historia geológica de la cuenca Hellas comienza con su formación en el Noeico (no se sabe exactamente en qué sub-eón). Muy probablemente este evento generó gran cantidad de materiales de impacto, entre ellos fundidos que posiblemente se emplazaron dentro y en los alrededores de la cuenca. De igual manera gran parte de los bloques macizos y material de la corteza probablemente se emplazó en los bordes del cráter.

La formación de más cráteres en las tierras altas del sur de Marte continuó durante el Noeico medio dando lugar a un terreno densamente poblado de cráteres distribuidos en la planicie de Hellas. Posteriormente, un evento magmático durante el Noeico tardío relleno la cuenca con materiales de origen volcánico (flujos de lava y flujos piroclásticos) producidos por la actividad magmática de *Amphitrites* y *Peneus Paterae* (figuras 3.3 y 3.4). Los volúmenes de magma para la caldera *Peneus Patarae* fueron mayores en comparación a los volúmenes producidos por *Amphitrites*. El espesor de la capa de lava fue mayor a 1 km, lo que generó la formación de crestas en *Malea Planum* al suroeste de la cuenca (Williams et al., 2009).

Williams y colaboradores (2009), con base en observaciones nuevas y estudios previos, sugirieron que la mayoría de los volcanes alrededor de la cuenca Hellas son los más antiguos y conservados de Marte, además mencionan que las edades de redes de valles (~3.7-3.5 Ga) son consistentes con: 1) las edades de formación de *Peneus*, *Malea* y *Pityusa Paterae* y 2) la circunstancia en la que temporalmente existían grandes cantidades de agua en la superficie marciana.

En el Hespérico temprano se tuvieron erupciones piroclásticas de las dos provincias volcánicas *Tyrrhena* y *Hadriaca Paterae* en la región noroeste de la cuenca (Figura 3.3). La

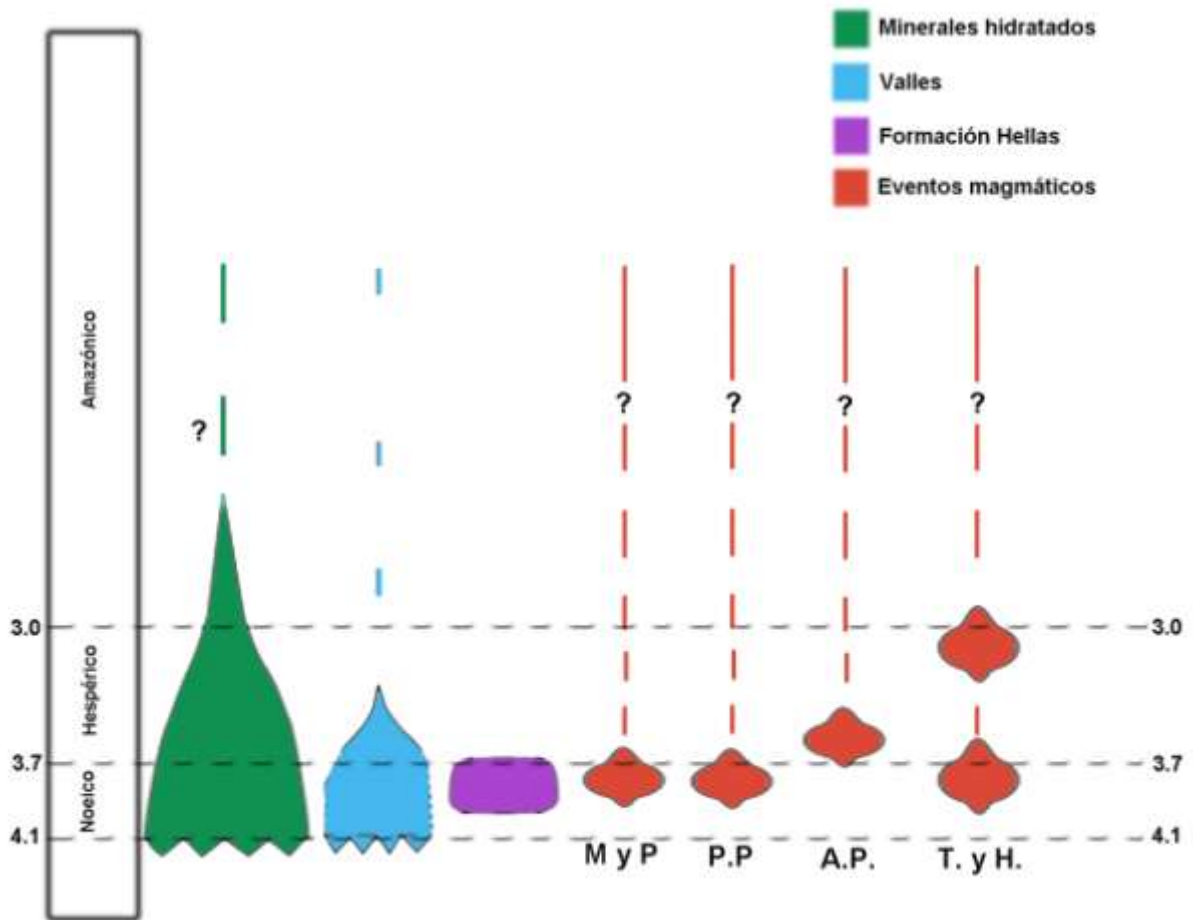
escorrentía y/o agua subterránea aunada a la erosión produjo valles en los bordes de la cuenca. Además, hubo formación de pocos canales grandes, como *Reull Vallis*, en la parte Este del borde de Hellas. Posteriormente, a finales del Hespérico volvió a presentarse otro episodio magmático de *Tyrrhena* y *Hadriaca Paterae* (Figura 3.3). Las relaciones morfológicas, estratigráficas y estimaciones de volúmenes de sedimentos alrededor y dentro de la cuenca de Hellas indican que los depósitos predominantes son depósitos eólicos aunque contiene algunas aportaciones de material fluvial y volcánico. En el Hespérico medio se emplazaron sedimentos fluviales en la planicie de Hellas. Por último, durante el Hespérico tardío, hubo formación de escarpes altos y empinados en la región, así como formación de dunas relacionadas a las tormentas de polvo (Williams et al., 2009).



**Figura 3.3** Mapa de la distribución de material volcánico de diferentes eventos magmáticos marcados por la línea negra al suroeste y noroeste de la cuenca Hellas. Obtenida de Williams et al. (2009).

Finalmente, el Amazónico estuvo dominado por procesos de remoción en masa, relacionados al movimiento de material cuesta abajo propiciado por la fuerza gravitacional. En el

interior de la cuenca los depósitos eólicos, fluviales y volcánicos que ya se encontraban ahí propiciaron avalanchas y flujos de escombros (Williams et al., 2009).



**Figura 3.4.** Esquema que representa los diferentes eventos geológicos y características importantes que marcaron la cuenca Hellas. Los centros volcánicos que tuvieron eventos magmáticos están representados por las iniciales; Malea Paterae (**M**), Peneus Paterae (**P**), Pityusa Paterae (**P.P**), Amphitrites Paterae (**A.P**), Tyrrhena Paterae (**T**) y Hadriaca Paterae (**H**). Este esquema, realizado para este trabajo de tesis, se hizo con base en los artículos de Williams, et al. (2009), Carr y Head (2010) y Elhmann y Edwards (2014)

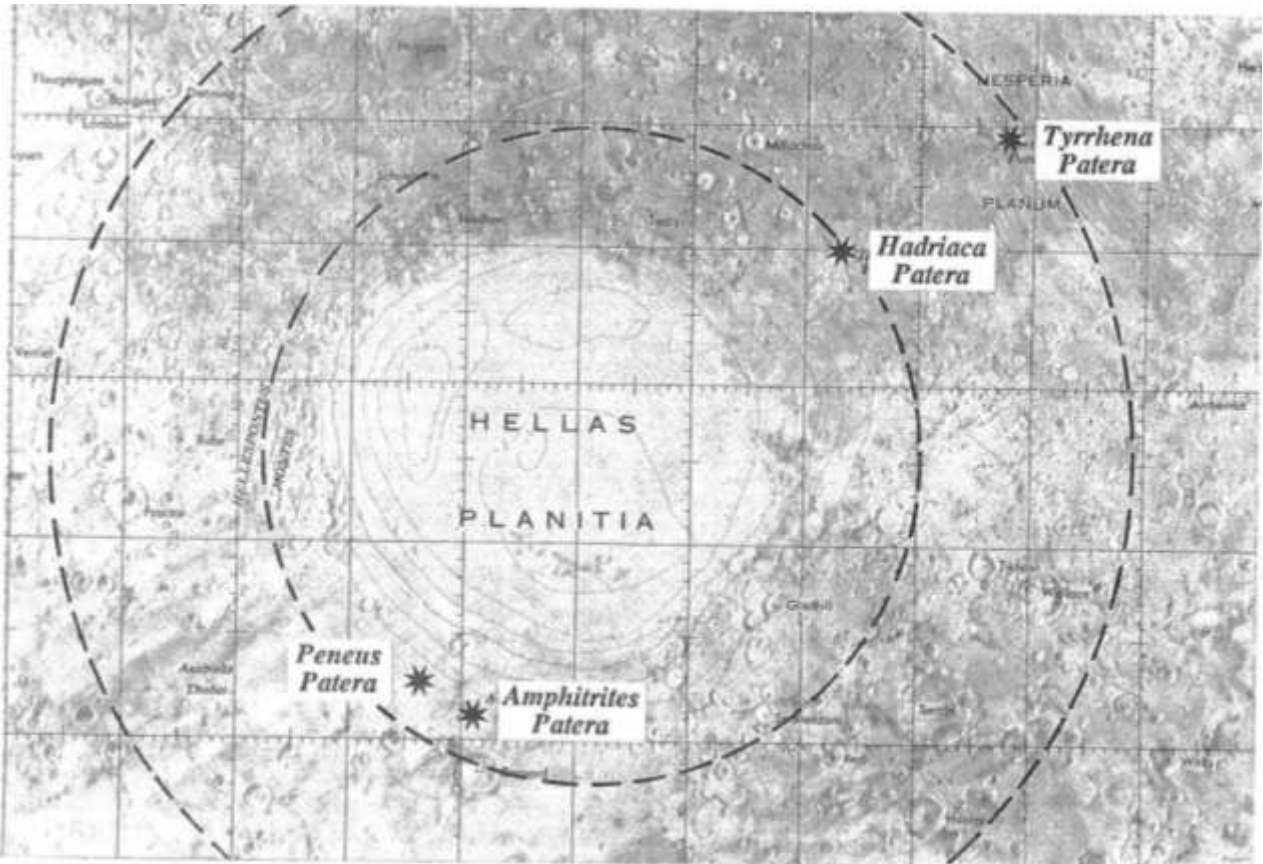
### 3.2. Origen del vulcanismo en los alrededores de Hellas

La obtención de imágenes y datos geofísicos mediante las misiones espaciales, tales como Mariner 9 y los orbitadores Vikingo, dieron los primeros indicios de rasgos geológicos en la superficie de Marte, el análisis de ellos permitió tener una idea de los orígenes de los centros volcánicos, entre los que se encuentra la provincia volcánica de Circum- Hellas (*The Circum-Hellas Volcanic Province* o CHVP por sus siglas en inglés), alrededor de la cuenca de impacto Hellas, al sur del hemisferio del planeta (Greeley y Crown, 1990; Williams et al., 2009).

La provincia volcánica de Circum-Hellas está conformada por varios centros volcánicos como *Tyrrhena* y *Hadriaca Paterae* al noroeste de la cuenca y *Peneus*, *Amphitrites*, *Malea* y *Pityusa Paterae* al suroeste de la misma. Williams y colaboradores (2009) mencionan que el análisis geológico permitió reconocer la edad de inicio de actividad de algunos centros volcánicos con edades aproximadamente de 3.5- 4.0 Ga.: 1) *Tyrrhena* la edad de inicio de actividad es de 3.7 Ga., 2) *Hadriaca Paterae* la edad es de 3.9 Ga.; 3) *Peneus*, *Malea* y *Pityusa Paterae* comparten la misma edad de inicio de actividad de ~ 3.8Ga., 4) *Amphitrites*, el centro volcánico más joven de esta provincia, su edad es de ~ 3.6 Ga. Las edades asignadas para dichos centros volcánicos están basadas en imágenes y conteo de cráteres de impacto.

Por lo que respecta al piso de la cuenca Hellas, en un estudio más actual, Williams y colaboradores (2010) estiman las edades para la porción norte y la porción sur obteniendo 3.8 y 3.6 Ga respectivamente, tomando en cuenta el conteo de cráteres.

Por otra parte, en cuanto a la localización de los centros volcánicos, Williams y colaboradores (2009) están de acuerdo con lo que sugiere Peterson (1978) sobre que están asociadas al evento de impacto debido a la cercanía de éstas con las fracturas de los anillos formados por el impacto de Hellas (Figura 3.5).



**Figura 3.5.** Mapa con la ubicación de los centros volcánicos alrededor de Hellas (estrellas negras) y se muestra la proximidad con los anillos de la cuenca de impacto (línea punteada). Obtenida de Greeley y Crown (1990).

### 3.3 Hidrología

La formación de redes hídricas durante las eras Noieca y principios de la Hespérica se debió a la abundancia de agua líquida en esa época. Los rasgos geomorfológicos y sedimentológicos observados evidencian el desarrollo de redes de drenaje fluviales, canales tipo meandros y deltas. Todos estos rasgos indican cómo fue el transporte y la desembocadura de los mismos en un cuerpo de agua, ya sea mar o lago. La formación de ciertos minerales como por ejemplo la halosita ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), la jarosita ( $\text{KFe}^{3+}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2$ ), la caolinita ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ) y calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), es evidencia de procesos hídricos (Spalletti, 2016).

Alemanno y colaboradores (2018) mencionan que los rasgos fluviales y lacustres en la superficie marciana se pueden clasificar mediante su morfología en redes de valles, valles longitudinales, canales de salida, segmentos de valles y valles en volcanes o cañones, con dicha clasificación los autores realizaron un mapa del sistema de redes hídricas, donde los valles se pueden asociar a la presencia de lagos en cuencas abiertas o cerradas (véase Figura 3.6). Además realizaron otro mapa donde se presenta la distribución aproximada de los valles de acuerdo a su edad, obteniendo como resultado que de los valles mapeados, el 94% pertenecen al eón Noeico, el 4% corresponde al eón Hespérico y el 2% restante al eón Amazónico (Figura 3.7).

La clasificación de cada valle y canal de flujo por Alemanno y colaboradores (2018) se define a continuación:

- 1) *Redes de valles*. Este sistema se caracteriza por mostrar ramificaciones y varios afluentes (ríos secundarios que desembocan en otro principal). Tienen gran extensión de cientos a miles de kilómetros y son muy angostos. La característica más distintiva es el patrón de drenaje dendrítico. Este patrón contiene varias ramificaciones más pequeñas, esto permite que el agua circule con mayor eficacia. Su origen se puede deber a varios procesos geomorfológicos y generalmente se le asocia con posibles paleolagos (trazos negros en la figura 3.6).
- 2) *Valles longitudinales o sinuosos*. Esta morfología presenta una rama principal de gran longitud con algunos afluentes. En dimensiones es mayor a las redes de valles, su largo es de cientos de kilómetros y su ancho es de una docena de kilómetros. Además, en comparación con los canales de salida, suelen ser más estrechos, sinuosos y empiezan en terrenos nada caóticos. Su formación la asocian a escorrentías o por “procesos de extracción basales” (basal sapping processes), es decir, un colapso del terreno debido a la erosión en la superficie por el flujo de agua subterráneo. Dependiendo de su formación pueden presentar secciones transversales diferentes, por ejemplo, escorrentía en forma “V” y drenaje basal en forma “U” (trazos azules en la figura 3.6).
- 3) *Valles en volcanes*. Estos se caracterizan por tener redes de valles pequeños con un patrón radial, es decir, que fluyen desde el punto más alto, cerca de la caldera, en varias direcciones a diferencia del sistema dendrítico que tiene una misma dirección dependiendo de la pendiente. Su formación se puede relacionar a los flujos de lava y actividad volcánica como un posible primer indicador del origen de los canales, sin embargo los procesos fluviales posteriores han modificado tanto la morfología, que resulta complicado conocer su formación (trazos verdes en la figura 3.6).

4) *Valles cercanos a cañones.* Se clasifican por tener afluentes pequeños y cortos, muchos de ellos se localizan cerca de grandes canales de salida y de zonas con fracturamiento. En la superficie marciana los ejemplos son *Kasei Vallis* y la zona de fallas de *Valles Marineris* respectivamente. El origen de estos valles se asocia a la socavación, que es la excavación profunda causada por el agua (trazos amarillos en la figura 3.6).

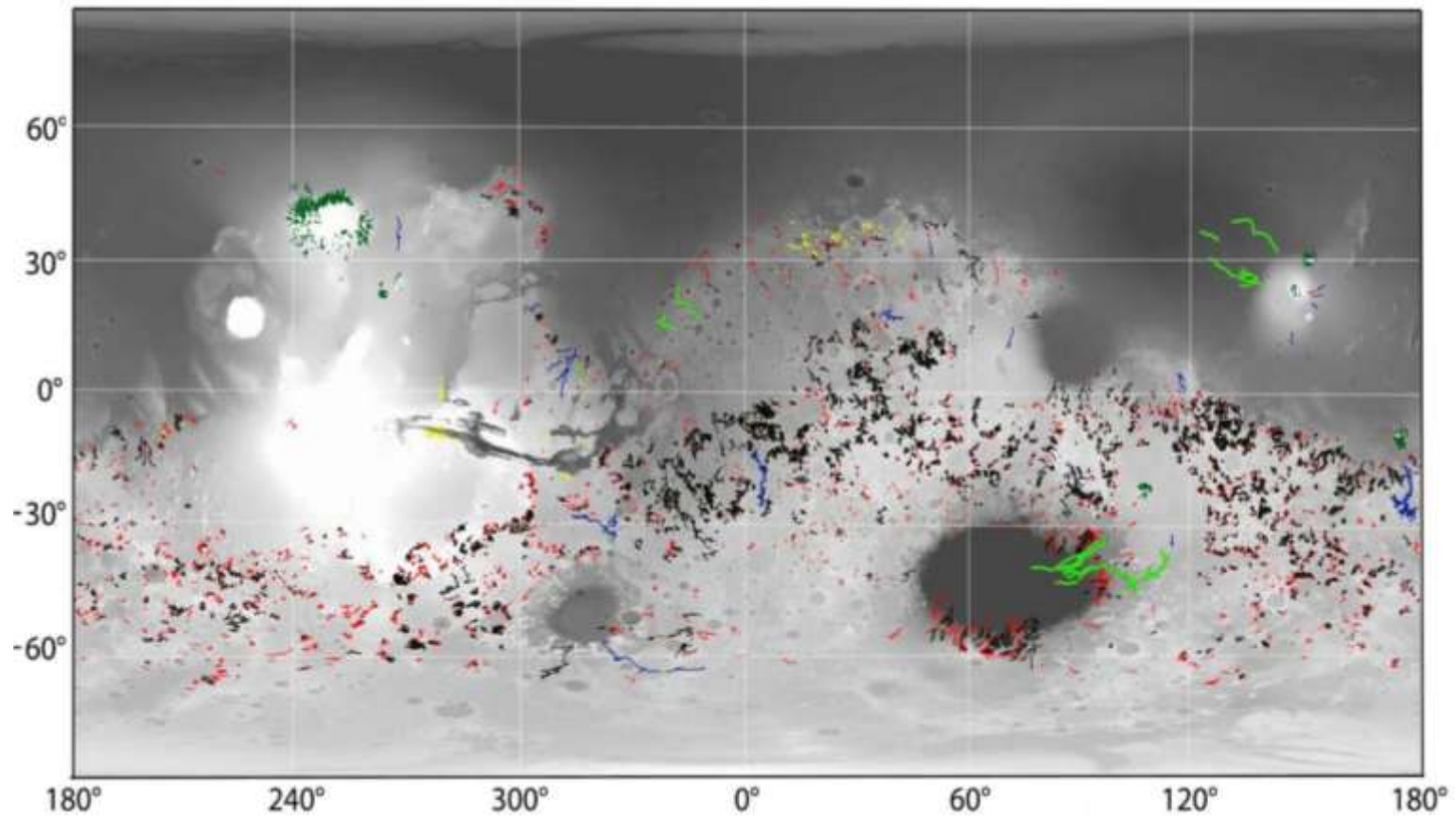
5) *Valles individuales y segmentos de valles.* Estos sistemas están representados por uno o máximo dos afluentes. Estos tienen la característica de no tener conexión uno con otro a pesar de la cercanía entre ellos. Su formación no es clara debido a que la erosión probablemente borró la morfología original (trazos rojos en la figura 3.6).

6) *Pequeños canales de flujo de salida.* Estos canales tienen una morfología muy parecida a los canales de flujo de salidas más grandes pero son a menor escala. Los canales de salida grandes tienen dimensiones de 100 kilómetros de ancho, longitudes entre 1000 y 2000 kilómetros y profundidades superiores a 1 kilómetro. Mientras que los pequeños canales son más cortos, se extienden entre 120 y 1000 kilómetros. Su origen se relaciona a la emisión de agua subterránea debido a un evento catastrófico, ya sea por impacto, volcanismo o tectonismo o por un drenaje catastrófico de los lagos (trazos verde claro en la figura 3.6).

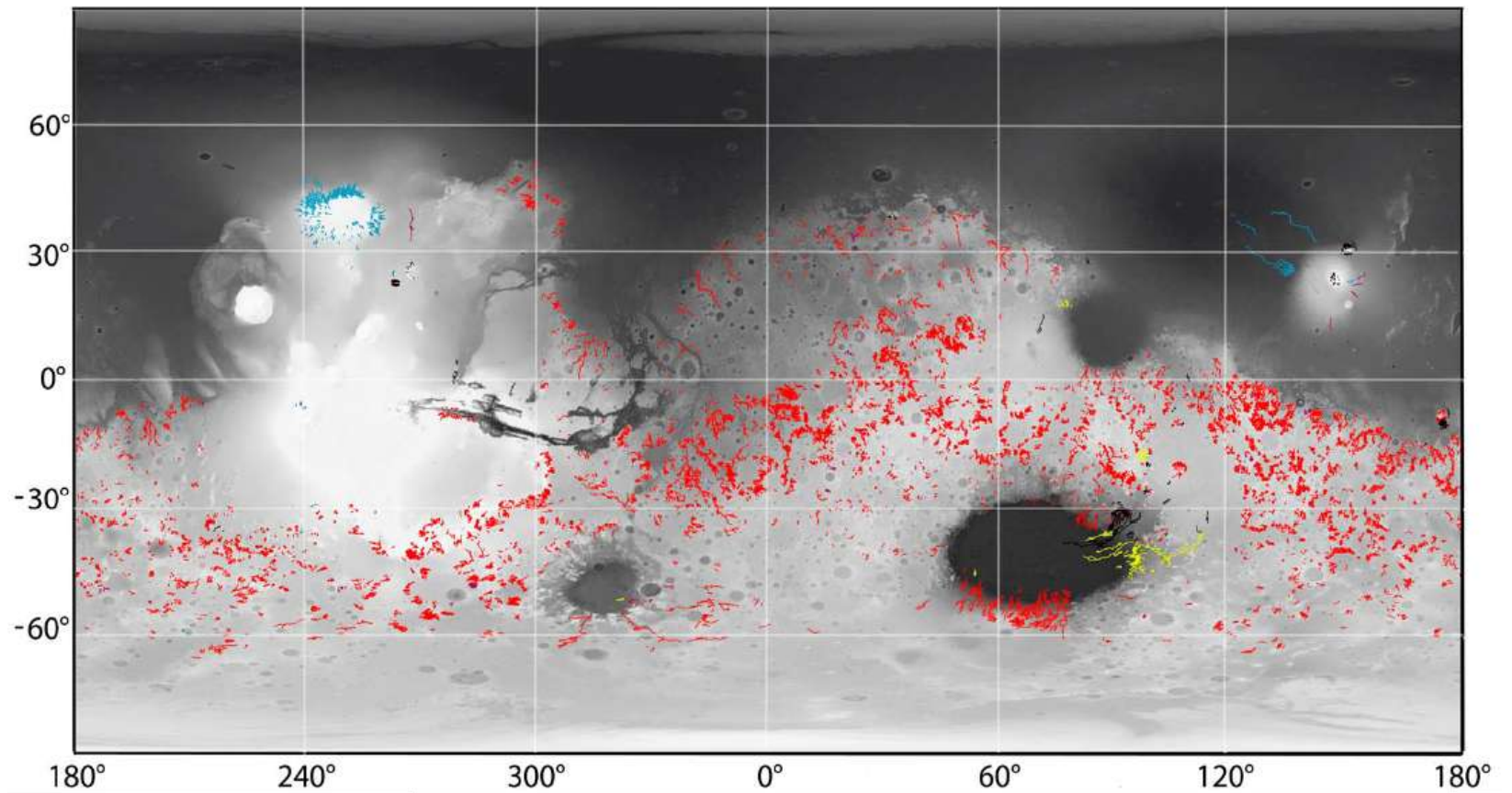
En el mapa de la figura 3.6, la región de la cuenca de Hellas está caracterizada principalmente por la morfología de redes de valles (negro) y valles individuales (rojos) alrededor de dicha cuenca mientras que en menor cantidad tiene pequeñas salidas (verde claro) ubicadas en la parte este de la cuenca.

En el mapa de la figura 3.7 se observa que la formación de redes fluviales en Hellas fue en el Noeico (rojo), en menor cantidad hubo formaciones en el límite Noeico-Hespérico (amarillo) y Hespérico (negro). Tomando en cuenta el periodo en el que se formaron dichas redes se podría decir que la mayoría es del Noeico ya que las redes de valles formadas en Hellas son de 3.7 a 3.5 Ga (Williams et al., 2009).





**Figura 3.6.** Mapa donde se ubica el sistema de redes hídricas con diferentes colores asociados a su morfología. Redes de valles (negro), valles individuales (rojo), valles longitudinales (azul), valles en volcanes (verde oscuro), valles adyacentes a cañones (amarillo) y pequeñas salidas (verde claro). La escala topográfica es alta en color blanco y baja en color gris. Obtenido de Alemanno et al. (2018).



**Figura 3.7.** Mapa donde se ubican los sistemas fluviales en diferentes colores de acuerdo a la edad en la que se formaron: Noeico (rojo), Noeico-Hespérico (amarillo), Hespérico (negro), Hespérico-Amazónico (rosa) y Amazónico (azul). La escala topográfica en escala de grises va de baja en color gris a alta en color blanco. Obtenido de Alemanno et al. (2018)

## Capítulo 4. Sistemas hidrotermales asociados a cráteres de impacto

---

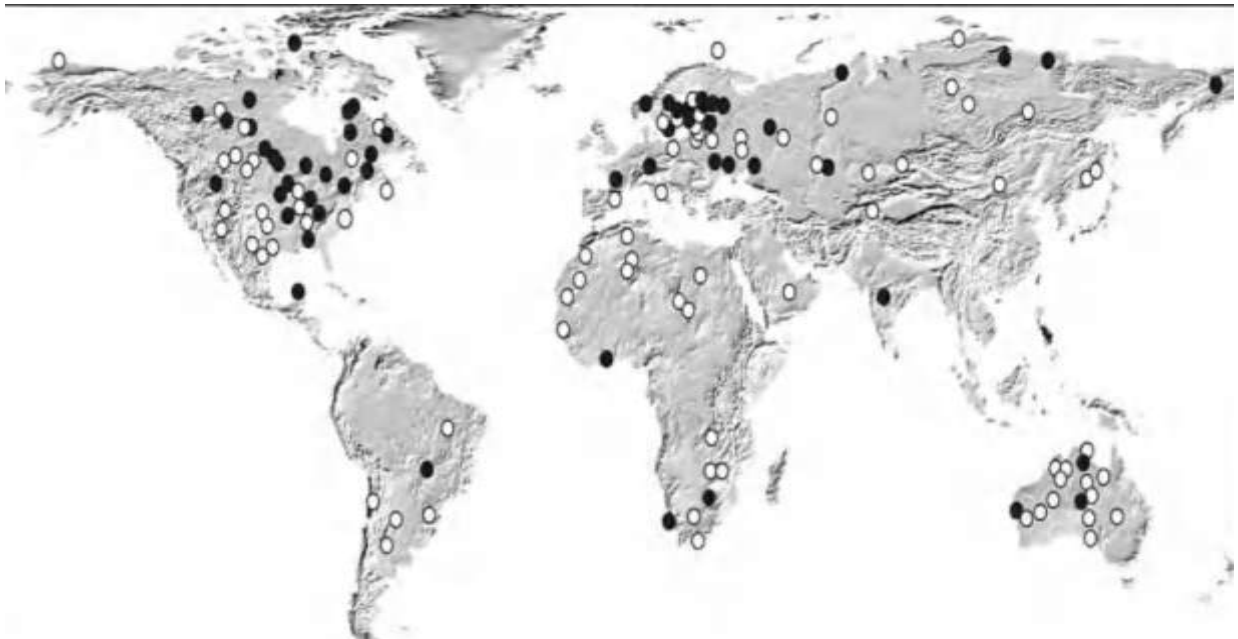
### 4.1 Definición

Los sistemas hidrotermales son sitios donde el calor se transmite por convección y cuya fuente de calor está asociada a procesos magmáticos, impactos con asteroides y núcleos cometarios, lugares con adelgazamiento de corteza y reacciones de serpentinización (Tabla 4). La fuente de calor en una corteza con presencia de agua o hielo genera un gradiente térmico el cual propicia la circulación de agua y vapor. Estos sistemas se mantienen por grandes periodos y pueden ser particularmente interesantes por la posibilidad de establecer condiciones favorables para el origen y la evolución de la vida. Es importante recalcar que para la formación de un sistema hidrotermal se requiere de tres componentes: 1) una fuente de calor; 2) agua en el sitio; y 3) permeabilidad o fracturamiento en las rocas (Kirsimäe y Osinski, 2013).

Cuando se forman los sistemas hidrotermales se relacionan principalmente con vulcanismo debido a que ha sido estudiado de manera más extensa en la Tierra. Del mismo modo, se ha descubierto que los grandes impactos de asteroides y cometas con las superficies planetarias pueden inducir un sistema hidrotermal. En la figura 4.1 se muestran los más de 60 cráteres de impacto que presentan o presentaron actividad hidrotermal en la Tierra (Lunar, Sudbury, Chicxulub, Ries, Haughton, etc.) (Kirsimäe y Osinski, 2013).

**Tabla 4.** Descripción general de los diferentes sistemas hidrotermales terrestres. Obtenido de Moeck (2014) y Pantoja y Gomez (2004).

Tipo de Sistema Hidrotermal	Fuentes de calor	Ambiente asociado
Magmático	<p>Cámara magmática</p> <p>Plutón cristalizado</p> <p>Puntos calientes</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Márgenes de placas divergentes</li> <li>• Arcos insulares</li> <li>• Márgenes convergentes con plutonismo</li> <li>• Márgenes transformantes</li> <li>• Crestas oceánicas</li> <li>• Islas oceánicas intraplaca</li> </ul>
Extensional	<p>Mayor flujo de calor debido al adelgazamiento de la corteza</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fallas en terrenos extensionales</li> <li>• Rifts intracontinentales</li> <li>• Cuencas de régimen extensional</li> <li>• Complejos de núcleos metamórficos</li> <li>• Cuenca de trasarco</li> </ul>
Impacto	<p>Fundidos de impacto</p>	<p>Cráteres y cuencas de impacto</p>
Marino	<p>Reacciones de serpentinización</p> <p>Magmatismo</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fondo marino</li> <li>• Dorsales oceánicas</li> </ul>



**Figura 4.1.** Mapa donde se ubica los cráteres de impacto en la Tierra (puntos blancos) y se distingue en puntos negros a los cráteres con actividad hidrotermal. Obtenido de Kirsimäe y Osinski (2013)

Los sistemas hidrotermales inducidos por impacto se producen por la gran cantidad de energía liberada durante el choque a hipervelocidad de un asteroide o núcleo cometario con una corteza planetaria (Abramov, 2006). Para darnos una idea de la energía generada, en la zona de impacto donde se forman grandes cuencas, las presiones y temperaturas son mayores a 100 GPa y a 3000 °C, respectivamente. Ahora bien, si en la corteza existe agua líquida o congelada, estas altas temperaturas y presiones permitirán crear una circulación debido a la diferencia marcada de temperaturas en las rocas impactadas formando un gradiente. Las fuentes importantes de calor en un sistema hidrotermal post-impacto son: 1) roca fundida, 2) brechas ricas en fundidos; 3) capa de fundido continuo y 4) gradientes geotérmicos en las elevaciones centrales de los cráteres y cuencas de impacto. En la Tierra, cráteres de menos de 30 km de diámetro tienen elevaciones centrales cuyo gradiente de temperatura en la zona ocupada por ellos va de 100 o 200 °C; en estructuras de impacto más grandes, este gradiente puede llegar a ser hasta de 1000°C. En las grandes cuencas de

impacto el calor aportado a las rocas del blanco puede llegar a elevar su temperatura hasta 2000 °C (Kirsimäe y Osinski, 2013).

## 4.2 Tiempo de vida de los sistemas hidrotermales

Los tiempos de vida de los sistemas hidrotermales por impacto varían significativamente, esto depende de: 1) el tamaño del cráter, 2) la cantidad de fundidos y 3) el mecanismo de transporte de calor dominante. En los cráteres pequeños, el mecanismo de enfriamiento principal es el transporte de calor por convección, mientras que en los cráteres grandes, tales como las cuencas multianillo, el transporte de calor es por convección, en las zonas cercanas a la superficie y por conducción en los lugares más profundos donde la roca es impermeable (Kirsimäe y Osinski, 2013).

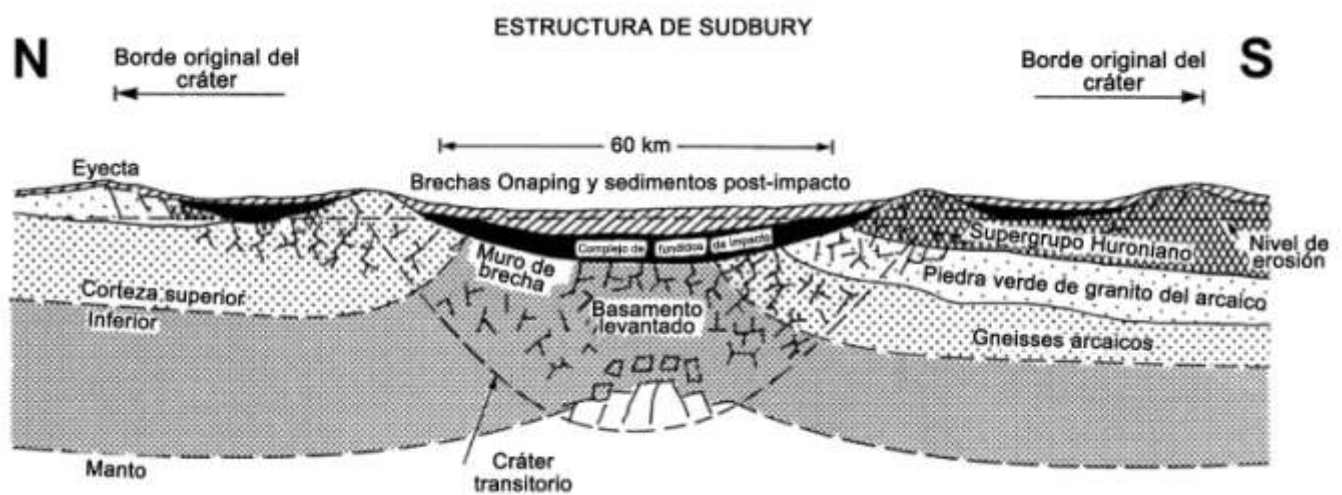
Por lo que respecta a las tasas de enfriamiento, no es lo mismo que el calor se transfiera dentro de la roca por conducción y/o radiación a que esté involucrada una circulación convectiva de agua dentro de la roca. En el segundo caso, la tasa de enfriamiento puede llegar a aumentar hasta por un factor de 100, es decir, se enfría 100 veces más rápido. Debido a esto, para que un sistema hidrotermal dure más tiempo es necesario el calor conjunto de la hoja de fundido de impacto y del pico central (Daubar y Kring, 2001).

Daubar y Kring (2001) realizaron modelos donde muestran que para cráteres de impacto en la Tierra de 100 km de diámetro, la duración de un sistema hidrotermal está entre los  $10^4$  y  $10^5$  años, mientras que en cuencas de impacto como Chixculub (180 km de diámetro) podría existir por un periodo de  $10^6$  años.

En la Tierra la actividad hidrotermal asociada a cráteres de impacto se ha observado mediante la alteración hidrotermal en minerales. En general, algunas de las cuencas de impacto más grandes se han relacionado con sistemas hidrotermales tales como Chicxulub y Sudbury (Kirsimäe y Osinski, 2013).

El cráter Sudbury, ubicado en Ontario, Canadá, tiene un diámetro aproximadamente de 200 km. Esta estructura consiste de una hoja de fundido de impacto cristalizado, localizada sobre un bloque de piso de brechas y sedimentos post-impacto. A todo esto se le conoce como el Complejo Igneo de Sudbury o SIC por sus siglas en inglés (*Sudbury Igneous Complex*) (Figura 4.2)

(Abramov y Kring, 2004). El SIC se ubica en el centro de la estructura de Sudbury y es un cuerpo elíptico de 60 km por 27 km con un espesor de 2.5 a 3 km. El volumen estimado de fundidos es de entre 8,000 y 14,000 km<sup>3</sup>. Dentro del SIC, se pueden diferenciar tres tipos de litologías, la capa más profunda es de norita, la intermedia es de gabro de cuarzo y la más superficial es de granófiro. Estos cambios en la litología se han interpretado como evidencia de la diferenciación de la hoja de fundido generada por cristalización fraccionada (Abramov y Kring, 2004).

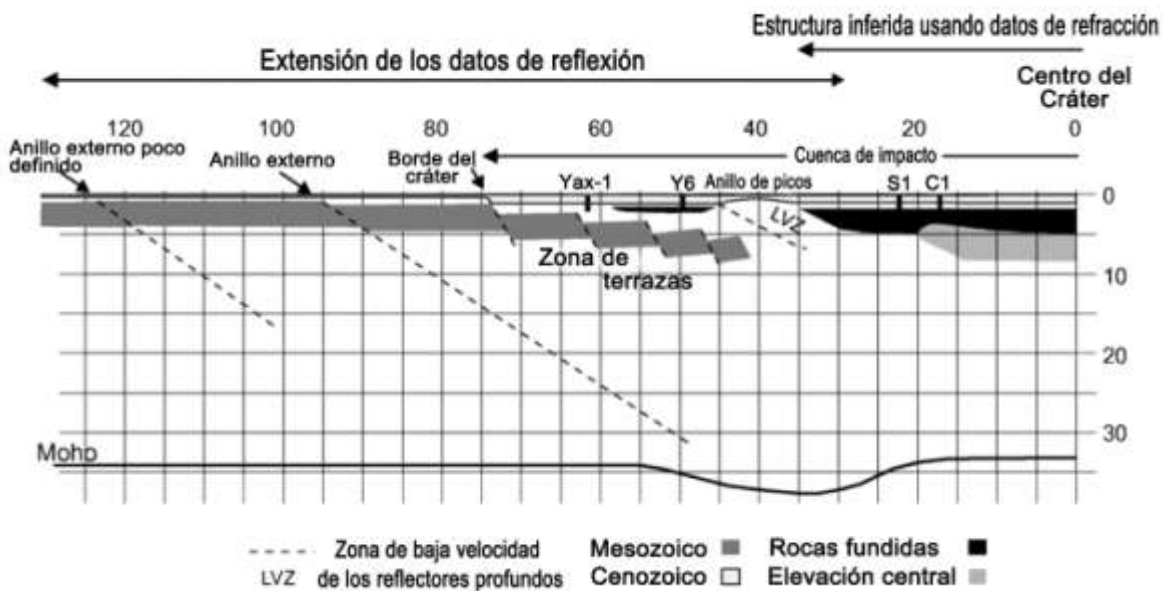


**Figura 4.2.** Corte transversal del cráter de impacto Sudbury. En la capa de color negro se encuentran la norita, el gabro de cuarzo y el granófiro. Obtenida y modificada de Abramov y Kring (2004).

Las simulaciones realizadas por Abramov y Kring (2004) sobre la evolución de un sistema hidrotermal post-impacto en el cráter Sudbury resultan en que la duración de dicho sistema alcanzó un máximo de 170,000 años. El enfriamiento comenzó del borde hacia el centro donde había una hoja de fundido, el SIC, y fuentes de calor generadas por el levantamiento del pico central. De manera general las simulaciones presentadas por estos investigadores muestran que los sistemas hidrotermales en un gran cráter de impacto pueden durar desde varios miles de años hasta varios millones de años, dependiendo de la permeabilidad, el mecanismo de transporte de calor y las fuentes de calor que lo alimenten.

Por otro lado, el cráter Chicxulub, ubicado en la península de Yucatán, México, tiene un diámetro de aproximadamente 180 km. Esta estructura se formó hace 65 millones de años y es de las estructuras mejor conservadas en nuestro planeta. Se caracteriza por estar relacionada con el evento de extinción masiva en el límite Cretácico-Paleógeno (límite K-Pg). Las evidencias de esto son: 1) la formación de un cráter de impacto, 2) cantidades anómalas de Iridio, elemento poco común en la corteza terrestre; 3) esférulas de vidrio parcialmente alteradas o microtectitas (similares a gotas pequeñas de material fundido), y 4) cuarzo y otros minerales con estructuras asociadas al paso de una onda de choque. Las últimas 3 evidencias se localizan en una capa de 1 a 20 metros de espesor en el límite K-Pg (Grajales, página web, ver referencias electrónicas).

A partir de datos geofísicos, sísmicos y cuatro perforaciones en el lugar (Figura 4.3) se ha obtenido información sobre el cráter de impacto de Chicxulub. El cráter se encuentra entre sedimentos del Cretácico sobre un basamento de silicatos cristalinos subyacente a un estrato de rocas carbonatadas del Paleógeno. También se han observado características estructurales como son la presencia de un anillo de picos muy pronunciado, un levantamiento central y una lámina de fundido en la parte central (Abramov y Kring, 2007).



**Figura 4.3.** Corte seccional del cráter de Chicxulub donde se muestran las características de la estructura y las cuatro perforaciones (Yax-1, Y6, S1 y C1). Obtenida y modificada de Abramov y Kring (2007).



La evidencia de actividad hidrotermal en el cráter Chicxulub se ha obtenido por los pozos de perforación. En el pozo Y6 se ubicaron vetas de anhidrita y cuarzo en rocas con fundido de impacto y brechas de impacto polimícticas, en el pozo C1 se identificó gran cantidad de productos de alteración incluidos plagioclasa albitizada, feldespato potásico secundario, cuarzo, epidota, clorita, pirita, trazas de calcopirita. Sin embargo, de los pozos C1 y Y6 no se obtuvieron núcleos continuos por lo cual los registros están fragmentados. Uno de los pozos con mejor evidencia de una extensa alteración hidrotermal es el Yax-1, localizado en una secuencia de impactitas. Mediante análisis petrográfico de los fundidos de impacto del Yax-1 se encontraron evidencias de las mineralogías primarias compuestas principalmente de clinopiroxenos microcristalinos, plagioclasa y feldespato potásico, los cuales fueron reemplazados por silicatos de calcio hidrotermales (calcita) y filosilicatos (esmectita, clorita y arcillas amorfas) (Abramov y Kring ,2007; Zürcher et al., 2005).

Hasta el momento no se ha podido determinar la cantidad exacta de fundido de impacto en Chicxulub, sin embargo, hay modelos que sugieren una dependencia del volumen del fundido con el diámetro del cráter transitorio y la velocidad de impacto. Kring (1995) consideró dos funciones diferentes que relacionan el diámetro del cráter final con el diámetro del cráter transitorio, de ahí que dado el diámetro de un cráter, obtiene dos valores para el diámetro del cráter transitorio y por tanto dos valores para el volumen del fundido. En el caso de Chicxulub con un diámetro de 180 km y velocidades de impacto de 11, 20 y 35 km/s; el volumen de fundido estimado es de  $2.5$  a  $4.3 \times 10^4 \text{ km}^3$ ,  $3.3$  a  $5.6 \times 10^4 \text{ km}^3$  y  $4.1$  a  $7.2 \times 10^4 \text{ km}^3$ , respectivamente.

Los modelos realizados por Abramov y Kring (2007) muestran que el tiempo de vida del sistema hidrotermal en Chicxulub varía de 1.5 a 2.3 millones de años dependiendo de la permeabilidad asumida, y de mucho mayor duración que el de Sudbury a pesar de que éste tiene un mayor diámetro. Esto se debe a que la hoja de fundido central de Chicxulub de 3.5 km es mayor en comparación a la de 2.5 km de Sudbury.

### 4.3 Sistemas hidrotermales en Marte

Marte, al igual que la Tierra, es uno de los planetas con más probabilidad de haber tenido sistemas hidrotermales inducidos por impacto. Esto debido a la gran cantidad de cráteres bien conservados que muestran evidencia mineralógica de actividad hidrotermal (Abramov y Kring, 2005).

Las misiones espaciales han sugerido, mediante evidencia morfológica, química y mineralógica, que el agua líquida estuvo presente y estable en la superficie marciana durante el Noeico, por lo que posiblemente los sistemas hidrotermales inducidos por impacto tuvieron mayor importancia en este eón cuando dominaba el proceso de craterismo de impacto (Kirsimäe y Osinski, 2013). Sin embargo, este proceso no se limita a esa etapa temprana. Actualmente, la presencia de hielo subterráneo en las latitudes altas podría generar actividad hidrotermal si ocurriera un impacto (Abramov y Kring, 2005).

Kirsimäe y Osinski (2013) mencionan que a partir de resultados de modelado numérico, los sistemas hidrotermales inducidos por impacto en el Marte temprano resultan ser muy parecidos a los sistemas hidrotermales de la Tierra actual. Sin embargo, los tiempos de enfriamiento estimados de los fundidos de impacto en Marte son un orden de magnitud menor que en los de la Tierra; en otras palabras, dados dos cráteres del mismo tamaño, uno en cada cuerpo planetario, la energía para formarlo es menor en Marte que la energía para formarlo en la Tierra, a causa de su menor fuerza gravitacional. Además, el modelado de los sistemas hidrotermales muestra que la emisión temprana de vapor del sistema hidrotermal es importante en el enfriamiento del sistema y que la producción de vapor cesa cuando las rocas superficiales se enfrían (Kirsimäe y Osinski, 2013).

Por lo que respecta a la mineralogía relacionada con alteración hidrotermal, ésta dependerá principalmente de las rocas que se encuentren en la corteza. En Marte las rocas tienen alto contenido en Mg y Fe y bajo contenido en Si, Al y álcalis. Las rocas análogas en la Tierra son los basaltos, este tipo de roca es la más común en la corteza oceánica, está formada por minerales de olivino, piroxeno y plagioclasa. Para ejemplificar qué tipo de minerales podrían formarse, es mejor utilizar un análogo terrestre cercano a la composición de las rocas marcianas. El cráter Lonar, ubicado en la India, se formó en rocas basálticas y posteriormente generó un sistema

hidrotermal, cuyos minerales resultantes de esta alteración son la saponita  $((\text{Ca}, \text{Na})_{0.3} (\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Si}, \text{Al})_4 \text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O})$ , la corrensita  $((\text{Mg}, \text{Fe})_9((\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20})(\text{OH})_{10} \cdot n\text{H}_2\text{O})$  y la clorita  $((\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10} (\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH})_6)$ . Sin embargo, para Marte existen varios factores que podrían modificar la secuencia de alteración en los minerales: la baja presión, la alta fugacidad de  $\text{CO}_2$ , la baja relación roca/agua, y la poca cantidad de  $\text{O}_2$ . Lo anterior sugiere una alteración ácida, que es poco común para la Tierra; esto, aunado a una fuerte hidrólisis, da como resultado saponita y mineralogías de halosita  $(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5 (\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$ . También, modelos termoquímicos en un cráter de 100 km en el Marte temprano sugiere la formación de silicatos hidratados como serpentina  $(\text{D}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$  -donde D puede ser Mg, Fe, Ni, Mn, Al, Zn-), clorita  $((\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10} (\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH})_6)$ , nontronita  $(\text{Na}_{0.3}\text{Fe}_2 ((\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$  y caolinita  $(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4)$  (Kirsimäe y Osinski, 2013).

## **4.4 Minerales formados en sistemas hidrotermales**

### **4.4.1 Condiciones de formación de minerales en sistemas hidrotermales**

Los sistemas hidrotermales presentan en su mayoría depósitos minerales con cierto grado de alteración. La alteración hidrotermal ocurre cuando hay interacción de la roca original, formada por minerales primarios, con el agua a alta temperatura dando como resultado nuevos minerales. El cambio en la composición mineralógica de la roca también cambia sus propiedades físicas tales como la conductividad eléctrica, la densidad y la permeabilidad. Estos factores nos ayudan a saber dónde se encuentra la roca alterada (mediante métodos geofísicos) al igual que la temperatura y la composición del fluido, lo cual ayuda a saber el tipo de mineral de alteración que se formará. El reconocimiento de alteración hidrotermal por impacto se comenzó a estudiar en la Tierra a finales de los años sesenta tanto en cráteres simples como en complejos (desde 1.8 km hasta 200 km de diámetro) (Prol, 2017; Kirsimäe y Osinski, 2013).

Un fluido hidrotermal está determinado por tres factores: 1) características de su fuente; 2) la distancia del transporte y cómo se modifica durante éste y 3) las propiedades de la roca encajonante (Townley, 2018).

El agua es un factor fundamental en los procesos de mineralización, por lo tanto la procedencia de dicha agua será clave para saber qué tipo de mineral se formará, dependiendo del ambiente tectónico en el que se encuentre. Los diferentes tipos de fuente de fluidos con los que puede enriquecerse un sistema hidrotermal son agua meteórica (incluye agua superficial y subterránea), agua de mar, agua connata o de formación (aquella que queda atrapada en los poros de secuencias de rocas y aguas meteóricas de penetración profunda), agua metamórfica (aquella que es liberada por cambios mineralógicos en la transición de minerales hidratados a minerales anhidros) y fluidos magmáticos (derivados de procesos ígneos que dan origen a rocas intrusivas y volcánicas) (Townley, 2018; Kirsimäe y Osinski, 2013).

Kirsimäe y Osinski (2013), mencionan que los minerales hidrotermales generalmente contienen agua en su estructura cristalina. La composición de este fluido permite determinar cuál es la fuente más probable de agua de dicho sistema hidrotermal. En el caso de sistemas hidrotermales inducidos por impacto, las principales fuentes de fluido son el agua de mar y el agua meteórica.

Pantoja y Gomez (2004) señalan que la mineralogía dependerá de distintos factores como la composición de la roca encajonante, la temperatura, la concentración de iones hidrógeno (pH) y el potencial de óxido reducción (eH) de los fluidos hidrotermales. En otro orden de ideas, Hefferan y O'Brien (2010) mencionan que la formación de minerales dependerá de 3 factores: 1) la resistencia de cada mineral a la descomposición, en función de su estabilidad química y el entorno geoquímico en el suelo, 2) la tasa de descomposición, que depende principalmente de factores climáticos como la precipitación, la temperatura, la vegetación y la actividad orgánica y, 3) la duración de la descomposición, que depende principalmente de las tasas de erosión, que a su vez dependen del relieve (pendiente), la cubierta vegetal y la lluvia.

Hefferan y O'Brien (2010) mencionan que la formación de nuevos minerales dependerá de los procesos de descomposición a los que se someta la roca original. Los principales procesos de descomposición son de hidrólisis, hidratación y oxidación. La *hidrólisis* ocurre cuando hay una reacción química entre un mineral y el agua; en esta reacción se agregan iones H y/o iones hidroxilo OH para formar uno o más minerales. Por ser los más comunes, la hidrólisis afecta principalmente a los silicatos. Éstos al combinarse con agua forman arcillas. Por ejemplo, el silicato de feldespato potásico ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ) al reaccionar con agua forma la caolinita ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5$

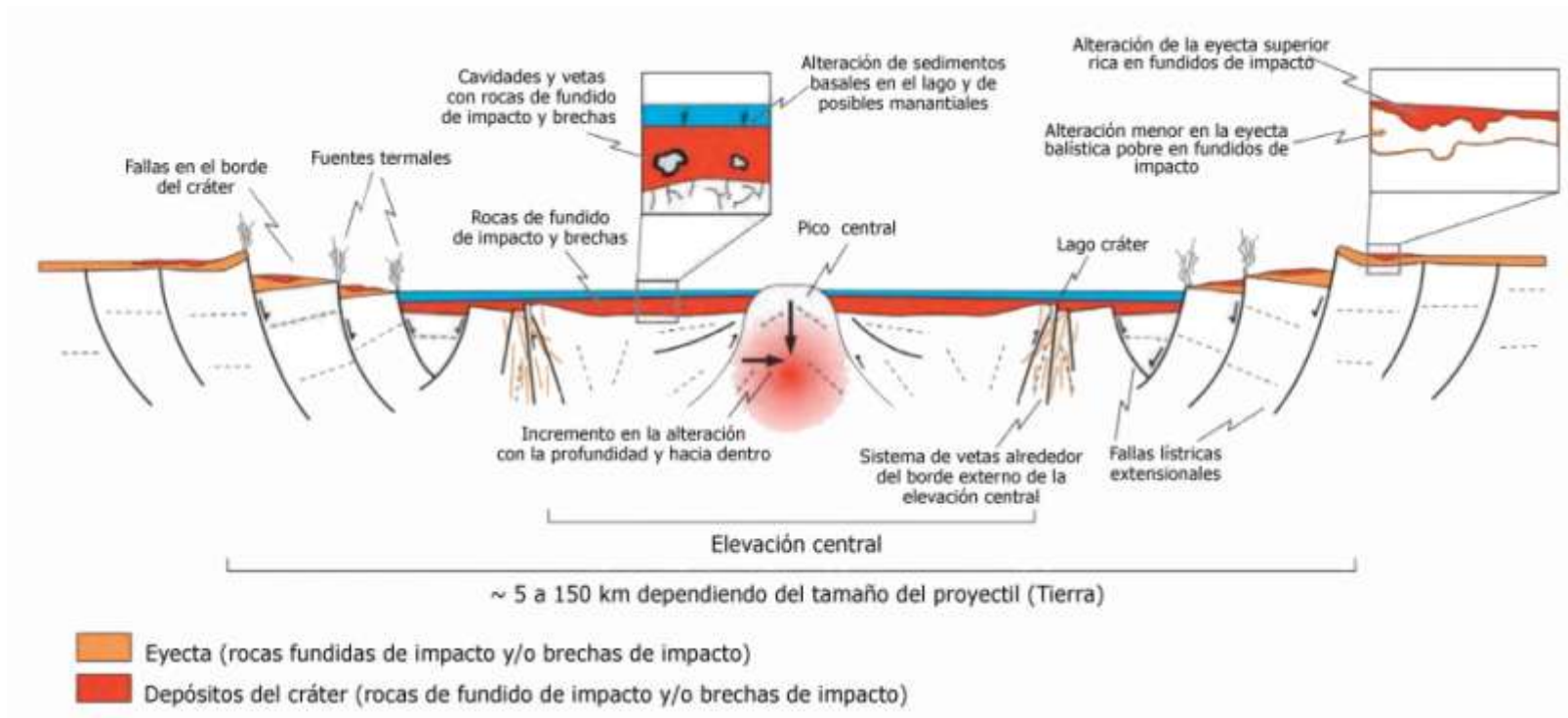
(OH)<sub>4</sub>). El proceso de *hidratación* es aquel que, durante la reacción, se agrega una molécula de agua a la estructura cristalina del mineral, por ejemplo, el mineral de sulfato de calcio anhidro (CaSO<sub>4</sub>) al agregarle agua forma el yeso (CaSO<sub>4</sub> · 2 H<sub>2</sub>O). La *oxidación* es la reacción química que involucra la pérdida de uno o más electrones de un catión transfiriéndolos a un anión incrementando su valencia. Esta reacción se presenta en la mayoría de entornos climáticos por la abundancia de oxígeno y éste elemento es el anión más electronegativo, es decir, captura más cantidad de electrones. Un ejemplo sencillo de oxidación en minerales es la pirita (Fe<sup>+2</sup>S<sub>2</sub>), que es un silicato ferromagnesiano, al reaccionar con oxígeno forma un mineral de óxido de hierro, la hematita (Fe<sup>+3</sup><sub>2</sub>O<sub>3</sub>).

Por otra parte, los entornos con alteración hidrotermal forman zonaciones, las cuales tienen distinta mineralogía dependiendo de la intensidad de la alteración. Ésta intensidad tiene relación con la temperatura, pH, etc. Las zonas de alteración son potásica, argílica, fílica y propilítica. La alteración potásica ocurre a alta temperatura resultando en enriquecimiento de potasio (K), los minerales característicos son el feldespato potásico y la biotita. En la alteración Argílica, los minerales se forman por la descomposición de feldespatos a bajas temperaturas y bajos valores de pH. Ejemplo de esta alteración son la esmectita, la caolinita y la ilita. La alteración fílica se asocia a la descomposición de rocas de sílice, los minerales formados son sericita, cuarzo y pirita. La alteración Propilítica se da a temperaturas de moderadas a bajas y pH neutros debido a la descomposición de rocas máficas o ultramáficas enriquecidas en piroxeno, anfíbol, biotita y plagioclasa. Los minerales resultantes de esta alteración son la clorita, la epidota, la actinolita y la tremolita (Hefferan y O'Brien, 2010). En la Tabla 5 se listan los distintos tipos de alteraciones hidrotermales con sus características principales.

De igual manera es importante conocer cómo se distribuyen espacialmente los minerales resultantes de alteración hidrotermal dado que esto permite identificar las variaciones de los minerales dependiendo de la temperatura, es decir, conforme aumenten los minerales de alta temperatura esto indicará que la fuente de calor está más cerca. La datación de la formación de los minerales permite estimar la fecha de inicio de la actividad hidrotermal (Kirsimäe y Osinski, 2013).

Los depósitos hidrotermales generados por impacto se pueden formar dentro y alrededor del cráter (Figura 4.4) principalmente en seis lugares: 1) en el relleno de cráter donde hay rocas fundidas y brechas con fundido; 2) en el interior de levantamientos centrales; 3) Fuera del margen

de los levantamientos centrales; 4) depósitos de eyecta de impacto; 5) en la región del borde del cráter; y 6) en sedimentos del lago cráter post-impacto (Osinski y Pierazzo, 2013).



**Figura 4.4.** Esquema de la distribución de depósitos minerales en un cráter complejo. Obtenido de Osinski y Pierazzo (2013)

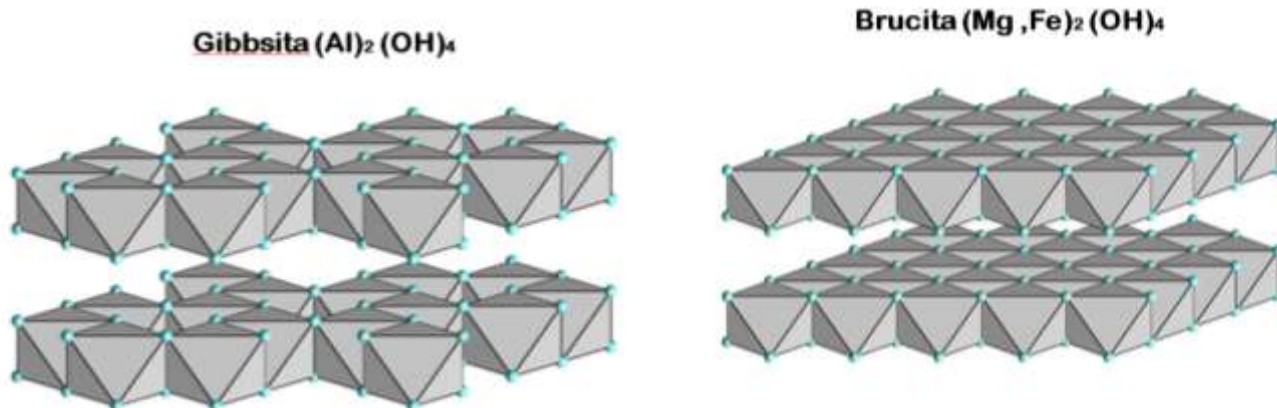
**Tabla 5.** Características generales de los tipos de alteración. Obtenido de Prol (2017). Modificado de Hedenquist, 1998.

Tipo de alteración	Minerales clave	Minerales accesorios asociados	Temperatura implícita	Química de fluidos
<b>Argílica</b>	Esmectita o Iilita esmectita intercalada (11-14Å)	Sulfuros Zeolitas Cuarzo Calcita	<200 °C	pH ácido
<b>Sericítica (Fílica)</b>	Sericítica (ilita) Cuarzo Pirita	Sulfuros Óxidos Caolinita (menor) (<11 Å)	>200 °C	pH neutro
<b>Propilítica (baja temperatura)</b>	Clorita Epidota	Iilita (<10 Å) Sulfuros	250 °C	pH neutro
<b>Propilítica (alta temperatura)</b>	Epidota Actinolita Tremolita	Iilita (<10 Å) Clorita	400 °C	pH neutro
<b>Potásica</b>	Biotita Feldespato potásico Adularia	Epidota Clorita Moscovita	320 °C	pH neutro
<b>Argílica avanzada (baja temperatura)</b>	Caolinita Alunita	Calcedonia Cristobalita Cuarzo	180 °C	pH ácido
<b>Argílica avanzada (alta temperatura)</b>	Piropilita Diaspora Andalusita	Cuarzo Sulfuros Turmalina Enargita/ Luzonita	250- 350 °C	pH ácido



#### 4.4.2 Clasificación de Filosilicatos



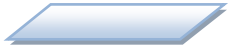


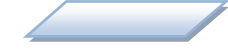

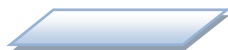








Los filosilicatos son una subclase de los silicatos, se caracterizan por tener una estructura laminar, que consiste de dos o más capas básicas conectadas por enlaces compartidos y en algunos casos separados por capas intermedias. Los tres tipos de capas principales son: 1) la capa S, conformada por capas tetraédricas ricas en sílice ( $\text{SiO}_5$ ) y aluminio ( $\text{Al}_2\text{O}_5$ ) comparte tres de sus vértices (3 oxígenos) con los tetraedros, a estas capas también se les llama capas T, 2) la capa G está formada por capas octaédricas de gibbsita  $[\text{Al}_2(\text{OH})_4]$  y, 3) la capa B incluye capas octaédricas de brucita  $[(\text{Mg},\text{Fe})_2(\text{OH})_4]$  que están en coordinación con oxígenos e iones hidroxilo. Las capas G y B al ser octaédricas se les denominan capas O (Figura 4.5) (Hefferan y O'Brien, 2010).



**Figura 4.5.** Estructura de las capas octaédricas G y B. Tienen átomos de oxígeno y OH en sus vértices (puntos azules). Modificado de Wray (2013).

Los filosilicatos se clasifican en cinco grupos minerales: 1) Serpentinias, 2) Talco, 3) Cloritas, 4) Micas y 5) Arcillas (Hefferan y O'Brien, 2010). La clasificación se basa en la forma en que se apilan las capas tetraédricas y las octaédricas. El tipo de apilamiento se puede identificar a partir del espaciado o la distancia a la que se repiten las capas: Tipo 1:1, tipo 2:1, tipo 2:1:1 (Rodas, página web, ver referencias electrónicas). Los tipos y su descripción se muestran en la tabla 6.

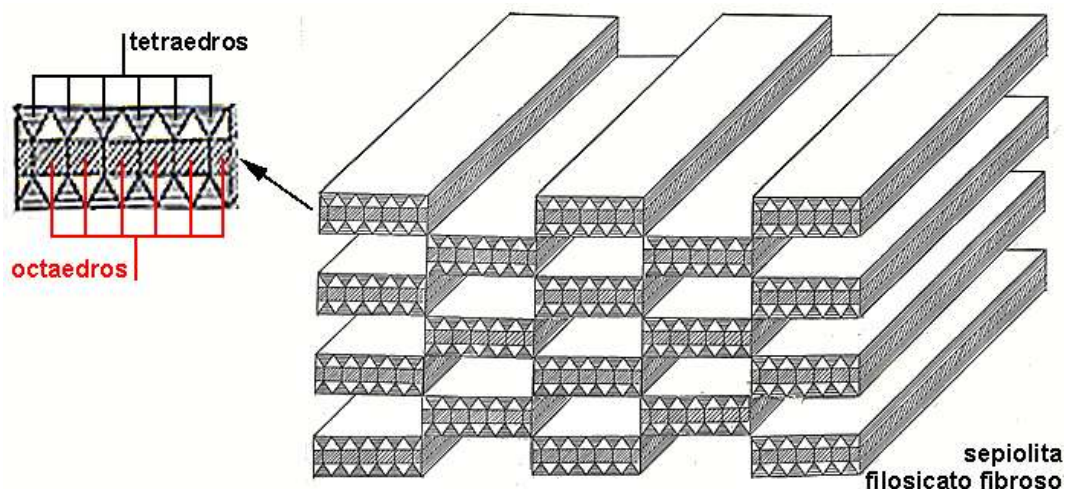
**Tabla 6.** Clasificación de los filosilicatos y sus características. Obtenido de Hefferan y O'Brien (2010).

Grupo mineral	Tipo de apilamiento	Descripción	Ejemplo
Serpentinas	1:1	Conformado por capas alternas tetraédricas (T) y capas octaédricas (O) que dan lugar a una estructura básica de dos capas (T - O). Las capas octaédricas son típicamente capas de brucita (B), y la fórmula química de la serpentina es $(Mg, Fe)_3 Si_2 O_5 (OH)_4$	T  O/B 
	2:1	Está compuesto por una capa octaédrica (O) intercalada entre dos capas tetraédricas (T), dando lugar a una estructura básica de tres capas (T- O- T) que se refleja en su fórmula mineral $Mg_3(Si_4 O_{10}) (OH)_2$ .	T  O/B  T 
Cloritas	2:1:1	Incluye una capa extra de brucita para formar una estructura de cuatro capas (T-O-T-O) como se refleja en su fórmula $(Mg,Fe)_3 (OH)_6 (Mg,Fe,Al)_3(Si,Al)_4 O_{10}(OH)_2$	T  O/B  T  O/B 
	2:1	Se conforman de tres capas (T- O - T) con dos capas T en las que uno de cada cuatro tetraedros de sílice tiene un catión de aluminio ( $Al^{+3}$ ) que sustituye al catión de silicio ( $Si^{+4}$ ) como se refleja en su fórmula $AlSi_3O_{10}$	T  O/G  T 
Arcillas	1:1	Las arcillas del grupo de la kandita tienen dos capas (T- O/G) incluyen minerales como la caolinita $[(Al_2Si_2O_5)]$ , que poseen estructuras de tipo serpentina.	T  O/G 
	2:1	Las arcillas de tres capas (T-O-T) poseen estructuras de tipo talco y pertenecen al grupo illita (T-G-T), con la fórmula $KAl_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ , y el grupo esmectita (T-B-T), que incluye minerales como la montmorillonita con la fórmula $(Ca,Na (Mg, Fe, Al)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$ .	T  O/G/B  T 

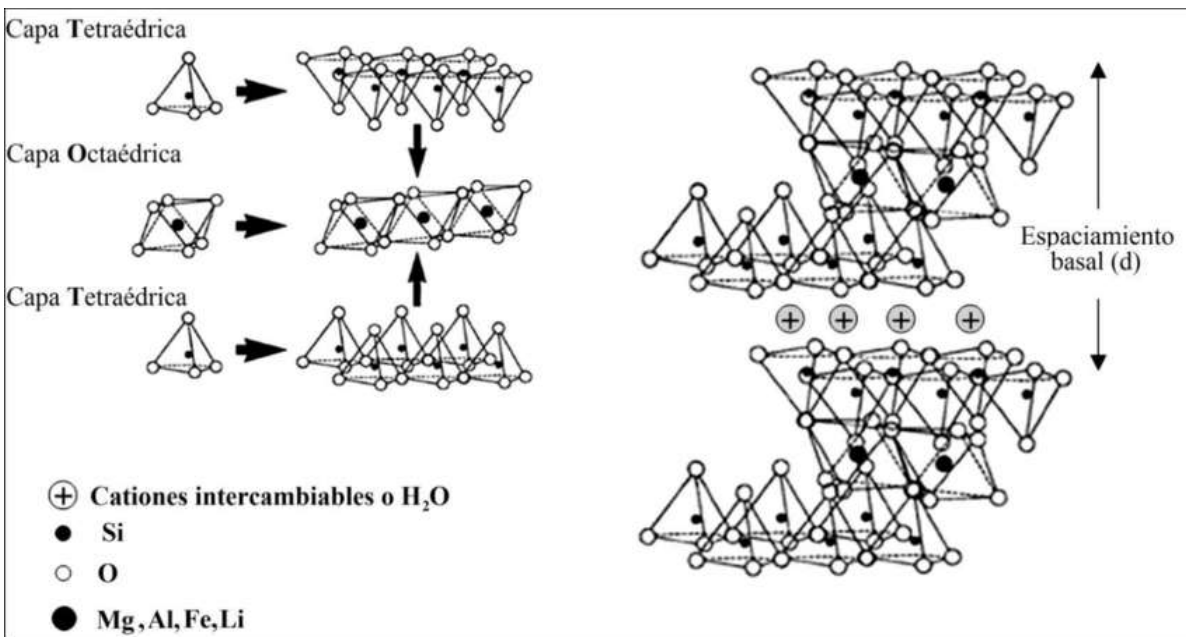
A continuación, se describen a detalle otras propiedades de algunos filosilicatos que son indicadores importantes de condiciones hidrotermales en sistemas terrestres.

#### 4.4.2.1 Esmectita

Es una arcilla con forma de red expandible en tres capas T-O-T parecida a un sándwich (Figura 4.6). Su estructura es eléctricamente neutra, es decir, que tiene la misma cantidad de cargas positivas que negativas, los sitios entre capas son muy expandibles y se pueden agregar muchos iones ( $\text{Fe}^{+2}$ ,  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+3}$ ,  $\text{Al}^{+3}$ , Li, Si) y gran cantidad de agua (Figura 4.7). Sin embargo, si la sustitución de cationes tiene diferentes valencias puede conducir a desequilibrios de carga dentro de la hoja, se pueden equilibrar si la capa adyacente tiene la carga opuesta. La esmectita tiene distancia de repetición que puede variar de 10 Å (0.10 micrómetros) a más de 21 Å (0.21 micrómetros) (Hefferan y O'Brien, 2010). Una característica de estas arcillas es la manera de mantener su forma cristalográfica bidimensional aunque se contraiga o se expanda. La distribución entre capas permite tener una zona donde se reciben agua y cationes disponibles (figura 4.7). Este tipo de arcilla se le considera filosilicato por la distribución 2:1 de sus capas tetraédricas y octaédricas (Dominguez y Schifter, 1995).



**Figura 4.6.** Forma de las arcillas tipo esmectita (tipo 2:1). Obtenido de [edafologia.ugr.es](http://edafologia.ugr.es)

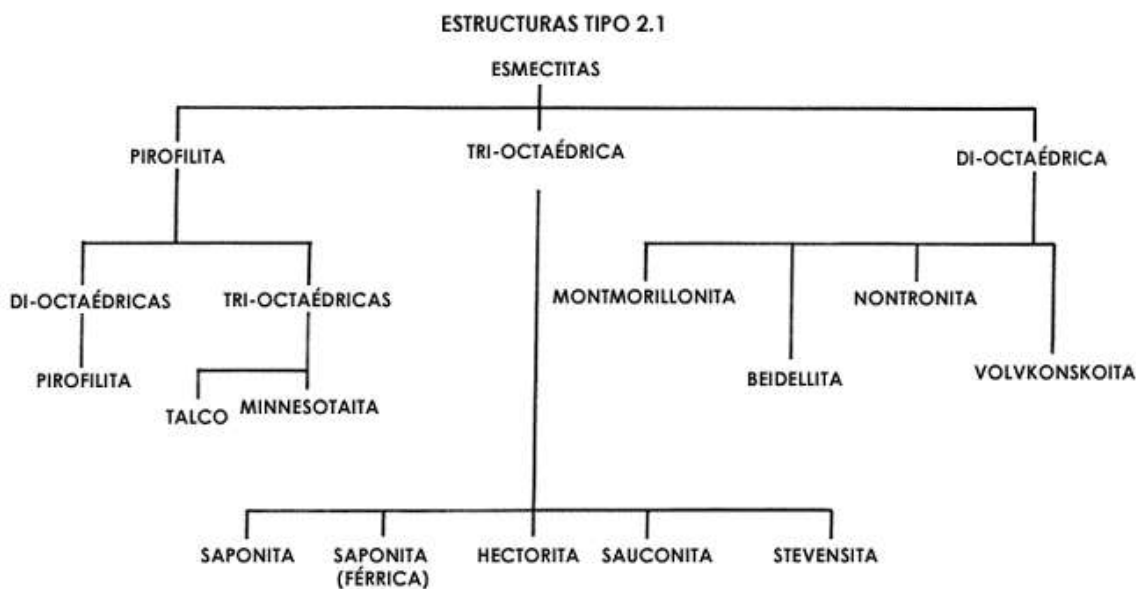


**Figura 4.7.** Distribución de las capas T y O de las arcillas tipo esmectita (tipo 2:1). Obtenido de Ramos (2017)

Estos minerales suelen precipitarse en cuencas sedimentarias con pH alcalinos o neutros y gran concentración iónica (UNED, página web, ver referencias electrónicas). Asimismo, son estables en climas áridos, semiáridos o templados (Tong, 2000). También pueden formarse por alteración hidrotermal de rocas ácidas o neutras (UNED, página web, ver referencias electrónicas). En general, las condiciones alcalinas favorecen la síntesis de esmectitas. Sin embargo, Peretyazhko y colaboradores (2017) han propuesto que en condiciones de pH ligeramente ácidas podría ser también favorable la síntesis de esmectita de Fe/Mg en sistemas hidrotermales. Además mencionan que, aunque en Marte la detección de esmectita se asocia a condiciones de pH neutros y alcalinos, también esas mismas condiciones podrían favorecer la formación de carbonatos, sin embargo estos últimos no se presentan en la superficie marciana. Esto evidencia que las condiciones en Marte son más bien ácidas y que en este caso, las esmectitas podrían estar formando en ambientes con pH un poco más ácidos. En Marte las condiciones ácidas se generaron mediante los volcanes que principalmente aportaron gases de dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>) y ácido sulfúrico (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>).

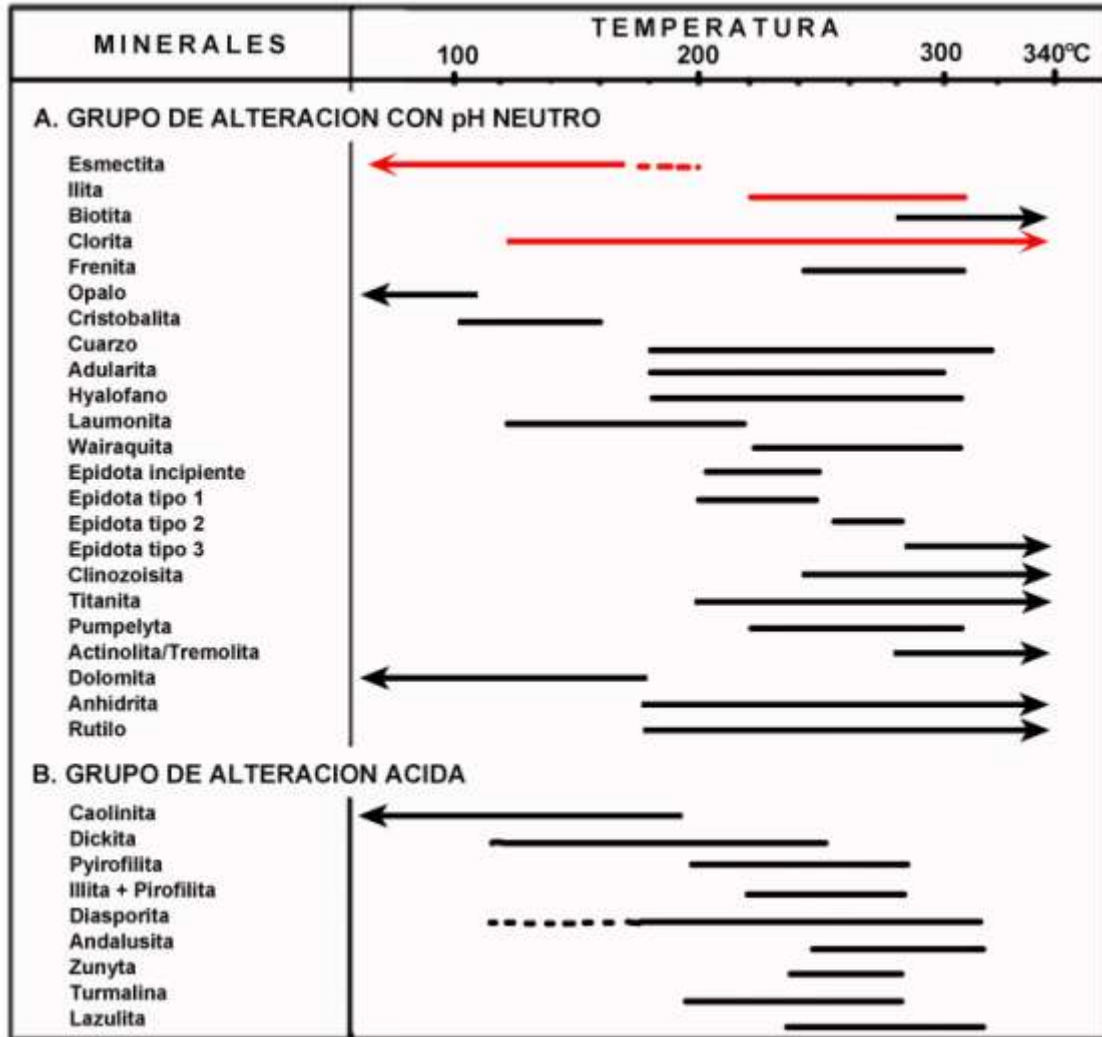
Las esmectitas se pueden dividir en 2 grupos: 1) las dioctaédricas, conformadas por metales trivalentes como hierro y aluminio (Fe<sup>+3</sup>, Al<sup>+3</sup>) y 2) las trioctaédricas, conformadas por metales

divalentes como calcio y magnesio ( $\text{Fe}^{+2}$ ,  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ). Algunos consideran un tercer grupo: la pirofilita (Figura 4.8) (Dominguez y Schifter, 1995).



**Figura 4.8.** Clasificación de las esmeclitas con base en su composición iónica. Obtenida de Dominguez y Schifter (1995)

En general, las esmeclitas son estables a temperaturas menores a los 200°C (Figura 4.9), sin embargo, si la esmeclita tiene una composición rica en magnesio, ésta será inestable a temperaturas mayores a 150 °C, por lo que no se forman a profundidades mayores a 4 kilómetros. Por otro lado, las esmeclitas ricas en Fe se mantienen estables a temperaturas menores a 70 °C. Asimismo, existe un mineral conocido como clorita-esmeclita que se forma a 120 °C y que se mantiene estable hasta 260 °C (Schleicher et al., 2013).

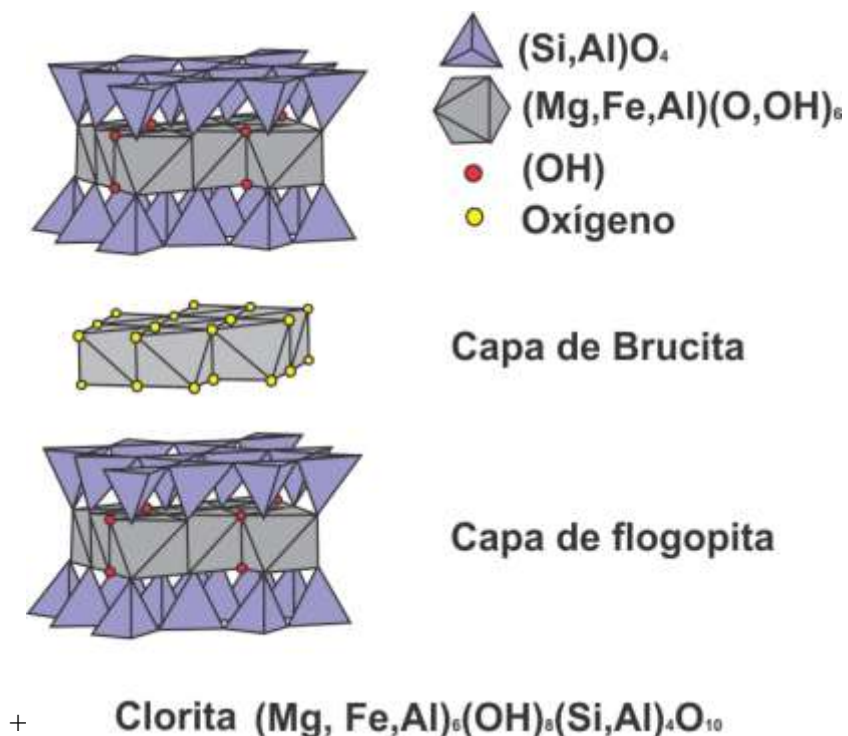


**Figura 4.9.** Variedad de minerales producto de alteración hidrotermal y las temperaturas a las cuales éstos son estables. Las marcas de color rojo son los minerales más frecuentes en los ambientes de interés. Obtenido de Reyes et al. (2000).

#### 4.4.2.2. Cloritas

La clorita se forma por la descomposición de minerales ferromagnesianos y se encuentra mayormente en rocas metamórficas. Tiene una estructura tipo 2:1:1 o 2:2, es decir, consta de cuatro capas; dos capas de brucita y dos capas tetraédricas (T-B-T-B) y su distancia de apilamiento se repite a 14 Å (0.14 micrómetros). La capa intermedia está unida por fuerzas electrostáticas y de

enlace de hidrógeno, la distribución de las capas se muestra en la Figura 4.10. Su fórmula general es  $(Mg,Fe,Al)_3(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot (Mg,Fe)_3(OH)_6$ . (Hefferan y O'Brien, 2010).



**Figura 4.10.** Estructura de la clorita. Obtenido y modificado de Wray, 2013

Las cloritas se clasifican de manera similar a las esmectitas, en dioctaédricas y trioctaédricas. Las primeras contienen metales trivalentes (Ni, Fe y Cr), son ricas en hierro y son conocidas como leptocloritas; mientras que las segundas contienen metales divalentes (Mg y Fe), son ricas en magnesio y se conocen como ortocloritas (Dominguez y Schifter, 1995).

Beaufort y colaboradores (2015) mencionan que, en sistemas hidrotermales, la clorita se puede formar aproximadamente a los 200 °C, independientemente de su composición química. Además, estos minerales generalmente se precipitan en pH neutros.

## **Parte II**

# **Estudio de un posible sistema hidrotermal asociado a Hellas**



# Capítulo 5. Metodología

---

## 5.1. Obtención de información mediante JMARS

Para realizar este trabajo de tesis, se empleó el programa JMARS. Este es un sistema de información geoespacial (SIG) que proporciona herramientas para visualizar y analizar múltiples datos independientes del planeta (físicos, geológicos, geomorfológicos, etc.), con el objetivo de superponer, reproyectar y combinar los datos fácilmente. Utiliza imágenes obtenidas por distintos instrumentos tales como TES, MOC y MOLA (a bordo de la nave Mars Global Surveyor), CRISM (en la nave Mars Reconnaissance Orbiter, MRO), OMEGA (en Mars Express), THEMIS (a bordo de la nave Mars Odyssey) entre otros. Los mapas pueden ser globales, regionales o locales. Los mapas topográficos en 3D pueden exportarse en un formato georreferenciado (Weiss et al., 2005). Además, este SIG se puede utilizar para planificar misiones espaciales en Marte o cualquier otro cuerpo planetario (Luna, satélites, planetas o asteroides). Algunos mapas mostrados en el capítulo 6 se elaboraron empleando JMARS, la figura 6.1 por ejemplo. En ésta se expone la gran cantidad de redes hídricas que se encuentra sobre la superficie marciana y su relación espacial con los sitios donde se han detectado minerales hidratados (puntos verdes).

Para el estudio geológico y mineralógico en la cuenca Hellas y sus alrededores, se elaboraron 4 mapas. El primero de unidades geológicas del Noeico mostrando la distribución de minerales hidratados, el segundo de unidades geológicas del Hespérico con la distribución de minerales hidratados, el tercero de unidades geológicas del Amazónico con la distribución de minerales hidratados y el cuarto muestra la distribución de redes hídricas y minerales hidratados en la región de Hellas.

Para obtener los mapas de las unidades geológicas y de redes hídricas superpuestas con los minerales hidratados se hizo lo siguiente: En el programa se selecciona la capa del mapa que se desea visualizar, en este caso fueron las capas de **unidades geológicas, redes hídricas y minerales hidratados** en Marte. Se selecciona la categoría ya sea "Instrumento" o "Imágenes". En el caso de unidades geológicas y redes hídricas se seleccionó "Imágenes". Después, se selecciona la capa **unidades geológicas** (la más reciente de Tanaka et al., 2014), se carga y se despliega la capa. En el

caso de redes hídricas se sigue el mismo procedimiento sólo que en vez de capa de **unidades geológicas**, se selecciona la de **redes hídricas**. Para superponer la capa de minerales hidratados con la capa base (unidades geológicas o redes hídricas) se selecciona la categoría “instrumento”, luego en la subcategoría se selecciona “CRISM” y de ahí la capa de minerales hidratados. Posteriormente, con las dos capas cargadas se puede elegir la capa base (unidades geológicas o redes hídricas) y la segunda capa, en este caso la de minerales hidratados, se puede difuminar sobre la otra, resaltando los minerales hidratados sobre la capa base. En el caso del mapa global en Marte, se guarda la capa nueva, seleccionando en la barra superior la opción “Archivo” y después en “guardar como”. En el caso del mapa de la región de Hellas, se seleccionan los cuadrantes en donde se localiza la cuenca Hellas y se guarda de la misma manera que la del mapa global en Marte.

## 5.2. Estimación del volumen de fundidos

Por otro lado, se estimó el volumen de fundidos de impacto de las cuencas, Chicxulub, Sudbury, Hellas y Argyre. La estimación del volumen de fundidos de impacto se relaciona con el tiempo de enfriamiento de un sistema hidrotermal: mientras más cantidad de fundido haya, el tiempo en enfriamiento será mayor y por ende el sistema hidrotermal estará activo durante más tiempo. Se emplearon las ecuaciones del artículo de Abramov et al. (2012) para evaluar la cantidad de fundido de impacto a partir del tamaño del cráter o del tamaño del proyectil, considerando la dependencia con el ángulo de impacto. En su artículo Abramov y colaboradores consideran dos modelos distintos (ecuaciones) para evaluar la cantidad de fundidos producido por la formación de un cráter de impacto. Ambas ecuaciones son consistentes en el sentido de que dan resultados similares.

Abramov y colaboradores (2012) utilizan las leyes de escalamiento pi ( $\pi$ ) y análisis dimensional para obtener el diámetro del cráter transitorio y el volumen de fundido de un cráter de impacto en Marte, la Luna y la Tierra. Para el diámetro del cráter transitorio,  $D_{tc}$ , ellos proponen la siguiente expresión:

$$D_{tc} = 1.16 \left( \frac{\rho p}{\rho t} \right)^{1/3} Dp^{0.78} g^{-0.22} v^{0.44} \quad (5.1)$$

donde  $\rho_p$  y  $\rho_t$  son las densidades del proyectil y del blanco, respectivamente;  $D_p$  es el diámetro del proyectil;  $g$  es el valor de la aceleración gravitacional del cuerpo planetario y  $v$  es la velocidad de impacto. Los exponentes se obtienen a partir de parámetros de escalamiento resultado de experimentos en blancos de arena húmeda (Schmidt y Housen, 1987).

La ecuación (5.1) indica que el choque de un asteroide de un tamaño dado con la Tierra, la Luna o Marte produce cráteres transitorios de distintos diámetros, esto debido a dos variables que son distintas para los diferentes cuerpos planetarios: la velocidad de impacto y la aceleración gravitacional.

Para calcular el volumen de fundido se derivan dos ecuaciones dependiendo de la perspectiva geológica o astronómica (Abramov et al., 2012). La ecuación desde la “perspectiva de un astrónomo” (suponemos que los autores la consideran así pues en el fondo está relacionada con la energía cinética del proyectil), se basa en el diámetro del proyectil,  $D_p$ , y la velocidad de impacto,  $v$ , y es independiente de la aceleración gravitacional planetaria,  $g$ . La expresión es la siguiente:

$$V_f = 0.22 E_f^{-0.85} \frac{\rho_p}{\rho_t} D_p^3 v^{1.7} \text{sen}^{1.3} \theta \quad (5.2)$$

donde  $V_f$  es el volumen del fundido,  $\theta$  es el ángulo de impacto respecto a la horizontal local y  $E_f$  es la energía interna del blanco a la presión de choque crítica para poder fundirla, ésta depende del material del blanco.

La ecuación desde “la perspectiva de un geólogo” (suponemos que le llamaron así debido a su relación con las dimensiones de la estructura geológica), relaciona la cantidad de fundido producida con el diámetro del cráter transitorio, la aceleración gravitacional planetaria ( $g$ ), el ángulo de impacto ( $\theta$ ) y las densidades del proyectil y del blanco (nótese la independencia con la velocidad):

$$V_f = 0.12 E_f^{-0.85} \left(\frac{\rho_p}{\rho_t}\right)^{-0.28} D_{tc}^{3.85} g^{0.85} \text{sen}^{1.3} \theta \quad (5.3)$$

En las ecuaciones (5.2) y (5.3) se muestra la dependencia con el ángulo de impacto como una función  $\text{sen}^{1.3}$ . Esta variación en el ángulo de impacto fue obtenida por Pierazzo y Melosh (2000) mediante el estudio de simulaciones con hidrocódigos los cuales mostraron que, al

introducir esta dependencia con el ángulo, el volumen de fundido es directamente proporcional al volumen del cráter transitorio

Por otro lado, para obtener el cociente diámetro final del cráter/volumen del fundido, se utiliza la siguiente ecuación:

$$\frac{D_f}{V_f} = \frac{1.17}{0.12 E_f^{-0.85} \left(\frac{\rho_p}{\rho_t}\right)^{-0.28} D_{tc}^{2.72} g^{0.85} \text{sen}^{1.3} \theta} \quad (5.4)$$

Así como la relación siguiente:

$$D_f = 1.17 \frac{D_{tc}^{1.13}}{D_{s-c}^{0.13}} \quad (5.5)$$

Que relaciona el diámetro final del cráter,  $D_f$ , con el diámetro del cráter transitorio,  $D_{tc}$ , y el diámetro de transición de un cráter simple a uno complejo,  $D_{s-c}$ . Este último tiene un valor de 2 a 3 km en blancos sedimentarios y 4 km en blancos cristalinos en la Tierra y de 16 km en la Luna (Kenkmann et al., 2013)

Para comparar la relación entre la cantidad del fundido y el tamaño final de un cráter en la Luna, Marte y la Tierra, es necesario hacer algunas consideraciones. A partir de las ecuaciones 5.4 y 5.5 se obtiene que para diámetros finales iguales en la Tierra y en otro cuerpo planetario, el cociente del volumen de fundido en la Tierra ( $V_{fT}$ ) entre el volumen de fundido en el otro cuerpo planetario ( $V_{fp}$ ) está dado por:

$$\frac{v_{fT}}{v_{fp}} = \left(\frac{D_{s-cT}}{D_{s-cp}}\right)^{0.31} \left(\frac{g_T}{g_p}\right)^{0.85} \quad (5.6)$$

Donde  $D_{s-cT}$  y  $D_{s-cp}$  son los diámetros de transición de un cráter simple a complejo en la Tierra y en otro cuerpo planetario, respectivamente. La  $g_T$  es la aceleración gravitacional para la Tierra y  $g_p$  es la aceleración gravitacional para el cuerpo planetario.

De la ecuación 5.6 se puede observar que el volumen de fundido en la Tierra es 3 veces el volumen de fundido en la Luna ( $D_{s-c}=16$  km y  $g= 1.63$  m/s<sup>2</sup> en la Luna.  $D_{s-c}= 4$  km y  $g=9.81$  m/s<sup>2</sup> en la Tierra) y que el volumen de fundido en la Tierra es 1.85 veces el volumen de fundido en Marte ( $D_{s-c}=8$  km y  $g= 3.71$  m/s<sup>2</sup>).

De la ecuación 5.5 se obtiene que para dos cráteres transitorios del mismo tamaño en la Tierra y en otro cuerpo planetario, el cociente del diámetro final del cráter producido en la Tierra entre el diámetro final del cráter producido en otro planeta está dado por:

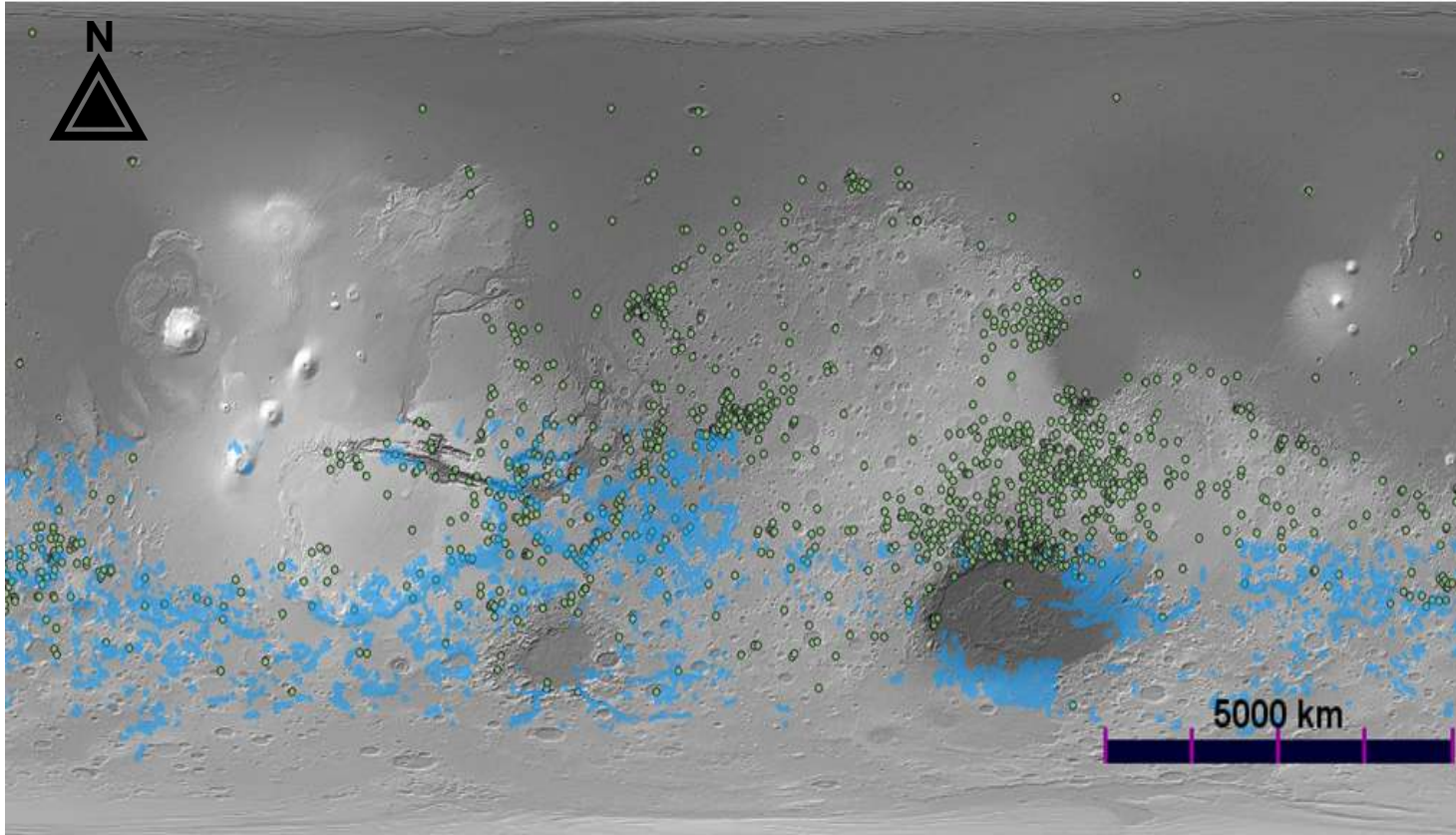
$$\frac{D_{fT}}{D_{fp}} = \left( \frac{D_{s-cT}}{D_{s-cp}} \right)^{0.13} \quad (5.7)$$

donde  $D_{s-cp}$  es el diámetro de transición en el planeta a considerar y  $D_{s-cT}$  es el diámetro de transición en la Tierra. La ecuación 5.7 nos indica que para cráteres transitorios iguales en la Tierra, la Luna y Marte, el diámetro final en la Tierra es 1.2 veces mayor que en la Luna y 1.1 veces mayor que en Marte. Entre más grande sea el cráter final, la proporción Diámetro del cráter final/volumen de fundido será menor. Si consideramos cráteres transitorios del mismo tamaño en los tres cuerpos planetarios, en la Tierra se produce más fundido que en los otros dos cuerpos, sin embargo, en la Tierra los cráteres finales son más grandes, razón por la cual se obtiene un cociente diámetro/volumen de fundido menor. En el caso de los otros cuerpos planetarios, la cantidad de fundido producido es menor que en la Tierra, esto implica que los cuerpos de fundidos tengan dimensiones menores (Abramov et al., 2012).

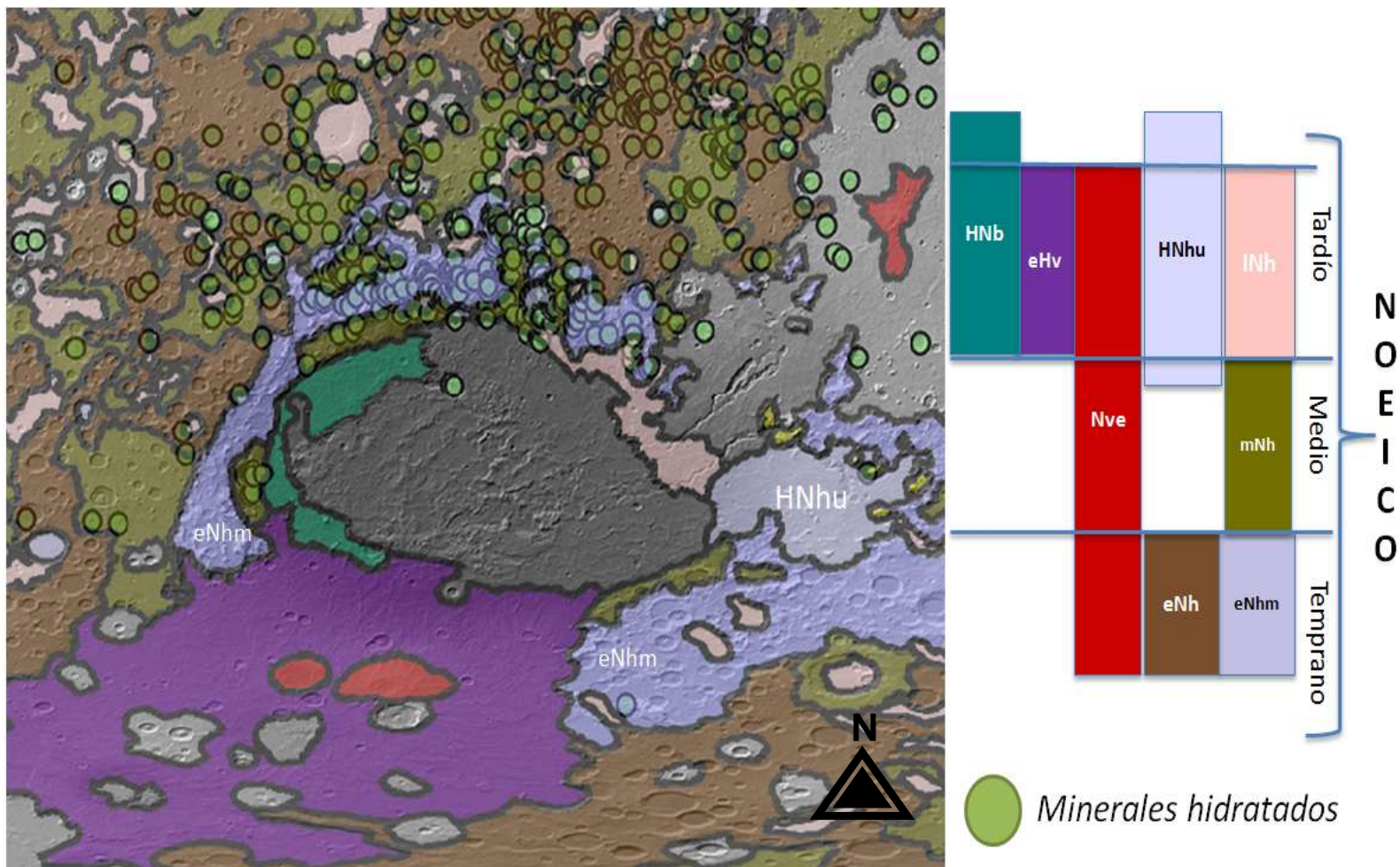
## Capítulo 6. Resultados

---

Las figura 6.1 muestra el mapa global de Marte con la distribución de redes hídricas y minerales hidratados. Las figuras 6.2 a 6.4 muestran la distribución de minerales hidratados localizados en terrenos de distintos eones en la región de Hellas. La figura 6.5 muestra la distribución de redes hídricas y minerales hidratados en la cuenca de Hellas y sus alrededores. Todos los mapas anteriores se realizaron en la forma que se mencionó en el capítulo 5 utilizando el programa JMARS.

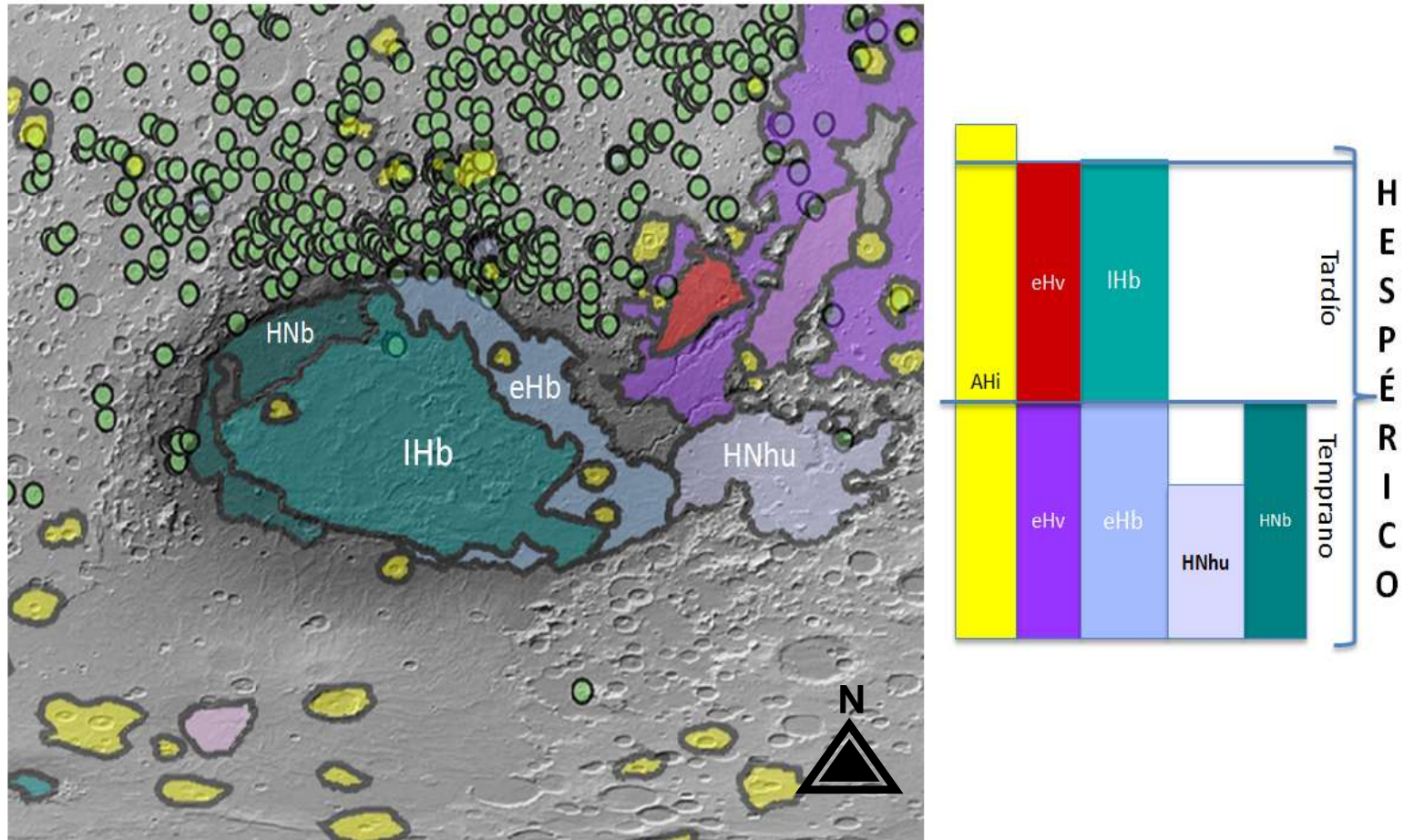


**Figura 6.1** Mapa que expone la gran cantidad de redes hídricas (color azul) que se encuentra sobre la superficie marciana y su relación espacial con los sitios donde se han detectado minerales hidratados (puntos verdes).

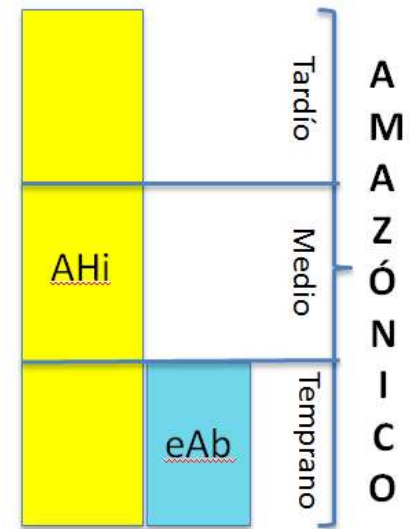
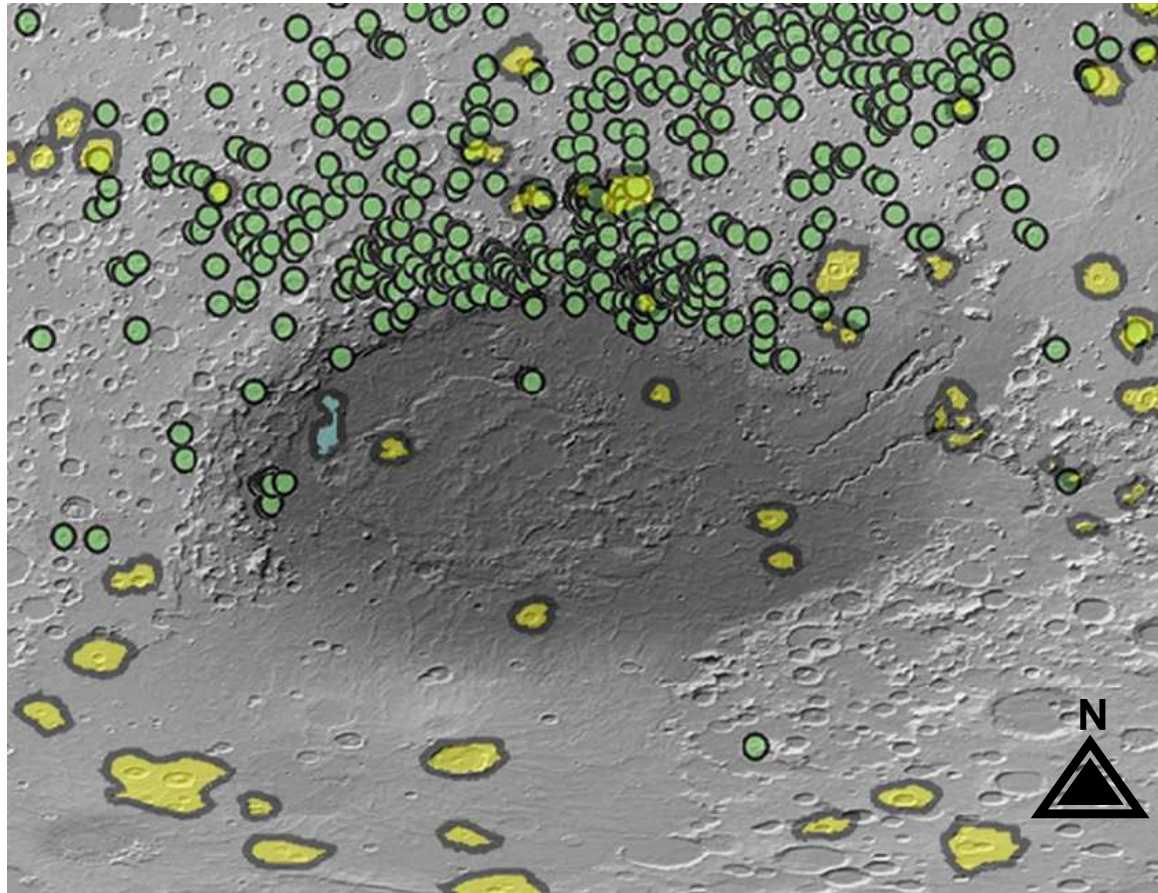


**Figura 6.2.** Mapa de la distribución de minerales hidratados (puntos verdes) con las unidades geológicas del Noeico alrededor de la cuenca Hellas. Las unidades geológicas que se superponen con la capa de minerales principalmente son eNh (café), eNhm (lila) y mNh (verde oscuro). Para mayor información de estas unidades ver el apéndice. Este mapa se realizó con el programa JMARS.

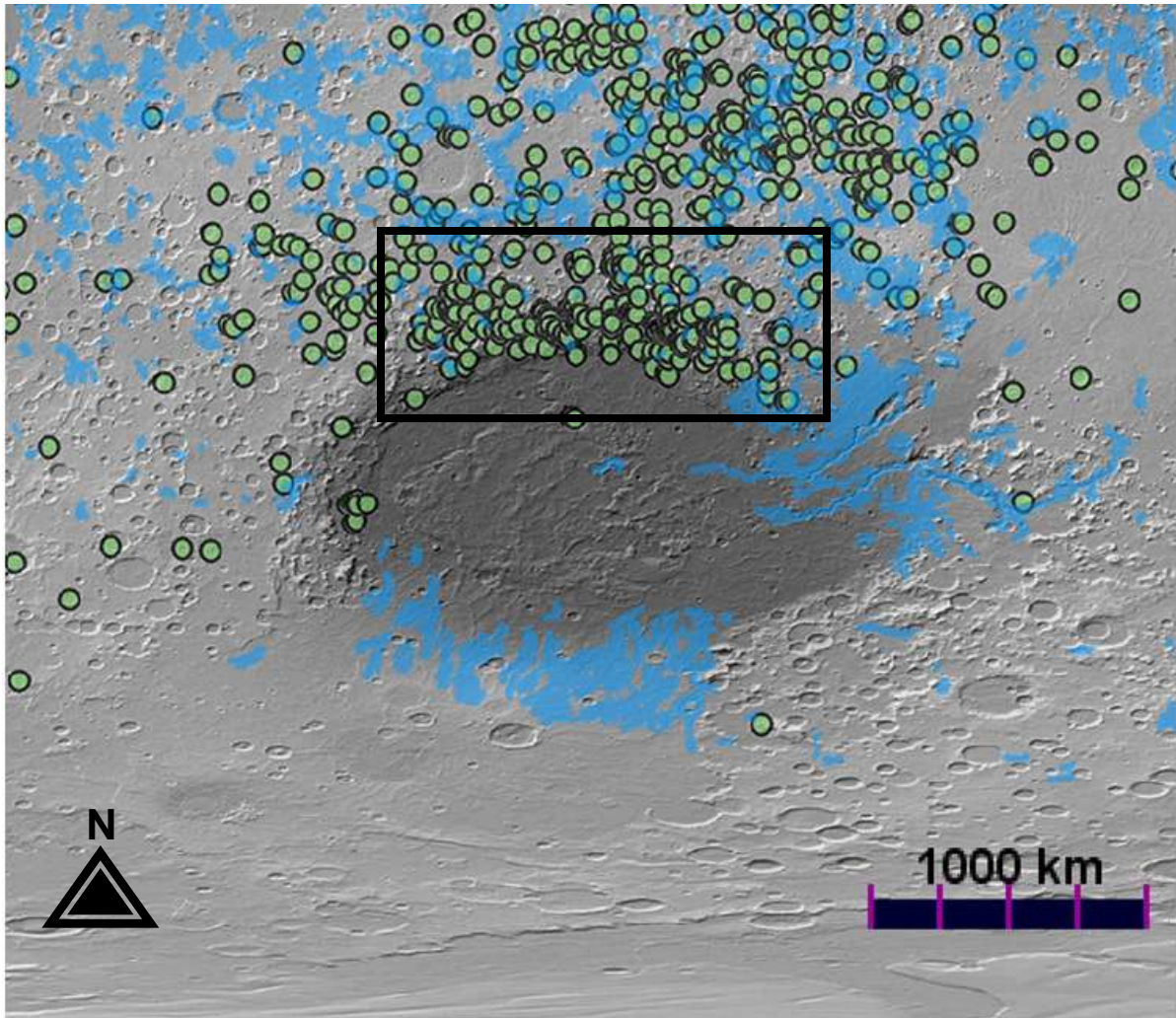




**Figura 6.3.** Mapa de la distribución de minerales hidratados (puntos verdes) con las unidades geológicas del Hespérico alrededor de Hellas. Las unidades geológicas que corresponden principalmente con la capa de minerales hidratados son AHi (amarillo), IHb (turquesa) y eHv (morado). Para mayor información de estas unidades ver el apéndice. Este mapa se realizó con el programa JMARS.



**Figura 6.4.** Mapa de la distribución de minerales hidratados (puntos verdes) con las unidades geológicas del Amazónico (amarillo y azul) alrededor de la cuenca Hellas. La unidad geológica que se superpone con los minerales es AHi (amarillo). Para mayor información de estas unidades ver el apéndice. Este mapa se realizó con el programa JMARS.



**Figura 6.5.** Mapa de la distribución de minerales hidratados (puntos verdes) respecto a las redes hídricas (azul) que se encuentran alrededor de la cuenca Hellas. En el recuadro negro se concentra la mayor parte de minerales hidratados. Realizado con el programa JMARS.

La Tabla 7 muestra los resultados que se obtuvieron al calcular el volumen de fundido para las cuencas de impacto: Chicxulub, Sudbury, Argyre y Hellas utilizando las ecuaciones (5.1), (5.2) y (5.3). Con la ecuación (5.1) se calculó el diámetro del cráter transitorio (cuarta columna de la Tabla 7). Las ecuaciones (5.2) y (5.3) se emplearon para calcular la cantidad de fundido (quinta columna) para cada valor de la velocidad de impacto (tercera columna), por eso la quinta columna tiene dos valores por cada valor de velocidad y cada valor del diámetro (tomando en cuenta las dos ecuaciones; en la quinta columna la casilla sombreada corresponde a los resultados obtenidos empleando la ecuación 5.2 y la casilla blanca a los resultados obtenidos por la ecuación 5.3). La sexta columna da el promedio del volumen de fundido calculado con los resultados de las ecuaciones 5.2 y 5.3. Tomando en cuenta que el error de diferencia porcentual, respecto al promedio, de las dos cantidades (de la quinta columna) adquiere valores entre 4.6% y 6.7% para todos los casos, se concluye que la cantidad de fundido calculada a partir de las ecuaciones mencionadas da resultados muy similares, razón por la cual se empleará el promedio para cálculos posteriores.

**Tabla 7.** Volúmenes de fundido de impacto calculados para las diferentes cuencas de impacto marcianas y terrestres. Se consideró la aceleración gravitacional de  $9.8 \text{ m/s}^2$  para la Tierra y de  $3.7 \text{ m/s}^2$  para Marte. La densidad del proyectil (dunita) es de  $3,320 \text{ kg/m}^3$  y del blanco (basalto) es de  $2,860 \text{ kg/m}^3$ . La energía específica interna de fundido para la Tierra y Marte es de  $9.0 \times 10^6 \text{ J/kg}$ .

Cuenca	Diámetro del proyectil (km)	Velocidad (km/s)	Diámetro del cráter transitorio (km)	Volumen de fundido ( $\text{km}^3$ )	Promedio ( $\text{km}^3$ )
Sudbury	14	17	91.88	$8.52 \times 10^3$	$8.29 \times 10^3$
				$8.05 \times 10^3$	
	20	98.69	$1.12 \times 10^4$	$1.09 \times 10^4$	
			$1.05 \times 10^4$		
Chicxulub	10	17	70.67	$3.10 \times 10^3$	$3.02 \times 10^3$
				$2.93 \times 10^3$	
	20	75.91	$4.09 \times 10^3$	$3.97 \times 10^3$	
			$3.85 \times 10^3$		
	15	17	96.97	$1.04 \times 10^4$	$1.02 \times 10^4$
				$9.90 \times 10^3$	
20		104.15	$1.38 \times 10^4$	$1.34 \times 10^4$	
			$1.30 \times 10^4$		
Argyre	360	9.6	1114.04	$5.48 \times 10^7$	$5.35 \times 10^7$
				$5.23 \times 10^7$	
	10	1134.23	$5.87 \times 10^7$	$5.74 \times 10^7$	
			$5.60 \times 10^7$		
Hellas	322	9.6	1021.20	$3.92 \times 10^7$	$3.83 \times 10^7$
				$3.74 \times 10^7$	
	10	1039.71	$4.20 \times 10^7$	$4.10 \times 10^7$	
			$4.01 \times 10^7$		
	659	9.6	1785.32	$3.36 \times 10^8$	$3.28 \times 10^8$
				$3.21 \times 10^8$	
10		1817.68	$3.60 \times 10^8$	$3.52 \times 10^8$	
			$3.44 \times 10^8$		

## Capítulo 7. Discusión

---

Las figuras 6.1, 6.2, 6.3, 6.4 y 6.5 son mapas que se elaboraron con el programa JMARS, como ya se indicó en la metodología. Siendo la figura 6.1 un mapa hidrológico o de redes hídricas globales del planeta Marte, se observa que hay una enorme cantidad de redes hídricas en la parte sur del planeta, indicando la presencia de agua líquida en la superficie. Particularmente, la cuenca Hellas, que se encuentra en la región sur, presenta redes hídricas en la región noroeste y sureste.

Por otro lado, la figura 6.2 representa las unidades geológicas del Noeico junto con la presencia de minerales hidratados. El mapa muestra que la mayor concentración de minerales hidratados se encuentran en el norte de la cuenca Hellas y corresponden principalmente a las unidades del Noeico temprano y Noeico medio. Específicamente en las unidades de las tierras altas del Noeico temprano (*eNh*, por sus siglas en inglés), en las unidades de macizos de las tierras altas del Noeico temprano (*eNhm*, por sus siglas en inglés) y en las unidades de las tierras altas del Noeico medio (*mNh*, por sus siglas en inglés).

Cabe mencionar que Tanaka et al., (2014) realizaron las descripciones de la unidad *eNh*, la cual se caracteriza por estar densamente craterizada y presentar afloramientos accidentados o abruptos muy altos e irregulares, es decir, un terreno con desigualdades y desniveles. Esta unidad se interpreta como una zona muy degradada y deformada tectónicamente, además de contener material volcánico, fluvial y de impacto. La unidad *eNhm* se caracteriza por estar craterizada y tener grandes macizos (conjunto de montañas) de varios kilómetros, separados por amplios valles; particularmente forma un anillo alrededor de la cuenca Hellas. La interpretación de esta unidad se relaciona con el gran impacto que formó la cuenca Hellas que produjo el levantamiento de la corteza primitiva. También, presenta estructuras de fallas relacionadas con la cuenca y valles erosivos. La unidad *mNh* se caracteriza por estar altamente craterizada y tener una topografía dispereja a ondulada con varios afloramientos de relieve alto, además a nivel local tiene valles densos y algunos grabens y crestas. La unidad se interpreta como una zona de moderada a altamente degradada y contiene material volcánico, fluvial y de impacto.

Tomando en cuenta las descripciones anteriores de las unidades eNh, eNhm y mNh con el mapa de la figura 6.2 es claro que estas unidades están asociadas con terrenos craterizados. Estos sitios son zonas que exponen la corteza más antigua de Marte, de composición basáltica. Ehlmann y Edwards mencionan que la mayor parte de las tierras altas del sur está dominada por minerales de plagioclasa  $((Ca, Na)(Al, Si)AlSi_2O_8)$  y clinopiroxeno  $((Ca, Mg, Fe)Si_2O_6)$ , estos son minerales primarios que forman parte del grupo de los silicatos. Además, los autores indican que la corteza más antigua de Marte muestra enriquecimientos en piroxeno y olivino bajos en calcio. El enriquecimiento en olivino se presenta en materiales alrededor de grandes cuencas de impacto como Argyre y Hellas. Con esta información se puede sugerir que los minerales secundarios que se formarían podrían ser filosilicatos.

De igual manera, Ehlmann y Edwards (2014) mencionan que otros autores (Ehlmann et al., 2011) demostraron que un “componente significativo de los filosilicatos en la corteza del Noeico (arcillas de Fe, Mg) parece estar relacionado con la alteración hidrotermal del subsuelo. Desde este punto de vista, el agua subterránea, de hecho, podría haber tenido un papel clave en la formación y diagénesis de los minerales arcillosos, y su surgimiento produjo grandes depósitos de sulfatos, hematita y cloruros. Además, se han detectado rocas carbonatadas asociadas con olivino, pero el carbonato está presente en muy poca cantidad en el suelo marciano”.

Por otra parte, en la figura 6.3 se presentan las unidades geológicas del Hespérico junto con la distribución de minerales hidratados. Como se puede observar, las unidades que corresponden son las siguientes: la unidad de cuenca del Hespérico tardío (**I**Hb**, por sus siglas en inglés), la unidad de edificios volcánicos del Hespérico (**e**Hv** por sus siglas en inglés) y la unidad de impacto del Amazónico y Hespérico. (**A**Hi**, por sus siglas en inglés) son las que contienen algunos minerales hidratados por lo que la formación de minerales hidratados en el Hespérico fue mucho menor que en el Noeico.******

A continuación se detallan las unidades geológicas de interés del Hespérico. La unidad **I**Hb** se caracteriza por tener depósitos en el fondo de la cuenca, una superficie rugosa y compleja marcada por escarpes y crestas. La unidad tiene márgenes erosionados y depósitos eólicos, lacustres y/o volcánicos de caída. La unidad **e**Hv** se caracteriza por tener edificios con forma de escudo compuestos por flujos y capas; algunos afloramientos con calderas que tienen dimensiones de decenas de metros y presenta algunos valles radiales. La unidad está conformada por edificios****

volcánicos compuestos por flujos de lava y depósitos piroclásticos. Además, el colapso de la cima se debió a la extracción de magma y la separación de canales fluviales en ciertos lugares (Tanaka et al., 2014). La unidad *AHi* se caracteriza por ser de ocurrencia global y tener cráteres con bordes y mantos de eyecta circundantes (con espesores de varios metros a kilómetros) también por tener densas cadenas de cráteres secundarios. La unidad se interpreta como una zona que presenta volcamiento (*upturned en inglés*) de rocas y sedimentos, además de material eyectado o brechado y algunas áreas locales con fundidos de impacto. También, presenta procesos de remoción de masa post impacto y relleno fluvial, lacustre y eólico (Tanaka et al., 2014).

Considerando las unidades descritas anteriormente y lo observado en el mapa de la figura 6.3, la menor presencia de minerales hidratados podría estar asociada a que las unidades *IHb* y *eHv* están conformadas por depósitos eólicos, fluviales y/o volcánicos los cuales cubren la superficie y pueden enmascarar minerales hidratados que hayan quedado “enterrados”.

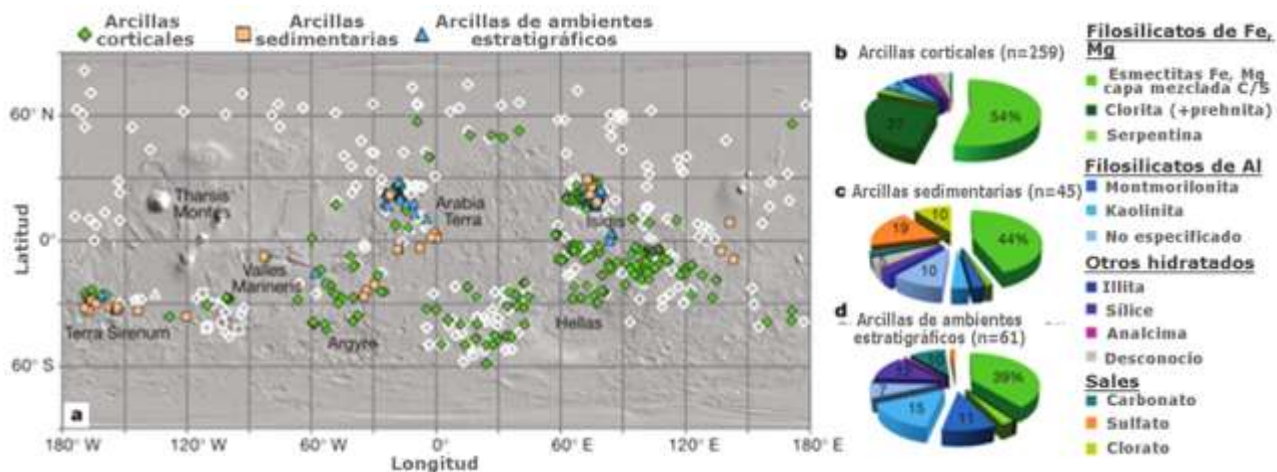
Asimismo, la figura 6.4 expone las unidades del Amazónico y los sitios donde se han detectado minerales hidratados. En este mapa se observa que los sitios donde se han registrado minerales hidratados prácticamente no se superponen con las unidades amazónicas en la región de Hellas. Esto sólo ocurre en las unidades *AHi* que se caracterizan por presentar material de impacto. Sin embargo, la presencia de minerales hidratados en esta época es aún menor que en el Hespérico.

Los resultados obtenidos a partir de los tres mapas de unidades geológicas junto con minerales hidratados, concuerdan con lo presentado en Ehlmann y Edwards (2014) sobre la mayor presencia de minerales hidratados que se encuentra en unidades del Noeico. Este hallazgo es significativo debido a que se observaron dichos minerales en grandes afloramientos de las tierras altas del sur y en pequeños lugares donde estaba expuesta la corteza Noeica. Cabe mencionar que dichos lugares tienen relación con grandes impactos ocurridos en la época primitiva de Marte.

Por otra parte, las imágenes con mejor resolución obtenidas por las misiones más actuales permitieron reconocer que los minerales arcillosos (los que tienen presencia de agua) se presentaban con mayor ocurrencia en tres ambientes geológicos: 1) en ambientes “estratigráficos” (aunque desde el espacio no es posible observar una estratigrafía como tal, por el principio de superposición se infiere una secuencia en capas en ciertas regiones), de unidades múltiples que contienen arcillas las cuales estaban formadas por alteración *in situ*, los contactos entre las



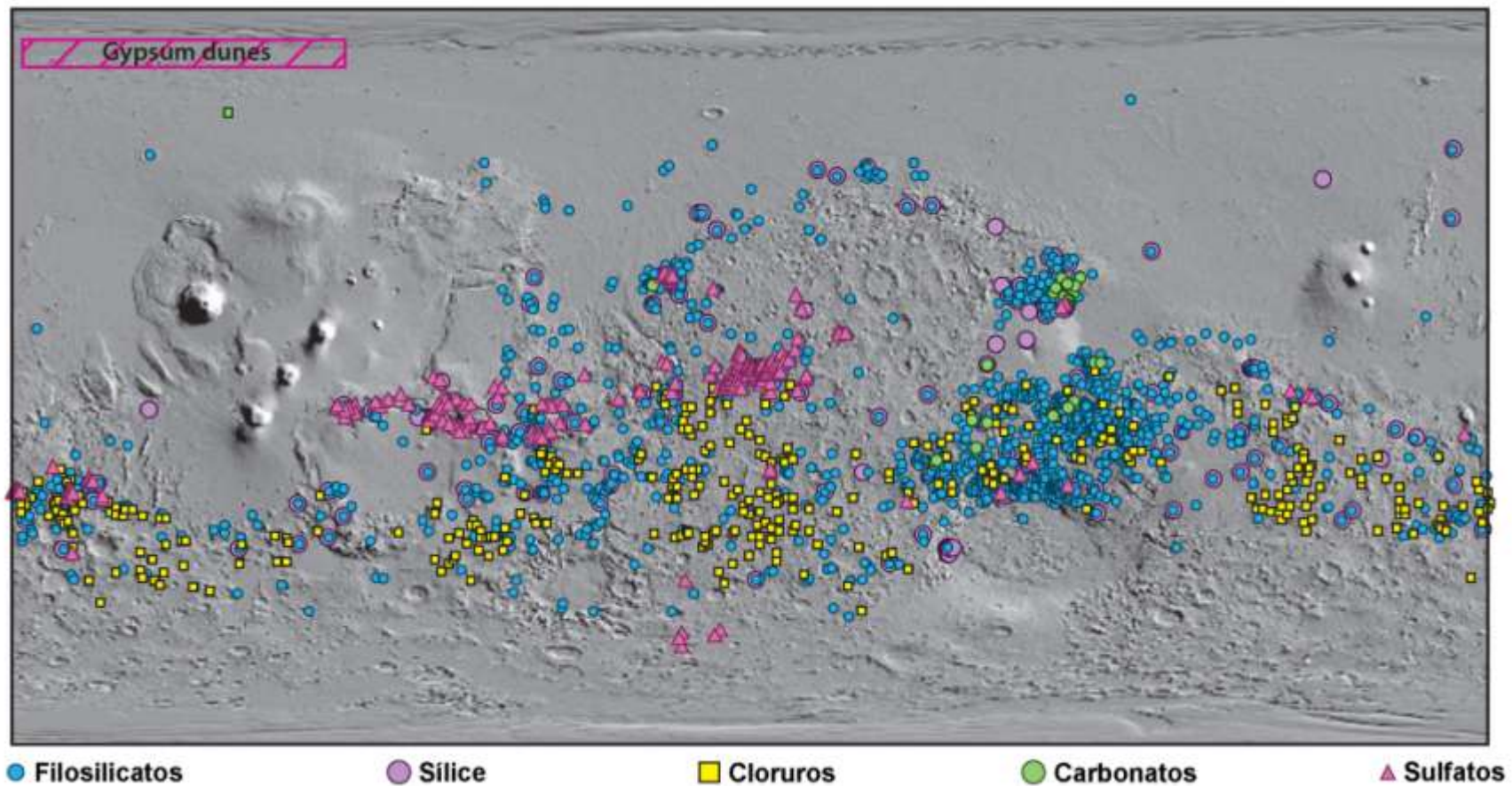
unidades de arcilla suelen seguir una superficie topográfica preexistente por lo que preservan los contactos entre las diferentes composiciones de rocas, además las arcillas formadas en este ambiente estratigráfico se producen en topografía de gran altura. Por ejemplo, en algunas partes de las tierras altas del Sur y en Valle Marineris se han detectado filosilicatos de aluminio sobre filosilicatos de hierro y magnesio. Este tipo de filosilicatos posiblemente puede ser el resultado de una alteración más ácida y/o una lixiviación de las rocas de la corteza superior. Otro aspecto a notar en estos ambientes es que no es posible saber si estas capas son de origen sedimentario o volcánico; 2) en ambientes “corticales”, donde hay terrenos antiguos producto de procesos ígneos y degradación por craterismo de impacto (picos centrales, paredes y eyecta del cráter de impacto) y 3) en ambientes “sedimentarios”, donde hay evidencias de arcillas y sales en varios paleolagos y cuencas fluviales. Este tipo de ambiente a diferencia del estratigráfico tiene contactos erosivos y los datos disponibles no permiten determinar si los minerales de arcilla son alóctonos (fueron transportados) o autóctono (formado in situ) (Ehlmann y Edwards, 2014). De los ambientes geológicos descritos el que está asociado a la cuenca Hellas es el cortical porque se encuentra dentro de terrenos antiguos, los filosilicatos más representativos son esmectitas, cloritas y serpentinas (Figura 7.1).



**Figura 7.1.** Distribución de los diferentes ambientes geológicos donde se localizan los filosilicatos en Marte. Los rombos verdes son filosilicatos formados en ambientes corticales, los cuadros naranjas son filosilicatos formados en ambientes sedimentarias y los triángulos azules son filosilicatos formados en ambientes estratigráficos. También se pone el porcentaje de frecuencia de filosilicatos dependiendo el ambiente geológico de formación. Modificado de Ehlmann et al. (2011)

En la corteza marciana, los minerales hidratados más comunes son las esmectitas de Fe/Mg (saponitas). Estas se forman como producto de alteración de serpentinas y su presencia en las rocas del Noeico sugiere un sistema hidrotermal temprano (Reyes, 2019). Asimismo, se han detectado otros minerales como cloritas y particularmente, en varios cráteres de impacto, se ha detectado la presencia de prehnita, illita, moscovita, serpentina, sílice, opalina, analcima y también sulfuros y carbonatos (Figura 7.2); la existencia de dichos minerales se asocia a procesos de alteración a temperaturas más altas ( $>400^{\circ}\text{C}$ ). Además, los silicatos hidratados se encuentran en zonas donde la corteza fue excavada, es decir, en cráteres de impacto. Los lugares donde se pueden encontrar los silicatos hidratados son los picos centrales, las paredes y eyectas antiguas; se ha interpretado que dichos lugares experimentaron alteración hidrotermal subterránea a profundidades entre 5 y 10 kilómetros a temperaturas desde la ambiental hasta  $400^{\circ}\text{C}$  (Ehlmann y Edwards, 2014, Ehlmann, 2011). La formación de filosilicatos en Marte, del grupo de las esmectitas tales como nontronita, saponita, vermiculita y hectorita ocurre en ambientes hidrotermales en el interior de la corteza y requieren fluidos calientes en el subsuelo. La exhumación de dichos minerales en la superficie podría deberse a erosión y a impactos de asteroides que exponen la corteza más profunda (Reyes, 2019). Con base en esto, podríamos decir que los filosilicatos están asociados a sitios con actividad hidrotermal en estas zonas, posterior a los impactos.

Por otra parte, la figura 6.5 representa un mapa del sistema fluvial en los alrededores de la cuenca Hellas junto con la distribución de minerales hidratados en esa zona. El mapa muestra que la concentración de la mayor parte de minerales se localiza en el borde norte de la cuenca. Las redes hídricas que se localizan en la parte norte de la cuenca podrían indicar que cualquier formación de minerales en esta zona tuvo una interacción directa con agua líquida.



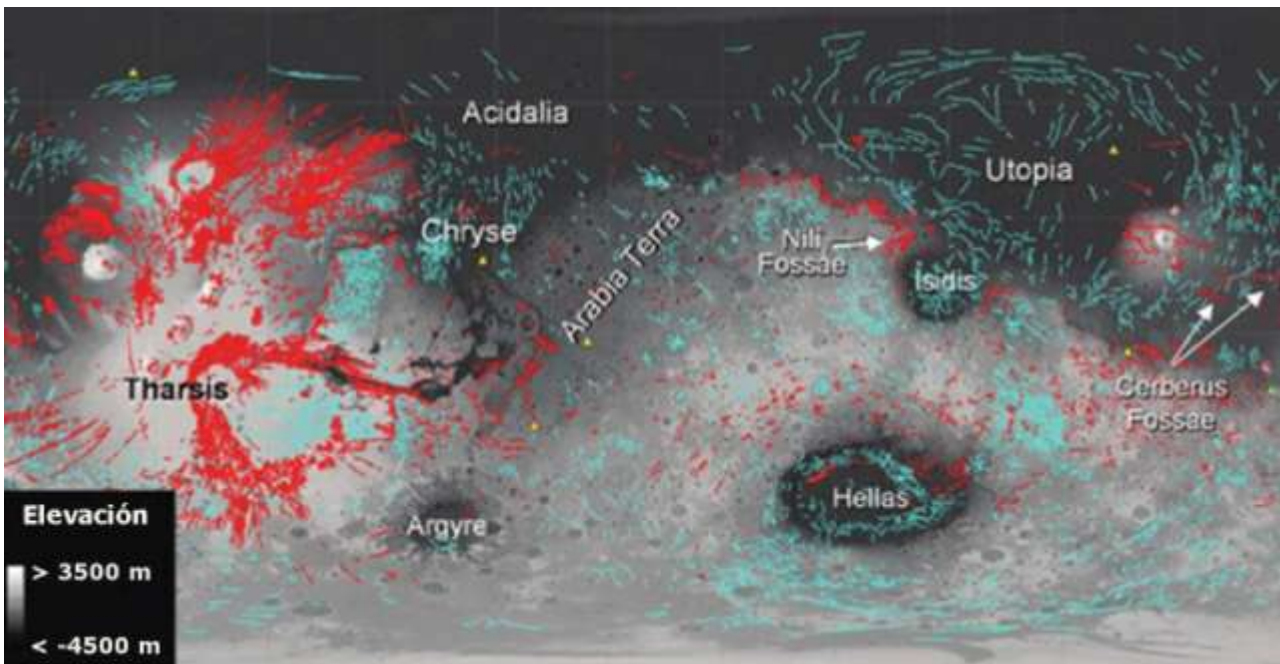
**Figura 7.2** Distribución de los diferentes tipos de minerales hidratados en la corteza de Marte. Obtenido de Ehlmann y Edwards (2014)

Otro aspecto interesante a notar es que en la parte sur de la cuenca, donde existen varias redes hídricas y donde se esperaría que se emplazara el fundido de impacto, no se detectaron minerales hidratados. En la parte norte de Hellas dichos minerales están asociados a las redes hídricas, se esperaría que también en la parte sur hubiera minerales hidratados en las cercanías de estas redes, pero no es así. Sin embargo, al observar el mapa de la figura 6.2 donde se muestran las unidades geológicas del Noeico, se observa que la región sur corresponde a la unidad *eHv* (color morado) relacionada a vulcanismo en el Noeico tardío y Hespérico temprano de los centros volcánicos Amphitrites y Peneus Paterae (Tanaka et al., 2014; Bleamaster III y Crown, 2010). Los episodios volcánicos de Amphitrites y Peneus Paterae generaron una capa de lava de un grosor mayor a 1 kilómetro, esto, aunado a que la firma espectral de los minerales hidratados se obtiene de los primeros micrómetros ( $\mu\text{m}$ ) del subsuelo, dan pie a sugerir que en esta zona sur la actividad volcánica posterior rellenó la cuenca con materiales de origen volcánico cubriendo los posibles minerales hidratados formados en esta región (Williams et al., 2009; Rivera et al., 2015).

Como resultado de lo observado en los mapas 6.2, 6.3, 6.4 y 6.5 y considerando que un sistema hidrotermal necesita de tres factores: 1) Agua; 2) permeabilidad o fracturamiento en las rocas; y 3) una fuente de calor, existe una gran probabilidad de que se haya formado un sistema hidrotermal en el Noeico en la cuenca Hellas. La formación de redes fluviales ocurrió en el Noeico y la mayoría de éstas se encuentra en la región de Hellas (figura 3.8), lo cual muestra que había agua en el borde norte del cráter. Las fuentes más probables de agua podrían ser subterráneas y por precipitaciones (meteórica). Por otra parte, considerando que la corteza marciana está conformada por rocas basálticas, este tipo de roca contiene minerales tales como piroxenos y olivinos los cuales tienen iones de Mg, Fe y Al, los cuales, al hidratarse, favorecen la formación de esmectitas y cloritas. La formación de esmectitas y cloritas sugiere también que las temperaturas de la fuente de calor que los formaron fueron en algún momento de más de 100 °C y probablemente, mayores a 350 °C.

Además, las rocas basálticas son impermeables y para que exista circulación de agua y vapor deben tener fracturamiento. Considerando que un cráter de impacto puede llegar a formar fallas (fracturas en el terreno) en el borde de la estructura, las zonas con fallas permiten la filtración de agua y vapor. En la figura 7.3 se muestra la distribución de fallas en la superficie en Marte, en

particular en la región de la cuenca de Hellas las fallas mayormente son compresivas formadas en el Noeico medio. De acuerdo con Williams y colaboradores (2009) y Carr y Head, (2010), la cuenca Hellas se formó en algún momento entre 3.7 y 4 Ga que coincide aproximadamente con la formación de las fallas compresionales (color azul-verde de la figura 7.3) y un poco con la formación de las fallas extensionales (color rojo de la figura 7.3). lo cual permite asociarlo temporalmente al impacto que dio origen a la cuenca Hellas (Dorothy Z. Oehler ,2017; Knapmeyer et al., 2008).



**Figura 7.3.** Distribución de fallas en la superficie de Marte. Dichas fallas proporcionan conductos profundos para filtrar fluidos. El mapa se muestra en escala de grises para la elevación y para enfatizar las fallas. Las fallas de extensión (fallas normales) están en color rojo y fallas de compresión (fallas inversas) son las de color azul-verde (Dorothy Z. Oehler ,2017). En la región de Hellas, las fallas normales se formaron hace 3.9-2.1 Ga mientras que las fallas inversas se formaron en un periodo entre 4.0-3.7 Ga (Knapmeyer et al., 2008)

La fuente de calor que alimentó el sistema fue probablemente los fundidos de impacto que se distribuyeron en el centro y borde de la cuenca, sugiriendo que los minerales hidratados, en mayor abundancia filosilicatos en la parte norte de la cuenca (Figura 6.5), están relacionados con actividad hidrotermal posterior al impacto de la formación de la cuenca Hellas.

Por otra parte, para poder saber cómo se desarrolló la actividad hidrotermal en la cuenca Hellas es necesario conocer las características geológicas y mineralógicas en cuencas de impacto análogas en la Tierra donde se sabe que se desarrollaron sistemas hidrotermales posteriores al impacto. Ejemplos de esto son las cuencas de impacto más grandes y mejor preservadas que se conocen: Chicxulub y Sudbury.

Otra cuenca de impacto con las características más parecidas a la cuenca Hellas (como tipo de blanco, gravedad, etc.) es la segunda cuenca de impacto más grande formada en Marte en el hemisferio sur: Argyre.

En la tabla 8 se hace la comparativa de los rasgos de las tres cuencas de impacto mencionadas.

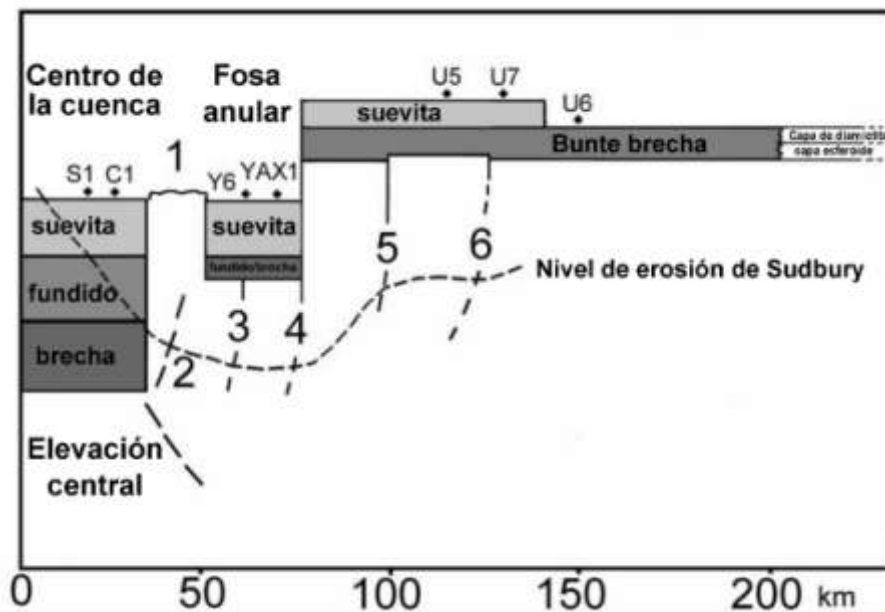
**Tabla 8.** Características geológicas, mineralógicas y químicas de cuencas de impacto terrestre y marciana. Obtenido principalmente de Abramov y Kring (2004 y 2007).

CUENCA DE IMPACTO	CHICXULUB (Terrestre)	SUDBURY (Terrestre)	ARGYRE ( Marciana)
Diámetro (borde a borde) en km	~180	~200	1500
Tipo de blanco	<i>Mixto</i> (Sedimentos del cretácico sobre basamento cristalino).	<i>Cristalino</i> (rocas metasedimentarias y metavolcánicas).	<i>Cristalino</i> ( <i>Basáltico</i> )
Distribución de la hoja de fundido	Una lámina se extiende a lo largo del borde interior del anillo de picos. Otra lámina se encuentra entre el anillo de picos y el borde del cráter.	Una lámina se extiende a lo largo del borde interior del anillo de picos. Otra lámina se encuentra entre el anillo de picos y el borde del cráter.	
Grosor de la lámina de fundido (km)	3 a 3.5	2.5 a 3	
Temperatura inicial de la hoja de fundido (°C)	1700 <sup>a</sup>	1087 <sup>a</sup> o 1700 <sup>b</sup>	
Intervalo de temperatura del fluido hidrotermal(°C)	100-270	25-360	
Volumen total de fundido (km <sup>3</sup> )	<sup>c</sup> 7,800 a 12,000 <sup>a</sup>	8,000 a 14,000 <sup>b</sup>	
Tipo de fuente del fluido	- Salmuera <sup>d</sup> - Agua de mar <sup>e</sup>	Agua subterránea o agua de mar <sup>b</sup>	Posible formación de lago post- impacto <sup>f</sup>
Evidencia de Sistema Hidrotermal (SH)	-Anhidrita y vetas de cuarzo observadas en fundidos y brechas de impacto subyacentes. <sup>g</sup> -Abundantes venas de calcita y rellenos de espacios con clorita y esmectita <sup>a</sup>	Alteración hidrotermal que incluye la salificación albitización, clorización, calcitación y feldespacificación.	Al noroeste de la cuenca se han identificado filosilicatos en las brechas de impacto (erosionadas por procesos fluviales). Evidencia son los piroxenos con alto contenido de calcio.
Minerales	Plagioclasa albitizada, feldespato k secundario, cuarzo, epidota, clorita, pirita y trozos de calcopirita (muestras fragmentadas) Calcita, esmectita, arcillas amorfas <sup>d</sup>	Principalmente cuarzo y feldespato. En menor cantidad: biotita, piroxeno, anfíbol, clorita y epidota con calcita <sup>h</sup>	Detección de olivino, prehnita, clorita, piroxenos (alto y bajo contenido de calcio) y esmectita Fe-Mg <sup>f</sup>
Tiempo estimado de vida del sistema hidrotermal	1.5 a 2.3 Ma <sup>a</sup>	170,000 años <sup>b</sup>	

<sup>a</sup> Abramov y Kring (2007); <sup>b</sup> Abramov y Kring (2004); <sup>c</sup> Abramov et al. (2012); <sup>d</sup> Zürcher et al. (2005); <sup>e</sup> Ames et al. (2004); <sup>f</sup> Dohm et al. (2015); <sup>g</sup> Kring (1995); <sup>h</sup> Anders et al. (2015).

## Estimación del volumen de fundido

Después de obtener los valores del volumen de fundido, producto de la formación de las cuencas de impacto, utilizando las ecuaciones 5.2 y 5.3 (ver Tabla 6), se compararon estos resultados con los reportados en la literatura para las cuencas de Chicxulub y Sudbury (Pope y et al., 2004). Para hacer la comparación de los datos del volumen del artículo de Pope y colaboradores (2004) con los resultados de la Tabla 6 se consideraron solamente los volúmenes de la hoja de fundido (*melt rock*; sin considerar brechas de impacto, suevitas u otros productos de impacto), esto debido a que sólo se necesita la parte fundida pura, sin mezclar con roca u otro material. La distribución de la hoja se encuentra dentro de la cuenca central (en el interior del anillo de picos) y en la fosa anular (*Annular trough*). La geometría se observa en la figura 7.4.



**Figura 7.4.** Esquema del perfil de la cuenca de impacto de Chicxulub donde se muestra la distribución de los materiales de impacto dentro y fuera de la cuenca así como la ubicación de los anillos y de los núcleos. Obtenido de Pope et al. (2004).

En Chicxulub el volumen de fundido dentro de la cuenca central es de  $3,733 \text{ km}^3$ . Al compararlo con lo obtenido en la Tabla 6 (columna 6, en tamaño del proyectil 10 km) se observa que es muy similar tomando en cuenta que está dentro del intervalo de  $3,018$  a  $3,972 \text{ km}^3$ .



En el caso de Sudbury, el volumen de fundido resulta mayor en la cuenca central (SIC) de aproximadamente  $9,621 \text{ km}^3$  en comparación con la fosa anular de  $2,945 \text{ km}^3$ . Pope y colaboradores (2004) mencionan que los volúmenes de fundido en Sudbury se basan en datos sobre el espesor y el contenido de fundido considerando que la geometría de los fundidos en Sudbury es similar a la de los fundidos en Chicxulub. A pesar de ser cuencas de impacto de diámetros similares, la cantidad de fundido no es similar debido a que el grosor de la capa en Sudbury es mayor que en Chicxulub. Por otra parte, Abramov y Kring (2007) mencionan que el grosor de la capa es mayor en Chicxulub que en Sudbury. En este caso porque consideran la capa de brechas con fundido (*melt breccia* del 65 % fundido). Sin embargo, como se mencionó anteriormente sólo se considerará la hoja fundida pura (*melt rock* al 97% fundido) que es alrededor de 1 km de grosor.

Ahora comparando el volumen de fundido estimado a partir de observaciones en campo con lo obtenido en la Tabla 6 para Sudbury, donde el volumen está entre  $8,285 \text{ km}^3$  y  $10,917 \text{ km}^3$ , se observa que estos números son similares al estimado por Pope y colaboradores si se suma el volumen de fundido de la cuenca central y de la fosa anular. De manera independiente, Anders y coautores (2015), también estimaron un volumen de fundido en Sudbury de entre  $8,000 \text{ km}^3$  y  $14,000 \text{ km}^3$ , datos similares a los obtenidos por Pope y a los mostrados en la Tabla 6.

Dado lo anterior, en la tabla 6 se observa que los volúmenes de fundido calculados para Chicxulub y Sudbury comparados con las estimaciones a partir de observaciones (Pope et al., 2004) concuerdan para ambos casos con muy buenas aproximaciones. Tras esta comparación, podemos considerar que la forma de calcular la cantidad de fundido mostrado en la Tabla 6, nos proporciona una estimación aceptable de la cantidad de fundido producida durante la formación de una cuenca de impacto, razón por la cual, supondremos que la cantidad de fundido calculada para Hellas y Argyre es una buena estimación de la cantidad real de fundido producido durante la formación de estas cuencas. Con esta estimación de la cantidad de fundido en la cuenca Hellas, se podría calcular el tiempo de enfriamiento empleando un modelo de transferencia de calor por convección, sin embargo, esta tarea, aunque interesante, está fuera del alcance de este trabajo de tesis. Una estimación realizada por Abramov y Kring (2005), el tiempo de vida de un sistema hidrotermal asociado a una cuenca del tamaño de Hellas, dio por resultado 10 Ma.

## Capítulo 8. Conclusiones

---

El presente trabajo es el primero en estimar el volumen de fundidos de impacto en la cuenca Hellas a partir de las ecuaciones propuestas por Abramov et al. (2012) las cuales consideran parámetros como el tamaño del cráter o el tamaño del proyectil, la dependencia con el ángulo de impacto, la aceleración gravitacional del planeta y la velocidad de impacto. Para validar estas ecuaciones también se estimaron los fundidos para Chicxulub y Sudbury y los resultados se compararon con las estimaciones a partir de mediciones geofísicas; como ambos resultados daban valores similares, esto permitió decir que los volúmenes de fundido para Hellas y Argyre proporcionaban una estimación razonable, por lo que se concluye que el volumen de fundido en Hellas puede ser de entre  $3.83 \times 10^7 \text{ km}^3$  y  $3.52 \times 10^8 \text{ km}^3$ . Con esto también se concluye que el volumen de fundido en Hellas es 4 órdenes de magnitud mayor que los volúmenes de fundido en Chicxulub y Sudbury.

A partir de la información geológica, mineralógica e hidrológica se generaron mapas de la superficie de Marte con el programa JMARS, por medio de los cuales se estableció una correlación entre las zonas que presentan minerales que pueden formarse a partir de sistemas hidrotermales y Hellas. A partir de estas correlaciones se observó que el borde norte de la cuenca de Hellas presenta las condiciones necesarias para que se haya desarrollado actividad hidrotermal a partir de la formación de la cuenca y que dichos sistemas hidrotermales se formaron durante el Noeico temprano y medio.

Es necesario obtener más y mejores datos sobre el tipo de agua que corrió sobre la superficie marciana, la distribución de fundidos durante la formación de una cuenca de impacto y una zonación mineralógica en la parte norte de Hellas para obtener una conclusión contundente; sin embargo, pensamos que los minerales en los alrededores de la cuenca Hellas bien pudieron formarse a partir de un sistema hidrotermal asociado a Hellas.

## Apéndice

**Tabla 1.** Abreviatura y nombre de las 30 unidades geológicas del mapa geológico de Marte del Noeico y Hespérico. Las unidades mostradas en los mapas del capítulo 6 para cada eón están sombreadas en gris. Modificado de la tabla “Descripción de unidades del mapa con imágenes de las localidades” de Tanaka et al. (2014).

EON	Abreviatura	Nombre de la unidad (inglés)	Nombre de la unidad (español)
NOEICO	<i>eNh</i>	Early Noachian highland unit	Unidad de las Tierras altas del Noeico temprano
	<i>eNhm</i>	Early Noachian highland massif unit	Unidad de macizos de las Tierras altas del Noeico temprano
	<i>mNh</i>	Middle Noachian highland unit	Unidad de las Tierras altas del Noeico medio
	<i>mNhm</i>	Middle Noachian highland massif unit	Unidad de macizos de las Tierras altas del Noeico medio
	<i>INh</i>	Late Noachian highland unit	Unidad de las Tierras altas del Noeico tardío
	<i>Nhe</i>	Noachian highland edifice unit	Unidad de edificios de las Tierras altas del Noeico
	<i>Nve</i>	Noachian volcanic edifice unit	Unidad de edificios volcánicos del Noeico
	<i>INv</i>	Late Noachian volcanic unit	Unidad volcánica del Noeico tardío
	<i>Nhu</i>	Noachian highland undivided unit	Unidad continua de las Tierras altas del Noeico
NOEICO- HESPÉRICO	<i>HNhu</i>	Hesperian and Noachian highland undivided unit	Unidad continuade las Tierras altas del Noeico y Hespérico
	<i>HNb</i>	Hesperian and Noachian basin unit	Unidad de cuenca del Noeico y Hespérico
	<i>HNt</i>	Hesperian and Noachian transition unit	Unidad de transición del Noeico y Hespérico

EON	Abreviatura	Nombre de la unidad (inglés)	Nombre de la unidad (español)
<b>HESPÉRICO</b>	<i>eHb</i>	Early Hesperian basin unit	Unidad de cuenca del Hespérico temprano
	<i>eHv</i>	Early Hesperian volcanic unit	Unidad volcánica del Hespérico temprano
	<i>eHt</i>	Early Hesperian transition unit	Unidad de transición del Hespérico temprano
	<i>eHh</i>	Early Hesperian highland unit	Unidad de las Tierras altas del Hespérico temprano
	<i>Ht</i>	Hesperian transition unit	Unidad de transición del Hespérico
	<i>Hto</i>	Hesperian transition outflow unit	Unidad de flujos de desagüe de transición del Hespérico
	<i>Htu</i>	Hesperian transition undivided unit	Unidad continua de transición del Hespérico
	<i>Hve</i>	Hesperian volcanic edifice unit	Unidad de edificios volcánicos del Hespérico
	<i>Hpe</i>	Hesperian polar edifice unit	Unidad polar de edificios del Hespérico
	<i>Hpu</i>	Hesperian polar undivided unit	Unidad polar continua del Hespérico
	<i>Hp</i>	Hesperian polar unit	Unidad polar del Hespérico
	<i>IHL</i>	Late Hesperian lowland unit	Unidad de las Tierras bajas del Hespérico tardío
	<i>IHb</i>	Late Hesperian basin unit	Unidad de cuenca del Hespérico tardío
	<i>IHv</i>	Late Hesperian volcanic unit	Unidad volcánica del Hespérico tardío
	<i>IHvf</i>	Late Hesperian volcanic field unit	Unidad de campo volcánico del Hespérico tardío
<b>HESPÉRICO-AMAZÓNICO</b>	<i>AHi</i>	Amazonian and Hesperian impact unit	Unidad de impacto del Hespérico y Amazónico
	<i>AHv</i>	Amazonian and Hesperian volcanic unit	Unidad volcánica del Hespérico y Amazónico
	<i>AHtu</i>	Amazonian and Hesperian transition undivided unit	Unidad continua de transición del Hespérico y Amazónico

# Referencias

---

## 1. Bibliográficas

- Abramov, O. (2006). Impact-Induced Hydrothermal Activity on Earth and Mars. Tesis doctoral. 214 pp.
- Abramov, O., y Kring, D. A. (2004). Numerical modeling of an impact-induced hydrothermal system at the Sudbury crater. *Journal of Geophysical Research*, 109(E10). <https://doi.org/10.1029/2003JE002213>.
- Abramov, O., y Kring, D. A. (2005). Impact-induced hydrothermal activity on early Mars. *Journal of Geophysical Research*, 110(E12) <https://doi.org/10.1029/2005JE002453>.
- Abramov, O., y Kring, D. A. (2007). Numerical modeling of impact-induced hydrothermal activity at the Chicxulub crater. *Meteoritics & Planetary Science*, 42(1), 93–112. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2007.tb00220.x>.
- Abramov, O., Wong, S. M., y Kring, D. A. (2012). Differential melt scaling for oblique impacts on terrestrial planets. *Icarus*, 218(2), 906–916. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2011.12.022>.
- Acacio Orgen, L.A. (2019). Caracterización de brecha de impacto (suevita) del Instituto de Geología, por medio de métodos espectroscópicos no destructivos. Tesis de licenciatura. 78 pp.
- Alemanno, G., Orofino, V., y Mancarella, F. (2018). Global Map of Martian Fluvial Systems: Age and Total Eroded Volume Estimations. *Earth and Space Science*, 5(10), 560–577. <https://doi.org/10.1029/2018EA000362>.
- Alemán, C. O. (2002). Investigaciones geofísicas sobre cráteres de impacto y el cráter de Chicxulub (Yucatán, México). UNAM.
- Almazán López, Maria del Mar. (2016). Origen y evolución del sistema de cañones valles marineris: Marte: revisión del tema e implicaciones astrobiológicas. Tesis de licenciatura .119 pp.
- Ames, D. E., Kjarsgaard, I. M., Pope, K. O., Dressler, B., y Pilkington, M. (2004). Secondary alteration of the impactite and mineralization in the basal Tertiary sequence, Yaxcopoil-1, Chicxulub impact crater, Mexico. *Meteoritics & Planetary Science*, 39(7), 1145–1167. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2004.tb01134.x>.
- Anders, D., Osinski, G. R., Grieve, R. A. F., y Brillinger, D. T. M. (2015). The Basal Onaping Intrusion in the North Range: Roof rocks of the Sudbury Igneous Complex. *Meteoritics & Planetary Science*, 50(9), 1577–1594. <https://doi.org/10.1111/maps.12497>.

- Andrews-Hanna, J. C., y Zuber, M. T. (2010). Elliptical craters and basins on the terrestrial planets. En *Geological Society of America Special Papers* (Vol. 465, pp. 1–13). [https://doi.org/10.1130/2010.2465\(01\)](https://doi.org/10.1130/2010.2465(01)).
- Barlow, N. (2008). *Mars: An Introduction to its Interior, Surface and Atmosphere*. Cambridge University Press.
- Bibring, J.-P., Langevin, Y., Mustard, J. F., Poulet, F., Arvidson, R., Gendrin, A., Neukum, G. (2006). Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science*, 312(5772), 400–404. <https://doi.org/10.1126/science.1122659>.
- Bleamaster, L. F., y Crown, D. A. (2010). Geologic map of MTM-40277,-45277,-40272, and-45272 quadrangles, eastern Hellas Planitia region of Mars. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Beaufort, D., Rigault, C., Billon, S., Billault, V., Inoue, A., Inoue, S., Ferrage, E. (2015). Chlorite and chloritization processes through mixed-layer mineral series in low-temperature geological systems – a review. *Clay Minerals*, 50(4), 497–523. <https://doi.org/10.1180/claymin.2015.050.4.06>.
- Carr, M. H., y Bell, J. F. (2014). Capítulo 17 Mars: Surface and Interior. En T. Spohn, D. Breuer, y T. V. Johnson (Eds.), *Encyclopedia of the Solar System (Tercera Edición)* (pp. 359-377). <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-415845-0.00017-7>.
- Carr, M. H., y Head, J. W. (2010). Geologic history of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3), 185–203. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.042>.
- Chapman, M. (2007). *The Geology of Mars: Evidence from Earth-Based Analogs*. Cambridge University Press.
- Citron, R. I., Manga, M., y Tan, E. (2018). A hybrid origin of the Martian crustal dichotomy: Degree-1 convection antipodal to a giant impact. *Earth and Planetary Science Letters*, 491, 58–66. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.03.031>.
- Collins, G. S., Melosh, H. J., y Osinski, G. R. (2012). The Impact-Cratering Process. *Elements*, 8(1), 25–30. <https://doi.org/10.2113/gselements.8.1.25>.
- Das, I. C., Joseph, J., Subramanian, S. K., y Dadhwal, V. K. (2014). Spectral stratigraphy and clay minerals analysis in parts of Hellas Planitia, Mars. *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XL–8, 419–422. <https://doi.org/10.5194/isprsarchives-XL-8-419-2014>.
- Dence, M.R. (1965), The extraterrestrial origin of canadian craters. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 123: 941-969. doi:10.1111/j.1749-6632.1965.tb20411.x.
- Dohm, J. M., Hare, T. M., Robbins, S. J., Williams, J.-P., Soare, R. J., El-Maarry, M. R., ... Maruyama, S. (2015). Geological and hydrological histories of the Argyre province, Mars. *Icarus*, 253, 66–98. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2015.02.017>.

- Ehlmann, B. L., Mustard, J. F., Murchie, S. L., Bibring, J. P., Meunier, A., Fraeman, A. A., y Langevin, Y. (2011). Subsurface water and clay mineral formation during the early history of Mars. *Nature*, 479(7371), 53-60.
- Ehlmann, B. L., y Edwards, C. S. (2014). Mineralogy of the Martian Surface. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42(1), 291–315. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060313-055024>.
- Faure, G. y T. Mensing, M. (2007). Introduction to Planetary Science: The Geological Perspective. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5544-7>.
- Gault, D. E. (1974). Impact cratering. *In A primer in lunar geology*.
- Greeley, R. (2013). Introduction to planetary geomorphology. Reino Unido: Cambridge University Press.
- Greeley, R., y Crown, D. A. (1990). Volcanic geology of Tyrrhena Patera, Mars. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B5), 7133–7149. <https://doi.org/10.1029/JB095iB05p07133>.
- Gulick, V. C., y Baker, V. R. (1992). Hydrothermal Circulation and Valley Formation on Mars. American Astronomical Society, 24th DPS Meeting, id.24.07; Bulletin of the American Astronomical Society, Vol. 24, p.976.
- Hargitai H. I., Gulick, V. C., y Glines, N. H. (2018). Paleolakes of Northeast Hellas: Precipitation, Groundwater-Fed, and Fluvial Lakes in the Navua–Hadriacus–Ausonia Region, Mars. *Astrobiology*. <https://doi.org/10.1089/ast.2018.1816>.
- Hartmann, W. K., y Neukum, G. (2001). Cratering Chronology and the Evolution of Mars. En R. Kallenbach, J. Geiss, & W. K. Hartmann (Eds.), *Chronology and Evolution of Mars* (pp. 165–194). Springer Netherlands.
- Head, J. W. (2012). Mars climate history: a geological perspective. 43, 2582. *Lunar and Planetary Science Conference*.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. N. T. O. N. I. O., y Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13(2), 45-77.
- Hefferan, K., y O'Brien, J. (2010). Earth materials. John Wiley & Sons.
- Kasmai, B., Osinski, D. G., Tornabene, D. L., Jiang, D. D., y Kasmai, B. (2015). Morphological and Structural Mapping of the Oudemans Impact Crater Layered Central Uplift, Mars.
- Kahre, M. A., Murphy, J. R., y Haberle, R. M. (2006). Modeling the Martian dust cycle and surface dust reservoirs with the NASA Ames general circulation model. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 111(E6). <https://doi.org/10.1029/2005JE002588>.
- Kenkmann, T., Collins, G. S., & Wünnemann, K. (2013). The modification stage of crater formation. Impact cratering: Processes and products, 60-75.

- Kirsimäe K. y Osinski G.R. (2013). Impact-induced hydrothermal activity. En *Impact cratering: processes and products* (pp. 76-89). <https://doi.org/10.1002/9781118447307.ch6>.
- Knapmeyer, M., Schneider, S., Misun, M., Wählisch, M., & Hauber, E. (2008). An extended global inventory of Mars surface faults.
- Koeberl, C. (2006). Impact Processes on the Early Earth. *Elements*, 2(4), 211–216. <https://doi.org/10.2113/gselements.2.4.211>.
- Krauss, C. E., Horányi, M., y Robertson, S. (2006). Modeling the formation of electrostatic discharges on Mars: DISCHARGES ON MARS. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 111(E2), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004JE002313>.
- Kring, D. A. (1995). The dimensions of the Chicxulub impact crater and impact melt sheet. *Journal of Geophysical Research*, 100(E8), 16979. <https://doi.org/10.1029/95JE01768>.
- Melosh, H. J., y Ivanov, B. A. (1999). Impact crater collapse. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 27(1), 385–415. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.27.1.385>.
- Moeck, I. S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37, 867-882.
- Ormö, J., y Oms, O. (2013). La formación de cráteres de impacto. Un proceso fundamental en el Sistema Solar. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21(3), 310.
- Osinski, G. R., y Pierazzo, E. (Eds.). (2013). *Impact cratering: processes and products*. Hoboken, NJ: Wiley-Blackwell.
- Osinski, G. R., Grieve, R. A. F., Marion, C., y Chanou A. (2013). Impact Melting. En Osinski G.R., y Pierazzo, E.(eds.). *Impact cratering: processes and products*. Hoboken, NJ: Wiley-Blackwell.
- Peterson, J. E. (1978). Volcanism in the Noachis-Hellas region of Mars, 2. In *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings* (Vol. 9, pp. 3411-3432).
- Pierazzo, E., y Melosh, H. J. (2000). Understanding oblique impacts from experiments, observations, and modeling. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1), 141-167.
- Pope, K. O., Kieffer, S. W., y Ames, D. E. (2004). Empirical and theoretical comparisons of the Chicxulub and Sudbury impact structures. *Meteoritics & Planetary Science*, 39(1), 97–116. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2004.tb00052.x>.
- Ramos, N. (2017). Utilización de ensayos de expansión de arcillas para el análisis de inhibidores en la cuenca del golfo San Jorge. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.22425.42087>.
- Reyes, A. G., University, U. N., & Programme (Iceland), U. G. T. (2000). Petrology and mineral alteration in hydrothermal systems: from diagenesis to volcanic catastrophes. United Nations University, Geothermal Training Programme.



- Reyes Ayala, Karen Itzel (2019). Diversidad mineralógica en Oxia Planum y Mawrth Vallis, Marte: origen e implicaciones paleoambientales. Tesis de maestría. 167 pp.

-Roberts, J. H., & Zhong, S. (2006). Degree-1 convection in the Martian mantle and the origin of the hemispheric dichotomy. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 111(E6). <https://doi.org/10.1029/2005JE002668>.

-Šrámek, O., y Zhong, S. (2012). Martian crustal dichotomy and Tharsis formation by partial melting coupled to early plume migration: Martian dichotomy by melting and Tharsis. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 117(E1). <https://doi.org/10.1029/2011JE003867>.

- Stanzel, C., Pätzold, M., Greeley, R., Hauber, E., y Neukum, G. (2006). Dust devils on Mars observed by the High Resolution Stereo Camera. *Geophysical Research Letters*, 33, L11202. <https://doi.org/10.1029/2006GL025816>.

-Weiss-Malik, M., Gorelick, N. S., y Christensen, P. R. (2005). JMARS: A GIS system for Mars and other planets. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.

-Williams, D. A., Greeley, R., Fergason, R. L., Kuzmin, R., McCord, T. B., Combe, J.-P., Neukum, G. (2009). The Circum-Hellas Volcanic Province, Mars: Overview. *Planetary and Space Science*, 57(8), 895–916. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2008.08.010>.

-Williams, D. A., Greeley, R., Manfredi, L., Raitala, J., y Neukum, G. (2010). The Circum-Hellas Volcanic Province, Mars: Assessment of wrinkle-ridged plains. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3), 492–505. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.10.007>.

-Zhong, S., y Zuber, M. T. (2001). Degree-1 mantle convection and the crustal dichotomy on Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 189(1), 75–84. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00345-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00345-4).

-Zürcher, L., Kring, D. A., Barton, M. D., Dettman, D., y Rollog, M. (2005). Stable isotope record of post-impact fluid activity in the core of the Yaxcopoil-1 borehole, Chicxulub impact structure, Mexico. *Large Meteorite Impacts III*, 384, 223.

## 2. Electrónicas

-A.M. Schleicher A. M., Pluijm B.A., Warr L.N. (2013). Chlorite-Smectite Clay Minerals and Fault Behavior. [4 de junio de 2019] <[http://www.earthscope.org/articles/chlorite\\_smectite\\_clay\\_minerals\\_and\\_fault\\_behavior](http://www.earthscope.org/articles/chlorite_smectite_clay_minerals_and_fault_behavior)>

-Chuang. Getting to the Hellas Impact Structure. [20 de mayo de 2019] <<http://www.psi.edu/epo/explorecraters/hellastour.htm>>

- Daubar, I. J., & Kring, D. A. (2001). Impact-induced Hydrothermal Systems: Heat Sources and Lifetimes. 32. [11 de junio de 2019] <<http://adsabs.harvard.edu/abs/2001LPI....32.1727D>>

- Dominguez, J. M., & Schifter, I (1995) ¿QUÉ SON LAS ARCILLAS? [3 de junio de 2019] <[http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx/sites/ciencia/volumen3/ciencia3/109/html/sec\\_6.html](http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx/sites/ciencia/volumen3/ciencia3/109/html/sec_6.html) >
- Dorothy Z. Oehler, Giuseppe Etiope (2017). Methane Seepage on Mars: Where to Look and Why [6 de mayo de 2020] <<https://www.ncbi.nlm.nih.gov/pmc/articles/PMC5730060/citedby/>>
- ESA. Mars Express's OMEGA uncovers possible sites for life. [16 de mayo de 2019] <[https://www.esa.int/Our\\_Activities/Space\\_Science/Mars\\_Express/Mars\\_Express\\_s\\_OMEGA\\_uncovers\\_possible\\_sites\\_for\\_life](https://www.esa.int/Our_Activities/Space_Science/Mars_Express/Mars_Express_s_OMEGA_uncovers_possible_sites_for_life)>
- Estructura de los filosilicatos de la arcilla. Estructura de las arcillas. Estructuras finales. [3 de junio de 2019] <<http://edafoologia.ugr.es/imaginter/arcillas/arcilla5.htm>>
- Grajales Nishimura, J. M. El límite cretácico-terciario y la estructura Chicxulub. 094 CHIC.01. [29 de mayo de 2019] <<https://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos94-5/sesiones-regulares/CHIC-14-5.pdf>>
- INSUGEO. Capítulo 6 - Manual de Geología - Miscelanea 21. [17 de mayo de 2019] <[http://www.insugeo.org.ar/libros/misc\\_21/06.htm](http://www.insugeo.org.ar/libros/misc_21/06.htm)>
- Melosh, H. J. (1989). Impact cratering: A geologic process. [10 de junio de 2019] <<http://adsabs.harvard.edu/abs/1989icgp.book.....M>>
- NASA Science Solar System Exploration.[16 de mayo de 2019] <<https://solarsystem.nasa.gov/planets/mars/overview/>>
- Pantoja Alor, Jerjes y Gómez Caballero, José Arturo. (2004). Los sistemas hidrotermales y el origen de la vida. *Ciencias* 75, julio-septiembre, 14-22. [15 de junio de 2019] <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016703715005943?via%3Dihub#> >
- Peretyazhko, T. S. N. (2017). Smectite Formation in Acid Sulfate Environments on Mars. Presentado en 48th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, TX, United States. [15 de junio de 2019] <<https://ntrs.nasa.gov/search.jsp?R=20170001968>>
- Prol (2017). Coursera Inc .Alteración hidrotermal. [3 de junio de 2019] <<https://www.coursera.org/lecture/geotermia/alteracion-hidrotermal-ANnYD>>
- Rivera-Valentin, E. G. C. (2015). Impact-Induced Clay Mineral Formation and Distribution on Mars. Presentado en 46th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, TX, United States. [15 de junio de 2019] <<https://ntrs.nasa.gov/search.jsp?R=20150001656>>
- Rodas, M. Filosilicatos.[3 de junio de 2019] <<https://www.ucm.es/data/cont/media/www/pag-15563/Filo%201.pdf>>
- Spalletti, L. A. (2016). Geología de Marte, nuestro inquietante vecino. *Museo*, no. 28. [10 de junio de 2019] <<http://hdl.handle.net/10915/56902>>

-Tanaka K. L., Skinner J.A., Dohm J.M., Irwin R.P., Kolb E.J., Fortezzo C.M., Platz T., Michael G.G. y Hare T.M. (2014). Geologic Map of Mars. [6 de junio de 2019]  
<[https://pubs.usgs.gov/sim/3292/pdf/sim3292\\_map.pdf](https://pubs.usgs.gov/sim/3292/pdf/sim3292_map.pdf)>

- Townley Brian K. (2018). Hidrotermalismo. Geología económica, Departamento de Geología, [15 de junio de 2019]  
<<http://www.medellin.unal.edu.co/~rrodriguez/LECTURAS/hidrotermalismo.htm>>

-Tong, W. K. (2000). Introduction to Clay Minerals & Soils. [3 de junio de 2019]  
<<https://www.oakton.edu/user/4/billtong/eas100/clays.htm>>

-UNED. esmectita\_gr. (s/f). [3 de junio de 2019]  
<[https://www2.uned.es/cristamine/min\\_descr/grupos/esmectitas\\_gr.htm](https://www2.uned.es/cristamine/min_descr/grupos/esmectitas_gr.htm)>

- UNED. clorita. (2000). [4 de junio de 2019]  
<[https://www2.uned.es/cristamine/min\\_descr/grupos/clorita/clorita\\_gr.htm](https://www2.uned.es/cristamine/min_descr/grupos/clorita/clorita_gr.htm)>

-Wray, J. (2013). EAS 4803/8803-JW-Earth and Planetary Materials. [15 de junio de 2019]  
<[http://www.wray.eas.gatech.edu/epmaterials2013/wp-content/uploads/2013/02/Lecture-8\\_0204\\_silicates-2.pdf](http://www.wray.eas.gatech.edu/epmaterials2013/wp-content/uploads/2013/02/Lecture-8_0204_silicates-2.pdf)>