



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**Origen y evolución del sistema de cañones
Valles Marineris. Marte:
revisión del tema e implicaciones astrobiológicas**

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:

María del Mar Almazán López



**DIRECTOR DE TESIS:
Doctor Fernando Ortega Gutiérrez
2016**

Ciudad Univeritaria, D. F.



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer al Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, a la Dra. Guadalupe Cordero Tercero, a la Dra. Karina Cervantes de la Cruz, al Dr. Dante Morán Zenteno, y al Dr. Luca Ferrari por acceder a ser parte del jurado evaluador de esta tesis y por sus atinadas observaciones. Sus comentarios fueron de gran ayuda ya que, además de que me ayudaron a aprender aún más, fueron determinantes para que el documento final refleje un trabajo del que me siento completamente orgullosa.

Por supuesto, quiero expresar un agradecimiento especial al Dr. Ortega, quien fue el director de esta tesis. Estoy sumamente agradecida por todo el tiempo que dedicó a revisar y discutir conmigo gran parte de la información aquí contenida. Es un honor y un placer tener la oportunidad de trabajar con y aprender de alguien como usted. Muchísimas gracias Doctor.

Asímismo, me gustaría agradecer de manera especial a la Dra. Lupita Cordero por su paciencia y el tiempo que dedicó a resolver muchas de mis dudas sobre geología planetaria, pero sobretodo, quiero agradecer la comprensión, el cariño y la generosidad que ha demostrado hacia los que hemos sido sus alumnos. Profesores como usted, tan apasionados por lo que hacen, son los que influyen en las decisiones que vamos tomando en el camino. Muchísimas gracias por todo Doctora.

Ahora, me gustaría agradecer a las personas que, aunque no contribuyeron de manera directa en la elaboración de este trabajo, sí me acompañaron durante el proceso de elaboración y, en general, durante este maravilloso viaje que ha sido la licenciatura:

Primero, me gustaría agradecer a Elisa Fitz y a Mario Ramos. Su curso de Cartografía fue sin duda el mejor curso que tomé en toda la carrera. Su práctica de campo me sirvió para darme cuenta de que no me equivoqué al quedarme en la orientación de Tierra Sólida. El

aprender de personas como ustedes de verdad marcó mi vida. Muchísimas gracias por eso.

A Fer y a Sergio, por ser los hermanos que nunca tuve y seguir aquí conmigo. Sin duda, la vida en la nueva ciudad no habría resultado tan divertida sin ustedes.

A Mayra, por esas largas pláticas y cenas en nuestra casita de cartón y por estar conmigo siempre que lo necesito. Eres la mejor roomie que alguien pueda tener.

A Citlalli, Benda, Paty y Monse, por su valiosísima amistad, por estar conmigo en los momentos de mayores dificultades, por sus palabras de aliento y por hacerme reír siempre. Este viaje no hubiera sido lo mismo sin ustedes.

A Itzel, Alesha, Paola, Angélica, Jessica Feria, Ana, Zayra, Beto, Jessica Chávez y Marco. Por todos estos años, por el esfuerzo de seguir juntos a pesar de las distancias y por ser la familia que yo escogí.

A Sonia, simplemente por ser la mejor amiga de cubículo que alguien pueda tener.

A Marisa, Sidney, Héctor, Andrea, Sam y Fercho, por hacerme sentir acogida en una orientación en la que primero me sentía una extraña. Con compañeros y amigos como ustedes, nadie puede sentir que se ha equivocado con las decisiones que ha tomado en la vida.

A mi familia:

A mi tía Claudia, por todo tu apoyo, palabras de aliento e historias de éxito que me sirven como motivación para seguir hacia adelante y conseguir lo que quiero.

A mi tío Helí, por tu ayuda, tiempo y dedicación para la elaboración del diseño editorial de esta tesis, pero sobretodo, por tu apoyo incondicional de siempre. Gracias Tío.

Y por último, pero por supuesto que no en un lugar menos importante, a ti mamá: por tu apoyo de siempre, por todo lo que me has enseñado y por todo lo que me has dado. Gracias por esa casa en la que crecí, tan llena de libros, de música, de ciencia y de cultura.

Gracias por ayudarme a convertirme en lo que soy ahora con tu esfuerzo de siempre, pero sobretodo, gracias por hacer todo lo posible durante estos últimos cuatro años para que yo pudiera estudiar en esta universidad a pesar de todas las dificultades. Te la rifaste, mamá.

Índice

Introducción	8
Motivación y antecedentes	8
Objetivos	9
Justificación	9
Metodología	9
Hipótesis	9
1. Características Principales de Marte	11
1.1. El interior de Marte	13
1.1.1. Núcleo	14
1.1.2. Manto	15
1.1.3. Corteza	17
2. Geología general de Marte	19
2.1. Escala de tiempo geológico	19
2.2. La superficie de Marte	25
2.2.1. Tierras Altas del Sur	25
2.2.2. Las Tierras Bajas o planicies del Norte	26
2.2.3. El escarpe global: La gran dicotomía cortical	26
2.2.4. Levantamientos corticales	27
2.2.5. Regiones polares	28
2.2.6. Sistema de cañones Valles Marineris	29
2.3. Resumen de la historia geológica de Marte	31
2.3.1. Noachiano (4.5 - 3.56 Ga)	31
2.3.2. Límite Noachiano-Hesperiano (3.56 Ga)	36
2.3.3. Hesperiano (3.56 - 3.24 Ga)	36
2.3.4. Amazoniano (3.305 - 0 Ga)	40

3. Geología del Sistema Valles Marineris	44
3.1. Descripción morfológica del sistema de cañones Valles Marineris.....	45
3.2.1. Ubicación, mineralogía, posible origen e implicaciones de la formación de los Depósitos Laminados Interiores (ILDs) del Valles Marineris	52
4. Origen del sistema de cañones Valles Marineris	62
4.1. Hipótesis sobre el origen del sistema de cañones Valles Marineris.....	62
4.2. Análisis estructural de la sección sur del Valles Marineris suponiendo un fallamiento de deslizamiento lateral y plegamiento.....	67
4.2.1. Análisis estructural del Ius Chasma.....	69
4.2.2. Análisis estructural del Coprates Chasma	80
4.2.3. Análisis de las estructuras observados en los márgenes y alrededor del Valles Marineris.....	86
4.3. Origen del sistema de cañones Valles Marineris en un contexto tectónico de rift continental.....	94
4.3.1. Consideraciones importantes	94
4.3.2. Mecanismos de formación del Valles Marineris sugeridos por Mége y Masson (1996).....	102
4.3.3. Determinación de la cantidad de estiramiento de la litósfera en el área del Valles Marineris.....	103
4.4. Argumentos principales en contra de un origen tectónico simple del Valles Marineris.....	105
4.5. Origen del sistema de cañones Valles Marineris dentro de un régimen de extensión horizontal combinado con un componente importante de subsidencia vertical.....	106
4.5.1. Resultados del modelo con <i>condiciones de frontera</i> de Andrews-Hanna (2012a, 2012b).....	110
4.6. Origen de los esfuerzos: El papel del levantamiento de Tharsis en la formación del sistema de cañones Valles Marineris.....	111
5. Evolución del sistema de cañones Valles Marineris	114
5.1. Tipos de procesos geológicos, erosivos y climáticos que pudieron haber influido en la evolución del sistema de cañones Valles Marineris	114

5.2. Características principales de los procesos geológicos, erosivos y climáticos que pudieron haber ocurrido dentro de las depresiones del sistema de cañones Valles Marineris.....	117
5.2.1. Procesos glaciales que pudieron haber intervenido en la evolución del sistema de cañones Valles Marineris	118
5.2.2. Procesos volcánicos que pudieron haber intervenido en el origen del sistema de cañones Valles Marineris	120
5.2.3. Procesos hidrológico-fluviales que ocurrieron dentro del sistema Valles Marineris.....	125
5.3. Procesos que contribuyeron a la evolución del sistema Valles Marineris	129
6. Discusión: Posibles implicaciones astrobiológicas de los procesos que intervinieron en la evolución del sistema Valles Marineris	132
6.1. Lagos dentro del sistema Valles Marineris: los lugares en los que pudo haberse originado la vida.....	133
6.2. Temporalidad y duración de los cuerpos de agua importantes dentro del Valles Marineris.....	134
6.3. Tiempo requerido para originar vida.....	137
6.4. Importancia de la actividad volcánica dentro del Valles Marineris durante el Hesperiano temprano	138
6.5. Conclusiones sobre las implicaciones astrobiológicas de los procesos que contribuyeron a la evolución del Valles Marineris.....	139
Conclusiones	140
Referencias	142
Apéndice	148
Apéndice 1:	
Nomenclatura de las 44 unidades identificadas en el Mapa geológico de Marte de Tanaka et al. (2014): Explicación y traducción	148
Apéndice 2:	
Definiciones de los términos utilizados para nombrar rasgos presentes en superficies planetarias.....	154

Introducción

Motivación y antecedentes

La presencia de enormes provincias volcánicas, grandes cráteres de impacto, impresionantes valles y sistemas de cañones, intrincadas redes de drenaje, gigantescas estructuras que parecieran ser dunas o abanicos aluviales y características tan únicas como la gran dicotomía cortical, sugiere que en algún momento de la historia de Marte se dieron procesos geológicos y climáticos similares a los que conocemos en la Tierra y que son capaces de modificar y esculpir la superficie planetaria de manera tan significativa.

El hecho de que Marte haya sido alguna vez un planeta activo en donde ocurrieron diferentes procesos que modificaron la superficie tiene grandes implicaciones astrobiológicas ya que, si alguna vez surgió la vida en Marte, los cambios producidos en el planeta por dichos procesos probablemente tuvieron efectos importantes en ella.

De manera particular, las dimensiones y características físicas del Valles Marineris (el cual es el sistema de cañones más grande del sistema solar) permiten suponer que hubo una gran cantidad de procesos geológicos (como rifting, vulcanismo, fallamiento, fluviales, movimientos en masa, eólicos y glaciales, incluyendo erosión asociada a estos últimos procesos) y cambios climáticos (como precipitaciones y la consecuente formación de flujos catastróficos) que pudieron haber intervenido en su origen y posterior evolución (Andrews-Hanna, 2012a; Andrew-Hanna, 2012b; Fairén et al., 2005; Gourronc et al., 2014; Mangold et al., 2008; Tanaka et al., 2012).

Así, el reconstruir la historia geológica de un rasgo tan significativo como lo es el Valles Marineris podría ayudar a entender mejor la evolución geológica y climática de Marte a través del tiempo y por lo tanto, podría ayudar a definir si en algún momento de su historia este planeta presentó las condiciones necesarias para que la vida se originara y evolucionara.

Objetivos

El propósito principal de este trabajo es describir el sistema Valles Marineris y proponer una explicación sobre su origen y evolución esencialmente a partir del análisis de su morfología, sus dimensiones y sus posibles relaciones temporales con otros rasgos geológicos. La información analizada proviene de diversas bases de datos y sistemas de observación, así como del análisis e inferencias realizadas por otros autores. Asimismo, discutiré sobre las posibles implicaciones astrobiológicas que han tenido o tienen todos los procesos climáticos y geológicos que pudieron haber intervenido o intervienen en la formación del Valles Marineris.

Justificación

El desarrollo de cañones y la presencia de minerales hidratados convierten al sistema Valles Marineris en un sitio de interés astrobiológico.

Metodología

Para realizar el presente trabajo se llevó a cabo la búsqueda, recopilación y análisis de información contenida en libros, mapas y publicaciones científicas recientes (preferentemente publicados después del año 2000) referente a temas como la geología de Marte en general, la geología, el origen y la evolución del sistema de cañones Valles Marineris, y la habitabilidad de Marte (con especial enfoque en la presencia de agua líquida en la superficie del planeta). Asimismo, se consultaron algunos trabajos que, aunque son anteriores al año 2000, son clásicos ya que resultan verdaderamente importantes en cuestiones sobre la geología de Marte y del Valles Marineris.

Hipótesis

- La formación del Valles Marineris puede estar fuertemente ligada a procesos tectónicos extensivos y/o de desplazamiento lateral.

- La evolución del sistema Valles Marineris pudo haber estado influida por vulcanismo y otros procesos exógenos (remoción en masa, procesos fluviales, glaciales o eólicos).
- La presencia de depósitos laminados y de minerales hidratados y su temporalidad pueden servir como indicadores del tiempo en el que pudo desarrollarse la vida en Marte.

1. Características Principales de Marte

Marte es el cuarto planeta del sistema solar y el segundo más cercano a la Tierra después de Venus, tiene un tamaño intermedio entre la Tierra y Mercurio y, de igual forma que la Tierra, se encuentra principalmente constituido de silicatos de hierro y magnesio (manto) y de aleaciones de hierro metálico con níquel y otros elementos en su núcleo. Su color rojo distintivo (más propiamente café amarillento, Maki et al., 1999) se debe a la oxidación del hierro presente de manera abundante en el regolito. La temperatura en su superficie varía desde los 25°C en latitudes medias al mediodía hasta los -125°C en el polo sur durante el invierno. Su atmósfera se caracteriza por ser delgada, seca y rica en dióxido de carbono. La órbita de este planeta es más elíptica que la de la Tierra (con el perihelio a 206.5 millones de kilómetros del Sol y con el afelio a una distancia de 249.1 millones de kilómetros), y la oblicuidad de su eje de rotación es similar (aproximadamente 25°) (Boyce, 2002). Este planeta tiene dos pequeños satélites que orbitan a su alrededor: Phobos y Deimos.

A continuación se muestra una comparación entre las principales características físicas y orbitales de Marte y de la Tierra (Tablas 1 y 2). Asimismo, en la Tabla 3 se enlistan las principales características de los dos satélites de Marte, Phobos y Deimos:

Tabla 1. Parámetros físicos de Marte.

Fuente: nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/marsfact.html

Parámetro (unidades)	Marte	Tierra	Relación Marte/Tierra
Masa (10^{24} kg)	0.642	5.973	0.107
Volumen (10^{10} km ³)	16.318	108.321	0.151
Radio ecuatorial (km)	3,396.2	6,378.1	0.532
Radio polar (km)	3,376.2	6,356.8	0.531
Densidad promedio (kg/m ³)	3,933.0	5,514.0	0.713
Aceleración gravitacional (m/s ²)	3.71	9.80	0.379
Velocidad de escape (km/s)	5.03	11.19	0.450
Temperatura de cuerpo negro (K)	210.1	254.3	0.826
Momento de inercia (I/MR ²)	0.366	0.331	1.106
Número de satélites naturales	2	1	

Tabla 2. Comparación de los principales parámetros orbitales de Marte y de la Tierra.

Fuente: nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/marsfact.html

Parámetro	Marte	Tierra	Relación Marte/Tierra
Longitud del semi-eje mayor (10^6 km)	227.92	149.60	1.524
Periodo orbital sideral (días)	686.980	365.256	1.881
Perihelio (10^6 km)	206.62	147.09	1.405
Afelio (10^6 km)	249.23	152.10	1.639
Velocidad orbital promedio (km/s)	24.07	29.78	0.808
Inclinación de la órbita (°)	1.850	0	-
Excentricidad de la órbita	0.0935	0.0167	5.599
Periodo de rotación sideral (horas)	24.6229	23.9345	1.029
Duración del día (horas)	24.6597	24.000	1.027
Oblicuidad con respecto a la órbita (inclinación del eje de rotación) (°)	25.19	23.44	1.075

Tabla 3. Características principales de los satélites de Marte, Phobos y Deimos.

*Distancia orbital promedio desde el centro de Marte.

Fuente: nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/marsfact.html

Parámetro	Phobos	Deimos
Longitud del semi-eje mayor* (km)	9,378	23,459
Periodo orbital sideral (días)	0.319	1.262
Periodo de rotación sideral (días)	0.319	1.262
Inclinación orbital (°)	1.08	1.79
Excentricidad orbital	0.0151	0.0005
Radio del eje mayor (km)	13.4	7.5
Radio del eje intermedio (km)	11.2	6.1
Radio del eje menor (km)	9.2	5.2
Masa (10^{15} kg)	10.6	2.4
Densidad promedio (kg/m^3)	1,900	1,750

1.1. El interior de Marte

La mayor parte de las inferencias que se han realizado sobre el proceso de acreción y el interior de Marte han sido obtenidas a partir de cálculos teóricos que están basados en mediciones observacionales (como tamaño, masa y campo gravitacional), datos obtenidos por medio de percepción remota y estudios geoquímicos realizados en ciertos tipos de meteoritas.

De manera particular, los resultados de las simulaciones de Monte Carlo, las cuales explican el crecimiento de los planetas terrestres en ausencia de gas nebular, indican que “la mayoría de la masa de Mercurio, Venus, la Tierra y Marte se acrecionó en los primeros 10 millones de años (Ma) del sistema solar (aunque la acreción significativa continuó hasta los 100 Ma” (Figura 1) (Halliday, 2006).

Por otro lado, estudios geoquímicos realizados en probables meteoritas marcianas han demostrado que, comparado con cuerpos como la Tierra o Vesta, Marte está enriquecido

en elementos como Na, K, Rb, Sc, Br y Zn y por lo tanto se ha deducido que, en comparación con otros planetas, Marte debió de acrecionarse a partir de un material más rico en volátiles (Chapman, 2007). Sin embargo, es necesario tomar en cuenta que algunas diferencias en composición entre planetas pueden deberse también a grandes impactos que sucedieron muy temprano en la historia del sistema solar (Chapman, 2007).

A partir de estudios como los mencionados anteriormente, ha sido posible inferir que el interior de Marte se diferenció hace unos 4,500 Ma (cerca del tiempo de formación del planeta) en tres capas principales: un núcleo denso y rico en hierro, un manto de menor densidad y una corteza aún menos densa (Boyce, 2002).

1.1.1. Núcleo

Basándose solamente en las propiedades generales de Marte, se ha inferido que su núcleo puede presentarse en dos escenarios extremos en cuanto a tamaño y composición: por un lado, el núcleo podría estar principalmente compuesto de hierro y ser rico en oxígeno y azufre, tener una densidad de aproximadamente 6 g/cm^3 y un radio de unos 2,200 km; por otro lado, el núcleo podría estar hecho de una aleación de níquel y hierro, tener una densidad de 8 g/cm^3 y un radio de aproximadamente 1,300 km. Estas dos posibilidades representan a un núcleo que constituiría entre el 15 y el 30% de la masa total del planeta (Boyce, 2002).

El núcleo de Marte pudo haber evolucionado de manera similar al de la Tierra y, por lo tanto, es probable que por medio de convección haya generado un dínamo que produjo un campo magnético global que duró por lo menos los primeros cientos de millones de años de la historia del planeta (Boyce, 2002; Carr y Head III, 2009; Fairén et al., 2005). De manera particular, las composiciones de las meteoritas SNC (nombradas así por tres tipos principales de meteoritas ígneas: Shergottitas, Nakhlitas y Chassignitas) indican que el núcleo de Marte debería de estar compuesto principalmente de hierro, tener un contenido de níquel de entre el 7 y el 8% y un 14% de azufre. El contenido de azufre puede disminuir el punto de fusión del núcleo y, en este caso, un contenido de azufre del

14% es suficiente como para que el núcleo marciano pudiera haber permanecido parcialmente fundido hasta aproximadamente 1,000 Ma después de su formación (Boyce, 2002). Es importante señalar que estos cálculos coinciden con las edades de los terrenos magnetizados que se encuentran en las Tierras altas del sur (Boyce, 2002; Carr y Head III, 2009; Tanaka; 2014).

La edad de formación del núcleo de los planetas es determinada principalmente utilizando el sistema isotópico $^{182}\text{Hf} - ^{182}\text{W}$. Chapman (2007) menciona que por medio de este sistema isotópico se ha concluido que el núcleo de Marte se formó 13 ± 2 Ma después de la formación de las inclusiones de calcio y aluminio (CAIs) presentes en algunas meteoritas condriticas. Sin embargo, Halliday (2006) dice que “algunos modelos recientes (incluido el de Halliday y Kleine, 2006) ubican el tiempo requerido para la formación del núcleo de Marte en menos de 1 Ma después de la formación del sistema solar” (Figura 1).

Es importante señalar que la edad de las inclusiones de Ca y Al representa el tiempo en que se formaron los primeros condensados de alta temperatura en el sistema solar y ésta ha sido determinada por medio del sistema isotópico $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Chapman (2007) menciona que la edad de los CAIs es de 4,575 Ma; Amelin et al. (2002) establecen la edad de dichas inclusiones en 4.5672 ± 0.0006 Ga y Baker et al. (2005) determinaron que la edad de algunas de las inclusiones más viejas de Ca y Al es de 4.5695 ± 0.0002 Ga (Figura 1).

1.1.2. Manto

El manto de Marte es químicamente homogéneo y, de manera similar al manto de la Tierra, se encuentra dividido en capas de diferente composición mineralógica debido a los efectos que la presión produce en sus componentes (Boyce, 2002).

Es importante señalar que el tamaño del núcleo marciano es determinante en las características del manto: un núcleo grande implicaría que el manto es delgado y está compuesto de rocas que tienen densidades relativamente bajas. Por otro lado, un núcleo pequeño implicaría la existencia de un manto grueso compuesto de rocas con densidades

relativamente altas (Boyce, 2002). Así, los intervalos de tamaños y densidades posibles del núcleo marciano permitirían la existencia de un manto que tiene entre 1,500 y 2,100 km de espesor y que está compuesto de rocas con una densidad promedio de entre 3.41 y 3.52 g/cm³.

Dependiendo de su grosor, el manto marciano podría estar dividido en tres o cuatro capas, todas ellas con composiciones químicas similares pero conformadas por diferentes tipos de rocas y minerales. Estudios de laboratorio sugieren que debajo de los 1,600 kilómetros (cerca del contacto con el núcleo) el manto marciano debería de estar compuesto principalmente por minerales de alta densidad ricos en hierro, como la majorita y la espinela (Boyce, 2002). Si el núcleo tuviera un diámetro mayor a 1,600 kilómetros, entonces la capa más interna del manto descrita anteriormente (compuesta por majorita y/o espinela) no existiría. Por encima de los 1,600 kilómetros de profundidad, la majorita y la espinela se transforman en otros minerales (como olivino, granate y piroxenas) de igual composición pero con una densidad entre 10 y 12% menor (Boyce, 2002). Por último, se ha inferido que existen otras dos zonas por encima del núcleo, dentro del manto, en las que las transformaciones minerales resultan en un cambio en el volumen y la densidad de aproximadamente 10% (Boyce, 2002).

Debido a que no se tienen evidencias claras de que en Marte existan procesos como la subducción que favorecen la mezcla entre el manto y la corteza, se ha inferido que estas dos capas son químicamente distintas entre sí (Boyce, 2002). Particularmente se ha inferido que, de manera similar a la Tierra, en Marte existen procesos de diferenciación ígnea: cuando una porción del manto superior se funde, los componentes más ligeros del fundido ascienden y los más pesados se hunden. En la Tierra el reciclamiento de las placas tectónicas remezcla los componentes pesados y ligeros, pero en Marte, donde no hay tectónica de placas, los fundidos residuales que quedan en el manto se hacen cada vez más densos debido a dicho proceso de diferenciación. Así, el manto superior marciano probablemente se encuentra enriquecido en componentes de alta densidad, como silicatos y óxidos de hierro o magnesio, y empobrecido en componentes de baja densidad, como silicatos de calcio (plagioclasa) y óxidos de silicio o aluminio, y por lo tanto la

densidad del manto superior marciano ha ido creciendo hasta casi ser igual a la del manto inferior (Boyce, 2002).

Por último, así como en la Tierra, el manto superior es la fuente principal del magma que ha alimentado el vulcanismo superficial en Marte y por ende es posible considerar que la composición de las rocas volcánicas que se encuentran en su superficie refleja la composición del manto superior. A su vez, la morfología de las estructuras volcánicas que se aprecian en la superficie puede proporcionar pistas sobre la composición de la fuente del magma. Combinando dichas observaciones se ha inferido que la composición del manto superior debe de ser rica en hierro y pobre en sílice (Boyce, 2002).

1.1.3. Corteza

La corteza marciana se formó a partir de la fusión o diferenciación del manto superior, y luego ha sido modificada y redistribuida por diferentes procesos geológicos y climáticos, pero en su mayoría tiene una composición basáltica (Boyce, 2002).

Por otro lado, tomando como base la densidad de cráteres de impacto en algunas de las zonas más viejas de Marte y la edad de la *probable* meteorita marciana ALH84001, se ha determinado que la corteza de Marte pudo haberse formado hace aproximadamente 4,510 Ma (Chapman, 2007) (Figura 1).

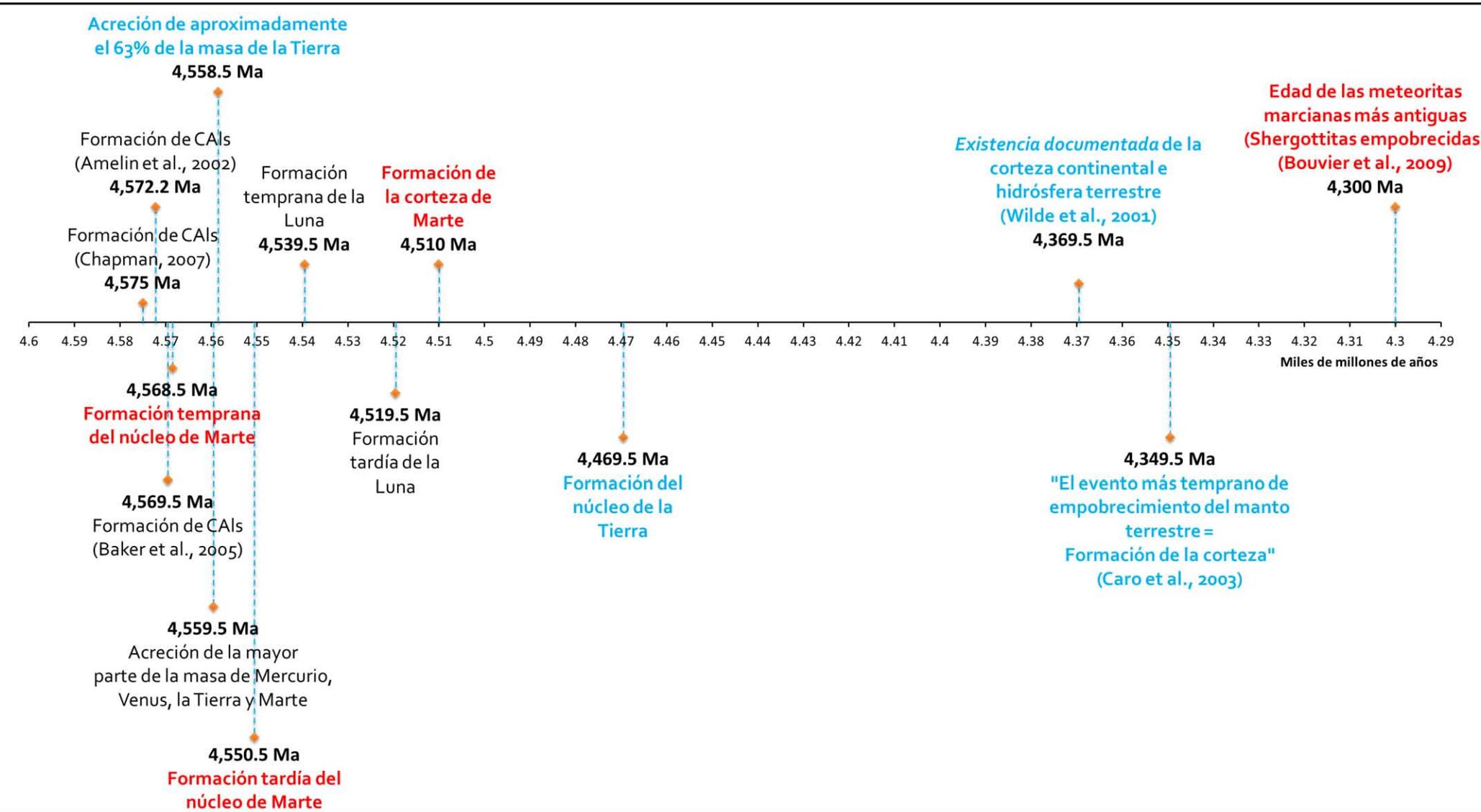


Figura 1. Línea del tiempo de la evolución temprana del sistema solar, Marte y la Tierra.

2. Geología general de Marte

El propósito principal de este capítulo es presentar un resumen de los procesos de cambio geológico y climático que han determinado las características de la superficie de Marte a lo largo del tiempo.

Asimismo, se presenta una descripción de las estructuras principales, formaciones y características topográficas y geomorfológicas que se pueden apreciar actualmente en la superficie de Marte (como es el caso de la gran dicotomía cortical, las diferentes provincias volcánicas, las tierras bajas del norte, las tierras altas del sur y el sistema Valles Marineris, entre otros).

2.1. Escala de tiempo geológico

El tiempo geológico de Marte está dividido en tres periodos, que del más antiguo al más reciente son: Noachiano, Hesperiano y Amazoniano, y ocho épocas: Noachiano temprano, Noachiano medio, Noachiano tardío, Hesperiano temprano, Hesperiano tardío, Amazoniano temprano, Amazoniano medio y Amazoniano tardío (Figura 2). Esta división fue propuesta por primera vez por Tanaka (1986) y se basa principalmente en las diferencias en densidad de cráteres de impacto que hay entre las áreas que han sido utilizadas como superficies de referencia (la región Noctis y las planicies Hesperia y Amazonia) (Carr y Head III, 2009).

Las edades límite entre cada periodo y época han sido determinadas en trabajos posteriores a Tanaka (1986), siendo las más citadas las obtenidas por Hartmann y Neukum (2001) y Hartmann (2005).

En particular, los límites que se tomaron en cuenta para establecer la duración y la temporalidad de los procesos geológicos y climáticos discutidos a lo largo de esta tesis son

los propuestos por Hartmann (2005) debido a que, además de ser la propuesta más reciente, es la que hace el mayor número de consideraciones posibles para determinar de manera más precisa los límites entre épocas. Las características principales del sistema de Hartmann (2005) son:

- Derivación de los límites entre periodos a partir de las densidades de cráteres de impacto dadas por Tanaka (1986), Tanaka et al. (2005) y Werner y Tanaka (2011).
- Comparación de las tasas de impacto de Marte y la Luna obtenidas originalmente por Ivanov (2001). Es importante señalar que esta relación es el factor de calibración más importante para poder fechar correctamente la superficie planetaria.
- Mejoramiento del tratamiento de escalamiento entre cráteres de impacto considerando los efectos de la gravedad y de la velocidad de impacto.
- Corrección por pérdida de pequeños meteoroides en la atmósfera marciana propuesta por primera vez por Popova et al. (2003).

El fechamiento más reciente de la mayor parte de la superficie marciana se realizó durante la elaboración de la última versión del mapa geológico de Marte (Tanaka et al., 2014). En este trabajo se identificaron 44 unidades geológicas diferentes que están agrupadas en 8 categorías (unidades de plataforma, de cuenca, de las Tierras Altas, de impacto, de las Tierras Bajas, polares, de transición y volcánicas). Debido a que los nombres de dichas unidades son mencionados en repetidas ocasiones más adelante, el Apéndice 1 incluye una explicación detallada de la nomenclatura original utilizada para nombrar las 44 unidades geológicas identificadas y su significado.

A continuación se enlistan las conclusiones más importantes a las que llegaron Tanaka y colaboradores (2014a, 2014b) durante la cartografía geológica más reciente de la superficie marciana:

1. La superficie de Marte es mayoritariamente antigua, “con más superficie del Noachiano temprano y con menos superficie de edades hesperianas de lo que anteriormente se tenía entendido” (Tanaka et al., 2014b) (Tabla 4):

Tabla 4. Edades de las unidades geológicas de Marte y porcentaje total de superficie que abarcan.

Edad de la superficie	Porcentaje total de superficie por era (%)	Porcentaje total de superficie por periodo (%)
Noachiano temprano	12	45
Noachiano medio	24	
Noachiano tardío	9	
Hesperiano temprano	10	31
Hesperiano tardío	21	
Amazoniano temprano	12	24
Amazoniano medio	6	
Amazoniano tardío	6	

2. Las unidades de Tierras altas representan el grupo de unidades geológicas más extenso, constituyendo hasta 44% de la superficie (Tanaka et al., 2014b) (Tabla 5):

Tabla 5. Porcentaje de la superficie marciana que ocupa cada grupo de unidades geológicas.

Grupo de unidad geológica	Porcentaje total de superficie que abarca (%)
Unidades de Tierras altas	44
Unidades volcánicas	22
Unidades de Tierras bajas	13
Unidades de transición	10
Unidades de impacto	5
Unidades polares	3
Unidades de cuenca	2
Unidades de plataforma	1

3. Las unidades de Tierras altas del Noachiano temprano, medio y tardío tienen edades estadísticamente distintas. Estas unidades ocurren a elevaciones promedio progresivamente menores y con edades progresivamente más jóvenes. Por otro lado, las estadísticas de la morfología de los cráteres de impacto indican que la renovación de la superficie planetaria durante el Noachiano fue espacialmente no uniforme, ocurrió en periodos largos y fue principalmente controlada u ocasionada por gravedad (Tanaka et al., 2014b).
4. Se fecharon todas las cuencas de impacto bien preservadas con diámetro mayor a 150 kilómetros previamente identificadas por Robbins et al. (2013); dicho fechamiento muestra una reducción dramática en la tasa de formación de cráteres de impacto a través del tiempo (Tablas 6, 7 y 8):

Tabla 6. Número de cráteres con diámetro mayor a 150 kilómetros producidos por época.

Época	Número de cráteres con diámetro mayor a 150 km
Noachiano temprano	>65
Noachiano medio	>15
Noachiano tardío	~3
Hesperiano	~4
Amazoniano temprano	2

De estas cuencas de impacto, Hellas es del Noachiano temprano y a Isidis y Argyre se les asignó una edad del Noachiano medio (Tanaka et al., 2014b).

Tabla 7. Edades utilizadas como límite inferior de cada una de las épocas marcianas. Modificada de Tanaka et al. (2014a).

* Apu =unidad Polar continua del Amazoniano; mAl = unidad de las Tierras bajas del Amazoniano medio; eAb = unidad de las cuencas del Amazoniano temprano; lHl = unidad de las Tierras bajas del Hesperiano tardío; eHv = unidad Volcánica del Hesperiano temprano; INh = unidad de las Tierras altas del Noachiano; mNh = unidad de las Tierras altas del Noachiano medio; eNh = unidad de las Tierras altas del Noachiano temprano.

-- = sin datos.

Época		Diámetro de cráter de impacto mínimo (km)	Densidad acumulada de cráteres de impacto (número de cráteres de impacto con diámetros mayores al mínimo por 10^6 km^2)	Unidad de referencia	Inicio de época (Ga)	
					Iteración Hartmann 2005	Sistema Hartmann y Neukum 2001
Amazoniano	Amazoniano Tardío	1	160	Apu	0.274	0.328
	Amazoniano Medio	1	600	mAl	1.03	1.23
	Amazoniano Temprano	1	2,100	eAb	3.24	3.37
Hesperiano	Hesperiano Tardío	5	125	lHl	3.39	3.61
	Hesperiano Temprano	5	200	eHv	3.56	3.71
Noachiano	Noachiano Tardío	16	100	INh	3.85	3.83
	Noachiano Medio	16	200	mNh	3.96	3.94
	Noachiano Temprano	---	---	eNh	---	---

**Tabla 8. Resumen de las edades utilizadas como límite superior de cada una de las épocas marcianas.
Modificada de Tanaka et al. (2014a).**

Época		Inicio de época (Ga)		
		Iteración Hartmann 2004	Sistema Neukum 2001	Edades consideradas para esta tesis
Amazoniano	Tardío	0.274	0.328	0.274
	Medio	1.03	1.23	1.03
	Temprano	3.24	3.37	3.24
Hesperiano	Tardío	3.39	3.61	3.39
	Temprano	3.56	3.71	3.56
Noachiano	Tardío	3.85	3.83	3.85
	Medio	3.96	3.94	3.96
	Temprano	---	---	4.5

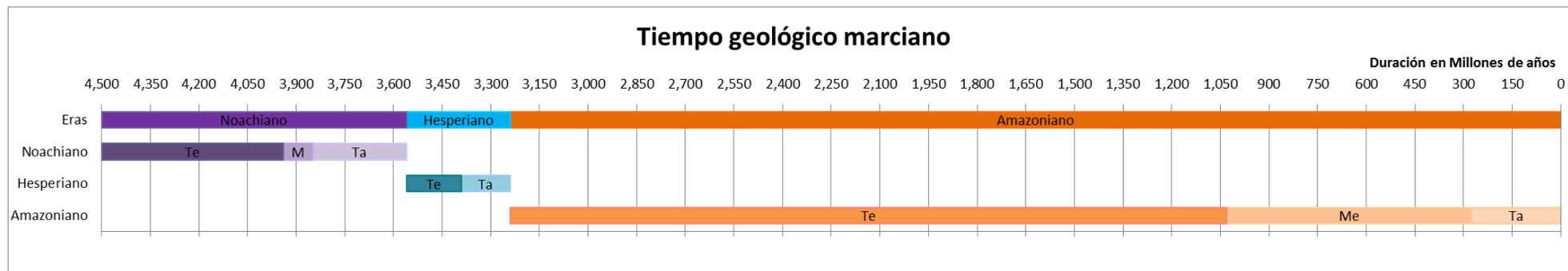


Figura 2. Representación gráfica de las épocas y periodos que comprenden la división del tiempo geológico marciano. *Te= temprano, Ta= tardío, M=medio.

2.2. La superficie de Marte

La topografía global de Marte se divide en dos provincias geológicas mayores: (1) Las Tierras Altas del Sur, que se caracteriza por estar altamente craterizada y por tener los terrenos más viejos, y (2) las Tierras Bajas del Norte, que se caracteriza por estar poco craterizada y por tener superficies más jóvenes (Figura 3). El límite que separa las dos provincias prácticamente coincide con un círculo mayor que está inclinado 35° con respecto al ecuador, conocido como la gran dicotomía cortical (Figura 3).

Otros terrenos o áreas que también poseen características únicas son las regiones polares (Figura 4) y los levantamientos corticales que principalmente se encuentran distribuidos en la región de Tharsis, y por supuesto, el sistema de cañones Valles Marineris (Figura 3).

A continuación se presenta una breve descripción de cada una de estas provincias geológicas o regiones topográficas de Marte:

2.2.1. Tierras Altas del Sur

Se caracterizan principalmente por estar altamente craterizadas: en ellas se pueden encontrar cráteres de todas las formas y tamaños y, aunque en algunas partes enormes cráteres multianillos dominan el paisaje, también existen grandes áreas intercratélicas que son relativamente lisas.

La mayor parte de las tierras altas se encuentra entre 0 y 5,000 metros por encima del datum, el cual está definido como el radio planetario promedio de Marte (Tanaka et al., 2014a).

Los tres cráteres de impacto más grandes y mejor preservados en esta provincia geológica son la cuenca Hellas (con aproximadamente 2,400 kilómetros de diámetro y que incluye el punto más profundo de toda la superficie planetaria con -8,200 metros de elevación), la cuenca Isidis (con 1,500 kilómetros de diámetro y que se encuentra a lo largo del margen

que divide las Tierras altas de las bajas), y la cuenca Argyre (que tiene aproximadamente 900 kilómetros de diámetro) (Tanaka et al., 2014a).

Por otro lado, es importante señalar que es en las Tierras Altas del Sur donde se localizan algunos de los pocos estratos expuestos con edades noachianas que se han observado en todo el planeta; a su vez, dichas secuencias noachianas contienen arreglos densos de canales. Asimismo, zonas como Terra Cimmeria y Terra Sirenum son interesantes porque poseen una magnetización cortical intensa.

Por último, la presencia de edificios volcánicos, incluyendo volcanes escudo en la parte más norte de las Tierras altas, sugiere que los materiales predominantes en esta zona son rocas volcánicas (Tanaka et al., 2014a).

2.2.2. Las Tierras Bajas o planicies del Norte

Se caracterizan por tener menores elevaciones (entre -4,000 y -5,000 metros con respecto al datum) y estar mucho menos craterizadas que las Tierras Altas del Sur. El hecho de que esta provincia se encuentre menos craterizada es indicador de que han ocurrido diferentes procesos geológicos (como vulcanismo o tectonismo) o climáticos (como erosión por viento, principalmente) que han renovado la superficie y que por lo tanto han ocultado gran parte del registro geológico más antiguo (Hamblin y Christiansen, 1990; Tanaka et al. 2014a).

En general, son escasos los lugares en las Tierras bajas en los que se ha encontrado algún registro geológico del Noachiano, pero algunos de los lugares donde se han encontrado superficies verdaderamente antiguas son la planicie Acidalia (al este de la elevación de Elysium) y la fosa Acheron (al norte del Monte Olimpo) (Tanaka et al., 2014a).

2.2.3. El escarpe global: La gran dicotomía cortical

La zona de transición entre las Tierras Bajas del Norte y las Tierras Altas del Sur está marcada por un escarpe prominente cuya profundidad está entre -1,000 y -4,000 metros.

Es por esta importante diferencia de elevaciones que dicha zona de transición es conocida como “El escarpe global” o “La gran dicotomía cortical”.

Este límite que divide a las dos principales provincias geológicas de Marte parece ser un contacto de tipo erosional que ha sido diseccionado en algunas partes por diferentes tipos de erosión (principalmente erosión por flujos y corrientes y por remoción en masa). De manera general, en el hemisferio oriental el límite se encuentra bien definido, pero en el hemisferio occidental se encuentra cubierto por los flujos de lava producidos por los volcanes de la provincia de Tharsis (Hamblin y Christiansen, 1990). A lo largo de toda la dicotomía se pueden encontrar diferentes estructuras incluyendo colinas, mesetas y altiplanos con extensiones que van desde los cientos de metros hasta varios kilómetros (Tanaka et al., 2014a).

2.2.4. Levantamientos corticales

Existen dos elevaciones principales o domos caracterizados por su escala continental y por tener volcanes escudo enormes: la región de Tharsis (la provincia magmática más grande de Marte) y Elysium (el campo volcánico más pequeño) (Hamblin y Christiansen, 1990). Los dos campos volcánicos se encuentran localizados en el hemisferio norte cerca de la Dicotomía cortical.

De manera particular, la elevación de Tharsis se encuentra en el hemisferio occidental y consiste en un sistema inmenso de campos de flujos volcánicos que se extiende 5,000 kilómetros de oeste a este y 6,000 kilómetros de norte a sur. La característica principal de esta región es que en ella se encuentran algunos de los edificios volcánicos más grandes de Sistema Solar, incluyendo los volcanes Olimpo (el volcán más grande del sistema Solar con su cima a 21,229 metros de elevación) y Alba, así como los tres volcanes alineados de Tharsis (Ascraeus, Pavonis y Arsia). Asimismo, la región de Tharsis incluye campos de volcanes más pequeños y algunos terrenos elevados que han sufrido deformación tectónica (Tanaka et al., 2014a).

Por otro lado, la elevación de Elysium (conformada por el volcán Elysium y los volcanes y campos de flujos de lava que lo rodean) se encuentra localizada en las planicies del norte del hemisferio oriental.

Otros centros volcánicos importantes son Hesperia Planum y Malea Planum (localizados en los márgenes noreste y suroeste de la planicie Hellas, respectivamente) y Syrtis Major Planum (localizado en el margen oeste de la planicie Isidis) (Tanaka et al., 2014a).

2.2.5. Regiones polares

Los dos polos se encuentran coronados por altiplanicies enormes de hielo (de agua y de dióxido de carbono) que se encuentran elevadas algunos kilómetros por encima de los terrenos circundantes y que parecen encontrarse sobre una secuencia de depósitos sedimentarios estratificados (Hamblin y Christiansen, 1990).

La meseta polar norte (Planum Boreum) se encuentra cerca tanto del centro geográfico de las Tierras bajas del norte como de su punto más bajo (con -5,000 metros de elevación) (Figura 4). Este casquete tiene aproximadamente 1,000 kilómetros de diámetro y se encuentra parcialmente rodeado por vastos campos de dunas (Tanaka et al., 2014a).

La meseta polar del sur (Planum Australe) se encuentra dentro de las Tierras Altas del Sur a una elevación de entre 1,000 y 1,500 metros y tiene una forma elipsoidal con dimensiones de aproximadamente 1,100 X 1,400 kilómetros (Figura 4).

En los dos polos se han encontrado depresiones con formas espirales muy características que exponen las profundidades de las mesetas polares (Figura 4). Asimismo, diferentes estructuras, tales como dunas, son evidencia de que los terrenos circundantes han sido modificados y alterados por procesos erosivos y sedimentarios relacionados con la acción del viento.

2.2.6. Sistema de cañones Valles Marineris

El Valles Marineris es un sistema lineal de cañones que se extiende por varios miles de kilómetros lo largo del ecuador marciano (Figura 3): comienza en una región conocida como el Noctis Labyrinthus y continúa por más de 2,000 kilómetros abarcando gran parte del margen oriental de la elevación de Tharsis (Gourronc et al., 2014).

El sistema se conecta al este con los campos caóticos de colinas y mesetas que son las regiones de donde parten los amplios canales de desagüe del circum-Chryse. Dichos canales cortan superficies de las Tierras Altas (en áreas que abarcan algunos miles de kilómetros) alcanzando profundidades de varios kilómetros antes de terminar en la planicie Chryse, lugar en donde aterrizaron las sondas Viking 1 y Mars Pathfinder (Tanaka et al., 2014a).

Es importante señalar que son precisamente sus dimensiones (largo, ancho y profundidad) las que posicionan al Valles Marineris como el sistema de cañones más grande del sistema solar.

En el capítulo *“Geología del sistema Valles Marineris”* se hace una descripción más detallada de este sistema de cañones.

Topografía de Marte obtenida por el Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA)

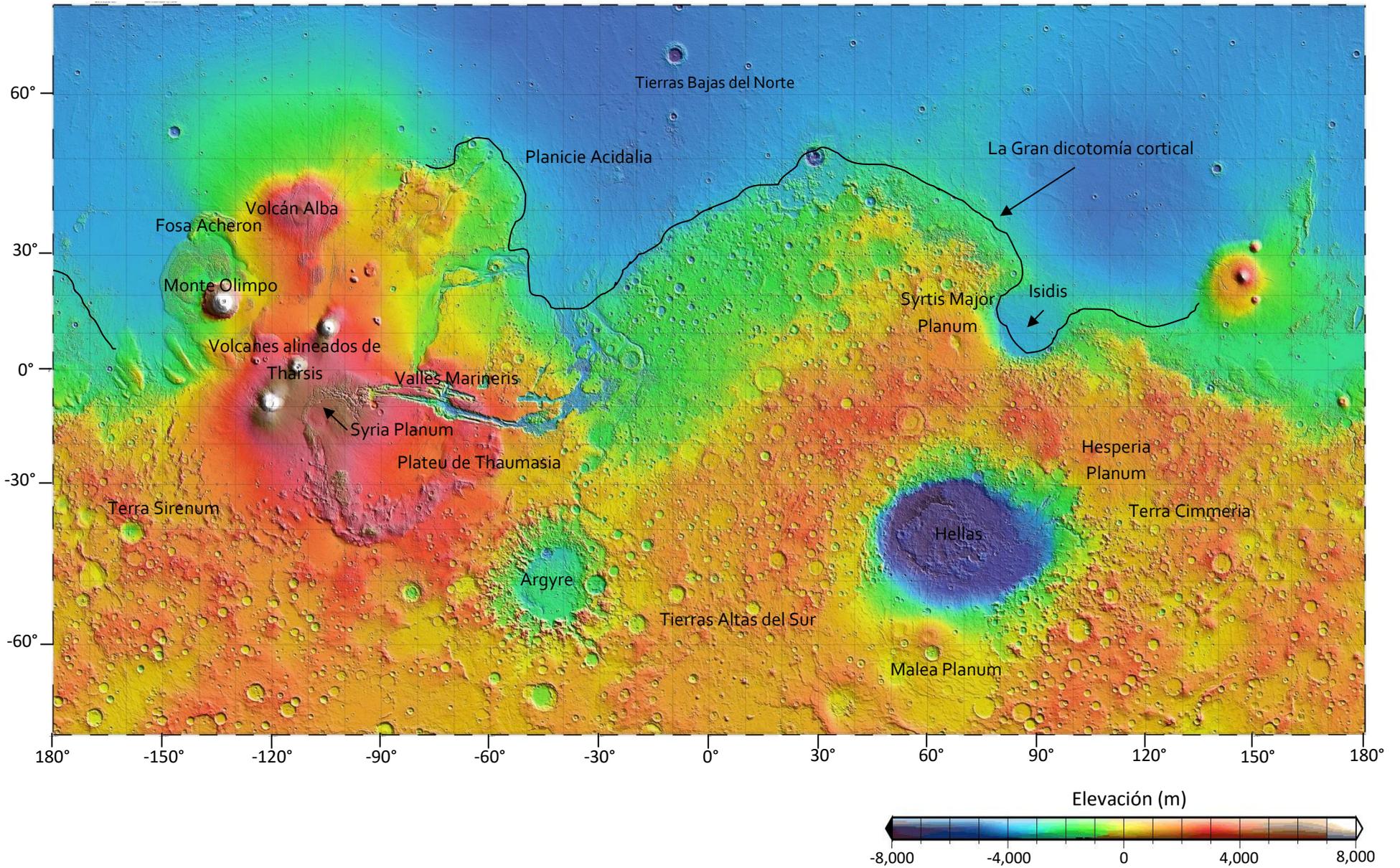


Figura 3. Mapa de la topografía de Marte con la localización de las principales provincias geológicas y los principales rasgos topográficos.

Modificada de: mola.gsfc.nasa.gov/images/mercat.jpg

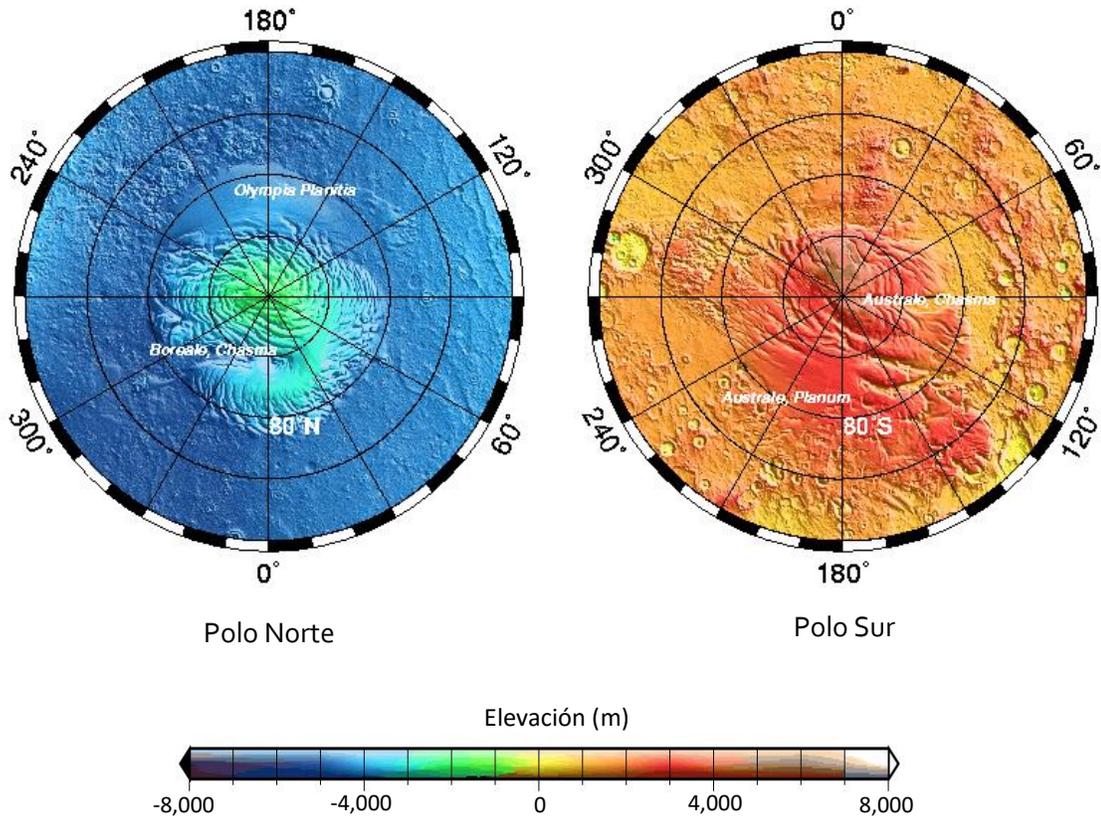


Figura 4. Mapas topográficos de los polos norte y sur de Marte, obtenidos por el MOLA.
 Fuente: http://mola.gsfc.nasa.gov/images/topo_labeled.jpg

2.3. Resumen de la historia geológica de Marte

2.3.1. Noachiano (4.5 - 3.56 Ga)

Este periodo comprende todas las unidades geológicas identificadas que son resultantes de la actividad de los procesos geológicos más antiguos que ocurrieron en la superficie marciana (Tanaka et al., 2014a). El Noachiano se caracteriza principalmente por las altas tasas de craterismo de impacto, erosión y de formación de valles (Carr y Head, 2009). Cabe señalar que es precisamente debido a las altas tasas de craterismo de impacto y a los constantes procesos de degradación y erosión que casi no existen morfologías primarias que sirvan como evidencia o registro de toda la actividad geológica que ocurrió durante este periodo. Asimismo, es probable que tanto los procesos de erosión como la formación

de extensas redes de valles hayan alcanzado su máximo a finales de este periodo (Tabla 9) (Howard et al., 2005; Irwing et al., 2005; Fassett y Head, 2008a, b; Hoke y Hynek, 2009; Hynek et al., 2010).

En la primera parte del Noachiano (es decir, de los 4.5 a los 4.0 Ga) Marte tuvo campo magnético (Boyce, 2002; Fairén et al., 2005; Tanaka et al., 2014a) y por lo tanto, fue durante este periodo que el planeta tuvo una atmósfera suficientemente estable y adecuada que probablemente pudo haber generado y sostenido las condiciones climáticas apropiadas para que pudiera haber existido agua líquida en la superficie marciana.

Asimismo, existen estructuras tectónicas de extensión y contracción con dimensiones que van desde los cientos hasta los miles de kilómetros (como los Volcanes Phlegra o la Fosa Tanais) que parecen ser anteriores al levantamiento de Tharsis y que, por lo tanto, son indicadores de que ocurrió actividad tectónica y volcánica de este tipo durante el Noachiano temprano y el Noachiano medio (Tanaka et al., 2012; Tanaka et al., 2014a).

Algunas zonas de edades Noachianas que se encuentran en las Tierras Altas del Sur presentan patrones de magnetización (con una magnetización intensa de la corteza), lo cual podría ser indicador de que hubo una evolución dinámica de la corteza antes del levantamiento de Tharsis (Dohm et al., 2013), sin embargo, sigue siendo tema de debate entre diferentes autores la posibilidad de que alguna vez haya habido en Marte una tectónica de placas similar a la que hay en la Tierra. Sleep (1994) plantea la posibilidad de que pudo haber un periodo en el que Marte tuvo una tectónica de placas con zonas de divergencia y de subducción y que probablemente duró hasta el Hesperiano temprano, sin embargo, varios autores han cuestionado a Sleep (1994) y dicen que si hubo tectónica de placas, ésta cesó mucho antes del Hesperiano temprano pues “no se tienen evidencias (como vestigios de cadenas montañosas) de que ha habido tectónica de placas en Marte en los últimos 4 Ga” (Carr, 2006).

Por otro lado, de manera general existe el consenso de que la actividad volcánica en Marte comenzó desde el Noachiano temprano (entre los 4.2 y 4.1 Ga aproximadamente) (Barlow, 2008; Werner, 2009).

Por último, se considera que los procesos eólicos comenzaron a suceder prácticamente desde el momento en que Marte tuvo una atmósfera, es decir, desde el Noachiano temprano. Cabe destacar que estos procesos de cambio geológico son importantes ya que son los únicos que han sido realmente vistos actuando sobre la superficie del planeta (Carr, 2006). Sin embargo, es necesario tomar en cuenta que no se puede considerar que este tipo de procesos se hayan dado de la misma manera a lo largo de todo el tiempo geológico ya que las condiciones atmosféricas han cambiado drásticamente.

En la Tabla 9 se resume los principales eventos geológicos que sucedieron y que caracterizan a cada una de las épocas que conforman el Periodo Noachiano (Tabla 9):

Tabla 9. Resumen de los principales eventos geológicos que caracterizan al Periodo Noachiano.

Época	Eventos	Composición general de los materiales correspondientes
Noachiano temprano	<ul style="list-style-type: none"> • Incluye la formación de al menos 65 cráteres de impacto que tienen más de 150 km de diámetro (Tanaka et al., 2014a). • Vulcanismo generalmente asociado a regímenes de extensión, principalmente al sur de la región de Tharsis (Tanaka et al., 2014a). 	Brechas de impacto y rocas ígneas así como algunas secuencias sedimentarias (Tanaka et al., 2014a).
Noachiano medio	<ul style="list-style-type: none"> • Condiciones climáticas que propiciaron precipitaciones y escorrentía (Irwin et al., 2013; Tanaka et al., 2014a). • Regímenes extensivos (extensión de la corteza en algunas zonas) que comenzaron en esta época y que posteriormente se reactivaron durante el Hesperiano (Tanaka et al., 2014a). • Incremento general de esfuerzos desviatorios por compresión y engrosamiento cortical (Tanaka et al., 2014a). • Levantamiento de las Tierras Altas de Thaumasia. 	Proporción más alta de materiales sedimentarios y volcánicos en comparación con las unidades del Noachiano Temprano.
Noachiano tardío	<ul style="list-style-type: none"> • Continúa la modificación de las Tierras Altas del Sur principalmente por procesos volcánicos, sedimentarios y de craterismo de impacto pero con tasas más reducidas en comparación con el Noachiano temprano y el Noachiano medio. 	

	<ul style="list-style-type: none">• Precipitaciones intensas y erosión consecuente que incrementaron a finales de este periodo: mayores tasas de sedimentación que en las épocas anteriores.• Actividad volcánica prolongada: vulcanismo explosivo que emplazó flujos piroclásticos (Tanaka et al., 2014a).• Deformación de la corteza asociada con el levantamiento de Tharsis.• Comienzo de la formación de los Valles Marineris por rifting.	
--	---	--

2.3.2. Límite Noachiano-Hesperiano (3.56 Ga)

Aunque la fecha del límite entre los periodos Noachiano y Hesperiano tiene una incertidumbre de aproximadamente 200 Ma, la transición entre estos periodos está caracterizada por el comienzo de la disminución significativa de las tasas de generación de cráteres de impacto y de erosión (Carr y Head III, 2009; Tanaka et al., 2014a) y por el cambio hacia un ambiente más ácido generado por el vulcanismo asociado a extensión de la corteza y a la consecuente liberación de volátiles atribuidos principalmente al levantamiento de Tharsis (Carr, 2006; Barlow, 2008; Carr y Head III, 2009; Tanaka et al., 2014a).

En particular, diversos trabajos, entre ellos Carr (2006) y Carr y Head III (2009), consideran que el régimen extensivo producido por el levantamiento de Tharsis produjo el inicio de la ruptura de la corteza y el fallamiento que comprenden la primera etapa de formación del sistema Valles Marineris.

2.3.3. Hesperiano (3.56 – 3.24 Ga)

Gracias a la reducción de las tasas de craterismo de impacto y de erosión, existe un registro geológico más diverso y mejor conservado para este periodo.

En general, la actividad hesperiana estuvo dominada por vulcanismo asociado a regímenes extensivos, tectonismo, desarrollo de redes de canales producidas por desagüe y por flujos caóticos (aunque con tasas de acumulación de depósitos sedimentarios más reducidas en comparación con el Noachiano), por la acumulación de los materiales que componen las planicies del norte y las regiones polares y por la deposición de material producido por desgaste a lo largo de la zona de transición entre las Tierras Altas y las Tierras Bajas (Tanaka et al., 2014a).

Es importante señalar que la actividad asociada al levantamiento de Tharsis y a la evolución de todo su sistema volcánico es considerada como el factor principal que modificó la superficie planetaria durante este periodo (Tanaka et al., 2014a).

Por otro lado, en el caso de los procesos hidrológico-fluviales, éstos comienzan a ser de menor magnitud en comparación con el Noachiano y se reducen más bien a inundaciones producidas por el desagüe de redes de canales como producto del deshielo del subsuelo por actividad volcánica.

Asimismo, la erosión más profunda de algunos terrenos importantes como la zona de transición entre las Tierras Altas y Bajas, las depresiones que se encuentran en la parte este y noreste del sistema Valles Marineris, parte de las unidades noachianas de las Tierras Altas y de prácticamente todos los canales de desagüe, ocurrió durante este periodo.

Cabe señalar que los afloramientos más antiguos de depósitos polares ricos en hielo que se han cartografiado son de edades hesperianas (Tanaka et al., 2014a).

El final del Hesperiano tardío fue “Identificado por el cese a gran escala del emplazamiento de planicies sedimentarias en la parte norte de las Tierras Bajas (representado por la unidad IHI = unidad de las Tierras Bajas del Hesperiano tardío)” (Tanaka et al., 2014a).

En la Tabla 10 se resume los eventos geológicos principales que sucedieron y que caracterizan a cada una de las épocas que conforman el Periodo Hesperiano (Tabla 10):

Tabla 10. Resumen de los principales eventos geológicos que sucedieron en cada una de las épocas que conforman el periodo Hesperiano.

Época	Eventos	Composición general de los materiales correspondientes
Hesperiano temprano	<ul style="list-style-type: none"> • En general, ocurrencia de procesos eólicos, lacustres y volcánicos. • Tectonismo dominado por la contracción producida por el enfriamiento planetario (“widespread crustal contraction”). • Descargas de aguas subterráneas provocadas por la actividad termal asociada a vulcanismo. • Continuación de la formación del valle central (Chasma) del sistema Valles Marineris como resultado de la extensión de la corteza en esa zona producida por el levantamiento de Tharsis. 	<p>En general, alternancia de rocas volcánicas y sedimentos consolidados (o no) probablemente de origen eólico y lacustre (Tanaka et al., 2014a).</p>
Hesperiano tardío	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos de lava producidos principalmente por la actividad de Tharsis y de los volcanes Alba y Elysium. • Tectonismo producido por extensión. • Erosión, desgaste y re-deposición de los materiales que conformaban algunas de las elevaciones más prominentes que se encontraban a lo largo de la zona de transición entre las Tierras Altas y las Tierras Bajas y alrededor del sistema Valles 	<p>Materiales como rocas volcánicas y sedimentos que fueron emplazados por erosión, re-deposición y desgaste.</p>

	<p>Marineris.</p> <ul style="list-style-type: none">• Inicio de los procesos de remoción en masa dentro del sistema Valles Marineris (Quantin et al., 2004; Tanaka et al., 2014a).• Continuación de la contracción global pero con esfuerzos acumulados menores (Tanaka et al., 2014a).• Continuación de la generación de flujos por inundación de planicies o cuencas (Mangold et al., 2008).• Procesos glaciales.	
--	--	--

2.3.4. Amazoniano (3.305 – 0 Ga)

Es el periodo geológico más largo y, por lo tanto, la mayoría de los autores considera que las condiciones climáticas y geológicas han sido similares a las actuales desde hace por lo menos 3.0 Ga.

En general, este periodo se caracteriza por un ambiente frío, seco y oxidante (Baker et al., 2005; Tanaka et al., 2014a), por tener las tasas de craterismo de impacto más bajas de todo el tiempo geológico (Hartmann y Neukum, 2001) y por presentar actividad volcánica, fluvial y glacial más local y esporádica en comparación con el Noachiano y el Hesperiano (Carr, 2006; Barlow, 2008; Werner, 2009; Tanaka et al., 2014a). Esta disminución en la intensidad y periodicidad de todos los procesos mencionados anteriormente sugiere que las tasas de deposición de material y de modificación geológica de la superficie se redujeron significativamente durante este periodo (Tanaka et al., 2014a).

Es importante señalar que se han encontrado evidencias de actividad glacial en terrenos amazonianos de latitudes altas, medias y bajas; dicha actividad se ha explicado considerando la posibilidad de la existencia de distintos episodios de cambio climático durante todo el Amazoniano asociados a variaciones en la oblicuidad del eje de rotación de Marte (Tanaka et al., 2014a).

Por otro lado, procesos derivados del magmatismo siguieron vigentes durante gran parte de este periodo: las unidades volcánicas amazonianas resultaron de la actividad de los volcanes escudo más grandes e importantes de la región de Tharsis (volcanes Olimpo, Alba, Ascraesus, Pavonis y Arsia). Werner (2009) sugiere que la última actividad volcánica en la región de Tharsis (específicamente en el volcán Olimpo) pudo haber ocurrido hace aproximadamente 50 Ma.

En particular, el cese del fallamiento y de los procesos hidrológico-fluviales (sobre todo, la formación de grandes cuerpos de agua como océanos y mares y de cuerpos menores como lagos) en todo Marte y dentro del sistema Valles Marineris ocurrió durante el Amazoniano (Carr y Head III, 2009; Barlow, 2008; Tanaka et al., 2012; Tanaka et al., 2014).

Por último, es prácticamente a partir del inicio de este periodo que la modificación de la morfología de los Valles Marineris está dominada por deslizamientos y derrumbes de las paredes, principalmente producidos por actividad eólica y procesos gravitacionales (Tanaka et al., 2012; Tanaka et al., 2014a).

La Tabla 11 resume los eventos geológicos principales que sucedieron y que caracterizan a cada una de las épocas que conforman el Periodo Amazoniano (Tabla 11):

Tabla 11. Resumen de los principales eventos geológicos que caracterizan al Periodo Amazoniano.

Época	Eventos	Composición general de los materiales correspondientes
Amazoniano temprano	<ul style="list-style-type: none"> • Generación de lahares en algunas zonas (incluyendo el volcán Elysium): detritos fueron inducidos por procesos volcánicos y posteriormente fueron modificados por actividad fluvial (Tanaka et al., 2014a). • Tectonismo moderado en áreas donde el vulcanismo y la sedimentación parecen haber contribuido a la carga cortical local (Tanaka et al., 2014a). • Deposición y posterior deformación de materiales que posiblemente fueron depositados en lagos que tenían una cubierta de hielo (unidad eAb = unidad de las cuencas del Amazoniano temprano). 	<ul style="list-style-type: none"> • Unidades compuestas por “flujos hummocky”. • Unidades compuestas por flujos de lavas.
Amazoniano medio	<ul style="list-style-type: none"> • Emplazamiento de la unidad mAl (unidad de las Tierras bajas del Amazoniano medio) compuesta principalmente de hielo y polvo. 	Materiales provenientes de polvo y hielo derivados de la erosión de

	<ul style="list-style-type: none"> • Vulcanismo continuo pero reducido en las regiones de Tharsis y de Elysium y, probablemente, en la zona de transición de las Tierras Altas y las Tierras Bajas. • Desarrollo de la unidad Aa (unidad de las Plataformas del Amazoniano) en zonas aledañas al volcán Olimpo y a lo largo de la transición entre las Tierras Altas y las Tierras Bajas. 	<p>unidades de edades Hesperianas.</p>
<p>Amazoniano tardío</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Continuación de la actividad volcánica, principalmente en el suroeste del volcán Olimpo y al este de la elevación de Elysium. En particular, la unidad IAvf (unidad de los Campos volcánicos del Amazoniano tardío) está compuesta de grupos de pequeños escudos basálticos, ventilas y sus flujos de lava (Tanaka et al., 2014a). • Formación de grabens angostos y <i>crestas arrugadas</i> limitada a regiones volcánicas. • Emplazamiento de la unidad Apu (unidad Polar continua del Amazoniano) en las altiplanicies polares. 	

Temporalidad de todos los procesos geológicos y climáticos que han modificado la superficie de Marte a lo largo del tiempo

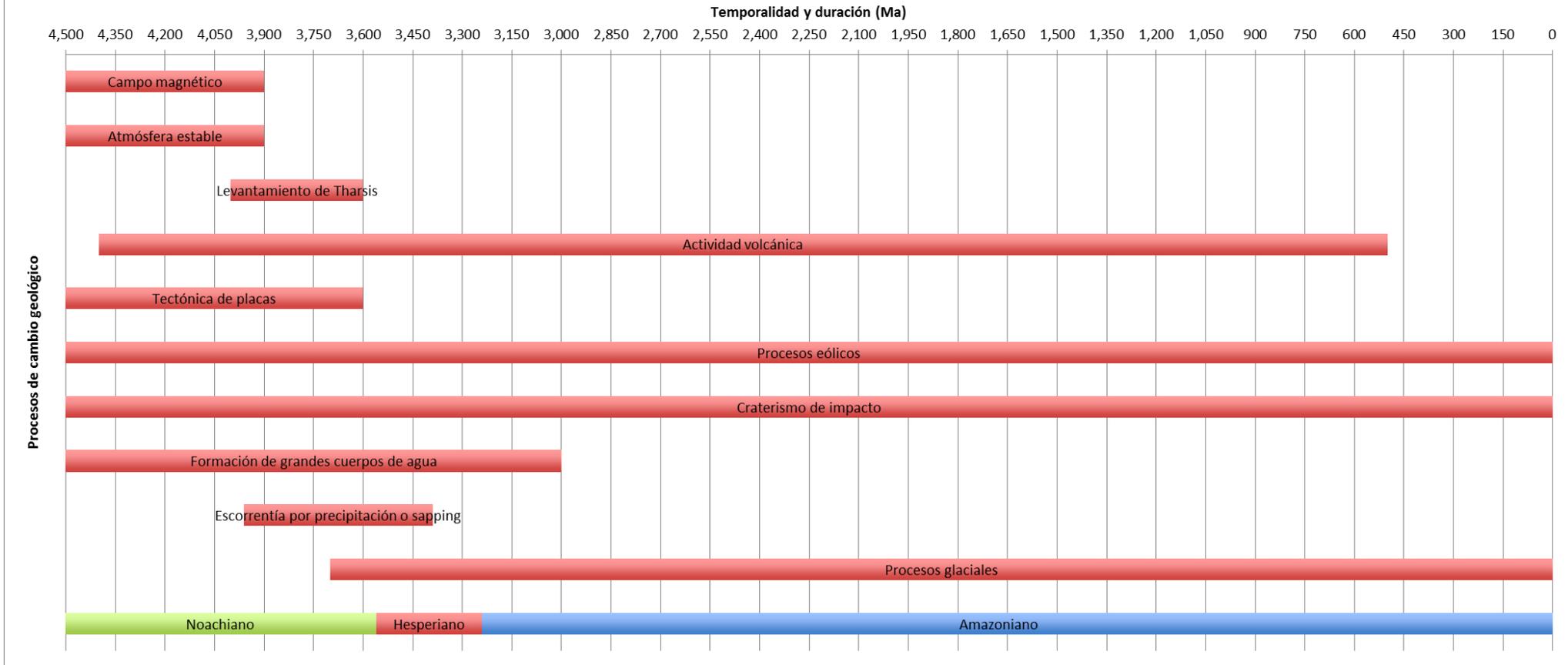


Figura 5. Resumen gráfico de la cronología y duración de todos los procesos geológicos que han modificado la superficie de Marte a lo largo del tiempo.

3. Geología del Sistema Valles Marineris

El Valles Marineris es un sistema lineal de cañones que se forma a lo largo del margen norte del altiplano de Thaumasia y que se extiende por varios miles de kilómetros a lo largo del ecuador marciano (Figura 6). El sistema de cañones comienza en una región conocida como Noctis Labyrinthus y continúa por más de 2,000 kilómetros abarcando gran parte del margen oriental de la elevación de la provincia magmática de Tharsis (Gourronc et al., 2014). En promedio tiene 200 kilómetros de ancho y en algunas partes alcanza hasta 10,000 metros de profundidad (Andrews-Hanna, 2012a).

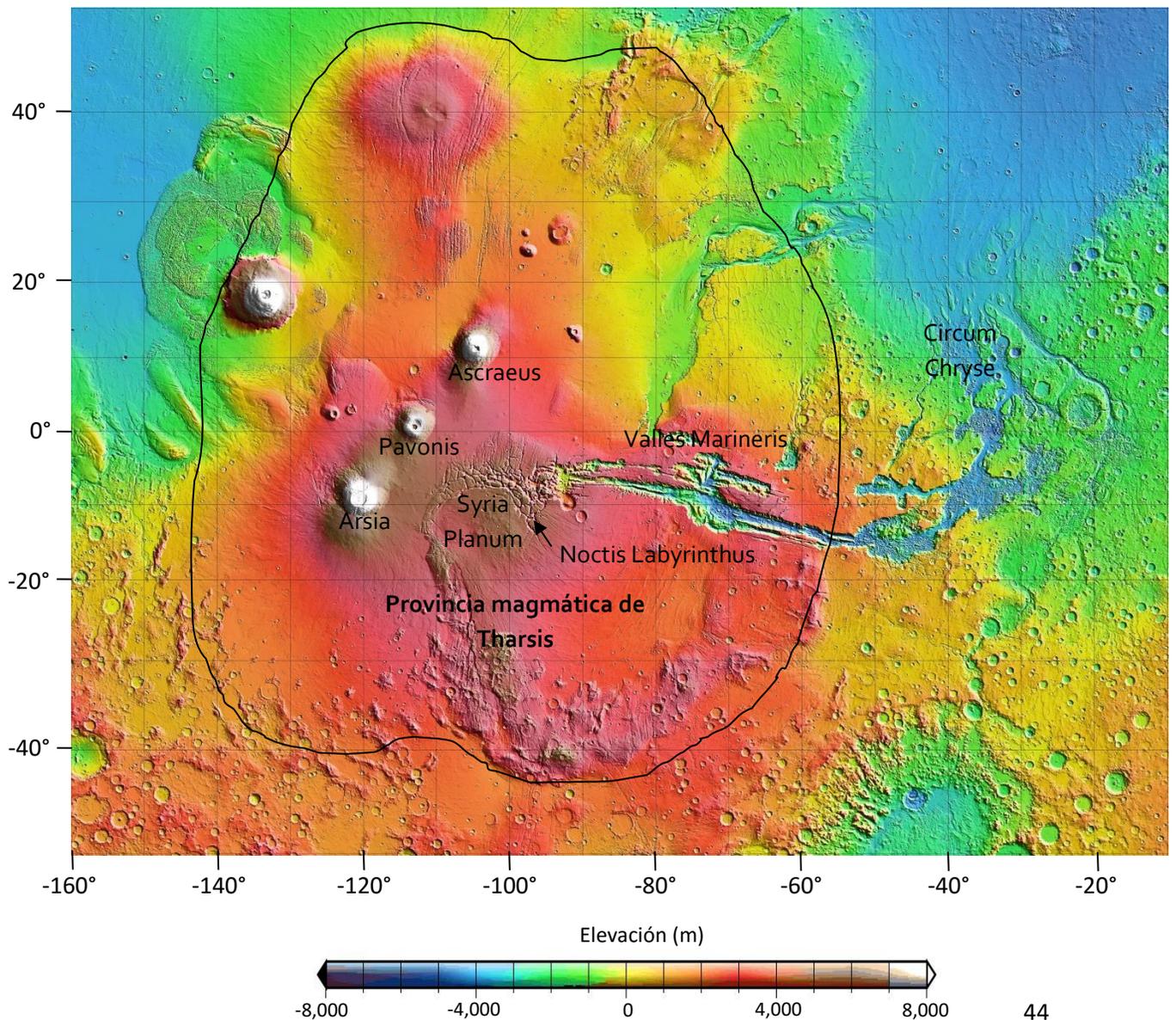


Figura 6. Localización del sistema Valles Marineris con respecto a la Provincia magmática de Tharsis.

Modificada de: mola.gsfc.nasa.gov/images/mercat.jpg

3.1. Descripción morfológica del sistema de cañones Valles Marineris

Para su estudio morfológico, Gourronc et al. (2014) proponen la separación de todo el Valles Marineris en dos subsistemas (Figura 7):

- El sistema sur: comprendido por el Ius Chasma, el Melas Chasma y el Coprates Chasma.
- El sistema norte: comprendido por Candor Chasma y el Ophir Chasma.

Los dos subsistemas se encuentran conectados por el Melas Labes, el cual es un valle angosto con rumbo NW-SE que se localiza entre el Melas Chasma y la parte central del Candor Chasma.

Probablemente, la porción central del Valles Marineris sea la parte mejor estudiada de todo el sistema: este segmento se encuentra constituido por una serie de valles interconectados (conocidos en su conjunto como Chasmata) que tienen hasta 100 kilómetros de ancho, varios cientos de kilómetros de largo y de 2 a 8 kilómetros de profundidad. Esta parte del sistema es la que incluye las zonas más profundas de todo el Valles Marineris (Gourronc et al., 2014; Fortezzo et al., 2015).

Por otro lado, en la cartografía más reciente realizada en la parte central del sistema, elaborada por Fortezzo et al. (2015), se han logrado identificar características y estructuras lineales como escarpes, diferentes tipos de contactos entre unidades (contactos “certeros” o seguros, aproximados e internos) y diferentes estructuras tectónicas (incluyendo grabens inferidos, fallas normales y *crestas arrugadas*). Dichas estructuras y morfologías han sido útiles para reconstruir la historia geológica de la parte central del Valles Marineris y de todo el sistema en general (la historia geológica del Valles Marineris se trata con detalle en el capítulo 5).

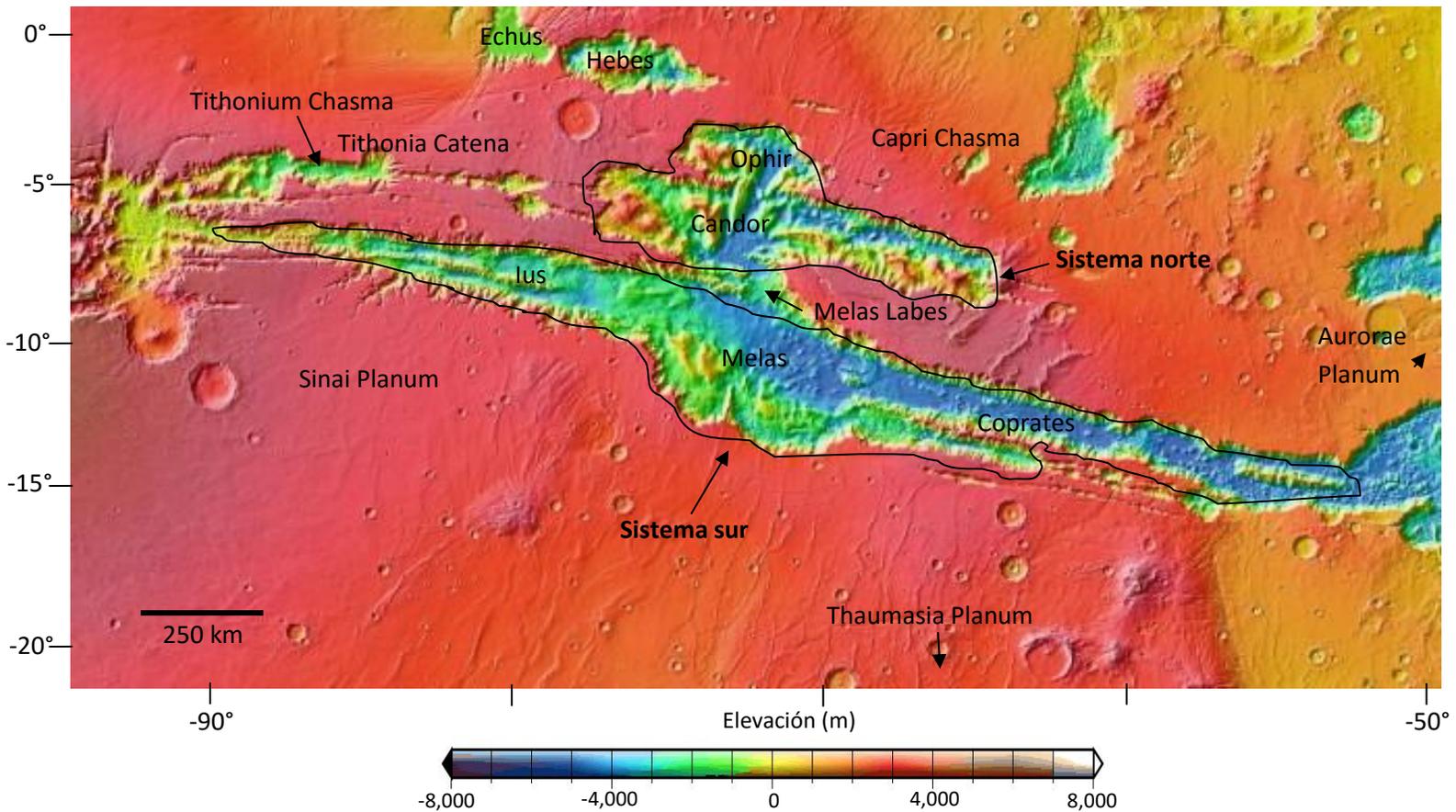


Figura 7. Mapa topográfico del Valles Marineris con la localización de los valles y rasgos topográficos principales. Obtenido por el Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) desde Google Mars.

Como se puede ver en la Figura 7, el Ius Chasma está localizado en la parte occidental del Valles Marineris: por el lado norte se encuentra bordeado por la Tithonia Catena y el Tithonium Chasma y por el lado sur se encuentra rodeado por la Sinai Planum. Está conformado por dos valles paralelos que tienen una orientación este-oeste, una longitud de 500 kilómetros, hasta 8 kilómetros de profundidad, entre 10 y 30 kilómetros de ancho y que se encuentran separados por los Geryon Montes, un ridge de basamento con aproximadamente 5 kilómetros de alto y 70 kilómetros de ancho (Gourronc et al., 2014) (Figura 8).

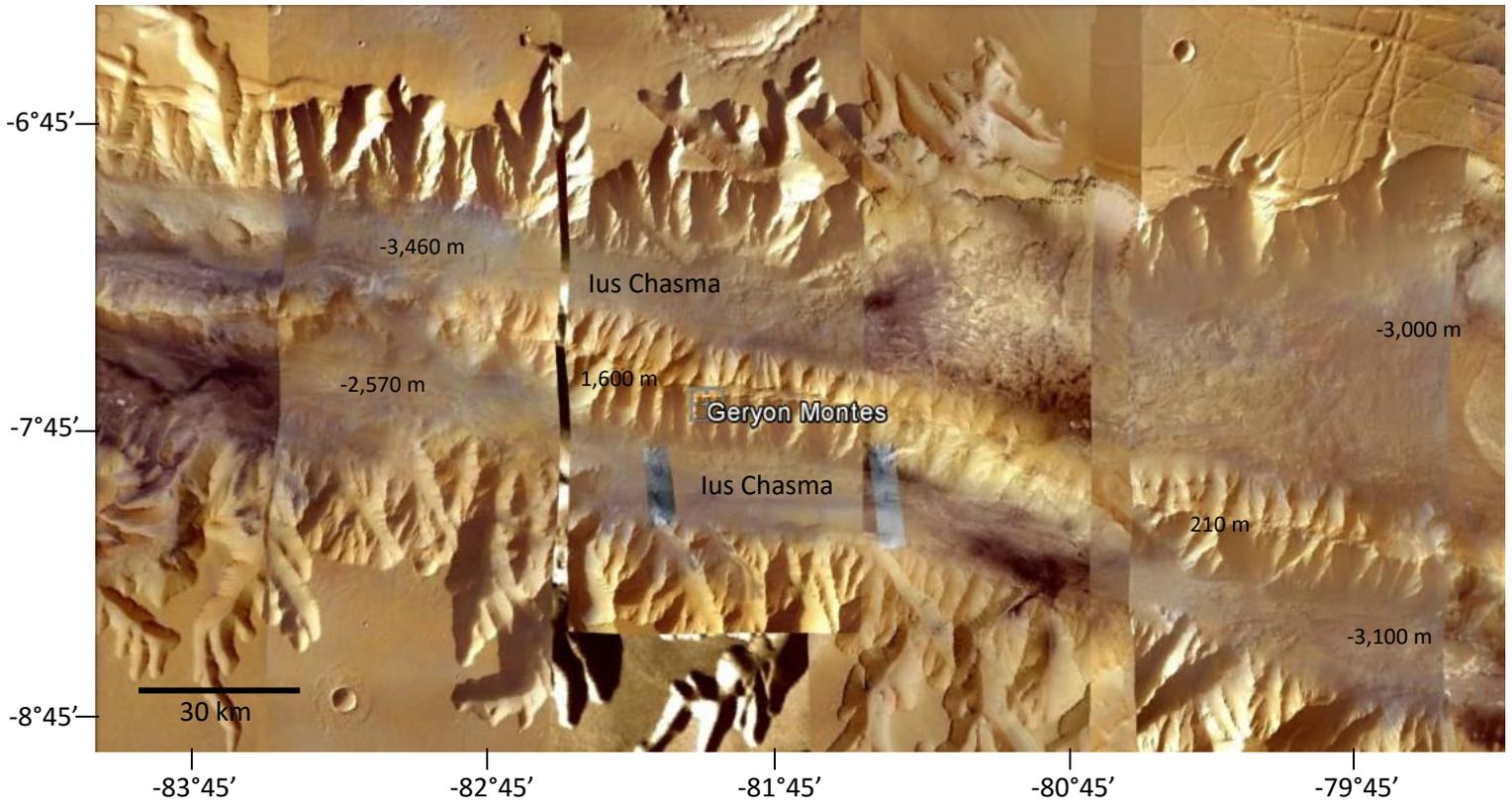


Figura 8. Fisiografía del Ius Chasma (mosaico de imágenes obtenidas por los orbitadores Viking, imágenes obtenidas con la Mars Orbiter Camera (MOC), imágenes obtenidas con la High-Resolution Stereo Camera (HRSC) y de imágenes obtenidas con el High-Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE). Fuente: Google Mars.

El Candor Chasma está localizado al norte de la sección central norte del Valles Marineris. Se encuentra conectado al Melas Chasma por medio del valle de los Melas Labes. En particular, la parte central del Candor Chasma está constituida por un sistema de siete valles que tienen entre 60 y 120 kilómetros de largo, de 6 a 25 kilómetros de ancho y que convergen en una gran depresión de aproximadamente 70 kilómetros de largo por 50 kilómetros de ancho (Figura 9). Algunos de estos valles tienen una orientación E-W, otros tienen orientación NW-SE y otros tienen una orientación N-S. La elevación de esta porción central del Candor Chasma varía entre -4,700 y -4,400 metros (Gourronc et al., 2014).

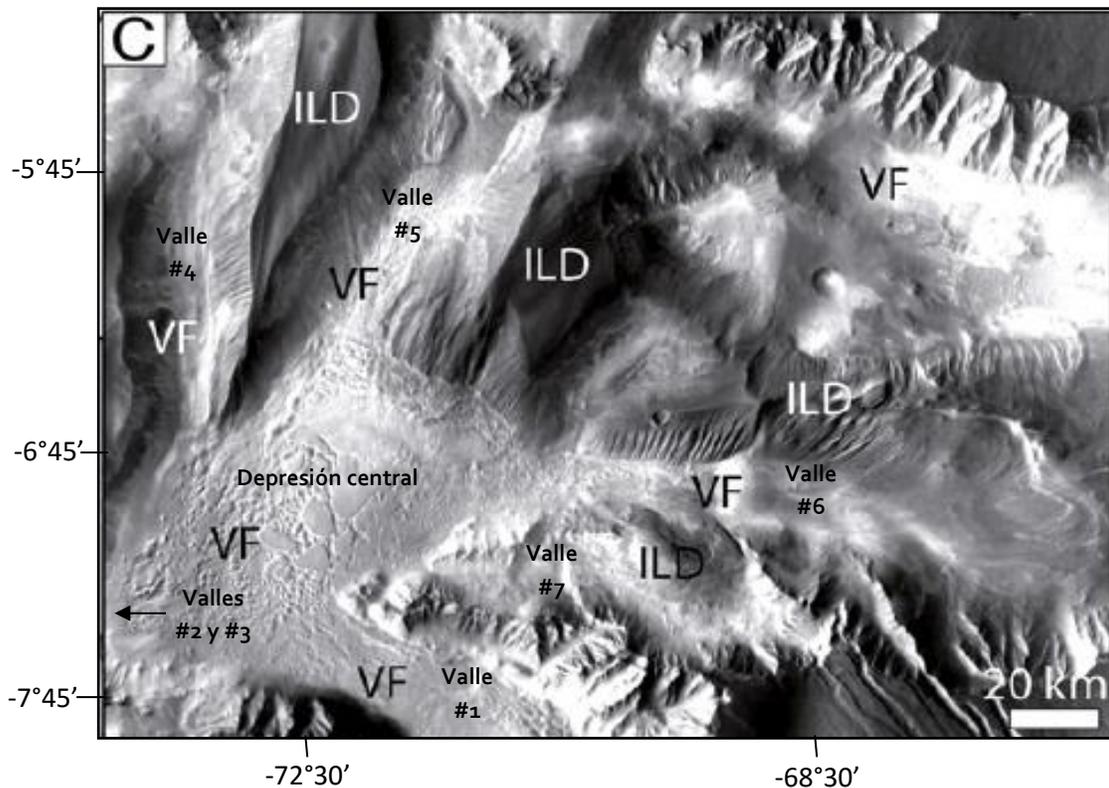


Figura 9. Fisiografía de la parte central del Candor Chasma con localización de los principales valles que convergen en ella. Mosaico de imágenes CTX y de imágenes de día en infrarrojo del THEMIS.

***ILD = depósitos interiores laminados, VF = material de relleno del valle.**

Modificada de Gourronc et al. (2014).

El Coprates Chasma está localizado en la parte oriental del Valles Marineris (Figuras 7 y 10). Por el norte se encuentra rodeado por la Aurorae Planum y por el sur delimita con la Thaumasia Planum. Su sección más oriental está conformada por un sistema de dos valles que tienen orientación E-W, entre 15 y 40 kilómetros de ancho y que están separados por una cresta de basamento de aproximadamente 200 kilómetros de largo y 30 kilómetros de ancho. Estos valles tienen una elevación de -7,000 metros con respecto a las planicies circundantes y conectan todo el sistema Valles Marineris con el Capri Chasma (Gourronc et al., 2014).

En general, en el margen sur del Valles Marineris se han encontrado depósitos de soporte estratificados con composiciones silíceas, densas redes de drenaje, posibles flujos de detritos y algunos levantamientos tectónicos (Tanaka et al., 2012).

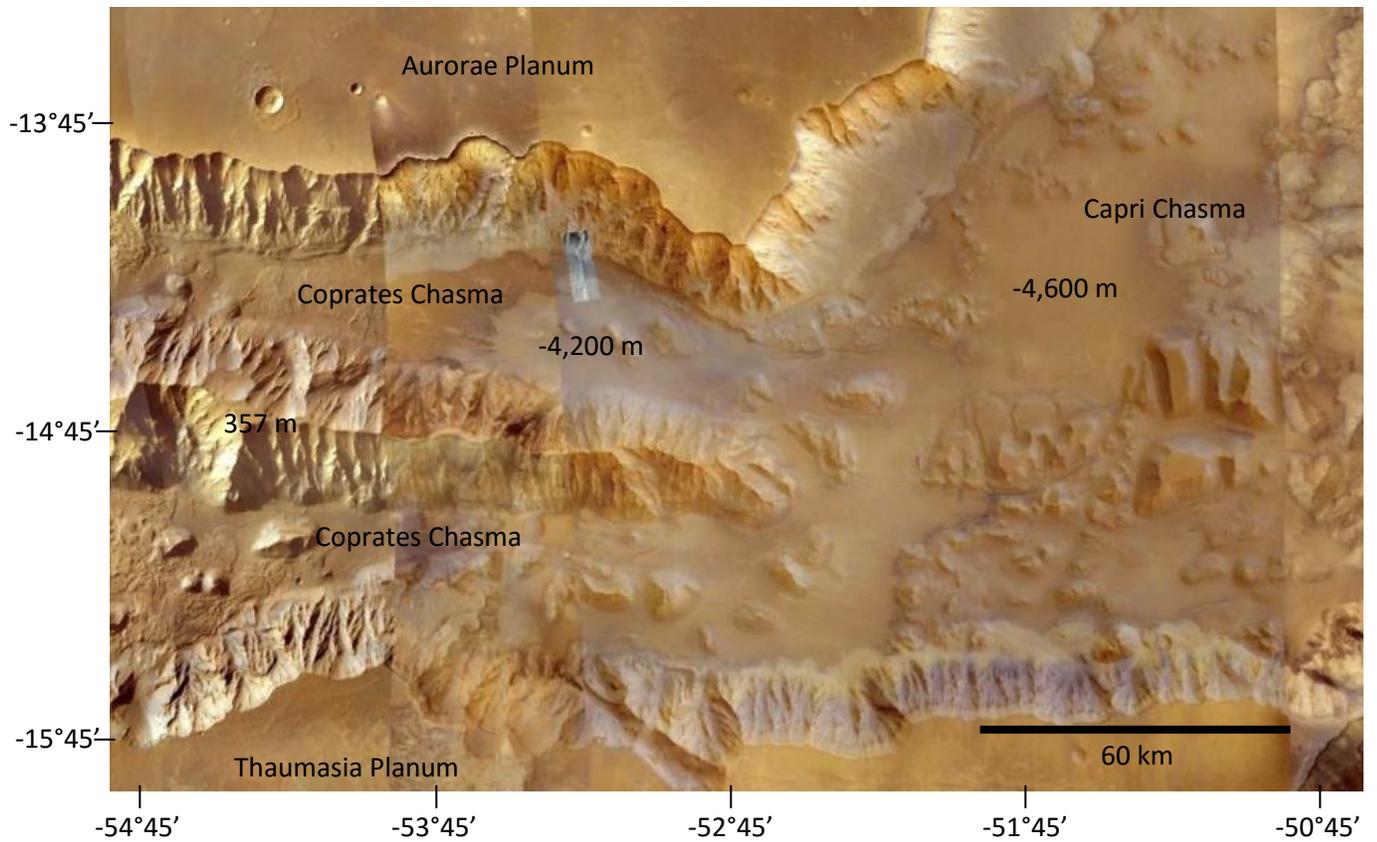


Figura 10. Fisiografía de la unión entre el Coprates Chasma y el Capri Chasma. (mosaico de imágenes obtenidas por los orbitadores Viking, imágenes obtenidas con la Mars Orbiter Camera (MOC), imágenes obtenidas con la High-Resolution Stereo Camera (HRSC) y de imágenes obtenidas con el High-Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE). Fuente: Google Mars.

3.2. Composición y características de los depósitos y materiales que se encuentran dentro y alrededor del Valles Marineris

Las paredes del sistema están principalmente compuestas por rocas volcánicas de basamento (principalmente lavas y rocas de la corteza temprana) (McEwen et al., 1999; Flahaut et al., 2012; Fortezzo et al., 2015). Los pisos del valle se encuentran cubiertos por materiales de relleno, deslizamientos, abanicos y depósitos eólicos. Estos depósitos muestran evidencias morfológicas de origen desconocido que son indicadoras de deformación moderada, por ejemplo, en algunas partes parecen estar cortados o atravesados por redes de canales y en otras partes del sistema se han encontrado secciones de terreno con desarrollo de fracturas (Fortezzo et al., 2015).

Asimismo, en algunas partes del valle se pueden apreciar montículos de depósitos laminados internos (conocidos como ILDs por “Internal Layered Deposits”) que tienen elevaciones de más de 7,000 metros por encima de los depósitos de materiales de relleno y que son de origen desconocido (Chojnacki y Hynek, 2008; Gourronc et al., 2014; Wendt et al., 2011). Particularmente, los materiales más antiguos depositados dentro del sistema Valles Marineris incluyen ILDs compuestos de sulfatos y óxidos de hierro; dichos depósitos podrían ser de origen lacustre, evaporítico, eólico y/o volcánico y además han sido modificados por diagénesis (Chojnacki y Hynek, 2008; Tanaka et al., 2012; Wendt et al., 2011). La composición y las hipótesis sobre el origen de los ILDs son tratadas con mayor detalle en el apartado 3.2.1 (*Ubicación, mineralogía, posible origen e implicaciones de la formación de los Depósitos Laminados Interiores (ILDs) del Valles Marineris*).

Mapas de abundancias minerales obtenidos por Gaddis et al. (2003) muestran que la mayoría del Valles Marineris está conformada por litologías basálticas ya que se identificaron piroxenos con alto y bajo contenido de calcio y plagioclasas. Dichos minerales fueron encontrados dentro de los depósitos laminados interiores (ILDs), en el interior del sistema y en la base de las paredes de los cañones. Los piroxenos constituyen

hasta el 24% de la composición total identificada durante la realización de dicha cartografía y las plagioclasas conforman hasta el 28%.

Durante la cartografía de la sección este de la parte central del Valles Marineris, realizada por Fortezzo et al. (2015), se identificaron ocho categorías de unidades de materiales. Dicha clasificación se estableció tomando en cuenta el contexto geográfico, las expresiones geomorfológicas y los posibles orígenes geológicos. Los grupos de unidades propuestos en el trabajo mencionado son:

1. Materiales superficiales. En esta categoría se incluyen mantos o capas de materiales que tienen un albedo bajo, capas o estratos muy finos de materiales arenosos y campos transversales de estructuras (como dunas) formadas por la acción del viento.
2. Materiales de cráteres de impacto y depósitos de eyecta.
3. Materiales de desgaste. Este tipo de materiales se encuentra típicamente cerca de (a) las paredes de los cañones en forma de bloques lineales, fracturados y estratificados, y de (b) deslizamientos principalmente provocados por flujos catastróficos o de desagüe.
4. Materiales de sistema lineal de cráteres de impacto (*materiales de catena*).
Las unidades que se encuentran dentro de esta categoría presentan estructuras de colapso.
5. Materiales del piso del valle (*materiales del chasmata*). Esta categoría se encuentra conformada por materiales lisos, rugosos y en forma de crestas, bloques formadores de terrazas y materiales del subsuelo expuestos en algunas cuencas.

6. Depósitos interiores laminados (ILDs). Materiales que se encuentran dentro de las depresiones y canales del Valles Marineris. Esta categoría incluye unidades masivas o pobremente estratificadas.
7. Depósitos de las paredes.
8. Materiales de planicie o de meseta. En particular, esta categoría está comprendida por tres unidades de planicies extensas, tres unidades fluviales de terraza, materiales de flujos y una unidad de macizo de las Tierras altas del sur.

Aunque estos grupos de unidades geológicas solamente han sido definidos para la sección oriental de la parte central del Valles Marineris, la clasificación realizada por Fortezzo et al. (2015) demuestra la diversidad de materiales que se han encontrado dentro y alrededor del sistema.

Por otro lado, las planicies que rodean al Valles Marineris se encuentran notablemente craterizadas, presentan algunas estructuras de deformación tectónica como grabens, *crestas arrugadas*, y fallas de extensión y están cubiertas principalmente por secuencias de flujos de lava que tienen edades del Noachiano tardío y del Hesperiano temprano (Tanaka et al., 2012), así como por diferentes tipos de depósitos de flujos, incluyendo algunos de posible origen sedimentario, volcánico o eólico (Fortezzo et al., 2015).

3.2.1. Ubicación, mineralogía, posible origen e implicaciones de la formación de los Depósitos Laminados Interiores (ILDs) del Valles Marineris

Dentro del Valles Marineris se han encontrado secuencias gruesas de depósitos estratificados. Dichas secuencias, mejor conocidas como “Depósitos Laminados Internos”, (ILDs) presentan una estratificación fina, casi horizontal y se presentan como planicies aisladas que alguna vez pudieron haber sido parte de depósitos más extensos (Nedell et al., 1987). Las secuencias de depósitos más gruesas de todo el sistema han sido encontradas en los valles de Candor, Ophir y Melas. Asimismo, en las paredes de la parte

central del Valles Marineris se encuentran las secciones expuestas más gruesas de rocas estratificadas de todo Marte (Fortezzo et al., 2015).

La mayoría de los ILDs se han encontrado en latitudes bajas y, aunque se han estudiado por varias décadas, su origen sigue siendo incierto. Particularmente, los depósitos laminados encontrados dentro del Valles Marineris constituyen sólo el 5% de todos los depósitos laminados ecuatoriales y ocupan un volumen de aproximadamente 2.4×10^6 km³. Entre las hipótesis que se han propuesto para explicar su origen se encuentran a) formación por deposición fluvial *subaérea*, b) formación por deposición de sedimentos de origen volcánico, c) formación de estratos por acumulación de polvo o arena por procesos eólicos, d) formación por precipitación de sedimentos o detritos en lagos o a partir de aguas subterráneas, e) volcanismo submarino o subglacial y f) formación como depósitos de manantial (*spring deposits*) (Chojnacki y Hynek, 2008; Nedell et al., 1987; Wendt et al., 2011). Sin embargo, todavía no existe una teoría que concilie de manera satisfactoria las implicaciones sugeridas por la composición, estructura y posición estratigráfica de estos depósitos.

En los últimos años, datos espectroscópicos obtenidos por el *Thermal Emission Spectrometer* (TES), el *Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars* (CRISM), el *Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité* (OMEGA) y el *Thermal Emission Imaging System* (THEMIS) sugieren que el agua ha jugado un papel importante en la historia geológica de los ILDs ya que más de 15 mil km² de los depósitos laminados que se encuentran dentro del Valles Marineris contienen minerales que han sufrido *alteración por agua* (Chojnacki y Hynek, 2008; Wendt et al., 2011).

Los depósitos de minerales *alterados por agua* que se han encontrado dentro del sistema han sido divididos por autores como Chojnacki y Hynek (2008) y Wendt et al. (2011) en tres clases: 1) depósitos de hematita, 2) depósitos de sulfatos monohidratados (principalmente kieserita) y 3) depósitos de sulfatos polihidratados. De estos minerales *alterados por agua* encontrados hasta la fecha dentro del Valles Marineris, la kieserita es el más comúnmente detectado con una abundancia del 66%, seguida por los sulfatos

polihidratados, los cuales tienen una abundancia del 22%, y por los depósitos de hematita, que representan sólo el 12% del área total estudiada. Es importante señalar que la kieserita no sólo es el mineral *alterado por agua* más abundante dentro del sistema de cañones sino que también forma los depósitos continuos más grandes de la parte central del Valles Marineris, a diferencia de los depósitos de hematita y de sulfatos polihidratados que más bien son pequeños y dispersos (Chojinacki y Hynek, 2008).

En la Tabla 12 se resumen las características principales de las tres clases de minerales *alterados por agua* identificados dentro del Valles Marineris.

Tabla 12. Resumen de las características de las clases de minerales *alterados por agua* identificadas dentro del Valles Marineris.

Fuentes: Chojnacki y Hynek (2008); Wendt et al. (2011).

Clase mineral		Fórmula química	Características de los depósitos	Contexto geológico asociado
Hematita		Fe_2O_3	<p>Se ha encontrado en localidades muy limitadas, siendo el Valles Marineris una de ellas.</p> <p>Los depósitos de hematita que se encuentran dentro de este sistema de cañones son los depósitos de hematita más jóvenes de Marte (tienen edades Hesperianas/Amazonianas).</p>	Es un óxido de hierro que típicamente se forma en presencia de agua.
Sulfatos	Monohidratados	Kieserita	$MgSO_4 \cdot H_2O$	Es el sulfato más común identificado en el Valles Marineris.
	Polihidratados	Epsomita	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$	Se han detectado depósitos de Kieserita, yeso y sulfatos polihidratados dentro del Valles Marineris y en los terrenos caóticos que se encuentran al este del sistema de cañones.
		Copiapita (Ferrocopiapita)	$Fe_4(SO_4)_6(OH)_2 \cdot 20H_2O$	
		Halotriquita	$FeAl_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$	Se han detectado sulfatos polihidratados en los datos del OMEGA y los candidatos que coinciden mejor con la información obtenida son la Epsomita, la Copiapita y la Halotriquita.
		Yeso	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Ha sido encontrado en ocurrencias menores en el Valles Marineris, en el valle de Juventae y en el Iani Chaos.
				En Marte, los sulfatos polihidratados son típicamente encontrados en asociación con minerales máficos.

Los ILDs que están asociados con minerales *alterados por agua* más estudiados dentro del Valles Marineris se encuentran en el Ophir Chasma (con un espesor de entre 7 y 8 kilómetros), sin embargo, es importante mencionar que los depósitos que se encuentran en los valles de Candor, Melas, Hebes, Juventae, Ganges y Capri también han sido analizados con gran detalle (Figuras 11A y 11B). Particularmente, es en el valle de Candor (*Candor Chasma*) en donde se ha detectado la mayor cantidad de minerales *alterados por agua* de todo el Valles Marineris (Chojnacki y Hynek, 2008) (Figuras 12 y 13).

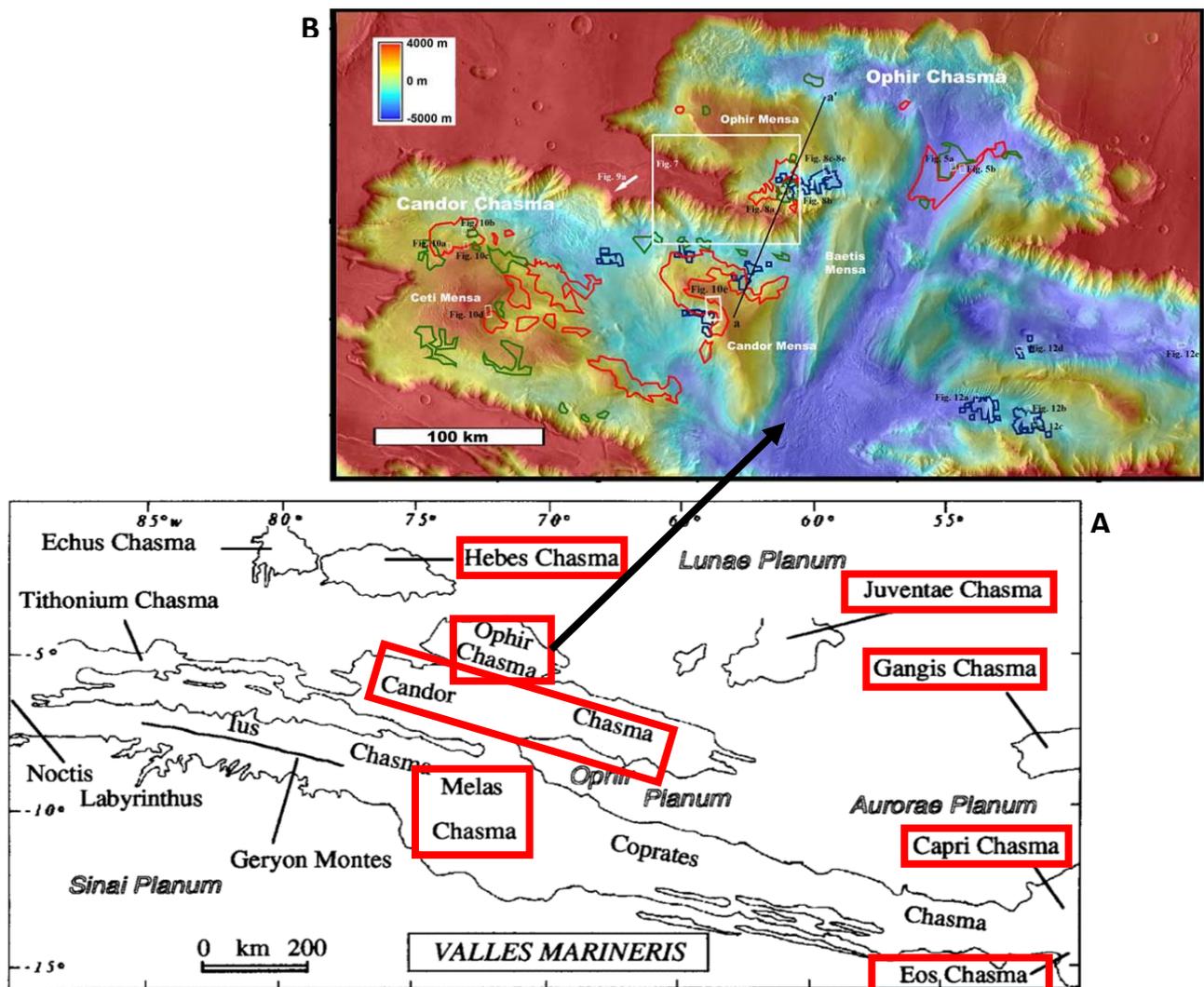


Figura 11. A) Mapa toponímico del Valles Marineris con la ubicación de los principales Chasma en donde se han encontrado ILDs con minerales *alterados por agua*. Tomado de Mége y Masson (1996). B) Imagen de infrarrojo de día del THEMIS de los valles de Ophir y Candor superpuesta con topografía obtenida por el MOLA. La resolución es de $1/128^\circ$ por pixel. Asimismo, se superpusieron los polígonos que representan los sitios en donde se han encontrado minerales *alterados por agua* (hematita = azul, kieserita = rojo y sulfatos polihidratados = verde). Las mayores concentraciones ocurren a lo largo de los flancos de las mesetas Ceti y Candor. Modificada de Chojnacki y Hynek (2008).

Área que ocupan los ILDs asociados con minerales alterados por agua que han sido encontrados dentro del Valles Marineris (km²)

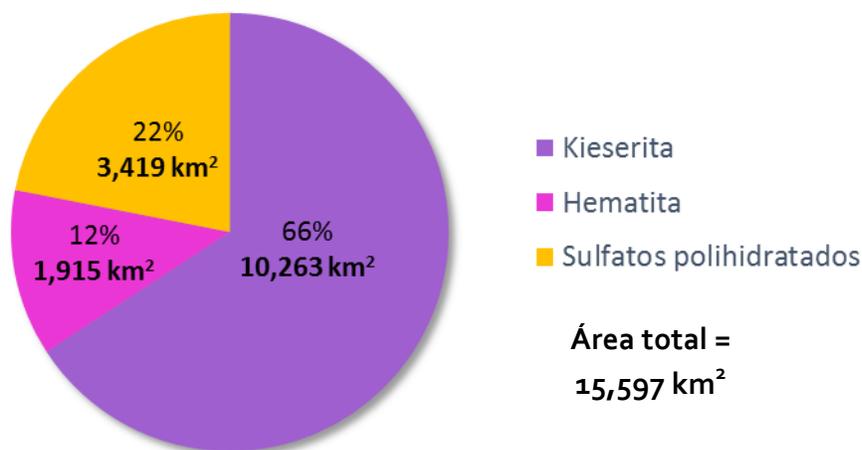


Figura 12. Gráfica de pastel de la distribución de las tres clases de minerales *alterados por agua* investigados en el trabajo de Chojnacki y Hynek (2008). Evidentemente, la Kieserita es el mineral alterado por agua dominante. Modificada de Chojnacki y Hynek (2008).

Distribución de los ILDs que contienen minerales alterados por agua en los diferentes Chasmas del Valles Marineris

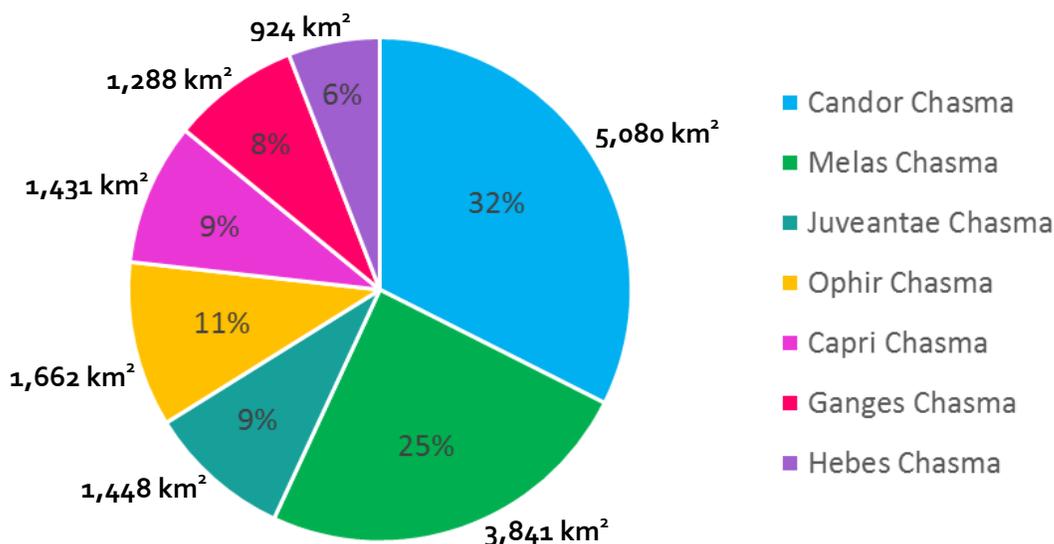


Figura 13. Gráfica de pastel de la distribución de los minerales *alterados por agua* en los principales Chasma del Valles Marineris. Casi 2/3 del total se encuentran distribuidos entre los valles de Candor y de Melas. Modificada de Chojnacki y Hynek (2008).

Todos los minerales *alterados por agua* que han sido estudiados en el Valles Marineris (Figura 14) pueden ser encontrados en diversos ambientes y contextos en la Tierra. Particularmente, la hematita, la epsomita, el yeso y otros sulfatos polihidratados ocurren de manera más frecuente que la kieserita (el cual es el mineral *acuoso* más comúnmente detectado en el sistema de cañones Marciano) (Chojnacki y Hynek, 2008; Wendt et al., 2011). A continuación se enlistan los principales mecanismos de formación de la hematita y de los sulfatos mono y polihidratados en la Tierra:

- Hematita

En la Tierra, la hematita generalmente se forma por la intemperización de rocas o depósitos sedimentarios que contienen minerales precursores como la göetita, por ejemplo, puede formarse en cuerpos de agua cuando el hierro que se encontraba disuelto precipita formando depósitos sedimentarios que posteriormente se oxidan y forman hematita. Este mineral también puede formarse en ambientes volcánicos cuando lava o tefra rica en magnetita (Fe_3O_4) es oxidada por aguas termales (Chojnacki y Hynek, 2008).

- Sulfatos mono y polihidratados

En general, los minerales sulfatados terrestres se forman por una gran variedad de mecanismos y la mayoría de ellos implican la presencia de agua. En la Tierra, los sulfatos comúnmente se forman a partir de la evaporación de lagos salados (lo cual ocasiona la precipitación de sales en cuencas) o por la interacción *hidrotermal* de fluidos ácidos con sedimentos. Asimismo, suelen formarse por reacciones secundarias producidas por la intemperización ácida de los sulfatos contenidos en algunas rocas ígneas (Chojnacki y Hynek, 2008). A continuación se explica de manera resumida las principales condiciones de formación en la Tierra de los sulfatos mono y polihidratados que han sido identificados en el Valles Marineris.

❖ Kieserita:

En comparación con Marte, la kieserita no es un sulfato que sea común en la Tierra debido a que no es una sal primaria, es decir, no suele precipitar directamente en lagos salados evaporíticos, sino que más bien es un mineral que resulta de la alteración de los depósitos de sales marinas que previamente contenían otros minerales sulfatados como la kainita (Chojnacki y Hynek, 2008).

❖ Yeso:

Es el sulfato terrestre más común y frecuentemente es encontrado en rocas sedimentarias y suelos evaporíticos. Es común encontrarlo como producto de la hidratación de la anhidrita (CaSO_4). Asimismo, suele encontrarse en ambientes volcánicos aunque es importante señalar que no se forma durante el emplazamiento de lavas o la deposición de cenizas, sino que más bien se forma por interacción secundaria de gases volcánicos sulfurosos con minerales basálticos como el piroxeno (Chojnacki y Hynek, 2008).

❖ Epsomita:

Existe en una variedad de contextos terrestres incluyendo campos hidrotermales, ventilas oceánicas, lagos salinos evaporíticos y, aunque raramente, también puede ser encontrada como grandes “*sedimentary beds*” (Chojnacki y Hynek, 2008).

❖ Copiapita:

Es un mineral secundario que típicamente se forma cuando rocas “*asociadas*” con minerales como piritita (*Pyrite-bearing*) sufren intemperización ácida y oxidación (Chojnacki y Hynek, 2008).

❖ Halotriquita (sulfato férrico):

Comúnmente se encuentra en la Tierra como eflorescencias de sulfatos que han sufrido intemperismo y como precipitado alrededor de ventilas volcánicas o en “*manantiales calientes*” (*hot springs*) (Chojnacki y Hynek, 2008).

Dadas las condiciones bajo las que suelen formarse este tipo de minerales *alterados por agua* en la Tierra, es válido suponer que la formación de los ILDs no necesariamente estuvo relacionada con la formación de la hematita y de los sulfatos mono y polihidratados y que incluso, dichos eventos pudieron haber ocurrido en *periodos* diferentes. Una posibilidad de formación *primaria* de este tipo de minerales en el Valles Marineris es la ocurrencia de actividad volcánica en zonas donde había glaciales, nevaba o caía escarcha. En este tipo de ambientes habría sido posible la interacción de capas de tefra con agua ácida y por lo tanto, habría sido posible formar sulfatos durante el emplazamiento de dichos productos volcánicos. En contraste, también existe la posibilidad de que la hematita o los sulfatos se hayan formado en un evento secundario como la percolación de agua ácida subterránea a través de los materiales laminados preexistentes (Chojnacki y Hynek, 2008). Siendo así, Chojnacki y Hynek (2008) sugieren que un ambiente de rift continental (como el Gran valle del rift de África del este o el Rift del Baikal) representa el contexto tectónico ideal en el cual es posible formar depósitos de minerales *alterados por agua* tanto por procesos primarios como por procesos secundarios ya que son localidades en las que se dan interacciones complejas entre procesos tectónicos, volcánicos e hidrológicos.

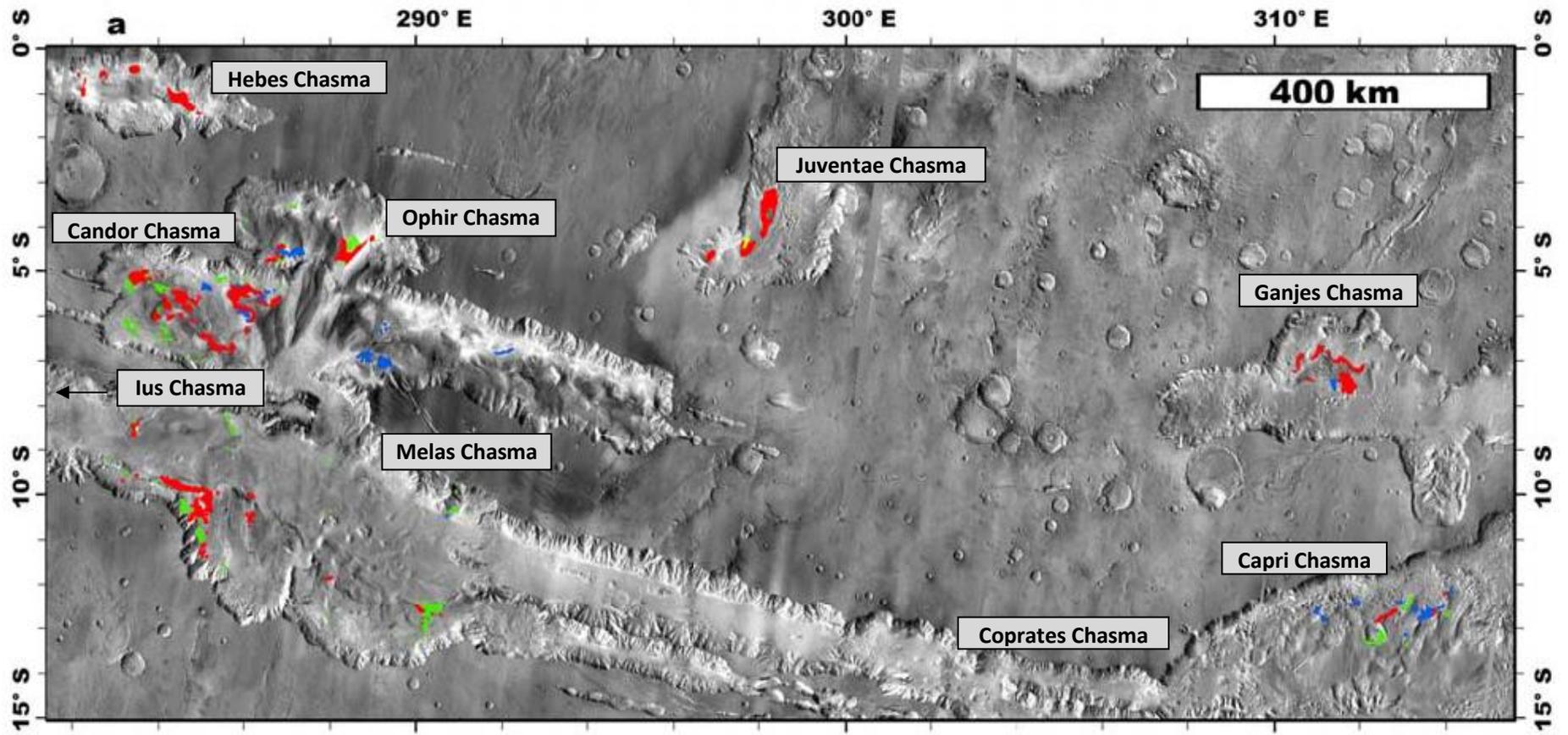


Figura 14. Mosaico de imágenes del Valles Marineris en infrarrojo tomadas durante el día por el THEMIS con ubicación de todos los depósitos de minerales *alterados por agua* que habían sido estudiados hasta 2008. Los depósitos de hematita están representados en azul, la kieserita está representada en rojo y los sulfatos polihidratados están representados en verde. Modificada de Chojnacki y Hynek (2008).

4. Origen del sistema de cañones Valles Marineris

4.1. Hipótesis sobre el origen del sistema de cañones Valles Marineris

Aunque el Valles Marineris es el sistema de cañones más grande del sistema solar, su origen sigue siendo incierto. Existe un número considerable de hipótesis y modelos que han sido propuestos para establecer las condiciones que tuvieron que haber existido para que iniciara la formación de este rasgo geológico tan importante. Yin (2012) divide las diferentes hipótesis y modelos que han sido propuestos en tres tipos principales:

1. Hipótesis y modelos que proponen que el inicio de la formación del Valles Marineris se debe principalmente a procesos erosivos.

Estos escenarios plantean que la formación del Valles Marineris fue inducida principalmente por:

- a. El colapso de la superficie por procesos de remoción en masa (*mass withdrawal*) del material subyacente. Dicho material podría haber sido magma, hielo o rocas carbonatadas, o
 - b. El desarrollo de un sistema de drenaje antecedente al sistema de cañones.
2. Hipótesis y modelos que explican el origen del sistema sólo con procesos tectónicos:

Son aquellas hipótesis y modelos que plantean que el origen del sistema está directamente relacionado con actividad tectónica que produjo cierto grado de extensión, deformación, fracturamiento y fallamiento en la corteza. A su vez, estas hipótesis se dividen en cuatro subtipos:

- a. Hipótesis que plantean el origen del Valles Marineris por la actividad de una zona de cizalla derecha.

- b. Hipótesis que plantean el origen del Valles Marineris por la actividad de una zona de cizalla izquierda.
 - c. Hipótesis que plantean el origen del sistema de cañones en un contexto tectónico de rift simple.
 - d. Hipótesis que plantean el origen del sistema de cañones en un contexto tectónico de rift complejo.
3. Modelos que proponen que el origen del sistema se puede atribuir solamente a procesos controlados por la gravedad:

Estos modelos plantean que el Valles Marineris comenzó a formarse a partir del colapso de la superficie causado principalmente por procesos gravitacionales. Los dos modelos principales que explican la formación del sistema de cañones basados en la suposición anterior son:

- a. Modelo de *expansión gravitacional de piel gruesa (Thick-skinned)*
- b. Modelo de megadeslizamiento de *piel delgada (Thin-skinned)*

En la Tabla 13 se resumen las principales características y estructuras geológicas que se esperaría observar dentro y alrededor del sistema de cañones de acuerdo con cada una de las ocho hipótesis mencionadas.

Tabla 13. Principales características y estructuras geológicas *asociadas* a cada tipo de origen propuesto para el Valles Marineris.

		Origen por procesos erosivos		Origen por procesos tectónicos				Origen por colapso de la superficie	
		Colapso por remoción del material subyacente	Sistema de drenaje antecedente	Rift simple (discutido en la sección 4.2)	Rift complejo (discutido en la sección 4.4)	Deslizamiento derecho (discutido en la sección 3.3)	Deslizamiento izquierdo (discutido en la sección 3.3)	<i>Expansión gravitacional</i>	Megadeslizamiento
Características o estructuras esperadas	1. Relación entre los valles y las fallas	Ninguna	Podrían estar relacionados con <i>fracturas (joints)</i> preexistentes	Presencia de <i>steep trough-bounding faults</i>	Presencia de <i>steep trough-bounding faults</i>	<i>Trough-bounding faults</i> verticales	<i>Trough-bounding faults</i> verticales	<i>Trough-bounding faults</i> verticales	<i>Trough-bounding faults</i> verticales
	2. Geometría del margen de las depresiones o de la falla vista en mapa	Márgenes del valle notablemente irregulares	N/A	Márgenes curvilíneos, discontinuos, que se traslapan a los trazos de falla	Márgenes curvilíneos, discontinuos, que se traslapan a los trazos de falla	Trazos de falla lineales, rectos y continuos			
	3. Fallamiento normal	Desarrollado localmente	N/A	Solamente estructuras	Requerido	Fallas normales con rumbo NW en arreglo escalonado	Fallas normales con rumbo NW en arreglo escalonado	Fallas normales con rumbo NW en arreglo escalonado	Fallas normales con rumbo NW en arreglo escalonado
	4. Fallamiento de deslizamiento lateral	No requerido	N/A	No requerido	No requerido	Requerido	Requerido	Requerido	Requerido
	5. Variación del movimiento de la falla <i>a lo largo del rumbo (along-strike)</i>	Extensión localizada a lo largo de sitios colapsados	N/A	El movimiento decrece lateralmente	El movimiento decrece lateralmente	Extensión variable a lo largo de <i>releasing beds</i>	Extensión variable a lo largo de <i>releasing beds</i>	Extensión variable a lo largo de <i>releasing beds</i>	Extensión variable a lo largo de <i>releasing beds</i>
	6. <i>Inclinación</i> de los estratos observados en los márgenes del valle	Hacia dentro de las paredes (<i>Inward dipping</i>)	Plana	Inclinación hacia afuera de las paredes (<i>Outward dipping</i>) debido al levantamiento de los <i>hombros</i>	Inclinación hacia dentro (<i>inward</i>) que es precedente al rifting del Valles Marineris	No hay necesidad de considerar inclinación de las capas o estratos	No hay necesidad de considerar inclinación de las capas o estratos	No hay necesidad de considerar inclinación de las capas o estratos	No hay necesidad de considerar inclinación de las capas o estratos

				<i>del rift</i>					
7. Estructuras secundarias	Fallas normales	N/A	Fallas normales	Fallas normales	Fallas normales, inversas, de rumbo y pliegues	Fallas normales, inversas, de rumbo y pliegues	Fallas normales, inversas, de rumbo y pliegues	Fallas normales, inversas, de rumbo y pliegues	Fallas normales, inversas, de rumbo y pliegues
8. Relación entre las fallas del Valles Marineris y los grabens con orientación NNE	No es necesaria	No es necesaria	No es necesaria	No es necesaria	Posible, con fallas de rumbo como estructuras de transferencia	Posible, con fallas de rumbo como estructuras de transferencia	Posible, con fallas de rumbo como estructuras de transferencia	Posible, con fallas de rumbo como estructuras de transferencia	No es necesaria
9. Relación entre las fallas del Valles Marineris y el cinturón de cabalgaduras de Thaumasia	No hay relación	No hay relación	No hay relación	No hay relación	Las fallas del Valles Marineris deberían de seguir activas después de la cizalla (<i>outlasted thrusting</i>)	Las fallas del Valles Marineris deberían de seguir activas después de la cizalla (<i>outlasted thrusting</i>)	Las fallas del Valles Marineris terminan en cinturón de cabalgaduras	Las fallas del Valles Marineris terminan en cinturón de cabalgaduras	Las fallas del Valles Marineris terminan en cinturón de cabalgaduras
10. Presencia de cuencas cerradas (<i>Predict closed basins</i>)	Sí	No	No	No	Es posible, por formación de cuencas de pull-apart	Es posible, por formación de cuencas de pull-apart	Es posible, por formación de cuencas de pull-apart	Es posible, por formación de cuencas de pull-apart	Es posible, por formación de cuencas de pull-apart
11. Presencia de estructuras de unión (<i>linking structures</i>) en los extremos de la zona de depresiones del Valles Marineris	No es requerida	No es requerida	No es necesaria conforme la extensión se <i>desvanece</i>	No es necesaria conforme la extensión se <i>desvanece</i>	La zona de falla termina en estructuras contraccionales con orientación NNE en los dos extremos del sistema	La zona de falla termina en estructuras extensionales con orientación NNE en los dos extremos del sistema	La zona de falla termina en estructuras extensionales con orientación NNE en la parte este del sistema y en un cinturón de cabalgaduras al oeste de los valles	La zona de falla termina en estructuras extensionales con orientación NNE en la parte este del sistema y en un cinturón de cabalgaduras al oeste de los valles	La zona de falla termina en estructuras extensionales con orientación NNE en la parte este del sistema y en un cinturón de cabalgaduras al oeste de los valles

Durante el análisis de toda la información referente al Valles Marineris que fue consultada para elaborar esta tesis, se llegó a la conclusión de que el gran consenso entre la comunidad científica es que la formación de las depresiones del enorme sistema de cañones es resultado de la combinación de un régimen de extensión horizontal de la litósfera con subsidencia vertical o colapso del piso (Andrews-Hanna, 2012a). Así, es por esta razón que el presente trabajo no profundiza en las hipótesis que contemplan un origen del Valles Marineris por procesos controlados por la gravedad y solamente trata con detalle información referente a modelos e hipótesis que proponen un origen de tipo tectónico. Por otro lado, estratigráficamente, los procesos erosivos se presentan en fases posteriores a la formación de los cañones. El papel de dichos procesos en la evolución del sistema Valles Marineris es tratado en el capítulo 5.

De manera particular, este capítulo se basa en la información contenida en los trabajos de Mège y Masson (1996) y de Andrews-Hanna (2012a, 2012b, 2012c). El primero es uno de los artículos más completos en los que se ha intentado hacer una estimación realista de la cantidad de extensión que pudo haber sufrido la litósfera en la zona del Valles Marineris durante la formación de las depresiones que conforman al sistema. Asimismo, en dicho trabajo se discute la posibilidad de que el sistema de cañones se haya desarrollado en un contexto tectónico de rift simple o en uno de rift complejo comparando estructuras observadas dentro y alrededor del Valles Marineris con análogos terrestres.

Por otro lado, los trabajos de Andrews-Hanna conforman una serie de artículos en los que el autor propone:

1. Un modelo para explicar el origen del sistema de cañones en el cual se considera que la subsidencia del piso es más importante que la extensión horizontal de la litósfera (Andrews-Hanna, 2012a),
2. Una explicación del origen y de la distribución de los esfuerzos que pudieron generar el régimen de extensión y subsidencia asociado a la formación del Valles Marineirs (Andrews-Hanna, 2012b), y

3. Un mecanismo geodinámico completo para la formación del sistema de cañones en el cual la subsidencia vertical es resultado de la combinación de un estado *súper-isostático* de la litósfera dentro de la región de Tharsis con un régimen de extensión horizontal, debilitamiento de la litósfera por actividad magmática, carga importante de sedimentos dentro de las depresiones que se encontraban en formación y deformación viscosa de la corteza inferior (Andrews-Hanna, 2012c).

Por último, en la sección 4.2 se presenta un análisis minucioso de dos de los trabajos más recientes y completos (Yin 2011, 2012) que proponen la existencia de un régimen de fallamiento lateral importante dentro de las depresiones del sistema de cañones. Si bien las observaciones realizadas por Yin (2011, 2012) son conflictivas con aquellas realizadas por otros autores como Mège, Masson y Andrews-Hanna, se decidió incluir el análisis de los trabajos de dicho autor en esta tesis debido a que, además de que éstos representan una postura distinta sobre el origen y la evolución del Valles Marineris, constituyen el que probablemente sea el análisis estructural más detallado que existe hasta la fecha de la mayor parte del sistema de cañones.

4.2. Análisis estructural de la sección sur del Valles Marineris suponiendo un fallamiento de deslizamiento lateral y plegamiento

Entender la dinámica a lo largo del tiempo de las posibles fallas normales, inversas y de deslizamiento lateral es vital para lograr una reconstrucción fiable del origen y la evolución del Valles Marineris, sin embargo, son pocos los estudios que han intentado analizar las estructuras geológicas que se encuentran dentro y alrededor de este sistema de cañones y que han interpretado dichos rasgos como indicadores de movimientos verticales y horizontales.

Como ya se mencionó anteriormente, este apartado se basa en los trabajos de Yin (2011, 2012). El propósito principal de dichos trabajos fue realizar un análisis estructural de todo el sistema Valles Marineris estudiando imágenes de satélite de dos de las secciones más

largas y lineales del sistema de cañones: el Ius Chasma en el oeste y el Coprates Chasma en el este (Figuras 11 y 15). Estos dos subsistemas se encuentran en la parte sur del Valles Marineris y están dominados por fallas normales que son paralelas a las paredes de las depresiones y por fallas laterales que aparentemente tuvieron un deslizamiento izquierdo.

De manera particular, la zona comprendida por los valles de Ius, Melas y Coprates se considera la característica más dominante del sur del sistema Valles Marineris ya que tiene una extensión total aproximada de 2,400 kilómetros. A continuación se enlistan las principales características de la zona de depresiones de los valles Ius, Melas y Coprates:

- La elevación del piso de las depresiones decrece de oeste a este.
- La amplitud total del Ius Chasma incrementa gradualmente hacia el este.
- La elevación del piso en Melas Chasma decrece hacia el norte y alcanza su máxima profundidad en el margen norte de este valle.
- Coprates Chasma es la depresión lineal más larga de todo el Valles Marineris y su amplitud decrece de oeste a este (lo cual representa una tendencia opuesta a la observada en Ius Chasma).

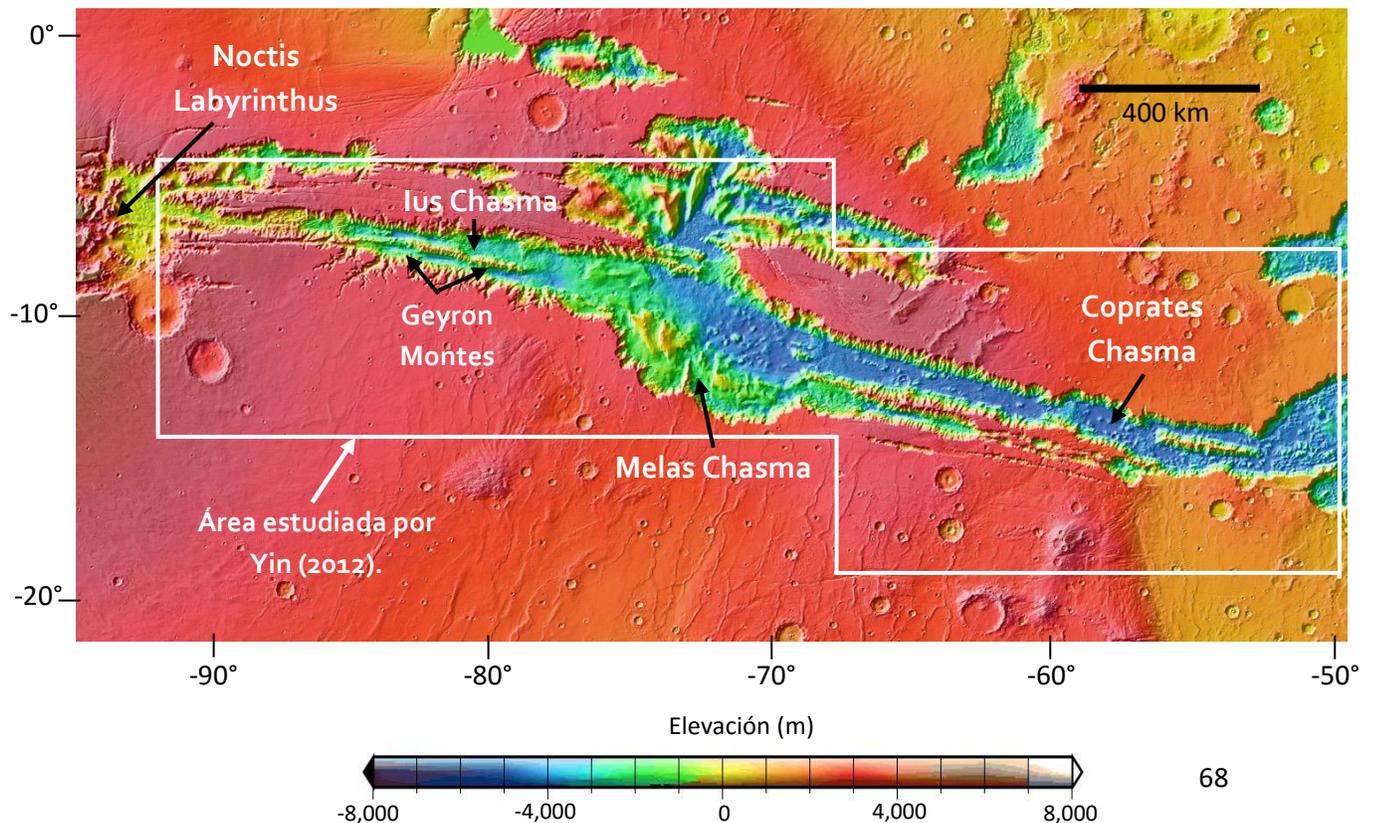


Figura 15. Mapa topográfico del Valles Marineris con la localización de los subsistemas analizados estructuralmente por Yin (2012) y delimitación del área de estudio.

4.2.1. Análisis estructural del Ius Chasma

Para entender mejor su evolución estructural y facilitar su estudio, Yin (2012) llevó a cabo la cartografía de dos transectos, uno oriental y uno occidental (Figura 16), sin embargo, probablemente debido a que el transecto occidental *desaparece* en la región conocida como Noctis Labyrinthus, Yin (2012) sólo realiza la descripción estructural detallada del transecto oriental. Dicho transecto tiene aproximadamente 45 kilómetros de longitud en la dirección Norte-Sur y 30 kilómetros de ancho en la dirección Este-Oeste y se encuentra dividido en dos sub-transectos, uno norte y uno sur, por los *Geyron Montes* (Figura 16). En particular, el sub-transecto norte se caracteriza por la presencia de un enorme complejo de deslizamientos y el sub-transecto sur se caracteriza por la presencia de varios deslizamientos pequeños y de depósitos de relleno de valles estratificados que se encuentran plegados.

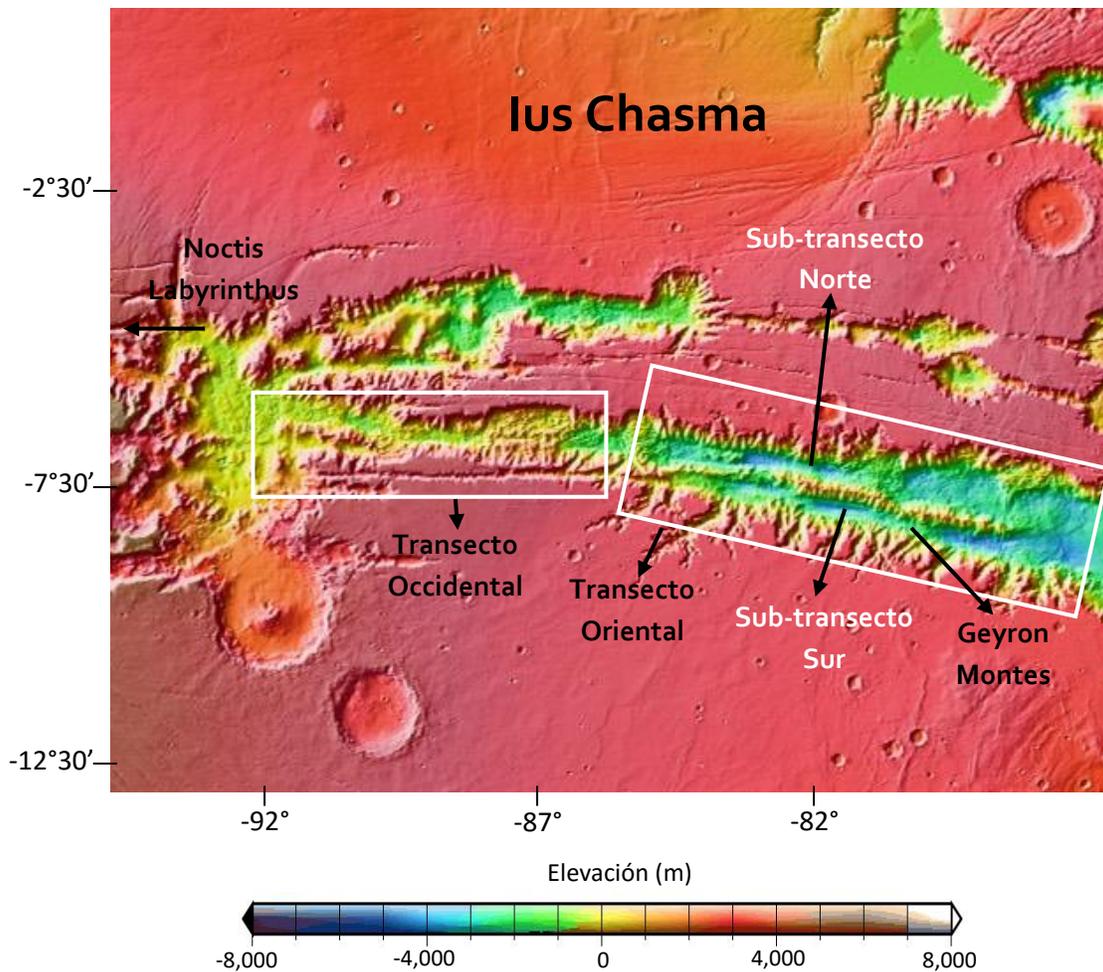


Figura 16. Mapa topográfico del Ius Chasma con la localización de los sub-transectos analizados estructuralmente por Yin (2012).

A continuación se presenta un resumen de las principales características estructurales del sub-transecto norte y del sub-transecto sur:

4.2.1.1. Sub-transecto Norte

El análisis de las estructuras relacionadas con el emplazamiento del enorme complejo de deslizamientos que caracterizan a la parte norte del Ius Chasma ha permitido entender mejor el efecto que ha tenido la deformación tectónica en esta zona. Es importante señalar que el estudio y la interpretación de dichas estructuras se basan en las siguientes suposiciones:

1. Los deslizamientos que se encuentran dentro del Valles Marineris y que no han sufrido deformación post-emplazamiento significativa se caracterizan por tener superficies con surcos continuos y por presentar ridges con una geometría redondeada en vista de *sección transversal (cross section)*.
2. Las fracturas asociadas con el emplazamiento de deslizamientos típicamente presentan una orientación perpendicular a las direcciones de transporte del deslizamiento.

Particularmente, dentro del enorme complejo de deslizamientos se identificaron ridges altamente deformados (*cortados*), con morfologías redondeadas, orientaciones NE y NNE y que se encuentran sistemáticamente cortados por fracturas con *tendencia* NW. Se concluyó que las inclinaciones (*offset*) que presentan los ridges con tendencia NNE presentes en la parte occidental del complejo de deslizamientos requiere un fallamiento lateral izquierdo a lo largo de varias de las fracturas que tienen una orientación NE (Figura 17). Asimismo, la inclinación de los ridges que tienen una tendencia NE y que se localizan en la parte oriental del complejo de deslizamientos implica un fallamiento lateral derecho a lo largo de las fracturas que tienen rumbo NW (Figura 17). En la Figura 18 se puede observar que las fallas laterales derechas con rumbo NW y las fallas laterales izquierdas con tendencia NE se entrecortan mutuamente. Según Yin (2012),

dicha relación de traslape indica que los movimientos laterales en los grupos de fallas ocurrieron simultáneamente.

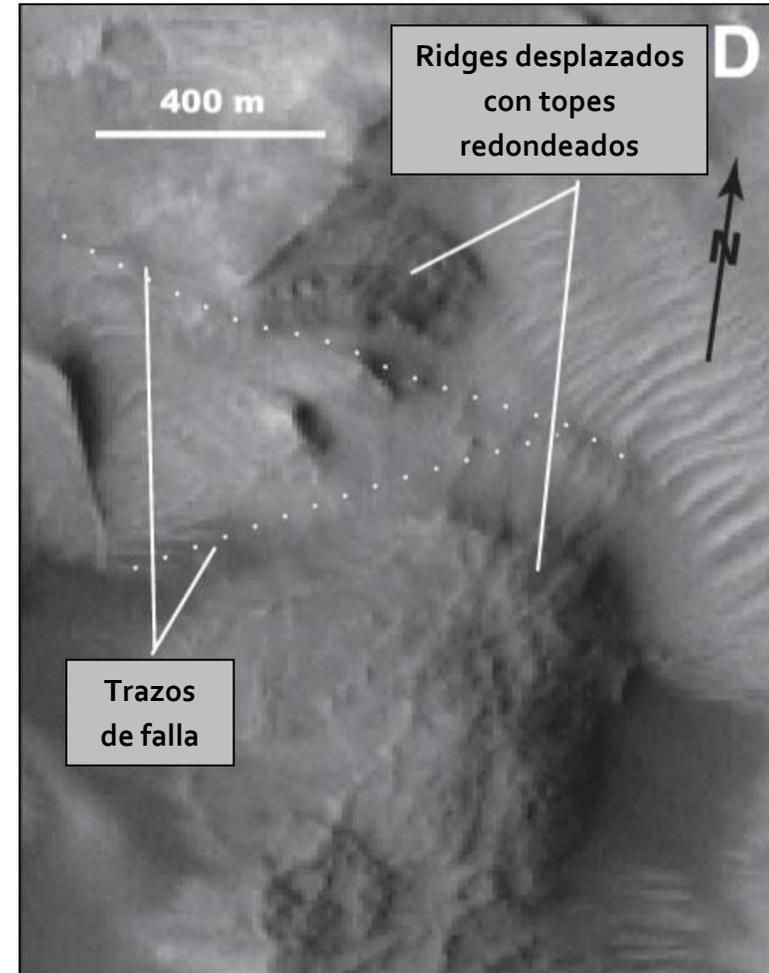
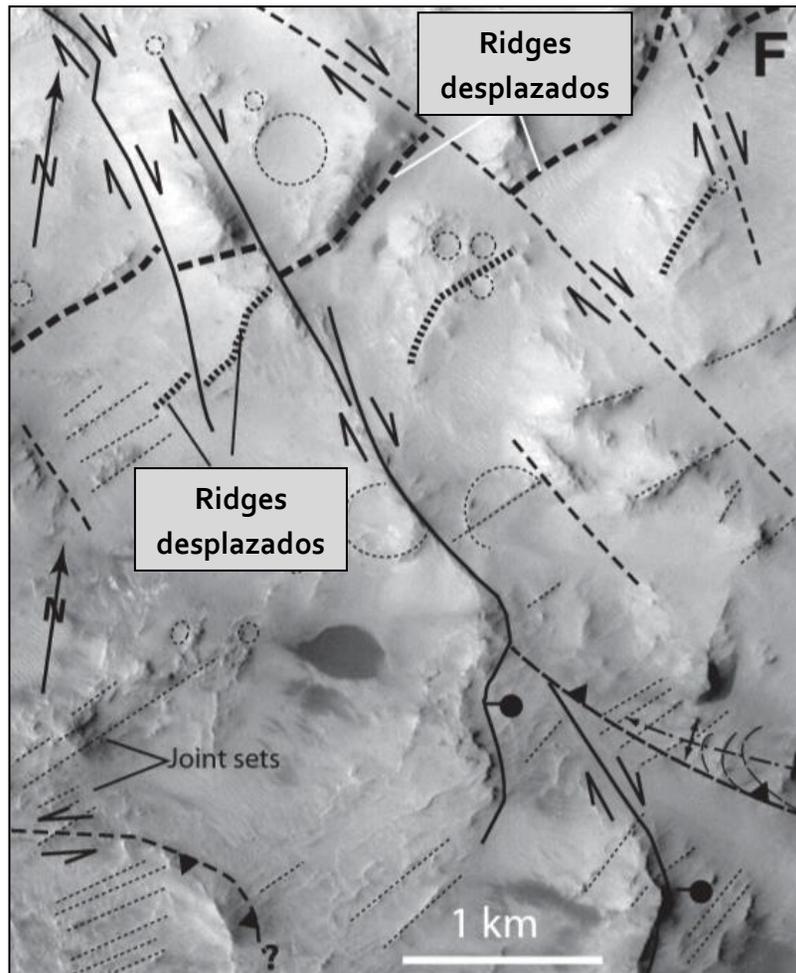


Figura 17. F) Imagen CTX en donde se muestra la interpretación de las estructuras geológicas observadas en la zona. D) Imagen CTX mostrando un acercamiento en el que se puede observar un posible desplazamiento lateral de un ridge a lo largo de una falla interpretada.

Modificadas de Yin (2012).

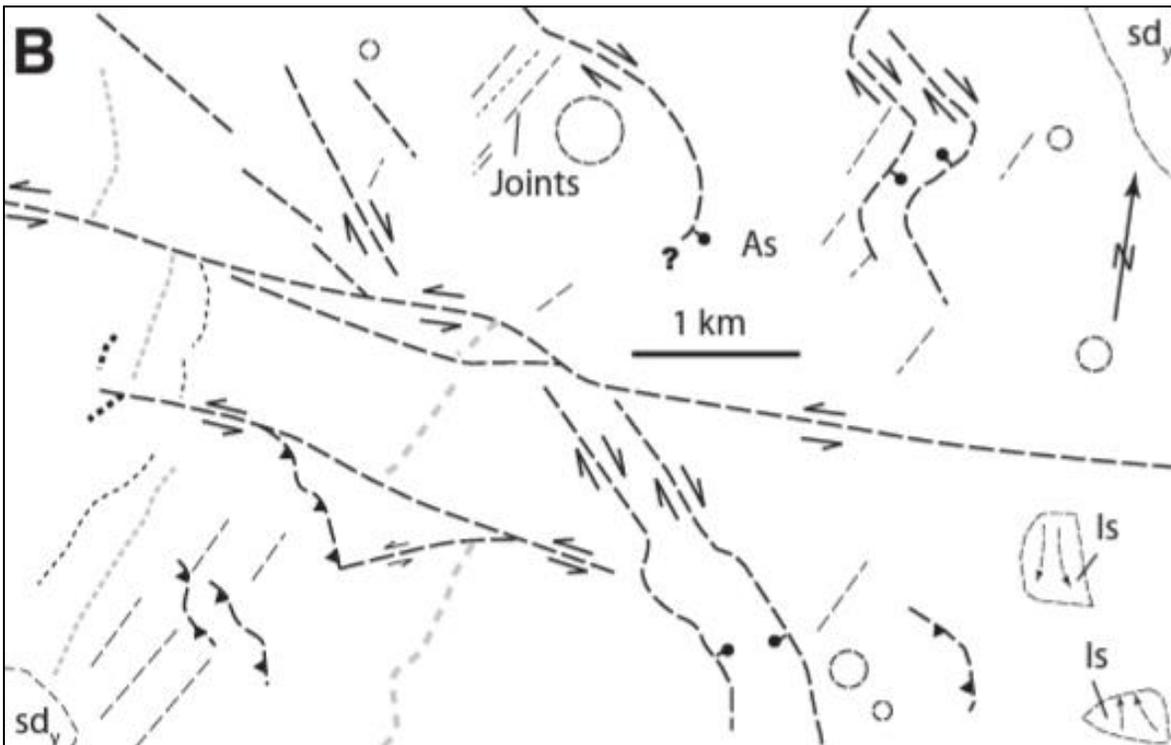
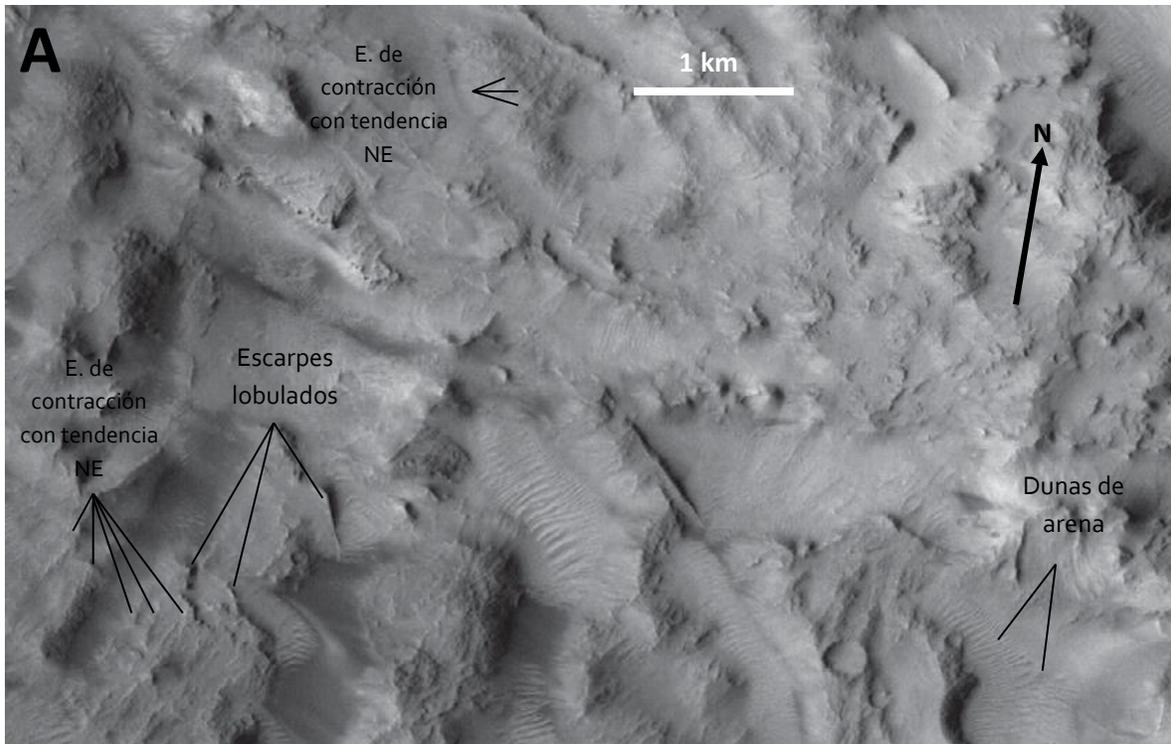


Figura 18. (A) Imagen CTX sin interpretación estructural de los rasgos geológicos observados en la zona estudiada. (B) Mapa geológico obtenido a partir de la interpretación de las estructuras observadas en la imagen (A). Modificada de Yin (2012).

Las fallas de deslizamiento lateral derecho muestran un patrón de acomodamiento en escalón, el cual efectivamente suele relacionarse con la iniciación de zonas de fallamiento lateral (Figuras 18 y 19G). Específicamente, las fallas de deslizamiento lateral derecho que se encuentran a lo largo del margen norte del sub-transecto norte presentan un espaciamiento casi regular de entre 3.5 y 4 kilómetros. Según Yin (2012), este arreglo estructural es similar al patrón de fallas laterales en forma de “estantería de libros” (*bookshelf*) que ha sido observado en zonas amplias de cizalla en la Tierra y por lo tanto puede considerarse como indicador de que las fallas laterales derechas con *strike* NW pudieron haber sido generadas por cizalla izquierda con tendencia hacia el este. Alternativamente se ha propuesto que estas fallas pudieron haber sido generadas como cizallas de Riedel en una zona amplia de cizalla derecha con tendencia hacia el este, sin embargo, además de que se han reconocido algunas inconsistencias estructurales, esta interpretación contradice la observación de que las fallas laterales izquierdas estuvieron activas al mismo tiempo que las fallas laterales derechas.

Asimismo, en esta zona se identificaron pliegues antiformes y sinformes con *tendencias* W-NW. Algunos de estos pliegues han sido desplazados o cortados por fallas laterales izquierdas (Figura 19I).

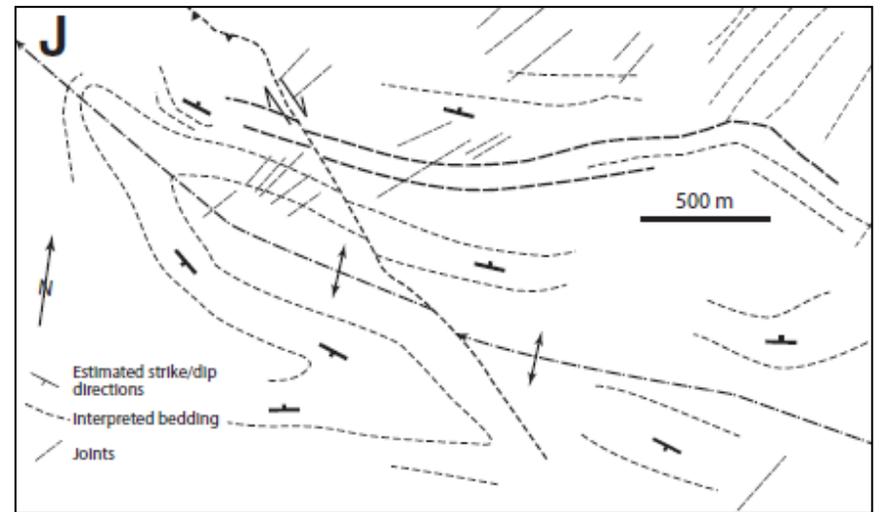
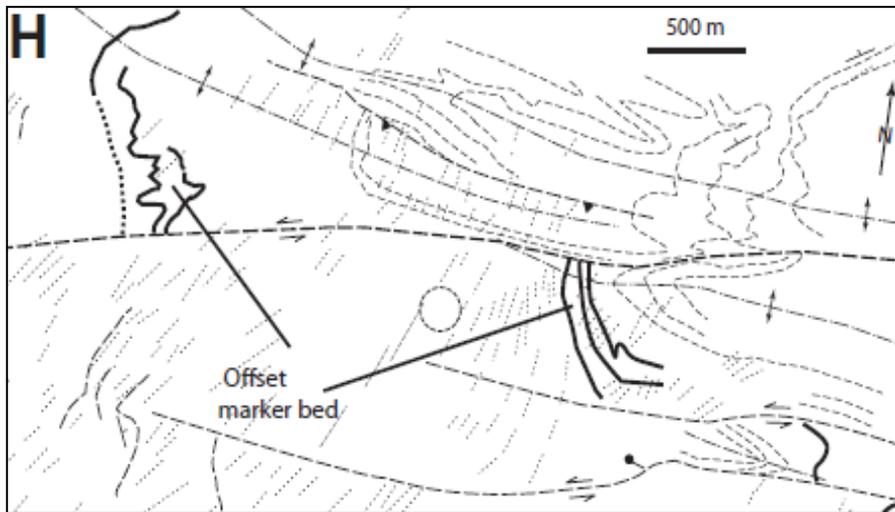
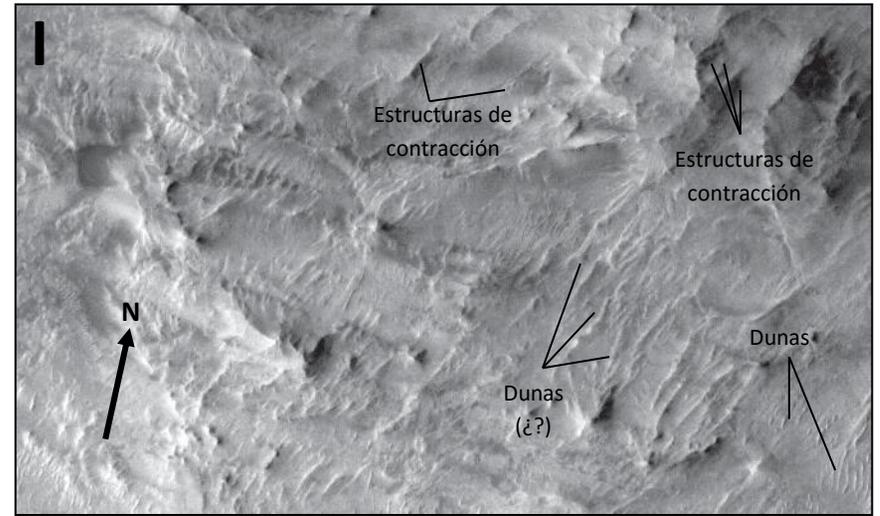
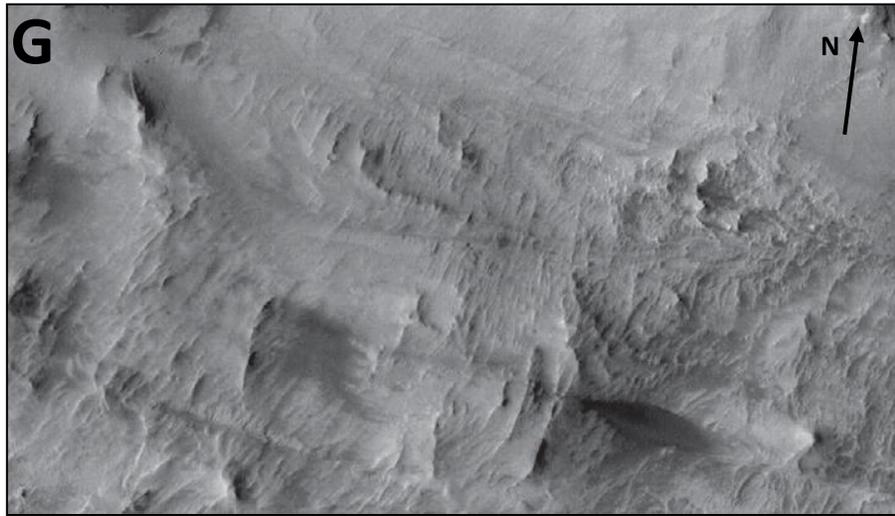


Figura 19. (G) Imagen CTX sin interpretación estructural de los rasgos geológicos observados en la zona abarcada por la imagen; (H) Mapa geológico obtenido a partir de la interpretación de las estructuras observadas en la imagen (G) en donde se muestran las relaciones que existen entre una falla de deslizamiento izquierdo y una serie de pliegues oblicuos; (I) Imagen CTX sin interpretación estructural de los rasgos geológicos observados en la zona que abarca la imagen; (J) Mapa geológico obtenido a partir de la interpretación de las estructuras observadas en la imagen (I) en donde se muestra la relación que existe entre una falla de deslizamiento lateral derecho y un pliegue. Modificada de Yin (2012).

4.2.1.2. Sub-transecto Sur

A partir de las relaciones que se han encontrado entre las distintas unidades geológicas identificadas en este sub-transecto, Yin (2012) sugirió la siguiente secuencia de eventos geológicos ocurridos en esta parte del Ius Chasma:

1. Deposición de estratos sin plegamiento
2. Plegamiento
3. Deposición de estratos encima de los estratos plegados
4. Emplazamiento de capas o estratos delgados compuestos por materiales de deslizamiento

Como resultado, a partir de la sucesión de eventos propuesta se hizo la consideración de que los estratos que se encuentran debajo de las capas delgadas de depósitos de deslizamiento fueron protegidos de la erosión y que la morfología de dichas capas de depósitos claramente refleja la forma de los estratos subyacentes.

Los pliegues de primer orden (es decir, los pliegues de mayor tamaño) que se encuentran en la parte occidental de esta zona muestran una *tendencia* dominante NW y son oblicuos a la orientación de las paredes de las depresiones (Figuras 20A y 20B). Particularmente, en la parte occidental del área cartografiada se identificó una unidad geológica constituida por estratos *segmentados* que se encuentra intercalada con una secuencia bien estratificada pero significativamente plegada (Figura 21). Según Yin (2012), esta relación sugiere que la deformación que causó la fragmentación de los estratos ocurrió al mismo tiempo que la deposición de la secuencia plegada. En la Figura 21 se puede observar que el complejo de pliegues con tendencia NW y la unidad de estratos *segmentados* se encuentran desplazados por una falla lateral izquierda con *rumbo* este.

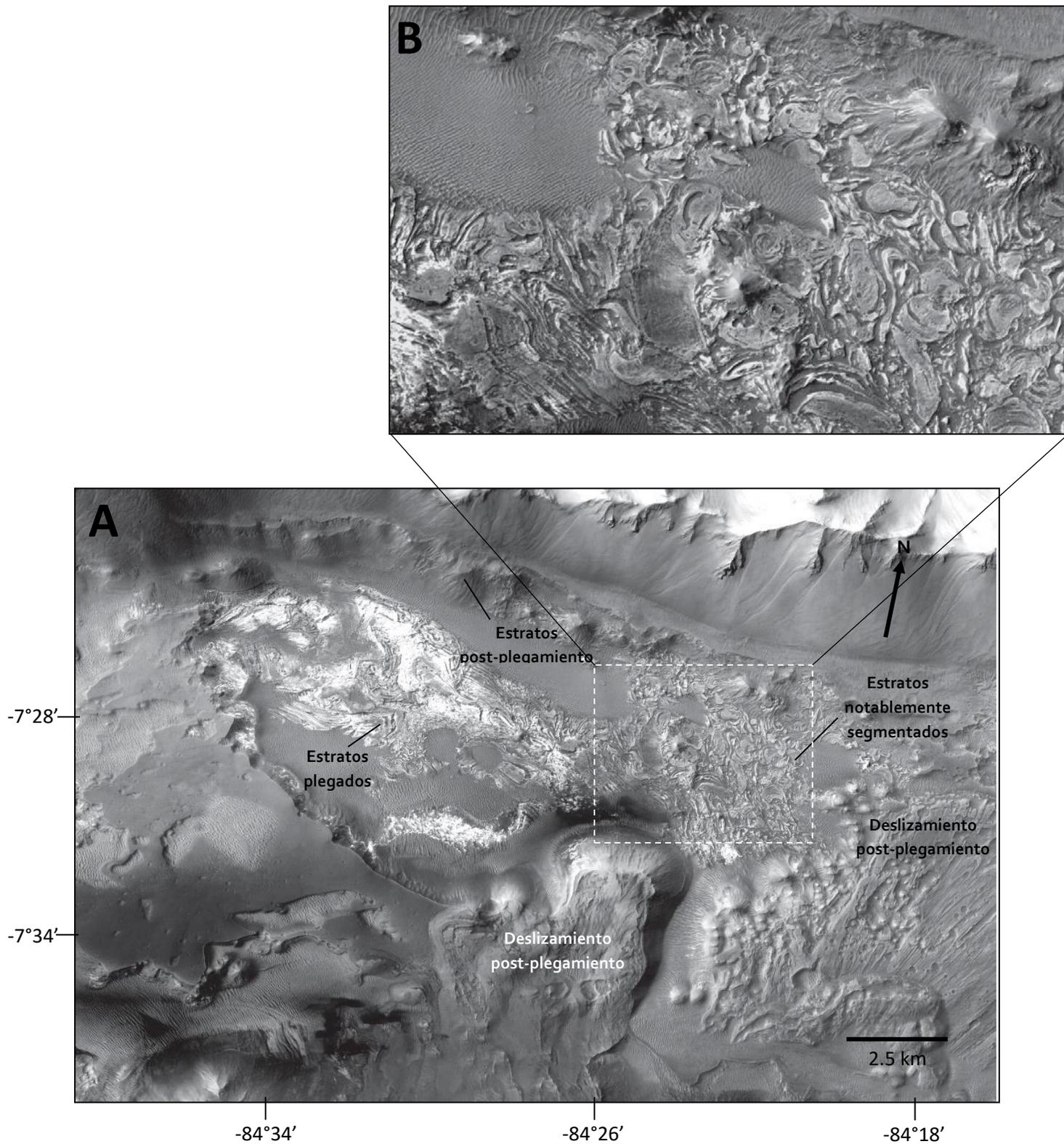


Figura 20. (A) Imagen CTX sin interpretación estructural de los rasgos geológicos identificados en un segmento de la parte occidental del sub-transecto sur del Ius Chasma; (B) Acercamiento de la sección marcada en la imagen (A).
 Modificada de Yin (2012).

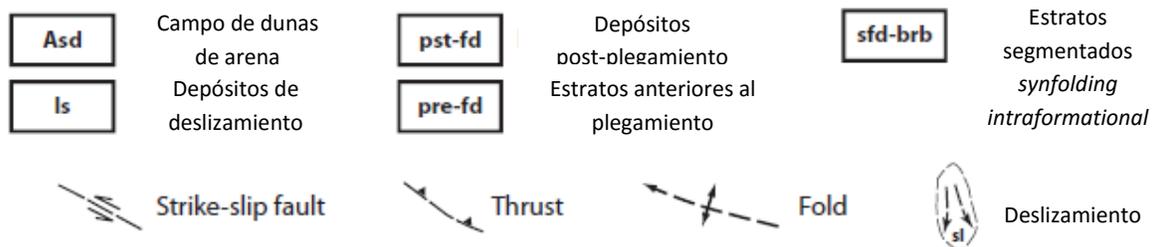
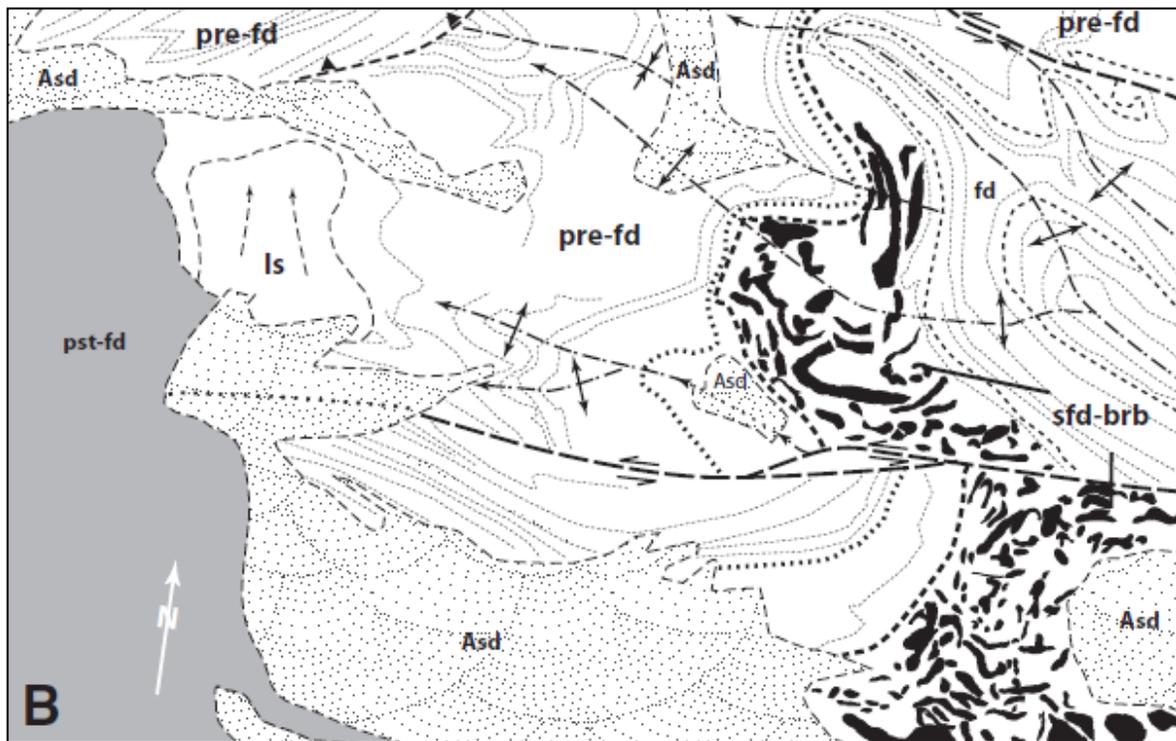
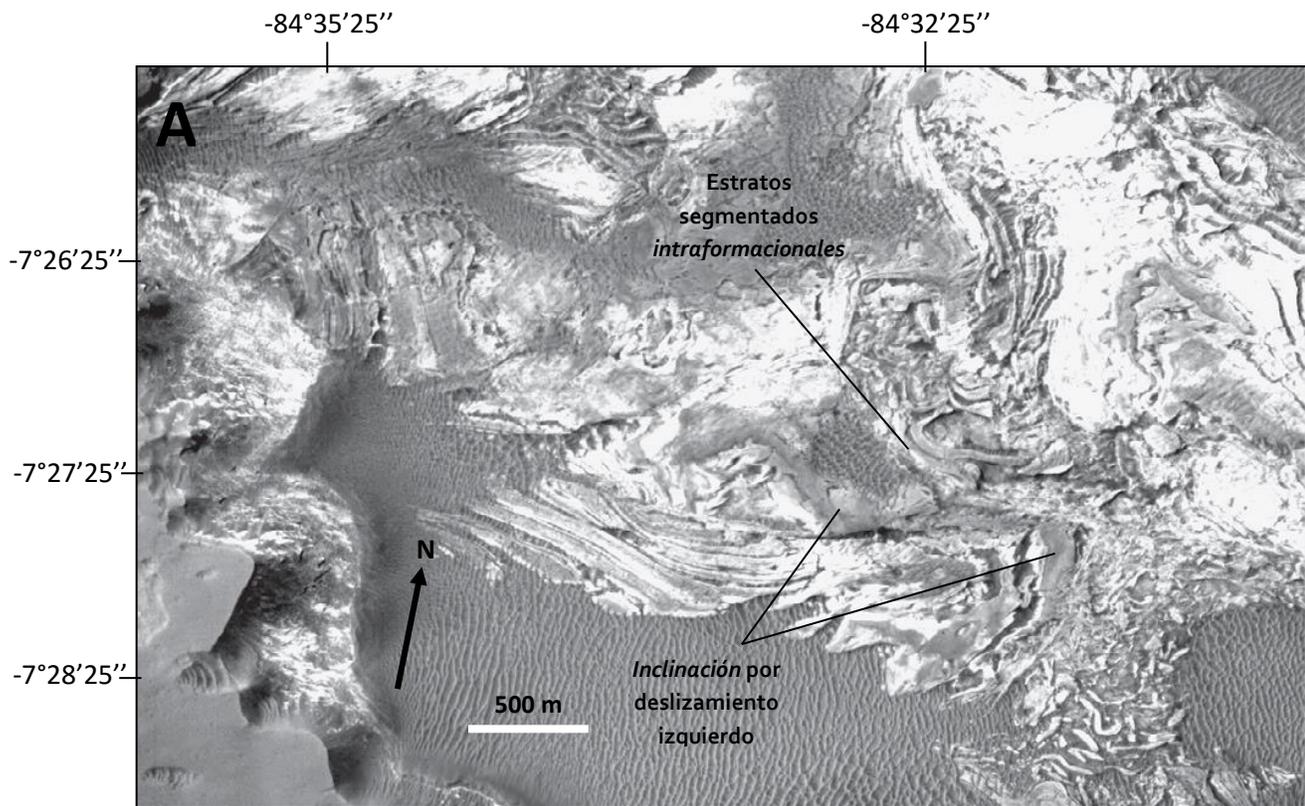


Figura 121. (A) Imagen CTX sin interpretación estructural de los rasgos geológicos identificados en un segmento de la parte occidental del sub-transecto sur del Ius Chasma; (B) Mapa geológico basado en la interpretación de las estructuras observadas en la imagen (A) en donde se puede observar que el lado corto del pliegue y una unidad de estratos segmentados *intraformacionales* se encuentran desplazados por una falla de deslizamiento lateral izquierdo. Modificada de Yin (2012).

Es importante señalar que, según Yin (2012), aunque intuitivamente el plegamiento identificado en la depresión sur del Lus Chasma podría relacionarse con el emplazamiento de grandes deslizamientos, el análisis estructural ayuda a concluir que la temporalidad es incompatible pues “el emplazamiento de los deslizamientos claramente es posterior al plegamiento de los estratos”, además de que “la hipótesis de que los deslizamientos fueron el principal mecanismo que pudo haber desarrollado el plegamiento observado también enfrenta la dificultad de que no explica la tendencia uniforme hacia el NW observada en todos los pliegues de primer orden, sobre todo porque las direcciones de emplazamiento de los deslizamientos son altamente variables en todo el Valles Marineris” (Yin, 2012).

Yin (2012) elaboró un mapa geológico detallado de la parte sur del sub-transecto Sur del Lus Chasma, específicamente de la zona en donde la unidad geológica laminada identificada en esta parte del valle se une con la unidad geológica de estratos *segmentados*. Los rasgos geológicos más notables en dicho mapa son una serie de estructuras que fueron interpretadas como pliegues que presentan una *tendencia* dominante NW pero que se desvían notablemente en el sur del mapa adquiriendo una nueva orientación con dirección E-W (Figura 22). En la Figura 22 se puede observar que uno de los estratos plegados se encuentra desplazado por una falla lateral izquierda. Asimismo, se observó que la tendencia u orientación de los pliegues cambia progresivamente de E a NW, “exhibiendo un patrón oroclinal indicativo de cizalla lateral izquierda” (Yin, 2012).

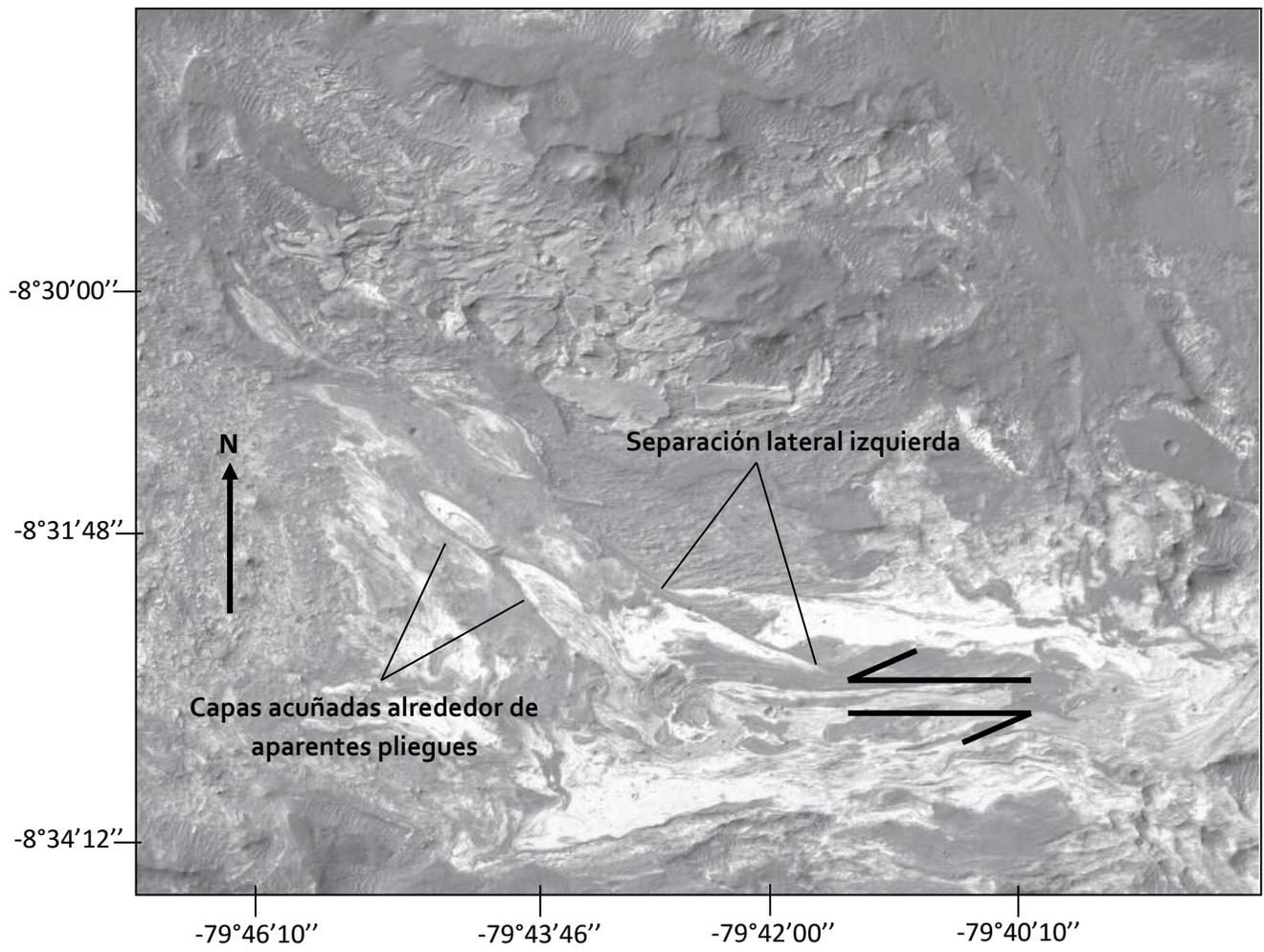


Figura 22. Imagen CTX con los rasgos geológicos identificados en la zona sur de depresiones del Ius Chasma. Modificada de Yin (2012).

4.2.2. Análisis estructural del Coprates Chasma

Del mismo modo que el Ius Chasma, el Coprates Chasma también fue dividido en dos subsistemas (uno norte y uno sur) para su estudio. El análisis estructural realizado por Yin (2012) en el Coprates Chasma sólo se centra en las estructuras expuestas en el subsistema norte debido a que el subsistema sur (que es mucho más angosto y menos continuo que el Ius Chasma y que se encuentra relleno por sedimentos y deslizamientos recientes) *desaparece* antes de conectarse con el Capri Chasma.

Se encontró que en la parte occidental del área estudiada, los estratos de la unidad geológica de depósitos de relleno de valle laminados (que se caracterizan por ser bastante resistentes al intemperismo) se encuentran plegados. Estos pliegues presentan geometrías asimétricas con su lado largo paralelo a la dirección de las paredes del valle (Figura 23). El lado corto de los pliegues se encuentra truncado por una estructura marcada y lineal que fue interpretada como una falla de desplazamiento lateral izquierdo con orientación casi vertical y que posiblemente también tiene un componente menor de movimiento normal. Yin (2012) llegó a la conclusión de que la interpretación de desplazamiento lateral izquierdo es consistente con la geometría de los pliegues que se encuentran cortados por esta falla.

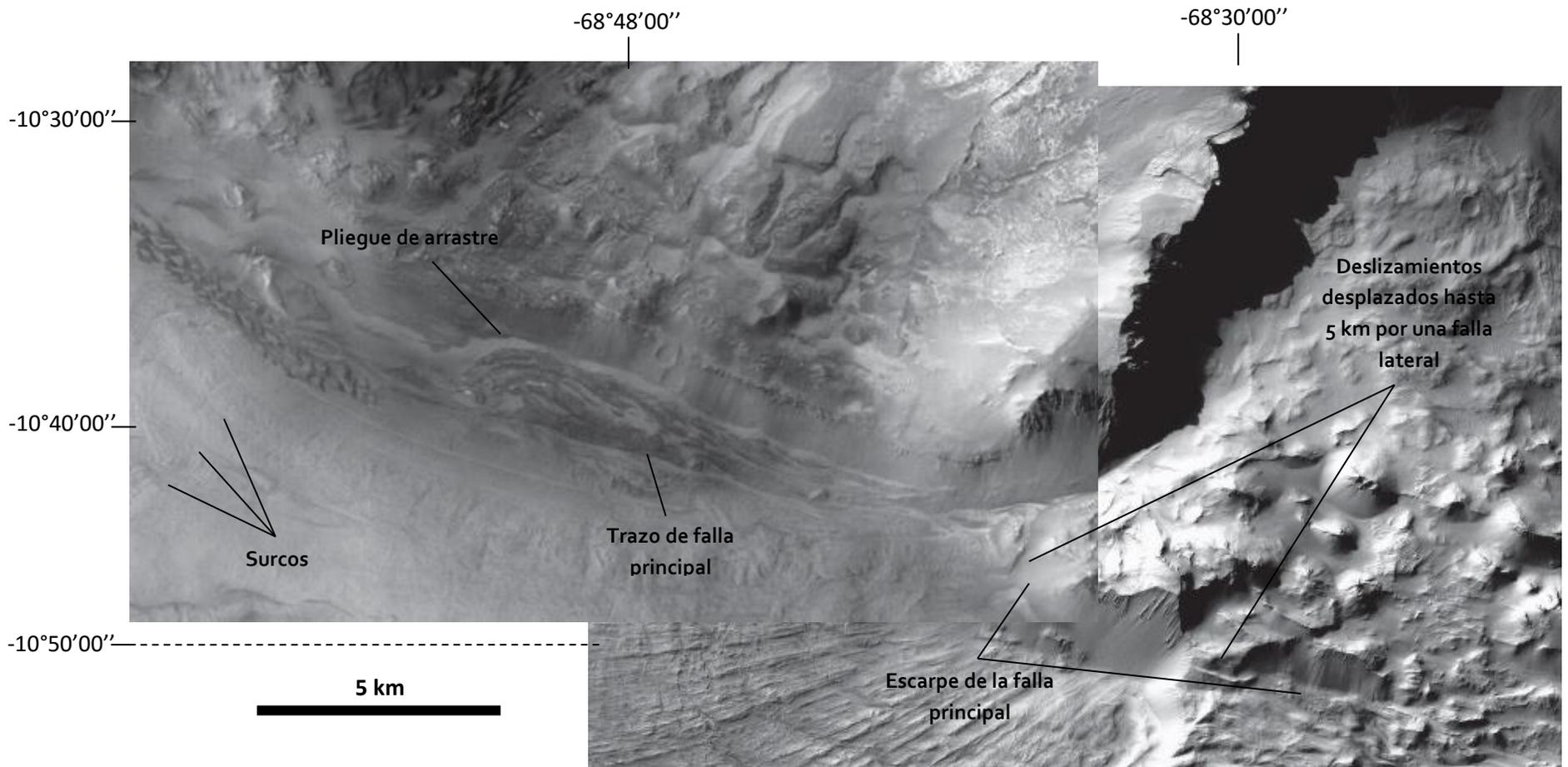


Figura 23. Mosaico de impágenes CTX con algunos de los rasgos geológicos más importantes identificados en la parte occidental norte del Coprates Chasma. Se observa que el pliegue de arrastre se encuentra cortado por el mismo escarpe de falla que corta y desplaza un deslizamiento con litología masiva. La distancia desplazada medida en el margen occidental de dicho desplazamiento es de entre 3 y 6 kilómetros. Modificada de Yin (2012).

La parte central del subsistema norte del Coprates Chasma se caracteriza por ser notablemente liso y uniforme en comparación con las demás áreas estudiadas por Yin (2012), sin embargo, durante el análisis minucioso de las imágenes fue posible identificar numerosas estructuras pequeñas como escarpes *lobulados* con tendencias W-NW y NW (que fueron interpretados como indicadores de fallas inversas) y fracturas con tendencias NE que generalmente son cortas (con extensiones de 2 a 4 kilómetros) y discontinuas y que no parecen desplazar lateralmente estructuras precedentes. Estas observaciones sugieren que las fracturas pueden ser interpretadas como fallas normales o como fracturas extensionales, lo cual, según Yin (2012) es consistente con su orientación perpendicular con respecto a los escarpes *lobulados* con tendencias NW.

Asimismo, en la parte central se encontraron fracturas con tendencias E y E-NE que al parecer actúan como estructuras de *unión (linking)* entre los escarpes *lobulados* o como pequeñas cuencas extensionales de *pull-apart* (Figura 24).

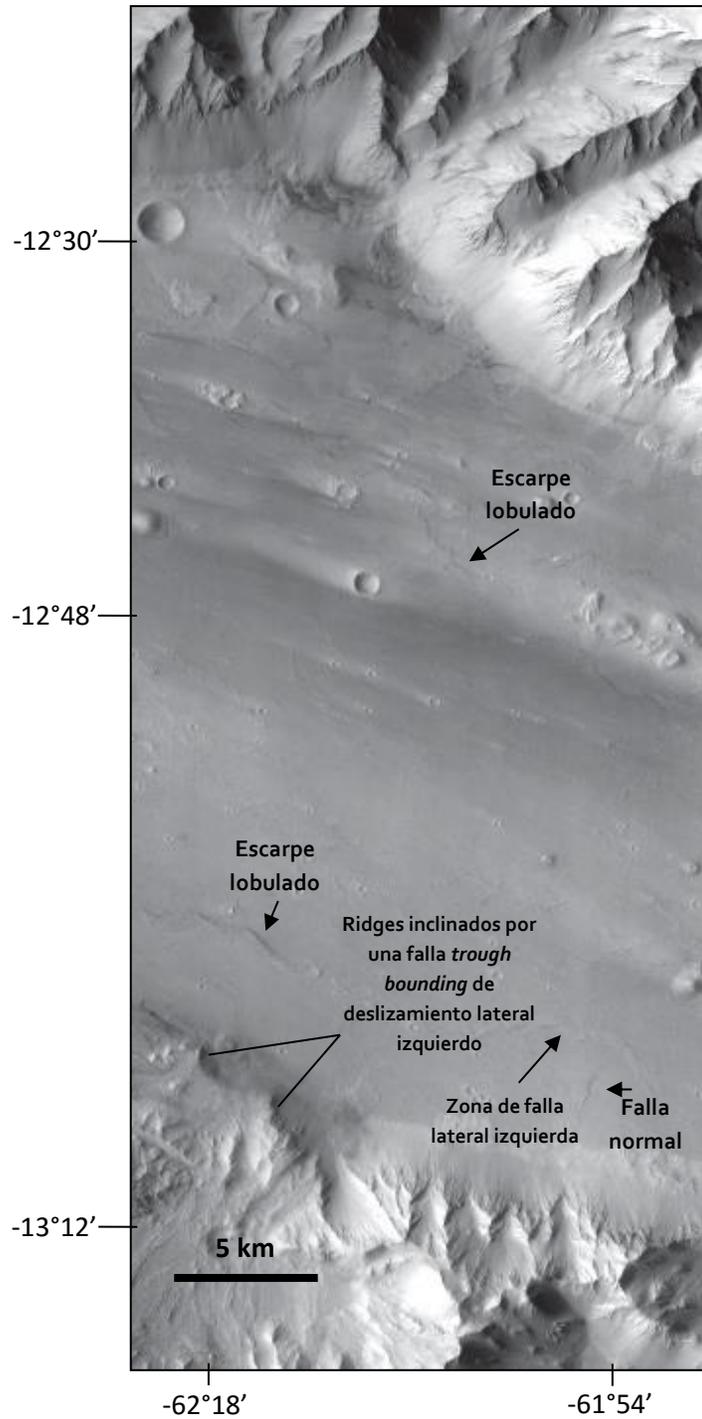


Figura 24. Imagen CTX que muestra los rasgos y estructuras geológicas identificadas en el piso del Coprates Chasma. Modificada de Yin (2012).

En el lado sur del área central de este subsistema del Coprates Chasma, se identificó una falla lateral izquierda con dirección W-NW que causó el desplazamiento de algunos estratos por 2 o 3 kilómetros.

Yin (2012) concluyó que la asociación estructural encontrada en esta zona, es decir, la presencia de estructuras de contracción con tendencia hacia el NW y fallas *normales* con tendencia hacia el NE, es indicativa de una zona de cizalla izquierda distribuida de manera paralela al valle.

Por otro lado, en la parte norte del área estudiada del Coprates Chasma se aprecia un cambio de orientación general de las depresiones pues éstas se *doblan hacia la derecha (right step bend)*. En el piso de esta zona se identificaron algunos afloramientos de secuencias estratificadas que muestran plegamiento con *tendencia* NW y también se observaron estructuras interpretadas como escarpes *lobulados* que muestran un patrón en escalón indicativo de cizalla izquierda. Las estructuras dominantes identificadas en las paredes de esta parte del valle son pliegues y *cabalgaduras* y además se observó que algunas unidades y estructuras geológicas identificadas parecen estar truncadas por una falla de deslizamiento lateral. Yin (2012) argumentó que “solamente fallamiento lateral izquierdo a lo largo de toda la zona en donde las depresiones del Coprates Chasma se *doblan hacia la derecha* podría haber producido deformación por contracción” y por lo tanto, el desplazamiento a lo largo de la falla lateral inferida también tendría que haber sido en sentido izquierdo. Por último, a partir del análisis de la morfología de algunos deslizamientos, se estimó que el movimiento a lo largo de esta falla pudo haber sido mayor a 4.8 kilómetros.

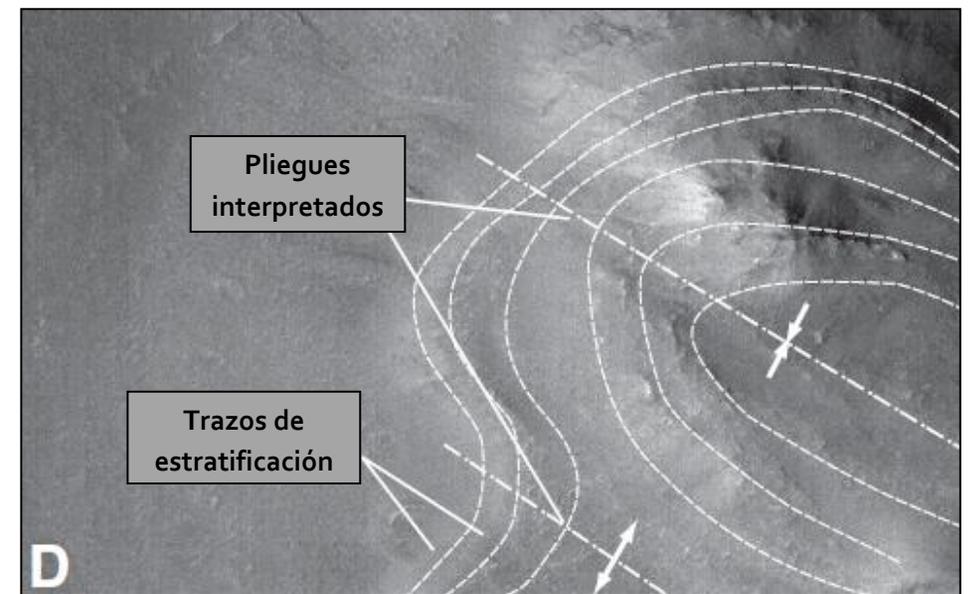
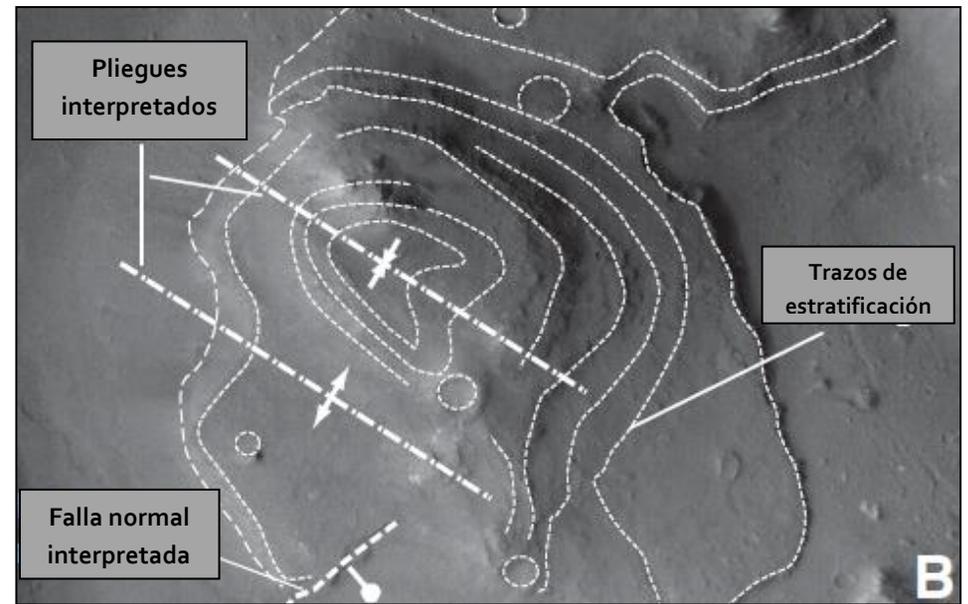
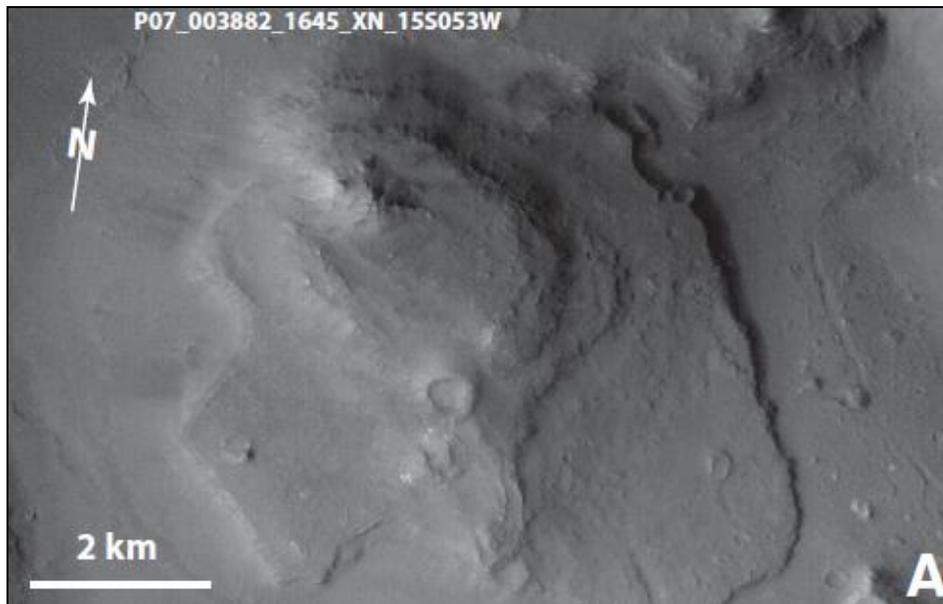


Figura 25. (A) Imagen CTX que muestra algunos rasgos geológicos identificados en el extremo oriental norte del Coprates Chasma; (B) Mapa geológico basado en una interpretación de la imagen CTX mostrada en (A). (C) Acercamiento sin interpretación estructural de la imagen CTX mostrada en (A); (D) Interpretación geológica basada en la imagen mostrada en (C). Modificada de Yin (2012).

4.2.3. Análisis de las estructuras observados en los márgenes y alrededor del Valles Marineris

Para entender el origen y la evolución del sistema de cañones Valles Marineris no solamente basta con realizar cartografía y analizar imágenes de zonas que se encuentran dentro de las depresiones sino que también es necesario caracterizar la geología de los alrededores del sistema.

De manera particular, gracias al análisis de imágenes obtenidas con el THEMIS (Figuras 26 y 27), se identificaron estructuras que fueron interpretadas como fallas normales, *inversas* y de deslizamiento lateral izquierdo al norte del Coprates Chasma. Según Yin (2012), todas estas estructuras inferidas podrían estar presentes dentro de una zona de cizalla izquierda la cual debería de estar distribuida de manera paralela al Valles Marineris. La tendencia de las fallas laterales izquierdas es ligeramente oblicua con un ángulo de entre 10° y 15° con respecto a la *tendencia* W-NW del Coprates Chasma y se determinó que los desplazamientos laterales a lo largo de dichas fallas podrían haber sido desde 600 metros hasta 2,000 metros. Asimismo se identificaron unos canales de desagüe que aparentemente fueron desviados (*deflected*) hacia la izquierda por una falla de deslizamiento lateral. Se determinó que este patrón de desviación observado en algunos canales implicaría al menos 11 kilómetros de movimiento lateral izquierdo después de la iniciación del sistema de drenaje afectado (Figura 27B). Así, Yin (2012) concluye que son varias las observaciones que en su conjunto “sugieren la ocurrencia de tectónica lateral transtensional izquierda”, por lo menos, a lo largo del margen norte del Coprates Chasma.

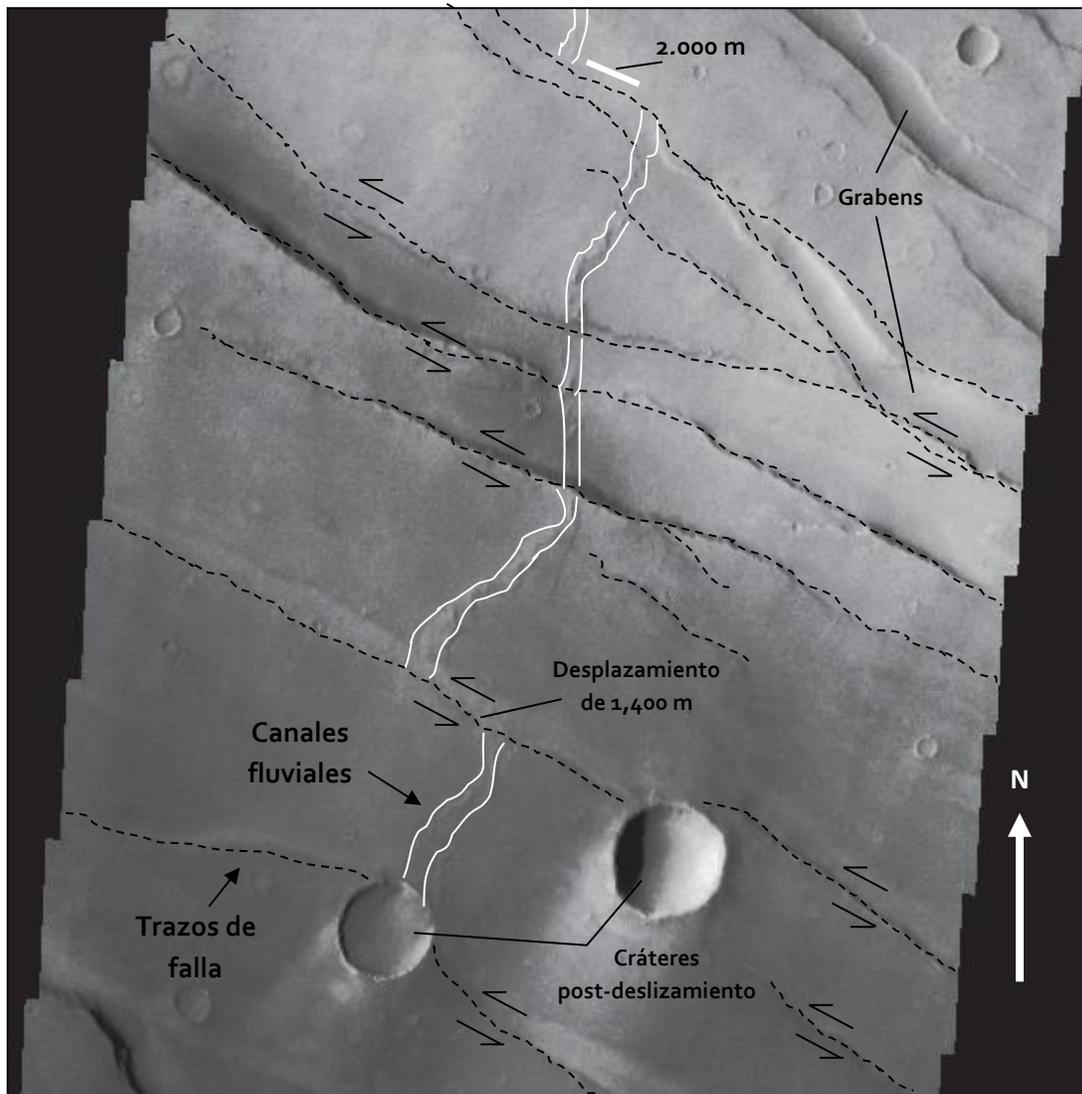


Figura 26. Mapa con la interpretación geológica de las estructuras observadas en la imagen THEMIS V09827002 perteneciente a una sección de la región norte del Coprates Chasma, en donde se muestra la presencia de una serie de fallas de deslizamiento lateral izquierdo que tienen una tendencia paralela a la orientación del sistema Valles Marineris. Modificada de Yin (2012).

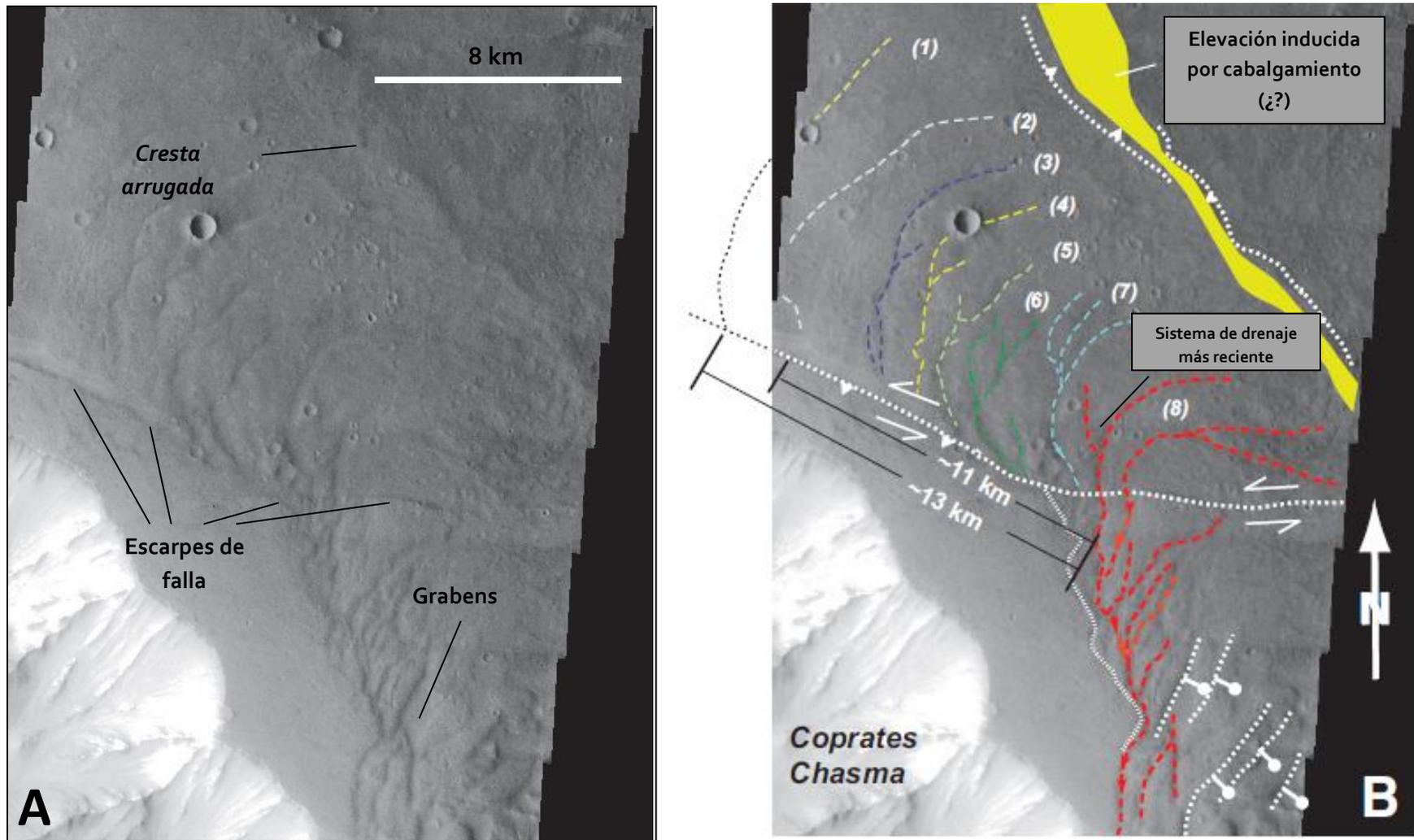


Figura 27. Imagen THEMIS sin interpretación estructural de los rasgos geológicos observados perteneciente a una sección de la parte norte del Coprates Chasma. (B) Mapa geológico interpretado basado en la imagen mostrada en (A). La falla interpretada se encuentra expresada por escarpes lineales. Es posible observar la desviación de un drenaje que fluía hacia el sur a lo largo de la falla lateral izquierda inferida. Modificada de Yin (2012).

Es importante señalar que, según el trabajo de Yin (2012), la última actividad de drenaje dentro del Valles Marineris ocurrió en el Hesperiano Tardío, por lo tanto, el fallamiento lateral izquierdo debió de estar activo cerca de ese periodo: “Dado que el fallamiento *corta* los drenajes, el desplazamiento pudo haber ocurrido después del Hesperiano Tardío” (Yin, 2012).

Yin (2012) reconoce que, de manera general, los resultados de su estudio son consistentes con los de investigaciones previas en las que se concluyó que las zonas de depresiones de todo el sistema Valles Marineris se encuentran *unidas o enlazadas* por fallas mayores que forman escarpes y que tienen componentes significativos de movimiento normal, sin embargo, las evidencias de desplazamientos laterales tan importantes y los resultados obtenidos a partir de la estimación de movimiento lateral en la “zona de falla” de los valles lus, Melas y Coprates fueron totalmente inesperados. A continuación se presenta una síntesis de los principales resultados y conclusiones obtenidas a partir del estudio estructural del Valles Marineris realizado por Yin (2012):

1. Las zonas comprendidas dentro de las depresiones y los márgenes de los lus y Coprates Chasmata han experimentado deformación por deslizamiento lateral izquierdo con una tendencia paralela a la orientación del valle y por regímenes de extensión con tendencia perpendicular a la orientación de todo el sistema. Esta conclusión fue obtenida a partir del análisis y de la interpretación de estructuras geológicas como:
 - a. Fallas *trough-bounding* de deslizamiento lateral izquierdo
 - b. Fallas normales
 - c. Estructuras contraccionales con tendencia NW como plegamientos y *cabalgaduras (thrusts)*
 - d. Estructuras menores de deslizamiento lateral izquierdo con tendencia NW presentes a lo largo de los márgenes del valle o dentro de las zonas de las depresiones

e. Estructuras extensionales con tendencia NE (fracturas)

2. Dentro del Melas Chasma no se identificaron escarpes tan largos o lineales como los observados en los otros dos valles estudiados debido a la presencia de una cobertura extensa de dunas de arena y deslizamientos recientes, sin embargo, un primer trabajo de reconocimiento realizado por An Yin indica que “los pisos de las depresiones del Melas Chasma también exponen pliegues con tendencia NW, lo cual es compatible con la cizalla lateral izquierda con orientación paralela al valle observada en los Ius y Coprates Chasmata” (Yin, 2012).
3. Las relaciones de corteo identificadas en algunas estructuras de deslizamiento lateral izquierdo indican que el desarrollo de éstas ocurrió hace menos de 700 Ma; de hecho, algunas de las estructuras de deslizamiento izquierdo afectan unidades con edades menores a 200 Ma, lo cual sugiere que la deformación por movimientos laterales izquierdos ocurrió recientemente en el Valles Marineris. Asimismo, se concluyó que el régimen de tectonismo complejo dentro del Valles Marineris pudo haber existido desde el Noachiano.
4. Las fallas *trough-bounding* podrían seguir activas, por lo menos a escala local.
5. El desplazamiento a lo largo de fallas laterales izquierdas individuales varía desde unos pocos metros hasta casi 13 kilómetros.
6. La presencia de estructuras *sintectónicas* e *intraformacionales* en sedimentos *suaves* que conforman estratos del Amazoniano **superior**, el desarrollo conjunto de fallamiento lateral izquierdo transtensional y la *desviación o deflexión* de algunos canales de desagüe por fallas laterales, sugiere la presencia de agua superficial durante la formación tectónica de la parte dur del sistema Valles Marineris.
7. El desplazamiento total estimado a lo largo de la zona de falla comprendida entre los valles Ius, Melas y Coprates es de entre 150 ± 30 kilómetros y 160 ± 50 kilómetros. Dichas estimaciones están basadas en el análisis estructural de:

- a. El truncamiento de Thaumasia, la cual es una estructura ideal para medir el movimiento lateral izquierdo de la “zona de falla” Lus-Melas-Coprates ya que se encuentra truncada por una posible falla de movimiento lateral que pudo haber provocado un movimiento de aproximadamente 160 kilómetros.
- b. Una estructura que ha sido interpretada como un plutón que se localiza en la intersección entre los Coprates y Capri Chasmata y que aparentemente se encuentra *truncada o cortada* por una falla de desplazamiento lateral izquierdo que se extiende por todo el Coprates Chasma. Se determinó que el movimiento a lo largo de dicha falla pudo haber sido de aproximadamente 150 kilómetros.
- c. Una cuenca circular inferida localizada en la parte central del sistema Valles Marineris en el Melas Chasma. Yin (2012) propone que la cuenca de Melas tuvo una geometría completamente circular en algún momento de la historia del Valles Marineris, sin embargo, la parte norte de dicha cuenca inferida se encuentra *desaparecida*. Un desplazamiento lateral izquierdo de aproximadamente 150 kilómetros a lo largo de la falla que pasa por los Lus y Coprates Chasmata explicaría la *ausencia* de la parte norte de la cuenca circular inferida de Melas (Figura 28). Según Yin (2012) esta suposición coincide con las estimaciones de desplazamiento lateral obtenidas a partir del análisis estructural del plutón y del *cinturón de cabalgaduras* de Thaumasia.

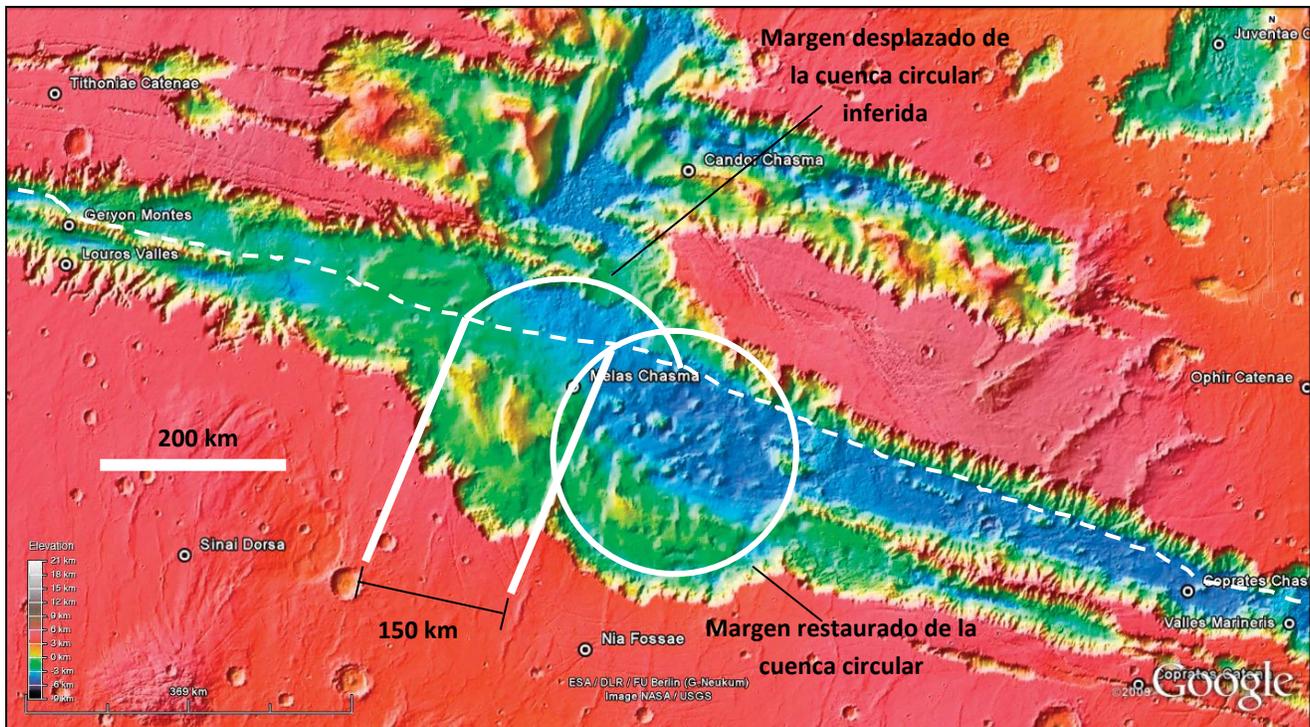


Figura 28. Mapa topográfico del Melas Chasma obtenido con el MOLA desde Google Mars. El origen de la cuenca semicircular en la parte sur del Melas Chasma podría haber estado relacionado con actividad tectónica causada por magmatismo profundo, como fue propuesto por Dohm et al. (2009), formando una estructura con forma de caldera que posteriormente fue desplazada lateralmente hacia la izquierda por la zona de falla del Valles Marineris (Yin, 2012).

8. Los 150 - 160 kilómetros de desplazamiento lateral izquierdo en la zona de los valles Ius, Melas y Coprates podrían haber sido acomodados por:
 - a. Un régimen de extensión con orientación NW-SE a lo largo de la región del Noctis Labyrinthus y de la Syria Planum (Figura 30) en la parte oeste del sistema,
 - b. Y por un régimen de extensión a lo largo de los Capri y Eos Chasmata en la parte este del Valles Marineris (Figura 11A).

Según Yin (2012), esta interpretación, junto con la historia tectónica previamente conocida, sugiere que la porción oriental de la elevación de Tharsis experimentó por lo menos dos episodios tectónicos mayores en su historia. Dichos episodios son:

- Contracción en dirección E-W durante el Hesperiano Tardío que formó los *crestas arrugadas* presentes en el norte y el este de la elevación de Tharsis.
- Fallamiento lateral izquierdo durante el Amazoniano Tardío que *enlazó/acomodó* la extensión que estaba ocurriendo en ese momento a lo largo de las partes centrales y nororientales de la elevación de Tharsis.

9. La magnitud del movimiento horizontal en la zona de falla de los Ius, Melas y Coprates Chasmata es verdaderamente significativa a escala planetaria: dicha afirmación está basada en los resultados obtenidos a partir del cálculo del cociente *deslizamiento de falla/área del planeta*. Para la zona de falla Ius-Melas-Coprates el valor obtenido es de 3.5 m/km^2 si se asume un deslizamiento total de 150 kilómetros (Figura 28). Comparado con los valores obtenidos para algunas de las fallas laterales más importantes de la Tierra, los 3.5 m/km^2 representan un valor significativamente más grande que los 1.3 m/km^2 obtenidos considerando 105 kilómetros de desplazamiento a lo largo de la falla del Mar Muerto. Asimismo, el valor obtenido para el desplazamiento de la zona de falla del sur del Valles Marineris (es decir, 3.5 m/km^2) es ligeramente mayor que los 3.2 m/km^2 obtenidos para el sur de la falla de San *Andreas* si se considera un desplazamiento total de unos 255 kilómetros a lo largo de esta enorme falla.

10. Los resultados de este estudio favorecen las hipótesis que argumentan que el origen de por lo menos algunas partes del sistema, como los valles de Ius y Coprates, es de carácter meramente tectónico.

Por último, es necesario señalar que Yin (2012) no discute a profundidad los mecanismos que pudieron haber generado una zona de cizalla tan importante como la encontrada dentro del Valles Marineris pero reconoce que “el descubrimiento de una zona de falla de deslizamiento lateral de gran escala (con más de 2,000 kilómetros de largo y con un desplazamiento total mayor a 100 kilómetros) plantea la pregunta de por qué (y cómo)

una estructura como ésta, que es típicamente asociada con tectónica de placas en la Tierra, se desarrolló en un planeta como Marte, en el que se ha considerado que no ocurre actividad tectónica de este tipo desde hace por lo menos 4 Ga”.

4.3. Origen del sistema de cañones Valles Marineris en un contexto tectónico de rift continental

Como ya se mencionó anteriormente, esta sección está basada principalmente en los resultados obtenidos por Mège y Masson (1996). En dicho trabajo se discute con detalle la comparación del sistema Valles Marineris con rifts terrestres y además se hace un intento por hacer un cálculo más preciso de la cantidad de extensión cortical en la zona del sistema de cañones considerando la mayor cantidad de parámetros posibles.

Es importante señalar que desde un principio, Mège y Masson (1996) reconocen que no es correcto considerar que el Valles Marineris es completamente análogo a un rift terrestre debido a que en la Tierra este contexto tectónico es consecuencia de tracción horizontal de placas rígidas, la cual es atribuida principalmente a un régimen de extensión producido por la actividad y la dinámica de una zona de subducción cercana, y hasta ahora no ha sido posible determinar si en algún momento de la historia marciana existió una tectónica de placas similar a la de la Tierra con ocurrencia de zonas de divergencia y subducción. Así, por conveniencia, el trabajo de Mège y Masson (1996) considera que los rifts solamente son sitios de “rompimiento cortical” independientemente de los procesos que pudieron haber estado involucrados en su origen.

4.3.1. Consideraciones importantes

4.3.1.1. Consideraciones sobre el grosor de la corteza

Para poder estudiar la posibilidad de que en el Valles Marineris hayan sucedido procesos análogos a los que ocurren en rifts terrestres, primero es necesario determinar el grosor que pudo haber tenido la litósfera antes de que iniciara el régimen de extensión. Según Mège y Masson (1996), si se consideran como correctos la aproximación que sugiere que

la corteza marciana tiene un espesor actual de 50 kilómetros, los modelos de evolución planetaria, y los modelos de engrosamiento cortical con el paso del tiempo, entonces el grosor promedio actual de la corteza terrestre, es decir, aproximadamente 30 kilómetros, es un buen aproximado para Marte cuando el Valles Marineris comenzó a formarse hace unos dos mil o tres mil millones de años.

4.3.1.2. Tipos de rifts continentales

Según Morley (1989), existen dos tipos principales de rifts continentales:

1. Rifts tipo Lago Tanganika:

Este tipo de rifts se caracteriza por estar delimitado por fallas normales que tienen echados de ángulo alto y que se forman en la corteza superior. Se considera que en este tipo de rifts, la corteza superior y la corteza inferior se deforman por cizalla pura. Es importante considerar que la corteza inferior tiene un carácter un poco más dúctil que el de la superior y, por lo tanto, puede estar conformada por zonas de cizalla simple que se encuentran ampliamente distribuidas y anastomosadas. Este mecanismo perdura hasta que la corteza ha sido estirada varios kilómetros.

2. Rifts tipo Kenia:

Son rifts más evolucionados en los que la cizalla pura, que en un principio deformaba la corteza inferior, disminuye conforme incrementa el estiramiento hasta prácticamente cesar por completo. En este tipo de rifts, es posible que en la zona de cizalla simple de la corteza inferior se desarrolle una falla de ángulo bajo en la que se *conectan* las fallas normales que se formaron primero en la corteza superior (falla lítrica o zona de despegue). Según Morley (1989), una vez que el rift ha alcanzado esta etapa en su evolución, el mecanismo de deformación es capaz de acomodar desde decenas hasta centenas de kilómetros de extensión. Al final, toda la corteza termina siendo deformada por cizalla simple, la cual afecta simultáneamente niveles cada vez más profundos de la litósfera hasta alcanzar la parte más profunda del manto litosférico.

Así, las primeras consideraciones en la que se basan trabajos como los de Mège y Masson (1996) o Schultz (1995) son:

- a) Que el sistema de cañones marciano podría estar delimitado por fallas normales de ángulo alto y que por lo tanto, podría ser comparado con un rift tipo Lago Tanganika, o bien,
- b) Que el Valles Marineris podría estar delimitado por fallas normales de ángulo bajo y ser comparado con un rift tipo Rift de Kenia.

4.3.1.3. Consideraciones sobre la geometría de las fallas normales que delimitan los rifts

Por otro lado, para poder determinar la extensión que ha sufrido la corteza en la zona del Valles Marineris considerando un origen dentro de un contexto tectónico de rift continental, es necesario hacer algunas constricciones sobre la geometría de las fallas normales que delimitan las depresiones del sistema. De manera particular, el modelo desarrollado por Mège y Masson (1996) considera que el Valles Marineris pudo haberse desarrollado a partir del sistema de fracturas radiales que se formó a causa del levantamiento de Tharsis durante el Noachiano y el Hesperiano temprano. Debido a que dichas fracturas parecen presentar un carácter casi vertical, los cálculos de Mège y Masson (1996) consideran que las fallas normales que se formaron en la etapa inicial de desarrollo del sistema Valles Marineris eran de *ángulo alto*.

Establecer un valor de la inclinación o echado inicial de las fallas normales que delimitan el valle es fundamental para obtener una aproximación más real de la cantidad de extensión que ha sufrido la corteza en la zona estudiada. Según Mège y Masson (1996), aunque casi todos los modelos que se utilizan para estudiar la evolución de rifts continentales (y que también han sido utilizados para estudiar algunas estructuras observadas en la superficie de Marte) consideran un echado inicial de falla de 60°, para el caso del Valles Marineris es necesario considerar un rango más amplio de ángulos de inclinación para poder abarcar la

mayor cantidad de consideraciones posibles asumidas por los diferentes modelos existentes de evolución de rifts continentales.

Los modelos de iniciación de fallas normales pueden ser divididos en tres tipos principales:

1. Modelos que consideran echados mayores a 70° .

Estos modelos están basados en estudios realizados en algunas regiones extensionales de la Tierra en las que se ha observado que fallas normales tienden a desarrollarse a partir de fracturas de tensión verticales. Dichas fracturas de tensión se forman primero en la superficie con una longitud pequeña y posteriormente, de manera individual o por coalescencia, crecen en longitud y profundidad por varios cientos de metros.

Asimismo, en este tipo de estudios se ha observado que la linealidad de las fallas incrementa en función de su longitud y que, dentro de una misma región extensional, un gran porcentaje (aproximadamente el 80%) de las fallas normales originadas por este mecanismo, tienen echados de entre 65° y 79° , con promedios que se acercan más a los 70° (Mège y Masson, 1996).

2. Modelos clásicos que consideran echados de 60° .

El caso de fallas con un echado inicial de 60° corresponde a modelos que se basan en la consideración de que estas fallas se formaron recientemente en corteza previamente fracturada (de manera particular, estos modelos sugieren que las fallas se forman por encima de grietas profundas de tensión).

Este valor de echado inicial ha sido considerado en trabajos clásicos como el de Tanaka y Golombek (1989).

3. Modelos que consideran echados menores a 50° (también conocidos como modelos de echados moderados).

Se ha observado que fallas normales con echados iniciales de bajo ángulo pueden originarse a partir de discontinuidades, también de bajo ángulo, presentes en la corteza.

De manera particular, en la Tierra este caso es asociado con reactivación de zonas de cizalla antiguas. Según Mège y Masson (1996), debido a que dicho contexto requiere del movimiento horizontal de bloques a gran escala, este modelo no puede ser directamente aplicado al Valles Marineris (es importante recordar que el trabajo de Mège y Masson (1996) es anterior al de Yin (2012) discutido en el capítulo anterior, y que por lo tanto, el primero no considera la existencia de zonas de cizalla lateral dentro del sistema de cañones).

Por otro lado, algunos estudios han sugerido que las *crestas arrugadas*, las cuales se encuentran presentes en gran parte de la corteza marciana, podrían ser indicadoras de fallamiento de bajo ángulo. Dichas estructuras han sido observadas en las planicies que rodean al Valles Marineris y además se ha determinado que son más antiguas que el sistema de cañones. Así, en un principio podría asumirse que discontinuidades de bajo ángulo podrían haber influido en el desarrollo de las depresiones del sistema, sin embargo, la orientación de las *crestas arrugadas* (que son más bien perpendiculares a los grabens del Valles Marineris) indica que éstas no pudieron haberse reactivado para conformar el sistema de fallas normales que delimitan los valles del sistema de cañones (Mège y Masson, 1996).

Particularmente, para poder incluir las implicaciones de los modelos que consideran fallas con echados iniciales menores a 50° , Mège y Masson (1996) sugieren la posibilidad de generación de fallas de bajo ángulo por la intrusión de un dique. Según estos autores, la intrusión de diques crea un campo local de esfuerzos extensionales que, al ser superpuesto con el campo global de esfuerzos, favorece el desarrollo de fallas normales de bajo ángulo por encima de los diques.

Siendo así, para determinar la extensión que sufrió la corteza en la zona del sistema de cañones, Mège y Masson (1996) consideraron que los echados iniciales de las fallas que delimitan las depresiones del Valles Marineris podrían haber variado desde los 90° (que representan fallas heredadas de fracturas verticales), hasta los 40° (que representan la posibilidad de la iniciación del fallamiento normal contemporáneo a, o influido por,

emplazamiento vertical de diques). El rango de echados iniciales considerado por estos autores también permite estudiar las implicaciones del modelo clásico que supone inclinaciones de falla iniciales de 60°.

4.3.1.4. Consideraciones sobre la evolución de la geometría de las fallas normales

Una vez que se ha definido el rango dentro del cual pudieron haber variado las inclinaciones iniciales de las fallas, es necesario examinar la posibilidad de que éstas hayan rotado durante la evolución del rift, es decir, es necesario determinar si los echados de las fallas permanecieron constantes durante el estiramiento o si más bien disminuyeron con la progresión del régimen de extensión (Mège y Masson, 1996).

De manera general, rotaciones significativas de fallas propician tanto la formación de fallas lítricas grandes como la consecuente formación de fallas de despegue de bajo ángulo. Particularmente en la Tierra, el desarrollo de fallas lítricas y de fallas de despegue parece estar estrechamente relacionado con los siguientes procesos:

- a. Tracción horizontal significativa (que, como ya se mencionó anteriormente, el trabajo de Mège y Masson (1996) considera que es improbable en Marte), y
- b. Flujo de calor: En un área en donde el flujo de calor es débil, la parte de la corteza que tiende a comportarse de manera quebradiza es gruesa. Por el contrario, en un lugar en donde el flujo de calor es alto (como en regiones que están sometidas a regímenes de extensión), la corteza que tiene comportamiento quebradizo suele ser delgada. En cortezas quebradizas gruesas, las fallas normales que delimitan los rifts suelen presentar echados empinados y pueden llegar a *cortar* toda la corteza superior, pero en cortezas quebradizas delgadas, aunque en un principio las fallas normales pueden presentar echados empinados, éstas tienden a *aplanarse* con la profundidad hasta que se conectan en una falla de despegue horizontal (Mège y Masson, 1996).

De manera particular, Schultz (1989) determinó que la profundidad a la que se encontraría la falla de despegue debajo del Coprates Chasma, asumiendo un desplazamiento de ocho kilómetros a lo largo de las fallas normales y un echado de 60°, sería de 90 kilómetros. Este resultado refuta la hipótesis de la existencia de una falla de despegue mayor debajo del Valles Marineris ya que éstas *sólo* ocurren en cortezas adelgazadas.

Así, aunque no se espera que se hayan formado fallas lístricas debajo del sistema de cañones, se considera que el estiramiento horizontal de la corteza necesariamente indujo la rotación de los *bloques de falla*.

Según Mège y Masson (1996), la rotación de los *bloques de falla* es posible tanto en un contexto tectónico de rifting pasivo (que está directamente relacionado con un régimen de tracción horizontal), como en un contexto de rifting activo (el cual involucra estiramiento cortical inducido por fuerzas verticales).

Por otro lado, durante el estudio del caso del rift de Kenia, Morley (1989) determinó que, como respuesta litosférica al adelgazamiento, puede ocurrir un levantamiento del bloque de piso de las fallas normales y que dicho levantamiento produce una disminución importante (de hasta 10°) en el ángulo de inclinación de las fallas. A pesar de esta importante observación, el trabajo de Mège y Masson (1996) no considera este factor para determinar la extensión que ha sufrido la corteza.

Asimismo, para calcular de manera más correcta la extensión que pudo haber sufrido la corteza en el área del Valles Marineris, fue necesario considerar que si las fallas sufrieron rotación, entonces es probable que existiera un ángulo máximo de rotación permitido para cada falla. Esta suposición está basada en las observaciones realizadas en diferentes casos de estiramiento de la corteza superior terrestre que indican que, después de cierto grado de extensión (y de la consecuente rotación de los *bloques de falla*), las fallas tienden a *bloquearse*. Cuando esto ocurre, se genera una falla nueva *a partir de la cual se continúa* la extensión tectónica.

4.3.1.5. Consideraciones sobre la reología de la litósfera que se encuentra debajo del Valles Marineirs

El consenso general entre los trabajos que han estudiado la posibilidad de que el Valles Marineris se haya desarrollado bajo un contexto tectónico de rift continental, incluido el de Mège y Masson (1996), es que es válido considerar que la litósfera del sistema de cañones tiene la misma estructura que la que se encuentra debajo de los rifts continentales terrestres.

Para el caso de estructuras estudiadas en la Tierra, se han definido tres modelos generales de extensión continental:

- a. Modelos de rifts angostos
- b. Modelos de rifts amplios
- c. Modelos de *core complexes*

Las diferencias principales entre los tres modelos están determinadas por el estado *térmico* inicial y el grosor original de la corteza.

Trabajos anteriores al de Mège y Masson (1996) han concluido que el modelo de *core complexes* puede ser excluido para entender el desarrollo del Valles Marineris dentro de un contexto tectónico de rift continental, pero que tanto los modelos de rifts angostos como los modelos de rifts anchos pueden ser utilizados para explicar el origen del sistema de cañones.

Los rifts angostos se desarrollan bajo un régimen de extensión continental que se encuentra concentrada en un área pequeña de la corteza y el manto superior. Por el contrario, los rifts anchos se originan por una extensión uniforme de la corteza y el manto superior en un área que es mayor al grosor de la litósfera.

De manera particular, la estructura litosférica de los rifts amplios, desde la parte superior hasta la inferior, está constituida por una corteza superficial de comportamiento *frágil*,

una corteza inferior gruesa de comportamiento dúctil, una capa de manto de comportamiento relativamente frágil y una capa de manto de comportamiento dúctil.

La estructura litosférica debajo de rifts angostos es prácticamente la misma que la de los rifts amplios pero, debido a que el flujo de calor es menor, se esperaría un comportamiento general más frágil y menos dúctil, además de que la corteza superior tendería a ser más gruesa y la inferior más delgada (Mège y Masson, 1996).

Mège y Masson (1996) asumen que la región central del Valles Marineris puede ser considerada como un rift amplio y que las partes más exteriores del sistema de cañones pueden ser consideradas como segmentos de rifts amplios que no se desarrollaron completamente.

4.3.2. Mecanismos de formación del Valles Marineris sugeridos por Mège y Masson (1996)

En principio, según las consideraciones asumidas por trabajos como los de Schultz (1995) y Mège y Masson (1996), la formación del sistema Valles Marineris pudo haber sido inducida tanto por rifting dinámico como por rifting pasivo, sin embargo, debido a que un régimen de extensión horizontal simple, controlado por esfuerzos producidos solamente en el área del Valles Marineris, necesariamente implica tracción horizontal de bloques y acortamiento subsecuente paralelo a las depresiones, evidente en las planicies circundantes, el escenario de un origen del sistema de cañones debido a un régimen de rifting pasivo debe ser descartado (Mège y Masson, 1996).

Por otro lado, el régimen de rifting dinámico resulta más consistente con la mayoría de las variaciones de estiramiento observadas a lo largo del sistema de cañones, sobre todo con la tendencia de incremento del estiramiento de la litósfera desde los extremos hacia el centro del Valles Marineris (los resultados obtenidos de la determinación de la cantidad de estiramiento que ha sufrido la litósfera en el área del Valles Marineris son discutidos a mayor detalle en el apartado 4.3.3.). Asimismo, este régimen tectónico es cualitativamente consistente con la localización del sistema de cañones encima de un

levantamiento topográfico secundario que tiene 9 kilómetros de elevación y que se traslapa con el levantamiento principal de Tharsis (el cual tiene una altura de 11 kilómetros) (Mège y Masson, 1996). El papel que pudo haber jugado el levantamiento del abombamiento de Tharsis en el origen de las depresiones que conforman el sistema de cañones se discute a mayor detalle en el apartado 4.6.

4.3.3. Determinación de la cantidad de estiramiento de la litósfera en el área del Valles Marineris

4.3.3.1. Métodos aplicados para calcular el estiramiento de la corteza en la zona del Valles Marineris

Tomando en cuenta las consideraciones mencionadas en los apartados anteriores, Mège y Masson (1996) sugieren que es posible seguir los dos siguientes métodos simples para determinar el estiramiento que la corteza ha sufrido en la zona del Valles Marineris:

1. Asumir que la rotación que pueden sufrir los *bloques de falla* puede ser despreciada para realizar los cálculos de factores de estiramiento.
2. Asumir que la rotación que pueden sufrir los *bloques de falla* sí juega un papel determinante en los resultados de los cálculos de los factores de estiramiento.

4.3.3.2. Otras consideraciones importantes

- El espesor de los sedimentos que rellenan los valles puede afectar de manera importante los resultados obtenidos. Mège y Masson (1996) consideran que el espesor de los sedimentos dentro del Valles Marineris puede ser de 0, 1, 2 y hasta 3 kilómetros.
- Los resultados obtenidos sólo proveen estimaciones de estiramiento mínimo de la corteza debido a que las fallas observadas en la superficie sólo representan una parte del total de estructuras existentes dentro y alrededor del sistema de cañones ya que existe la posibilidad de que algunas otras estructuras se encuentren sepultadas.

4.3.3.3. Resultados obtenidos por Mège y Masson (1996): Cantidad de estiramiento de la corteza en la zona del sistema Valles Marineris

Mège y Masson (1996) analizaron diferentes perfiles perpendiculares a la dirección general del sistema de cañones y calcularon el estiramiento que pudo haber sufrido la corteza en cada uno de ellos. Según los autores de dicho trabajo, los resultados más sobresalientes son los obtenidos para la región del Ius Chasma (Figura 16) ya que, al parecer, el mayor estiramiento ocurrió en esta zona.

4.3.3.3.1. Estiramiento en el Ius Chasma:

Aplicando el modelo que asume rotación de *bloque de falla* y considerando echados iniciales de falla de 60°, el estiramiento de la corteza en esta región pudo haber sido de 30 kilómetros si se considera un espesor de sedimentos de 0 kilómetros, y de 59 kilómetros si se asume un espesor de sedimentos de 3 kilómetros.

4.3.3.3.2. Estiramiento en el Valles Marineris:

Considerando rotación de los *bloques de falla* y echados iniciales de 60°, el estiramiento de la corteza en gran parte del área del sistema de cañones pudo haber sido de 31 o 45 kilómetros asumiendo un espesor de sedimentos de 0 y 3 kilómetros respectivamente. Dichos valores decrecen a 28 y 40 kilómetros si se desprecia la posibilidad de rotación de los *bloques de falla*.

4.3.3.4. Principales conclusiones del estudio de Mège y Masson (1996)

A continuación se enlistan las principales conclusiones a las que llegaron Mège y Masson (1996) a partir del cálculo del estiramiento de la corteza en la región del Valles Marineris:

- En general, el estiramiento incrementa sólo unos pocos kilómetros (hasta 10% de estiramiento adicional) si se considera que los *bloques de falla* pudieron haber sufrido rotación.
- El espesor de sedimentos considerado sí tiene una influencia significativa en la cantidad de estiramiento obtenida para cada uno de los perfiles analizados.

- La cantidad de estiramiento registrado en el sistema Valles Marineris varía a lo largo del rumbo general de las depresiones: la tendencia general encontrada es que hay un incremento del estiramiento desde la región del Noctis Labyrinthus hasta la parte central del Valles Marineris, seguido de una disminución del estiramiento desde las depresiones centrales hasta la parte este del sistema de cañones. Asimismo, se registró un incremento significativo del estiramiento en la parte más oriental del Valles Marineris hacia los valles Capri, Eos y Gangis (Figura 11A).
- El que la cantidad de estiramiento varíe a lo largo del rumbo del sistema de cañones es indicador de que el mecanismo de estiramiento que indujo la formación del Valles Marineris es diferente al mecanismo de formación de las fracturas radiales al abombamiento de Tharsis (Figura 6), ya que éstas parecen no presentar variaciones del estiramiento a lo largo de su rumbo.
- En general, los resultados obtenidos por Mége y Masson (1996) son congruentes con los obtenidos por otros trabajos significativos como los de Schultz (1995) y Chadwick y Lucchita (1993).

4.4. Argumentos principales en contra de un origen tectónico simple del Valles Marineris

El argumento principal en contra de las hipótesis que proponen que el origen del sistema de cañones está directamente asociado a un contexto tectónico de extensión horizontal simple es que la litósfera circundante debería estar deformada de manera significativa. Las observaciones realizadas por diferentes autores contradicen lo anterior ya que no se han encontrado estructuras tectónicas indicativas de un alto grado de deformación en los alrededores del Valles Marineris (Andrews-Hanna, 2012a).

Por otro lado, ha sido ampliamente discutida la falta de evidencias tectónicas o morfológicas importantes dentro de los cañones que sean indicativas del levantamiento

elástico del bloque de piso que tendría que ocurrir si el origen de las depresiones estuviera ligado a extensión horizontal simple: en ambientes tectónicos simples terrestres, como grabens aislados inducidos por la intrusión de diques, el fallamiento normal genera patrones característicos de levantamiento del bloque de piso. La magnitud y los patrones de dicho levantamiento dependen principalmente de la profundidad del fallamiento, de la inclinación de las fallas, y del desplazamiento que ocurre a lo largo de ellas. También existen otros factores y procesos (como levantamiento *termal* y levantamiento regional *flexural* producidos por el mismo régimen de extensión de la corteza) que pueden contribuir a que el levantamiento del bloque de piso sea aún mayor (Andrews-Hanna, 2012a).

4.5. Origen del sistema de cañones Valles Marineris dentro de un régimen de extensión horizontal combinado con un componente importante de subsidencia vertical

Como se mencionó al principio de este capítulo, existen diferentes estudios que argumentan que las depresiones que comprenden el sistema de cañones se formaron principalmente por el colapso vertical del piso en vacíos que se formaron debajo de la superficie. Dichos modelos consideran la existencia de fallas verticales que delimitan los valles y que acomodan la subsidencia del piso de las depresiones sin requerir extensión significativa. Así, la ventaja de estos modelos es que no implican la generación de esfuerzos y deformaciones importantes en la litósfera circundante, sin embargo, los mecanismos de colapso que han sido propuestos hasta ahora (que incluyen colapso por derretimiento de hielo en el subsuelo, por apertura de fracturas de tensión, por disolución de carbonatos o por la *retirada* repentina de diques gigantes) no están sustentados de manera satisfactoria. Además, estos modelos se encuentran en total oposición con los estudios (como los de Mége y Masson, 1996 y Schultz, 1995) que sugieren que el origen del Valles Marineris se encuentra estrechamente relacionado con deslizamiento a lo largo de fallas normales con echados moderados (Andrews-Hanna, 2012a).

Según Andrews-Hanna (2012a), es difícil tratar de conciliar los dos tipos de modelos ya que sería necesario determinar si las fallas normales que delimitan los cañones tienen inclinaciones bajas, moderadas o subverticales, y si la formación de los valles estuvo dominada por un régimen de extensión horizontal que estiró la corteza decenas de kilómetros, o por subsidencia vertical del piso.

Andrews-Hanna (2012a, 2012b) ha aplicado un modelo de *condiciones de frontera* denominado "*COULOMB boundary element model*" para entender el origen del sistema Valles Marineris considerando sólo dos escenarios extremos posibles de formación del valle:

1. Formación del sistema de cañones por extensión simple.

Este primer escenario considera que la formación de los valles se debe a la combinación de los desplazamientos que ocurren a lo largo de las fallas normales con una inclinación específica que delimitan las depresiones con los desplazamientos verticales que ocurren a lo largo de *fallas cruzadas (cross faults)* que se encuentran en los extremos del sistema Valles Marineris. El considerar desplazamientos a lo largo de *fallas cruzadas* en los extremos del Valles Marineris permite minimizar el *conflicto* entre vectores de desplazamiento que surge si se asume que las depresiones se encuentran delimitadas por todos lados sólo por fallas normales.

Las consideraciones más importantes que se hacen en este escenario son:

- a. Ni las fallas normales delimitantes ni las *fallas cruzadas* de los extremos se extienden más allá de las depresiones observadas (lo cual es consistente con la topografía visible).
- b. El desplazamiento en las fallas es constante a lo largo del rumbo del sistema de cañones (lo cual es requerido por la profundidad casi uniforme de las depresiones).

- c. El desplazamiento decrece a lo largo del echado hasta ser nulo en la punta inferior de las fallas. Esta consideración ayuda a que el modelo no arroje resultados irreales de esfuerzos en el fondo del cañón.
- d. La subsidencia del bloque de falla es impedida por la respuesta elástica del material que lo subyace.

Es importante mencionar que dentro de este escenario se realizaron simulaciones que consideran inclinaciones de falla de 45°, 60°, 75° y 90° (recordar que las implicaciones del ángulo de inclinación de las fallas fueron discutidas en la sección 4.2.1.3.).

En los casos de las simulaciones que consideran echados de 45° y 60°, las fallas terminan entrecruzándose en profundidad, lo cual resulta problemático para el modelo pero que, según Andrews-Hanna (2012a), es necesario incluir para obtener una representación simple de la formación de un graben estilo “*reloj de arena*”. Asimismo, se realizaron simulaciones en las que las fallas delimitantes fueron representadas como fallas lítricas que tienen un echado de 75° en superficie que decrece a 45° en la punta inferior de la falla.

- 2. Formación del sistema de cañones por fallamiento acompañado de acomodamiento vertical del bloque de falla en subsidencia.

En el segundo escenario también se considera que el movimiento en las fallas es uniforme a lo largo del rumbo del Valles Marineris y a lo largo del echado de las fallas.

La consideración más importante que se hace en este modelo es que la subsidencia vertical del piso del valle es acomodada en profundidad por algún tipo de colapso o por otro tipo de mecanismo de acomodo de la base del bloque de falla.

Para que la subsidencia del bloque de falla ocurra sin impedimento, en el modelo se *remueve* la resistencia elástica ante la subsidencia del bloque de falla simulando la formación de un espacio de *acomodamiento* en profundidad o simulando el acomodamiento vertical del bloque de falla en subsidencia por deformación viscosa de la

corteza inferior. En este último caso en particular, se considera que conforme las fallas se propagan hacia la base de la litósfera, éstas sufren una *transición* a zonas de cizalla y que la subsidencia vertical es balanceada en profundidad por el flujo de la corteza inferior dúctil. El movimiento neto del flujo de la corteza inferior se da lentamente alejándose lateralmente del bloque de falla para acomodar su subsidencia. Según Andrews-Hanna (2012a), aunque considerar un acomodamiento vertical viscoso del bloque de falla no representa como tal un mecanismo de colapso, el efecto elástico neto en la litósfera sí resulta ser el mismo.

En este escenario también se realizaron simulaciones con diferentes inclinaciones de falla. De manera particular, se encontró que los echados bajos y moderados, es decir, aquellos menores a 50° presentan problemas con el modelo, y por lo tanto, sólo se consideraron inclinaciones de falla de 75°, 80°, 85° y 90°.

Asimismo, es importante señalar que los dos modelos consideran las siguientes constricciones:

- El Valles Marineris se desarrolló encima de un domo topográfico de gran escala que se encuentra dentro de la región de Tharsis.
- Se asume una profundidad máxima de fallamiento de 80 kilómetros.
- El tectonismo genera poco o nada de levantamiento en la litósfera que rodea a las depresiones.
- El levantamiento del bloque de piso se manifiesta típicamente como una elevación cóncava que tiene una longitud de onda comparable con la profundidad máxima del fallamiento (es decir, 80 kilómetros).
- Para calcular un límite superior de la extensión total que la corteza pudo haber sufrido en la zona del Valles Marineris, se considera un levantamiento máximo permitido del bloque de piso de 400 metros.

4.5.1. Resultados del modelo con *condiciones de frontera de Andrews-Hanna (2012a, 2012b)*.

Los resultados obtenidos a partir de la aplicación del modelo con *condiciones de frontera* de Andrews-Hanna (2012a, 2012b) considerando un escenario de extensión simple con deslizamiento en fallas normales, son similares a los obtenidos en trabajos previos como los de Mège y Masson (1996), Schultz (1995) y Schultz y Lin (2001). De manera particular, las simulaciones realizadas por Andrews-Hanna (2012a) sugieren que el desplazamiento a lo largo de las fallas normales y las *fallas cruzadas* que delimitan las depresiones sí provoca el levantamiento del bloque de piso. Para echados de falla de 45° y 90°, el levantamiento sería de 1 y 3 kilómetros respectivamente, lo cual claramente representa un conflicto con las observaciones topográficas.

Por otro lado, para el escenario que considera que el origen del Valles Marineris fue inducido por extensión horizontal de la litósfera combinada con un componente de subsidencia *vertical* importante, los resultados de las simulaciones realizadas por Andrews-Hanna (2012a) sugieren que los echados de las fallas principales que delimitan las depresiones del sistema de cañones tienen que ser iguales o mayores a 85° para que se respeten las consideraciones topográficas y reológicas expuestas anteriormente. Asimismo, los resultados de las simulaciones correspondientes a este escenario demuestran que el tectonismo en la zona del Valles Marineris efectivamente tendría que haber estado controlado por algún mecanismo de acomodamiento vertical o de colapso de la base del bloque de falla. De manera general, Andrews-Hanna (2012a) llega a la conclusión de que la mayoría de las constricciones asumidas para este escenario se satisfacen con inclinaciones de falla de 80°.

Andrews-Hanna (2012c) propone que la subsidencia del piso de las depresiones pudo haber ocurrido entre cámaras magmáticas o diques paralelos que se emplazaron en el área donde se formó el sistema de cañones. En este escenario, diques verticales que se emplazaron en profundidad pudieron haber evolucionado en fallas normales con ángulos de inclinación que resultaron menores en la superficie, lo cual, según Andrews-Hanna (2012c) es común en la Tierra, aunque en una escala mucho menor.

Por último, es importante señalar que el que las depresiones del sistema de cañones (que tienen entre 8 y 10 kilómetros de profundidad) se encuentren delimitadas por fallas casi verticales implica que la extensión total que sufrió la litósfera en esa área fue menor a 1.7 kilómetros (la máxima extensión habría ocurrido en la zona comprendida entre los valles de Melas, Candor y Ophir y habría sido menor a 4.6 kilómetros). Así, la extensión total ocurrida a lo largo del Valles Marineris determinada por Andrews-Hanna (2012a) representa valores de un orden de magnitud menor a los que se habían propuesto en trabajos previos como los de Schultz (1995) y Mège y Masson (1996), los cuales argumentan que echados de falla de entre 40° y 60° conllevarían a una extensión total de la litósfera de entre 9 y 24 kilómetros (la extensión máxima ocurrida a lo largo de la zona comprendida entre los valles de Melas, Candor y Ophir sería de entre 31 y 63 kilómetros).

4.6. Origen de los esfuerzos: El papel del levantamiento de Tharsis en la formación del sistema de cañones Valles Marineris

El consenso general entre los trabajos que han intentado esclarecer el origen del Valles Marineris es que el levantamiento del abombamiento de Tharsis y los esfuerzos tectónicos consecuentes fueron determinantes para favorecer la formación de las depresiones que conforman el sistema de cañones, sin embargo, diferentes factores como la localización y la orientación del Valles Marineris sugieren que, por sí solo, el levantamiento de Tharsis no podría haber generado la dinámica entre esfuerzos tectónicos requerida para inducir la formación de depresiones topográficas que tuvieran características como las que se observan en los cañones del Valles Marineris.

Una de las sugerencias, más comúnmente encontrada en la bibliografía consultada para elaborar esta tesis, es que el Valles Marineris se formó a partir de alguno de los grabens angostos radiales que debieron de haberse formado por encima de diques o intrusiones gigantes que se propagaron por toda el área afectada por el levantamiento de Tharsis (el cual comenzó a ocurrir en el Noachiano tardío).

Según Mége y Masson (1996), algunos estudios han revelado la existencia de al menos tres intrusiones o diques de gran tamaño en el *hemisferio* de Tharsis. Estas estructuras fueron utilizadas para inferir las trayectorias de esfuerzos horizontales principales consecuentes a gran escala. Los resultados del análisis geométrico de dichos esfuerzos indican que, durante todo el Hesperiano y por lo menos una parte del Amazoniano, efectivamente existió un sistema de esfuerzos extensionales completamente independiente de los esfuerzos generados por el levantamiento de Tharsis y que este sistema de esfuerzos definitivamente jugó un papel importante en la formación de grabens angostos radiales. La conclusión principal de este tipo de estudios es que debido a que la formación del Valles Marineris es contemporánea a la formación de los grabens angostos radiales, entonces el origen del sistema de cañones debería de estar estrechamente relacionado con el mismo campo de esfuerzos extensionales. La orientación de las depresiones que conforman el sistema de cañones, que es perpendicular a la trayectoria de los esfuerzos regionales menores principales (*Least principal*), es congruente con esta aseveración.

Enjambres gigantes de diques radiales tienen a debilitar significativamente la corteza. A su vez, la *geometría* de la corteza debilitada determina el lugar de formación de un nuevo rift. La configuración del rift en formación es resultado del efecto que tienen las trayectorias de los esfuerzos regionales en fracturas previamente formadas. Así, a gran escala, el rift en formación tiende a seguir el *esqueleto* conformado por los diques que son perpendiculares a la trayectoria de los esfuerzos regionales menores principales. Siguiendo este escenario, la formación del Valles Marineris pudo haber sucedido “justo después de que un graben y un enjambre de diques se *emplazaron* en la parte central de la planicie de Syria” (Figura 6) (Mège y Masson, 1996).

Otra propuesta para explicar el origen de los esfuerzos de extensión que indujeron la formación de las depresiones que conforman al Valles Marineris es que el emplazamiento del abombamiento de Tharsis *encima* de la Dicotomía Cortical pudo haber generado un cinturón angosto de esfuerzos de tensión que coincide con la localización del sistema de cañones. En este escenario, el emplazamiento de Tharsis sobre el *escalón* preexistente del

límite de la Dicotomía Cortical provocó una *flexura* diferencial a lo largo del límite enterrado, lo cual generó un cinturón de esfuerzos de tensión concentrados al sur del área donde actualmente se localiza el Valles Marineris. Así, la formación del sistema de cañones habría comenzado cuando los esfuerzos de tensión de gran magnitud comprendidos dentro del cinturón de esfuerzos de tensión excedieron a aquéllos que estaban siendo generados simultáneamente al otro lado y alrededor de Tharsis (Andrews-Hanna, 2012b).

Considerando la propuesta expuesta en el párrafo anterior y considerando el modelo de Andrews-Hanna (2012a) que plantea que la formación del Valles Marineris estuvo estrechamente relacionada con un componente importante de subsidencia vertical, el sistema de cañones se habría comenzado a formar cuando esfuerzos moderados de extensión producidos en la vecindad del *proto-Valles Marineris* indujeron la formación de cámaras magmáticas tabulares o de diques de gran tamaño en profundidad. El efecto de la subsidencia isostática resultante del régimen de extensión habría sido *amplificado* significativamente por la cantidad de sedimentos acumulados dentro de las depresiones incipientes y por deformación viscosa de la corteza inferior (Andrews-Hanna, 2012c).

5. Evolución del sistema de cañones Valles Marineris

A lo largo de la historia de Marte han ocurrido diferentes procesos geológicos y climáticos que han modificado la superficie planetaria de manera significativa. El propósito principal de este capítulo es presentar una *discusión* sobre la posible influencia que dichos procesos pudieron haber tenido en la evolución del sistema de cañones Valles Marineris a lo largo del tiempo.

Asimismo, es importante tomar en cuenta que lograr una reconstrucción de la historia geológica del Valles Marineris es fundamental para discutir si en algún momento de la historia marciana el sistema de cañones representó un ambiente apto para originar y/o sustentar vida. Por esta razón, en este capítulo también se presenta un resumen de la temporalidad que ha sido determinada por varios autores para diferentes procesos geológicos, erosivos y climáticos que posiblemente ocurrieron dentro de las depresiones del Valles Marineris.

5.1. Tipos de procesos geológicos, erosivos y climáticos que pudieron haber influido en la evolución del sistema de cañones Valles Marineris

En esta tesis, los procesos geológicos y climáticos que ocurrieron en todo Marte y que pudieron haber intervenido en la evolución del sistema Valles Marineris son agrupados en las siguientes siete categorías:

1. Procesos tectónicos:

En esta categoría se contemplan específicamente el fallamiento normal, lateral y la *subsistencia* del piso ocasionados por el régimen de extensión y que tuvieron un efecto directo en la evolución del sistema de cañones.

2. Procesos volcánicos:

Dentro de esta categoría se contemplan principalmente la erupción de lavas y el emplazamiento de depósitos piroclásticos en todo Marte, incluyendo por supuesto las depresiones que conforman al Valles Marineris.

3. Procesos glaciales:

Esta categoría incluye el congelamiento de grandes cuerpos de agua y la subsecuente formación de una *criolitosfera* debido al cambio abrupto de condiciones climáticas en el límite Noachiano-Hesperiano (Fairén et al., 2005; Fairén, 2010). Asimismo, se contempla la formación de glaciares importantes y la consecuente erosión que éstos pudieron haber producido dentro de las depresiones del sistema Valles Marineris.

4. Procesos hidrológico-fluviales:

En esta categoría se contemplan todos los procesos que implican *estancamiento* y *escorrentía* de agua líquida en la superficie marciana como formación de océanos, mares y lagos importantes, precipitación y socavamiento. La formación de cuerpos importantes de agua, como mares o lagos, dentro del Valles Marineris no ha sido tan bien documentada o discutida a fondo como la formación de flujos catastróficos por derretimiento de glaciares (*sapping* o socavamiento) o la formación de canales por escorrentía asociada a precipitación. Asimismo, es importante señalar que en esta tesis se hace la distinción temporal entre socavamiento producido por actividad volcánica (que pudo haber ocurrido específicamente durante el Hesperiano temprano y el Hesperiano medio) y socavamiento producido por cambios estacionales (que es un proceso que comenzó a ocurrir entre el Hesperiano tardío y el Amazoniano temprano y que probablemente sigue vigente hasta hoy).

5. Procesos gravitacionales:

Dentro de esta categoría se contemplan los “Lineamientos Recurrentes de Pendiente” (conocidos como RSL por su nombre en inglés, *Recurring Slope Processes*) y los movimientos en masa (Chojnacki et al., 2014).

Los RLS son *rayas* angostas y de tonos oscuros que anualmente aparecen en pendientes empinadas para crecer y posteriormente desvanecerse. Inicialmente fueron detectadas en latitudes medias en la parte sur de las tierras altas pero recientemente se ha encontrado que son especialmente abundantes en algunas porciones de la parte oriental del Valles Marineris (Chojnacki et al., 2014).

6. Procesos eólicos:

En esta categoría se agrupan todos los procesos que pueden causar la erosión o modificación del piso o de las paredes de los cañones por acción del viento.

7. Craterismo de impacto.

La temporalidad y la duración de todos los procesos anteriores a escala planetaria fueron discutidas a detalle en la sección 2.3 (“Resumen de la historia geológica de Marte”) y se encuentran resumidas en la Figura 5. La posible temporalidad y características principales de los procesos que pudieron haber ocurrido de manera específica dentro del sistema Valles Marineris se tratan con detalle en la siguiente sección.

5.2. Características principales de los procesos geológicos, erosivos y climáticos que pudieron haber ocurrido dentro de las depresiones del sistema de cañones Valles Marineris

A partir del análisis de la información consultada para elaborar esta tesis fue posible *concluir* que el consenso entre la comunidad científica es que las evidencias morfológicas sugieren que los procesos que predominaron durante la evolución del sistema de cañones Valles Marineris fueron los procesos hidrológico-fluviales, volcánicos y glaciales. Debido a que la posible ocurrencia de estos tres tipos de procesos ha sido mejor documentada y estudiada en comparación con la de los demás procesos geológicos y climáticos aquí considerados, en este apartado sólo se tratan a detalle las características de los procesos hidrológicos, volcánicos y glaciales.

Las características de los procesos tectónicos que intervinieron en la formación del sistema Valles Marineris y que resultaron determinantes para su posterior evolución fueron tratadas a detalle en el apartado 4.2. (*“Análisis estructural de la sección sur del Valles Marineris suponiendo un fallamiento de deslizamiento lateral y plegamiento”*) y en el capítulo 4 (*“Origen del sistema de cañones Valles Marineris”*).

El craterismo de impacto fue considerado dentro de la lista de procesos que pudieron haber intervenido en la evolución del Valles Marineris debido a que es un proceso que, aunque ha disminuido considerablemente, ha modificado toda la superficie marciana de manera continua a lo largo del tiempo, sin embargo, es necesario señalar que no se encontraron referencias que hablen específicamente de creación de cráteres de impacto importantes en la región del Valles Marineris después de su formación.

Asimismo, el consenso general entre los trabajos consultados es que los procesos eólicos son los principales responsables de la erosión de las rocas de la superficie marciana por lo menos desde inicios del Amazoniano, es decir, desde hace aproximadamente 3,000 Ma (Carr y Head III, 2009). De manera particular, se considera que a partir del Hesperiano tardío o del Amazoniano temprano la modificación de las depresiones que conforman el

sistema Valles Marineris ha sido controlada principalmente por procesos eólicos y gravitacionales (Chojnacki et al., 2014; Perkins et al., 2015; Tanaka et al., 2012).

5.2.1. Procesos glaciales que pudieron haber intervenido en la evolución del sistema de cañones Valles Marineris

Recientemente, a partir del análisis de datos de altimetría obtenidos con el MOLA y con el PEDR, y de imágenes CTX y del HiRISE, Gourronc et al. (2014) propusieron que las evidencias geomorfológicas observadas en el Ius Chasma, en la parte central del Candor Chasma y en la intersección entre los valles Coprates y Capri (Figura 11), sugieren que gran parte de las depresiones que conforman el sistema de cañones se encontraban completamente rellenas por glaciares durante el periodo comprendido entre el Noachiano tardío y el Hesperiano temprano.

Según Gourronc et al., (2014), el rasgo geológico más importante que puede interpretarse como una evidencia clara de que alguna vez existieron glaciares dentro del Valles Marineris es un escarpe continuo de forma ondulada (*waving shape*) que divide notoriamente las paredes de las depresiones en una parte superior y una inferior. Dado que dicho escarpe ha sido identificado en los valles Ius, Candor y Coprates, éste ha sido interpretado como una marca del máximo nivel en el que los glaciares erosionaban las paredes de las depresiones. Asimismo, se han observado otros rasgos geológicos en laderas, terrenos *hummocky*, terrenos *laminados (platy terrains)* y terrenos llenos de cráteres (*pitted terrains*), que también podrían representar más evidencias de la ocurrencia de actividad glacial importante dentro del Valles Marineris (Figura 29).

Según los estimados de Gourronc et al. (2014), los glaciares habrían alcanzado un espesor de aproximadamente 3,000 metros en el Ius Chasma, de 2,000 metros en Coprates Chasma, y de 1,000 metros en Candor Chasma. Así, el volumen inicial de hielo calculado para todo el sistema Valles Marineris es del orden de $1 \times 10^6 \text{ km}^3$. Este orden de magnitud es el mismo que el de los glaciares de la Antártica y de Groenlandia (los primeros tienen un volumen aproximado de $25.7 \times 10^6 \text{ km}^3$ y los segundos tienen un volumen de $2.85 \times 10^6 \text{ km}^3$). Asimismo, dicho volumen de hielo es comparable con el de los casquetes

polares marcianos: el volumen del casquete polar norte oscila entre 1.2 y $1.7 \times 10^6 \text{ km}^3$ y el del casquete polar sur entre 2 y $3 \times 10^6 \text{ km}^3$ (Gourronc et al., 2014).

Sobre la temporalidad de los glaciares, se determinó que la presencia de éstos debió de haber sido posterior a la formación de las depresiones principales del Valles Marineris (lo cual ocurrió durante el Noachiano tardío y el Hesperiano temprano) y anterior a los deslizamientos de las paredes (lo cual ha ocurrido continuamente desde el límite Noachiano-Hesperiano, es decir, desde hace aproximadamente 3.5 Ga). Así, el periodo de ocurrencia de actividad glacial importante dentro de las depresiones del sistema Valles Marineris se encuentra comprendido entre el Noachiano tardío y el Hesperiano temprano (Gourronc et al., 2014).

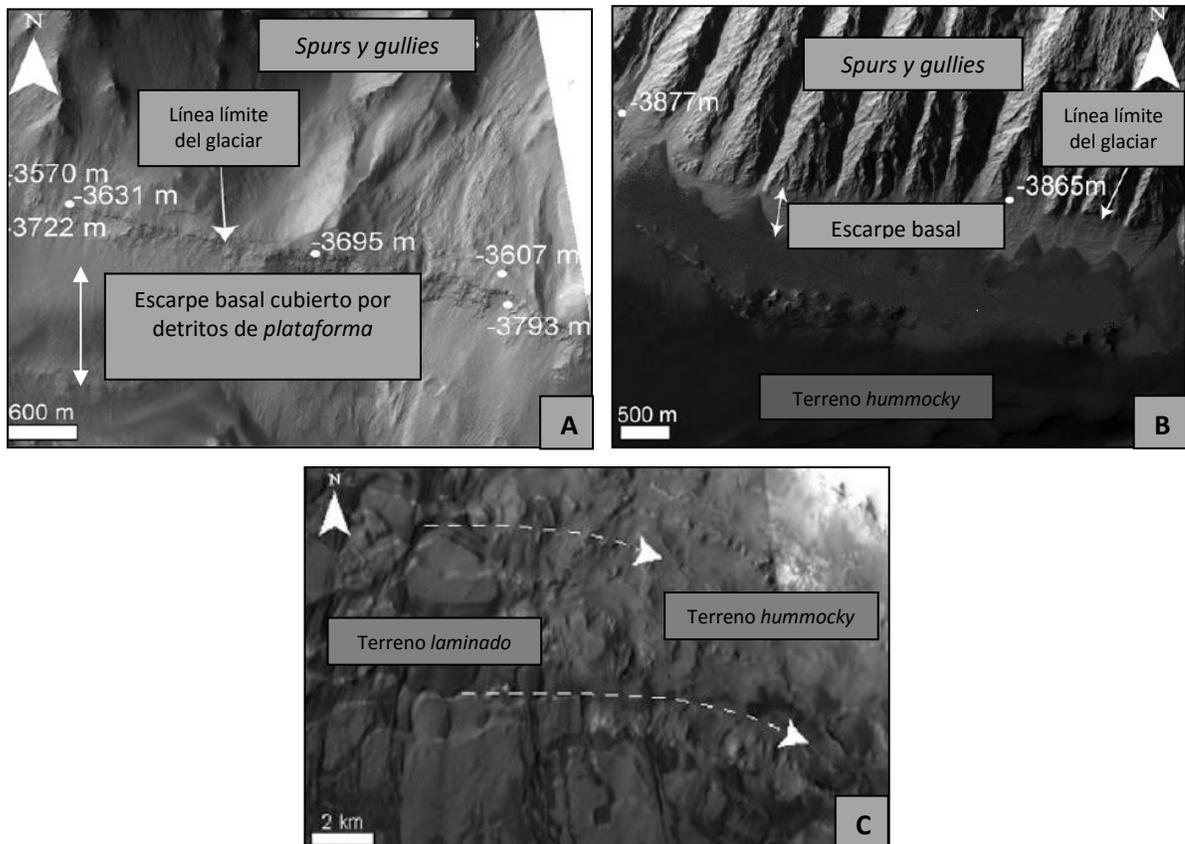


Figura 29. Ejemplos de estructuras glaciares identificadas a lo largo de las paredes de las depresiones del Valles Marineris. A) Línea límite del glaciar y escarpe basal cubierto por detritos de *plataforma* en la base de las paredes del Coprates Chasma (imagen CTX). B) Línea límite del glaciar y escarpe basal parcialmente cubierto por detritos de *plataforma* en la base de un montículo de ILDs en la parte central del Candor Chasma (imagen CTX). C) Ejemplos de morfologías glaciares en los materiales de relleno de valle del sistema Valles Marineris. De manera particular, en esta imagen es posible observar la transición progresiva (señalada por las flechas punteadas blancas) de un terreno *laminado* hacia un terreno *hummocky* en la región central del Candor Chasma (imagen CTX). Modificada de Gourronc et al. (2014).

5.2.2. Procesos volcánicos que pudieron haber intervenido en el origen del sistema de cañones Valles Marineris

Durante el Noachiano, particularmente poco antes de 3.7 Ga, el vulcanismo en Marte se caracterizó por ser un fenómeno que ocurrió a escala global, pero con el paso del tiempo, el vulcanismo terminó concentrándose sólo en las provincias de Tharsis y Elysium. A partir de los 1.6 Ga, prácticamente todo el vulcanismo ocurrido en Marte está asociado solamente a la actividad ocurrida en la provincia magmática de Tharsis, en donde los procesos de este tipo siguieron ocurriendo hasta hace aproximadamente 200 Ma. Así, de manera general se puede decir que la actividad volcánica en Marte se caracterizó por ser episódica, localizada espacialmente y por presentar una disminución significativa y progresiva de su intensidad (Werner, 2009).

5.2.2.1. Actividad volcánica ocurrida dentro del valles Marineris durante el Noachiano

Como ya se mencionó anteriormente, el levantamiento de la provincia magmática de Tharsis y de toda la actividad volcánica asociada jugaron un papel fundamental en el origen y la evolución del sistema de cañones Valles Marineris ya que la formación de dicha provincia magmática produjo la actividad tectónica que dominó la región ecuatorial oriental de Marte desde el Noachiano.

De manera particular, fue durante el Noachiano medio que se comenzaron a formar edificios volcánicos y rifts en las tierras altas de Thaumasia (Figura 30), incluyendo las estructuras de rift con orientaciones WNW que se encuentran al sur del Coprates Chasma. Lo anterior ha sido interpretado como indicio de que el rifting que indujo la formación del Valles Marineris comenzó en el Noachiano medio, sin embargo, las evidencias más claras de vulcanismo producido en un régimen de extensión cortical asociado a la formación del sistema de cañones (como flujos de lava que se extienden por el sureste del Melas Chasma y depósitos que forman superficies suaves en el *plateau* de Thaumasia (Figura 30)) datan del Noachiano tardío (Tanaka et al., 2012).

Por otro lado, el consenso entre la comunidad científica es que la actividad magmática asociada a Tharsis (como levantamiento, fallamiento y posible actividad volcánica e

hidrotermal) que resultó determinante en la formación del sistema de cañones ocurrió durante el Noachiano tardío y el Hesperiano temprano (Dohm et al., 2009). Fue durante este periodo que ocurrió la mayor actividad magmática en la parte occidental y central del Valles Marineris (incluidos los valles de Ius y Melas), en la planicie de Syria, en el levantamiento Warrego y en el *plateau* de Thaumasia. Dicha actividad pudo haber estado dominada por ascenso de plumas del manto, emplazamiento de diques y *delaminación cortical* (*crustal underplating*) (Dohm et al., 2009; Tanaka et al., 2012) (Figura 30).

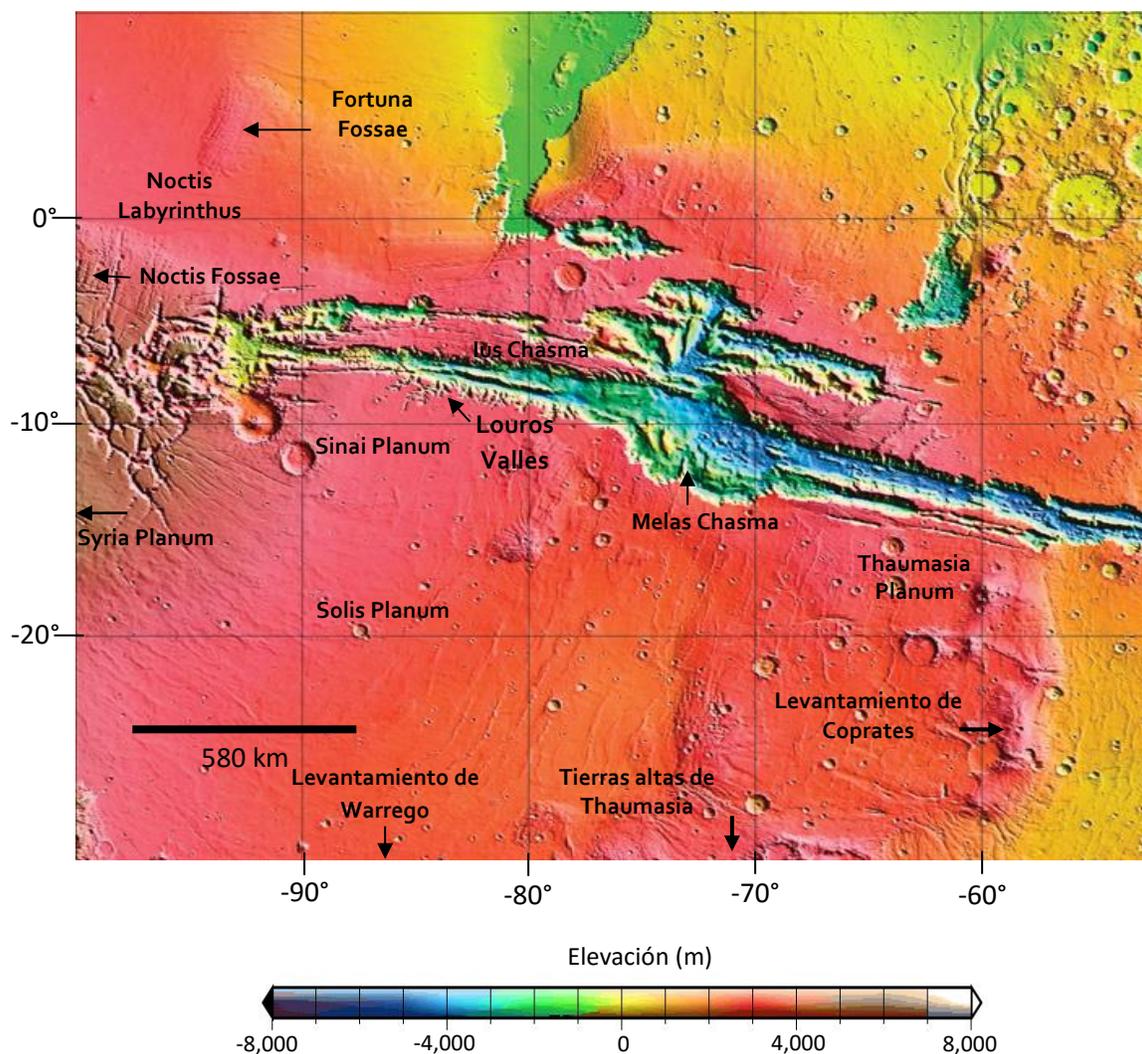


Figura 30. Mapa de relieve de la zona del Valles Marineris y sus alrededores elaborado a partir de datos obtenidos con el MOLA en donde se muestra la ubicación de los principales lugares en donde ocurrió actividad magmática durante el Noachiano y el Hesperiano temprano.

5.2.2.2. Actividad volcánica ocurrida dentro del Valles Marineris durante el Hesperiano temprano

En el caso específico del Ius Chasma, los depósitos laminados de *tonos claros* que se localizan en su margen sur han sido interpretados como depósitos piroclásticos y/o lacustres. Debido a que esta secuencia estratificada subyace una unidad de *plateau* que ha sido fechada en $3.68 \pm 0.04/-0.06$ Ga, se ha inferido que la actividad relacionada con la formación de dichos depósitos laminados dentro del Ius Chasma ocurrió durante el Hesperiano temprano o incluso desde antes (Tanaka et al., 2012).

Fue también durante el Hesperiano temprano que lavas de composición basáltica emanadas a partir de fisuras se emplazaron al norte de los Ius y Coprates Chasmata, posiblemente junto con otros depósitos volcanoclasticos. Por otro lado, flujos volcánicos y descargas de agua emanaron de fisuras que se encontraban al norte y noreste del Valles Marineris, resultando en flujos y canales que adquirieron una orientación pendiente abajo a partir de sus sitios de descarga. Asimismo, fue durante este periodo que basaltos de inundación emanados de alguna región de la planicie de Syria rellenaron una cuenca que se encontraba al sur del Melas Chasma (Tanaka et al., 2012)

Así, de manera general se considera que la actividad volcánica ocurrida durante este periodo contribuyó en gran medida al alargamiento y ensanchamiento de las depresiones que conforman el sistema Valles Marineris (Tanaka et al., 2012).

5.2.2.3. Actividad volcánica ocurrida dentro del Valles Marineris durante el Hesperiano tardío y el Amazoniano

Durante el Hesperiano tardío, la actividad volcánica y tectónica más importante parece haber migrado hacia el oeste del Valles Marineris (Figura 30), lo cual resultó en la erupción de una secuencia de flujos de lava más joven en la planicie de Syria, en la formación de la fosa Noctis, y en el levantamiento y la formación del sistema de depresiones Labyrinthus, todo lo anterior posiblemente debido al *alargamiento* del Valles Marineris hacia la región de Noctis (Tanaka et al., 2012).

Por último, las evidencias morfológicas y geológicas sugieren que a partir del Amazoniano cesan los procesos volcánicos, tectónicos y fluviales que ocurrían dentro de las

depressiones del sistema de cañones. Así, la evolución del Valles Marineris a partir del Amazoniano está principalmente determinada por procesos eólicos y gravitacionales (Tanaka et al., 2012).

5.2.2.4. Mineralogía de la parte inferior de las paredes del Valles Marineris: una llave para entender los procesos ígneos tempranos ocurridos en Marte.

Flahaut et al. (2012) llevaron a cabo un estudio mineralógico y morfológico de las paredes de todo el Valles Marineris utilizando datos obtenidos por el CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) y por el HiRISE (High resolution Imaging Science Experiment). Ambos instrumentos se encuentran a bordo del MRO (Mars Reconnaissance Orbiter) y proveen observaciones de alta resolución. La principal aportación del trabajo de investigación realizado por Flahaut et al. (2012) es una sección transversal completa de las paredes del sistema de cañones en alta resolución, así como la reconstrucción de la historia volcánica y sedimentaria temprana del Valles Marineris a partir del análisis de relaciones estratigráficas clave. Por otro lado, la conclusión más importante de dicho estudio es que la corteza marciana *primigenia* se encuentra expuesta en la parte inferior de las paredes del sistema de cañones.

Flahaut et al. (2012) identificaron en algunas partes del Valles Marineris (específicamente en la parte oriental) una sucesión de unidades horizontales que presentan morfologías y mineralogías distintivas. De manera particular, se detectó que los pocos afloramientos que no se encuentran demasiado cubiertos por polvo como para poder ser debidamente analizados son ricos en filosilicatos. Recientemente, se ha interpretado que estas *rocas* ricas en filosilicatos representan una capa de alteración compuesta por *bloques oscuros (dark boulders)*. Dichos bloques se encuentran encima de un lecho rocoso *primigenio* que no presenta ningún tipo de alteración y que se encuentra enriquecido en piroxenos que tienen un bajo contenido de Ca, lo cual también ha sido observado en los flujos de lavas que han sido fechados con edades del Noachiano temprano (las lavas máficas de edades hesperianas se caracterizan más bien por ser ricas en olivinos y en piroxenos que presentan un alto contenido de Ca).

El material cortical preservado de edades noachianas tempranas es raro en la superficie marciana y son verdaderamente escasas las zonas en las que éste se encuentra expuesto en su contexto geológico original. Siendo así, “el Valles Marineris puede ser considerado como un lugar clave para estudiar procesos planetarios tempranos y de evolución planetaria” (Flahaut et al., 2012).

Por último, en la Figura 31 se muestra la sección transversal representativa de prácticamente todas las paredes del sistema de cañones Valles Marineris, así como la interpretación sedimentológica propuesta por Flahaut et al. (2012).

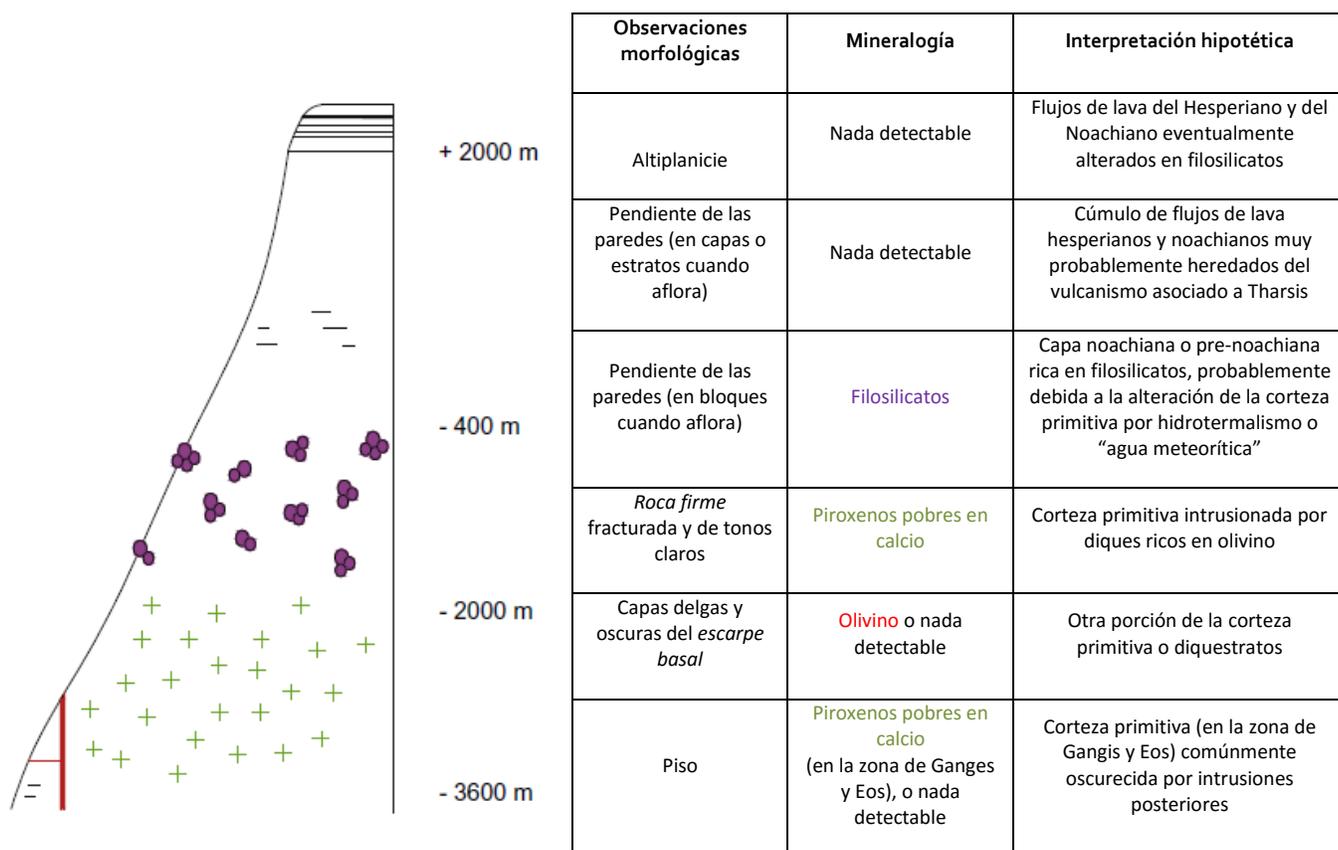


Figura 31. Sección transversal esquemática basada en observaciones morfológicas y mineralógicas de la parte oriental del Coprates Chasma (las elevaciones corresponden a aquéllas determinadas en la pared norte de dicho valle). Esta sucesión de unidades distintivas es comúnmente observada en otras depresiones del Valles Marineris con ligeras variaciones en elevación y organización. Modificada de Flahaut et al. (2012).

5.2.3. Procesos hidrológico-fluviales que ocurrieron dentro del sistema Valles Marineris

La superficie marciana está llena de rasgos geomorfológicos y topográficos que han sido interpretados como clara evidencia de que alguna vez corrió agua líquida en ella y de que además prevaleció durante un periodo lo suficientemente largo (Baker, 2006; Knoll y Grotzinger, 2006). Sin embargo, para que el agua haya podido prevalecer en estado líquido en la superficie de Marte son necesarias algunas condiciones específicas como la existencia de una atmósfera lo suficientemente densa con ciertas características.

Por lo anterior, el tema de la existencia de agua líquida en Marte ha sido debatido y abordado desde diferentes enfoques durante décadas, sobre todo debido a que la posibilidad de que exista o hay existido agua líquida en la superficie de este planeta lo convierte en un objeto de interés astrobiológico. Sin embargo, para considerar la posibilidad de que Marte haya podido haber albergado vida en algún momento de su historia es necesario contestar preguntas más específicas como cuándo y dónde ocurrió la actividad hidrológica en la superficie, cuánto tiempo duró, y qué otras condiciones climáticas y geológicas existieron durante dicho periodo.

El consenso entre la comunidad científica parece ser que las condiciones ideales para que existiera agua líquida en la superficie marciana se dieron durante casi todo el Noachiano, pero ha sido difícil resolver el comportamiento del ciclo hidrológico a partir del Noachiano tardío ya que la transición entre este periodo y el Hesperiano temprano se caracteriza principalmente por un declive considerable en las tasas de erosión, intemperización y de formación de valles (Carr y Head III, 2009).

Según Fairén (2010), los modelos que explican la presencia de agua líquida en Marte pueden ser divididos en dos tipos:

1. Modelos que consideran un Marte temprano cálido y húmedo.
2. Modelos que asumen un Marte temprano con condiciones frías pero húmedas.

Los primeros asumen que el clima del planeta rojo era significativamente diferente al actual a tal grado de que era posible sostener periodos intermitentes cálidos y húmedos durante intervalos de tiempo *largos* con un ciclo hidrológico similar al de la Tierra en el que las fuentes evaporíticas habrían sido enormes lagos y océanos.

El segundo tipo de modelos explican los rasgos geomorfológicos lacustres, deltaicos y marinos como consecuencia de la actividad de fuentes termales temporales localizadas en determinadas áreas considerando que Marte ha presentado las mismas condiciones “frías y secas” durante toda su historia.

De manera general, el que los dos tipos de modelos sean más bien de carácter climático probablemente sea el principal motivo por el cual éstos presentan algunos problemas cuando se intentan empatar con la evidencia topográfica y geomorfológica visible en la superficie. Por ejemplo, el primer tipo de modelo funciona bien para casi todo el Noachiano (es decir, para los primeros 900 Ma de historia marciana), pero no resuelve convincentemente cuestiones como la evolución del ciclo hidrológico durante la transición entre el Noachiano tardío y el Hesperiano temprano ya que las condiciones climáticas que considera (cálidas) muy probablemente cesaron justo en la transición entre estos dos periodos, sin embargo, varios de los rasgos que se observan en la superficie señalan que aún durante el Hesperiano pudo haberse dado actividad hidrológica importante (Mangold et al., 2004; Tanaka et al., 2012).

Por otro lado, bajo las condiciones que se asumen en el segundo tipo de modelos, “ni siquiera cinco bares de CO₂ hubieran sido suficientes como para elevar las temperaturas por encima del punto de congelación del agua pura” (Fairén, 2010). Por esta razón, algunos autores han estudiado la posibilidad de que el agua que corrió por la superficie de Marte pudiera haber tenido un carácter más bien ácido y salado, lo cual habría provocado la disminución del punto crioscópico y habría permitido que ésta hubiera permanecido en estado líquido en la superficie aún bajo temperaturas de congelamiento (Fairén, 2010).

Independientemente de las consideraciones específicas que asumen los dos tipos de modelos aquí explicados, la mayoría de los trabajos consideran que la actividad fluvial

dentro del Valles Marineris fue más intensa durante el Noachiano tardío y parte del Hesperiano temprano, que disminuyó considerablemente durante el Hesperiano tardío, y que cesó completamente a partir del Amazoniano medio aproximadamente.

En particular, la evidencia reconocible más antigua de renovación de la superficie por posible actividad fluvial dentro del Valles Marineris está dada por unos depósitos que se encuentran al sureste del Melas Chasma, en la altiplanicie de Thaumasia, y en las áreas más bajas del este del sistema de cañones, que han sido interpretados como posibles flujos de detritos y que tienen edades del Noachiano tardío (Tanaka et al., 2012).

Otros depósitos laminados de *tono claros* identificados en el margen sur del Ius Chasma han sido interpretados como de posible origen lacustre. Dichos depósitos tienen edades del Hesperiano temprano, o incluso un poco más antiguas (Tanaka et al., 2012).

Estudios recientes de un subsistema de valles del Ius Chasma llamado Louros Valles (Figura 30) han indicado que dicho subsistema pudo haber sido formado por la acción de flujos de descarga. Tanaka et al. (2012) sugieren que el desarrollo de condiciones microclimáticas asociadas con la liberación de agua a partir de algunas estructuras fracturadas y erosionadas que se encontraban al sur de los Ius y Melas Chasmata, habrían favorecido la ocurrencia de precipitaciones en la zona de los Louros Valles. Las descargas de agua *originadas* cerca de este subsistema de valles pudieron haber sido transportadas hacia partes más profundas del Valles Marineris para formar lagos profundos (lo cual a su vez pudo haber favorecido la formación de algunos de los cuerpos más grandes de depósitos laminados interiores) (Tanaka et al., 2012).

Durante el Hesperiano tardío y principios del Amazoniano se formaron algunos canales de desagüe al norte y al este del Valles Marineris, así como algunos sistemas de canales dendríticos alrededor de los valles Echus y Melas (Mangold et al., 2004; Tanaka et al., 2012). Estos sistemas dendríticos podrían haber sido originados por una gran diversidad procesos como flujos de detritos, actividad hidrotermal, escorrentía por precipitación, o socavamiento (Mangold et al., 2004).

De manera particular, a partir del estudio detallado de imágenes obtenidas por el THEMIS (Thermal Emission Imaging System) de algunos valles dendríticos localizados en la parte este del Echus Chasma y en la parte oeste del Melas Chasma (Figura 32A, B, C), se determinó que algunas características, como el alto grado de entrelazamiento entre los canales, sugieren que estos sistemas dendríticos son geomorfológicamente parecidos a los que se forman en la Tierra por escorrentía producto de precipitación atmosférica.

Por último, es importante señalar que la presencia de canales internos y el grado de madurez de las redes de canales entrelazadas han sido interpretados como indicadores de que la actividad fluvial estuvo ocurriendo durante periodos geológicamente largos (de por lo menos decenas de miles de años) (Figura 32^a). Estas estructuras fluviales fueron identificadas dentro de unidades geológicas con edades del Hesperiano tardío. Como ya se mencionó anteriormente, la transición de condiciones generales cálidas y húmedas hacia un clima más frío y seco generalmente es ubicada en el límite Noachiano tardío-Hesperiano temprano, sin embargo, la edad aparente de las redes de canales estudiadas sugiere la ocurrencia de actividad fluvial importante dentro del Valles Marineris aún en el Hesperiano tardío (Mangold et al., 2004).

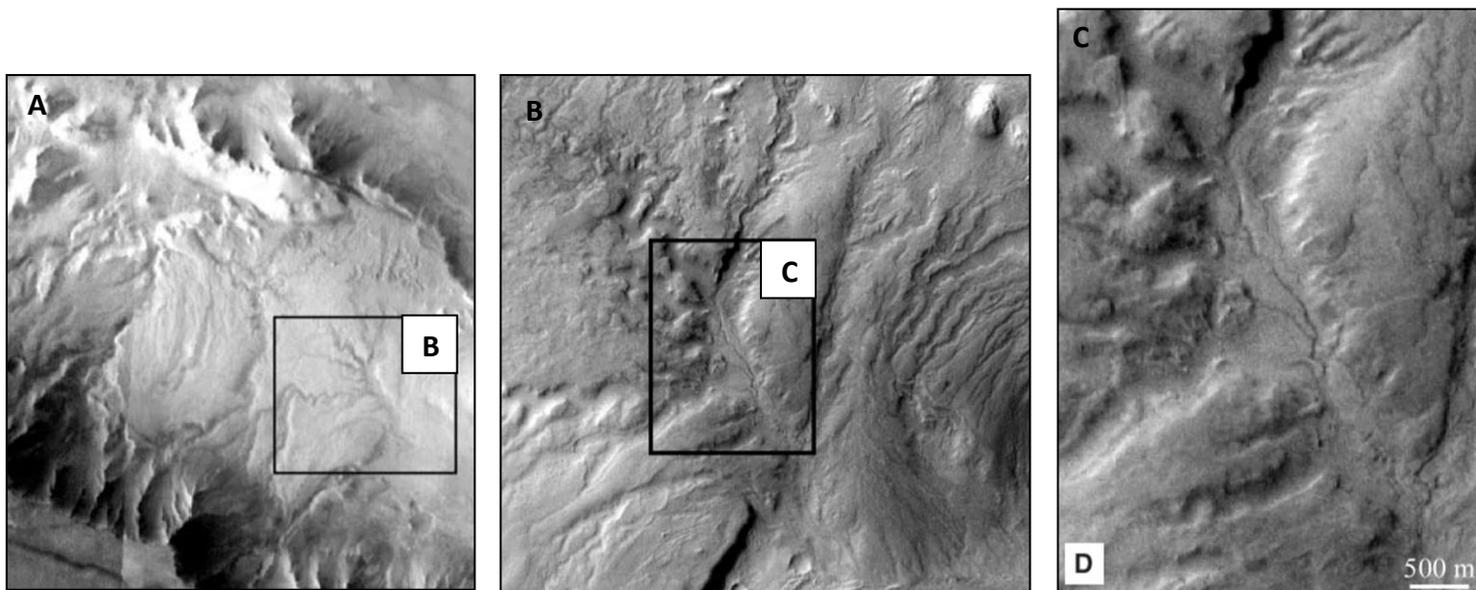


Figura 32. Redes densas de valles en la parte occidental de Melas Chasma (77.5°W, 10°S). 1) Imágenes infrarrojo de día THEMIS (106631017 y 106227001). 2) Imagen THEMIS en luz visible (V3249001) que muestra valles con meandros en la parte este de la cuenca de drenaje de Melas. 3) Acercamiento del valle central en donde se aprecian canales interiores. Modificada de Mangold et al. (2004).

5.3. Procesos que contribuyeron a la evolución del sistema Valles Marineris

En la Tabla 14 se hace un análisis de la intensidad de los procesos que pudieron haber ocurrido en el Valles Marineris. En la Figura 33 se visualiza la temporalidad de dichos procesos. A partir de este análisis, se puede resaltar lo siguiente:

- El Noachiano tardío es el periodo en el que ocurrió la mayor actividad dentro del sistema de cañones Valles Marineris.
- Aunque la actividad tectónica disminuyó considerablemente después del Noachiano tardío, existe registro de que siguió ocurriendo otro tipo de actividad importante dentro del Valles Marineris durante el Hesperiano temprano. En particular, es importante tener presentes tanto el aparente aumento de actividad volcánica, como la posibilidad de que se hayan podido formar lagos profundos dentro del Valles Marineris durante este periodo, ya que estos dos factores representan el punto de partida de la discusión sobre las posibles implicaciones astrobiológicas que pudieran tener los procesos que intervinieron en la evolución del sistema Valles Marineris contenida en el capítulo 6 del presente trabajo.
- Por último, a partir del Hesperiano tardío comenzó a ocurrir una disminución importante de prácticamente cualquier tipo de actividad dentro de las depresiones que conforman el sistema de cañones. Así, se puede considerar que es a partir del Amazoniano temprano que los procesos eólicos y gravitacionales son los que controlan y determinan la modificación de la morfología del sistema de cañones.

Duración y temporalidad de los procesos geológicos y climáticos que ocurrieron en todo Marte y que pudieron haber influido en la evolución del sistema Valles Marineris

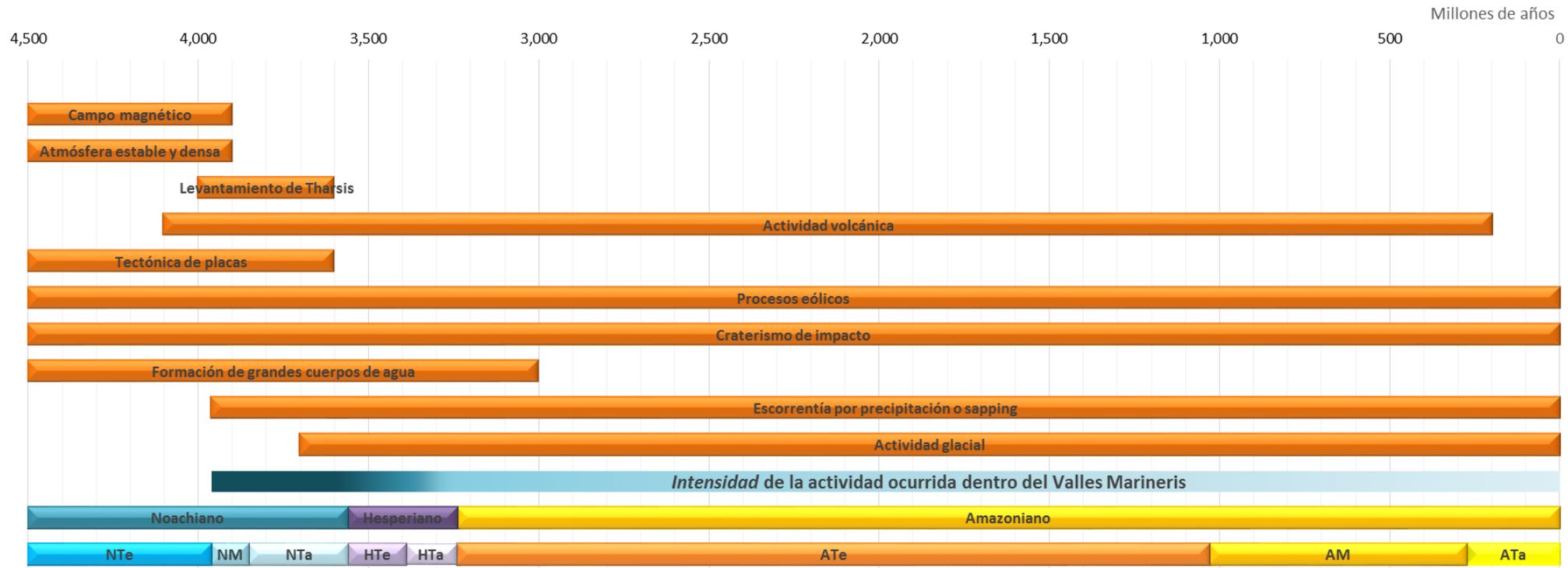


Figura 33. Duración y temporalidad de los procesos geológicos y climáticos que ocurrieron en todo Marte y que pudieron haber influido en la evolución del sistema Valles Marineris.

La barra coloreada de azul en degradado muestra la disminución progresiva de toda la actividad geológica ocurrida dentro del Valles Marineris a través del tiempo.

* NTe = Noachiano temprano, NM = Noachiano medio, NTa = Noachiano tardío, HTe = Hesperiano temprano, HTa = Hesperiano tardío, Ate = Amazoniano temprano, AM = Amazoniano medio, Ata = Amazoniano tardío.

Tabla 14. Resumen de la temporalidad d los procesos geológicos y climáticos que intervinieron en la evolución del Valles Marineris. La *intensidad* o importancia de cada proceso a través del tiempo es denotada con asteriscos de diferentes colores: asterisco rojo = actividad alta y significativa, asterisco naranja = actividad moderada, asterisco amarillo = actividad baja y/o poco relevante. Los cuadros en blanco denotan las épocas en las que los procesos cesaron por completo.

		Época					
		Noachiano tardío	Hesperiano temprano	Hesperiano tardío	Amazoniano temprano	Amazoniano medio	Amazoniano tardío
Procesos ocurridos dentro del sistema Valles Marineris	Extensión de la litósfera	*	*				
	Fallamiento	*	*	*			
	Vulcanismo	*	*	*	*		
	Procesos gravitacionales	*	*	*	*	*	*
	Procesos eólicos	*	*	*	*	*	*
	Procesos glaciales	*	*				
	Escorrentía por precipitación	*	*	*	*		
	Formación de lagos importantes		*				
	Socavamiento asociado a actividad volcánica	*	*				
	Socavamiento asociado a cambios estacionales	*	*	*	*	*	*

6. Discusión:

Posibles implicaciones astrobiológicas de los procesos que intervinieron en la evolución del sistema Valles Marineris

Para poder determinar si un cuerpo planetario pudo o puede ser habitable primero es necesario construir una definición de “vida” y, hasta ahora, la única forma de vida que se conoce y que puede ser utilizada como referencia es la que existe en la Tierra. Es por lo anterior que las definiciones de “habitabilidad” que han sido propuestas a lo largo de la historia se encuentran estrecha y directamente relacionadas con el concepto de vida tal y como la conocemos. Sin embargo, encontrar una definición de “vida” que sea concreta y que abarque las condiciones mínimas necesarias tampoco ha sido trivial y de hecho, el problema no se ha resuelto totalmente.

Para discutir si los procesos que intervinieron en la evolución del sistema Valles Marineris tienen implicaciones astrobiológicas o no, partiremos de la definición de vida *asumida* por Franck et al. (2001), la cual considera que “la vida puede ser definida como un sistema *autosustentable* compuesto por moléculas orgánicas en agua líquida inmerso en una fuente de energía libre”. Así, según esta definición general, las condiciones mínimas necesarias para considerar la posibilidad de la existencia de vida son la presencia de moléculas orgánicas, una fuente de energía libre y la existencia de agua líquida.

El consenso entre la comunidad científica es que las moléculas orgánicas son *relativamente* comunes en el sistema solar. Por otro lado, tampoco parece haber problemas para encontrar fuentes de energía libres que pudieran ser aprovechadas por vida extraterrestre. Así, aunque es evidente que la sola presencia de agua líquida y de nutrientes básicos no es suficiente para originar vida, se puede considerar que la existencia de agua en estado líquido es el punto central de la definición de habitabilidad y, por lo tanto, es el punto de partida en la búsqueda de vida extraterrestre (Franck et al., 2001).

6.1. Lagos dentro del sistema Valles Marineris: los lugares en los que pudo haberse originado la vida

Como ya se mencionó en el capítulo anterior, existen diversas evidencias geomorfológicas en diferentes partes del Valles Marineris que sugieren que ocurrió actividad hidrológico-fluvial importante en algún momento de su historia. De manera particular, las observaciones sugieren que la formación y erosión de canales por acción de la escorrentía es un proceso que ocurrió a lo largo de un intervalo de tiempo considerable (probablemente desde el Noachiano tardío hasta el Hesperiano temprano). Sin embargo, la posibilidad de que se hayan formado lagos de gran tamaño (amplios y profundos) dentro de las depresiones del sistema de cañones durante el Hesperiano temprano resulta particularmente interesante ya que, probablemente, este tipo de ambientes podrían haber representado los *nichos* más adecuados para que la vida pudiera haberse originado dentro del Valles Marineris.

La posibilidad de que alguna vez se hayan formado lagos de gran tamaño dentro de las depresiones del sistema Valles Marineris ha sido planteada a partir de las interpretaciones que se le han dado a la presencia de *Depósitos Laminados Interiores* (ILDs) en diferentes partes del sistema de cañones. Como se mencionó en la sección 3.2.1. (*“Ubicación, mineralogía, posible origen e implicaciones de la formación de los Depósitos Laminados Interiores (ILDs) del Valles Marineris”*), una de las teorías que han sido propuestas para explicar el origen de dichos depósitos es que éstos pudieron haberse formado como resultado de la precipitación de sedimentos o detritos en lagos. Una de las evidencias más importantes que ayudan a sustentar esta teoría es la presencia de minerales dentro de los ILDs que sólo se forman en presencia de agua, como hematita, sulfatos mono y polihidratados, yeso y epsomita.

Así, si existe la posibilidad de que se hayan formado cuerpos de agua importantes dentro del Valles Marineris en algún momento de su historia, entonces es necesario determinar

la duración que éstos pudieron haber tenido para establecer si estos ambientes acuáticos perduraron el tiempo suficiente como para que pudiera haberse originado vida en ellos.

6.2. Temporalidad y duración de los cuerpos de agua importantes dentro del Valles Marineris

En general, la temporalidad de la existencia de cuerpos de agua importantes como océanos, mares o lagos en todo Marte no ha sido resuelta satisfactoriamente debido a que la formación de dichos ambientes acuáticos se encuentra estrechamente relacionada con el ciclo hidrológico del planeta, y, como ya se mencionó en el capítulo anterior, la evolución del ciclo hidrológico en Marte no ha sido comprendida del todo debido principalmente a que las observaciones empíricas (es decir, las evidencias geomorfológicas) no coinciden con lo que plantean los modelos climáticos construidos hasta la fecha.

Es importante recordar que casi todos los modelos de evolución planetaria sugieren que Marte dejó de tener una atmósfera lo suficientemente densa que podría haber generado las condiciones necesarias para que pudiera haber existido agua en estado líquido en la superficie hace aproximadamente 4 Ga cuando el planeta dejó de tener un campo magnético. Asimismo, el estudio de *anomalías isotópicas* en la atmósfera marciana, incluyendo el análisis de los valores actuales de la relación Deuterio/Hidrógeno, indican que Marte perdió una cantidad significativa del *inventario total original de agua* también hace aproximadamente 4 Ga (Villanueva et al., 2015). Sin embargo, los rasgos geomorfológicos que han sido interpretados como originados por estancamiento y escorrentía de agua líquida (incluidas varias redes de canales dendríticos que se encuentran dentro del Valles Marineris) han llegado a ser fechadas con edades de hasta el Hesperiano tardío (es decir, de hace unos 3.2 Ga), lo cual es indicador de que la actividad hidrológica continuó ocurriendo y siguió siendo importante varios cientos de millones de años después de que Marte ya no poseía las características climáticas adecuadas para ello (como es sugerido por los modelos climáticos). Así, en un intento por empatar las

observaciones empíricas con los modelos climáticos, varios autores han asumido que si existieron océanos, mares, o lagos después de los 4 Ga, éstos muy probablemente presentaron una cubierta de hielo debido a las condiciones climáticas predominantes a partir del límite Noachiano tardío-Hesperiano temprano (McKay y Davis, 1990; Nedell et al., 1987).

McKay y Davis (1990) hicieron un intento por calcular la duración de los *hábitats acuáticos* en el Marte temprano. Para hacerlo, los autores consideraron un modelo climático simple en el que los lagos habrían presentado una cubierta de hielo a partir del momento en el que las condiciones climáticas en Marte se tornaron frías (es decir, cuando las temperaturas en la superficie del planeta comenzaron a ser menores a las del punto de congelación del agua) pero en el que también se considera la posibilidad de aumentos estacionales de la temperatura debidos a la posición del planeta en el perihelio. Asimismo, McKay y Davis (1990) consideraron factores como la evolución de la presión y la temperatura de la atmósfera marciana a través del tiempo y la variabilidad de la luminosidad solar. Los resultados de su estudio sugieren que, de haber existido glaciares o cuerpos de hielo que hubieran servido como fuentes estacionales *productoras* de agua líquida, los hábitats acuáticos podrían haberse mantenido debajo de cubiertas de hielo relativamente delgadas (de hasta decenas de metros) hasta casi 700 Ma después de que las temperaturas globales cayeron debajo del punto de congelación del agua líquida.

De manera particular, algunas de las secuencias más gruesas de depósitos estratificados (ILDs) que se encuentran dentro del Valles Marineris han sido fechadas con edades del Hesperiano temprano, es decir que pudieron haberse formado dentro del intervalo comprendido entre los 3,500 y 3,300 Ma aproximadamente. Sin embargo, como puede ser inferido a partir de la sucesión estratigráfica explicada en la sección 5.2.2.4. (*“Mineralogía de la parte inferior de las paredes del Valles Marineris: una llave para entender los procesos ígneos tempranos ocurridos en Marte”*), también existe la posibilidad de que algunas de estas secuencias hayan comenzado a formarse desde el Noachiano tardío o incluso, desde el Noachiano medio (Flahaut et al., 2012).

Así como no ha sido posible determinar de manera satisfactoria la duración de otros cuerpos de agua de gran tamaño en Marte, tampoco ha sido posible determinar de manera exacta el tiempo que pudieron haber perdurado los ambientes lacustres dentro del sistema de cañones Valles Marineris, no obstante, a partir de la información anterior es posible inferir lo siguiente:

- Aunque las tasas de sedimentación pueden variar considerablemente a través del tiempo ya que dependen de un gran número de parámetros, el espesor de los ILDs que se encuentran dentro de las depresiones del Valles Marineris, que es del orden de varios kilómetros, sugiere que el ambiente de deposición pudo haber persistido durante cientos de miles o incluso decenas de millones de años.
- La edad de los depósitos laminados interiores más jóvenes sugiere que éstos pudieron haberse formado durante un intervalo de por lo menos 200 Ma.
- Si las condiciones climáticas de Marte cambiaron drásticamente hace 4 Ga y los ambientes acuáticos pudieron haber perdurado hasta 700 Ma después de eso (McKay y Davis, 1990), entonces efectivamente pudieron haber existido cuerpos de agua (aunque muy probablemente con una cubierta de hielo) durante casi todo el Hesperiano. Las edades determinadas para los ILDs más jóvenes localizados dentro de las depresiones del Valles Marineris (las cuales pertenecen al Hesperiano temprano) caen dentro del intervalo propuesto por McKay y Davis (1990).

Así, a partir del análisis anterior se puede concluir que sí es posible que se hayan formado cuerpos de agua importantes dentro del Valles Marineris y que además, éstos pudieron haber existido durante un intervalo de tiempo del orden de cientos de miles o incluso de decenas de millones de años, pero ¿es este intervalo de tiempo suficiente como para que la vida pudiera haberse originado dentro de dichos ambientes acuáticos?.

6.3. Tiempo requerido para originar vida

Dependiendo de las consideraciones que asumen, los estimados del tiempo requerido para que se origine vida pueden variar desde los cientos de miles hasta los cientos de millones de años.

De manera particular, los fósiles de los microorganismos más antiguos encontrados hasta ahora en la Tierra están contenidos en rocas que tienen edades de 3,500 Ma, sin embargo, también se han encontrado evidencias indirectas que indican que la vida pudo haber existido desde hace 3,800 Ma. Antes de y durante dicho intervalo de tiempo, la Tierra *probablemente* experimentó impactos capaces de destruir cualquier forma de vida o de interrumpir la química prebiótica. Los primeros estimados del tiempo máximo requerido para originar vida están basados en la suposición de que si enormes impactores evaporaron los océanos, esterilizaron los planetas e interfirieron con el origen de la vida, entonces ésta debió de haberse originado (o *resurgido*) dentro del intervalo de tiempo comprendido entre dichos impactos (Oberbeck y Fogleman, 1989).

Así, según las consideraciones anteriores, el tiempo máximo requerido para originar vida correspondería al tiempo que transcurrió entre los impactos *esterilizadores* que ocurrieron justo antes de los 3,800 Ma o de los 3,500 Ma, dependiendo de cuándo apareció la vida en la Tierra en realidad. Oberbeck y Fogleman (1989) determinaron que, si la vida en la Tierra apareció por primera vez hace 3,500 Ma, y antes de eso ocurrieron impactos capaces de “esterilizar al planeta”, entonces el tiempo máximo requerido para que surgiera la vida sería de entre 67 y 133 Ma. Por otro lado, si la vida en la Tierra apareció por primera vez hace 3,800 Ma, entonces el tiempo máximo requerido para originar vida sería de entre 2.5 y hasta 25 Ma.

Es necesario mencionar que estimados más recientes han reducido considerablemente el intervalo de tiempo requerido para que se originara la vida en la Tierra basándose en el principio de que la química de las reacciones prebióticas es *robusta* y de que además no requiere periodos extensos para llevarse a cabo. Un ejemplo de lo anterior es la síntesis

prebiótica relativamente rápida de los aminoácidos del cuerpo parental de la meteorita Murchinson, la cual probablemente ocurrió en menos de 100,000 años. Así, aunque la “sopa prebiótica” pudo haberse tardado en formar varios millones de años, las reacciones individuales para sintetizar compuestos prebióticos pudieron haber ocurrido en tiempos mucho menores (Lazcano y Miller, 1996).

A partir de la información anterior, probablemente la visión más optimista implicaría considerar un intervalo de tiempo máximo necesario para originar vida que va desde poco más de los 100,000 años hasta los 133 Ma. Este intervalo de tiempo coincide, por lo menos en orden de magnitud, con la *duración* de los probables cuerpos de agua que pudieron haberse formado dentro del Valles Marineris durante el Noachiano tardío y el Hesperiano temprano.

6.4. Importancia de la actividad volcánica dentro del Valles Marineris durante el Hesperiano temprano

Las condiciones climáticas que existieron en Marte durante la transición Noachiano tardío-Hesperiano temprano probablemente no fueron las más favorables para que continuaran los procesos hidrológico-fluviales y, por lo tanto, tampoco fueron las más propicias para el surgimiento de la vida. Algunas evidencias geológicas sugieren que fue justo durante este periodo (sobre todo durante el Hesperiano temprano) que la actividad volcánica incrementó dentro y en los alrededores del Valles Marineris (Tanaka et al., 2012). Así, aunque las condiciones climáticas dejaron de ser las adecuadas para inducir actividad hidrológica importante, el vulcanismo pudo haber favorecido en gran medida procesos como el socavamiento y la actividad de tipo hidrotermal dentro de los cañones del sistema Valles Marineris.

6.5. Conclusiones sobre las implicaciones astrobiológicas de los procesos que contribuyeron a la evolución del Valles Marineris

Sí es probable que se hayan formado lagos de gran tamaño (de varios kilómetros de extensión y de profundidad) dentro del Valles Marineris.

Dichos cuerpos de agua pudieron haber existido durante cientos de miles o incluso durante cientos de millones de años.

Si los estimados del tiempo máximo requerido para originar vida que se han determinado hasta ahora son correctos, entonces la probable duración de los ambientes lacustres dentro del Valles Marineris es *suficiente* para que haya podido surgir la vida en ellos.

Algunos de los procesos que contribuyeron a la evolución del sistema Valles Marineris, sobretodo los procesos hidrológicos y el vulcanismo, sí tienen implicaciones astrobiológicas.

Conclusiones

Los procesos endógenos en Marte ocurrieron hasta principios del Amazoniano. En particular, los procesos tectónicos (con exclusión de tectónica de placas como la que existe en la Tierra) fueron predominantes durante el Noachiano medio y el Noachiano tardío. Durante el Hesperiano temprano, los procesos más importantes fueron los de tipo volcánico y fluviales.

Las evidencias geológicas visibles en la superficie marciana favorecen a las teorías que proponen un origen de tipo tectónico predominantemente extensional para el sistema de cañones Valles Marineris por encima de las hipótesis que proponen un origen solamente por procesos erosivos o gravitacionales. No obstante, el régimen tectónico que pudo haber inducido la formación del sistema de cañones parece no tener un análogo exacto en la Tierra debido a que las observaciones realizadas en sistemas terrestres similares no pueden explicar al cien por ciento todos los rasgos morfológicos y estructurales que se aprecian dentro y alrededor del Valles Marineris.

El sistema de cañones comenzó a formarse entre el Noachiano medio y el Noachiano tardío. Debido a que la mayor actividad dentro de las depresiones ocurrió durante el Noachiano tardío y el Hesperiano temprano, muy probablemente el Valles Marineris ya se encontraba completamente formado para el Hesperiano tardío. A partir del Amazoniano temprano, la modificación de la morfología de las paredes y de las depresiones se encuentra dominada por procesos exógenos tales como procesos eólicos y gravitacionales.

El intervalo *máximo* de tiempo dentro del cual probablemente existieron cuerpos de agua importantes y continuos dentro del sistema Valles Marineris está comprendido entre el Noachiano medio y el Hesperiano temprano. Así, es posible concluir que existe una ventana de aproximadamente 500 Ma dentro de la cual pudo haberse originado la vida dentro del sistema de cañones.

Por todas las características descritas a lo largo de este trabajo, el Valles Marineris definitivamente debe ser considerado como un sitio de interés en las futuras misiones de exploración de Marte cuyo propósito central sea la búsqueda de indicios de vida en el pasado o incluso en el presente.

Referencias

- Amelin, Y., Krot, A. N., Hutcheon, I. D., Ulyanov, A. A. (2002) Lead isotopic ages of chondrules and calcium-aluminium-rich inclusions. *Science* 297: 1678-1683.
- Andrews-Hanna, J. C. (2012a) The formation of Valles Marineris: 1. Tectonic architecture and the relative roles of extension and subsidence. *Journal of Geophysical Research* 117:
- Andrews-Hanna, J. C. (2012b) The formation of Valles Marineris: 2. Stress focusing along the buried dichotomy boundary. *Journal of Geophysical Research* 117:
- Andrews-Hanna, J. C. (2012c) The formation of Valles Marineris: 3. Trough formation through super-isostasy, stress, sedimentation, and subsidence. *Journal of Geophysical Research* 117:
- Baker, J., Bizzarro, M., Witting, N., Connelly, J., Haak, H. (2005) Early planetesimal melting from an age of 4.5662 Gyr for differentiated meteorites. *Nature* 436: 1127-1131.
- Baker, V. R., Dohm, J. M., Fairén, A. G., Ferré, Ty P. A., Ferris, J. C., Miyamoto, H., Schulze-Makuch, D. (2005) Extraterrestrial hydrogeology. *Hidrogeology Journal* 13: 51-68.
- Baker, V. R. (2006) Geomorphical Evidence for water on Mars. *Elements* 2: 139-143.
- Barlow, G. (2008) Libro: Mars, an introduction to its interior, surface and atmosphere. Cambridge Planetary Science.
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Albarede, F. (2009) Martian meteorite chronology and the evolution of the interior of Mars. *Earth and Planetary Science Letters* 280: 285-295.
- Caro, G., Bourdon, B., Birck, J. L., Moorbath, S. (2003) ^{146}Sm - ^{142}Nd evidence from Isua metamorphosed sediments for early differentiation of the Earth's mantle. *Nature* 423: 428-432.
- Carr, H. (2006) Libro: The Surface of Mars. Cambridge Planetary Science.
- Carr, M. H. y Head III, J. W. (2009) Geologic history of Mars. *Earth and Planetary Science Letters* 294: 185-203.
- Chadwick, D. J. y Lucchita, B. K. (1993) Fault geometries and extension in the Valles Marineris, Mars. *24th Lunar and Planetary Science Conference*: 263-264.
- Chojnacki, M. y Hynek, B. M. (2008) Geological context of water-altered minerals in Valles Marineris, Mars. *Journal of Geophysical Research* 113:
- Chojnacki, M., McEwen, A., Dundas, C., Hamilton, C., Mattson, S., y el equipo del HiRISE (2014) Active processes in Valles Marineris. *Eight International Conference on Mars 2014*.

Dohm, J. M., Williams, J-P., Anderson, R. C., Ruiz, J., McGuire, P. C., Komatsu, G., Davila, A. F., Ferris, J. C., Schulze-Makuch, D., Baker, V. R., Boynton, W. V., Fairén, A. G., Hare, T. M., Miyamoto, H., Tanaka, K. L., Wheelock, S. J. (2009) New evidence for a magmatic influence on the origin of Valles Marineris, Mars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 185: 12-27.

Dohm, J. M. et al. (2013) Mars evolution, en Fairén, A. G., Mars-Evolution, geology, and exploration. Hauppauge, NY. Nova Sciences Publishers, Inc.: 1-34.

Fairén, A. G., Dohm, J. M., Uceda, E. R., Rodríguez, A. P., Baker, V. R., Fernández-Remolar, D., Schulze-Makuch, D., Amils, R. (2005) Prime candidate sites for astrobiological exploration through the hydrogeological history of Mars. *Planetary and Space Science*: 1355-1375.

Fairén, A. G. (2010) A cold and wet Mars. *Icarus* 208: 165-175.

Fasset, C. I. y Head, J. W. (2008a) The timing of Martian valley network activity – Constraints from buffered crater counting. *Icarus* 195: 61-89.

Fasset, C. I. y Head, J. W. (2008b) Valley network-fed, open-basin lakes on Mars – Distribution and implications for Noachian surface and subsurface hydrology. *Icarus* 198: 37-56.

Flahaut, J., Quantin, C., Clenet, H., Allemand, P., Mustard, J. F., Thomas, P. (2012) Pristine Noachian crust and key geologic transitions in the lower walls of Valles Marineris: insights into early igneous processes on Mars. *Icarus* 221: 420-435.

Fortezzo, C. M., Kumar, P. S., Platz, T. (2015) Geologic mapping of central Valles Marineris, Mars. 46th *Lunar and Planetary Science Conference 2015*.

Franck, S., Block, A., von Bloh, W., Bounama, C., Garrido, I., Schellnhuber, H. J. (2001) Planetary habitability: is Earth commonplace in the Milky Way?. *Naturwissenschaften* 88: 416-426.

Gaddis, L. R., Staid, M. I., Johnson, J. R., Titus, T. N. (2003) Mineral mapping in Valles Marineris, Mars: A new approach to spectral demixing of TES data. *Lunar and Planetary Science XXXIV 2003*.

Golombek, M. P., Arvidson, R. E., Bell III, J. F., Christensen, P. R., Crisp, J. A., Crumpler, L. S., Ehlmann, B. L., Ferguson, R. L., Grant, J. A., Greeley, R., Haldemann, A. F. C., Kass, D. M., Parker, T. J., Schofield, J. T., Squyres, S. W., Zurek, R. W. (2005) Assessment of Mars Exploration Rover landing site predictions. *Nature* 436: 44-48.

Gourronc, M., Bourgeois, O., Mége, D., Pochat, S., Bultel, B., Massé, M., Le Deit, L., Le Mouélic, S., Mercier, D. (2014) One million cubic kilometers of fossil ice in Valles Marineris: Relicts of a 3.5 Gy old glacial landsystem along the Martian equator. *Geomorphology* 204: 235-255.

- Halliday, A. N. (2006) The Origin of the Earth. What's New?. *Elements* 2: 205-210.
- Halliday, A. N., Kleine, T. (2006) Meteorites and the timing, mechanisms and conditions of terrestrial planet accretion and early differentiation. En: Lauretta, D., Leshin, L. A., McSween HY Jr (eds) Meteorites and the Early Solar System II. University of Arizona Press, Tucson: 775-801.
- Hartmann, W. K. y Neukum, G. (2001) Cratering chronology and the evolution of Mars. *Space Science Reviews* 96: 165-194.
- Hartmann, W. K. (2005) Martian cratering 8-Isochron refinement and the chronology of Mars. *Icarus* 174: 294-320.
- Hoke, M. R. T. y Hynek, B. M. (2009) Roaming zones of precipitation on ancient Mars as recorded in valley networks. *Journal of Geophysical Research* 114:
- Hynek, B. M., Beach, Michael y Hoke, M. R. T. (2010) Updated global map of Martian valley networks and implications for climate and hydrologic processes. *Journal of Geophysical Research* 115:
- Howard, A. D., Moore, J. M., Irwin, R. P., III. (2005) An intense terminal epoch of widespread flucial activity on early Mars-1. Valley network incision and associated deposits. *Journal of Geophysical Research* 110:
- Irwin, R. P., III, Howard, A. D., Craddock, R. A., Moore, J. M. (2005) An intense terminal epoch of widespread on early Mars-2. Increased runoff and paleolake development. *Journal of Geophysical Research* 110:
- Irwin, R. P., III, Tanaka, K. L., Robbins, S. J. (2013) Distribution of Early, Middle, and Late Noachian cratered surfaces in the Martian highlands – Implications for resurfacing events and processes. *Journal of Geophysical Research* 118: 1-14.
- Ivanov, B. A. (2001) Mars/Moon cratering rate ratio estimates. *Space Science Reviews* 96: 87-104.
- Knoll, A. H. y Grotzinger, J. (2006) Water on Mars and the Prospect of Martian Life. *Elements* 2: 169-173.
- Lazcano, A., Miller, S. L. (1996) The Origin and Early Evolution of Life: Prebiotic Chemistry, the Pre-RNA World, and Time. *Cell* 85: 793-798.
- Maki et al. (1999) The Color of Mars: Spectrophotometric measurements at the Pathfinder landing site. *Journal of Geophysical Research* 104: 8781-8794.
- Mangold, N., Quantin, C., Ansan, V., Delacourt, C., Allenad, P. (2004) Evidence for Precipitation on Mars from Dendritic Valleys in the Valles Marineris Area. *Science* 305:

- Mangold et al. (2008) Geomorphic study of fluvial landforms on the northern Valles Marineris plateau, Mars. *Journal of Geophysical Research* 113:
- McEwen, A. S., Malin, M. C., Carr, M. H., Hartmann, W. K. (1999) Voluminous volcanism on early Mars revealed in Valles Marineris. *Nature* 397: 584-586.
- McKay, C. P. y Davis, W. L. (1990) Duration of Liquid Water Habitats on Early Mars. *Icarus* 90: 214-221.
- Mége, D. y Masson, P. (1996) Amounts of crustal stretching in Valles Marineris, Mars. *Planet and Space Sciences* 44: 749-782.
- Michael, G. G. (2013) Planetary surface dating from crater size-frequency distribution measurements – Multiple resurfacing episodes and differential isochron fitting. *Icarus* 226: 885-890.
- Montgomery, D. R., Som, S. M., Jackson, M. P. A., Schreiber, B. C., Gillespie, A. R., Adams, J. B. (2014) Continental-scale salt tectonics on Mars and the origin of Valles Marineris and associated outflow channels. *Geological Society of America Bulletin* 2009 121: 117-133.
- Morley, C. K. (1989) Evolution, detachments, and sedimentation in continental rifts with particular reference to East Africa. *Tectonics* 8: 1192-1192.
- Nedell, S. S., Squyres, S. W., Andersen, D. W. (1987) Origin and Evolution of the Layered Deposits in the Valles Marineris, Mars. *Icarus* 70: 409-441.
- Oberbeck, V. R., Fogleman, G. (1989) Estimates of the maximum time required to originate life. *Origins of Life and Evolution of Biosphere* 19: 549-560.
- Perkins, J. P., Finnegan, N. J., de Silva, S. L. (2015) Amplification of bedrock canyon incision by wind. *Natura geoscience*. DOI: 10.1038/NGEO2381.
- Popova, O., Nemtchinov, I., Hartmann, W. K. (2003) Bolides in the present and past martian atmosphere and effects on cratering processes. *Meteoritics and Planetary Sciences* 38: 905-925.
- Quantin, C., Allemand, P., Mangold, N., Delacourt, C. (2004) Ages of Valles Marineris (Mars) landslides and implications for canyon history. *Icarus*, vol.
- Schultz, R. A. (1989) Strike-slip faulting of ridged plains near Valles Marineris, Mars. *Nature* 341: 424-426.
- Schultz, R. A. (1995) Gradients in extension and strain at Valles Marineris, Mars. *Planet and Space Sciences* 43: 1561-1566.
- Schultz, R. A. y Lin, J. (2001) Three-dimensional normal faulting models of the Valles Marineris, Mars, and geodynamic implications. *Journal of Geophysical Research* 106: 549-566.

- Sleep, N. H. (1994) Martian plate tectonics. *Journal of Geophysical Research* 99: 5639-5655.
- Tanaka, K. L. (1986) The stratigraphy of Mars, in Proceedings of the Lunar and Planetary Sciences Conference, 17th, Part 1. *Journal of Geophysical Research* 91, suplemento B13: E139-158.
- Tanaka, K. L. y Golombek, M. P. (1989) Martian tension fractures and the formation of grabens and collapse features at Valles Marineris. *19th Lunar and Planetary Science Conference*: 383-396.
- Tanaka, K. L. (2005) Geology and insolation-driven climatic history of Amazonian north polar materials on Mars. *Nature* 437: 991-994.
- Tanaka, K. L., Rodriguez, J. A. P., Fortezzo, C. M., Platz, T., Michael, G., Robbins, S. (2012) Geologic history of Valles Marineris, Mars, Revisited. *43rd Lunar and Planetary Science Conference* 2012.
- Tanaka, K. L., Skinner, J. A., Dohm, J. M., Irwin III, R. P., Kolb, E. J., Fortezzo, C. M., Platz, T., Michael, G. G., Hare, T. M. (2014a) Geologic Map of Mars.
- Tanaka, K. L., Skinner, J. A., Fortezzo, C. M., Hare, T. M., Irwin III, R., P., Platz, T., Michael, G., Dohm, J. M., Kolb, E. J., Robbins, S. J. (2014b) The “new” geology of Mars: Top ten results of post-Viking global mapping and crater-dating. *Eight International Conference on Mars 2014*.
- Villanueva, G. L., Mumma, M. J., Novak, R. E., Käufel, H. U., Hartogh, P., Encrenaz, T., Tokunaga, A., Khayat, A., Smith, M. D. (2015) Strong water isotopic anomalies in the martian atmosphere: Probing current and ancient reservoirs. *Sciencesexpress*, 5 de marzo del 2015.
- Wendt, L., Gross, C., Kneissl, T., Sowe, M., C., J. P., LeDeit, L., McGuire, P. C., Neukum, G. (2011) Sulfates and iron oxides in Ophir Chasma, Mars, based on OMEGA and CRISM observations. *Icarus* 213: 86-103.
- Werner, S. C. (2009) The global Martian volcanic evolutionary history. *Icarus* 201: 44-68.
- Werner, S. C. y Tanaka, K. L. (2011) Redefinition of the crater-density and absolute-age boundaries for the chronostratigraphic system of Mars. *Icarus* 215: 603-607.
- Wilde, S. A., Valley, J. W., Peck, W. H., Graham, C. M. (2001) Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature* 409: 175-178.
- Yin, A. (2011) Structural analysis of the southern Valles Marineris trough zones and implications for large-scale left-slip faulting on Mars. *42nd Lunar and Planetary Science Conference* 2011.

Yin, A. (2012) Structural analysis of the Valles Marineris fault zone: Possible evidence for large-scale strike-slip faulting on Mars. *Listosphere* 4:

Apéndice

Apéndice 1:

Nomenclatura de las 44 unidades identificadas en el Mapa geológico de Marte de Tanaka et al. (2014): Explicación y traducción

El nombre abreviado de cada una de las 44 unidades geológicas identificadas en la última versión del mapa geológico de Marte está conformado por tres o cuatro letras que, dispuestas en el siguiente orden, denotan: 1) Edad de la unidad, 2) Grupo al que pertenece la unidad y (de manera opcional) 3) Subtipo de la unidad.

A continuación se explica de manera más detallada el significado de las letras utilizadas para conformar el nombre de cada unidad:

1. Edad (primera letra):

- a. Letras mayúsculas que denotan el periodo estratigráfico (**N**=Noachiano, **H**=Hesperiano, **A**=Amazoniano) y que pueden o no estar precedidas por:
- b. Letras minúsculas que denotan la época (**e**=temprano, **m**=medio, **l**=tardío).
- c. Para **unidades geológicas que abarcan más de un periodo**, la letra que denota el periodo más joven está seguida por la letra que se pertenece al periodo más viejo.

2. Grupo al que pertenece la unidad (segunda letra):

a = plataforma

b = cuenca

h = Tierras Altas

i = impacto

l = Tierras Bajas

p = polar

t = transición

v = volcánico(a)

3. Subtipo (opcional) (tercera letra):

Cuando es necesario discriminar subtipos particulares de unidades, la primera letra de una palabra modificadora sigue a los nombres de grupos de unidades o etiquetas:

De manera particular, los subtipos de unidades geológicas están definidos como:

- Casquetes **(c)** = capas de hielo residual con albedo alto que cubren algunas partes de las planicies polares.
- Dunas **(d)** = estructuras típicas, aunque diversas, formadas por el viento.
- Edificios **(e)** = estructuras o características topográficas derivados de actividad volcánica.
- Campos **(f)** = grupos de ventilas volcánicas relativamente pequeñas y sus respectivas planicies de lavas.
- Macizos **(m)** = materiales rugosos de alto relieve y altamente craterizados que típicamente constituyen los depósitos que forman los límites de las grandes cuencas de impacto.
- Desagüe **(o)** = depósitos que ocurren dentro de, y que generalmente están ligados a, canales de desagüe de gran escala.
- Unidades Continuas **(u)** = secuencias laminadas o estratificadas que pueden tener desde cientos de metros hasta kilómetros de espesor.

Tabla 15. Significado de cada una de las letras que pueden componer el nombre de cada una de las 44 unidades geológicas identificadas en el Mapa geológico de Marte.

Edad (Primera y Segunda letra)						Nombre del grupo al que pertenece la unidad (Tercera letra)			Subtipo de la unidad (opcional) (Cuarta letra)		
Época (Primera letra)			Periodo (Segunda letra)								
Letra	Significado en inglés	Traducción al español	Letra	Significado en inglés	Traducción al español	Letra	Significado en inglés	Traducción al español	Letra	Significado en inglés	Traducción al español
e	early	temprano	N	Noachian	Noachiano	a	apron	Plataforma	c	cap	Casquete
						b	basin	Cuenca	d	dune	Duna
						h	highland	Tierras Altas	e	edifice	Edificio
m	middle	medio	H	Hesperian	Hesperiano	i	impact	Impacto	f	field	Campo
						l	lowland	Tierras Bajas	m	massif	Macizo
l	late	tardío	A	Amazonian	Amazoniano	p	polar	Polar	o	outflow	Flujo de desagüe
						t	transition	Transición	u	unidivided	Continua
						v	volcanic	Volcánica			

Tabla 16. Nombres de las 44 unidades geológicas traducidos al español. Modificado de la tabla “Descripción de las unidades del mapa con imágenes de las localidades”, anexo del Mapa geológico de Marte (Tanaka et al., 2014). Disponible en:

Nombre de la unidad geológica y breve descripción del grupo al que pertenece			
<p>Unidades de las Tierras Bajas Materiales que ocupan las Tierras Bajas del Norte (y que, por lo tanto, se encuentran en terrenos con elevaciones de entre -5,000 y -4,000 metros)</p>			
Abreviación	Nombre de la unidad	Abreviación	Nombre de la unidad
mAl	Unidad de las Tierras Bajas del Amazoniano medio	IHI	Unidad de las Tierras Bajas del Hesperiano tardío
Unidad de Impacto			
AHI	Unidad de impacto del Amazoniano y el Hesperiano		
<p>Unidades Polares Unidades constituidas principalmente por hielo, polvo y otros materiales finos y que se encuentran localizadas en latitudes polares. Algunas de estas unidades poseen una constante dieléctrica relativamente baja la cual es consistente con hielo de agua y algunas mezclas de hielo de agua con polvo.</p>			
IApc	Unidad del casquete polar del Amazoniano tardío	Hp	Unidad polar del Hesperiano
IApd	Unidad de las dunas polares del Amazoniano tardío	Hpu	Unidad polar continua del Hesperiano
Apu	Unidad polar continua del Amazoniano	Hpe	Unidad polar de edificios del Hesperiano
Ap	Unidad polar del Amazoniano		
Unidades de Cuencas			
Depósitos subyacentes que tienen entre -7,000 y -3,000 metros de elevación y que se encuentran localizados alrededor de las			

planicies de Hellas, Argyre y Utopia.			
eAb	Unidad de cuenca del Amazoniano temprano	eHb	Unidad de cuenca del Hesperiano temprano
IHb	Unidad de cuenca del Hesperiano tardío	HNb	Unidad de cuenca del Hesperiano y del Noachiano
Unidades Volcánicas			
Depósitos piroclásticos y de flujos de lavas que forman volcanes y campos de flujos de lava emanados de fisuras y ventilas centralizadas. La mayoría de estos materiales tienen composiciones basálticas.			
IAv	Unidad volcánica del Amazoniano tardío	eHv	Unidad volcánica del Hesperiano temprano
IAvt	Unidad de campo volcánico del Amazoniano tardío	INv	Unidad volcánica del Noachiano tardío
Av	Unidad volcánica del Amazoniano	Ave	Unidad de edificios volcánicos del Amazoniano
AHv	Unidad volcánica del Amazoniano y del Hesperiano	Hve	Unidad de edificios volcánicos del Hesperiano
IHv	Unidad volcánica del Hesperiano tardío	Nve	Unidad de edificios volcánicos del Noachiano
IHvt	Unidad de campo volcánico del Hesperiano tardío		
Unidades de plataforma			
IAa	Unidad de las plataformas del Amazoniano tardío	ANa	Unidad de plataforma del Amazoniano y del Noachiano
Aa	Unidad de plataforma del Amazoniano		
Unidades de Transición			
Materiales que ocupan zonas marginales de las Tierras Altas y Bajas así como áreas de las Tierras Altas que se encuentran diseccionadas. La mayoría de estas unidades se encuentra a elevaciones de entre -4,000 y -1,000 metros y posiblemente se hayan originado a partir de procesos sedimentarios, volcánicos o de desgaste de masa.			

AHtu	Unidad continua de transición del Amazoniano y del Hesperiano	Ht	Unidad de transición del Hesperiano
Htu	Unidad continua de transición del Hesperiano	Hto	Unidad de flujos de desagüe de transición del Hesperiano
IHt	Unidad de transición del Hesperiano tardío	Hnt	Unidad de transición del Hesperiano y del Noachiano
eHt	Unidad de transición del Hesperiano temprano		
Unidades de las Tierras altas Materiales que conforman las áreas densamente craterizadas de las Tierras medias y altas. Generalmente tienen una elevación de entre 3,000 y 5,000 metros. Estas unidades están dominadas por complejas mezclas de rocas sedimentarias, volcánicas y de impacto.			
HNhu	Unidad continua de Tierras altas del Hesperiano y del Noachiano	eNh	Unidad de Tierras altas del Noachiano temprano
Nhu	Unidad continua de Tierras altas del Noachiano	Nhe	Unidad de edificios de las Tierras altas del Noachiano
eHh	Unidad de Tierras altas del Hesperiano temprano	mNhm	Unidad del macizo de las Tierras altas del Noachiano medio
INh	Unidad de Tierras altas del Noachiano tardío	eNhm	Unidad del macizo de las Tierras altas del Noachiano temprano
mNh	Unidad de Tierras altas del Noachiano medio		

Apéndice 2:
Definiciones de los términos utilizados para nombrar rasgos presentes en superficies planetarias.

Término		Definición
Singular	Plural	
Albedo feature		<i>Aquéllas estructuras que son observadas debido a las variaciones en la cantidad de luz que es reflejada de la superficie marciana.</i>
Catena	Catena	<i>Cadena; línea o sucesión de depresiones ligeramente espaciadas.</i>
Cavus	Cavi	<i>Cavidades; depresiones irregulares bordeadas por escarpes y que generalmente se encuentran en grupos.</i>
Chaos		<i>Caos; área de terreno caótico.</i>
Chasma	Chasmata	<i>Abismo o Valle; depresiones con paredes empinadas; cañón(es) de gran tamaño.</i>
Collis	Colles	<i>Colina o “knob” más o menos pequeña (“smallish”).</i>
Crater		<i>Depresión circular originada por el impacto de algún cuerpo (que puede ser un cometa o un asteroide).</i>
Dorsum	Dorsa	<i>Ridge; estructura elongada elevada; cresta arrugada.</i>
Fluctus		<i>Terreno que tiene estructuras aparentemente formadas por el paso de algún flujo.</i>
Fossa	Fossae	<i>Zanja o fosa; trinchera linear angosta.</i>
Labes		<i>Aquéllas “estructuras” (features) que parecen ser el resultado de un deslizamiento.</i>
Labyrinthus	Labyrinthi	<i>Laberinto; una extensión de depresiones o cañones que se intersectan entre sí.</i>
Lingula	Lingulae	<i>Extensión de una planicie que tiene su borde lenguado.</i>
Mensa	Mensae	<i>Meseta; elevación con cima plana y bordes o paredes empinadas.</i>
Mons	Montes	<i>Montaña.</i>
Patera	Paterae	<i>“Platillo”; cráter complejo poco profundo con paredes “scalloped”.</i>
Planitia	Planitiae	<i>Planicie baja.</i>
Planum	Plana	<i>Planicie alta o “plateau”.</i>

Rupes	Rupes	<i>Escarpe lineal o la cara de un acantilado.</i>
Scopulus	Scopuli	<i>Acantilado; escarpe "ovalado" (lobate) o muy irregular.</i>
Sulcus	Sulci	<i>Área compleja de surcos subparalelos y ridges.</i>
Terra	Terrae	<i>Tierras bajas o Tierras altas.</i>
Tholus	Tholi	<i>Domo; montaña o colina aislada con forma de domo.</i>
Undae		<i>Área de dunas "very wave-like in appearance".</i>
Vallis	Valles	<i>Valle; depresión con forma de cañón y que generalmente es sinuosa.</i>
Vastitas	Vastitates	<i>"Páramo"; planicies o tierras bajas extensas.</i>