

**Evaluación Geomorfológica y Temporal de Procesos Asociados a un Ambiente Fluvial,
Glacial y Periglacial en los Cuadrángulos de Oxia Palus y Hellas, Marte**

Juan David Acosta Torres

Diana Paola Trujillo Amaya

Trabajo de Grado para Optar el título de Geólogo

Director

Jose Pedro Mora Ortiz

Magister en Geographical Information Science and Systems

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físico-Químicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2019

Agradecimientos

Expresamos nuestros agradecimientos a:

El profesor Jose Pedro Mora Ortiz por su asesoramiento, sugerencias y aportes, los cuales hicieron que este escrito fuera mejor.

A los equipos científicos a cargo de los instrumentos HRSC, MOLA, HIRISE, CTX y THEMIS por proporcionar los datos que permitieron la elaboración de este trabajo.

A nuestras familias, quienes nos apoyaron a lo largo de la carrera.

Contenido

	Pág.
Introducción	21
1. Objetivos	23
1.1 Objetivo General.....	23
1.2 Objetivos Específicos.....	23
2. Planteamiento del Problema	24
3. Justificación	25
4. Revisión de Literatura.....	26
5. Marco Geológico	31
5.1 Estructura y características físicas	31
5.2 Geología Local.....	34
5.2.1 Cuadrángulo Oxia Palus.	35
5.2.2 Cuadrángulo Hellas.....	40
6. Metodología	46

7. Resultados	52
7.1 Descripciones Geomorfológicas en Oxia Palus	52
7.1.1 Terreno estriado (TE).....	56
7.1.2 Terrazas.....	64
7.1.3 Macizos Residuales.....	71
7.1.4 Depresiones Termokársticas.	78
7.1.5 Barras de Remolino (BR).....	90
7.1.6 Barras Trans-Remanentes (BTR).....	95
7.1.7 Canales y Depósitos tipo Abanico.	98
7.2 Dataciones Cuadrángulo Oxia Palus.....	108
7.2.1 Ares Vallis	108
7.2.2 Hydaspis Vallis	115
7.2.3 Tiu Vallis	116
7.2.4 Simud Vallis.....	117
7.2.5 Shalbatana Vallis	117
7.3 Descripciones Geomorfológicas de Hellas	120
7.3.1 Derrubios Frontales Lobulados (DFL).....	121
7.3.2 Relleno Lineado de Valle (RLV).....	131
7.3.3 Relleno Concéntrico de Cráter (RCC).	135
7.3.4 Lengua de Detritos (LD).....	137
7.3.5 Regiones montañosas esculpidas.	147
7.4 Dataciones Cuadrángulo Hellas.....	149

8. Discusión.....	154
8.1 Cuadrángulo Oxia Palus	154
8.1.1 Modos de formación y análogos terrestres.	154
8.1.1.1 Terreno Estriado.....	155
8.1.1.2 Macizos Residuales.....	161
8.1.1.3 Depresiones Termokársticas.	168
8.1.1.4 Barras de Remolino.....	175
8.1.1.5 Barras Trans-remanentes.	179
8.1.1.6 Canales y Depósitos tipo Abanico	187
8.1.2 La existencia de agua.	198
8.1.3 Fluvial Vs Glacial	201
8.1.4 Temporalidad de los procesos en Oxia Palus	203
8.2 Cuadrángulo de Hellas.....	207
8.2.1 Modos de formación y análogos terrestres.	208
8.2.1.1 Flujos de Detritos (RLV, RCC y DFL).....	208
8.2.1.2 Lengua de detritos.....	217
8.2.2 Periglacial Vs Glacial.	222
8.2.3 Temporalidad de los procesos en Hellas.....	225
9. Conclusiones	227
Referencias Bibliográficas	231

Lista de Figuras

	Pág.
<i>Figura 1.</i> Comparación de la estructura interna de la Tierra y Marte.	33
<i>Figura 2.</i> Mapa topográfico (a partir de datos del MGS/MOLA) de Marte.....	35
<i>Figura 3.</i> Mapa topográfico (a partir de datos del MGS/MOLA) del cuadrángulo de Oxia Palus (MC-11).	37
<i>Figura 4.</i> Conjunto de montículos, mesetas y geoformas remanentes que caracterizan a los terrenos caóticos.....	38
<i>Figura 5.</i> Mapa topográfico (a partir de datos del MGS/MOLA) del cuadrángulo de Hellas (MC- 28).	41
<i>Figura 6.</i> Anillos propuestos en la Cuenca de Hellas.....	42
<i>Figura 7.</i> Desarrollo de un cráter de impacto complejo.	43
<i>Figura 8.</i> Características generales de Hellas.....	45
<i>Figura 9.</i> Terreno estriado asociado con Ares e Hydaspis Vallis.....	58
<i>Figura 10.</i> Gráficos de barras mostrando la frecuencia absoluta para rangos de longitud (a), ancho (b) y espaciado (c) medidos en los ridges desarrollados a lo largo de Ares Vallis.	60
<i>Figura 11.</i> Terreno estriado desarrollado a diferentes alturas topográficas cerca del nacimiento de Tiu Vallis.....	62
<i>Figura 12.</i> Variaciones en el ancho, espaciado y la amplitud de ridges pertenecientes al terreno estriado situados sobre zonas adyacentes.	63
<i>Figura 13.</i> Terrazas observadas en el sector inicial de Ares Vallis.....	66

<i>Figura 14.</i> Perfiles topográficos realizados transversalmente a la dirección de Ares Vallis donde se observan los niveles de terrazas definidos cerca de su nacimiento	67
<i>Figura 15.</i> Numerosos macizos residuales situados sobre la parte terminal de Simud y Tiu Vallis.	68
<i>Figura 16.</i> Topografía tipo Butte and Basin.	69
<i>Figura 17.</i> Macizos residuales asociados con Ares Vallis.	73
<i>Figura 18.</i> Macizo residual tipo meseta situado cerca de la desembocadura de Simud Vallis. ..	75
<i>Figura 19.</i> Macizo residual tipo meseta situado cerca de la parte terminal de Shalbatana Vallis.	76
<i>Figura 20.</i> Macizo residual tipo colina situado sobre el piso Ares Vallis.	77
<i>Figura 21.</i> Depresiones termokársticas asociadas con Ares Vallis.	79
<i>Figura 22.</i> Comparación entre una depresión termokárstica y un cráter de impacto en Shalbatana Vallis.	81
<i>Figura 23.</i> Conjunto de múltiples depresiones termokársticas situadas en la base del cráter Ares.	82
<i>Figura 24.</i> Depresiones termokársticas situadas en el piso de un cráter de impacto ubicado al norte del cráter Ares.	82
<i>Figura 25.</i> Depresiones termokársticas de forma irregular observadas sobre la base del cráter Galilaei.	84
<i>Figura 26.</i> Conjuntos de depresiones termokársticas degradadas.	85
<i>Figura 27.</i> Depresiones termokársticas asociadas a Ares Vallis.	86
<i>Figura 28.</i> Gráficos de barras mostrando la frecuencia absoluta para rangos de área de depresiones termokársticas asociadas a Ares Vallis.	88
<i>Figura 29.</i> Gráficos de barras mostrando la frecuencia absoluta para rangos de profundidad de depresiones termokársticas asociadas a Ares Vallis.	89

<i>Figura 30.</i> Barras de remolino ubicadas en alcobas de Ares Vallis.	91
<i>Figura 31.</i> Barra de remolino (BR1).	93
<i>Figura 32.</i> Barra de remolino (BR2).	94
<i>Figura 33.</i> Barras trans-remanentes observadas sobre la parte posterior de macizos residuales.	96
<i>Figura 34.</i> Barra trans-remanente situada en la unión entre Ares y Tiu Vallis.	97
<i>Figura 35.</i> Canales tributarios de Ares Vallis.	100
<i>Figura 36.</i> Canales tributarios de Ares y Shalbatana Vallis caracterizados por tener sobre su nacimiento una forma de alcoba (anfiteatro).	101
<i>Figura 37.</i> Depósitos observados sobre el piso de Shalbatana Vallis.	103
<i>Figura 38.</i> Depósitos con forma de abanico situados sobre el piso de Shalbatana Vallis.	104
<i>Figura 39.</i> Depósito con forma de abanico situado sobre el piso de Shalbatana Vallis.	106
<i>Figura 40.</i> Distribución de frecuencia acumulativa de cráteres-diámetro de cráteres (CSFD) para un sector del piso de Ares Vallis situado cerca de su parte intermedia.	108
<i>Figura 41.</i> CSFD para dos sectores del piso de Ares Vallis, cerca de su parte intermedia (antes de la unión de Hydaspis Vallis) y de su nacimiento.	109
<i>Figura 42.</i> CSFD para los niveles de terrazas definidos sobre la zona inicial de Ares Vallis.	109
<i>Figura 43.</i> CSFD para los niveles de terrazas definidos sobre la zona inicial de Ares Vallis – Continuación.	110
<i>Figura 44.</i> CSFD de la capa sedimentaria que parece cubrir la base del Cráter Ares (Figura 23).	111
<i>Figura 45.</i> CSFD de depresiones termokársticas situadas en la capa sedimentaria que suprayace el piso del cráter Ares.	112
<i>Figura 46.</i> CSFD de dos depresiones termokársticas situadas sobre las márgenes de Ares Vallis	

(Figura 21b).	112
<i>Figura 47.</i> CSFD de depresiones termokársticas situadas sobre el piso de Ares Vallis, cerca de su parte terminal (Figura 27).	113
<i>Figura 48.</i> CSFD de macizos residuales tipo colina situados sobre la parte intermedia de Ares Vallis.	114
<i>Figura 49.</i> CSFD de un macizo residual tipo meseta situado sobre la parte terminal de Ares Vallis.	114
<i>Figura 50.</i> CSFD de las dos barras de remolino identificadas en alcobas situadas en la pared de Ares Vallis.	115
<i>Figura 51.</i> CSFD para un sector del piso de Hydaspi Vallis.	115
<i>Figura 52.</i> CSFD del piso de Tiu Vallis, cerca de su nacimiento y su parte intermedia.	116
<i>Figura 53.</i> CSFD de un nivel de terraza y un macizo residual tipo meseta observados cerca del nacimiento de Tiu Vallis.	116
<i>Figura 54.</i> CSFD de un sector del piso de Simud Vallis situado cerca de su nacimiento y un macizo residual tipo meseta situado cerca de su desembocadura.	117
<i>Figura 55.</i> CSFD de un sector del piso de Shalbatana Vallis ubicado sobre su parte intermedia.	117
<i>Figura 56.</i> CSFD para los dos niveles de terrazas definidos cerca del nacimiento de Shalbatana Vallis.	118
<i>Figura 57.</i> CSFD para dos depósitos con estructura interna situados cerca de la parte intermedia del piso de Shalbatana Vallis.	118
<i>Figura 58.</i> CSFD para dos depósitos (considerados como posibles abanicos aluviales) situados cerca del nacimiento de Shalbatana Vallis.	119

<i>Figura 59.</i> CSFD para una depresión termokárstica situada sobre las márgenes de Shalbatana Vallis, cerca de su parte terminal.	119
<i>Figura 60.</i> Cuadrángulo de Hellas. Se resalta a color la zona de principal ocurrencia de los DFL.	121
<i>Figura 61.</i> DFL de morfología convexa observada en el cuadrángulo Hellas.	121
<i>Figura 62.</i> Gráfico de áreas de los DFL observados en el cuadrángulo Hellas.	122
<i>Figura 63.</i> Patrones texturales a gran escala que caracterizan los DFL observados en el cuadrángulo Hellas.	124
<i>Figura 64.</i> Diagrama de cajas y bigotes con los rangos de áreas de los DFL observados en el cuadrángulo Hellas.	125
<i>Figura 65.</i> Texturas locales de los DFL de textura relativamente suave observados en el cuadrángulo Hellas.	126
<i>Figura 66.</i> DFL típicos de textura relativamente suave observados en el cuadrángulo Hellas. ..	127
<i>Figura 67.</i> DFL de textura semi-caótica observados en el cuadrángulo Hellas.	128
<i>Figura 68.</i> DFL de textura caótica observado en el cuadrángulo Hellas.	129
<i>Figura 69.</i> Flujos proglaciales de DFL observados en el cuadrángulo Hellas.	130
<i>Figura 70.</i> Outflow channels observados en el cuadrángulo Hellas.	132
<i>Figura 71.</i> Depósitos dentro de los outflow channels observados en el cuadrángulo Hellas.	133
<i>Figura 72.</i> Rellenos típicos de cráteres observados en el cuadrángulo Hellas.	136
<i>Figura 73.</i> Zonas principales de ocurrencia de las lenguas de detritos observadas en el cuadrángulo Hellas.	138
<i>Figura 74.</i> Geoformas erosionales asociadas al desprendimiento de depósitos con forma de lengua observadas en el cuadrángulo Hellas.	140

<i>Figura 75.</i> Lengua individual de superficie cóncava observada en el cuadrángulo Hellas.....	141
<i>Figura 76.</i> LD asociadas a estructuras morrénicas observadas en el cuadrángulo Hellas.	142
<i>Figura 77.</i> Morfología de las morrenas observadas dentro del cuadrángulo Hellas.	143
<i>Figura 78.</i> Patrones texturales para una LCc observada en el cuadrángulo Hellas.....	144
<i>Figura 79.</i> Características topográficas de la superficie de la LCx observada dentro del cuadrángulo Hellas.....	146
<i>Figura 80.</i> Morfología de regiones montañosas esculpidas observadas en el cuadrángulo Hellas.	148
<i>Figura 81.</i> CSFD del piso y rellenos de valle lineados de Niger y Dao Vallis.	149
<i>Figura 82.</i> CSFD correspondientes a los RLV sobre los pisos de dos segmentos de Reull Vallis y Harmakhis Vallis	150
<i>Figura 83.</i> CSFD correspondientes a 4 rellenos concéntricos de cráteres (RCC).....	151
<i>Figura 84.</i> CSFD para 4 diferentes complejos de DFL de textura relativamente suave.	152
<i>Figura 85.</i> CSFD para 2 complejos de DFL de textura semi-caótica y 2 complejos DFL de textura caótica.	153
<i>Figura 86.</i> CSFD correspondientes a geoformas de lenguas de detritos de superficie convexa y superficie cóncava.....	154
<i>Figura 87.</i> Posibles análogos geomorfológicos terrestres del terreno estriado definido en el cuadrángulo Oxia Palus.	157
<i>Figura 88.</i> Parte de la secuencia hipotética de erosión generada por eventos inundacionales en el channeled scabland.	158
<i>Figura 89.</i> Análogos terrestres del terreno estriado definido en el cuadrángulo Oxia Palus.	159
<i>Figura 90.</i> Gráfico de relación entre ancho y longitud de 32 macizos residuales observados en el	

cuadrángulo Oxia Palus.	163
<i>Figura 91.</i> Posibles alternativas morfológicas de algunas geoformas residuales observadas en el cuadrángulo Oxia Palus.	164
<i>Figura 92.</i> Análogos terrestres de los macizos residuales definidos en el cuadrángulo Oxia Palus.	165
<i>Figura 93.</i> Análogos terrestres de los macizos residuales definidos en el cuadrángulo Oxia Palus.	167
<i>Figura 94.</i> Análogos terrestres de los macizos residuales definidos en el cuadrángulo Oxia Palus.	167
<i>Figura 95.</i> Posible secuencia de formación de algunas de las depresiones termokársticas observadas en Oxia Palus.....	172
<i>Figura 96.</i> Análogos terrestres de algunas depresiones termokársticas definidas en el cuadrángulo Oxia Palus.	173
<i>Figura 97.</i> Ambiente de depositación de una Boulder Berm, un posible análogo de las barras de remolino definidas en Ares Vallis.....	176
<i>Figura 98.</i> Posibles análogos terrestres de las barras de remolino definidas en Ares Vallis.....	177
<i>Figura 99.</i> Posibles análogos terrestres de las barras de remolino definidas en Ares Vallis.....	178
<i>Figura 100.</i> Posibles alternativas con respecto a las características del terreno sobre la parte frontal y terminal de algunas geoformas residuales.....	183
<i>Figura 101.</i> Posible análogo terrestre de las barras trans-remanentes definidas en el cuadrángulo Oxia Palus.	184
<i>Figura 102.</i> Posibles análogos terrestres de las barras trans-remanentes definidas en el cuadrángulo Oxia Palus.	186

<i>Figura 103.</i> Canales tributarios de Shalbatana Vallis.	189
<i>Figura 104.</i> Modelo de desarrollo de canales originados por la erosión de agua subterránea emergente (Groundwater Sapping).	190
<i>Figura 105.</i> Canales con forma de “anfiteatro” originados por la erosión de agua subterránea emergente observados en la Plateau de Colorado.	192
<i>Figura 106.</i> Canal tributario de Shalbatana Vallis asociado a un wrinkle ridge.	193
<i>Figura 107.</i> Posibles secuencias de desarrollo de los wrinkle ridges.	194
<i>Figura 108.</i> Canales tributarios de Shalbatana Vallis.	196
<i>Figura 109.</i> Comparación entre un posible abanico aluvial de Marte y uno terrestre.	197
<i>Figura 110.</i> Posibles análogos terrestres de RLV del cuadrángulo de Hellas.	209
<i>Figura 111.</i> Formación de RLV en el fondo de un canal.	210
<i>Figura 112.</i> Estructuras de pie de talud y componentes de hielo en general en áreas montañosas.	212
<i>Figura 113.</i> Ejemplo de rapas de protalus.	213
<i>Figura 114.</i> Lóbulo de protalus dentro del cuadrángulo de Hellas y posible análogo terrestre.	214
<i>Figura 115.</i> DFL vistos en planta dentro del cuadrángulo de Hellas.	215
<i>Figura 116.</i> Evolución de procesos degradacionales por sublimación en algunas superficies con contenido de hielo.	216
<i>Figura 117.</i> Análogos terrestres de las LD definidas en el cuadrángulo de Hellas.	218
<i>Figura 118.</i> Modelo de formación de las LCc.	219
<i>Figura 119.</i> Posibles zonas fuentes para la LCx observada en el cuadrángulo de Hellas.	222

Lista de Tablas

	Pág.
Tabla 1. Rangos de edades absolutas para las épocas definidas en Marte.....	22
Tabla 2. Dimensiones de las 11 barras trans-remanentes identificadas en el área de estudio.	98
Tabla 3. Dimensiones de algunos depósitos situados en Shalbatana Vallis.	107

Lista de Apéndices

(Ver apéndices adjuntos en el CD y pueden visualizarlos en la Base de Datos de la Biblioteca UIS)

Apéndice A. Mapa topográfico general del cuadrángulo Oxia Palus (USGS). Contexto para la ubicación de mapas locales.

Apéndice B. Mapa geomorfológico (N°1) de la sección inicial de Ares Vallis.

Apéndice C. Mapa geomorfológico (N°2) de un sector intermedio de Ares Vallis.

Apéndice D. Mapa geomorfológico (N°3) de un sector intermedio de Ares Vallis.

Apéndice E. Mapa geomorfológico (N°4) de la sección inicial de Shalbatana Vallis.

Apéndice F. Mapa geomorfológico (N°5) de la sección terminal de Shalbatana Vallis.

Apéndice G. Mapa topográfico general del cuadrángulo Hellas (USGS). Contexto para la ubicación de mapas locales.

Apéndice H. Mapa geomorfológico (N°6) al este de la cuenca de Hellas Planitia.

Apéndice I. Mapa geomorfológico (N°7) al este de la cuenca de Hellas Planitia.

Resumen

Título: Evaluación Geomorfológica y Temporal de Procesos Asociados a un Ambiente Fluvial, Glacial y Periglacial en los Cuadrángulos de Oxia Palus y Hellas, Marte*

Autores: Juan David Acosta Torres' Diana Paola Trujillo Amaya**

Palabras Clave: Marte, Oxia Palus, Hellas, Fluvial, Periglacial, Glacial, Conteo De Cráteres, Análogos Terrestres, Geomorfología.

Descripción

Los cuadrángulos de Oxia Palus y Hellas cubren regiones de Marte donde se evidencian procesos asociados al ambiente fluvial, glacial y periglacial. Haciendo uso de imágenes satelitales de alta resolución y de datos topográficos (principalmente de la CTX y el MOLA) determinamos las características y las edades de geoformas presentes en ambos cuadrángulos desarrolladas por dicho tipo de procesos.

El conjunto de geoformas descritas en Oxia Palus está conformado por terrazas, barras, canales, depósitos tipo abanico, el terreno estriado, macizos residuales, y depresiones termokársticas. A excepción de estas últimas, consideramos que la génesis de las demás se relaciona directamente con eventos de inundación catastróficos. El desarrollo de las depresiones termokársticas, por otro lado, estuvo relacionado con procesos asociados a un ambiente periglacial. La modificación de la superficie por inundaciones se dio predominantemente durante el Hesperiano Tardío, y posiblemente también durante el Amazoniano Temprano y Medio. Variaciones climáticas a lo largo del Amazoniano Temprano, Medio y Tardío habrían dado lugar al congelamiento del agua y al descongelamiento y/o la sublimación de masas de hielo, dejando como resultado una superficie con geoformas producidas por procesos periglaciales.

Por otro lado, las geoformas descritas en Hellas se pueden agrupar en tres grupos. El primero se compone por los outflow channels, los cuales marcan un periodo de actividad fluvial hasta antes del Amazoniano Medio. El segundo grupo se compone por circos glaciares, valles glaciares, horns, aristas y estructuras morrénicas, el cual consideramos producto de un dominio glacial en la región durante el Amazoniano Medio e inicios del Amazoniano Tardío. Finalmente, el tercer grupo de geoformas se compone por estructuras depositacionales de relleno lineado de valle, relleno concéntrico de valle, derrubios frontales lobulados y lengua de detritos, las cuales son características de un ambiente periglacial, el cual se desarrolló en el Amazoniano Tardío reciente.

* Trabajo de grado

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Jose Pedro Mora Ortiz, Magister en Geographical Information Science and Systems.

Abstract

Title: Geomorphological and Temporal Evaluation of Fluvial, Glacial and Periglacial Related Processes in the Oxia Palus and Hellas Quadrangles, Mars*

Authors: Juan David Acosta Torres, Diana Paola Trujillo Amaya**

Keywords: Mars, Oxia Palus, Hellas, Fluvial, Periglacial, Glacial, Crater Counting, Terrestrial Analogs, Geomorphology.

Description

The Oxia Palus and Hellas quadrangles cover Mars regions where there is evidence of fluvial, glacial and periglacial related processes. Using high resolution satellite images and topographic data (mainly from CTX and MOLA) we determined the features and ages of landforms present in both quadrangles developed by said type of processes.

The set of landforms described in Oxia Palus is made up by terraces, bars, channels, fan-shaped deposits, striated terrain, residual massifs, and thermokarst depressions. With the exception of the latter, we consider that the genesis of the others is directly related to catastrophic flooding events. The thermokarst depressions development, on the other hand, was related to periglacial related processes. The flooding resurfacing events occurred predominantly during the Late Hesperian, and possibly also during the Early and Middle Amazonian. Climatic variations throughout the Early, Middle and Late Amazonian would have resulted in the freezing of water and the thawing and/or sublimation of ice masses, leaving as a result a surface with landforms produced by periglacial processes.

On the other hand, the landforms described in Hellas can be grouped into three groups. The first one consists of the outflow channels, which mark a period of fluvial activity until the Middle Amazonian. The second group is made up of glacial cirques, glacial valleys, horns, arêtes and moraine structures, which we consider to be the product of a glacial domain in the region during the Middle Amazonian and the first part of the Early Amazonian. Finally, the third landforms group is composed of depositional structures like lineated valley fill, concentric crater fill, lobate debris aprons and debris tongue, which are characteristic of a periglacial environment, which is established in the recent Late Amazonian.

* Bachelor Thesis

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Jose Pedro Mora Ortiz. Magister en Geographical Information Science and Systems

Introducción

La superficie de Marte muestra evidencias claras de la acción de diversos procesos geológicos en gran parte muy similares a los que han afectado a la Tierra. Dentro de estos se encuentran los procesos volcánicos (Carr, 1973, 1974; Giacomini et al., 2009), tectónicos (Carr, 1974; Baker et al. 2002; Dohm et al. 2002; Mueller y Golombek, 2004), fluviales (McCauley et al., 1972; Milton, 1973; Baker y Milton, 1974; Sharp y Malin, 1975), eólicos, glaciales (Lucchitta et al., 1981; Lucchitta, 1982) y periglaciales (Sharp, 1973; Gatto y Anderson, 1975; Costard y Kargel, 1995). Los cráteres de impacto son otro de los procesos a tomar en cuenta en la evolución del planeta ya que estos, además de marcar de manera característica la superficie del planeta, han sido la base para realizar dataciones absolutas y relativas de su superficie (Hartmann y Neukum, 2001; Ivanov, 2001)

A pesar del accionar de estos procesos, su registro geológico y geomorfológico ha permanecido relativamente inalterado a lo largo de gran parte de su historia, esto, según Dohm et al. (2002), debido al rápido cese, al menos desde el Noaquiario tardío (TABLA 1), de su dinamismo interior y a las bajas tasas de erosión que dicha estabilidad conllevó.

Los datos proporcionados por los programas Mariner y Viking, así como por los satélites Mars Global Surveyor (MGS, por sus siglas en inglés), Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) y muchos otros orbitadores, aterrizadores y rovers han permitido que a lo largo de casi 50 años se acumule una gran cantidad de información útil para el continuo estudio de las geoformas que cubren el planeta. Al complementar dicha información con el estudio de análogos terrestres se tiene la posibilidad de entender los mecanismos de formación de dichos paisajes (Baker, 2001).

Debido a que pueden tener implicaciones climáticas o incluso biológicas, los estudios enfocados a entender como el agua o el hielo han modificado la superficie del planeta son de gran importancia.

Por lo anterior, el objetivo del presente trabajo consiste en la identificación y datación de geoformas asociadas a los ambientes fluvial, glacial y periglacial sobre dos cuadrángulos (definidos por el Servicio Geológico de Estados Unidos) de Marte. Para esto se hizo uso de imágenes de alta resolución tomadas principalmente por la Context Camera (CTX) y por el Thermal Emission Imaging System (THEMIS), así como también de datos topográficos del Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) y del High Resolution Stereo Camera (HRSC). Para el tratamiento de las imágenes se utilizó el software Quantum GIS (QGIS) 2.18, mientras que para la definición de las edades de las geoformas, mediante la técnica de conteo de cráteres, se utilizaron los softwares Craterstats 2.0 y CSFD Tools.

Tabla 1.

Rangos de edades absolutas para las épocas definidas en Marte

Época	Rango de edad absoluta (Ga)
Amazoniano Tardío	0.6 - 0.3 al presente
Amazoniano Medio	2.1 - 1.4 a 0.6 - 0.3
Amazoniano Temprano	3.1 - 2.9 a 2.1 - 1.4
Hesperiano Tardío	3.6 a 3.1 - 2.9
Hesperiano Temprano	3.7 a 3.6
Noaquiario Tardío	3.82 a 3.7
Noaquiario Medio	3.95 a 3.82
Noaquiario Temprano	> 3.95

Nota: Representación de la figura 14 de Hartmann y Neukum, 2001. Tomado de Fairén et al. (2003).

1. Objetivos

1.1 Objetivo General

Describir unidades geomorfológicas producidas por procesos fluviales, glaciales y periglaciales presentes en dos cuadrángulos de Marte (según USGS), y determinar su temporalidad mediante la técnica de conteo de Cráteres

1.2 Objetivos Específicos

- Señalar las características de las geoformas producidas por procesos fluviales, glaciales y periglaciales en los cuadrángulos de Oxia Palus y Hellas, de Marte.
- Identificar análogos geomorfológicos terrestres de las geoformas descritas.
- Indicar posibles modos de formación de las geoformas mencionadas.
- Establecer la edad de las geoformas producidas por los procesos mencionados.

2. Planteamiento del Problema

Geoformas asociadas con un origen fluvial, glacial o periglacial se han propuesto en Marte al menos desde inicios de la década de los 70. Con las imágenes obtenidas por las Mariner 6 y 7, Belcher et al. (1971) interpretaron algunas características superficiales como de origen glacial y periglacial (morrenas y estructuras de colapso origen de termokárstico), y posteriormente imágenes tomadas por la Mariner 9 revelaron grandes canales y valles cuya morfología fue interpretada por McCauley et al. (1972) como de origen fluvial. A su vez, la continua llegada de nuevas misiones y por ende de nueva información ha permitido que otros autores estudien con mayor detalle las características morfológicas generadas por dichos agentes sobre la superficie del planeta.

Tras la recopilación de esta gran cantidad de información sobre ciertas áreas ubicadas dentro (o muy cerca) de los cuadrángulos que se estudian en el presente trabajo ya se han realizado estudios que analizan aspectos geomorfológicos como los acá tratados, como los de Komatsu y Baker (1997); Di Achille et al. (2007); Pacifici et al. (2009); Warner et al. (2009) (Cuadrángulo Oxia Palus); Hubbard et al. (2011); Bernhardt et al. (2016); Diot et al. (2016) (Cuadrángulo Hellas); sin embargo a nuestra consideración algunos de ellos: no realizan descripciones muy detalladas, tienen un enfoque relativamente restringido en cuanto a extensión y no suelen incluir mapas geomorfológicos. Debido a esto consideramos que hacen faltas estudios que abarquen los aspectos mencionados y permitan complementar la información disponible sobre las características geomorfológicas y temporales de ambos cuadrángulos.

3. Justificación

Marte, el cuarto planeta rocoso desde el sol, con un diámetro aproximadamente la mitad del de la Tierra (Smith et al., 1999), una atmósfera tenue (Kaplan et al., 1964) y un dinamismo interior bajo (Baker et al., 2007), se encuentra actualmente bajo condiciones diferentes a las de nuestro planeta, sin embargo las múltiples misiones espaciales que han visitado el planeta han mostrado cada vez con más detalle los diversos procesos geológicos que han marcado su superficie (Baker, 2001). Estudiar dichos procesos y sus relaciones temporales mediante imágenes satelitales es la base para conocer la historia evolutiva del planeta.

Dentro de los cuadrángulos trabajados se observan expresiones geomorfológicas creadas por procesos fluviales, glaciales y periglaciales ya observadas por otros autores desde el siglo pasado. La descripción detallada de estas geoformas contribuye de manera general a complementar el conocimiento geológico de dichas zonas, mientras que la evaluación temporal de las mismas permite establecer la temporalidad de los procesos que marcaron a estas regiones durante diferentes periodos de tiempo.

A pesar de que mediante el estudio de los procesos que actúan y han actuado sobre la superficie terrestre se busca comprender la evolución y el funcionamiento actual del sistema Tierra, el estudio de los procesos evidenciados en otros cuerpos planetarios rocosos, como es el caso de Marte, además de aportar al conocimiento geológico sobre este, puede proporcionar ideas nuevas sobre el camino evolutivo que ha seguido nuestro planeta. Igualmente cabe resaltar que son pocos los trabajos sobre este tema realizados en el país, por lo tanto, promover el estudio de una rama de la Geología poco tomada en cuenta en Colombia pero ya bien establecida y desarrollada en muchos países del mundo es de gran importancia.

4. Revisión de Literatura

En la Tierra el desarrollo de geoformas asociadas a los ambientes fluvial, glacial y periglacial es posible debido al cumplimiento de un factor en común: la existencia de agua. En Marte, por lo tanto, para la identificación de geoformas asociadas a estos mismos ambientes se requiere que la misma condición se satisfaga. En la actualidad, sin embargo, las condiciones climáticas lo impiden en gran parte. Con temperaturas diurnas medias de -53°C (220°K) (Carr, 1987) y presiones atmosféricas con una media de 6 mbar, con el CO_2 como principal responsable (Sagan et al., 1973; Carr, 1987), el agua líquida es inestable sobre toda la superficie, mientras que en forma de hielo sólo es estable en los polos (Leighton y Murray, 1966). A pesar de esto, datos obtenidos por orbitadores, aterrizadores y rovers que llegaron al planeta desde el siglo pasado han sido la base para señalar que el agua si pudo haber estado presente en cantidades considerables sobre su superficie, y posiblemente, qué condiciones climáticas más cálidas y húmedas pudieron darse en el pasado (Craddock y Howard, 2002; Bibring et al., 2006; Boynton et al., 2009). No obstante diferentes análisis, como el de Kasting (1991), señalan que posiblemente las condiciones para sostener a un “Marte Cálido” no se llegaron a dar. En general la existencia o no del agua ha sido cuestionada ya desde hace tiempo.

Desde finales del siglo XIX el astrónomo Giovanni Virginio Schiaparelli planteó por primera vez mediante observaciones de telescopio la existencia de canales en Marte (como se citó en Milton, 1973), y por ende, abrió la posibilidad de que el agua podía estar presente sobre su superficie. Sobre la mitad del siglo XX la comunidad científica parecía mantener una percepción favorable ante la presencia de agua en Marte. Por entonces se creía que la presión atmosférica

sobre la superficie se encontraba en el rango de los 100 a 250 mbar y se asumía la existencia de grandes cantidades de agua (Carr, 1987), sin embargo este pensamiento empezó a cambiar con las observaciones realizadas por Dunham (1952) y Corliss (1957) (como se citó en Kaplan et al., 1964), las cuales indicaban que sobre la superficie de Marte existían bajos contenidos de vapor de agua. La idea de un planeta rico en agua pareció cambiar de manera definitiva durante la década de los sesentas. Un análisis espectroscópico realizado por Kaplan et al. (1964) mostró, contrario a lo que se pensaba, que la presión atmosférica media de la superficie era de 25 ± 15 mbar (relativamente cercana a la del punto triple del agua), y a su vez, que la cantidad de agua precipitable presente en la atmósfera era de 14 ± 7 μm . A finales de la década esta nueva visión de un planeta sin agua pareció confirmarse con las imágenes tomadas por la Mariner 4, las cuales, aunque cubrían una pequeña parte de la superficie, mostraban un planeta “inerte” altamente craterizado, similar en apariencia a la luna (Carr, 1987).

Posteriormente, a principio de los setentas, las imágenes mostradas por las Mariner 6 y 7 parecieron generar nuevamente un cambio de pensamiento. Aunque en principio las fotografías tomadas por estas dos sondas mostraban un paisaje no muy diferente al observado por la Mariner 4 (McCauley et al., 1972), debido a que su línea de vuelo no permitió que estas observaran los grandes volcanes del hemisferio norte ni el gran cañón (Valles Marineris) que se extiende sobre el ecuador (NASA/JPL), Belcher et al. (1971) señalaron que algunas de las geoformas mostradas por ellas podían tener un origen glacial o periglacial.

Una nueva imagen sobre la historia climática de Marte terminaría creándose con la llegada de la Mariner 9. Su llegada permitió observar no solo las grandes construcciones volcánicas que poseía el planeta (McCauley et al, 1972; Carr, 1973) sino que también reveló la presencia de prominentes canales y valles que cubrían sus regiones ecuatoriales y de latitudes medias, cuya

morfología parecía indicar que eran resultado de la erosión generada por flujos de agua (McCauley et al, 1972; Milton, 1973; Baker y Milton, 1974). Especialmente notables eran algunos valles de gran escala que se caracterizaban por contar con sus dimensiones máximas desde su nacimiento y por surgir desde fuentes localizadas, denominadas Terrenos Caóticos. En la clasificación de canales observados en Marte realizada por Sharp y Malin (1975), a estos se les denominó como Outflow Channels.

La llegada a mediados de los setentas de los orbitadores Viking 1 y 2 permitió la obtención de nuevas imágenes, en su mayoría de mejor resolución, las cuales serían la base para el estudio más detallado (descripción y distribución) del paisaje geomorfológico creado por el agua (Baker y Kochel, 1979). Aunque para entonces ya se conocía desde hace algún tiempo que bajo las condiciones actuales el agua no era estable sobre la superficie del planeta, el registro geológico pareció confirmar que en el pasado esta sí lo fue. Incluso previo a los descubrimientos realizados por la Mariner 9, Sagan (1971) (como se citó en Sagan et al., 1973) había indicado que Marte se encontraba actualmente en una edad de hielo, que las condiciones de presión y temperatura fueron diferentes en el pasado, y que el planeta oscilaba entre dichos estados fríos y cálidos.

Por entonces se consideraba que los outflow channels y las geoformas asociadas con ellos que mostraron los orbitadores Mariner y Viking tenían características consistentes con una génesis asociada a flujos de inundación catastróficos (Baker y Milton, 1974), en gran parte por su comparación con geoformas presentes en una región de Washington, Estados Unidos, compuesta por una porción de la Plateau basáltica de Columbia y de la cuenca de Columbia, que fue sujeta a múltiples inundaciones de gran magnitud durante el Pleistoceno, denominada como “Channeled Scabland” (Baker, 2009).

A pesar de esto Lucchitta et al. (1981) plantearon una alternativa diferente. Apoyados en las

similitudes dimensionales y morfológicas que tenían las geoformas asociadas con los outflow channels (supuestamente formadas por flujos de agua) y algunas geoformas terrestres esculpidas por masas de hielo, sugirieron en cambio que la génesis de estas parecía corresponder con un ambiente glacial. Según esta hipótesis, extendida por Lucchitta (1982), es probable que los outflow channels se hayan formado inicialmente por flujos de agua, no obstante las características que poseen las geoformas asociadas con ellos parecen sugerir que su configuración actual es producto de una modificación secundaria generada por la acción erosiva del hielo.

Además de lo señalado por Lucchitta et al. (1981) y Lucchitta (1982), otros autores ya habían propuesto la posible existencia de geoformas asociadas a la presencia de hielo superficial y permafrost (Belcher et al., 1971; Sharp, 1973; Gatto y Anderson, 1975; Carr y Schaber, 1977).

Autores como Carr y Schaber (1977), Squyres (1978), Squyres y Carr (1986), Carr (1987), hablaron específicamente por primera vez sobre geomorfología asociada a procesos glaciales y periglaciales. Sharp (1973), a través de las imágenes emitidas por la Mariner 9 realizó especulaciones sobre el contenido de hielo y permafrost en Marte a partir de la existencia de terrenos con patrones texturales que se asemejan a una superficie cuya historia pudo haber estado relacionada a procesos de evaporación o derretimiento. A su vez, Carr y Schaber (1977) señalaron características topográficas generadas por gelifluxión vinculadas a la presencia de permafrost, las cuales se asemejaban considerablemente a la morfología presente en zonas periglaciales en la Tierra, y mostraron la existencia de superficies con características erosivas generadas por la desgasificación y derretimiento de hielo, evidenciado en la formación de depresiones termokársticas.

Igualmente se indicó la presencia de otros rasgos morfológicos, como geoformas lobulares, en regiones de medias a altas latitudes de Marte (Squyres, 1979), cuya existencia se asoció a la

existencia pasada de periodos estacionales de deposición de agua (proceso inverso a la sublimación) de magnitud relativamente mayor a la de otras áreas del planeta. Esto pareció estar en acuerdo con mapas que mostraban la distribución espacial de la superficie marciana rica en hielo (Squyres y Carr, 1986).

A finales del siglo XX e inicios del XXI, la llegada de nuevos satélites, como el MGS y el MRO permitió la obtención de una nueva serie de datos provenientes de instrumentos como el MOLA, la Mars Orbiter Camera (MOC), la CTX, y la cámara High Resolution Imaging Science Experiment (HIRISE), hecho que representó un nuevo avance en el estudio de las características geomorfológicas de Marte ya que fue posible observar con un mayor grado detalle las características de las geoformas que cubrían su superficie.

Head et al. (2003), por ejemplo, a través de datos obtenidos por los orbitadores MGS y Mars Odyssey múltiples mostraron evidencias de depósitos superficiales formados como resultado de glaciaciones recientes cuyas características morfológicas, topográficas y químicas se encontraron consistentes con modelos que explicaban la estabilidad del hielo sobre la superficie. La depositación y pérdida de material (hielo) se consideró como producto de cambios climáticos relacionados estrechamente con variaciones del ángulo de inclinación del planeta (Head et al., 2003).

Por otro lado, las imágenes obtenidas por la MOC también permitieron observar aún con más detalle los valles que cubrían la superficie, así como detallar por primera vez la presencia de pequeños canales (Gullies), destacables debido a que generaron depósitos de flujos de detritos que se superponían a geoformas muy poco craterizadas, indicando así un origen de estos muy joven (Malin y Edgett, 2000).

De modo general, los datos proporcionados por los programas Mariner y Viking, así como por

los instrumentos que hacen parte de los satélites MGS y el MRO han sido utilizados desde finales de la década de los sesentas por diversos autores (Belcher et al., 1971; Sharp, 1973; Milton, 1973; Baker y Milton, 1974; Sharp y Malin, 1975; Anderson y Gatto, 1975; Carr y Schaber, 1977; Baker y Kochel, 1979; Komatsu y Baker, 1997; Lucchitta et al., 1981; Lucchitta, 1982; Baker, 2006; Soare et al., 2007; Hubbard et al., 2011) para describir, analizar y mapear las geoformas fluviales, glaciales y periglaciales que se observan sobre la superficie del planeta.

5. Marco Geológico

5.1 Estructura y características físicas

Marte hace parte del grupo de los cuatro planetas rocosos que posee el sistema solar, constituyendo en su conjunto el sistema solar interior. La característica fundamental que tienen en común estos planetas es su formación, ya que esta puede explicarse en términos simplificados, bajo modelos dinámicos tradicionales, mediante un proceso de acreción progresiva de planetesimales, el cual dio lugar a la creación de embriones planetarios, los cuales a su vez colisionaron y permitieron la formación de los planetas (Woo et al., 2018). Tras su formación, que seguramente se dio dentro de los primeros 10 Ma de la formación del sistema solar (Woo et al., 2018), se cree que el material acrecionado se habría diferenciado, conllevando así a la formación de una atmósfera, un núcleo y un manto (Halliday et al., 2001). Foley et al. (2005) estimaron mediante dataciones de isótopos ^{182}Nd y ^{142}W en meteoritos del grupo SNC (Shergottites, Nakhilites, Chassignites) que Marte se diferenció unos pocos millones de años después de su formación. Contemporáneamente con la

diferenciación del planeta volátiles habrían sido desgasificados, formando una atmósfera primitiva rica en agua y dióxido de carbono. A medida que el planeta y la atmósfera se enfriaron, esta última se habría condensado, formando posiblemente un océano de agua sobre la corteza (Baker et al., 2007).

El tamaño del planeta, calculado a partir de mediciones de ocultación (Smith y Zuber, 1996) y del instrumento MOLA a bordo del MGS (Smith et al., 1999), es pequeño. Cuenta con un radio medio de 3389.5 ± 0.2 km (Smith et al., 1999), aproximadamente el doble de la luna y la mitad del de la Tierra. Posee un núcleo similar en extensión al núcleo interior de nuestro planeta, de cerca de 1200 km, y un manto más pequeño, de unos 2100 km (Figura 1) (Dohm et al., 2018). El grosor de la corteza, interpretado a partir de un cálculo de las anomalías gravitacionales de Bouguer, es en promedio de 60 km en las regiones altamente craterizadas del hemisferio norte (Southern Highlands) y de 30 km en las regiones bajas del hemisferio sur (Northern Lowlands) (Zuber et al., 2000). El pequeño tamaño del planeta, además de tener influencias sobre su campo gravitacional y su composición atmosférica, es una de las razones fundamentales por las cuales la evolución geológica de este fue tan diferente al de la Tierra (Zuber, 2001). Un posible escenario que podría explicar su tamaño consiste en que Marte representa un embrión planetario que logró escapar a la acreción con otros embriones, y por lo tanto, valga la redundancia, pasó de un estado de embrión planetario al de planeta sin colisionar con otros cuerpos (Chambers y Wetherill, 1998).

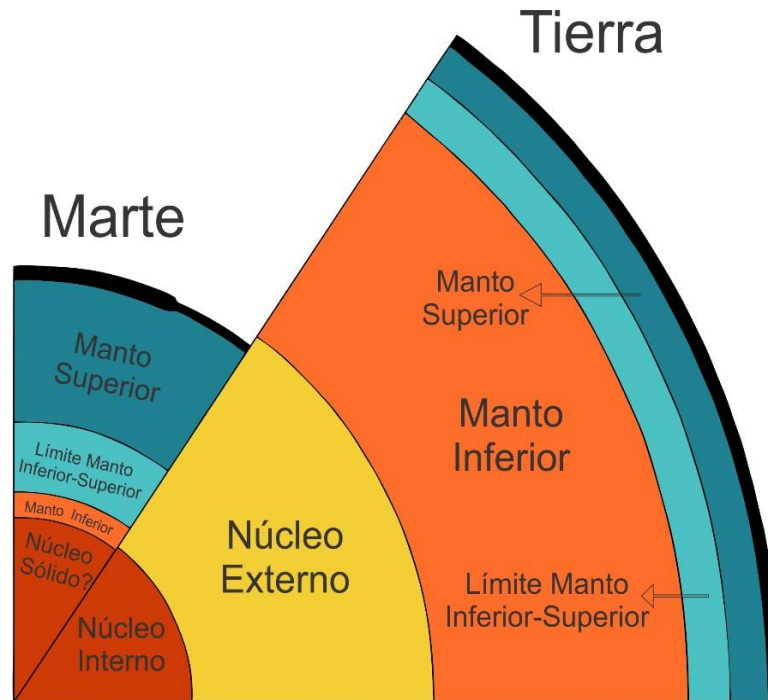


Figura 1. Comparación de la estructura interna de la Tierra y Marte. El pequeño tamaño de Marte hizo que sus tasas de calentamiento y enfriamiento fueran más rápidas a las de la Tierra, por lo tanto, su núcleo probablemente ya se encuentra totalmente sólido. La capa gruesa de color negro representa la corteza. Tomado y adaptado de Dohm et al. (2018).

Una de las expresiones topográficas más características de Marte es la marcada dicotomía que separa a los terrenos del hemisferio sur de los del hemisferio norte. Aunque se han planteado diferentes hipótesis para explicar su formación, una de ellas consiste en que las “tierras bajas” del hemisferio norte se formaron como resultado de procesos de rifting como los que caracterizan a las dorsales oceánicas, mientras que las “tierras altas” del hemisferio sur representan un antiguo supercontinente (Dohm et al., 2018). Bajo el contexto de una fase de tectónica de placas, la cual parece haberse dado durante los primeros 500 millones de años de existencia del planeta (Baker et al., 2007), la corteza que conformaba el terreno del hemisferio sur habría subducido bajo el supercontinente del hemisferio norte. La dicotomía, por lo tanto, de modo similar a una fosa oceánica en la Tierra, representaría la evidencia de dicho proceso (Baker et al., 2007).

Otro aspecto que caracteriza a la superficie son las regiones de Tharsis y de Elysium, donde se

pueden apreciar enormes construcciones volcánicas cuya formación también se encuentra asociada a la etapa móvil de la litósfera (Baker et al., 2007). En términos generales, la subducción mencionada habría llevado corteza oceánica rica en agua hacia el límite entre el manto superior e inferior (Baker et al., 2002, 2007). Tras un descenso en el dinamismo litosférico, aproximadamente hace 4 G.a, el agua presente en el manto (que produciría un descenso en la temperatura de fusión) en conjunto con el calor producido por el núcleo habrían inducido a la formación y el ascenso de “superplumas” magmáticas (Baker et al., 2007). Para este punto el dinamismo interior del planeta se habría reducido, por ende este habría contado únicamente con una placa litosférica. Debido a esto el mecanismo bajo el cual ocurrió la actividad magmática fue el de “Stagnant Lid Convection” (Baker et al., 2002). La progresiva acumulación de lava basáltica sobre la superficie tras los continuos episodios eruptivos conllevó al desarrollo de las grandes estructuras volcánicas (Baker et al., 2007).

5.2 Geología Local

Las zonas a estudiar en el presente trabajo son dos cuadrángulos definidos por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS): A) Cuadrángulo Oxia Palus (también llamado Mars Chart-11 o MC-11) y B) Cuadrángulo Hellas (MC-28), mostrados en el mapa de la Figura 2. A continuación, se muestra una breve descripción de los aspectos geomorfológicos que los caracterizan.

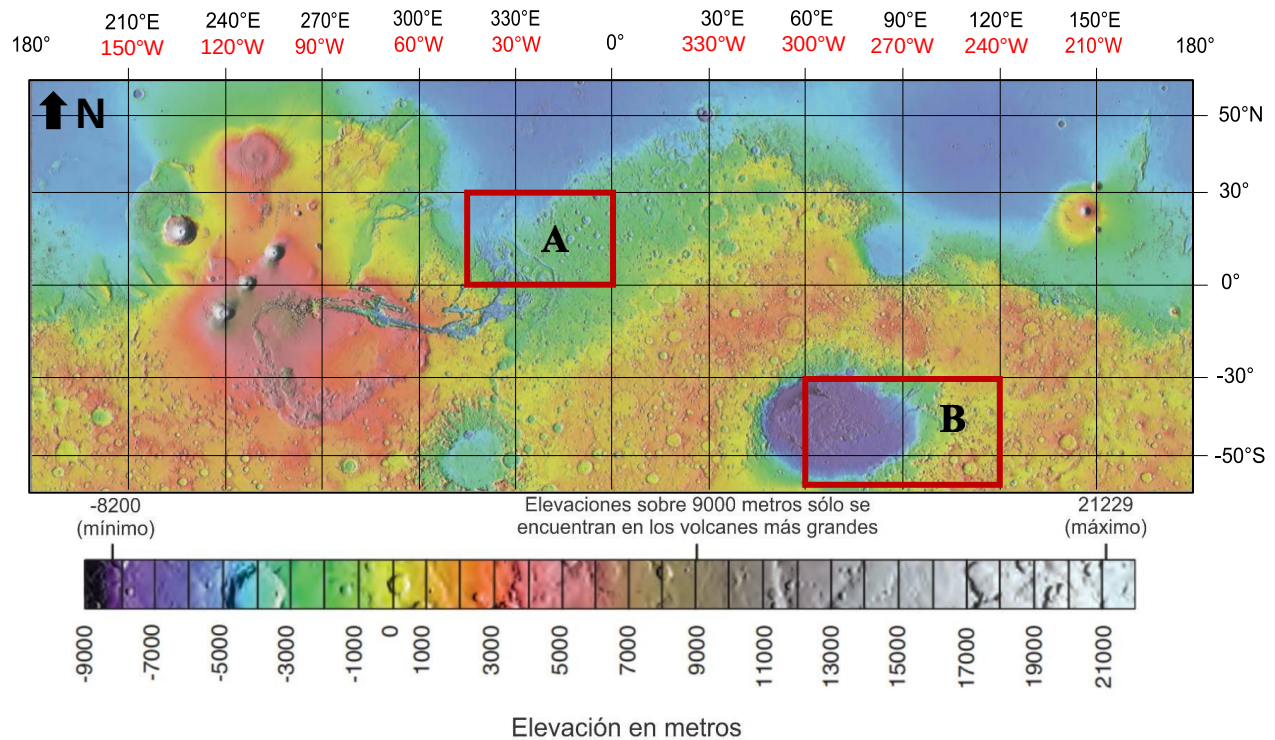


Figura 2. Mapa topográfico (a partir de datos del MGS/MOLA) de Marte. Fuente USGS. Los polígonos de color rojo señalan la ubicación de los dos cuadrángulos que se estudian en este trabajo. A) Cuadrángulo Oxia Palus y B) Cuadrángulo Hellas.

5.2.1 Cuadrángulo Oxia Palus. Este cuadrángulo abarca la región comprendida entre las longitudes de 0° a 45°W y entre las latitudes de 0° a 30°E, y por lo tanto cubre una parte de las regiones de Arabia Terra, Chryse Planitia, Margaritifer Terra, y Xanthe Terra. Parte de la Dicotomía de Marte también es cubierta por el cuadrángulo.

Geomorfológicamente el cuadrángulo se caracteriza principalmente por tener valles de grandes dimensiones que surgen desde el hemisferio sur y terminan por “desembocar” sobre chryse planitia, una región parte del hemisferio norte (Figura 3). Estos valles, denominados específicamente como Outflow Channels (Sharp y Malin, 1975) se caracterizan por “nacer”, ya con sus máximas dimensiones, puntualmente desde sectores deprimidos y relativamente aislados, caracterizados por tener una alta densidad de montículos y mesas remanentes, denominados Terrenos Caóticos (Figura 4).

Dentro del cuadrángulo se observan cuatro outflow channels, denominados de manera formal como Ares Vallis, Tiu Vallis, Simud Vallis y Shalbatana Vallis. Informalmente se le denomino a un valle (¿outflow channel?) ubicado entre Ares y Tiu Vallis como Hydaspis Vallis.

Otro valle de grandes dimensiones ubicado al NE de los anteriores se denomina de manera formal como Mawrth Vallis. Geomorfológicamente este no tiene una gran relevancia, sin embargo, debido al descubrimiento de filosilicatos sobre sus márgenes (Bibring et al., 2006), desde un punto de vista geológico tiene un gran interés.

Aunque Arabia Terra cubre una porción considerable del cuadrángulo esta región no comprende una gran cantidad de geoformas asociadas al ambiente fluvial, glacial o periglacial.

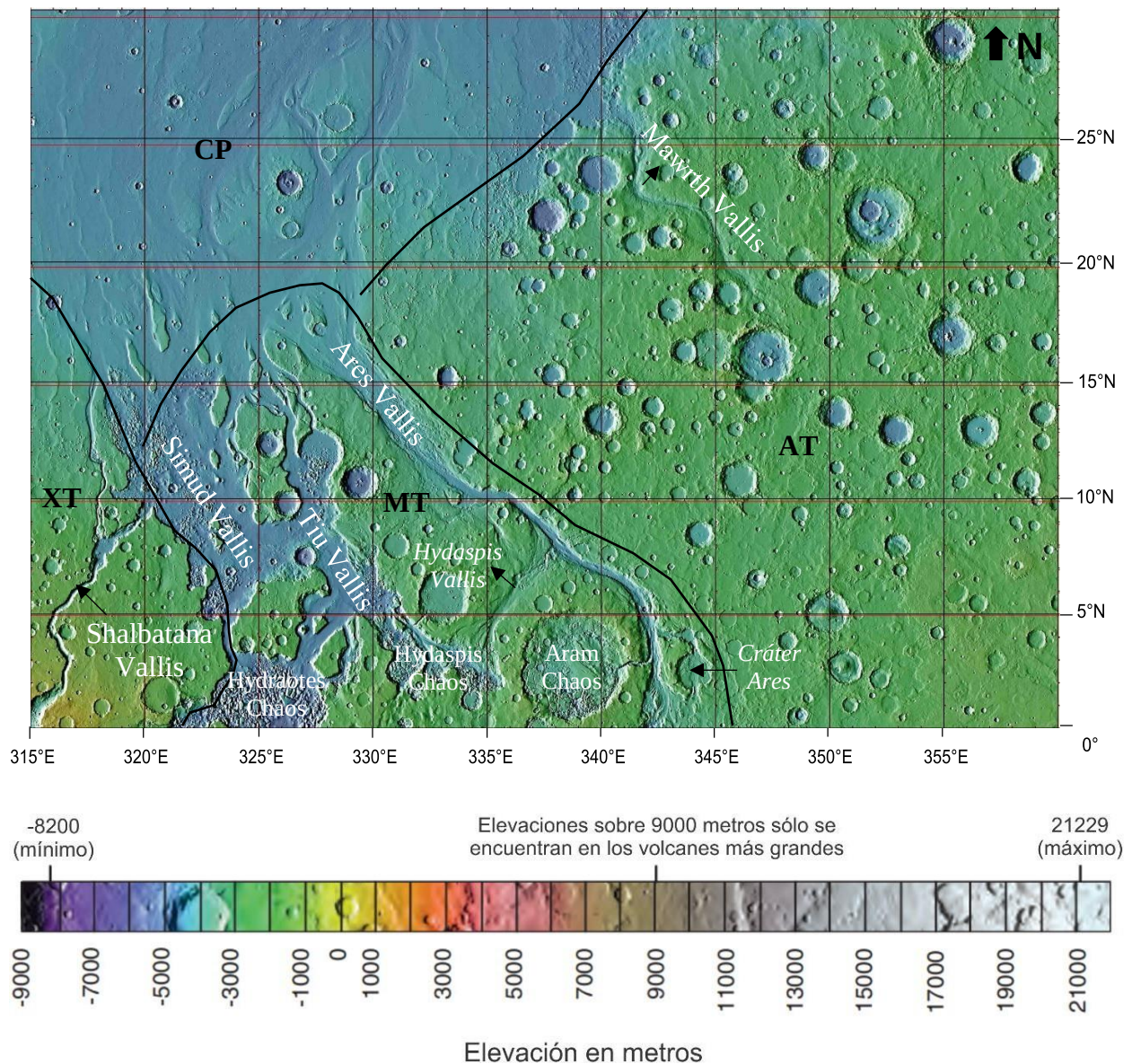


Figura 3. Mapa topográfico (a partir de datos del MGS/MOLA) del cuadrángulo de Oxia Palus (MC-11). USGS. Se señalan las principales regiones que cubre. Arabia Terra (AT), Margaritifer Terra (MT), Xanthe Terra (XT), Chryse Planitia (CP). También se señalan los nombres de los outflow channels y los terrenos caóticos desde los cuales estos surgen. En cursiva se señalan nombres informales utilizados en el trabajo.

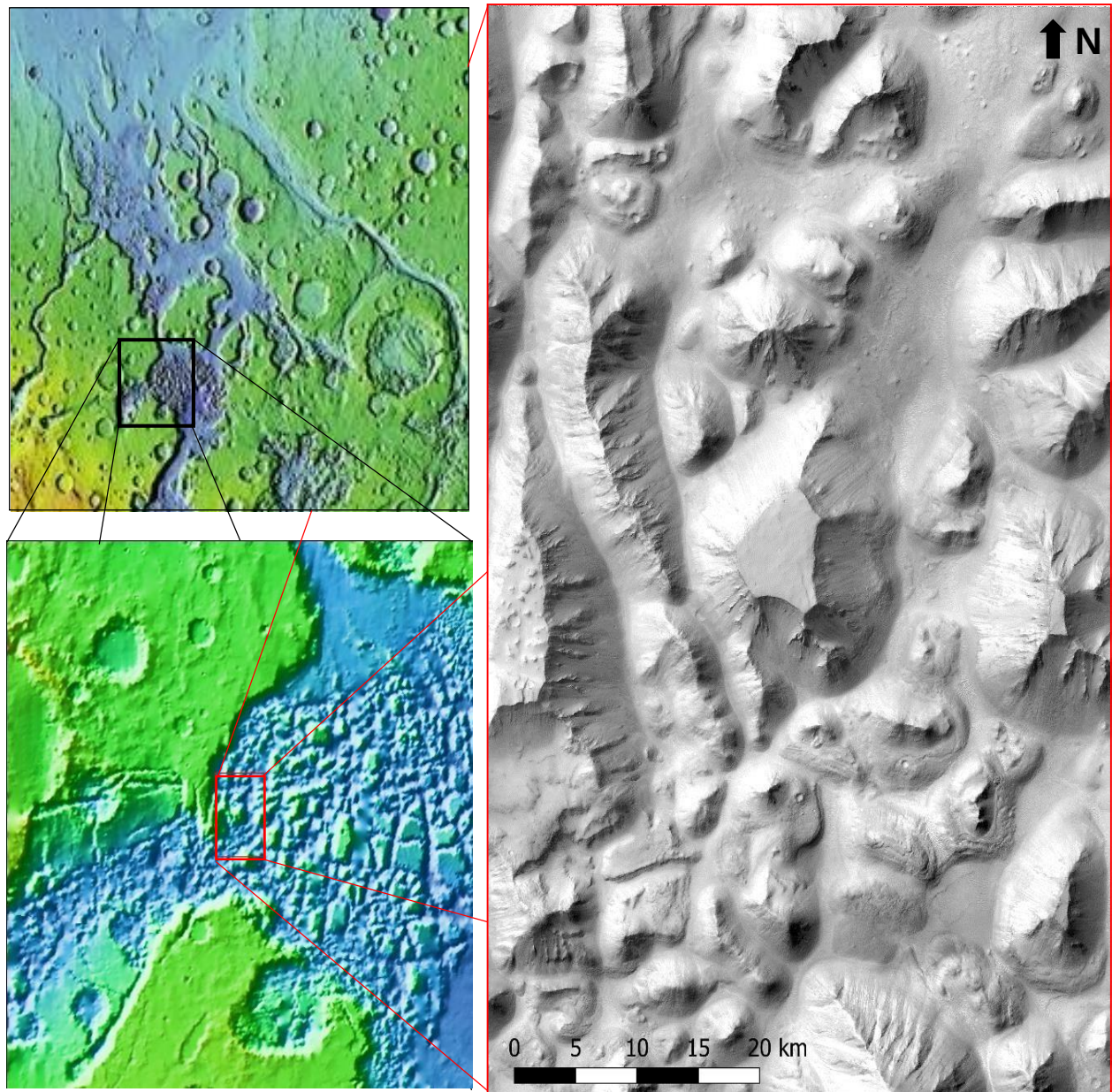


Figura 4. Conjunto de montículos, mesetas y geoformas remanentes que caracterizan a los terrenos caóticos. Se cree que estas zonas fueron formadas como resultado del colapso de una parte del terreno cuando agua subterránea emergió súbitamente hacia la superficie (Carr, 1979). Por encontrarse sobre el nacimiento de los outflow channels se cree que los flujos de agua que los generaron surgieron de este tipo de terrenos. A la izquierda, mapa topográfico (MOLA). A la derecha, imagen de la CTX.

La formación de los outflow channels ha sido interpretada de manera distinta, sin embargo una gran cantidad de autores los consideran como de origen fluvial (McCauley et al., 1972; Milton,

1973). Específicamente, debido a las características mostradas por el conjunto de geoformas asociadas con los outflow channels, Baker y Milton (1974) consideraron que su origen estaba relacionado con flujos de inundación, los cuales habrían sido producidos por la rápida liberación de agua producto de la perturbación de acuíferos confinados (sellados por una gruesa capa de permafrost) encontrados bajo condiciones de presión artesiana debido al continuo aumento en su presión de poros (Carr, 1979). El megaregolito de alta permeabilidad producido por múltiples impactos de meteoritos en la historia temprana de Marte habría permitido el “secuestro” de los volátiles presentes para entonces sobre la superficie (Carr, 1979, Baker, 2006; Lamb et al., 2006), explicando así el origen de un sistema de agua subterránea. Los mecanismos de perturbación o de desencadenamiento habrían podido consistir en impacto de meteoritos, eventos volcánicos (Carr, 1979), o fenómenos de interacción entre el magma y el agua (Head y Wilson, 2002), entre otros.

Los flujos de agua que generaron los outflow channels seguramente terminaron depositando fragmentos de material perteneciente a las regiones de Xanthe, Margaritifer y Arabia Terra sobre Chryse Planitia (Marchenko et al., 1998).

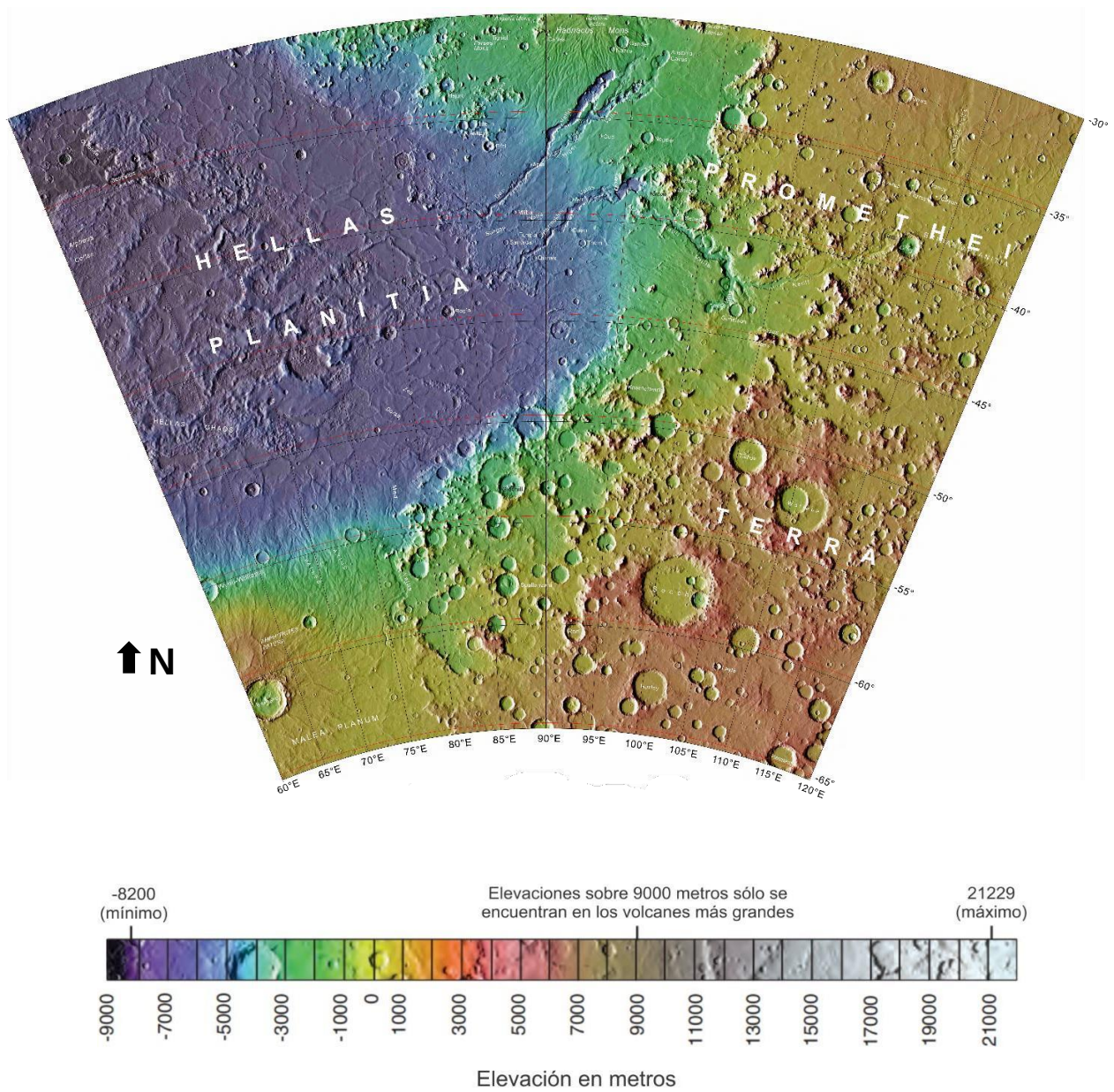
Otras de las hipótesis planteadas para la formación de los canales involucran procesos tectónicos, eólicos o volcánicos, sin embargo estas interpretaciones parecen poco probables (Carr, 1987).

Una de las alternativas de mayor aceptación involucra la acción de procesos glaciales. Lucchitta et al. (1981) y Lucchitta (1982), a pesar de estar de acuerdo con que flujos de agua pudieron conllevar a la formación inicial de estos valles, señalaron que la escala de las geoformas asociadas a los outflow channels y las dimensiones de estos mismos se adecuaban más a la escala de geoformas terrestres formadas en un ambiente glacial, indicando así una posible modificación secundaria de los outflow channels asociada con masas glaciales.

5.2.2 Cuadrángulo Hellas. El cuadrángulo de Hellas se encuentra hacia el Sur – Este de Marte, entre las latitudes de 30° a 65°S y longitudes de 60° a 120°E (Figura 5), comprende parte de dos regiones importantes, siendo estas Hellas Planitia y Promethei Terra, las cuales presentan diferentes características morfológicas debido a su génesis y al registro que dejaron procesos geológicos que en algún momento de su historia actuaron sobre el planeta, entre ellos se destacan los fluviales, glaciales, periglaciales, volcánicos, tectónicos y eólicos (Tanaka y Leonard, 1995).

Hellas Planitia es una gran cuenca de impacto formada en la etapa temprana de bombardeo (Tanaka y Leonard, 1995), con un diámetro de 2150 km y un área de $2,5 \times 10^6$ km² aproximadamente. Sin embargo, en Potter (1976) se habla de 5 diferentes diámetros, los cuales varían de 1140 a 4400 km y representan las estructuras periféricas (anillos) que rodean la depresión principal generadas por el colapso del terreno por los esfuerzos generados por el impacto (Figura 6).

De acuerdo a los datos de altimetría generados por el MOLA, Hellas Planitia alcanza a tener una profundidad hasta de 9 km aproximadamente, siendo una de las depresiones más importantes del planeta y por consiguiente una zona de altas presiones atmosféricas equivalente a 14 milibares (Carr, 2006 como se citó en Voelker et al., 2017) y con temperaturas de 307°K (Millour et al., 2015; Forget et al., 1999 como se citó en Voelker et al., 2017) que varían de acuerdo a los periodos estacionales.



HELLAS, MC-28

Proyección Conforme de

Figura 5. Mapa topográfico (a partir de datos del MGS/MOLA) del cuadrángulo de Hellas (MC-28). Fuente USGS.

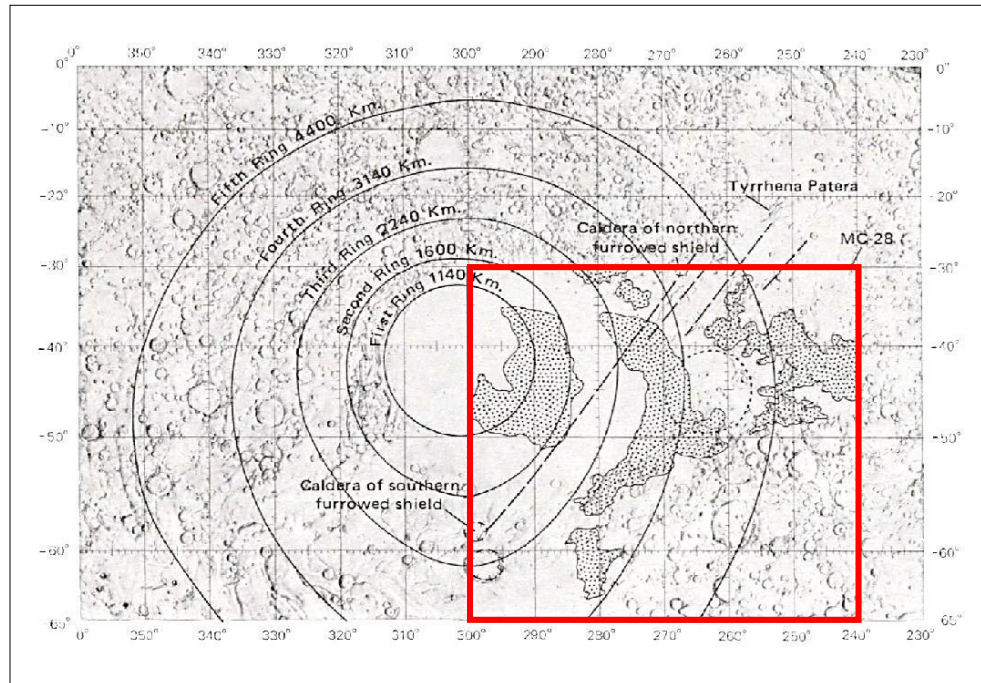


Figura 6. Anillos propuestos en la Cuenca de Hellas. En recuadro rojo se tiene el cuadrángulo de Hellas, comprendiendo principalmente la zona oriental y el límite con la región de tierras altas. Tomado de Potter, 1976.

Las condiciones anteriores hacen de esta cuenca una de las zonas más activas atmosféricamente, reflejado en diferentes depósitos eólicos y en fenómenos de fuertes tormentas de arena que ocurren durante determinados periodos de tiempo (Carr, 2006; Voelker et al., 2017).

La morfología de la cuenca de impacto de Hellas obedece a la configuración de un cráter complejo ya que estos se caracterizan por cubrir grandes áreas con una topografía elevada en la parte central de la estructura, una superficie por lo general plana y una zona de colapso hacia el borde de la estructura (Grieve, 1999).

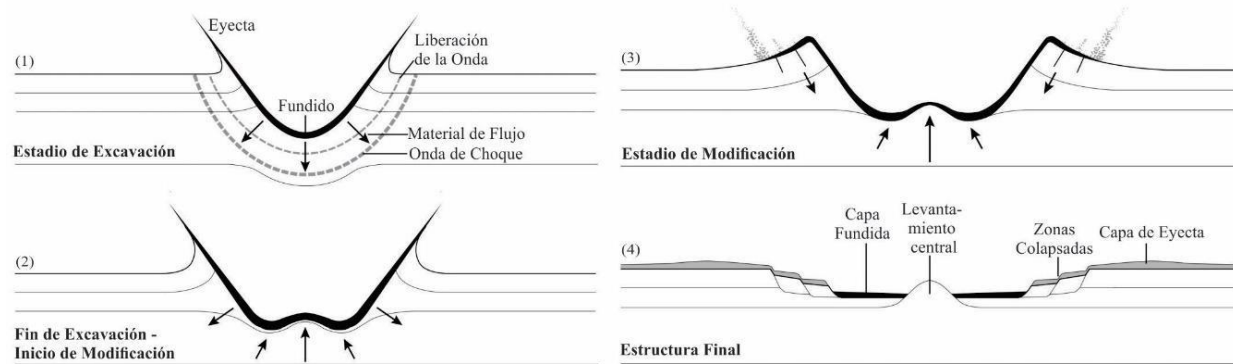


Figura 7. Desarrollo de un cráter de impacto complejo. (1) la formación de un gran cráter transitorio por el proceso de excavación es prácticamente idéntica a la formación transitoria de cráteres en estructuras más pequeñas, (2) Desarrollo inicial del levantamiento central durante la etapa de modificación, (3) inicio del colapso periférico, acompañado por el desarrollo continuo del levantamiento central y el adelgazamiento de la capa fundida (en negro), (4) la estructura finaliza con la elevación central, consiste de las rocas más profundas, rodeada por una llanura relativamente plana y bordes escalonados producto del fallamiento normal. Tomado y adaptado de Grieve (1999).

Su formación, como se puede observar en la Figura 7 se da por lo general en 4 diferentes etapas, (1) iniciando con un estadio de excavación por el impacto del bólido sobre la superficie, (2) posteriormente se da la interacción entre la onda de choque con la superficie impactada lo que genera movimientos oscilantes, dando como resultado (3) el levantamiento central del cuerpo rocoso (Dence, 1968; Grieve et al., 1981 como se citó en Grieve, 1999) y a su vez, (4) la zona más externa de la estructura colapsa a lo largo de fallas concéntricas para formar uno o más anillos deprimidos (ring grabens) (Grieve, 1999).

Por otro lado, los materiales geológicos de Hellas Planitia, especialmente en la zona abarcada dentro del cuadrángulo de Hellas, corresponden principalmente a materiales asociados a la depositación de sedimentos por fenómenos de inundación relacionado a los sistemas fluviales que inician su recorrido desde las tierras altas de Promethei Terra hasta la zona oriental de la cuenca (Crown et al., 2005; Crown et al., 2010). Las condiciones morfológicas de la estructura de impacto han permitido que se desarrollen diferentes canales que se comunican con las zonas adyacentes a

la cuenca. A su vez, estudios de imágenes satelitales y de altimetría (e.g. Pierce y Crown, 2003; van Gasselt et al., 2007) muestran evidencia de materiales formados a partir de los flujos típicos de derrubios frontales lobulados tales como desprendimientos de tierra con contenido de hielo, glaciares cubiertos de escombros, entre otros.

Por otro lado, Promethei Terra, ubicada al este del límite del borde de la cuenca de impacto de Hellas, consiste en una sección altamente craterizada perteneciente a las tierras altas de Marte. Estas regiones muestran la acción de la actividad fluvial, eólica y la pérdida de masa como resultado de la degradación de la superficie, dando como resultado una variabilidad importante en la topografía de la región (Crown et al., 2005), ejemplo de esto son los diferentes valles fluviales y cañones que rodean la cuenca de Hellas (Berman et al., 2009), los bordes estriados y disectados de otros grandes cráteres (Crown et al., 1992) y la presencia de diferentes características morfológicas que se relacionan con la deposición de materiales ricos en hielo (e.g. Pierce y Crown, 2003; van Gasselt et al., 2007).

Las diferentes superficies montañosas están compuestas por brechas volcánicas y de impacto y depósitos erosionales (Greeley y Guest 1987 como se citó en Crown et al., 1992). Hacia el oeste de Promethei Terra, casi en el límite que comparte con la cuenca de Hellas, se exhiben grandes llanuras con formaciones de Wrinkle Ridges, las cuales han sido interpretadas por algunos autores como de origen volcánico (Ivanov et al., 2005; Kostama et al., 2010; Williams et al., 2010 como se citó en Korteniemi et al., 2010).

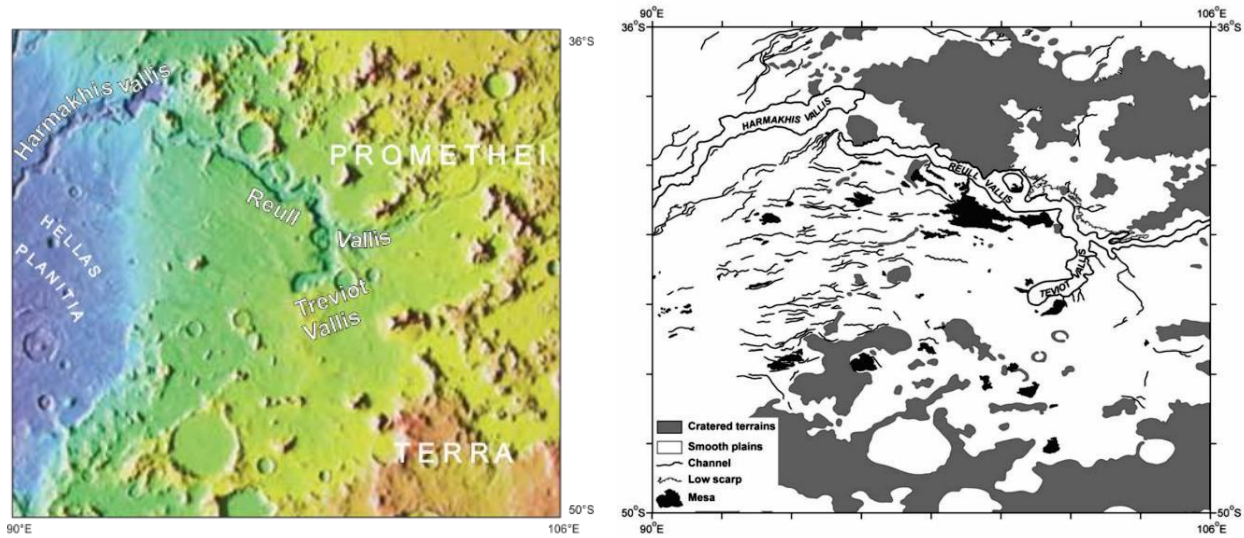


Figura 8. Características generales de Hellas. (a) Zona Occidental de Promethei Terra y Oriental de Hellas Planitia. (b) Esquema general de los dos tipos de terrenos que caracterizan la parte occidental de Promethei Terra. Se presenta la distribución de mesas y canales. Tomado de Ivanov et al. (2010).

De acuerdo a Greeley y Guest (1987); Crown et al. (1992); Price (1998); Leonard y Tanaka (2001); Mest y Crown (2001, 2002, 2003) (como se citó en Ivanov et al., 2010) en esta zona se presentan 2 tipos de terrenos, el primero incluye materiales que fueron levantados y redistribuidos durante los eventos de impacto que formaron a Hellas y a otros cráteres, materiales producto de procesos fluviales y eólicos en zonas montañosas y materiales de cráteres dentro de llanuras morfológicamente lisas (Greeley y Guest, 1987 como se citó en Ivanov et al., 2010). El segundo terreno presenta una morfología por lo general suave, lisa y con superficies erosionadas como escarpes bajos y canales. Dentro de este terreno se pueden observar también mesas cuyo material ha sido interpretado como de origen eólico, fluvial o posiblemente volcánico (Ivanov et al., 2010). La Figura 8 muestra el esquema general de los dos terrenos mencionados.

6. Metodología

Adicionalmente a la revisión bibliográfica, la elaboración de este trabajo se basó en 4 fases principales: (1) Obtención de datos e imágenes, (2) Integración de datos e imágenes, (3) Mapeo y análisis geomorfológico y (4) Conteo de cráteres.

1. Obtención de datos e imágenes:

Para la elaboración de este trabajo se utilizaron imágenes de alta resolución del THEMIS, instrumento parte del orbitador Mars Odyssey; de la CTX y del HIRISE, instrumentos del MRO. A su vez, se hizo uso de datos topográficos del MOLA y de la HRSC (High Resolution Stereo Camera). El MOLA es un instrumento a bordo del MGS, mientras que la HRSC es un instrumento parte del Mars Express, de la Agencia Espacial Europea.

Para obtener una visión general de la región se utilizaron imágenes infrarrojas diurnas del THEMIS, con una resolución de 100 m/pixel.

Para el análisis y la descripción detalladas de las geoformas se utilizaron predominantemente imágenes de la CTX, las cuales tienen una resolución espacial en promedio de 6 m/pixel y radiométrica de 2^8 (256).

Algunas imágenes del HIRISE hicieron posible una visualización aún más detallada del terreno. Estas imágenes de 16 bits (resolución radiométrica de 2^{16}) y tienen una resolución espacial en promedio de 30 cm/pixel.

Los datos topográficos empleados se obtuvieron a partir de los modelos digitales de elevación (MDE) del MOLA, el cual cuenta con una resolución cerca de 463 m/pixel, y del HRSC-MOLA,

con una resolución de cerca de 200 m/pixel.

Los datos e imágenes se encuentran libres para todo público y se pueden acceder a ellas en las siguientes páginas web asociadas a la Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio (NASA), el Servicio geológico de los Estados Unidos (USGS) y el Laboratorio Lunar y Planetario de la Universidad de Arizona (LPL).

- ✓ <http://globaldata.mars.asu.edu/bin/ctx.pl>
- ✓ <https://www.usgs.gov/centers/astrogeology-science-center>
- ✓ <https://www.uahirise.org/epo/about/>

Las escalas de los instrumentos se indican en las páginas señaladas.

2. Integración de datos e imágenes:

Las imágenes se integraron en un sistema de información geográfica (QGIS 2.18) empleando el sistema de referencia Marte IAU 2000, el cual corresponde a un elipsoide rotacional definido por la Unión Astronómica Internacional (IAU) (Lehmann et al., 2006).

Para el análisis geomorfológico se emplearon diferentes herramientas incluidas en el software, tales como herramientas básicas de digitalización, herramientas de estiramiento y acortamiento de histogramas de datos (aumento o disminución del contraste), la calculadora de campos (determinación de áreas) y herramientas de medición.

3. Mapeo y análisis geomorfológico:

El análisis geomorfológico consistió en: (1) el uso de imágenes y datos de elevación topográfica para señalar las características de las geoformas presentes en los cuadrángulos y (2) la elaboración de 7 diferentes mapas (5 en Oxia Palus y 2 en Hellas), donde se muestran las geoformas fluviales,

glaciales y periglaciales más representativas dentro de los cuadrángulos.

El análisis realizado en este trabajo abarca a Macroformas, entendiéndose como tal a conjuntos de geoformas caracterizados por contar dimensiones y modos de formación específicos. Esta consideración se hace partiendo de las clasificaciones jerárquicas realizadas por Glasser y Bennett (2004) para el sistema glacial y por Baker (1978), quien se guio por un sistema aplicado por Jackson (1975), para el sistema fluvial. Específicamente no es clara una clasificación que permita diferenciar entre macro, meso y microformas en el ambiente periglacial, no obstante de acuerdo con lo señalado por Karte (1983) consideramos que dimensiones similares a las indicadas por Glasser y Bennett (2004) podrían aplicarse también a dicho ambiente.

Para el ambiente fluvial la diferenciación entre los tres tipos de geoformas se realiza basándose en la relación entre las geoformas y las características hidráulicas de los flujos ante las cuales se desarrollan. Bajo este esquema las macroformas se consideran como aquellas que responden a factores hidráulicos y geomorfológicos que dominan en el largo plazo (Baker, 1978) y cuyas dimensiones dependen del ancho de los flujos, mientras que la escala de las mesoformas depende de las profundidades de los mismos. Para el ambiente glacial y periglacial la clasificación se realiza basándose en el tamaño de las geoformas. Aquellas que cuentan con dimensiones mayores a 1 km se clasifican como macroformas, mientras que aquellas que tienen de entre 1 km y 1 m se consideran como mesoformas.

Con el fin de realizar comparaciones geomorfológicas terrestres, se emplearon imágenes satelitales de Google Earth.

4. Conteo De Cráteres:

En este trabajo las dataciones se realizaron con el fin de definir la posible temporalidad de los

procesos de origen fluvial, glacial y periglacial en los cuadrángulos de Oxia Palus y Hellas, mediante el método de conteo de cráteres.

Teniendo en cuenta que en la actualidad la determinación de la edad de la superficie de otros cuerpos planetarios mediante la obtención de muestras de roca es imposible, a diferencia de la luna, el conteo de cráteres, y específicamente, el análisis de las curvas de distribución de tamaño de cráteres – frecuencia (Crater Size Frequency Distribution, CSFD) representa una herramienta de gran valor para realizar dataciones absolutas (Hartmann y Neukum, 2001). En términos generales este método consiste en ajustar una CSFD determinada para una porción de la superficie con una función de producción de cráteres (Crater Production Function, CPF) establecida (dependiendo del cuerpo), la cual describe la cantidad de cráteres de cierto diámetro que se forman (de manera idealizada) en relación con otro cráteres de diferente tamaño (Michael y Neukum, 2010). Para obtener dataciones se utilizan la densidad de cráteres de un cierto rango de diámetros junto con funciones cronológicas (Chronology Function, CF) (Michael y Neukum, 2010).

Estos análisis son posibles debido a la datación radiométrica de muestras de roca de la luna obtenidas durante las misiones espaciales lunares (Neukum et al., 2001). La edad de cristalización de estas rocas, provenientes de sitios en específico, fue correlacionada con la CSFD medida en dichos lugares, lo cual permitió el desarrollo de una CPF para determinadas regiones del satélite (Michael y Neukum, 2010). A partir de las densidades de cráteres medida para unidades superficiales datadas y asumiendo un flujo de impacto constante en la luna (hasta hace 3 Ga, tras lo cual incrementa exponencialmente (Michael y Neukum, 2010), CPFs para otras regiones (Xiao y Strom, 2012), y en general para toda la luna han sido establecidas (Neukum et al., 2001).

Para la datación de la superficie de otros cuerpos planetarios la tasa de craterización obtenida para la luna tuvo que ser adaptada (Ivanov, 2001; Neukum et al., 2001), para lo cual fue necesario tomar

en cuenta diversos factores asociados con ambos cuerpos, como diferencias en la gravedad, la atmósfera, características de la corteza, la densidad y estructura de los cuerpos, el flujo de proyectiles, entre otros (Neukum et al., 2001; Michael y Neukum, 2010). A partir de esto las CPF y CF para Marte y para otros planetas y satélites del sistema solar han sido establecidas a partir de la historia de craterización de la luna (Xiao y Strom, 2012).

Adicionalmente a otras posibles fuentes de error (Hartmann y Neukum, 2001), un problema asociado con este método consiste en que cráteres de origen secundario pueden contaminar las distribuciones obtenidas para una superficie. Cráteres de impacto secundarios se pueden formar en cuerpos planetarios, como Marte, en donde bloques de eyecta producidos por cráteres primarios adquieren la suficiente velocidad al caer de nuevo a la superficie como para generar cráteres. Una formación secundaria es evidente cuando los cráteres se encuentran dispuestos en cúmulos o cadenas, o cuando poseen formas irregulares y son poco profundos (McEwen y Bierhaus, 2006), no obstante esto ocurre comúnmente en cercanías de cráteres primarios de gran tamaño. Cuando bloques de eyecta de alta velocidad caen lejos del cráter “parental” primario los cráteres secundarios formados tienden a ser más circulares y pueden encontrarse relativamente aislados, haciendo que su distinción sea difícil (McEwen y Bierhaus, 2006). La contaminación generada es especialmente problemática cuando se analizan cráteres relativamente pequeños (< 1 km), ya que su población puede estar conformada por un alto número de cráteres secundarios (McEwen y Bierhaus, 2006; Xiao y Strom, 2012).

En este trabajo el conteo de cráteres fue realizado mediante el análisis de imágenes de la CTX integradas en el software Qgis 2.18.

El proceso consistió inicialmente en la determinación de las unidades a analizar y la definición de los cráteres de impacto situados en el interior de las áreas de conteo definidas. Los cráteres de un

evidente origen secundario, dispuestos en cúmulos y con formas irregulares o alargadas, fueron excluidos del conteo. A su vez, aunque en los conteos se incluyeron cráteres pequeños, de menos de 1 km, dependiendo del área a datar se digitalizaron únicamente los cráteres de mayores diámetros, intentando evitar posibles cráteres secundarios aislados. Después de la generación de los dos archivos vectoriales (área y cráteres) se utilizó a la calculadora de campos de Qgis para determinar el área de los vectores digitalizados. Estas capas fueron posteriormente cargadas en el software CSFD Tools (Riedel et al., 2018), el cual además de realizar la medición de los CSFD los normalizó con respecto al área. Los archivos de texto SCC generados allí fueron cargados en el software Craterstats 2.0 (Michael y Neukum, 2010) para realizar el análisis de los CSFD. Para esto se utilizó un ploteo logarítmico de frecuencia acumulativa versus diámetro. Los cráteres fueron “agrupados” de acuerdo al estilo 20/decade. La palabra decade se refiere al intervalo entre las marcas gruesas/principales en la escala del diámetro, por lo tanto 20/decade significa que entre cada marca de este tipo (e.g 1 y 10 km) los cráteres fueron agrupados en 20 “grupos”.

Tras plotear los datos en el software se buscó ajustar la CSFD obtenida con la función de producción de Marte sobre ciertos rangos de diámetro de cráteres. Esto junto con la función cronológica establecida permitió determinar las edades. Específicamente, en este trabajo se utilizó el modelo cronológico (CF) de Marte desarrollado por Hartmann y Neukum (2001), mientras que la función de producción (PF) usada fue la de Ivanov (2001).

Los dos softwares mencionados se encuentran disponibles en: <https://www.geo.fu-berlin.de/en/geol/fachrichtungen/planet/software/index.html>.

7. Resultados

7.1 Descripciones Geomorfológicas en Oxia Palus

Las geoformas descritas en este cuadrángulo se encuentran asociadas a los outflow channels, por lo tanto, a modo de contexto para las descripciones, a continuación se señalan algunos aspectos que los caracterizan:

- Ares Vallis: nace desde un terreno caótico denominado Iani Chaos que no se llega a observar en el cuadrángulo. Inicialmente el outflow channel se dirige hacia el N, sin embargo sobre la longitud 18.4°W y la latitud 6°N cambia de dirección, continuando hacia el NW. En total se extiende aproximadamente por 1550 km. Cerca de su nacimiento tiene entre 60 y 70 km de ancho, sin embargo tras 85 km de extensión este empieza a decrecer hasta ser de cerca de 20 km. Tras esta zona inicial, donde se observa una gran diversidad de geoformas, su ancho sobre la parte intermedia (diferente de parte central, que se utiliza para referirse a un lugar en específico ubicado entre las paredes del outflow channel) se mantiene en el rango entre 20 y 40 km. Después de superar los 1000 km de extensión, sobre la longitud 28.1°W y la latitud 12.2°N, su ancho aumenta nuevamente, llegando a ser de hasta 90 km. Desde este punto y hasta su desembocadura en chryse planitia el outflow channel continúa ampliándose. Sobre esta región terminal el outflow channel no se caracteriza por tener muchas geoformas, no obstante algunas de ellas son de gran relevancia.

Su profundidad se mantiene relativamente constante, variando entre 1400 y 1700 m, sin embargo sobre su parte terminal esta decrece notoriamente, tomando valores de aproximadamente 500 m, probablemente debido a la alta degradación de sus paredes. Aunque sobre su parte

intermedia (diferente de parte central, que se utiliza para referirse a un lugar en específico ubicado entre las paredes del outflow channel) el piso es plano y tiene una textura suave, sobre buena parte de su extensión este muestra una textura rugosa, debido a la presencia de diferentes geoformas. Esta diversidad también es observada sobre sus márgenes, lo cual lo hace uno de los principales focos de estudio dentro del cuadrángulo.

Cerca de su nacimiento dos valles parecen actuar como sus tributarios. Uno de ellos, proveniente del W, surge de Aram Chaos. El otro, proveniente del E, parece haberse originado junto con Ares Vallis, en Iani Chaos, sin embargo sobre su nacimiento se extendió por una dirección alterna. Sobre su parte intermedia, otro valle de gran escala, denominado informalmente Hydaspis Vallis, también se une a él.

- Tiu Vallis: Ubicado al W de Ares Vallis, este outflow channel “emerge” desde una serie de múltiples terrenos caóticos situados en zonas denominadas Hydaspis e Hydraotes Chaos. Aunque tiene una forma relativamente irregular, en general se extiende en dirección NNW a lo largo de cerca de 1000 km. Cerca de su nacimiento el outflow channel surge específicamente desde dos terrenos caóticos que hacen parte de Hydaspis Chaos, por ende durante los primeros 80 km se encuentra dividido en dos valle diferentes. El valle occidental tiene un ancho entre cerca de 10 y 20 km, mientras que el oriental, ubicado a una altura topográfica mayor, cuenta con un ancho de entre 7 y 20 km. Después de la unión de ambos y por los siguientes 120 km de su extensión el outflow channel mantiene un ancho en el rango de 20 y 30 km. Tras este punto, flujos provenientes de terrenos caóticos parte de Hydaspis Chaos y de Hydraotes Chaos se unen a Tiu Vallis, haciendo que su ancho aumente. Sobre la zona intermedia su ancho llega a ser de aproximadamente 80 km, no obstante los límites del outflow channel en general son poco claros, debido a su asociación con Simud Vallis. Cerca de su parte terminal la presencia de múltiples geoformas remanentes hacen

que se divida en diferentes canales. Exceptuando a su parte inicial el outflow channel no presenta una gran diversidad de geoformas (al menos no a la escala observada), por lo tanto su piso mantiene en general una textura suave a lo largo de toda su extensión. Esta se ve interrumpida únicamente debido a la presencia de mesetas y montículos como los que caracterizan a los terrenos caóticos, especialmente sobre el costado oriental del piso. Sus márgenes son relativamente homogéneas, mantienen una pendiente baja y están marcadas por tener cráteres de impacto de gran diámetro. A este tipo de terrenos antiguos aparentemente no erodados se les considera acá como Plateaus.

Cerca de su nacimiento cuenta con un tributario que se une a él desde el E, proveniente de un cráter de impacto llamado Galilaei.

- Hydaspis Vallis (informal): Situado entre Tiu y Ares Vallis, siguiendo una dirección NE, emerge desde uno de los terrenos caóticos que conforman a la zona denominada Hydaspis Chaos. Cerca de su nacimiento su ancho es de cerca de 50 km, sin embargo progresivamente este empieza a descender hasta alcanzar un ancho de 22 km sobre la longitud 24.7° W y la latitud 4.7° N. A partir de este punto el ancho crece nuevamente y se mantiene en el rango de 30 a 40 km. Cerca de su parte terminal, sobre su desembocadura en Ares Vallis, el flujo que formó a Hydaspis Vallis parece haber estado menos canalizado, por ende sus límites no son claros. Desde la longitud 23.5° W y la latitud 6° N el piso del valle adopta una forma muy irregular debido a la degradación del terreno generada por geoformas que no estaban presentes previamente. Su profundidad se mantiene relativamente constante, tomando valores cercanos a 800 m.

- Simud Vallis: Ubicado al W de Tiu Vallis, este outflow channel, de aproximadamente 800 km de longitud, nace desde un terreno caótico denominado Hydraotes Chaos, sin embargo es probable que en su evolución también hayan jugado un rol importante flujos provenientes de Hydaspis Chaos, teniendo en cuenta que sobre un sector Simud y Tiu Vallis se encuentran conectados.

Probablemente debido a dicha interconexión ambos outflow channels poseen características similares.

Cerca de su nacimiento, durante los primeros 100 km de extensión su ancho es de cerca de 25 km. Durante los siguientes 130 km el ancho empieza a aumentar de manera progresiva hasta llegar al punto en que se conecta con Tiu Vallis. Tras esto, el ancho del outflow channel llega a ser de más de 200 km. Aguas abajo este continúa incrementando.

La profundidad del outflow channel, como ocurre también en los demás, es mayor cerca de su nacimiento y decrece progresivamente hasta su parte terminal. Inicialmente es de aproximadamente 2200 a 2000 m, cerca de su parte intermedia, tras unirse con Tiu Vallis, es de cerca de 1800 m, mientras que cerca de su desembocadura en chryse planitia es de entre 1200 y 1000 m. El piso de Simud Vallis mantiene en gran porción una textura suave y lisa, sin embargo sobre su costado occidental parecen observarse zonas con rasgos similares a la de terrenos caóticos erodados, al igual que ocurre en Tiu Vallis.

Sobre la longitud 39.8° W y la latitud 9.8° N la franja E de Shalbatana Vallis se une con este outflow channel.

- Shalbatana Vallis: Ubicado al W de Simud Vallis, este outflow channel surge desde un terreno caótico ubicado sobre límite suroccidental del cuadrángulo. Cerca de su nacimiento el ancho del valle se encuentra entre cerca de 30 a 40 km y sus paredes lucen considerablemente erodadas, no obstante tras los primeros 90 km de extensión esto no ocurre. Su ancho pasa a ser de entre 10 y 15 km, y tanto sus paredes como sus márgenes se observan relativamente poco degradadas, configuración que se mantiene por más de 360 km. A partir de la longitud 42.2° W y la latitud 6.8° N el ancho nuevamente aumenta, sin embargo cerca de su parte terminal el outflow channel se divide en dos. El valle ubicado al este se extiende en dirección NE por cerca de 130 km hasta

unirse con Simud Vallis. El valle situado al oeste, caracterizado por tener un perfil en forma de U, se extiende en dirección N por más de 420 km y termina por unirse sobre la parte terminal del mismo outflow channel. En general, a lo largo de Shalbatana Vallis se observan una gran cantidad de depósitos aluviales y de remoción en masa sobre su piso, más no se aprecia una alta diversidad de geoformas. La profundidad del outflow channel, como ocurre también en los demás, es mayor cerca de su nacimiento y decrece progresivamente hasta su parte terminal. Sobre su nacimiento es de aproximadamente 2500 m, mientras que en su parte intermedia y terminal, es de cerca de 2000 m.

Distribuidas a lo largo de estos outflow channels se observan geoformas cuya formación se ha asociado predominantemente a los ambientes fluvial y glacial. No es completamente certero el origen de algunas ellas, como el terreno estriado y los macizos residuales (streamlined hills), mientras que el de otras, como barras de remolino (eddy bars), barras trans-remanentes (pendant-bars), terrazas, depósitos tipo abanico y canales parece estar relacionado con flujos de inundación. Por otro lado, formadas aparentemente bajo un ambiente periglacial se observan depresiones termokársticas. Las características de estas geoformas se describen a continuación de manera detallada:

7.1.1 Terreno estriado (TE). Se le denominó de esta manera a terrenos que presentan múltiples ridges alargados y paralelos, separados entre sí por depresiones topográficas y alineados con la dirección predominante de los flujos responsables por su formación. Los ridges están caracterizados por tener crestas redondeadas y amplitudes relativamente bajas, siguiendo en general un patrón relativamente regular por extensiones que pueden variar desde menos de una decena de kilómetros hasta por más de doscientos. En muchas ocasiones los ridges son

discontinuos, por lo tanto, aunque el terreno estriado puede diferenciarse a lo largo de distancias considerablemente grandes, individualmente los ridges no necesariamente poseen las mismas longitudes. A su vez, aunque no se observa un patrón consistente de disminución o aumento de tamaño progresivo en dirección aguas arriba o abajo, individualmente el ancho de algunos ridges no permanece constante.

En general las características dimensionales de los ridges no son constantes y varían de acuerdo al terreno sobre el cual estos se desarrollan, incluso llegando a variar considerablemente de un ridge a otro.

Debido a que la presencia del terreno parece coincidir con la degradación de las zonas sobre las cuales se desarrolla, la configuración ridge-depresión la consideramos como de origen erosional, con los ridges siendo una geoforma residual tras la erosión linear de la superficie. Debido a esto el terreno se podría describir en términos de ambas geoformas, sin embargo en el presente trabajo lo hacemos en términos de los ridges.

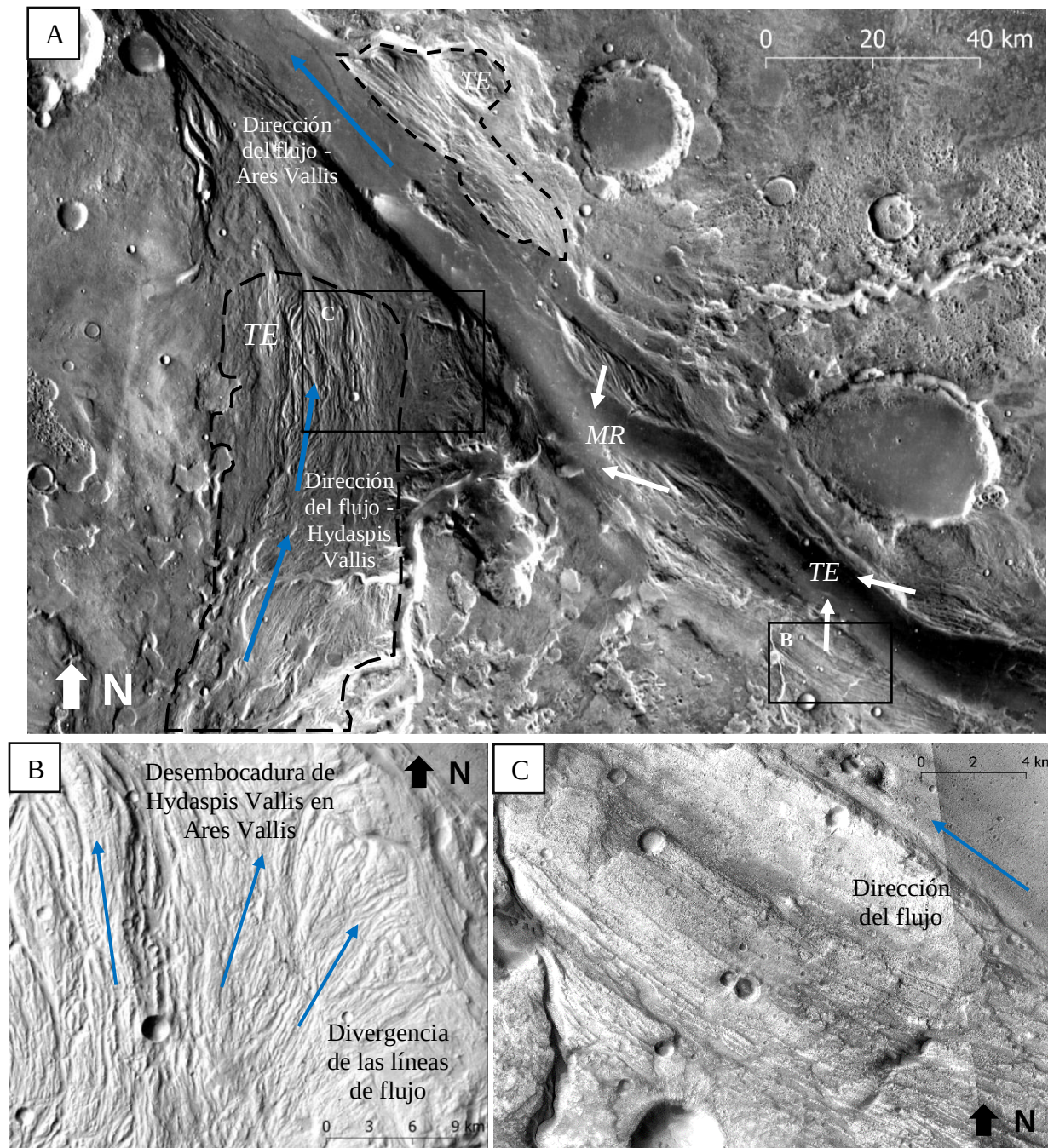


Figura 9. Terreno estriado asociado con Ares e Hydraspis Vallis. (a) Parte terminal de Hydraspis Vallis donde este se une con Ares Vallis. En Ares Vallis el terreno se desarrolla sobre sus paredes y sobre un par macizos residuales (MR). En Hydraspis Vallis por el contrario, los ridges cubren la totalidad de su piso. Mosaico en infrarrojo generado utilizando la cámara THEMIS (USGS Astrogeology Science Center). (b) y (c) Acercamientos sobre el terreno estriado de Hydraspis Vallis y Ares Vallis, respectivamente. Mosaico de imágenes de la CTX.

El terreno estriado puede identificarse al menos sobre una porción de la mayoría de outflow

channels presentes en el cuadrángulo, sin embargo su desarrollo es más significativo en Ares, Tiu e Hydaspi Vallis. Allí los ridges se observan predominantemente sobre sus paredes y, generalmente, sólo se pueden diferenciar cerca de su parte central cuando se sobreponen a remanentes rocosos de baja altura, denominados en este trabajo como Macizos Residuales. Una excepción a esto ocurre en Hydaspi Vallis, donde el terreno se extiende sobre la totalidad del ancho de su piso.

En Ares Vallis el terreno se desarrolla predominantemente sobre sus paredes, sin embargo en algunas ocasiones también se puede identificar sobre su piso, sobre algunos macizos residuales ubicados en la parte central del mismo (Figura 9) y sobre algunas terrazas. Los ridges que caracterizan a este terreno se pueden observar a lo largo de todo el outflow channel, tanto cerca de su nacimiento como cerca de su parte terminal, y pueden distinguirse en sectores estrechos y amplios, por lo tanto su formación parece no depender del radio hidráulico de este.

El ancho de los ridges varía aproximadamente entre 50 y 700 m, siendo en promedio de 172 m, mientras que su espaciado (entre borde y borde) puede variar entre 50 y 500 m, con un promedio de cerca de 200 m. Dependiendo de la zona sobre la cual se observan, el ancho de los ridges puede superar al espaciado entre ellos o viceversa. La longitud del terreno, por el contrario, tiene diferencias considerables, ya que se encontró que puede estar en el rango de 5 a 230 km. Aunque el promedio de las longitudes es de 34 km, es necesario resaltar que el 70% de las mediciones son menores a este valor (Figura 10). La amplitud de la gran mayoría de los ridges no pudo determinarse de manera precisa mediante el MDE debido a la baja resolución de este, sin embargo en un par de perfiles topográficos se observa que algunos de los de mayor tamaño tienen alturas de entre 30 y 50 m.

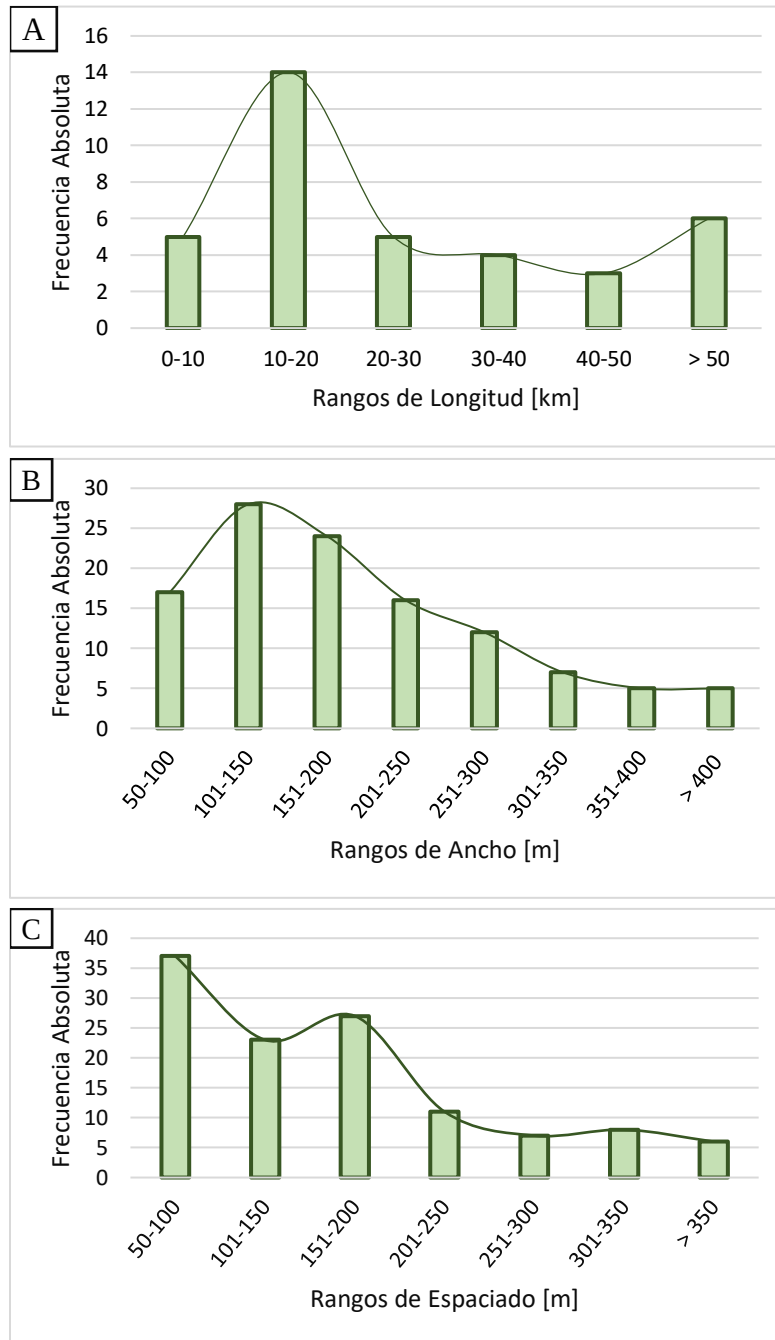


Figura 10. Gráficos de barras mostrando la frecuencia absoluta para rangos de longitud (a), ancho (b) y espaciado (c) medidos en los ridges desarrollados a lo largo de Ares Vallis. Este cálculo no es totalmente certero ni aplicable para todos los ridges, más podría representar el límite superior de su amplitud.

A diferencia de Ares Vallis, en donde el terreno estriado se puede observar sobre ciertos sectores a lo largo de toda su extensión, en Tiu Vallis este se desarrolla casi en su totalidad cerca de su nacimiento. En esta zona los rigdes se encuentran ubicados sobre las paredes y el piso del outflow channel, sobre algunos macizos residuales (tipo I y II) y sobre una terraza, sin embargo sus características en cuanto a espaciado y ancho son diferentes.

El espaciado entre ridges ubicados a mayor altura sobre la base del valle, es decir sobre el MRI y la terraza, varía en promedio aproximadamente entre 50 y 100 m, y sus anchos se encuentran en el intervalo de 50 a 150 m. Los ridges situados a una menor altura, es decir, aquellos encontrados sobre los MR II, las paredes del valle, y sobre el propio piso del valle, tienen un espaciado que varía entre cerca de 100 y 250 m, y un ancho en el rango de 100 a 300 m. Adicionalmente al ancho y al espaciado, visualmente la amplitud de los ridges también parece guardar relación con la altura/profundidad a la cual se desarrollan. Como se observa en la Figura 11, los ridges ubicados a una mayor altura sobre el piso del valle parecen tener una menor amplitud, por ende son mucho menos prominentes que los que se aprecian sobre el piso o las paredes de los valles. Al igual que en Ares Vallis, la baja resolución del MDE no permite una clara definición de la amplitud de los ridges en Tiu Vallis, sin embargo un perfil topográfico realizado sobre los ridges ubicados sobre su piso muestra que estos pueden tener alturas de hasta cerca de 80 m.

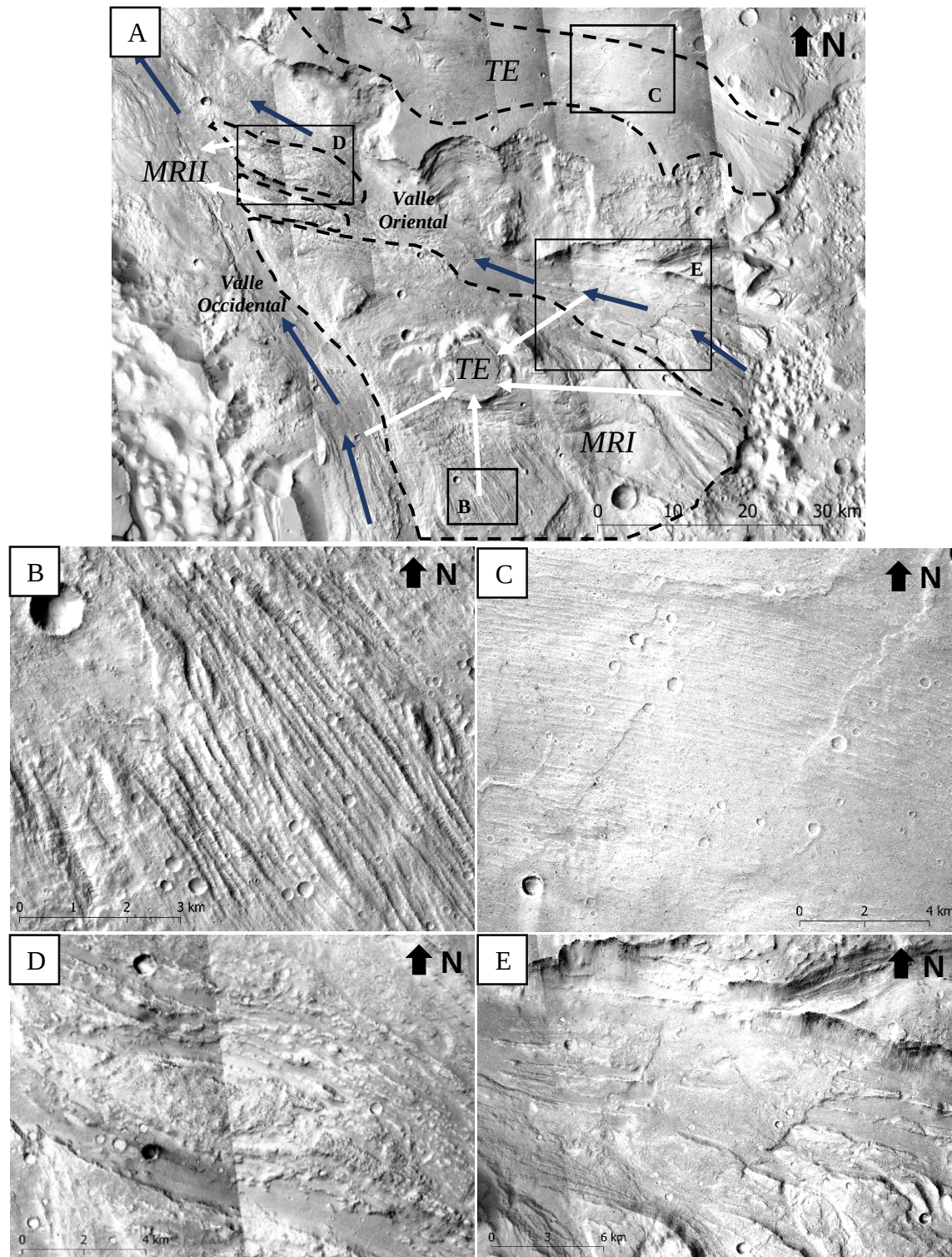


Figura 11. Terreno estriado desarrollado a diferentes alturas topográficas cerca del nacimiento de Tiu Vallis. (a) Imagen de contexto. Acercamientos a los ridges situados sobre (b) un macizo residual tipo colina (MRII), (c) una terraza, (d) un macizo residual tipo meseta (MRI) y (e) el piso de Tiu Vallis. Se pueden apreciar las diferencias dimensionales de los ridges ubicados a alturas/profundidades diferentes. Mosaicos de imágenes de la CTX.

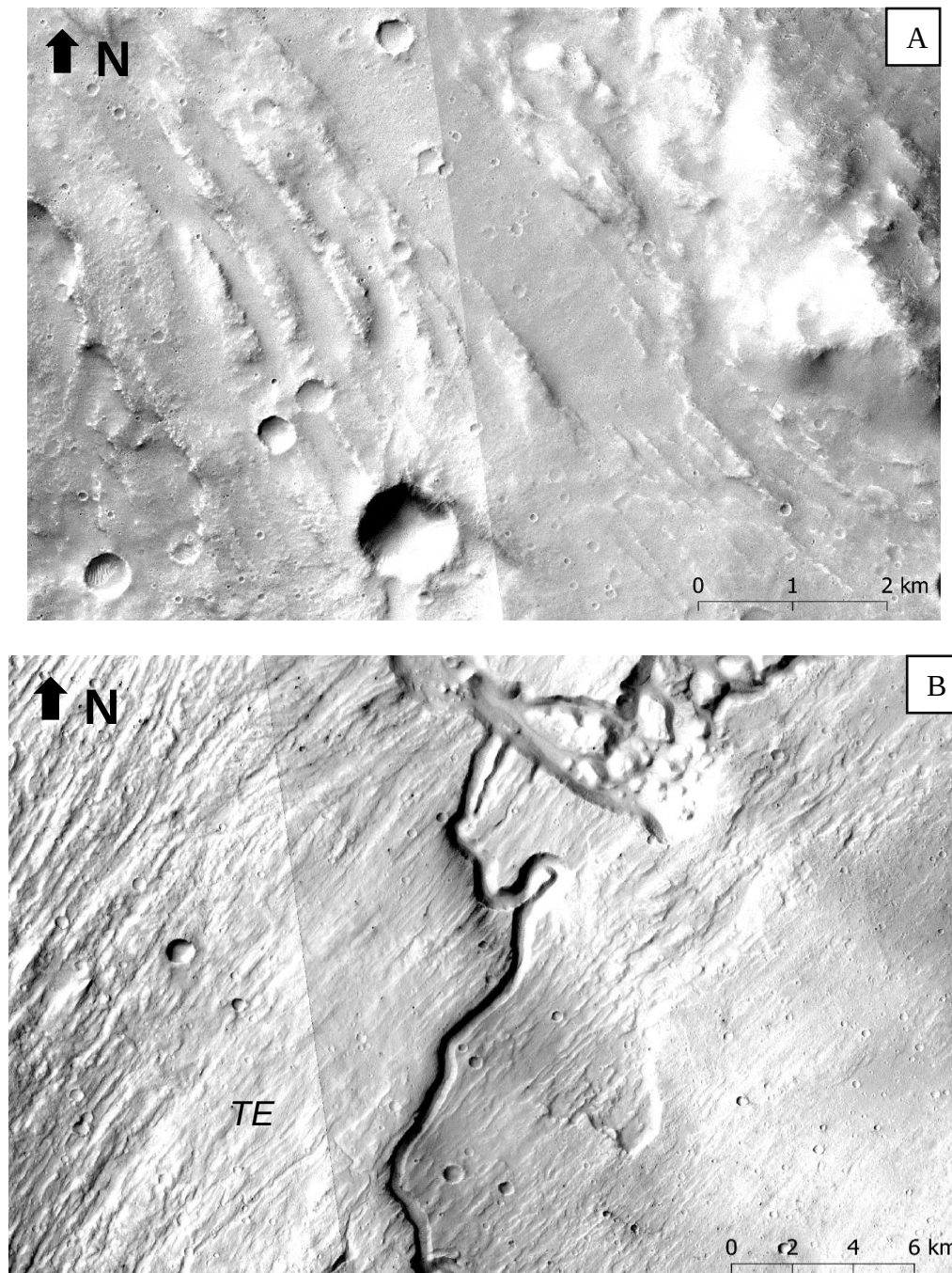


Figura 12. Variaciones en el ancho, espaciado y la amplitud de ridges pertenecientes al terreno estriado situados sobre zonas adyacentes. (a) Ridges situados sobre una terraza de Ares Vallis. (b) Ridges ubicados sobre el piso de Hydaspis Vallis. Mosaico de imágenes de la CTX.

El terreno estriado que se observa en Hydaspis Vallis presenta una característica importante, ya que es el único valle de gran escala dentro del cuadrángulo donde los ridges cubren la totalidad de su piso. Otra aspecto a resaltar es que, al igual que ocurre en ciertos sectores de Ares o Tiu Vallis,

aún en zonas próximas situadas a elevaciones similares el terreno estriado no parece homogéneo y de un ridge a otro se pueden distinguir variaciones considerables en cuanto a su amplitud y ancho (Figura 12).

En la descripción realizada por Pacifici et al. (2009) para estas geoformas, asumiendo que su formación fue producto de eventos de inundación catastróficos, se señala que los ridges tienen un mayor ancho y amplitud en zonas donde el agua parece haber fluido a una mayor profundidad y por periodos más largos de tiempo, como por ejemplo sobre el piso de Ares Vallis, en comparación con los ridges observados en zonas donde la profundidad y el tiempo de flujo del agua parece haber sido menor, como en Hydaspiis Vallis (nombrado por ellos como Western Valley). Aunque esta relación es apreciable entre estos dos valles, o más localmente en Tiu Vallis (como se señaló anteriormente), existen casos singulares en donde esta no es completamente evidente, ya que, como se mencionó, variaciones en el ancho y la amplitud de los ridges pueden identificarse en sectores de algunos outflow channels en donde el agua parece haber fluido a profundidades similares y en general donde las características del flujo (velocidad, viscosidad, competencia, capacidad, entre otras) debieron de haber sido las mismas o al menos muy parecidas.

Dimensionalmente los ridges de Hydaspiis Vallis tienen en promedio un ancho de 203 m y un espaciado entre sí de 132 m, más su amplitud no pudo determinarse.

7.1.2 Terrazas. Estas geoformas, comúnmente encontradas en sistemas fluviales terrestres, son planicies topográficas formadas predominantemente sobre las paredes y márgenes de los outflow channels las cuales parecen representar la base de flujos erosionales distintos al responsable por la erosión de su piso actual. La identificación y delimitación de las terrazas se consiguió por medio de la interpretación de imágenes tomadas por la CTX y el THEMIS, así como mediante la

realización de múltiples perfiles topográficos (mediante el MDE HRSC-MOLA) (Figura 13 y 14).

Niveles de terrazas pueden ser observados a lo largo de las márgenes de Shalbatana, Tiu y Ares Vallis, sin embargo es a lo largo de este último, en especial cerca de su nacimiento (Figura 14), donde las terrazas son más claramente diferenciables y pueden ser identificadas en mayor cantidad, por lo tanto se hace énfasis sobre las características de los niveles allí encontrados. Adicionalmente a las terrazas situadas sobre las márgenes de los outflow channels, también parecen diferenciarse algunas sobre macizos residuales situados cerca de la parte terminal de Tiu y Simud Vallis (Figura 15).

Las terrazas definidas a lo largo de Ares Vallis poseen diferencias dimensionales significativas, con sus longitudes y anchos variando aproximadamente en el rango de 3.2 a 68 km y de 1.2 a 16.5 km, respectivamente. En promedio su pendiente es de cerca de 1%. En las imágenes de la CTX la mayoría de las terrazas parecen tener una superficie suave y de baja rugosidad, sin embargo se identificaron un par de excepciones. Sobre algunas terrazas se pueden apreciar los ridges característicos del terreno estriado, e incluso sobre una de estas se puede distinguir una topografía aparentemente similar al tipo Butte and Basin (Figura 16), la cual ha sido identificada en lugares de la Tierra donde ocurrieron procesos de inundación catastróficos (Komatsu et al., 2007; Baker, 2009; Wells, 2016).

La mayor cantidad de niveles de terrazas definidos se encuentran ubicados aguas arriba de Ares Vallis, en las zonas próximas a su nacimiento, cerca de Iani Chaos. Aguas abajo, en la parte intermedia del outflow channel sólo se observan una par de ellas. Sobre su parte terminal la identificación de las terrazas no es clara debido a que en dicha zona el ancho del outflow channel aumenta y sus paredes se hacen poco definidas.

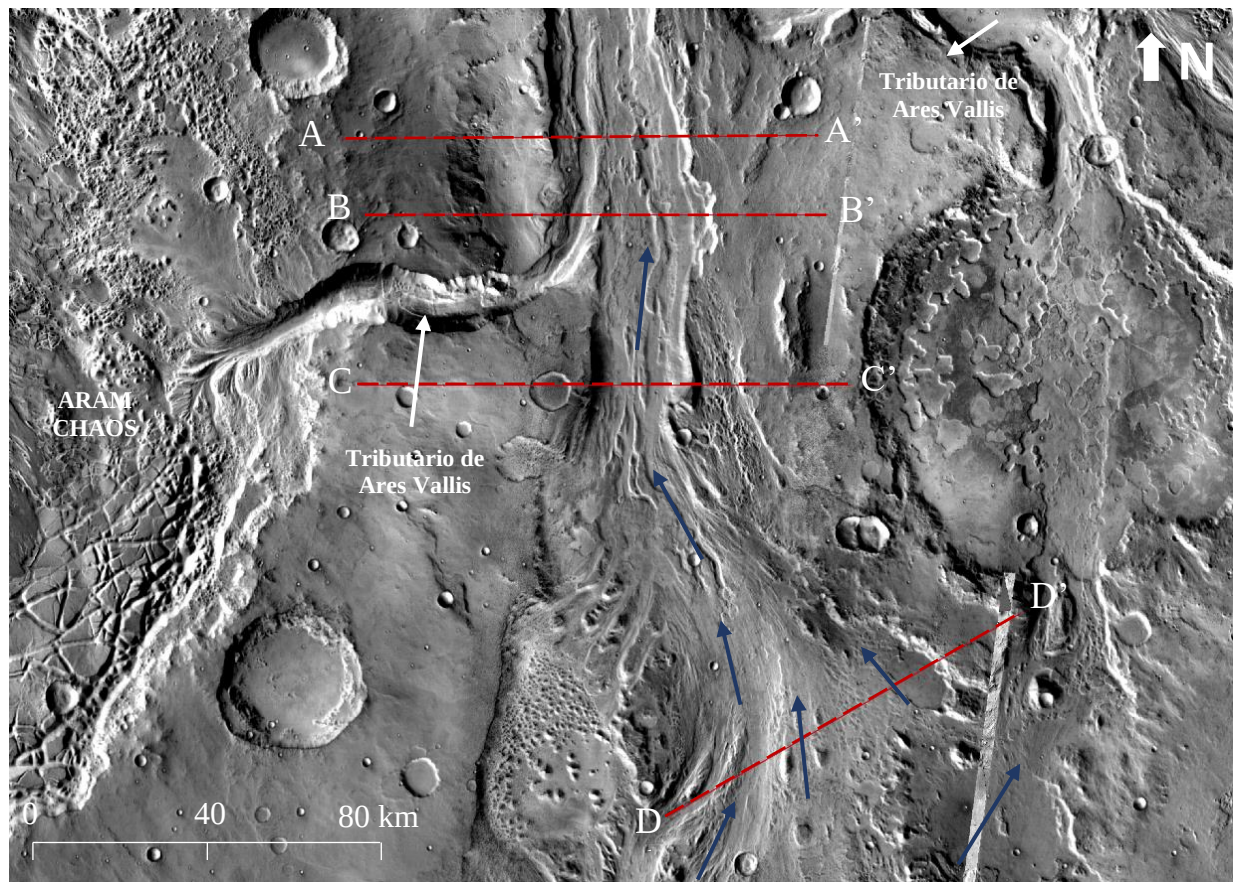
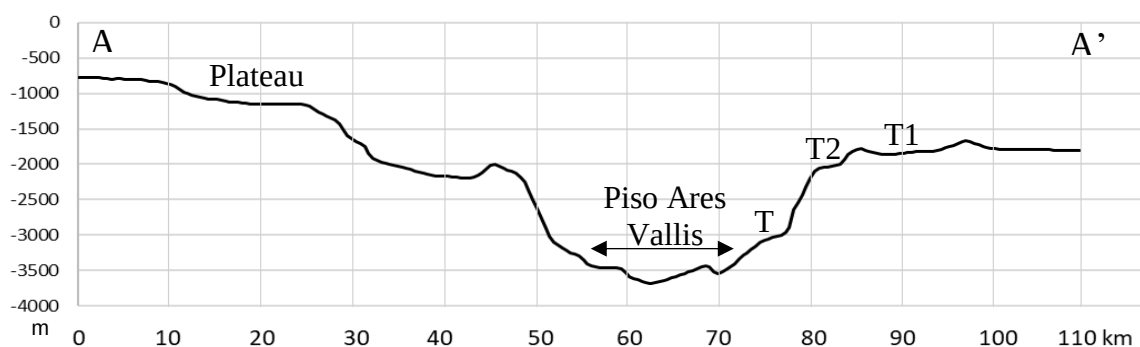


Figura 13. Terrazas observadas en el sector inicial de Ares Vallis. Mediante perfiles topográficos se pueden diferenciar múltiples niveles de terrazas, más que en cualquier otra zona dentro del área de estudio. Se señala el trazo de algunos de los perfiles (Figura 14) que se realizaron para definirlos. Mosaico en infrarrojo de la THEMIS (USGS Astrogeology Science Center).



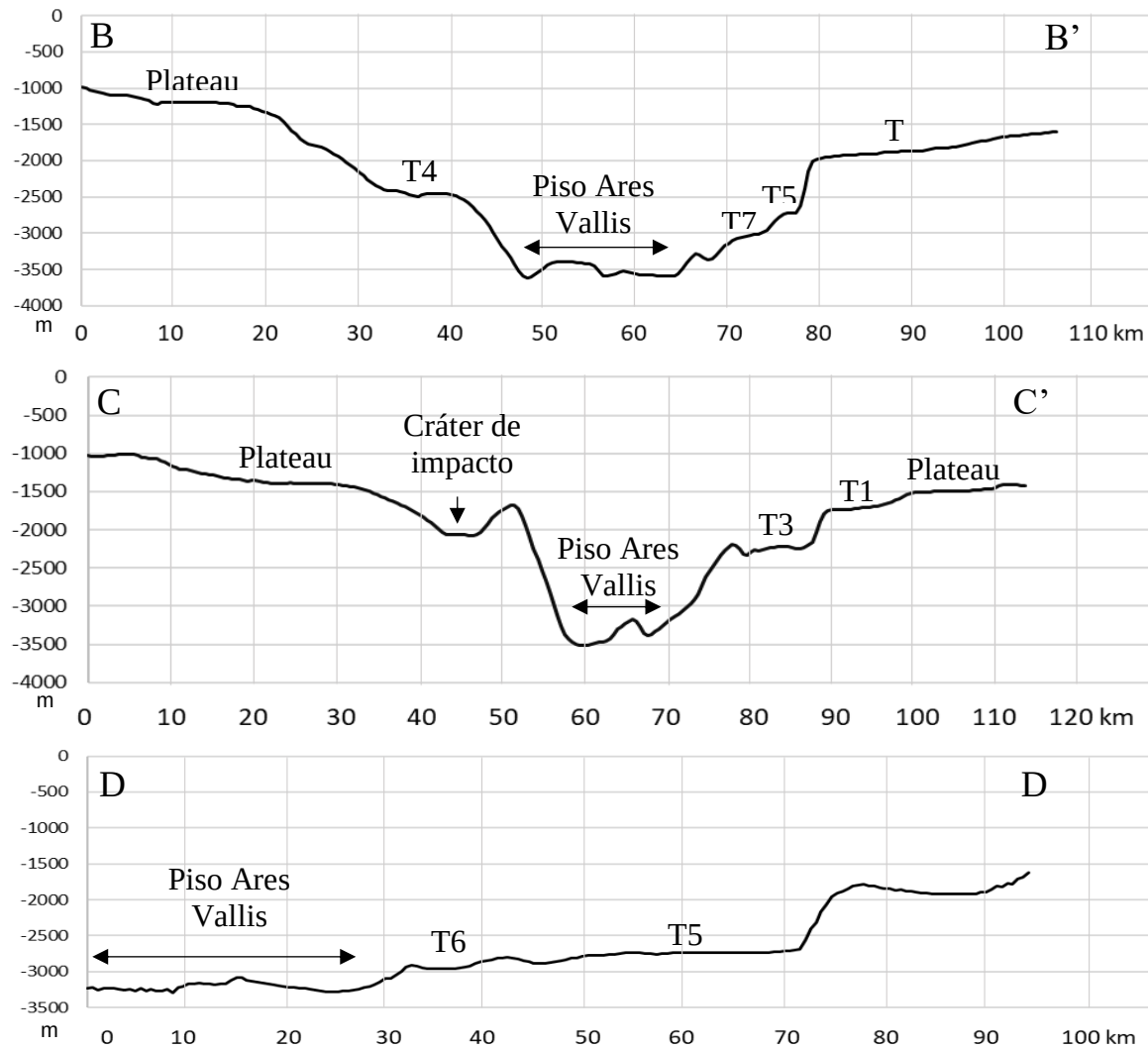


Figura 14. Perfiles topográficos realizados transversalmente a la dirección de Ares Vallis donde se observan los niveles de terrazas definidos cerca de su nacimiento. En ciertos sectores el terreno parece tener la pendiente típica de las terrazas, sin embargo no se consideran como tal debido a que dichos gradientes topográficos también caracterizan a la plateau circundante, la base de cráteres de impacto o depósitos de remoción en masa. Los perfiles se obtuvieron mediante el MDE HRSC-MOLA.

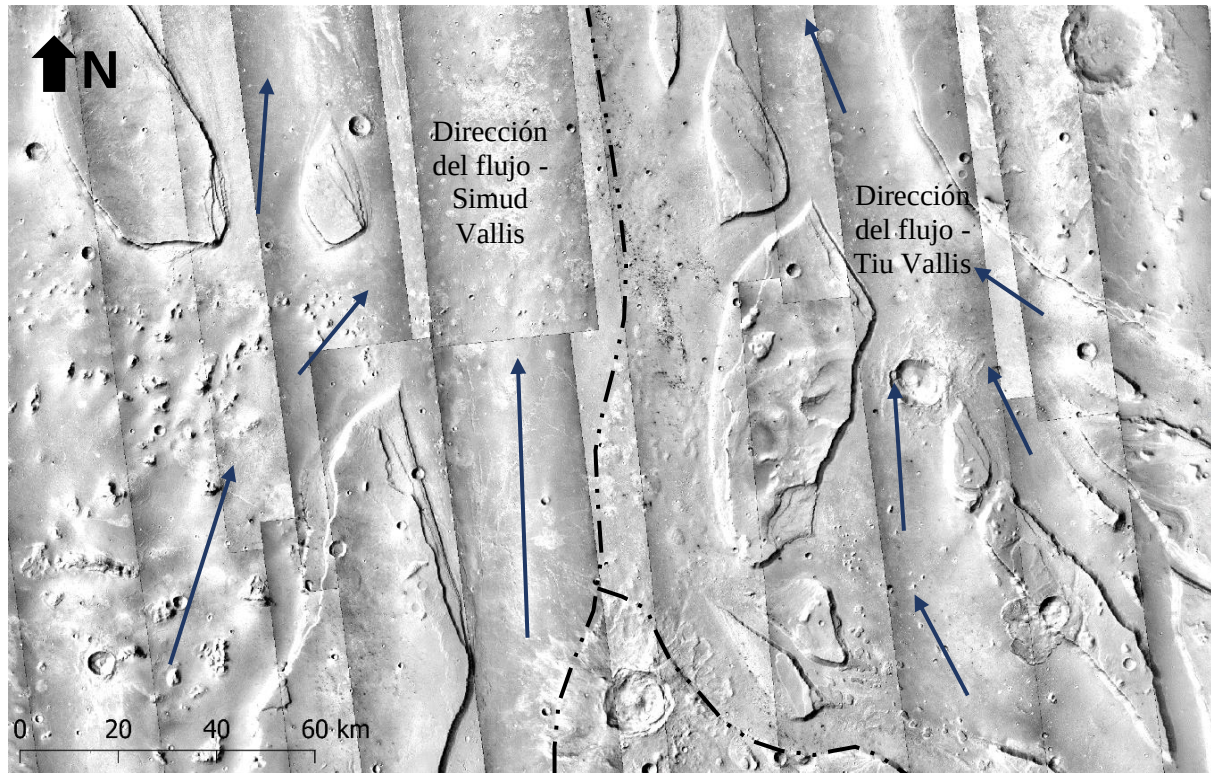


Figura 15. Numerosos macizos residuales situados sobre la parte terminal de Simud y Tiu Vallis. Además de las terrazas observadas sobre los márgenes de los outflow channels, otros niveles adicionales parecen apreciarse sobre las laderas de los macizos. Mosaico de imágenes de la CTX.

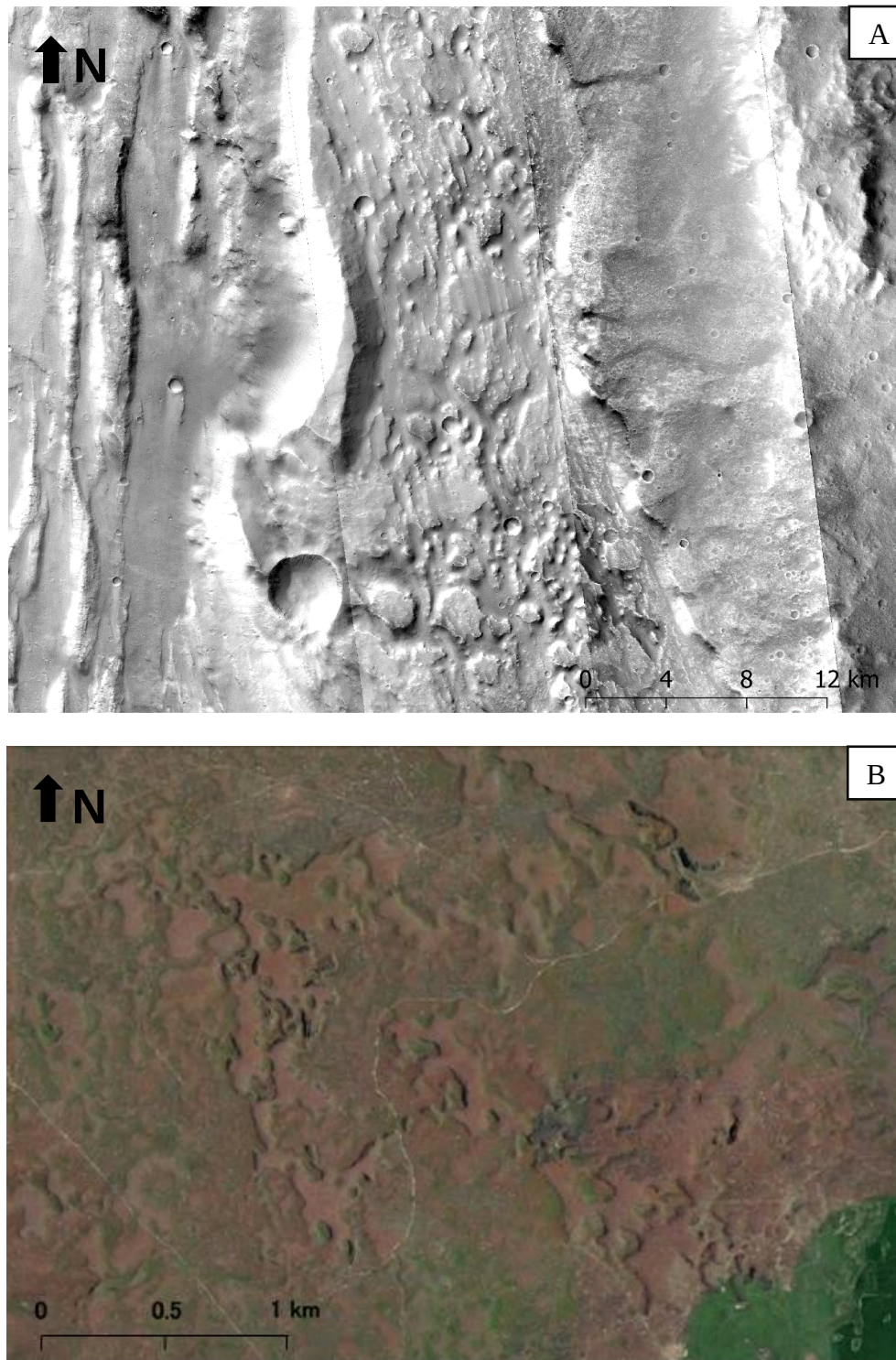


Figura 16. Topografía tipo Butte and Basin. Observada (a) en Marte, sobre una terraza asociada con Ares Vallis. Mosaico de imágenes de la CTX, y (b) en la Tierra, sobre la margen oriental del río Snake. Este río, ubicado al noroeste de Estados Unidos, fue la ruta de descarga para la inundación del lago Bonneville hace aproximadamente 14.500 años (O'Connor, 1993). Imagen satelital tomada de Google Earth.

En total se definió la existencia de 7 niveles de terrazas a lo largo de Ares Vallis, ubicados aproximadamente sobre los contornos topográficos (HRSC-MOLA): -1700 (T1), -2120 (T2), -2320 (T3), -2490, (T4), -2725 (T5), -2900 (T6), -3035 (T7) m. Las terrazas T1, T4 y T5 parecen ser pares, mientras que las T2, T3, T6 y T7 no. Partiendo de los diferentes niveles de terrazas diferenciados se podría inferir que la configuración actual de Ares Vallis es producto de múltiples eventos de inundación que profundizaron progresivamente el outflow channel.

Teniendo en cuenta a los valles de gran escala que actuaron como tributarios de Ares Vallis, es probable que los flujos de inundación que contribuyeron a la formación de este último provinieran no sólo de Iani Chaos, sino también de los otros terrenos caóticos que dieron origen a dichos valles, Aram e Hydaspis Chaos. A pesar de esto, la contribución al desarrollo de Ares Vallis por parte de los flujos originados en estas zonas fue probablemente baja debido a que sobre los valles mencionados no se identificaron niveles de terrazas, por lo tanto es posible que estos fueran producto de un único episodio de inundación catastrófico, como lo señalan Pacifici et al. (2009).

En Shalbatana Vallis parecen distinguirse sólo 2 niveles de terrazas cerca de su nacimiento, aproximadamente sobre los contornos topográficos: -1160, -1650 m. Estas cuentan con extensiones de 15.3 y 14.2 km y anchos de 3.9 y 3.6 km, respectivamente. Es de resaltar que la definición de estas terrazas puede no ser muy certera debido a que su extensión es muy local. A excepción de la zona inicial del outflow channel, a lo largo de este sus paredes se mantienen bastante homogéneas y no parecen estar erodadas, por ende sobre la mayor parte de su extensión no se identificó ninguna terraza.

Directamente sobre sus márgenes, en Tiu Vallis sólo se identificó una terraza cerca de su nacimiento, sobre el contorno topográfico de -1915 m, mientras que asociadas a Simud Vallis no se llegó a identificar ninguna. Al igual que pasa sobre la mayor parte de Shalbatana Vallis, el bajo

número de terrazas definidas en estos outflow channels es consecuencia de que a lo largo de estos sus paredes y márgenes no muestran cambios marcados de pendiente, y a su vez, que estas tienen de por sí pendientes relativamente bajas, por lo tanto, de existir, su diferenciación no es tan sencilla mediante la realización de perfiles topográficos.

En cuanto al mapeo, a pesar de que visualmente sobre sectores de los outflow channels algunas partes del terreno podrían interpretarse adicionalmente como terrazas, estas no se clasificaron como tal debido a que perfiles topográficos realizados sobre dichas zonas muestran que la superficie de las supuestas terrazas tiene un pendiente relativamente alta (en comparación con las demás), por lo tanto, es probable que: (1) la ladera sobre la cual se observan estas “pseudoterrazas” estén conformadas por diferentes capas de competencia variable, las cuales fueron erodadas diferencialmente. Visualmente, bajo esta alternativa las capas de mayor competencia marcan los cambios fuertes de pendiente mientras que las menos competentes se observan como pseudoterrazas, pero en realidad son material erodado dispuesto sobre la ladera; (2) las pseudoterrazas representan realmente depósitos de remoción en masa, sin requerirse una alternancia de litologías; o (3) en realidad sean terrazas, pero procesos posteriores de erosión o depositación hayan modificado su pendiente y morfología general, dificultando su identificación.

7.1.3 Macizos Residuales. Se les denominó de esta manera a cuerpos de roca con forma de “gota” alineados con la dirección de los flujos (responsables por su formación), situados predominantemente sobre la parte central de los outflow channels. Aunque algunos de ellos pueden encontrarse sobre la parte intermedia de Shalbatana, Simud, Tiu y Ares Vallis, la mayoría se desarrolló sobre la desembocadura de estos en Chryse Planitia. Los términos con los que se les ha denominado en inglés, streamlined hills y streamlined islands (Baker y Milton, 1974; Komatsu y

Baker, 1997), se han utilizado para describir a remanentes de loess situados en el Cheney–Palouse tract, una de las regiones en las que se divide el channeled scabland (Baker, 2009), así como también para describir a geoformas presentes en Marte como las acá descritas (Baker y Milton, 1974; Komatsu y Baker, 1997; Baker, 2006).

Las diferencias en altura entre estas geoformas y aquellas que consideramos como barras trans-remanentes, así como su similitud con geoformas terrestres son las razones por las cuales a estas se les asocia a un origen erosional.

A pesar de que tanto sobre el piso como en las márgenes de los valles presentes en el cuadrángulo se pueden observar macroformas residuales de diversas formas, tamaños y alturas, en este trabajo se les denomina de manera conjunta como macizos residuales a aquellos remanentes alargados en la dirección del flujo, ubicados en la parte central de outflow channels, valles o canales, con forma semejante a una gota o un romboide (en las imágenes de la CTX), con crestas de forma plana, redondeada o irregular, y laderas de forma convexa, rectilínea o irregular. Debido a las diferentes características que pueden tener, estos cuerpos remanentes se subdividieron en Macizos Residuales Tipo Meseta (MRI) y Macizo Residuales Tipo Colina (MRII) (Figura 17).

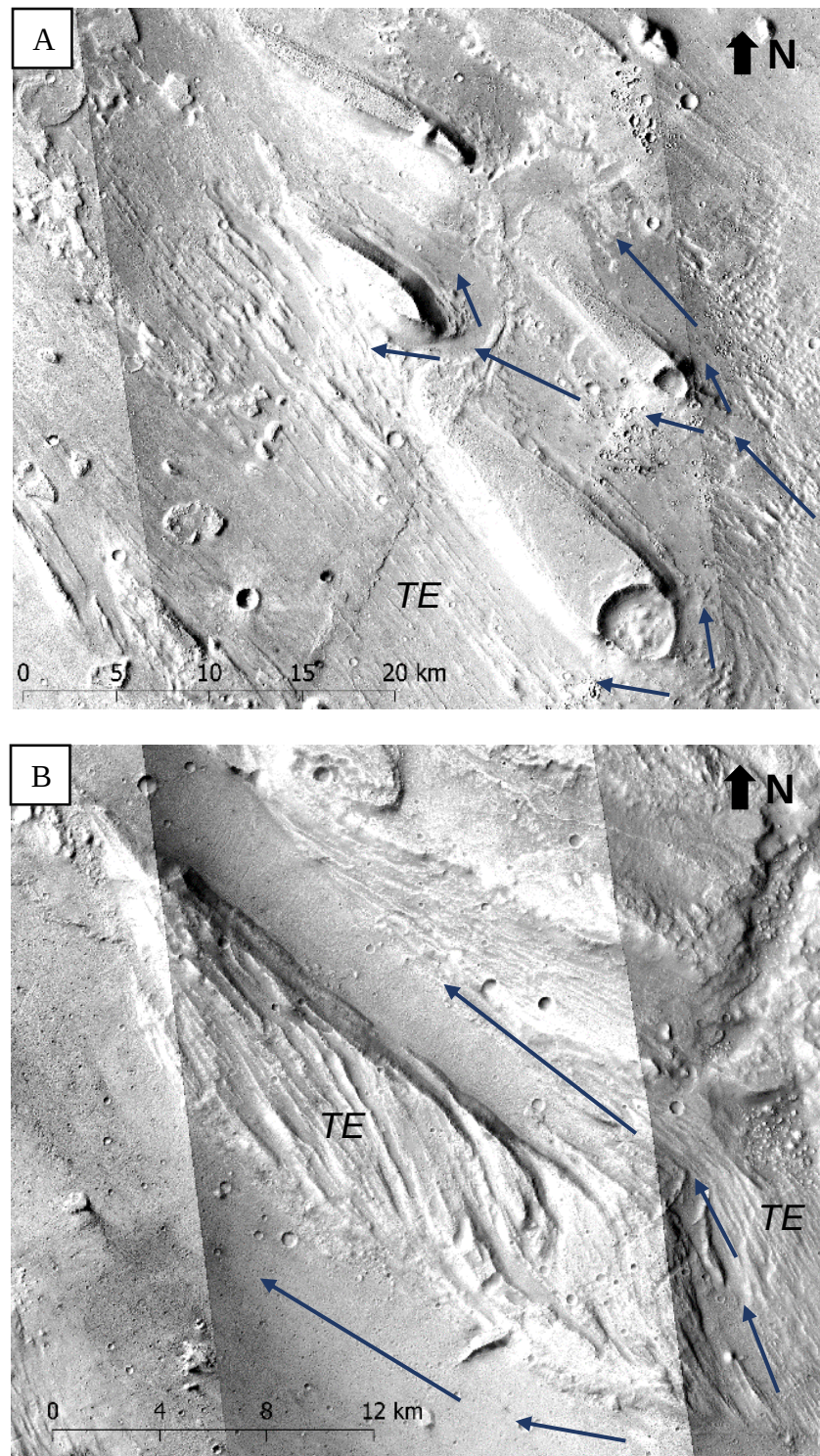


Figura 17. Macizos residuales asociados con Ares Vallis. (a) Macizos residuales tipo meseta situados sobre la parte terminal de Ares Vallis. Dos de los macizos tienen un cráter de impacto en su parte inicial. La estructura asociada con estos cráteres podría explicar la preservación del macizo. (b) Macizo residual tipo colina. A diferencia de la cresta plana y de textura suave que tienen generalmente los otros macizos, la de estos se suele encontrar considerablemente erodada. Mosaicos de imágenes de la CTX.

Los macizos residuales tipo meseta poseen alturas iguales o similares a las de la plateau circundante, aproximadamente de entre 600 a 800 m, tienen laderas de forma convexa o rectilínea, y cuentan con crestas generalmente planas o redondeadas. Transversalmente a la dirección del flujo sus laderas tienen pendientes relativamente fuertes, de alrededor de 35 a 55%. Al realizar perfiles topográficos transversales sobre estos macizos se puede apreciar que son simétricos, sin embargo, longitudinalmente los perfiles muestran que son asimétricos, con la ladera ubicada aguas arriba generalmente teniendo una mayor pendiente a la ubicada aguas abajo. Debido a esto, en los perfiles se puede observar cómo estos macizos suelen tener una forma cómica tipo “cuchara invertida” (Figura 18), como la que caracteriza a geoformas glaciales como Drumlins o Roches Moutonnées. En algunos casos singulares estos macizos se encuentran erodados. Sobre un par de ellos se desarrolló el terreno estriado y en ocasiones parecen haber sido disectados por los flujos, generando como resultado que su cresta no se vea plana (Figura 19).

Los macizos residuales tipo colina tienen alturas menores, en promedio cercanas a los 300 m, poseen laderas de forma convexa o irregular y cuentan con crestas redondeadas o irregulares. Transversalmente a la dirección de flujo, sus laderas tienen pendientes menores, aproximadamente en el rango de 10 a 30%. De igual manera, los perfiles topográficos transversales muestran que estos macizos son simétricos, sin embargo, debido a que muestran señales de haber sido erodados en un mayor grado, su superficie suele ser irregular, y por lo tanto en perfiles longitudinales no parecen mostrar una misma forma de manera consistente (Figura 20). Adicionalmente a su altura, el grado de erosión que presentan estos macizos también se considera un aspecto característico. A diferencia de los otros, la mayoría de estos se encuentran en un estado de alta degradación, por ende su forma suele ser en general irregular.

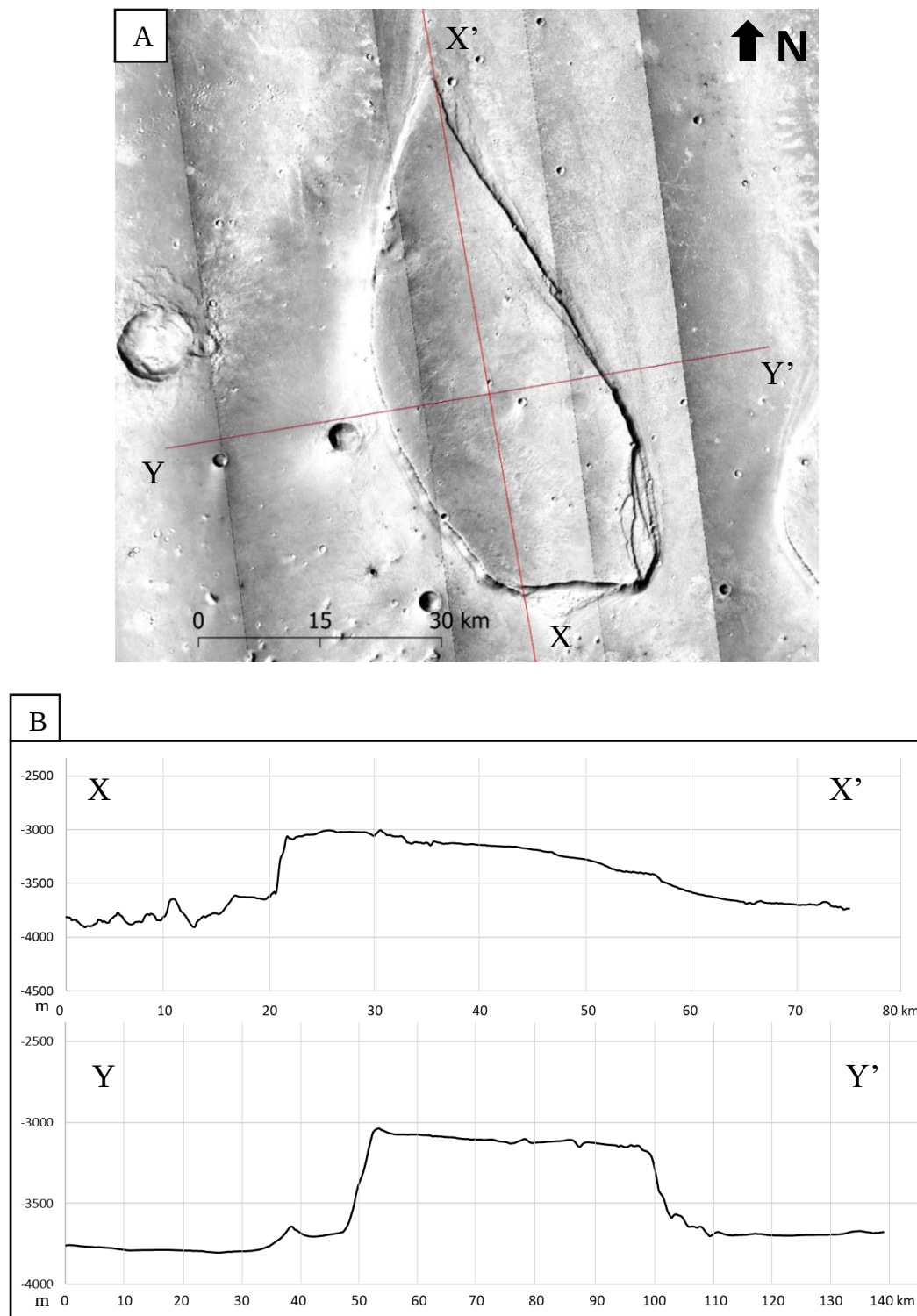


Figura 18. Macizo residual tipo meseta situado cerca de la desembocadura de Simud Vallis. (a) imagen de contexto. Mosaico de imágenes de la CTX. (b) Perfiles topográficos longitudinales y transversales. Además de sus grandes dimensiones, se puede observar la morfología dómica (X-X') y de tipo meseta (Y-Y') que poseen este tipo de macizos. Obtenidos a partir del MDE HRSC-MOLA.

Los macizos residuales pueden encontrarse asociados con todos los outflow channels del cuadrángulo, y en general, como conjunto, tienen dimensiones relativamente similares, aproximadamente con longitudes en el rango de 10 a 30 km y anchos de entre cerca de 3 a 10 km, sin embargo existen algunas excepciones. Macizos Residuales tipo I ubicados sobre la parte terminal de Simud y Tiu Vallis pueden tener longitudes de hasta 130 km y anchos de alrededor de 30 a 40 km, mientras que algunos Macizos Residuales tipo II asociados a canales de menor escala pueden tener longitudes de menos de 5 km.

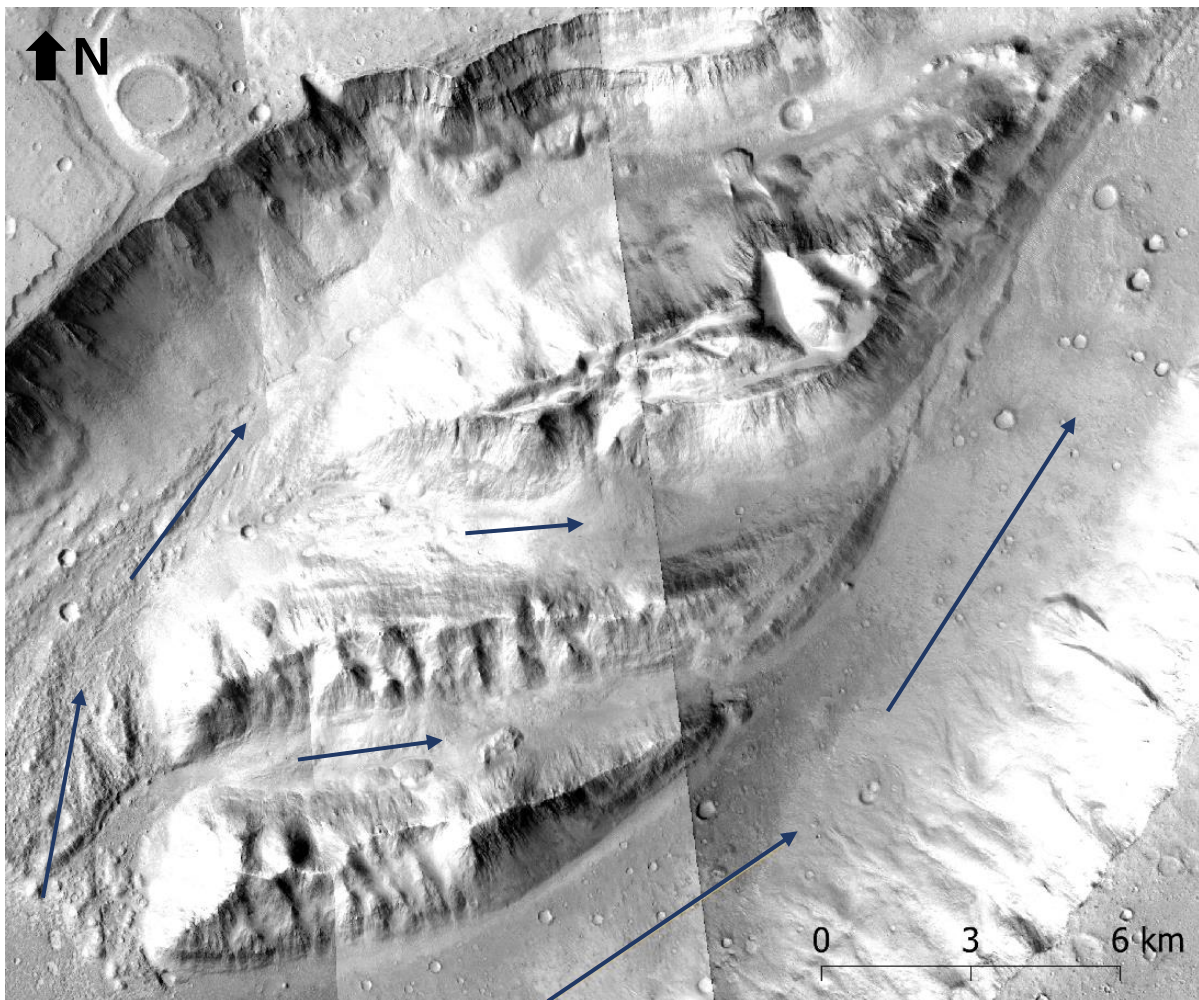


Figura 19. Macizo residual tipo meseta situado cerca de la parte terminal de Shalbatana Vallis. A diferencia de la gran mayoría de macizos de este tipo, este se aprecia notablemente erodado. Mosaico de imágenes de la CTX.

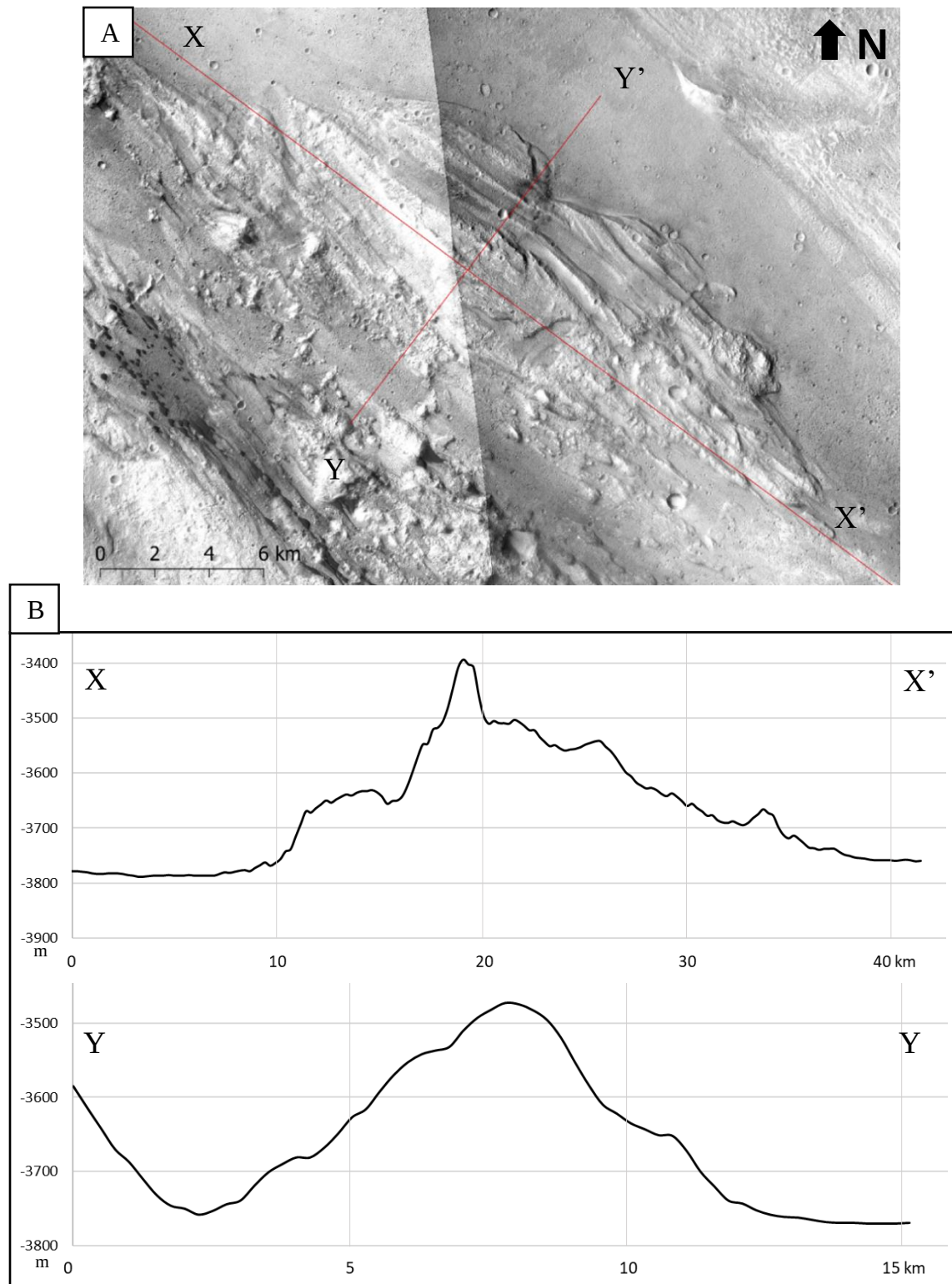


Figura 20. Macizo residual tipo colina situado sobre el piso Ares Vallis. (a) Imagen de contexto. Mosaico de imágenes de la CTX. (b) Perfiles topográficos longitudinales y transversales. En la dirección X-X' la forma irregular del macizo permite evidenciar el mayor grado de erosión que parece haberlo afectado. En la dirección Y-Y' la forma del macizo es cómica, sin embargo, algunas irregularidades también se observan. Obtenidos a partir del MDE HRSC-MOLA

7.1.4 Depresiones Termokársticas. Se les denominó así a depresiones cerradas de dimensiones y profundidades variables, generalmente de forma irregular u ovalada y base plana, encontradas de manera relativamente aislada sobre las márgenes y paredes de los outflow channels, y en conjuntos sobre la base de algunos cráteres de impacto, sobre una parte de Chryse Planitia asociada a Simud Vallis, y en ciertos sectores del piso de Ares (Figura 21a) y Mawrth Vallis, en todos los casos sin un patrón de distribución específico. Aunque las depresiones parecen observarse sobre diferentes sectores a lo largo de todo el cuadrángulo, se hace énfasis en las asociadas a los outflow channels debido a que allí son de una mayor representatividad.

A lo largo de las márgenes de todo Ares Vallis se pueden observar depresiones termokársticas de forma irregular distribuidas predominantemente de manera aislada, en promedio con un área de 48.1 km^2 y una profundidad de 100 m. Dentro del promedio de profundidad no se tuvo en cuenta un dato de 701 m por considerarse anómalo (la profundidad de esta depresión, ubicada cerca de la parte terminal de Hydaspis Vallis, fue la de mayor valor encontrada en el cuadrángulo). A pesar de que la gran mayoría de depresiones asociadas a este outflow channel muestran una base relativamente plana y de textura lisa, tanto la base como las márgenes de algunas de ellas se caracterizan por tener “protuberancias” irregulares y numerosos montículos circulares (Figura 21b). Aunque con menores dimensiones y asociados a geoformas diferentes, montículos relativamente similares han sido interpretados por Mangold (2011) como el resultado de procesos de sublimación de partículas de hielo del suelo. Por otro lado, semejante a lo encontrado por Warner et al. (2010), en un par de ocasiones también se pueden observar pequeños canales, aparentemente creados por flujos de agua, que surgen de algunas de las depresiones y terminan por “desembocar” en Ares Vallis (Figura 21b), lo cual podría indicar que sobre estas se pudieron haber acumulado masas de agua líquida.

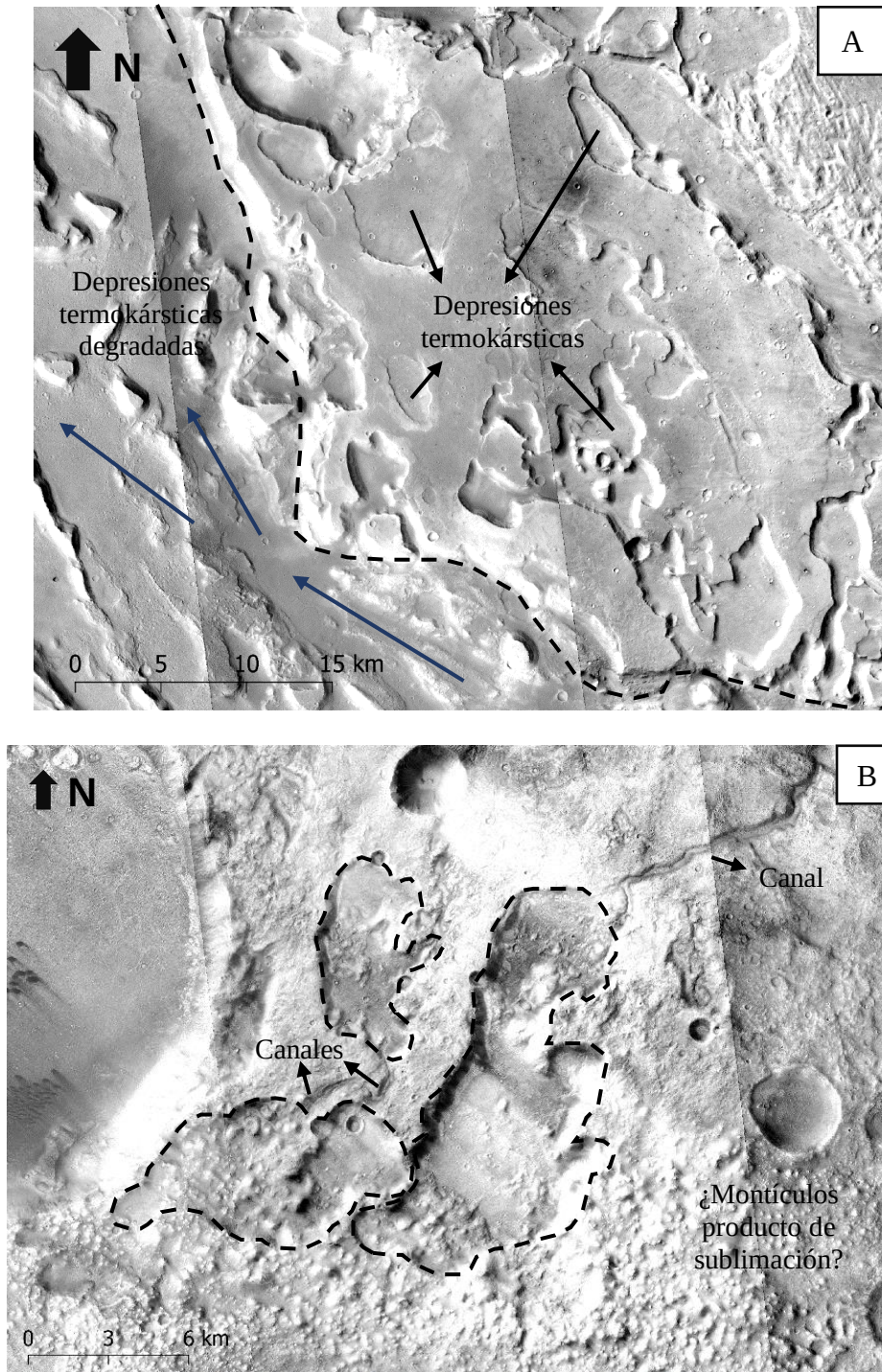


Figura 21. Depresiones termokársticas asociadas con Ares Vallis. (a) Conjunto de múltiples depresiones tanto preservadas como degradadas, ubicadas sobre el piso de Ares Vallis. (b) Depresiones irregulares situadas sobre una margen de Ares Vallis. Canales parecieran surgir de un par de ellas, conectándolas entre sí y desembocando finalmente en el piso del outflow channel. El origen de los pequeños montículos observados hacia la parte inferior del mosaico de imágenes no es claro, sin embargo podrían ser producto de la sublimación de cuerpos de hielo (Mangold, 2011). Mosaicos de imágenes de la CTX.

Sobre las márgenes de Shalbatana Vallis las depresiones termokársticas parecen observarse únicamente cerca de su parte terminal. En esta zona estas también se encuentran situadas de manera relativamente aislada, sin embargo sólo se pueden apreciar claramente cuatro, con áreas de 344.3, 96.2, 73.7 y 41.6 km² (mayores a las definidas en otras zonas) y profundidades de aproximadamente 140, 50, 300, y 240 m, respectivamente. La base de las depresiones es totalmente plana y de textura lisa, y poseen formas mucho menos irregulares que las encontradas en Ares Vallis, tendiendo a ser casi circulares. Cuando las depresiones tienen esta forma la distinción entre ellas y cráteres de impacto puede no ser tan sencilla como cuando son irregulares (Figura 22). La diferencia clave entre ambas geoformas es que los cráteres, a menos que estos se encuentren considerablemente degradados, se caracterizan por tener forma de cuenco y presentar bordes levantados (Craddock y Howard, 2002), mientras que las depresiones tienen una base plana y no poseen bordes con un relieve sobresaliente en comparación con el terreno circundante.

A diferencia de las mencionadas anteriormente, múltiples depresiones termokársticas relativamente aglomeradas, en general de forma irregular y base plana, separadas entre sí por pequeñas planicies y aparentemente “inmersas” en una capa de material sedimentario, pueden distinguirse sobre la base de tres cráteres de impacto. Uno de ellos, Galilaei, se encuentra asociado Tiu Vallis, mientras que los otros dos, sin denominación formal, se asocian con Ares Vallis (el de mayor diámetro se denomina de manera informal en este trabajo como Cráter Ares).

Sobre el cráter Ares (Figura 23) las depresiones tienen en promedio un área de 23.9 km² y una profundidad de 107.6 m. Para el cálculo del área promedio no se tuvieron en cuenta dos depresiones cuya extensión parece deberse a la coalescencia de varias depresiones individuales. Al analizar este cráter, Warner et al. (2010) descubrieron delgados canales que conectaban las depresiones y lo consideraron como evidencia de que previamente agua líquida se había estancado

allí, formando lagos.

En el cráter de menor tamaño, ubicado justo al norte del anterior, se observan algunas pocas depresiones con un área promedio de 18.8 km^2 y una profundidad de 115.7 m. Es de resaltar que en la base de una depresión situada en este cráter se observan polígonos bordeados por ridges similares en apariencia a las grietas por contracción termal formadas en zonas de permafrost ricas en hielo (French, 2018) (Figura 24b). Este tipo de polígonos también se observan sobre algunas de las depresiones situadas en las márgenes de Ares Vallis.

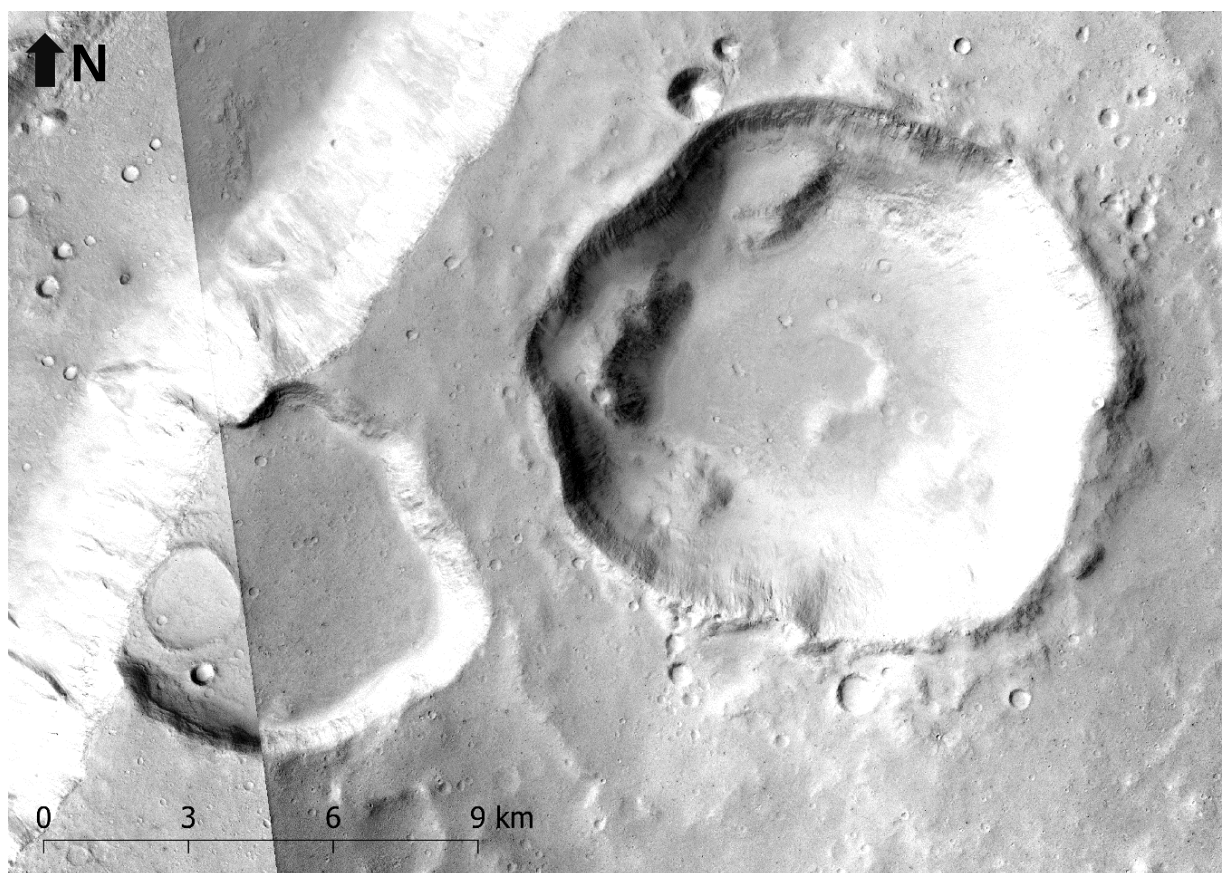


Figura 22. Comparación entre una depresión termokárstica y un cráter de impacto en Shalbatana Vallis. El cráter, ubicado al costado derecho, se diferencia de la depresión, situada a la izquierda, debido a su forma de cuenco y a sus bordes levantados. Cráteres altamente degradados podrían perder el relieve de sus bordes y ser rellenados (Craddock y Howard, 2002), adoptando formas similares a la de la depresión, sin embargo, asumiendo que esta fuera también un cráter, debido a relaciones estratigráficas (la depresión “corta” la eyecta del cráter) sería de esperar que su degradación fuera similar. Mosaico de imágenes de la CTX.

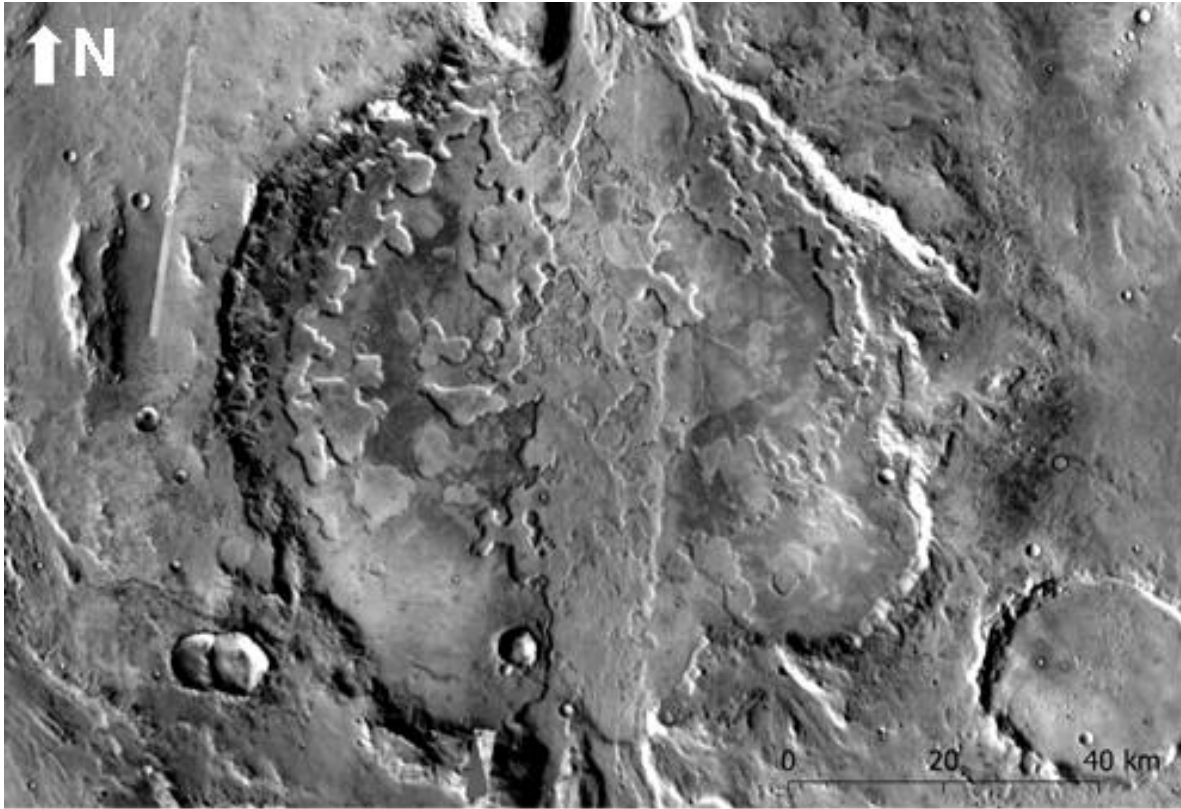


Figura 23. Conjunto de múltiples depresiones termokársticas situadas en la base del cráter Ares. Estas geoformas parecen desarrollarse sobre una capa que suprayace el piso del cráter. Un flujo asociado con Iani Chaos parece haber erosionado el cráter, la capa y, por ende, las depresiones. Mosaico en infrarrojo de la cámara THEMIS (USGS Astrogeology Science Center).

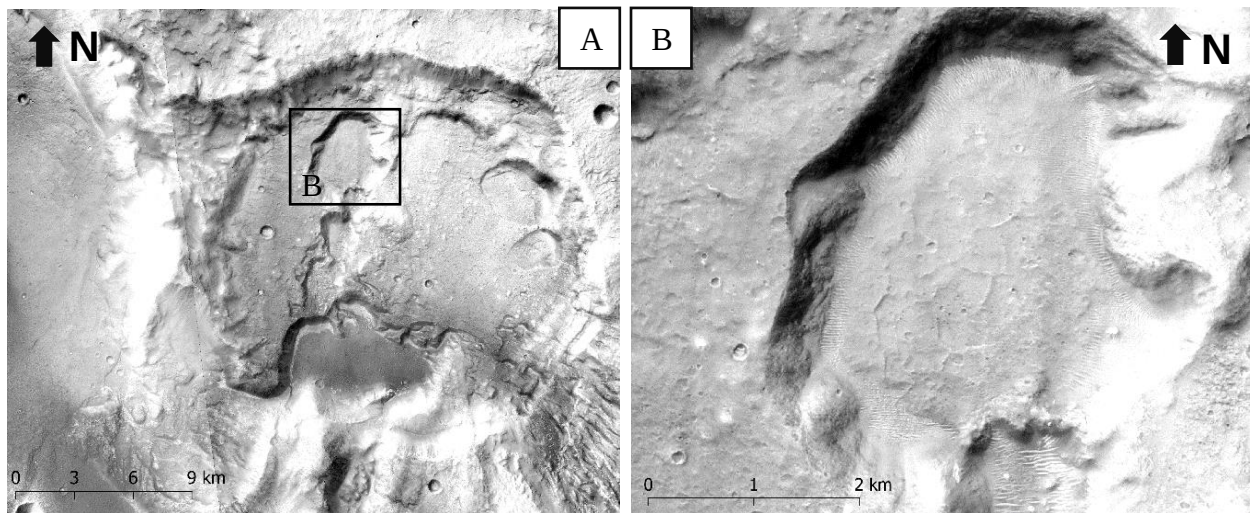


Figura 24. Depresiones termokársticas situadas en el piso de un cráter de impacto ubicado al norte del cráter Ares. (a) imagen de contexto. (b) Acercamiento sobre una de las depresiones en donde parecen observarse polígonos bordeados con ridges, como los que se forman en ambientes periglaciales terrestres debido al desarrollo de grietas de contracción termal en suelo ricos en hielo (French, 2018). Mosaicos de imágenes de la CTX.

Sobre la base del cráter Galilaei (Figura 25) también se observan algunas depresiones termokársticas irregulares y degradadas, en especial sobre su costado occidental. El cráter parece estar cubierto en su totalidad por depresiones, sin embargo la distinción de la mayoría es poco clara. Sobre parte de la base se observan montículos y mesetas de menores dimensiones pero morfológicamente similares a los presentes en terrenos caóticos. A partir de esto y sumado con el hecho de que un canal (que termina uniéndose a Tiu Vallis) surge desde el cráter, se podría hipotetizar que parte de las depresiones fueron erosionadas por flujos de agua líquida que emergieron desde el subsuelo. Material sedimentario también pudo haberse depositado sobre las depresiones, dificultando la identificación de algunas ellas. A partir de mediciones realizadas sobre las depresiones termokársticas identificadas se calculó que en este cráter estas tienen en promedio un área de 148.9 km^2 y una profundidad de 144.25 m, no obstante consideramos que estos datos pueden no ser representativos.

Al igual que sobre los cráteres de impacto mencionados, múltiples depresiones agrupadas pueden observarse sobre el piso de Ares y Mawrth Vallis, y sobre Chryse Planitia, en un sector próximo a la parte terminal de Simud Vallis.

En Chryse Planitia, inmersas en lo que parece ser una capa (a modo de meseta) que suprayace la base del terreno, se pueden observar depresiones termokársticas de base plana, profundidades variables y formas tanto regulares (circulares y ovaladas) como irregulares. La mayoría de ellas lucen degradadas, posiblemente resultado de la erosión causada por flujos posteriores a su formación. En la Figura 26a se pueden observar algunas de ellas, no obstante estas se encuentran presentes sobre otras regiones de la planicie asociadas a Simud Vallis.

Sobre el piso de Mawrth Vallis también parecen haberse desarrollado depresiones con características similares, más su extensión si es local (Figura 26b).

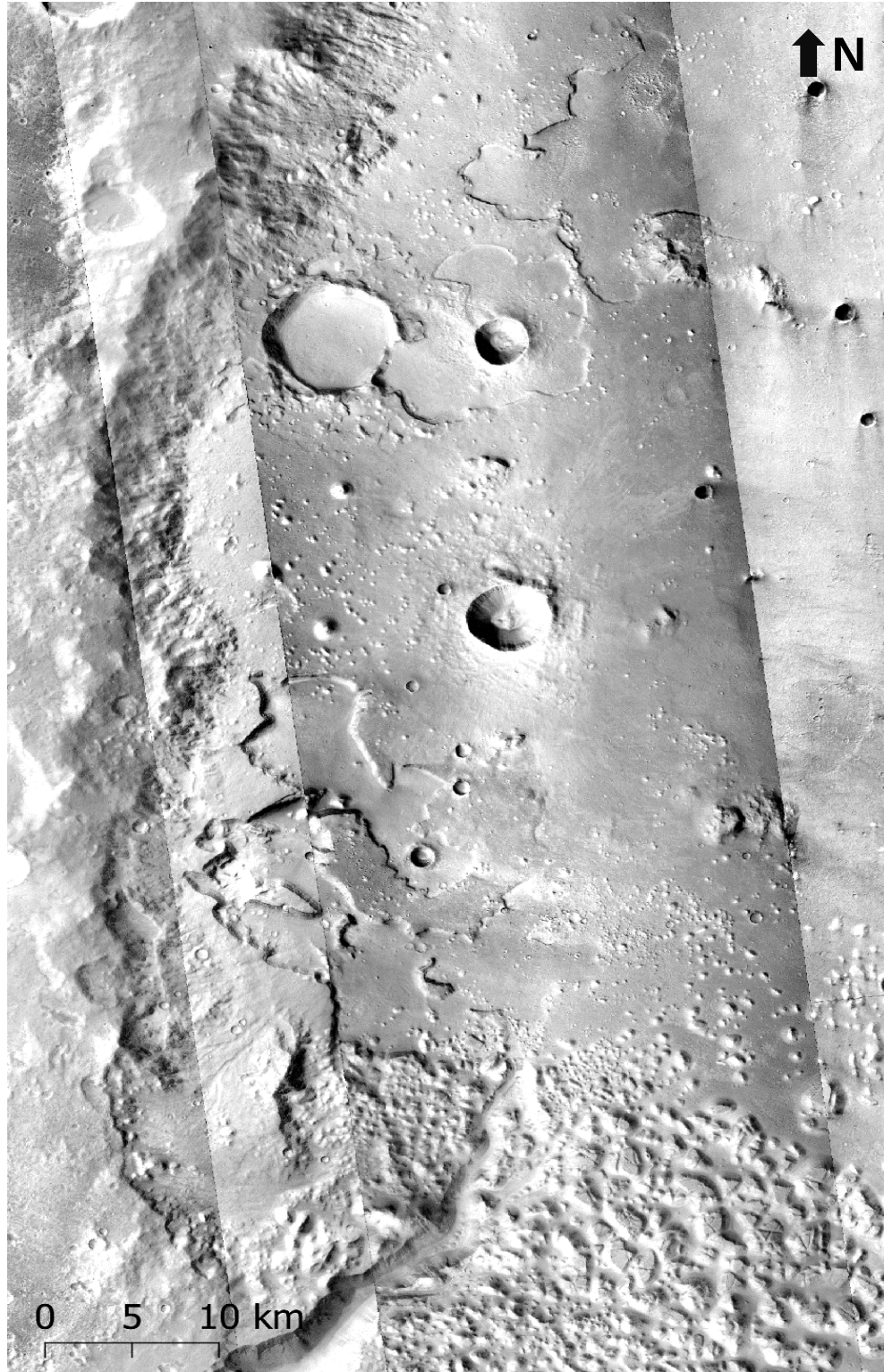


Figura 25. Depresiones termokársticas de forma irregular observadas sobre la base del cráter Galilaei. Aunque sólo se identifican claramente sobre su costado izquierdo, gran parte del cráter parece estar cubierto por depresiones de este tipo. Mosaico de imágenes de la CTX.

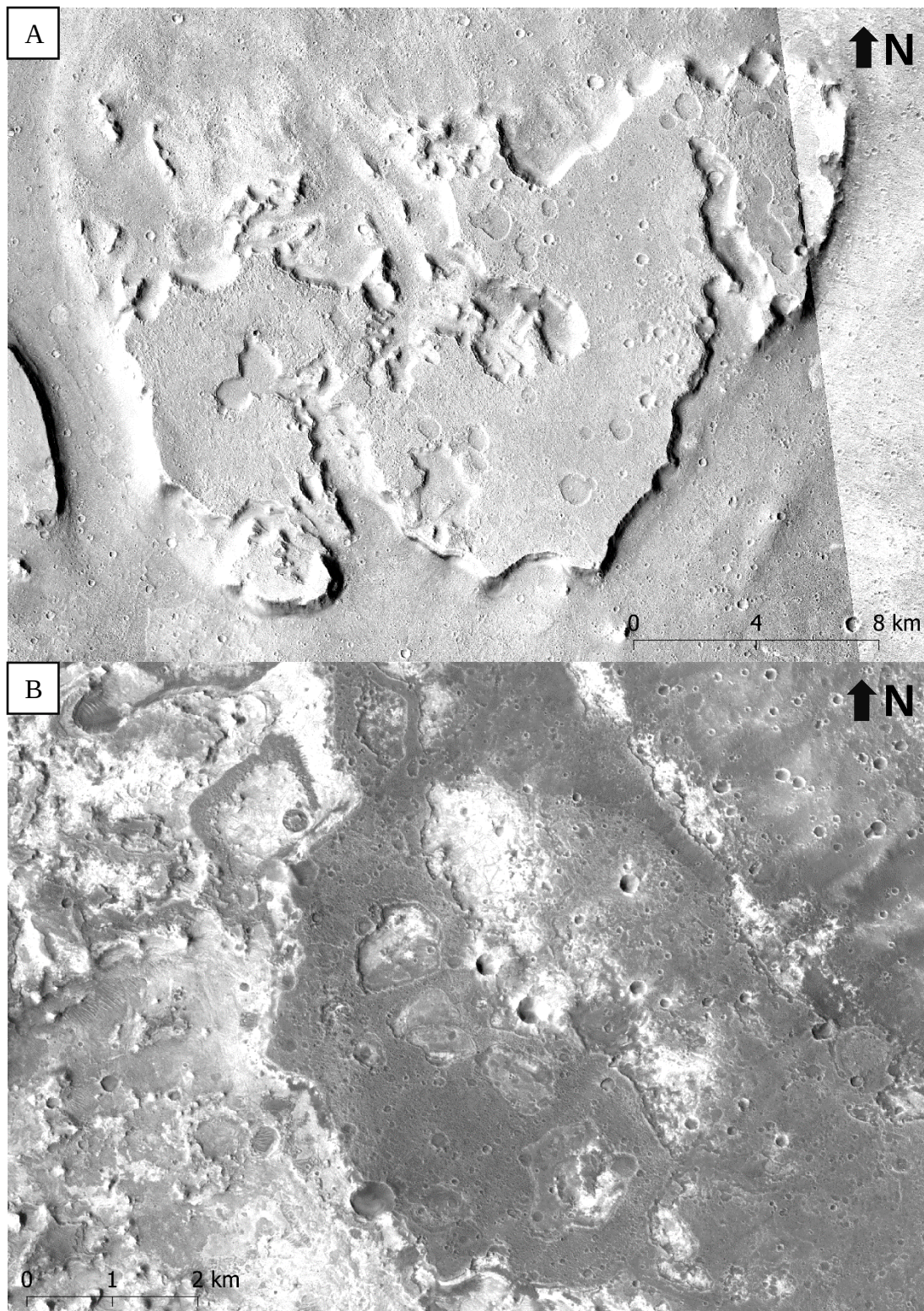


Figura 26. Conjuntos de depresiones termokársticas degradadas. (a) Posibles depresiones termokársticas situadas en Chryse Planitia, junto a la desembocadura de Simud Vallis. Mosaico de imágenes de la CTX. (b) Posibles depresiones termokársticas de forma irregular situadas sobre la parte intermedia del piso de Mawrth Vallis. Imagen de la CTX.

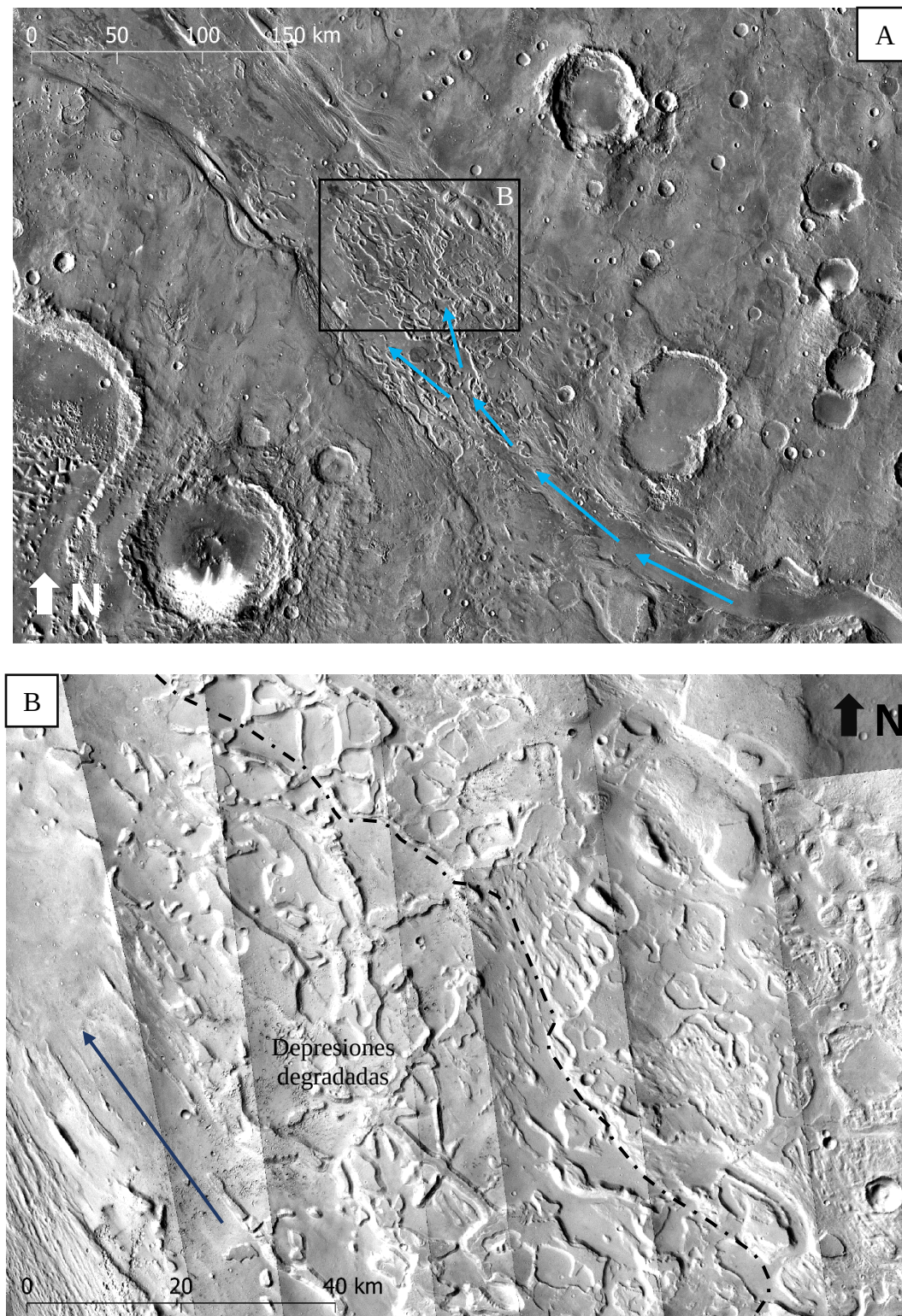


Figura 27. Depresiones termokársticas asociadas a Ares Vallis. (a) Imagen de contexto. Mosaico en infrarrojo de la cámara THEMIS (USGS Astrogeology Science Center). (b) Depresiones termokársticas de forma regular e irregular situadas sobre el piso de Ares Vallis, en un sector donde su ancho aumenta de manera significativa. Mosaico de imágenes de la CTX.

De igual manera, asociadas a Ares Vallis, en un sector donde su ancho aumenta considerablemente, de aproximadamente 23 a 60 km, las depresiones termokársticas también parecen desarrollarse sobre una capa que suprayace el piso del outflow channel (Figura 27). Allí, tienen en promedio con un área de 22.4 km^2 y una profundidad de 103.48 m. Sobre este sector las depresiones tienen formas regulares, más sin embargo, existe una diferencia entre las situadas en sobre la parte central del outflow channel y aquellas observadas cerca de su margen. Estas últimas suelen tener una forma circular-ovalada y se encuentran separadas por planicies pequeñas (las cuales parecen representar partes no erodadas de la capa mencionada), mientras que las primeras, cuya ubicación coincide con el área donde los flujos parecen haber erodado a una mayor profundidad, tienden a ser más irregulares e incluso se observan lo suficientemente degradadas como para que no se puedan definir sus límites. Debido a la mayor erosión que parece haber registrado esta última zona, allí gran parte de las depresiones se encuentran separadas por delgados ridges residuales (aparentemente formados tras la continua degradación de la capa). Al igual que en Chryse Planitia, es probable que flujos posteriores a la formación de la capa y las depresiones hayan sido los responsables por su erosión.

Una comparación entre las áreas y profundidades de las depresiones asociadas a Ares Vallis, donde son más abundantes, puede observarse en las Figuras 28 y 29.

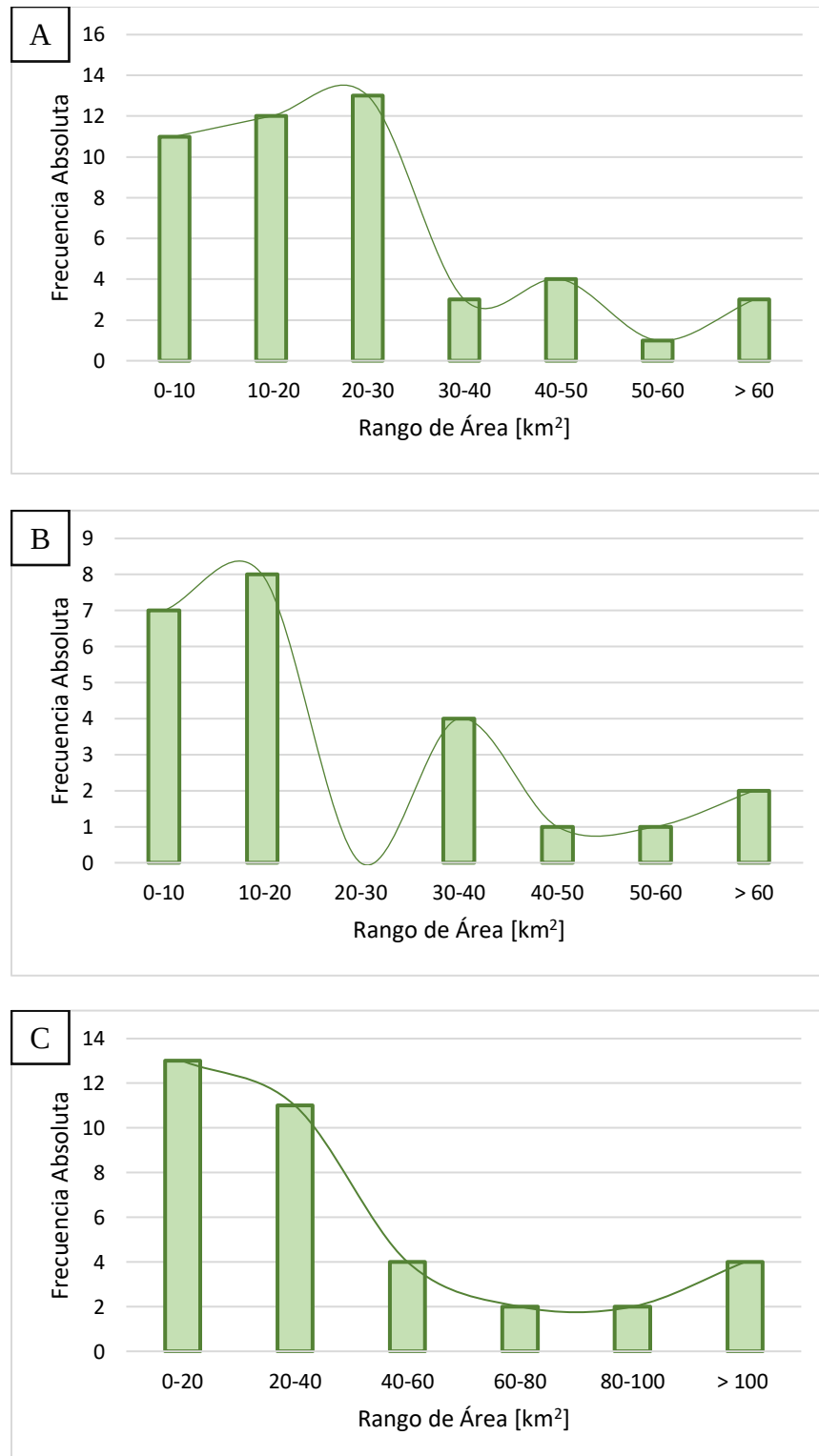


Figura 28. Gráficos de barras mostrando la frecuencia absoluta para rangos de área de depresiones termokársticas asociadas a Ares Vallis. Situadas sobre su piso (a), en la base del cráter Ares (b) y sobre sus márgenes (c).

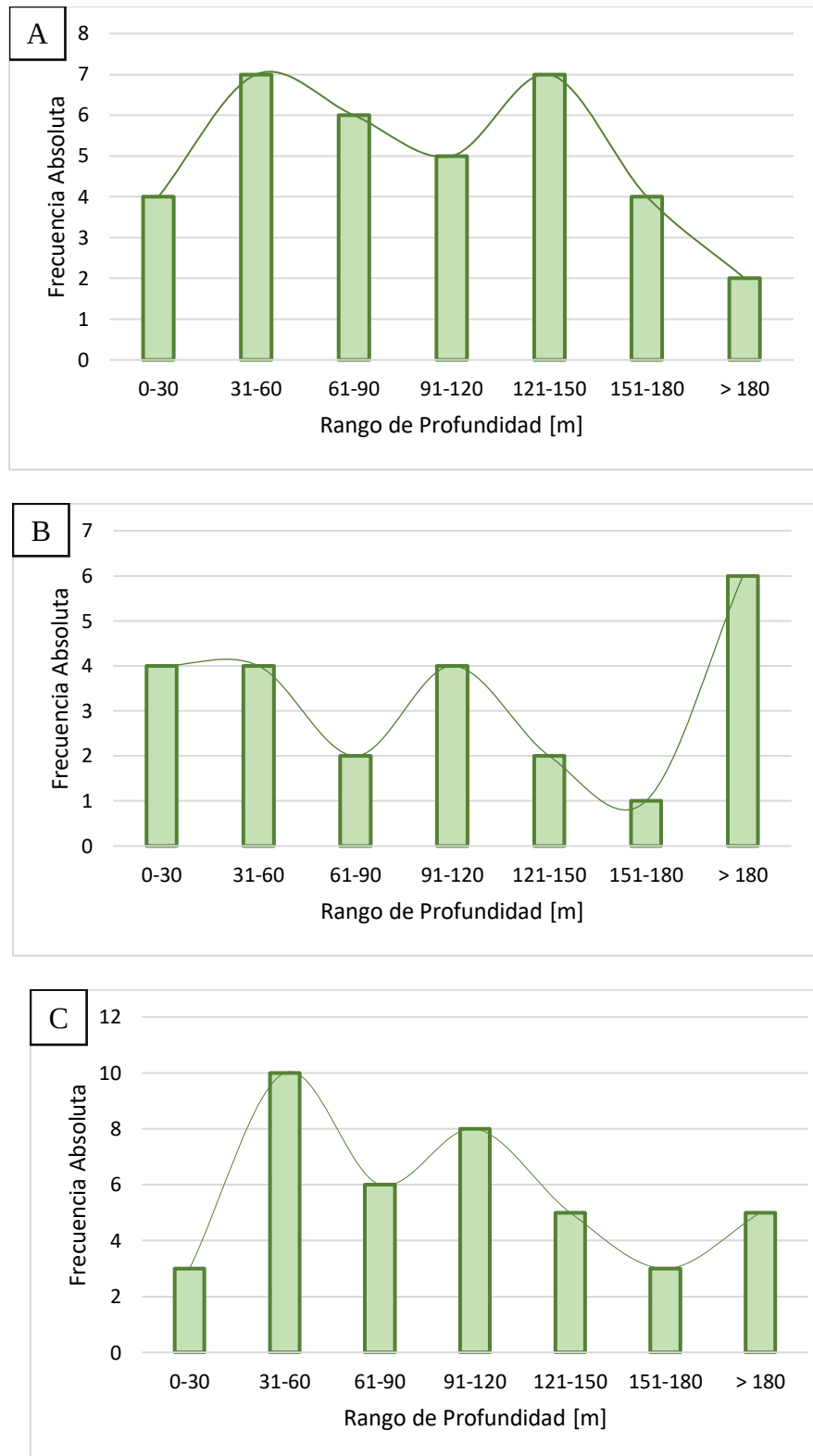


Figura 29. Gráficos de barras mostrando la frecuencia absoluta para rangos de profundidad de depresiones termokársticas asociadas a Ares Vallis. Situadas sobre su piso (a), en la base del cráter Ares (b) y sobre sus márgenes (c).

7.1.5 Barras de Remolino (BR). Se le denominó así a un par depósitos de forma ovalada formados en entrantes (alcobas) situadas en las paredes de Ares Vallis. El término utilizado en la literatura para estas geoformas, Eddy Bars, ha sido utilizado para señalar a barras situadas en sistemas fluviales asociados al *channeled scabland*, en específico, en alcobas o en la desembocadura de tributarios del valle principal (Baker, 1973; Baker y Milton, 1974; Baker, 2009).

La interpretación de estas geoformas como barras se hace partiendo de: (1) su ubicación dentro del valle, en alcobas, (2) su forma, (3) la textura de su superficie, diferente a la observada en terrazas o en depósitos de remoción en masa, (4) la ausencia o el desarrollo poco prominente del terreno estriado sobre su cresta y (5) la presencia de una zona de no depositación a modo de depresión ubicada entre la pared del valle y la geoforma, denominada en Bretz et al. (1956) como “Fosse”, la cual puede encontrarse asociada con algunas barras del *channeled scabland* (Burr et al., 2004) y otras geoformas terrestres análogas.

Estas barras parecen no ser muy comunes en el área de estudio y aparentemente sólo se pueden distinguir un par de ellas (BR1 y BR2) en alcobas situadas cerca de la parte intermedia de Ares Vallis (Figura 30).

La BR1 (Figura 31) tiene aproximadamente una longitud máxima de 24 km, un ancho máximo de 10 km y una altura de 450 m. Esto último indica que al menos en dicha zona del *outflow channel* el flujo responsable por la depositación de los sedimentos que constituyen la barra tuvo que haber tenido cerca de 500 m de profundidad, como lo señala Pacifici et al. (2009). Sus laderas tienen una forma convexa, con una pendiente en promedio de 7.8%.

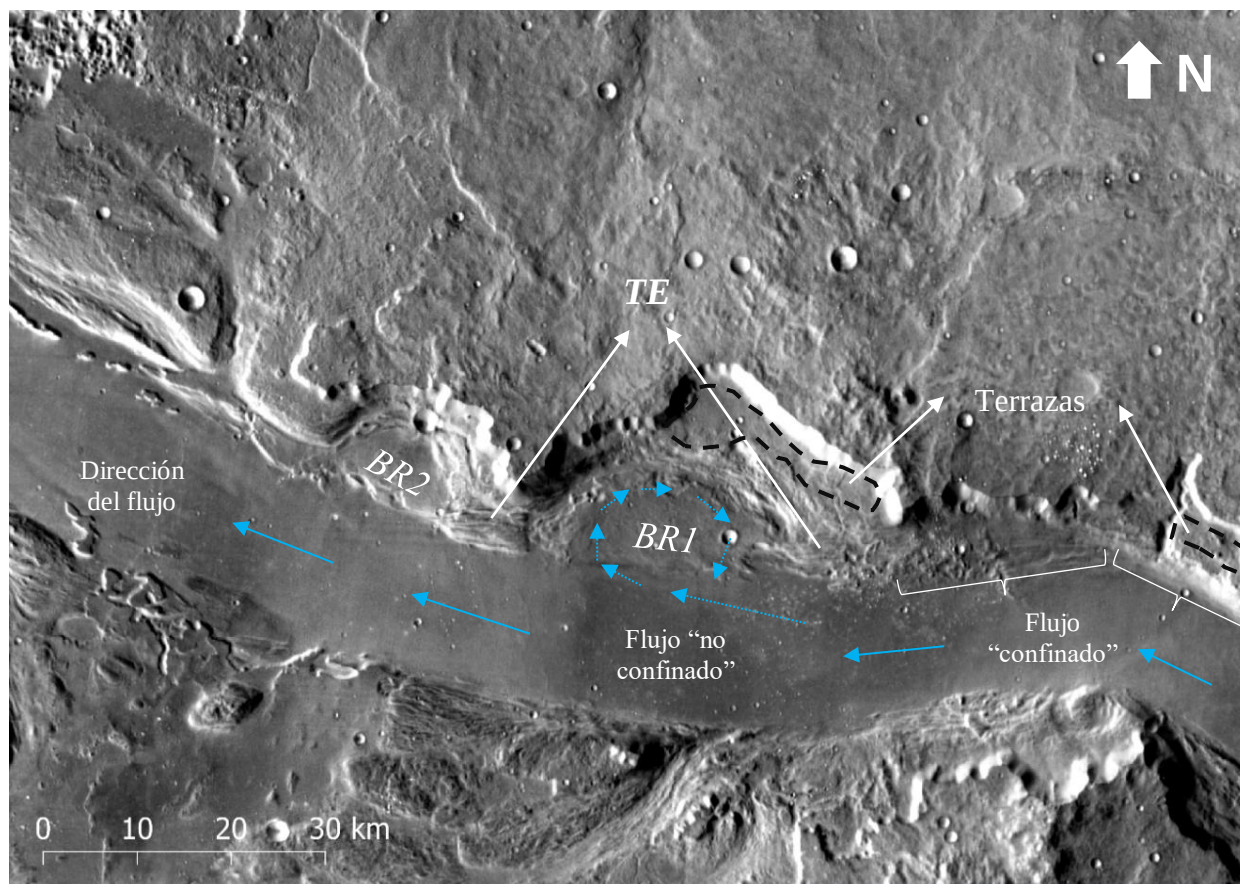


Figura 30. Barras de remolino ubicadas en alcobas de Ares Vallis. Interpretadas como tal (eddy bars) por Pacifici et al. (2009). En este trabajo su ubicación dentro del outflow channel y el no desarrollo del terreno estriado sobre su superficie son, entre otras cosas, razones por las que se les considera geoformas depositacionales. Mosaico en infrarrojo de la cámara THEMIS (USGS Astrogeology Science Center).

Transversalmente la cresta de la barra es redondeada, mientras que longitudinalmente tiende a ser plana. La textura de su superficie no es constante, y variaciones suaves y rugosas se pueden observar. La fosse que se encuentra entre la barra y la pared del valle posee un ancho de cerca de 1 km y una profundidad, relativamente a la cresta de la barra, de aproximadamente 170 m.

Sobre gran parte de la barra los ridges que caracterizan al terreno estriado no se llega a distinguir. Teniendo en cuenta que sobre la pared de Ares Vallis ubicada inmediatamente aguas arriba y abajo de la barra este terreno sí se puede apreciar de manera clara, la ausencia o el desarrollo poco marcado de los ridges sobre esta se podría considerar como evidencia de que dicha

geoforma no es en realidad una terraza (discrepancia que ha existido con geoformas encontradas en el *channeled scabland*, como menciona Bretz et al. (1956)) sino que está constituida por un material diferente al de la pared del *outflow channel*.

La BR2 (Figura 32) es considerablemente más pequeña en extensión, sin embargo su altura es relativamente similar a la de la BR1. En su parte central esta cuenta con una longitud aproximada de 13 km, una altura de 380 m y un ancho de 7 km. La pendiente de sus laderas es en promedio de 8%. La textura de esta barra es similar a la de la BR1, con zonas suaves y rugosas, sin embargo sobre esta el terreno estriado se encuentra totalmente ausente (igualmente, posible evidencia de que está constituida por una litología distinta al de las paredes del *outflow channel*). Al igual que la BR1, la cresta de esta barra tiende a ser redondeada en perfiles transversales y plana en perfiles longitudinales.

Dudas sobre si la BR2 representa en realidad una barra parten del hecho de que no es claro si junto a ella se puede distinguir una fosse, por lo que esta se podría llegar a interpretar como una terraza separada de la pared de Ares Vallis por flujos de inundación. Sobre algunos perfiles transversales, como el mostrado en la Figura 32b, pareciera observarse dicha depresión, sin embargo en algunos otros no se llega a diferenciar. Teniendo en cuenta que entre la barra y la pared de Ares Vallis se observa un material de textura diferente a la que caracteriza a ambos sectores, una posibilidad es que la fosse no se puede diferenciar claramente debido a que esta fue cubierta por la eyecta de un cráter o por depósitos de remoción en masa. Considerando que hay un cráter de impacto justo entre la pared y la barra, es probable que este tipo de depósitos hayan sido generados por dicho impacto. A pesar de esto, y al igual que ocurre con la BR1, es posible que la clasificación de esta geoforma como barra no sea la correcta.

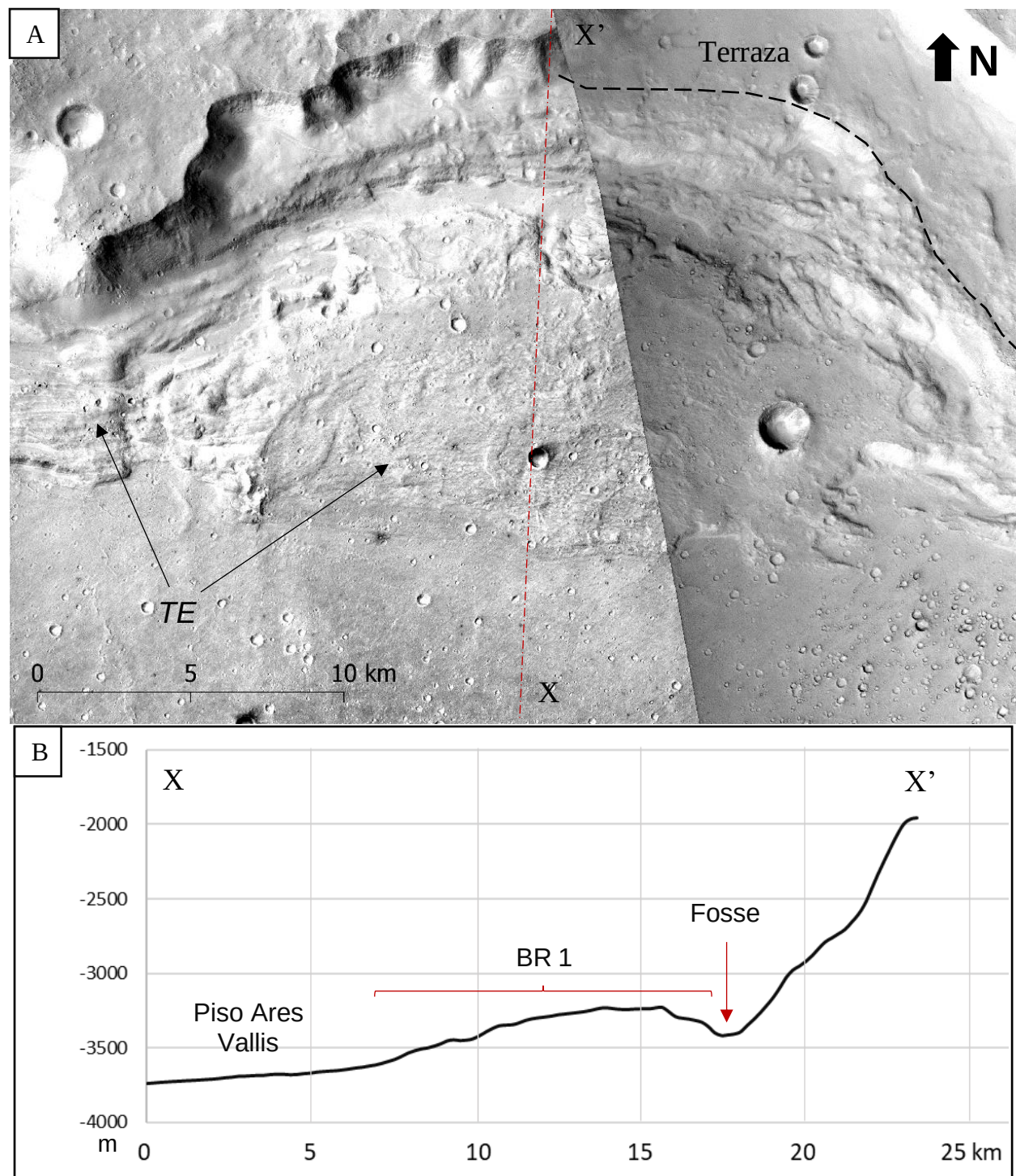


Figura 31. Barra de remolino (BR1). (a) Imagen De contexto Los ridges característicos del terreno estriado se desarrollan de manera muy poco marcada sobre una porción de su superficie. Mosaico de imágenes de la CTX. (b) Perfil topográfico realizado a lo ancho de la barra de remolino. Se observa la forma redondeada de su cresta en esta dirección. Perfil topográfico obtenido mediante el MDE HRSC-MOLA.

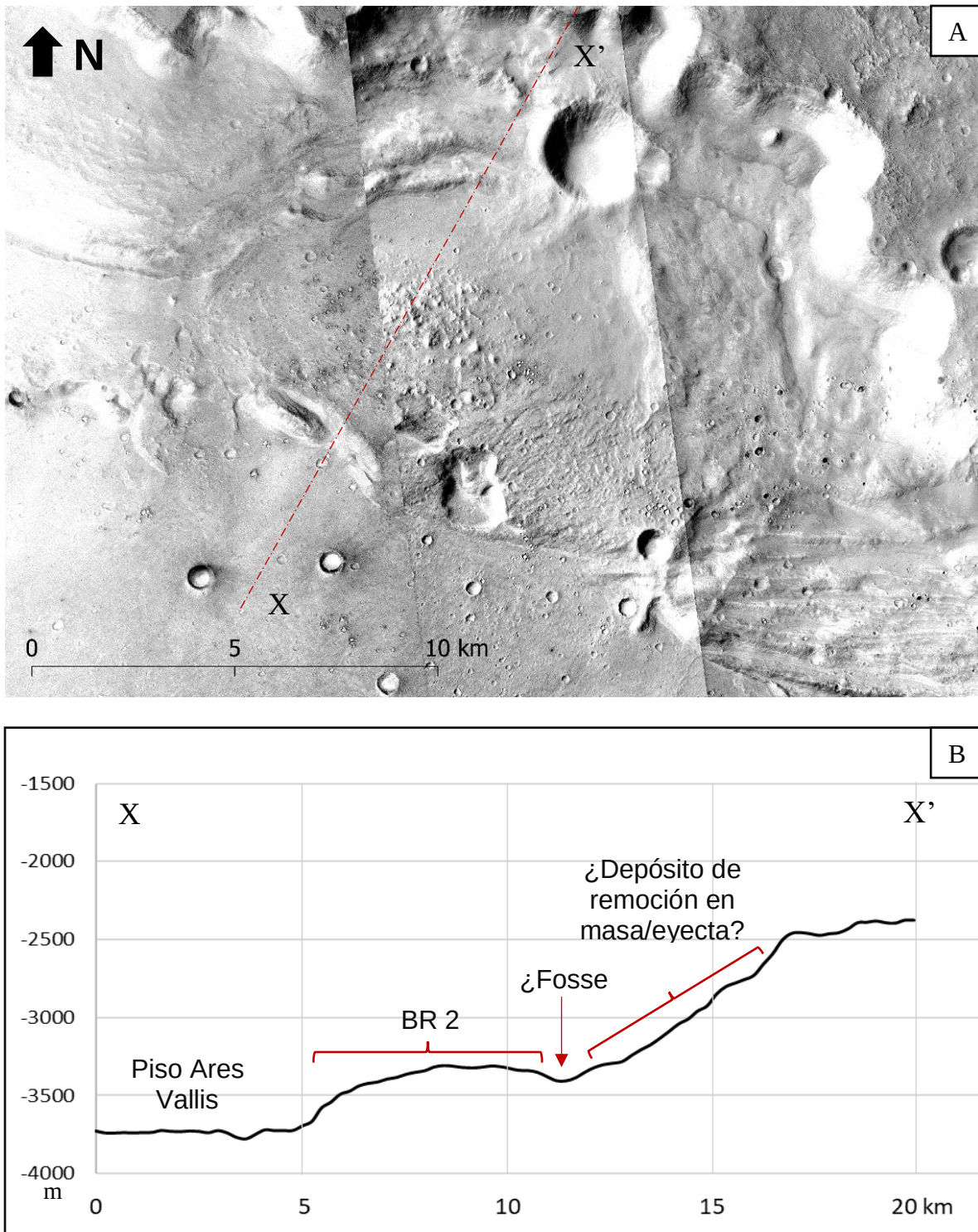


Figura 32. Barra de remolino (BR2). (a) Imagen de contexto. El terreno estriado, a pesar de observarse sobre las paredes adyacentes del outflow channel, no se aprecia en la barra. Mosaico de imágenes de la CTX. (b) Perfil topográfico a lo ancho de la barra de remolino. Aunque se puede apreciar la fosse, esta parece ausente sobre otros perfiles realizados en esta misma dirección, por lo tanto la mayor parte de ella podría estar cubierta. Perfil topográfico obtenido mediante el MDE HRSC-MOLA.

7.1.6 Barras Trans-Remanentes (BTR). En el presente trabajo se les denominó como barras trans-remanentes a depósitos alargados y alineados con la dirección del flujo encontrados aguas abajo (parte posterior/terminal) de remanentes no erodados situados en la parte central de los outflow channels. El término en inglés para estas geoformas depositacionales, Pendant Bar, fue introducido por Malde (1968) para referirse a montículos “con forma de gota” formados tras algunos remanentes como producto de la inundación del lago Bonneville. El término fue utilizado igualmente para indicar el emplazamiento de montículos generados por inundaciones del lago Missoula aguas abajo de salientes topográficos ubicados en el channeled scabland (Baker, 1982; en Pacifici et al., 2009).

Aunque en una baja cantidad, en el área de estudio estas barras pueden encontrarse agua abajo de geoformas residuales asociadas a Simud, Tiu y Ares Vallis, en especial a este último. A excepción de una barra observada en la parte intermedia de Tiu Vallis, estas se observan únicamente cerca de la parte terminal de los outflow channels, es decir, sobre sectores donde los flujos que los formaron parecen haber estado menos canalizados (Figura 33).

La identificación de estas barras no es clara debido a que su desarrollo suele darse aguas abajo de remanentes cuya morfología pareciera indicar que representan macizos residuales que fueron erodados sobre su parte terminal. Es decir, visualmente estos depósitos parecieran representar la parte terminal de algunos macizos residuales, más no depósitos asociados. La diferencia clave que permite distinguir entre remanentes topográficos y remanentes topográficos con barras trans-remanentes asociadas se puede observar de manera clara en los perfiles topográficos (Figura 34a): los remanentes por sí solos poseen una altura en general constante a lo largo de toda su extensión o muestran un descenso progresivo de esta, causado ya sea por la forma original de la geoforma como por la formación de terrazas sobre ellas; por el contrario, cuando los remanentes se

encuentran asociados con depósitos, se aprecia un cambio marcado en la altura a partir de un determinado punto, el cual representa el límite entre el macizo y la barra.

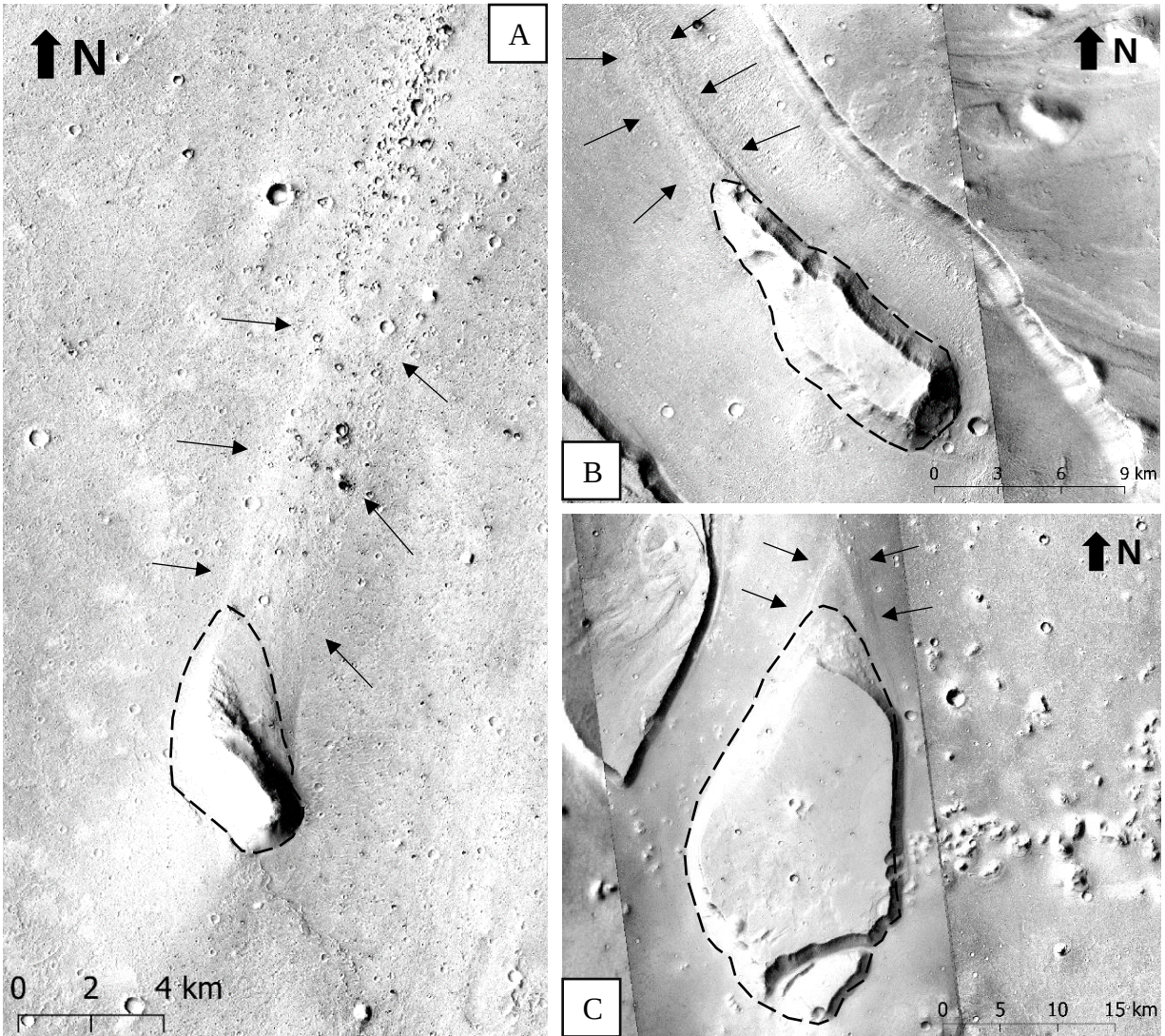


Figura 33. Barras trans-remanentes observadas sobre la parte posterior de macizos residuales. (a) Barra situada sobre la parte terminal Ares Vallis, donde se une con Tiu Vallis. Una gran porción de ella no es claramente apreciable debido a un cúmulo de cráteres secundarios. (b) Barra ubicada sobre la parte intermedia de Tiu Vallis. Su longitud es claramente mayor a su ancho. Es la única que se encontró asociada a una porción de un outflow channel en donde el flujo permanecía relativamente confinado. (c) Barra situada cerca de la desembocadura de Simud Vallis en Chryse Planitia. A diferencia de la anterior, los valores de longitud y ancho para esta son similares. Mosaico de imágenes de la CTX.

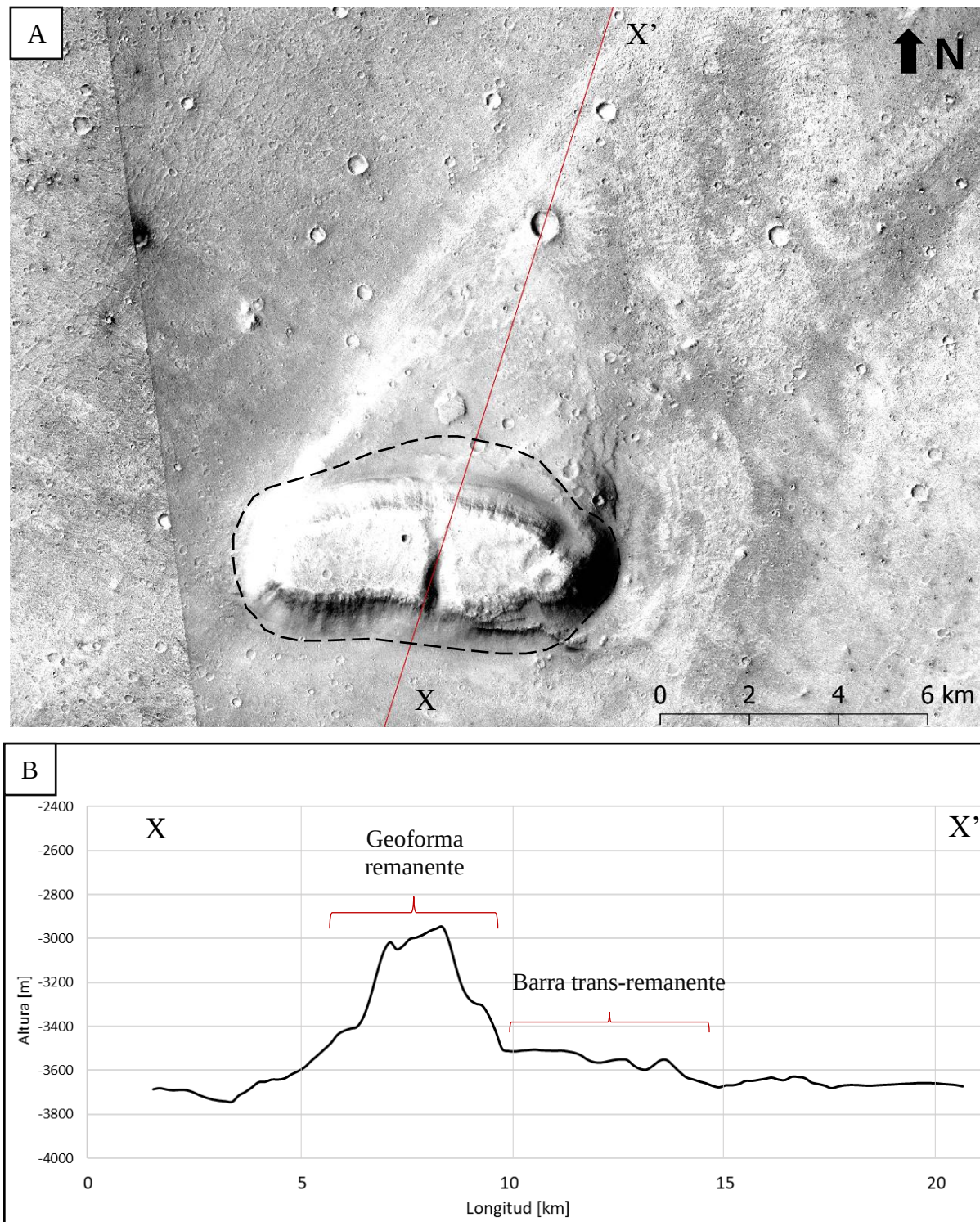


Figura 34. Barra trans-remanente situada en la unión entre Ares y Tiu Vallis. (a) El remanente tras el cual se observa no parece tener la forma asociada con los macizos residuales previamente descritos, por lo tanto se cree que su parte terminal fue erodada. Mosaico de imágenes de la CTX. (b) Perfil topográfico realizado longitudinalmente al conjunto remanente-barra. Es evidente el cambio de altura que se produce en la transición entre ambas geoformas. Perfil topográfico obtenido mediante el MDE HRSC-MOLA.

Las barras poseen una altura máxima considerablemente menor a la de las geoformas remanentes tras las cuales se desarrollan, de entre 22 y 182 m, con un promedio de 81.1 m, tienen longitudes en el rango de 4.5 a 15 km, en promedio de 7.8 km, y anchos máximos de entre 1.3 y 6.4 km, con un promedio de 2.9 km. Tanto el ancho como la altura de las barras disminuyen en dirección aguas abajo. Sus laderas tienen formas rectilíneas-convexas y en perfiles transversales y longitudinales, sus crestas tienden a ser redondeadas e irregulares, respectivamente.

La Tabla 2 muestra las dimensiones de las 11 barras trans-remanentes identificadas en el área de estudio. Cabe aclarar que debido a la irregularidades del piso de los outflow channels y a que muy posiblemente existen depósitos de este tipo más pequeños a los identificados, es muy probable que haya una subrepresentación de datos.

Tabla 2.

Dimensiones de las 11 barras trans-remanentes identificadas en el área de estudio.

BTR	Alto (m)	Largo (km)	Ancho (km)
1	22	4.5	2.6
2	40	7.1	1.3
3	47	7.4	1.4
4	70	7.3	3.6
5	72	15	3.2
6	78	5	1.7
7	81	7.8	2.9
8	88	5.1	3
9	92	8	2.4
10	120	9.5	6.4
11	182	9.1	3.6
Promedio	81.1	7.8	2.9

7.1.7 Canales y Depósitos tipo Abanico. Dentro de la zona de estudio, en adición a los grandes outflow channels y valles, se pueden identificar múltiples canales de dimensiones mucho más pequeñas que parecen haber actuado como tributarios de los outflow channels, especialmente de Ares y Shalbatana Vallis (Figura 35 y 36). Estos canales tienen sinuosidades relativamente bajas,

sin embargo algunos de ellos exhiben patrones anastomosados. En las imágenes de la CTX su base suele ser plana, más no es seguro si esta es su forma original o si ha sido modificada por una cubierta sedimentaria. La pendiente del perfil de los canales se encuentra aproximadamente en el rango de 0.5 a 6%.

Los canales surgen desde diferentes fuentes, no obstante en general comparten dimensiones similares. Dentro de los principales canales observados las longitudes más pequeñas suelen estar en el rango de 1 y 2 km, mientras que las máximas suelen encontrarse cerca de los 100 km (la longitud máxima medida fue de 129.17 km, en un canal tributario de Ares Vallis); sus anchos se encuentran aproximadamente en el rango de 200 m a 5 km, sin embargo el de la mayoría está entre 700 y 1600 m. Sus profundidades más bajas están entre 30 y 40 m, mientras que las mayores tienen generalmente entre 300 y 400 m. No parece existir patrón alguno entre las dimensiones de los canales, sin embargo si es claro que en la gran mayoría de ellos, aguas abajo, su ancho y profundidad aumentan ligera pero progresivamente. Sobre la parte intermedia-terminal de un par de canales asociados a Shalbatana Vallis, esta profundización y ampliación si es marcada (Figuras 36b).

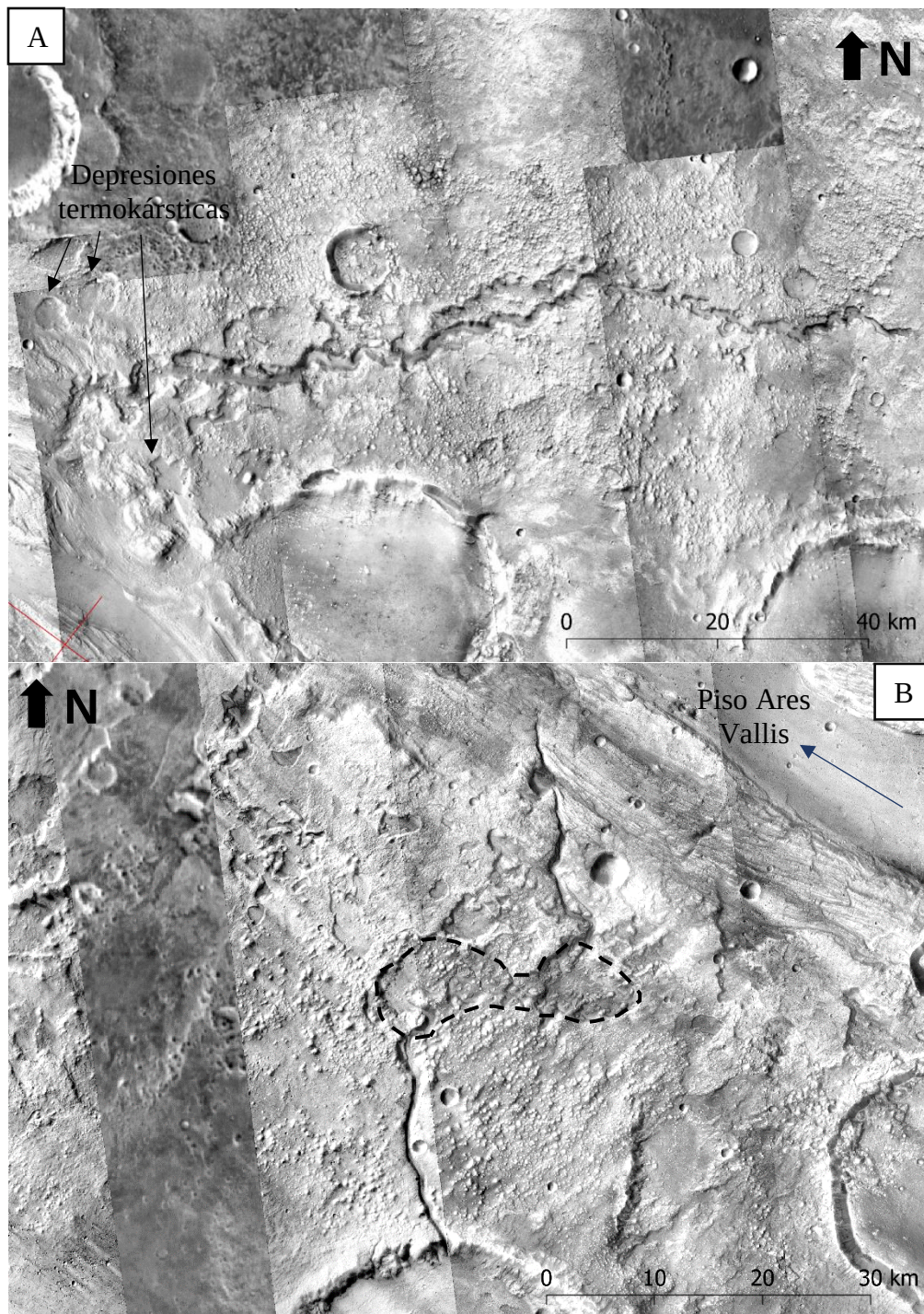


Figura 35. Canales tributarios de Ares Vallis. (a) Canal de forma irregular caracterizado por ser el de mayor longitud dentro del cuadrángulo. (b) Canal delgado de relativamente baja sinuosidad que surge de un cráter de impacto. Su trayectoria se ve interrumpida por una depresión de origen termokárstico, no obstante termina por desembocar en Ares Vallis. Mosaicos de imágenes de la CTX y el THEMIS.

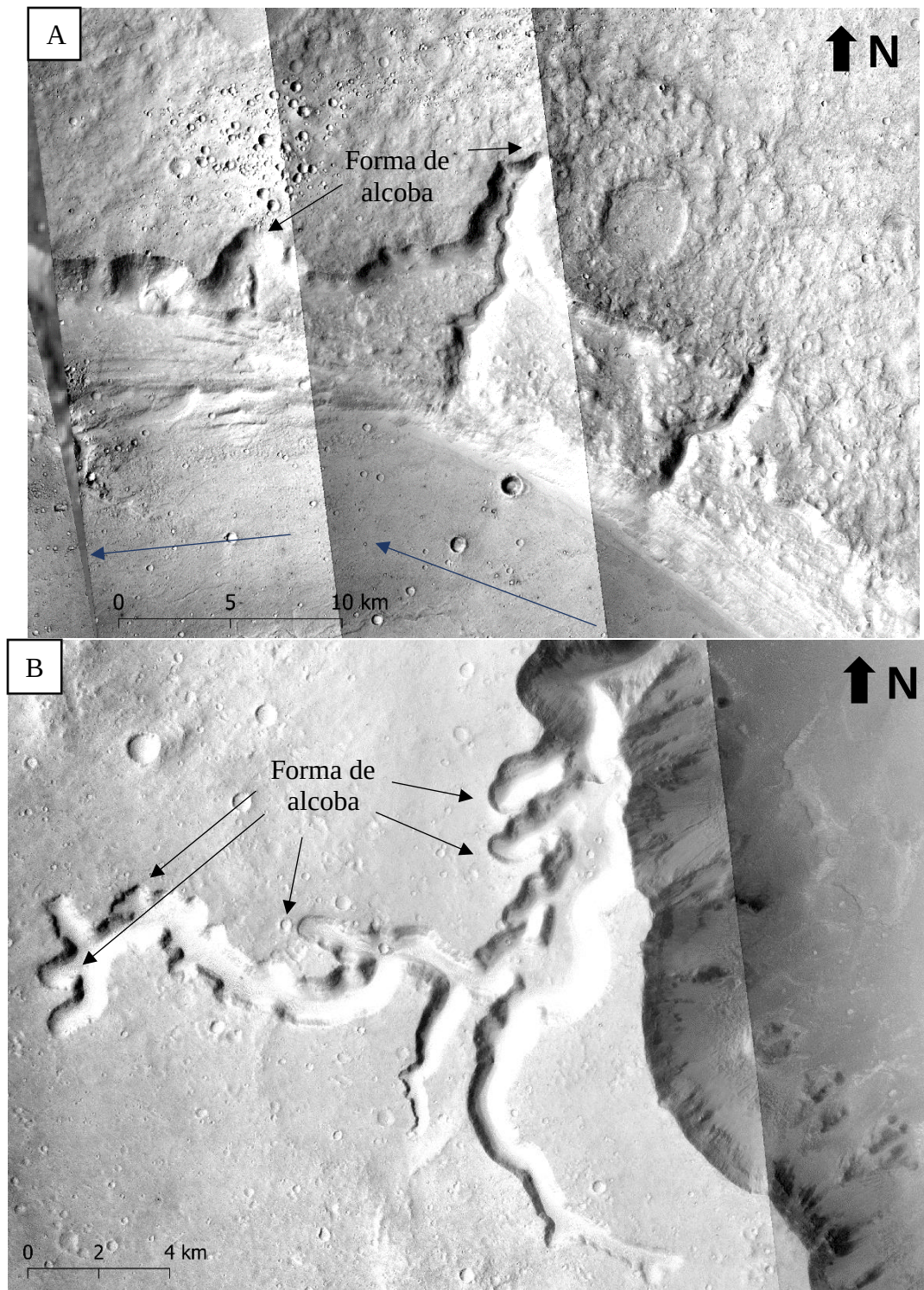


Figura 36. Canales tributarios de Ares y Shalbatana Vallis caracterizados por tener sobre su nacimiento una forma de alcoba (anfiteatro). En principio no se observa una fuente evidente del agua que los formó. (a) Canales situados en la pared oriental de Ares Vallis. (b) Canal de tercer orden ubicado sobre la margen occidental de Shalbatana Vallis. Algunos tributarios de dichos canales poseen ángulos de unión relativamente aleatorios y tienen valores altos de ancho en comparación con los de su longitud. Mosaicos de imágenes de la CTX.

Uno de los aspectos más relevantes en relación con los canales es que en Shalbatana Vallis su presencia suele estar asociada con el desarrollo de depósitos con forma de abanico, similar a la que tienen deltas y abanicos aluviales. En total 13 depósitos fueron identificados a lo largo del piso de este outflow channel, sin embargo no todos comparten las mismas características.

Cuatro de los depósitos se encuentran situados en cercanías del nacimiento de Shalbatana Vallis y se caracterizan por estar ubicados sobre la parte central de su piso, por lo tanto los canales con los que se encuentran asociados surgen desde la pared de Shalbatana Vallis y se extienden por su piso hasta conectarse con los depósitos (Figura 37). Estos poseen áreas similares, en promedio de 12.9 km². En las imágenes de la CTX poseen una textura relativamente rugosa, en parte, debido a que sobre sectores de su superficie parecen apreciarse delgadas incisiones con forma de canal dispuestas en patrones subparalelos, como la que suelen presentar los abanicos aluviales en la Tierra.

Perfiles topográficos longitudinales muestran que su superficie tiene una forma convexa, con una pendiente promedio de cerca de 6%. Aunque en las imágenes parecen poderse definir la forma y los límites de los depósitos, mediante los perfiles no fue posible establecer de manera clara su espesor debido a que la pendiente del piso del outflow channel es muy similar a la de los depósitos, por ende es poco certera la diferenciación de estos últimos. Esto está probablemente relacionado con su bajo espesor y con la baja resolución del MDE. Debido a estos mismos factores, la profundidad de los canales que los formaron tampoco se pudo definir. Estos, a pesar de no tener una forma bien definida, parecen tener en promedio un ancho de 405 m y una longitud de 2.9 km.

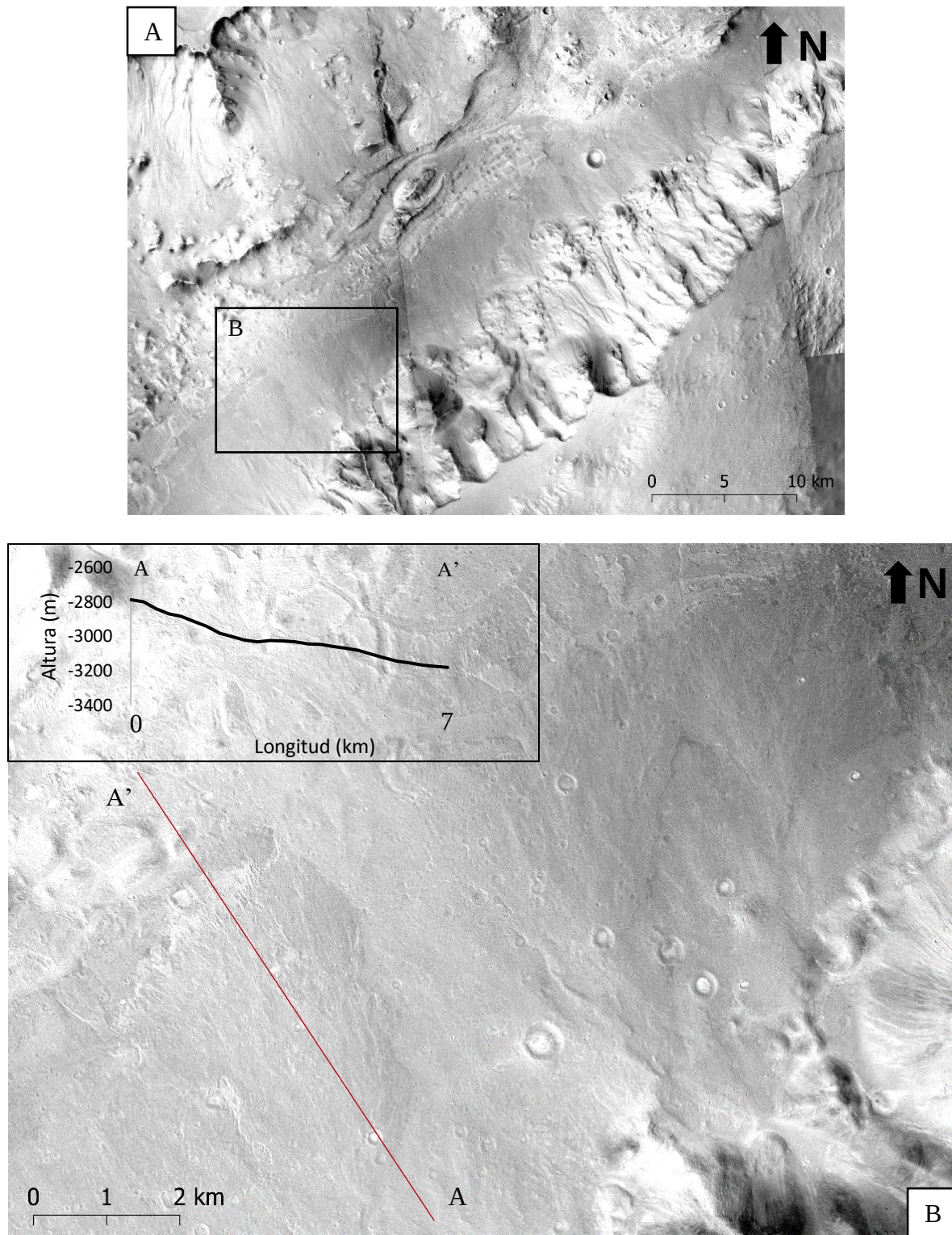


Figura 37. Depósitos observados sobre el piso de Shalbatana Vallis. (a) Imagen de contexto. (b) Depósitos (de bajo espesor) con forma de abanico sobre el piso de Shalbatana Vallis, cerca de su nacimiento. Canales que surgen de la pared del valle parecen estar conectados con ellos. Además de su forma se caracterizan por tener una serie de lineamientos subparalelos longitudinalmente. Este patrón se observa en abanicos aluviales en la Tierra. Mosaicos de imágenes de la CTX.

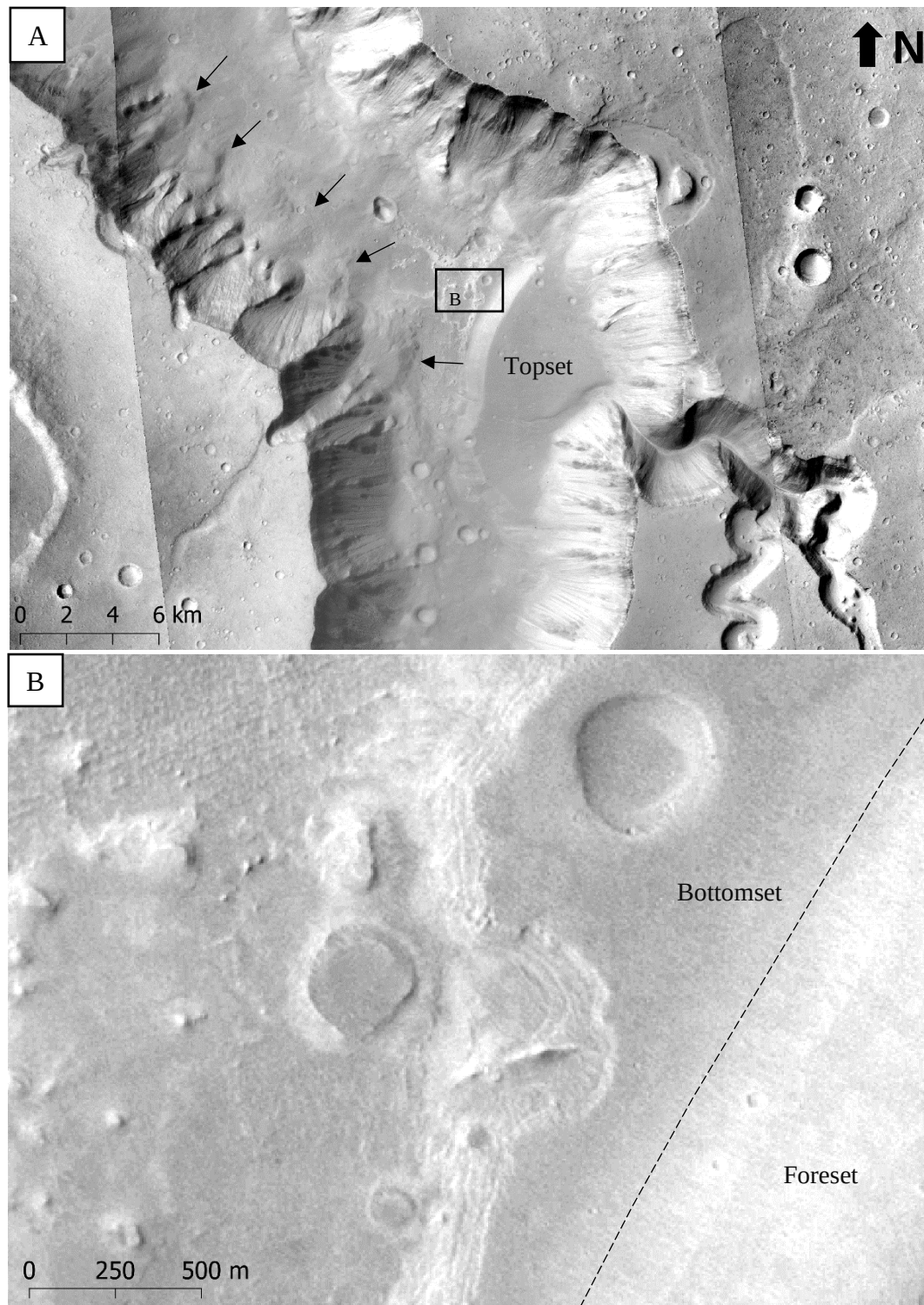


Figura 38. Depósitos con forma de abanico situados sobre el piso de Shalbatana Vallis. Señalados por Di Achille et al. (2007). Dentro del outflow channel el depósito ubicado sobre la margen derecha es el de mayores dimensiones. Tanto este como los otros depósitos señalados parecen tener una estructura tipo delta, con un topset, foreset y bottomset (Di Achille et al., 2007). (a) Imagen de contexto. (b) Estructura interna de estratificación que posee la parte distal (bottomset) del depósito principal. Mosaicos de imágenes de la CTX.

A diferencia de los anteriores, los nueve depósitos restantes se encuentran situados justo en el piedemonte de la pared del valle, por consiguiente, los flujos de agua que se asume depositaron los sedimentos que los constituyen parecen haber perdido energía justo en el límite entre la pared y el piso del outflow channel, no sobre su parte central, como parece haber ocurrido con los anteriores. En las imágenes de la CTX su superficie tiene en general una textura suave ya que sobre esta no se observan los pequeños canales subparalelos que caracterizan a los primeros depósitos. En perfiles topográficos estos poseen igualmente una forma convexa.

A pesar de que los nueve depósitos mencionados comparten ciertos rasgos morfológicos, en general sus características son diferentes. Dimensionalmente difieren considerablemente, con áreas en el rango de 2.3 a 57 km² y espesores de entre 80 y 540 m (TABLA 3), no obstante son dos los aspectos principales que los caracterizan.

Primero, según señaló Di Achille et al. (2007), longitudinalmente seis de los depósitos poseen una discontinuidad en su pendiente, por lo tanto se encuentran diferenciados en tres zonas, una proximal de pendiente relativamente baja, una intermedia, marcadamente de mayor pendiente, y finalmente, una zona distal de baja pendiente (Figura 38). Según dichos autores estas zonas representan el Foreset, Topset y Bottomset propios de deltas, respectivamente.

Segundo, tres depósitos poseen una estructura de estratificación interna marcada, como la que se observa en la Figura 38b. Uno de ellos, también caracterizado por tener una estructura general (los tres sets de estratos), presenta la estratificación interna sobre la zona del bottomset. Este se considera como el principal depósito dentro del outflow channel y fue considerado por Di Achille et al. (2007) como un delta tipo Gilbert.

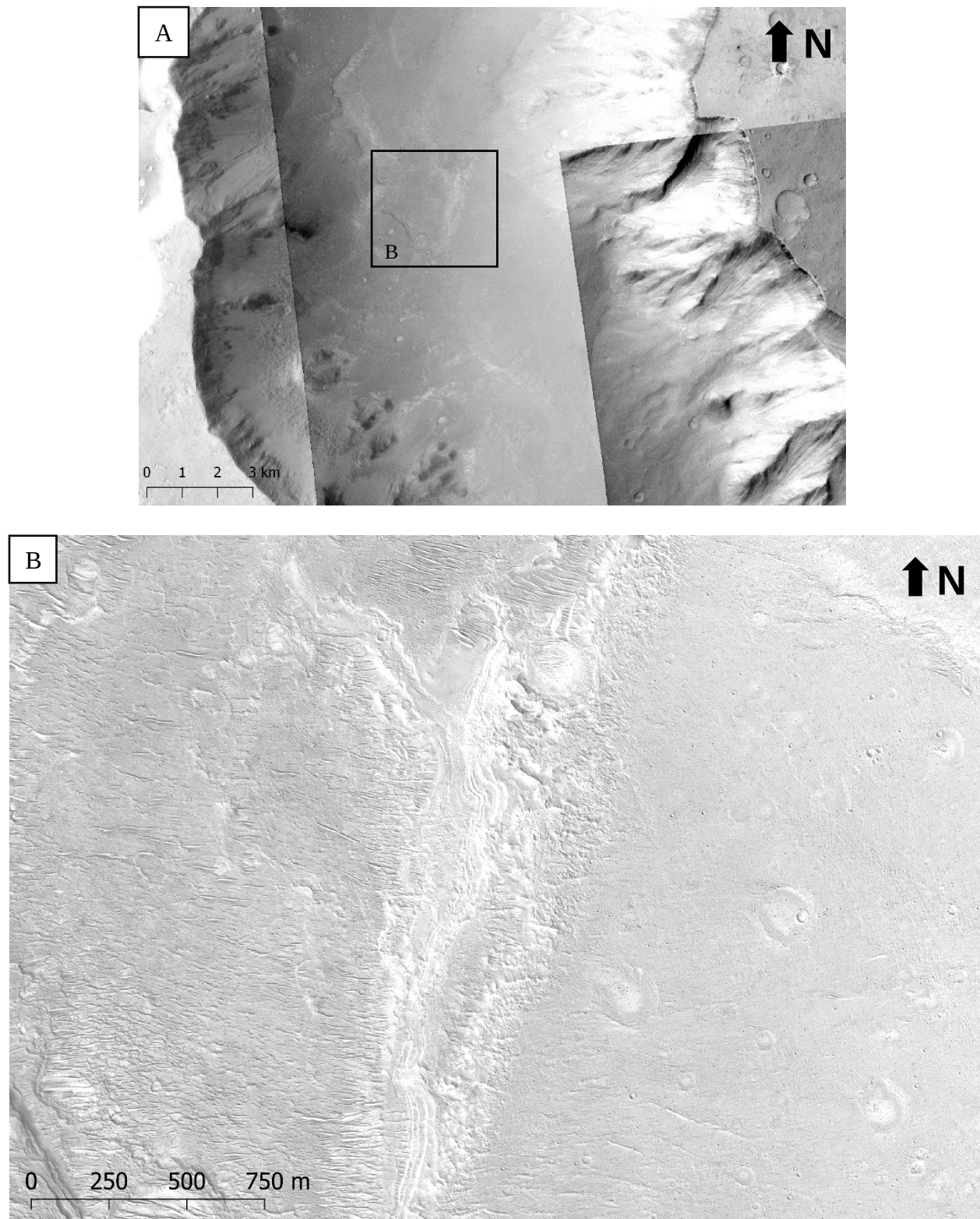


Figura 39. Depósito con forma de abanico situado sobre el piso de Shalbatana Vallis. (a) imagen de contexto. Mosaico de imágenes de la CTX. (b) Estructura interna de estratificación asociada al depósito. A diferencia de los señalados por Di Achille et al. (2007) este no cuenta con una estructura general tipo delta. Imagen del HIRISE.

En otro depósito no se logran identificar zonas de diferente pendiente, más si se observa de manera clara que posee una estructura interna de estratificación. Esta, sin embargo, no se desarrolla sobre una zona en específico sino que parece representar la estructura de la totalidad del depósito. A su vez, la estratificación en este depósito parece estar representada por capas de un espesor considerablemente mayor al de los anteriores.

Un depósito adicional ubicado ligeramente aguas abajo del primero también parece presentar una estratificación interna (Figura 39b), más no es claro si se encuentra diferenciado en topset, foreset y bottomset. Una notable diferencia entre este y los otros dos depósitos es que los últimos cuentan con tributarios de gran extensión que se extienden por más de 30 km sobre las márgenes de Shalbatana Vallis, mientras que este fue formado por un pequeño canal desarrollado sobre la pared del outflow channel (Figura 39a), por lo tanto hubo una menor disponibilidad de sedimentos para su formación.

Tabla 3.

Dimensiones de algunos depósitos situados en Shalbatana Vallis.

Depósito	Espesor (m)	Área (km ²)
1	540	57.28
2	384	6.76
3	318	5.02
4	226	8
5	211	2.31
6	199	3.08
7	171	28.61
8	95	23.13
9	80	17.08
Promedio	247.1	16.8

Nota: Se muestran únicamente las dimensiones de los nueve depósitos con forma de abanico formados justo sobre el pie del talud de la pared de Shalbatana Vallis.

7.2 Dataciones Cuadrángulo Oxia Palus

Se dataron las geoformas asociadas a los cuatro outflow channels presentes en el cuadrángulo, Ares, Tiu, Simud y Shalbatana Vallis (Figuras 40-59), con el fin de establecer la temporalidad de los procesos responsables por su configuración actual. Las interpretaciones de las dataciones se muestran en la sección de discusión.

7.2.1 Ares Vallis

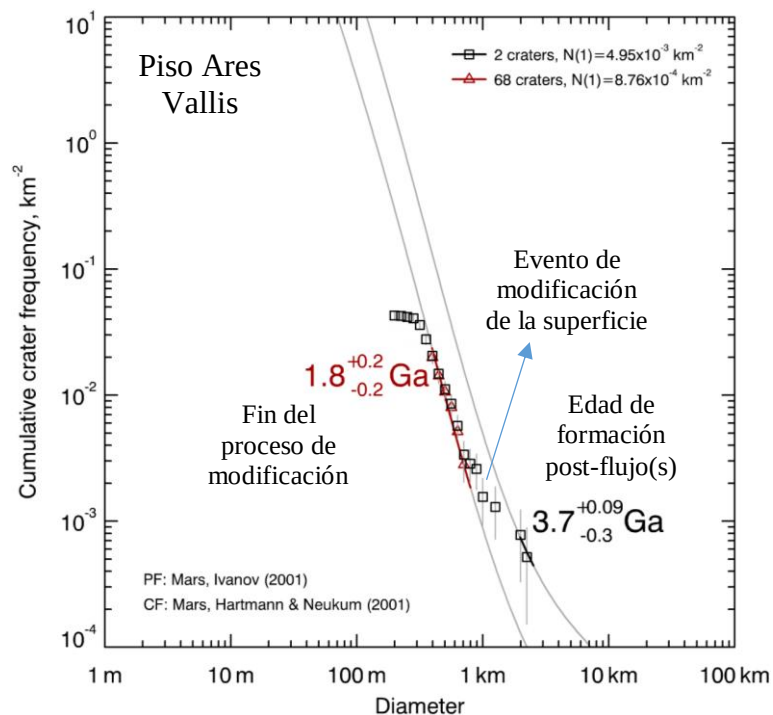


Figura 40. Distribución de frecuencia acumulativa de cráteres-diámetro de cráteres (CSFD) para un sector del piso de Ares Vallis situado cerca de su parte intermedia. Datos de diferentes colores superpuestos representan que se aplicó una corrección en la edad del último evento debido a la ocurrencia de procesos que modificaron la superficie (resurfacing processes) (Ver Michael y Neukum, 2010). La “caída” en el número de cráteres de bajo diámetro es observada generalmente en los conteos. Esto ocurre de manera voluntaria, debido a que se intentó restringir su uso, e involuntaria, debido a la resolución de las imágenes y a la mayor degradación de los cráteres de menor diámetro (Michael y Neukum, 2010). La edad de 3.7 Ga se considera post-flujo (PoF) erosional debido a que los dos cráteres que siguen dicha isócrona permanecen relativamente poco erodados. Barras de error: 1σ .

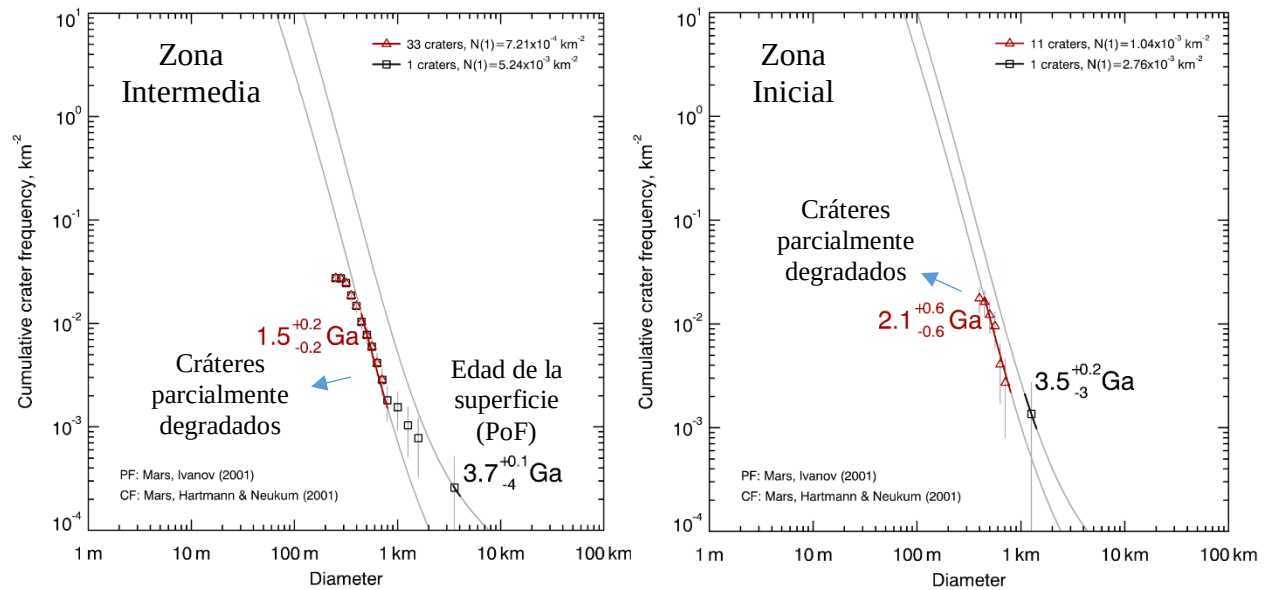


Figura 41. CSFD para dos sectores del piso de Ares Vallis, cerca de su parte intermedia (antes de la unión de Hydaspsis Vallis) y de su nacimiento. La eyecta del cráter que sigue la isócrona de 3.7 Ga se encuentra relativamente preservada, lo cual parecería indicar que el evento de modificación que ocurrió entre dicha edad y 1.5 Ga probablemente no involucró procesos erosionales de gran magnitud. Esto aplica de manera similar con los cráteres que siguen la isócronas de 3.5 y 2.1 Ga de la zona inicial del outflow channel.

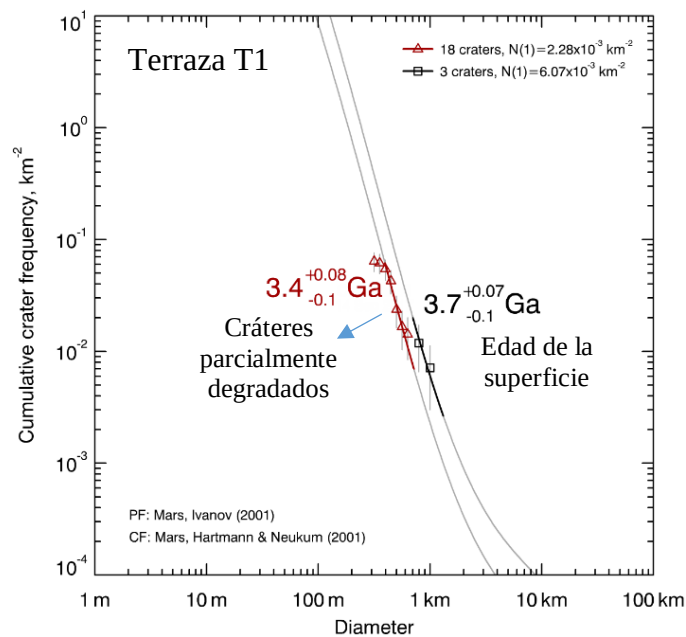


Figura 42. CSFD para los niveles de terrazas definidos sobre la zona inicial de Ares Vallis. No fue posible determinar la distribución para los niveles T4 y T7 debido a que su área es muy pequeña. Debido a esto muy pocos cráteres se pueden observar sobre su superficie, resultando en una edad baja poco certera. Las edades determinadas para los demás niveles muestran un patrón que seguramente aplica de igual manera para las terrazas T4 y T7. Barras de error: 1σ .

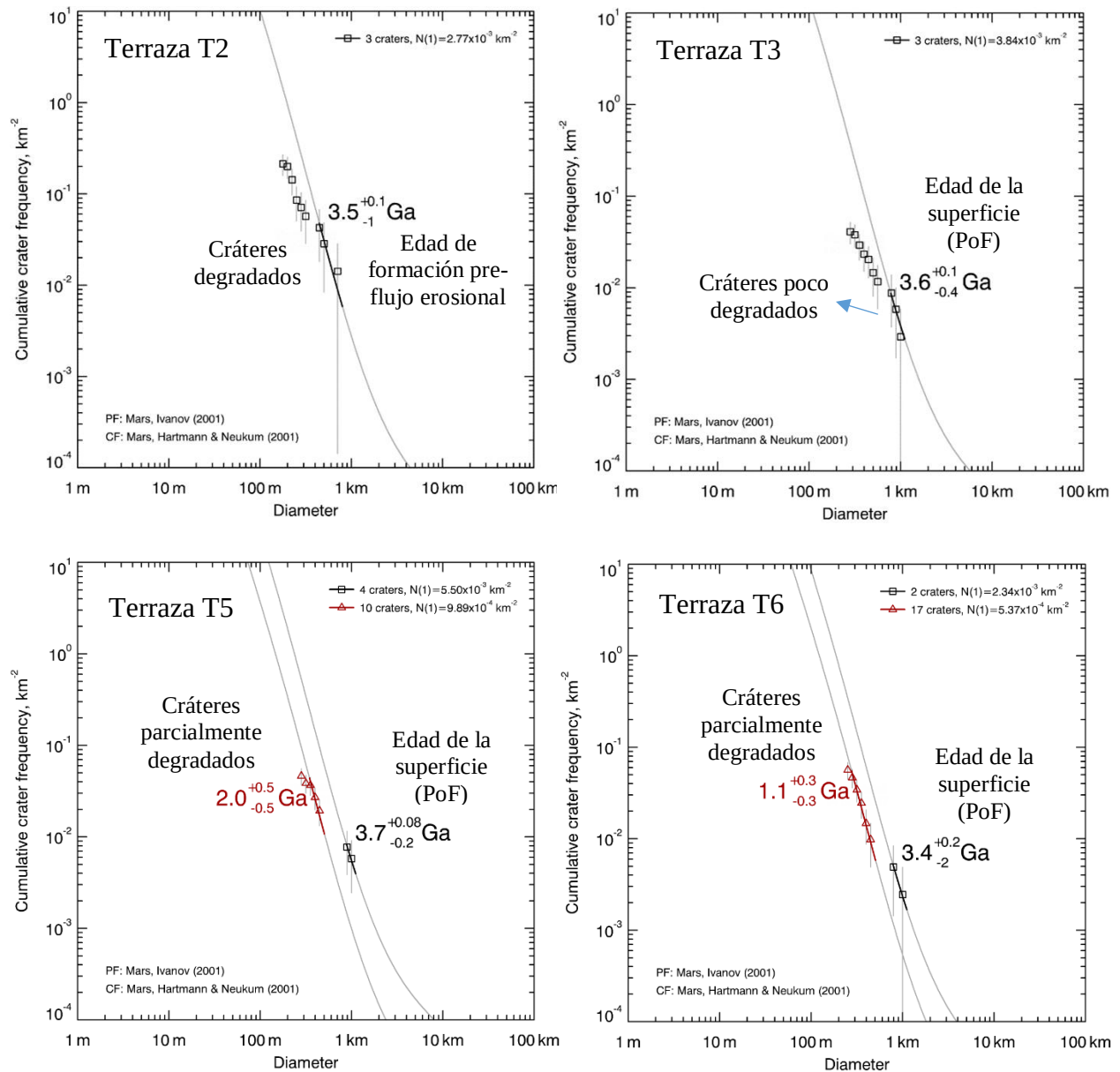


Figura 43. CSFD para los niveles de terrazas definidos sobre la zona inicial de Ares Vallis – Continuación. Los bordes de los cráteres definidos sobre la terraza T2 se encuentran erodados, lo cual parece indicar que la edad de 3.5 Ga representa una edad pre-flujo erosional (PreF), es decir que esta no marca realmente el último flujo erosional que afectó a la superficie. Por el contrario, los cráteres definidos para la terraza T3, sobre la cual se observa el terreno estriado, se encuentran relativamente poco degradados y se superponen a los ridges-depresiones que caracterizan dicho terreno, por ende la edad definida para esta parece ser post-flujo erosional. Las edades de 3.7 y 3.4 Ga definidas para las terrazas T5 y T6, respectivamente, se obtuvieron a partir de cráteres poco erodados muy posiblemente no modificados por flujos de agua. Barras de error: 1σ .

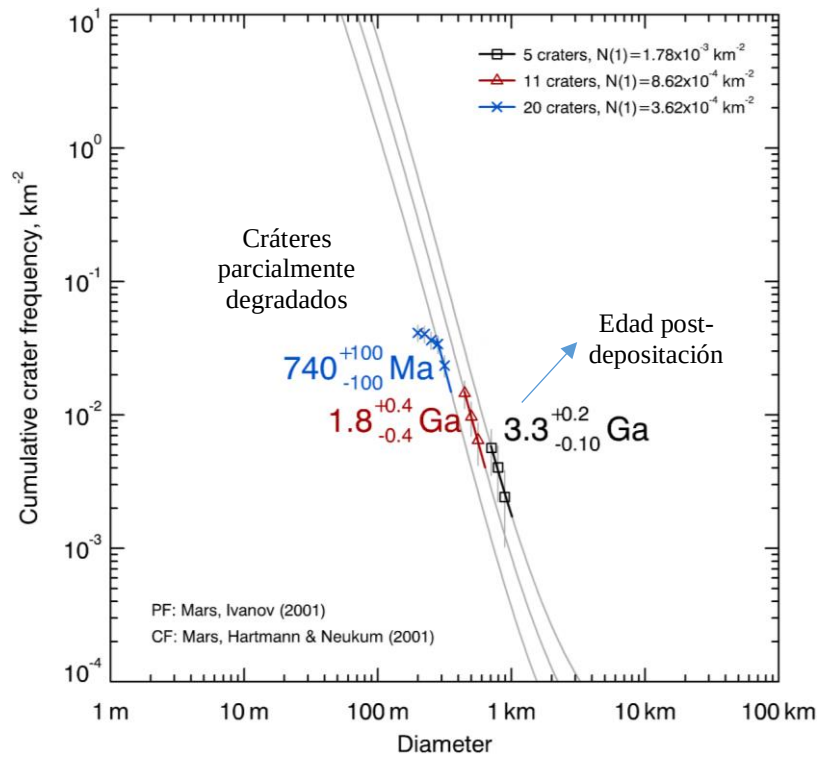
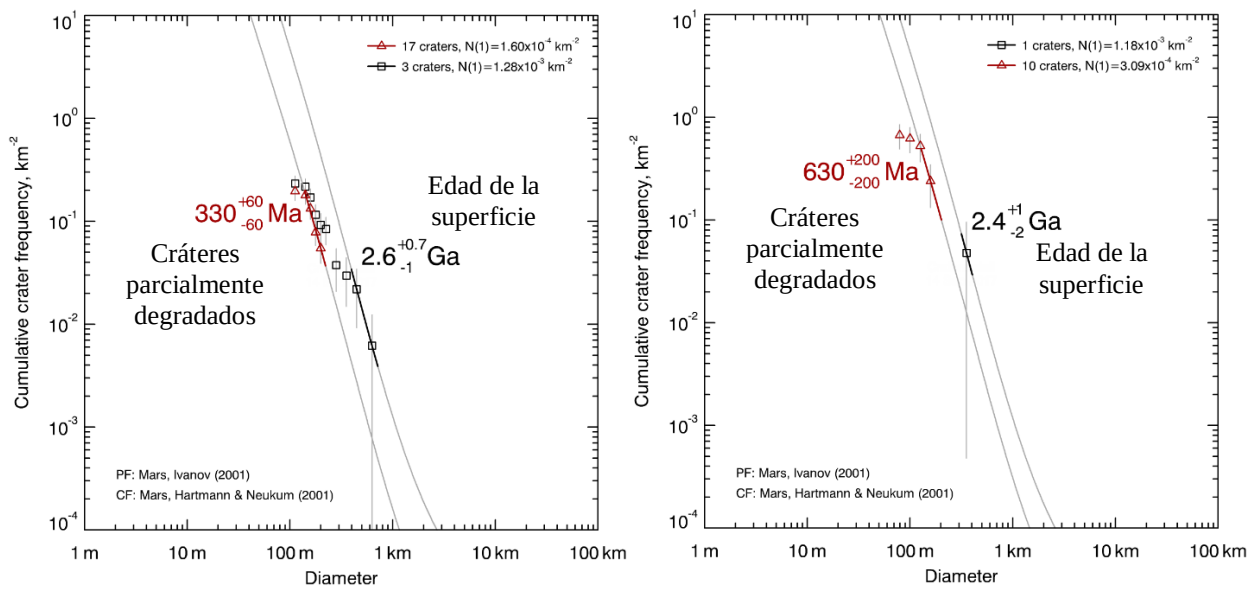


Figura 44. CSFD de la capa sedimentaria que parece cubrir la base del Cráter Ares (Figura 23). Sobre esta se desarrollan depresiones termokársticas. La edad de 3.3 Ga representa el fin de la depositación de los sedimentos que conforman la capa. Los periodos de tiempo entre las edades podrían indicar el desarrollo de depresiones termokársticas o procesos de manteo. Barras de error: 1σ .



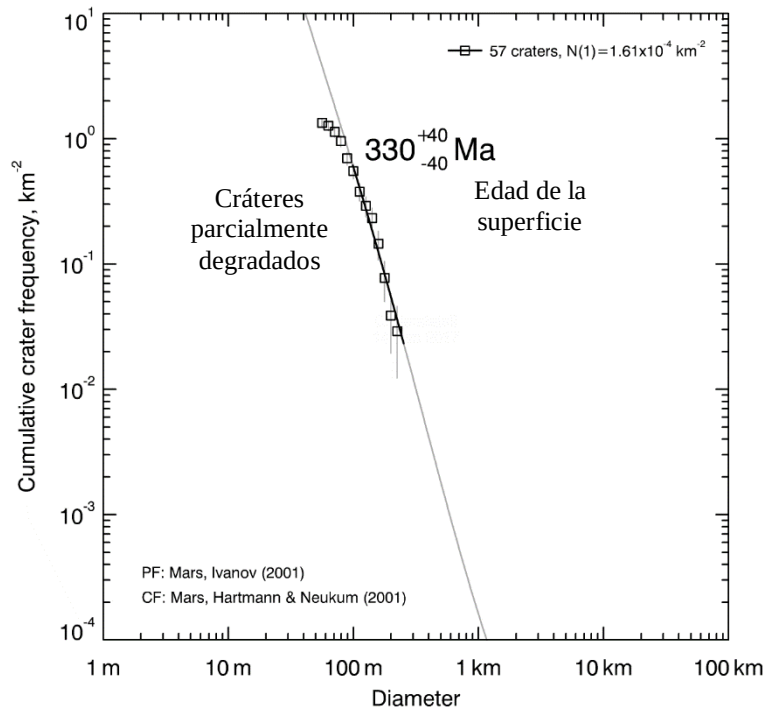


Figura 45. CSFD de depresiones termokársticas situadas en la capa sedimentaria que suprayace el piso del cráter Ares. Las edades de >2 Ga podrían indicar el colapso inicial del terreno, mientras que las edades más jóvenes podrían indicar la finalización de otros procesos erosionales o de manto. Barras de error: 1σ .

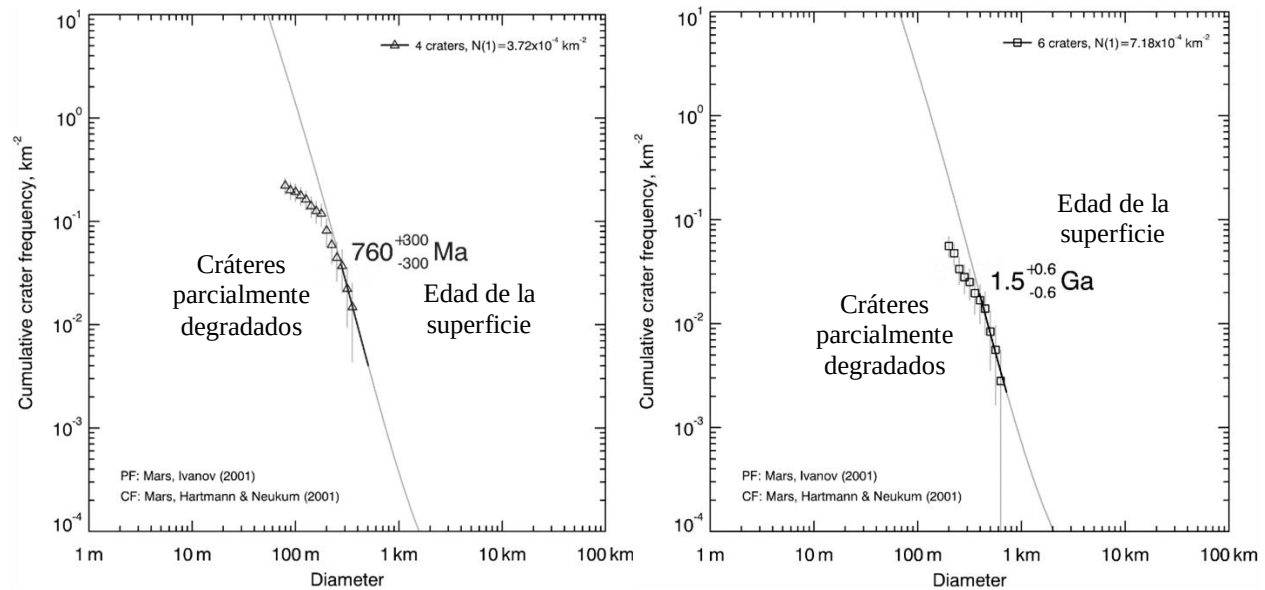


Figura 46. CSFD de dos depresiones termokársticas situadas sobre las márgenes de Ares Vallis (Figura 21b). Barras de error : 1σ .

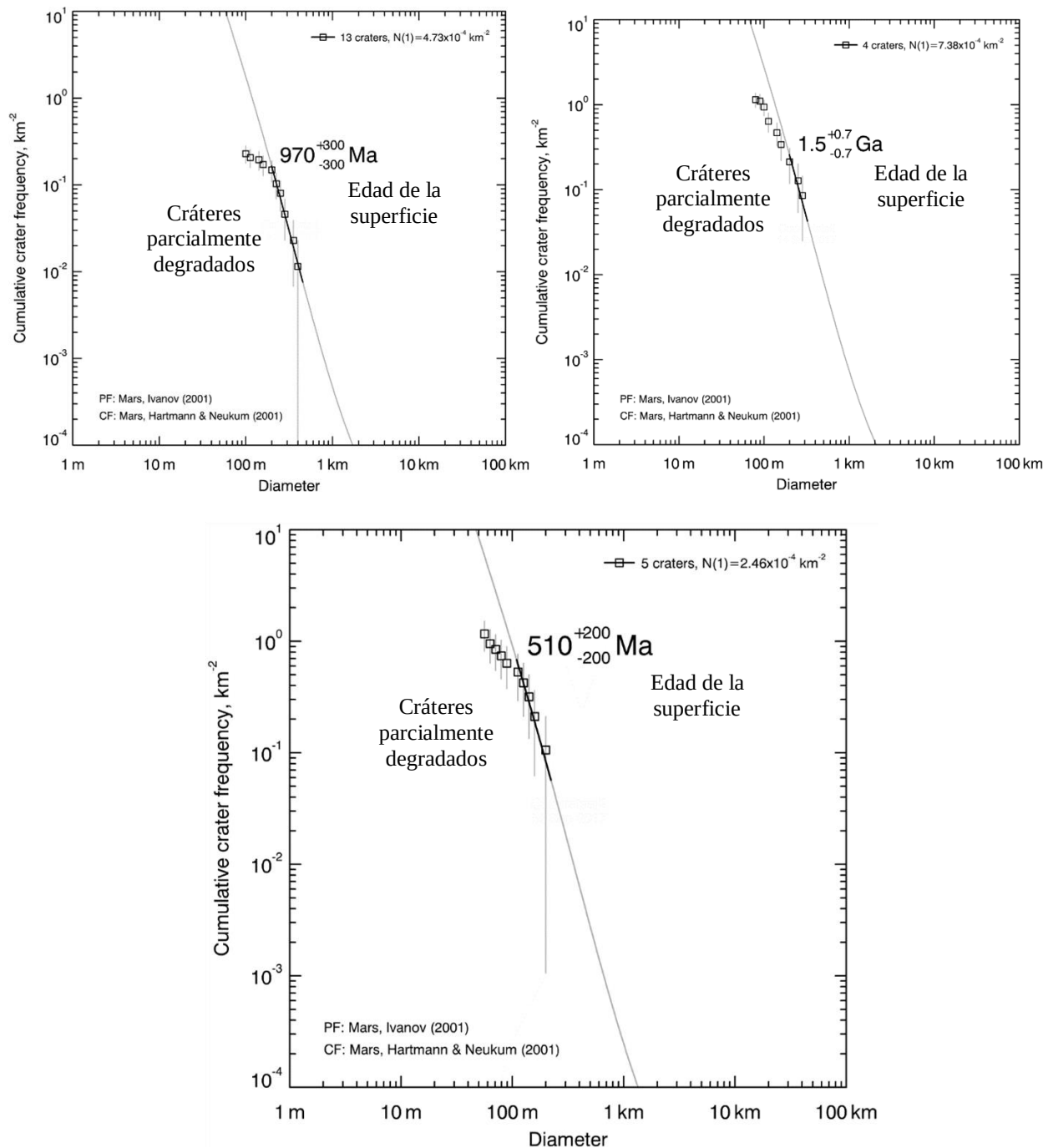


Figura 47. CSFD de depresiones termokársticas situadas sobre el piso de Ares Vallis, cerca de su parte terminal (Figura 27). Su ubicación dentro del outflow channel y su degradación parecen sugerir que su formación fue previa a los últimos flujos erosionales, por ende las edades encontradas probablemente no indicarían la subsidencia inicial del terreno. Barras de error: 1 σ .

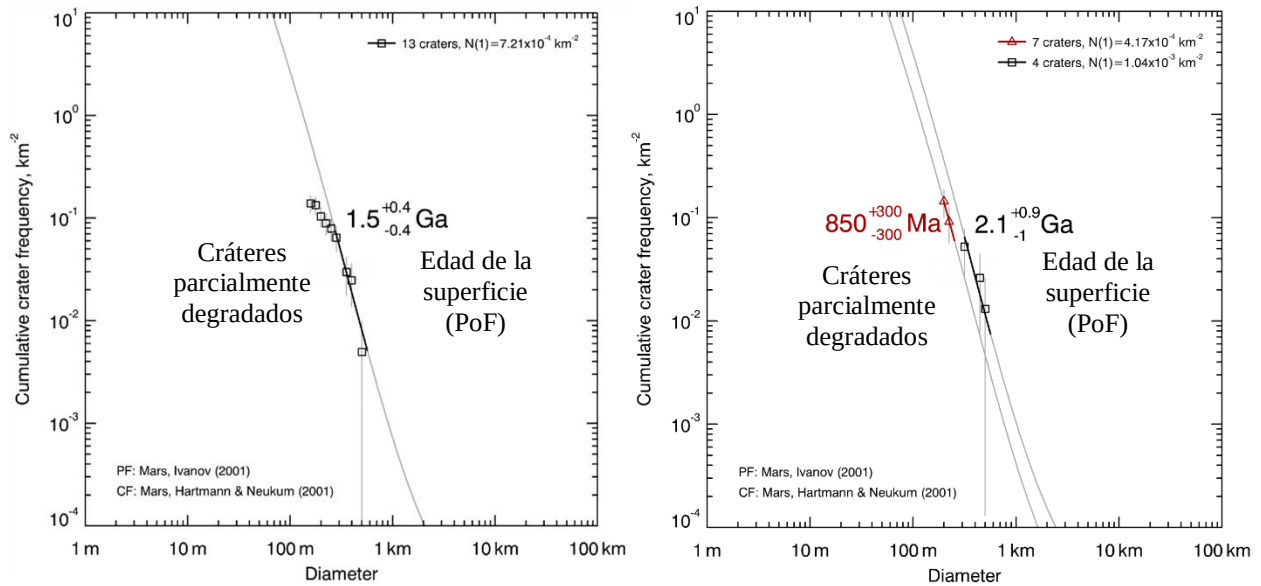


Figura 48. CSFD de macizos residuales tipo colina situados sobre la parte intermedia de Ares Vallis. La cresta de estos macizos se encuentra erodada y sobre ella se observa el terreno estriado. Los cráteres definidos se superponen a dicho terreno y sus bordes no parecen erodados, dos indicadores de que estos se formaron con posterioridad al último flujo erosional. Las edades de 1.5 y 2.1 Ga parecen correlacionarse con el fin de los eventos de modificación que afectaron el piso de Ares Vallis. Barras de error: 1σ .

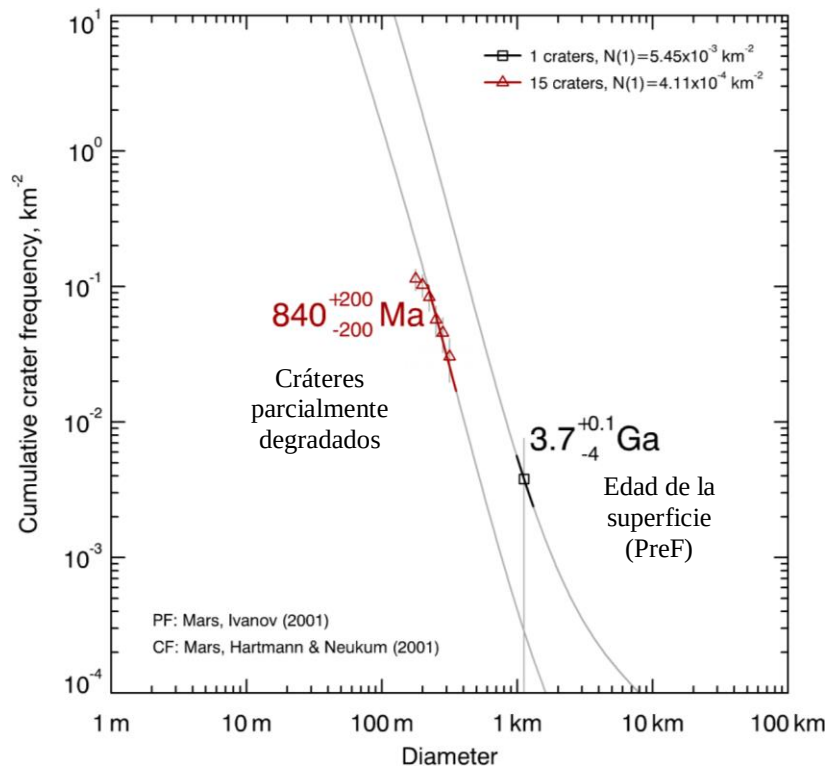


Figura 49. CSFD de un macizo residual tipo meseta situado sobre la parte terminal de Ares Vallis.

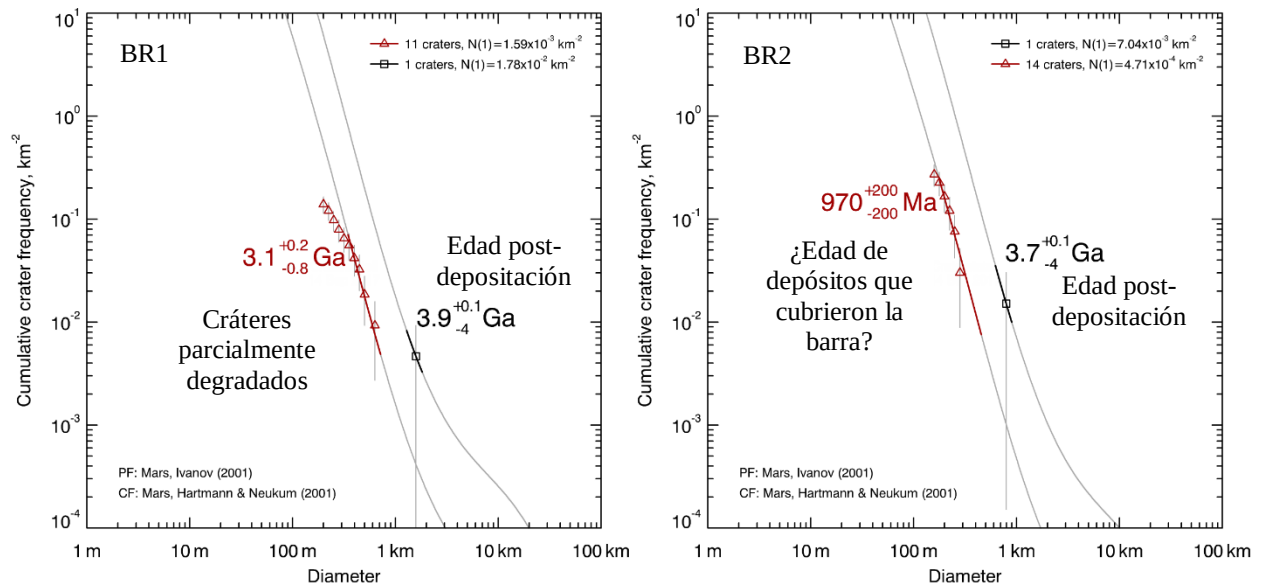


Figura 50. CSFD de las dos barras de remolino identificadas en alcobas situadas en la pared de Ares Vallis. La edad de 970 Ma obtenida para la BR2 podría confirmar que dicha barra fue cubierta por depósitos de eyecta o de remoción en masa, explicando así la ausencia de una fosse entre ella y la pared del outflow channel. Los cráteres definidos para la BR1 se encuentran parcialmente rellenos, por lo tanto procesos deposicionales de origen fluvial y eólico podrían haber ocurrido tras su formación. Barras de error: 1σ .

7.2.2 Hydaspis Vallis

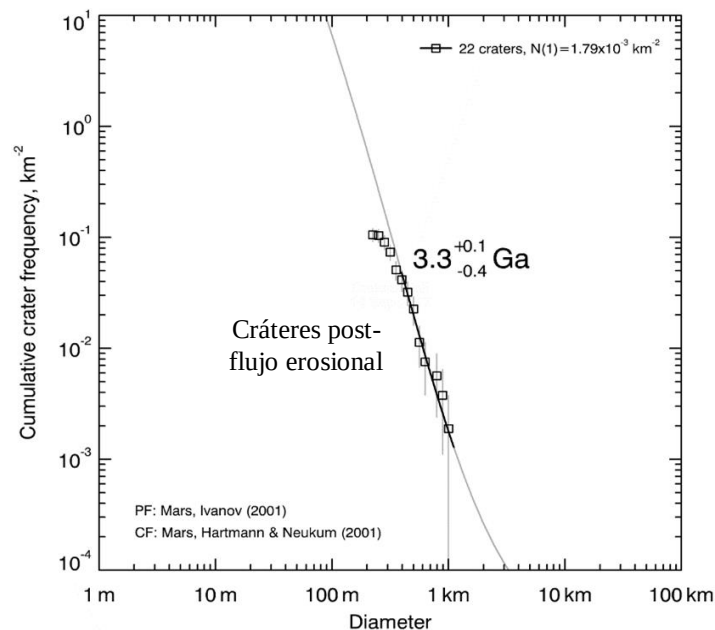


Figura 51. CSFD para un sector del piso de Hydaspis Vallis. Los cráteres de impacto se encuentran relativamente preservados y se superponen al terreno estriado que caracteriza el piso del outflow channel, por ende representan la edad del último, y posiblemente único, flujo erosional responsable por su formación. Barras de error: 1σ .

7.2.3 Tiu Vallis

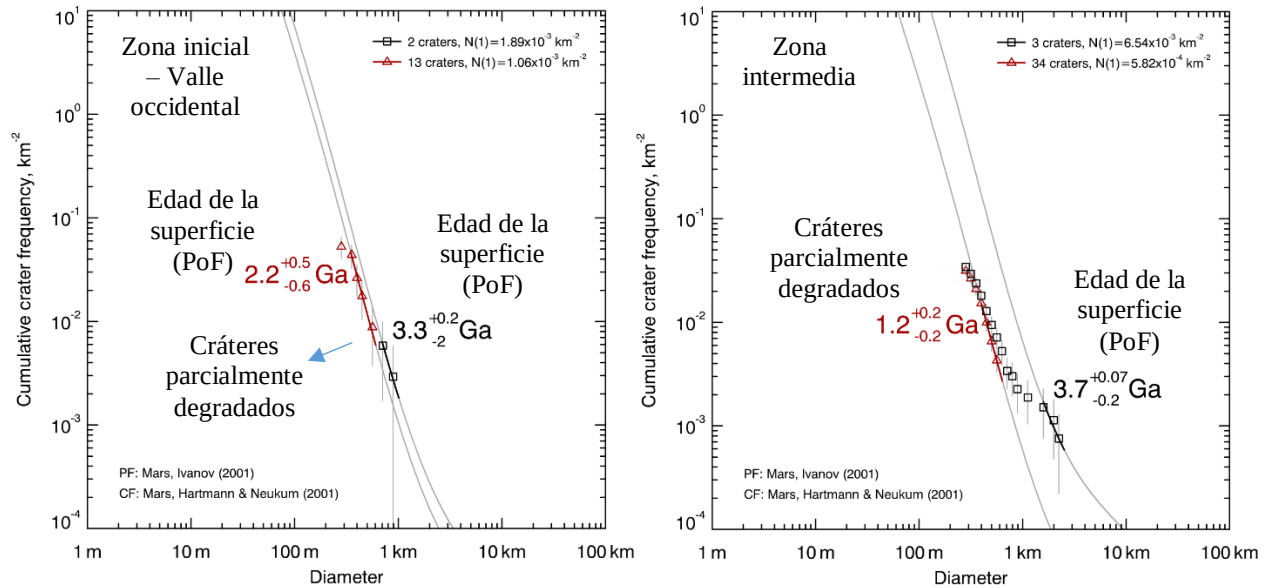


Figura 52. CSFD del piso de Tiu Vallis, cerca de su nacimiento y su parte intermedia. Las dos edades encontradas para la zona inicial del outflow channel se consideran posteriores a los flujos erosionales de gran magnitud ya que se definieron a partir de cráteres que se superponen a los ridges del terreno estriado. Barras de error: 1σ .

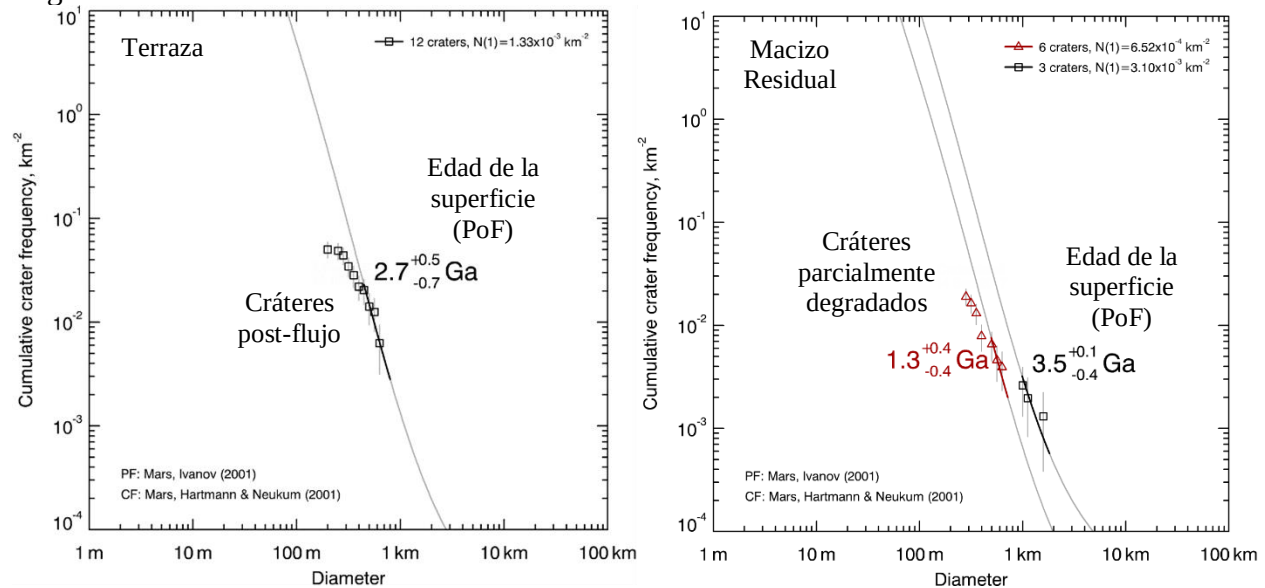


Figura 53. CSFD de un nivel de terraza y un macizo residual tipo meseta observados cerca del nacimiento de Tiu Vallis. La edad para la terraza es menor que la edad determinada para el piso del outflow channel cerca de su nacimiento (3.3 Ga), lo cual indica que su formación fue posterior. Debido a la configuración topográfica de Tiu Vallis en este sector, esto es posible ya que el flujo que formó la terraza probablemente no llegó a afectar la sección datada del piso (se dato la sección occidental, no la oriental, la cual se encuentra a una mayor altura topográfica). Barras de error: 1σ .

7.2.4 Simud Vallis

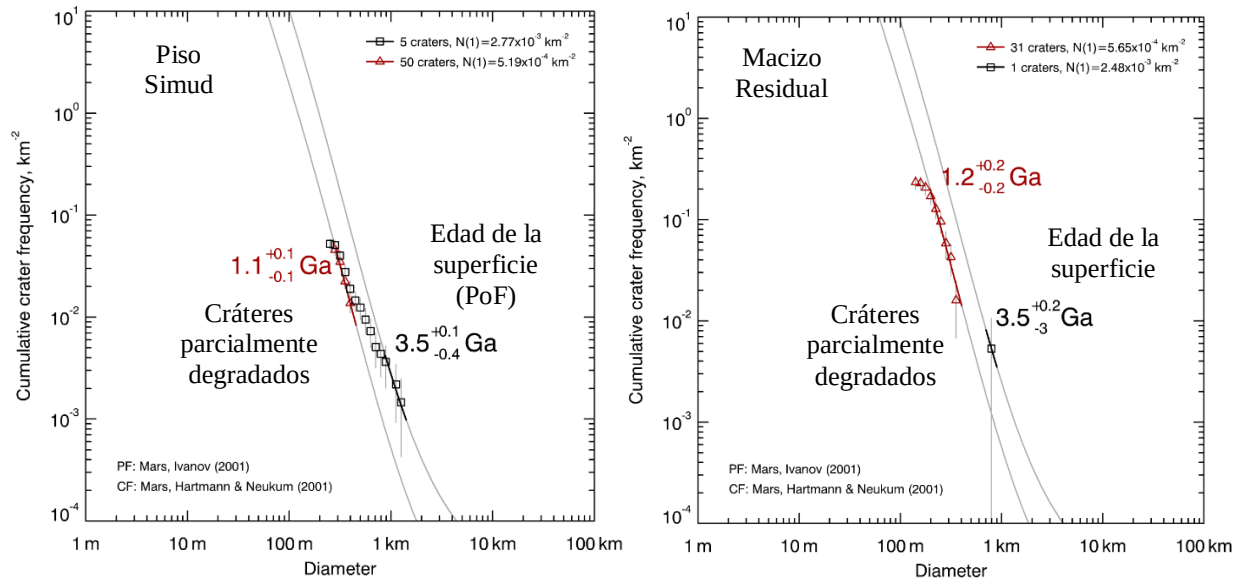


Figura 54. CSFD de un sector del piso de Simud Vallis situado cerca de su nacimiento y un macizo residual tipo meseta situado cerca de su desembocadura. Barras de error: 1σ .

7.2.5 Shalbatana Vallis

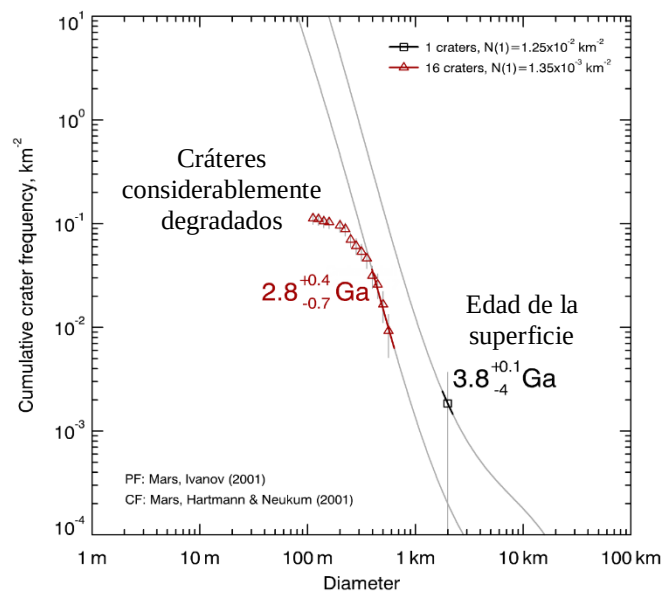


Figura 55. CSFD de un sector del piso de Shalbatana Vallis ubicado sobre su parte intermedia. Los cráteres se encuentran parcialmente rellenos y sus bordes no se observan levantados. Esta degradación puede ser explicada por procesos depositacionales, considerando que el piso de este outflow channel se encuentra marcado por tener depósitos aluviales y de remoción en masa. Tras la finalización de los eventos de inundación el piso del outflow channel probablemente fue cubierto parcialmente por dichos depósitos, por ende la edad más joven no representaría la finalización de los flujos erosionales. Barras de error: 1σ .

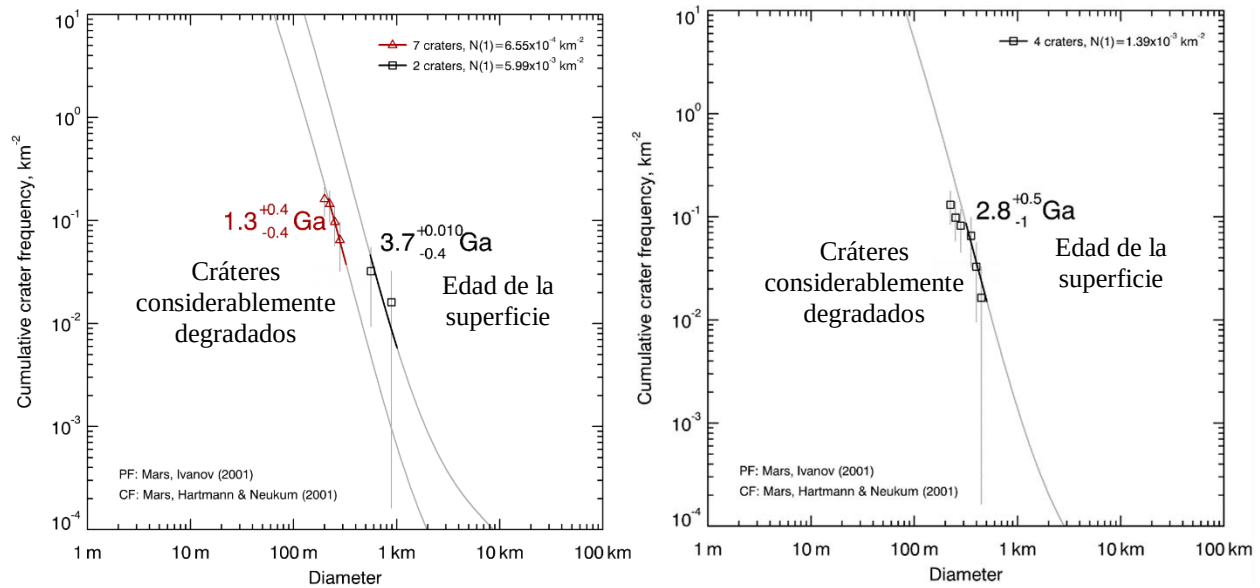


Figura 56. CSFD para los dos niveles de terrazas definidos cerca del nacimiento de Shalbatana Vallis. La mayoría de los cráteres se encuentran parcialmente rellenos y sus bordes no parecen tener relieve. Las edades definidas para el piso del outflow channel y la terraza parecen indicar que el periodo inicial de inundaciones en el outflow channel se dio entre 3.8 y 3.7 Ga. Barras de error: 1σ .

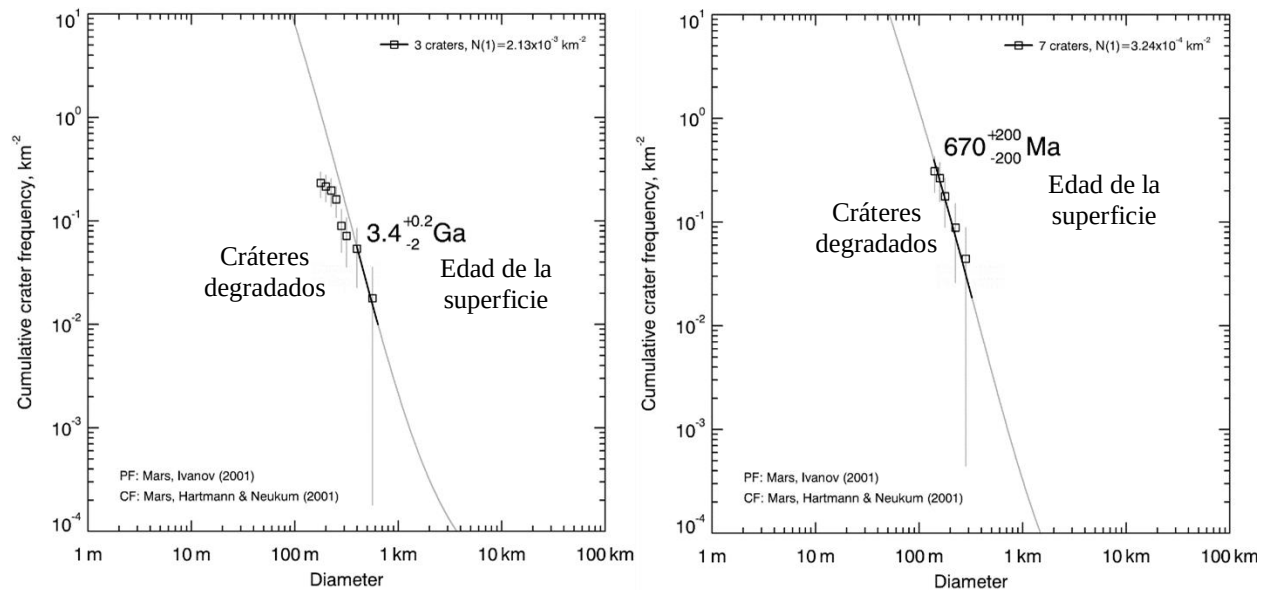


Figura 57. CSFD para dos depósitos con estructura interna situados cerca de la parte intermedia del piso de Shalbatana Vallis. El depósito con edad de 3.4 Ga (Figura 38) fue definido por Di Achille et al. (2007) como un delta. El segundo depósito (Figura 39), aunque comparte con el primero el tener una estratificación interna, su edad (670 Ma) y su falta de estructura tipo delta parecen indicar que corresponde a un abanico aluvial. Barras de error: 1σ .

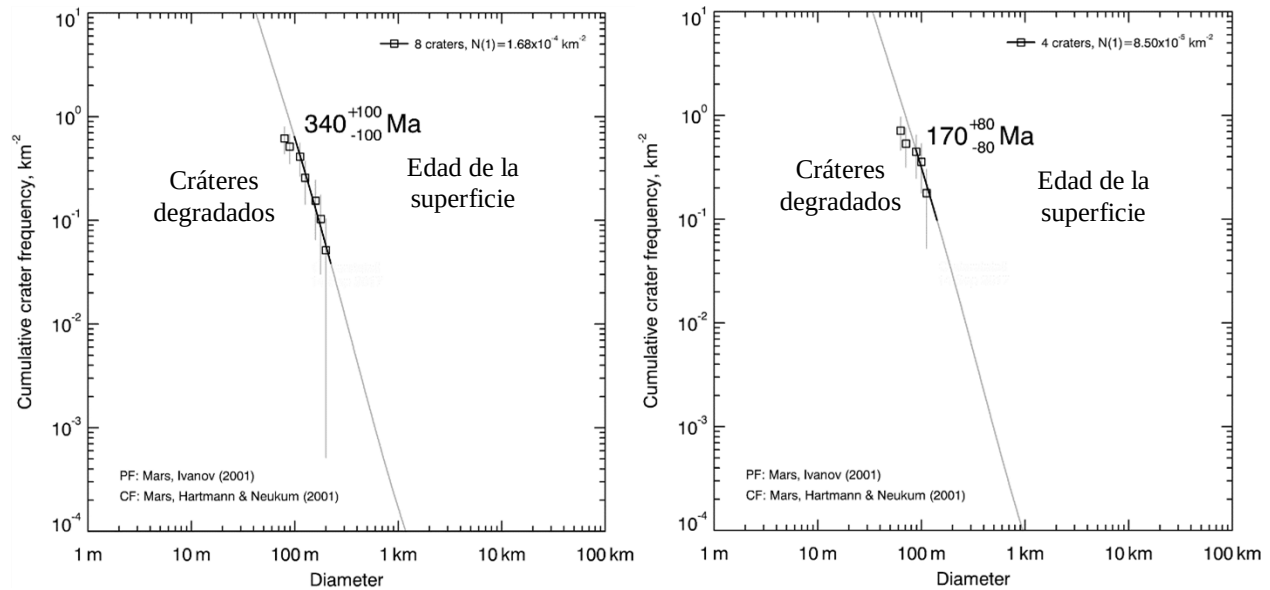


Figura 58. CSFD para dos depósitos (considerados como posibles abanicos aluviales) situados cerca del nacimiento de Shalbatana Vallis. Barras de error: 1σ .

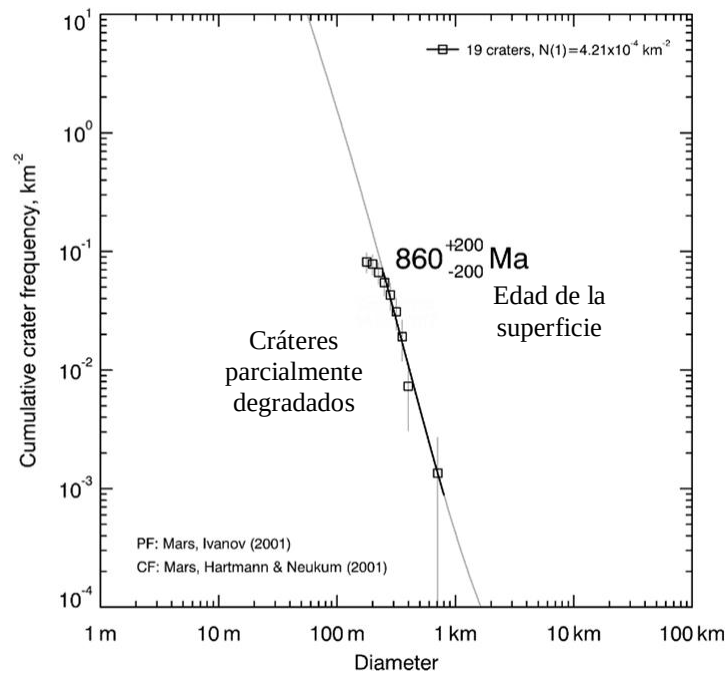


Figura 59. CSFD para una depresión termokárstica situada sobre las márgenes de Shalbatana Vallis, cerca de su parte terminal. Barras de error: 1σ .

7.3 Descripciones Geomorfológicas de Hellas

En los alrededores del borde dicotómico del hemisferio norte y en proximidades de las cuencas de impacto del hemisferio sur se pueden encontrar diferentes expresiones geomorfológicas asociadas a “ambientes fríos” (Hauber et al.; 2008). Su ocurrencia se da principalmente en latitudes medias de ambos hemisferios de Marte, en las regiones de Arcadia Planitia, Acidalia Planitia, Utopia Planitia, Argyre Planitia y Hellas Planitia (dentro del cuadrángulo), distribuyéndose de forma no homogénea a lo largo de las latitudes 45°S y 40°N con un ancho de 25° (Squyres, 1979). Squyres y Carr (1986) afirman que las geoformas ricas en hielo son de menor ocurrencia en la franja ecuatorial y estas van aumentando a medida que se acerca a las franjas polares.

El cuadrángulo de Hellas abarca parte de las latitudes medias del hemisferio sur del planeta se pueden observar expresiones geomorfológicas fluviales representadas por cuatro importantes sistemas de outflow channels correspondientes a Dao Vallis, Niger Vallis, Harmakhis Vallis y Reull Vallis, los cuales se conectan hacia la parte oriental de Hellas Planitia. A su vez, se pueden observar características superficiales asociadas a un ambiente glacial y periglacial representadas principalmente por 5 tipos de geoformas de origen depositacional, 3 de ellas correspondientes a los flujos de detritos (FD) que menciona Squyres (1989): (1) Derrubios Frontales Lobulados (DFL), (2) Relleno Lineado de Valle (RLV) y (3) Relleno Concéntrico de Cráter (RCC). Las otras dos correspondientes a (4) Lengua de detritos (LD) y (5) Estructuras morrénicas. Y geoformas erosionales se identifican (6) regiones montañosas esculpidas, de las que se destacan circos, horns, valles glaciares y aristas glaciares.

7.3.1 Derrubios Frontales Lobulados (DFL). Se les denomino de esta manera a todas aquellas estructuras elongadas y lobulares que rodean diferentes formaciones montañosas o macizos aislados y se extienden ampliamente desde su base hasta cubrir grandes áreas.

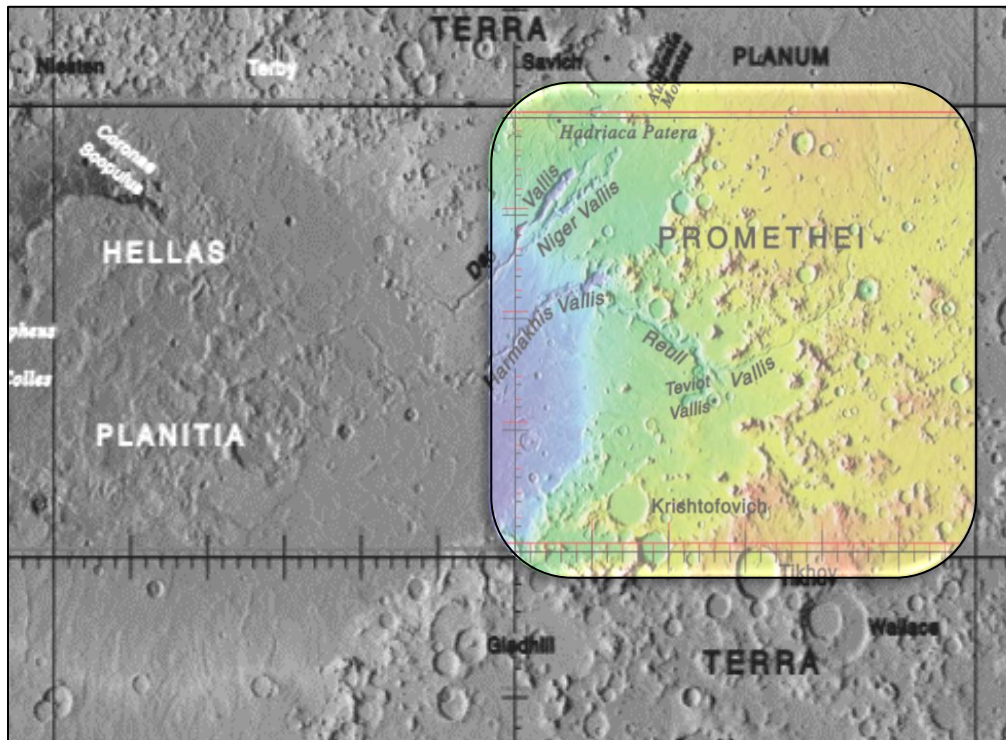


Figura 60. Cuadrángulo de Hellas. Se resalta a color la zona de principal ocurrencia de los DFL.

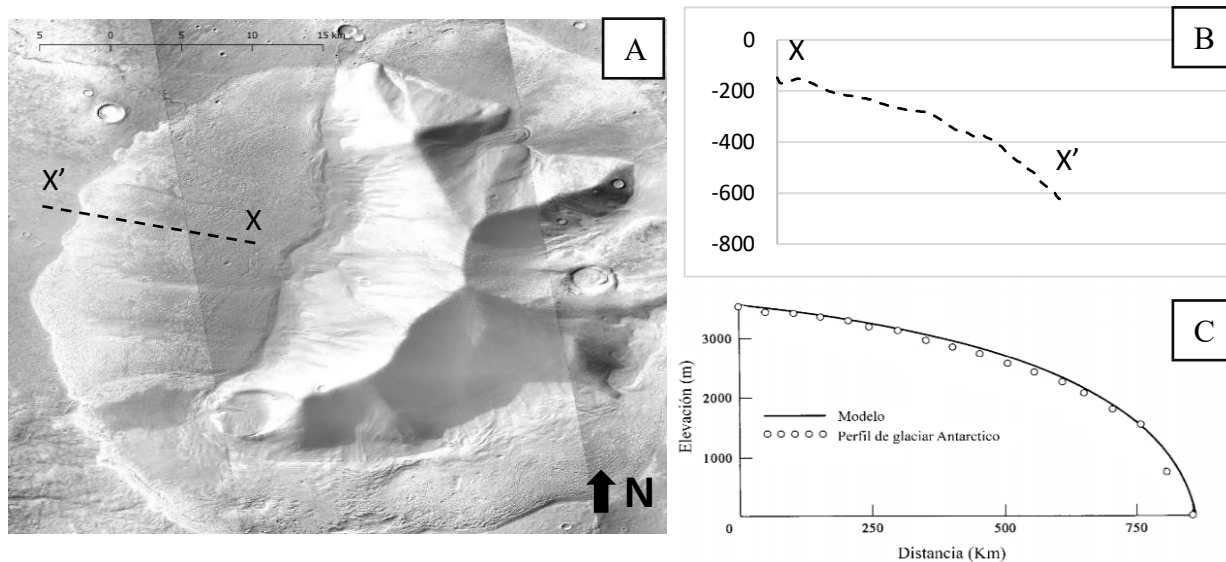


Figura 61. DFL de morfología convexa observada en el cuadrángulo Hellas. (a) DFL típico observado en la región de Hellas. Mosaico de imágenes de la CTX. (b) sección en perfil del DFL (a) obtenido a partir de los datos del MOLA. (c) Modelo plástico tomado de Patterson, 1994.

Los DFL son geoformas depositacionales caracterizadas predominantemente por su geometría lobular y las diferentes texturas que presenta su superficie, las cuales permiten identificar el sentido y orientación del flujo. Dentro del cuadrángulo los DFL se encuentran principalmente al este del borde de la cuenca de impacto de Hellas, entre 30°S a 50°S y 90°E a 120°E (Figura 60).

A demás de las características morfológicas asociadas a los DFL en las imágenes de la CTX, en perfiles topográficos se observa que estos presentan una superficie de geometría convexa, la cual se asemeja considerablemente al comportamiento mecánico de un material plástico (Mangold, 2003) (Figura 61). Los DFL tienen pendientes poco variables, con valores de entre 2 a 4%, y pueden llegar a cubrir áreas de entre 16 y 2600 km², con un promedio de 523 km² aproximadamente (Figura 62). Pierce y Crown (2003) llegaron incluso a registrar áreas de hasta de 4035 km². Estos depósitos presentan un espesor de 400 m aproximadamente, sin embargo este no es homogéneo y puede variar dentro del mismo cuerpo entre 100 y 200 m.

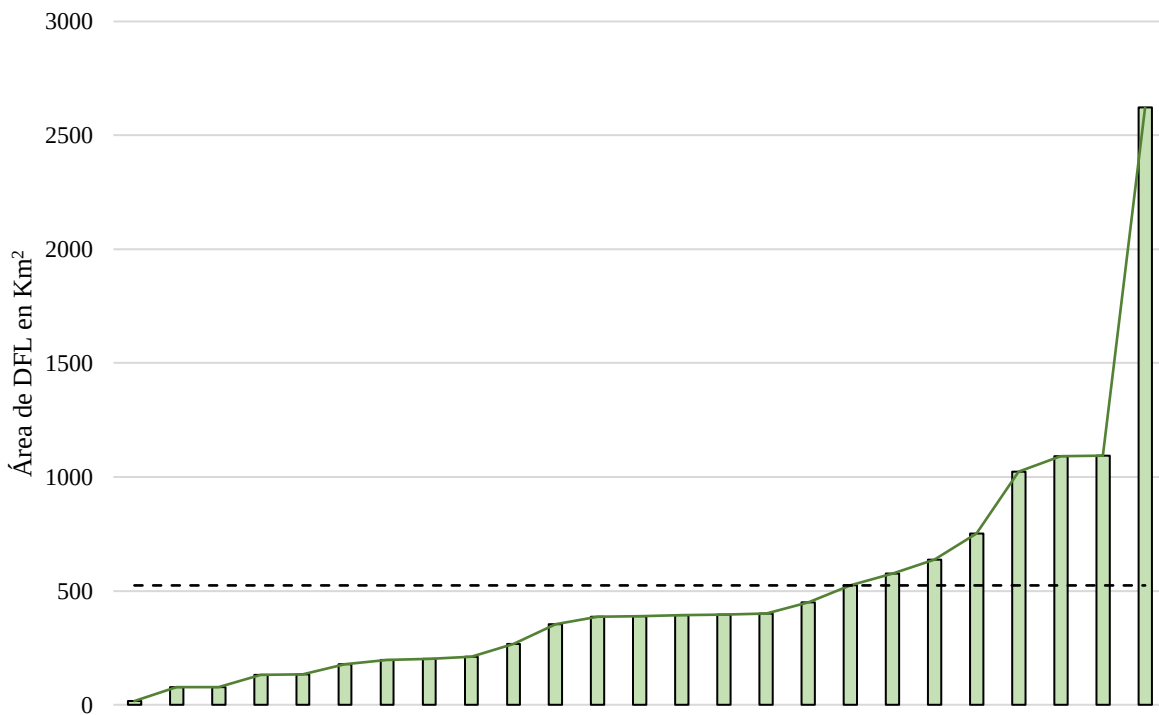


Figura 62. Gráfico de áreas de los DFL observados en el cuadrángulo Hellas. La línea discontinua representa el valor promedio (523 km²).

Por otro lado, los DFL presentan diferentes patrones texturales que permiten identificar la orientación y dirección del flujo, siendo éstos la respuesta a características reológicas y fenómenos físicos y químicos que sufre el material durante su recorrido emplazamiento y post-emplazamiento, tales como la viscosidad del flujo, la gravedad ejercida sobre el cuerpo y la degradación por sublimación del material congelado (Li et al., 2005). Dichos patrones consisten principalmente de estructuras plegadas que se pueden formar por diferencias en la viscosidad, posiblemente debido a impurezas en el contenido de hielo (Paterson, 1994).

Los DFL se pueden clasificar de acuerdo a dichas características texturales. Aquellos DFL que se encuentran próximos a su posible área fuente presentan una textura relativamente suave, mientras que aquellos que parecen haber tenido un recorrido considerablemente largo o que cubren un área mucho más grande presentan por lo general una textura más rugosa y caótica. De acuerdo a lo anterior los DFL pueden dividirse en tres tipos: (1) DFL de textura relativamente suave, (2) DFL de textura semi-caótica y (3) DFL de textura caótica (Figura 63). En la Figura 64 se puede observar el rango de áreas que presenta cada tipo de DFL.

Los DFL de textura relativamente suave se encuentran con frecuencia rodeando a macizos, los cuales parecen representar el área fuente del material erodado que los compone. Aproximadamente estos DFL llegan a cubrir distancias de entre 4 a 17 km, desde la base del macizo hasta la terminación del flujo.

Morfológicamente se caracterizan por tener una superficie generalmente lisa y homogénea, en comparación con los otros dos tipos de lóbulos, sin embargo, a pesar de que la superficie aparenta ser uniforme, se pueden observar patrones texturales a una escala más local que rompen con la “continuidad” de la estructura. Pierce y Crown (2003) sugieren 2 tipos de texturas que se pueden encontrar en estos tipos de DFL, la textura tipo knobby y la textura tipo ridge-y-valle (Figura 65).

La primera consiste en la distribución de montículos redondeados y cavidades en forma de cuenco, asociadas a la pérdida de material por sublimación (Mangold, 2003), cuya vista en planta los muestra equidimensionales e igualmente espaciados entre sí.

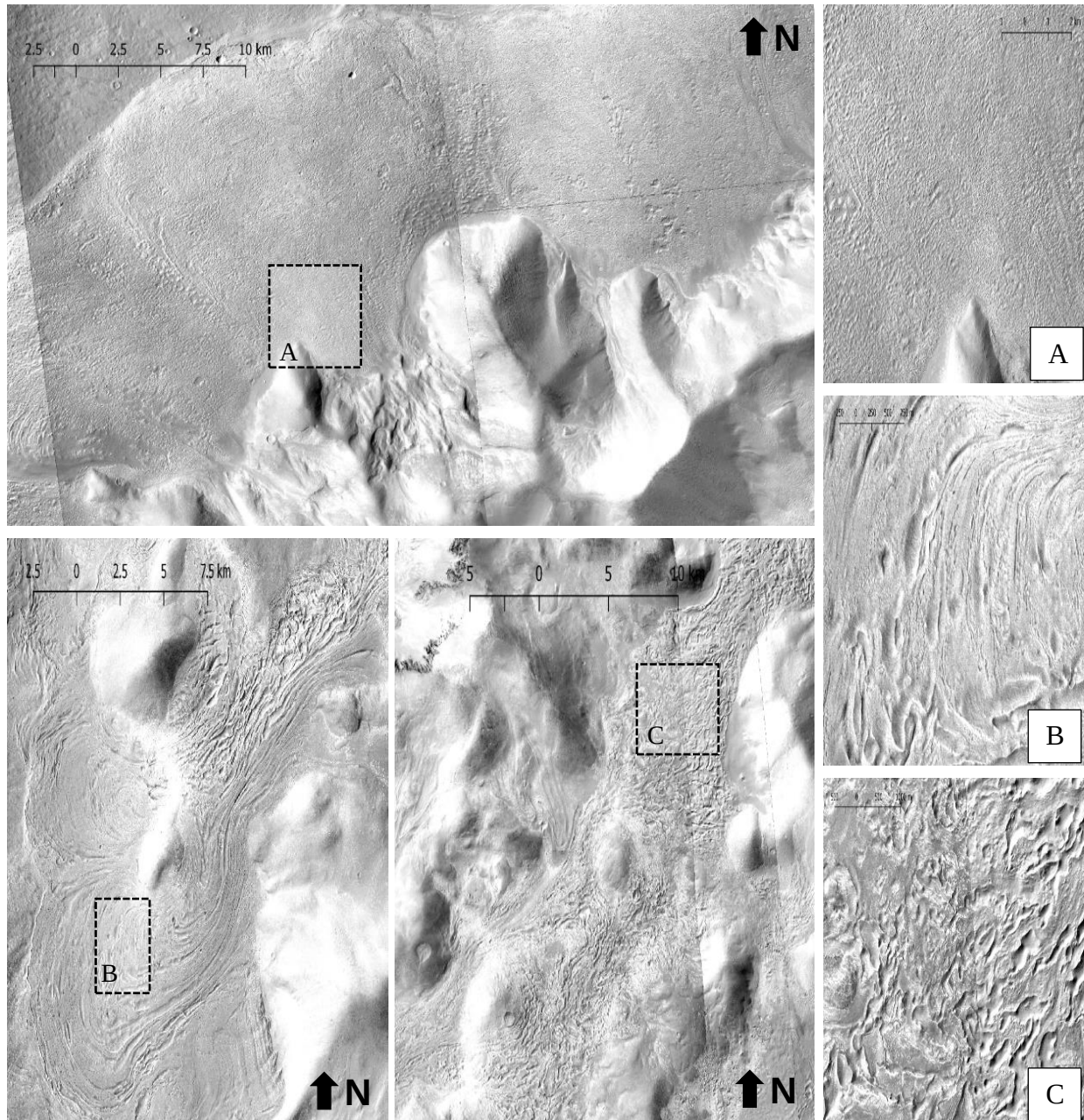


Figura 63. Patrones texturales a gran escala que caracterizan los DFL observados en el cuadrángulo Hellas. (a) DFL de Textura relativamente suave, (b) DFL de Textura semi-caótica y (c) DFL de Textura caótica. Mosaico de imágenes de la CTX.

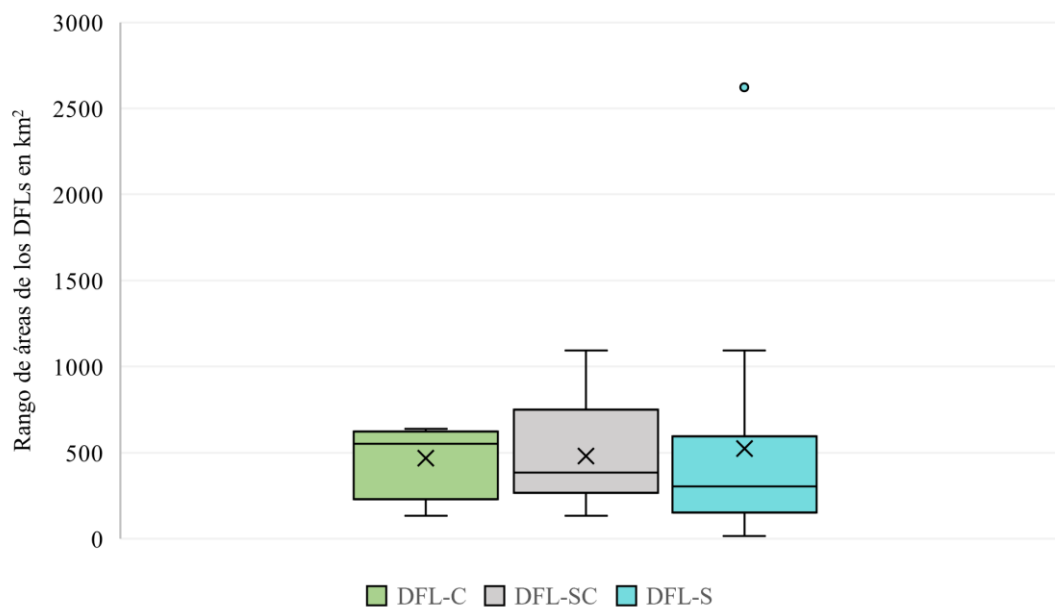


Figura 64. Diagrama de cajas y bigotes con los rangos de áreas de los DFL observados en el cuadrángulo Hellas. De los datos obtenidos, las áreas de los DFL-C corresponden a un 75% o menos de 592 km² aproximadamente, mientras que para los DFL-SC y DFL-S, las áreas en un 75% o menos de los datos corresponden a valores de 570 y 437 km², respectivamente. Cabe resaltar que para los DFL-S se presenta de forma atípica un valor de área correspondiente a 2600 km².

La segunda consiste en la agrupación de estructuras de crestas alargadas, las cuales son separadas por depresiones o valles, y que en conjunto se organizan de forma transversal a la dirección del flujo, formando arcos de ridges. No obstante, estas también pueden presentarse paralelamente a la dirección del flujo, obedeciendo a la estructura longitudinal de la superficie. Es posible encontrar ambas texturas mostrando una gradación de una a otra (Figura 65). En ocasiones la textura homogénea o suave de estos complejos, la cual puede ser producto de depósitos eólicos posteriores (Mangold, 2003) o de una deformación menos evidente, dificulta la identificación de los diferentes eventos de emplazamiento de los lóbulos o de los complejos que ellos conforman (Figura 66a y b). Sin embargo, las texturas locales dejan en mayor evidencia dichas características (Figura 66c y d).

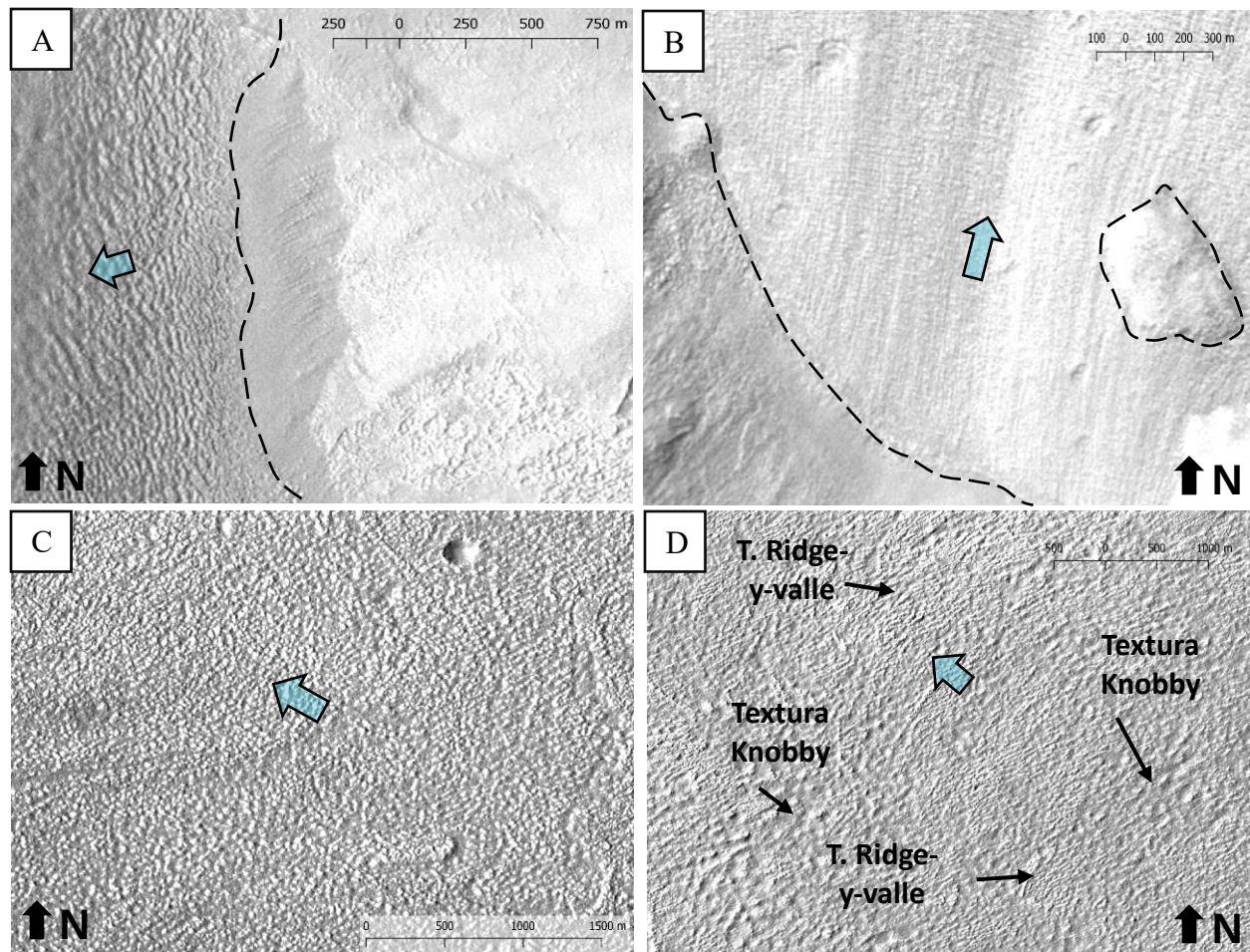


Figura 65. Texturas locales de los DFL de textura relativamente suave observados en el cuadrángulo Hellas. (a) Textura tipo ridge-y-valle transversal al sentido de propagación del flujo, (b) Textura ridge-y-valle paralelo a la longitud del flujo, (c) Textura tipo knobby, (d) Textura gradacional con ridge-y-valle y knobby. La flecha azul indica la dirección del flujo. Líneas discontinuas indican el límite de macizos remanentes. Mosaico de imágenes de la CTX.

Por otro lado, los DFL de textura semi-caótica (denominados de esta manera debido a una complejidad textural más evidente que en los primeros, pero sin llegar a ser tan “desordenados” como los DFL de textura caótica) se identifican por tener un patrón textural de arcos de ridge-y-valle más pronunciado que el mencionado para los DFL anteriores. Este patrón se desarrolla de manera transversal a la dirección del flujo y paralela a la forma concéntrica que toma el borde externo del lóbulo.

Frecuentemente estos DFL se encuentran haciendo parte de un conjunto con otros lóbulos, lo cual indica que durante su recorrido y emplazamiento la colisión con otros flujos lobulados fue posible. Dicho acrecionamiento se evidencia en (1) la formación de bandas frontera, generadas por la presión ejercida entre un lóbulo y otro, y (2) la deformación del resto de la superficie lobular, donde la textura en arcos de ridge-y-valle se acomoda a dicha deformación, mostrándose restringida por la forma del propio lóbulo y la presión de los lóbulos adyacentes (Figura 67). Estas características permiten reconocer con mayor facilidad la diferencia entre cada lóbulo que lo conforma.

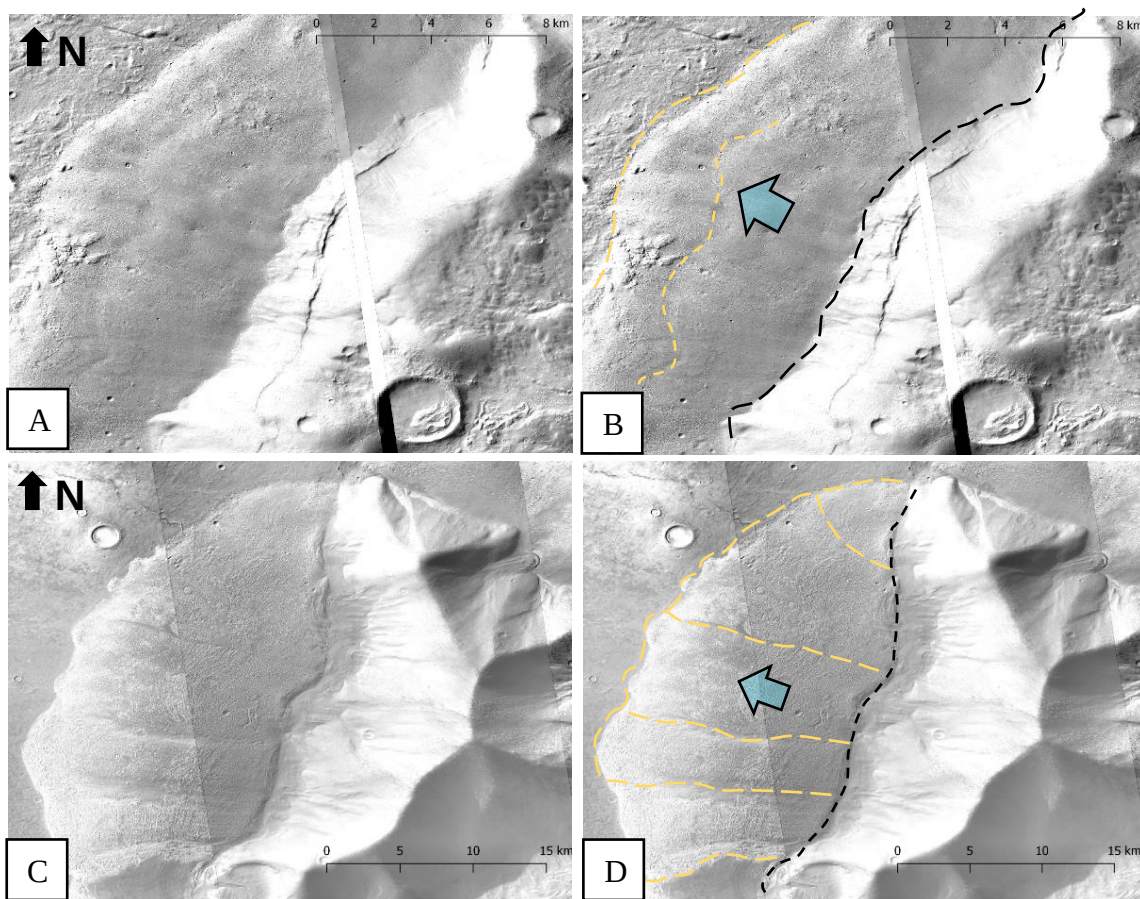


Figura 66. DFL típicos de textura relativamente suave observados en el cuadrángulo Helas. (a) y (b) Complejo de DFL en el que se identifican los diferentes cambios generados durante el emplazamiento. Es difícil dar cuenta si se trata de un solo lóbulo o la unión de varios lóbulos (c) y (d) Diferentes lóbulos en un solo complejo de DFL de textura relativamente suave. La flecha azul indica la dirección preferencial del flujo. Mosaico de imágenes de la CTX.

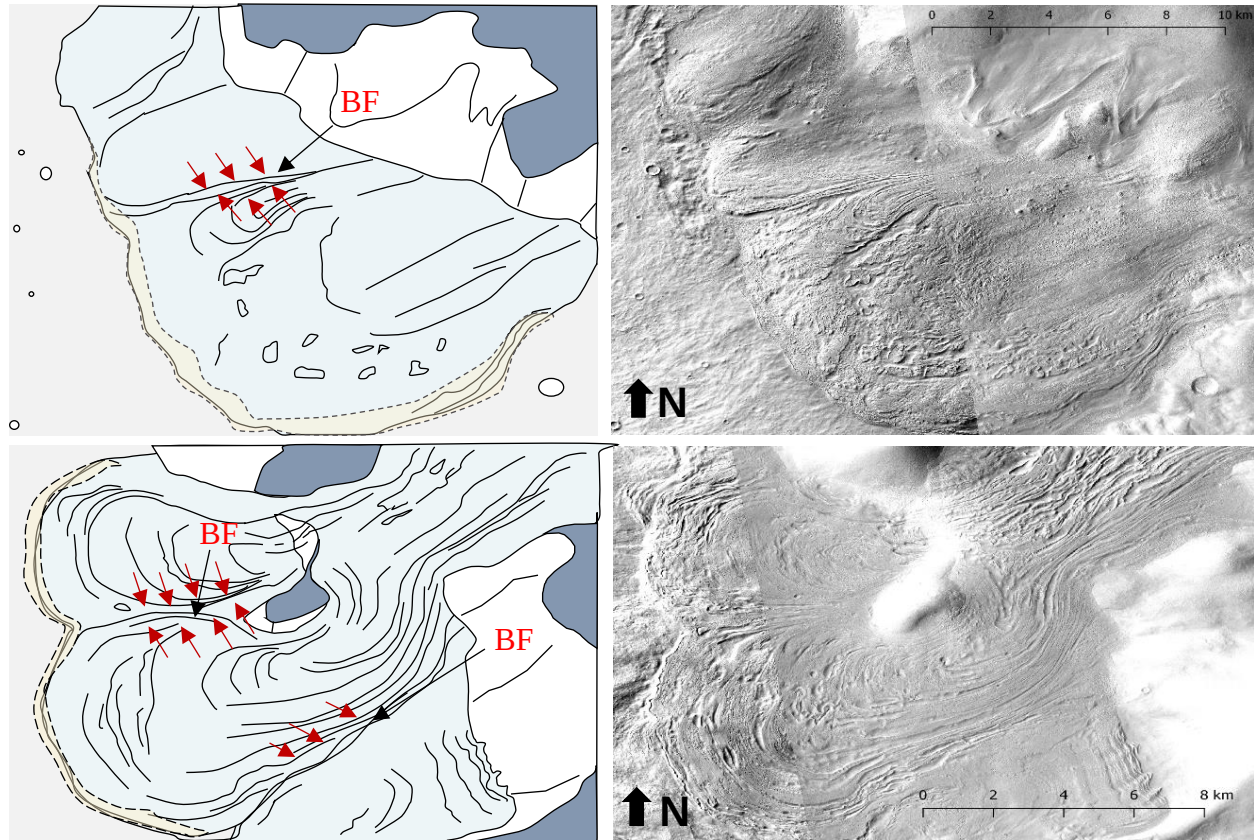


Figura 67. DFL de textura semi-caótica observados en el cuadrángulo Hellas. Las flechas rojas indican la presión ejercida por el emplazamiento de los lóbulos adyacentes, la cual permite la formación de bandas frontera o de presión (BF). La franja amarilla al final de los DFL corresponde a la formación de una cresta alargada generada posiblemente por la acumulación de escombros de roca. Mosaico de imágenes de la CTX.

Por último, los DFL de textura caótica (Figura 68) se caracterizan por presentar un patrón mucho más complejo que los dos anteriores, hecho que dificulta en ocasiones la identificación de la dirección del flujo (para reconocerla se pueden mirar otras características como la topografía, lóbulos adyacentes o bandas de presión que se forman en los límites del complejo), y por tener una textura de mesetas-y-depresiones, posiblemente formada como resultado de la pérdida de material por sublimación (Pierce y Crown, 2003; Mangold, 2011) (Figura 69).

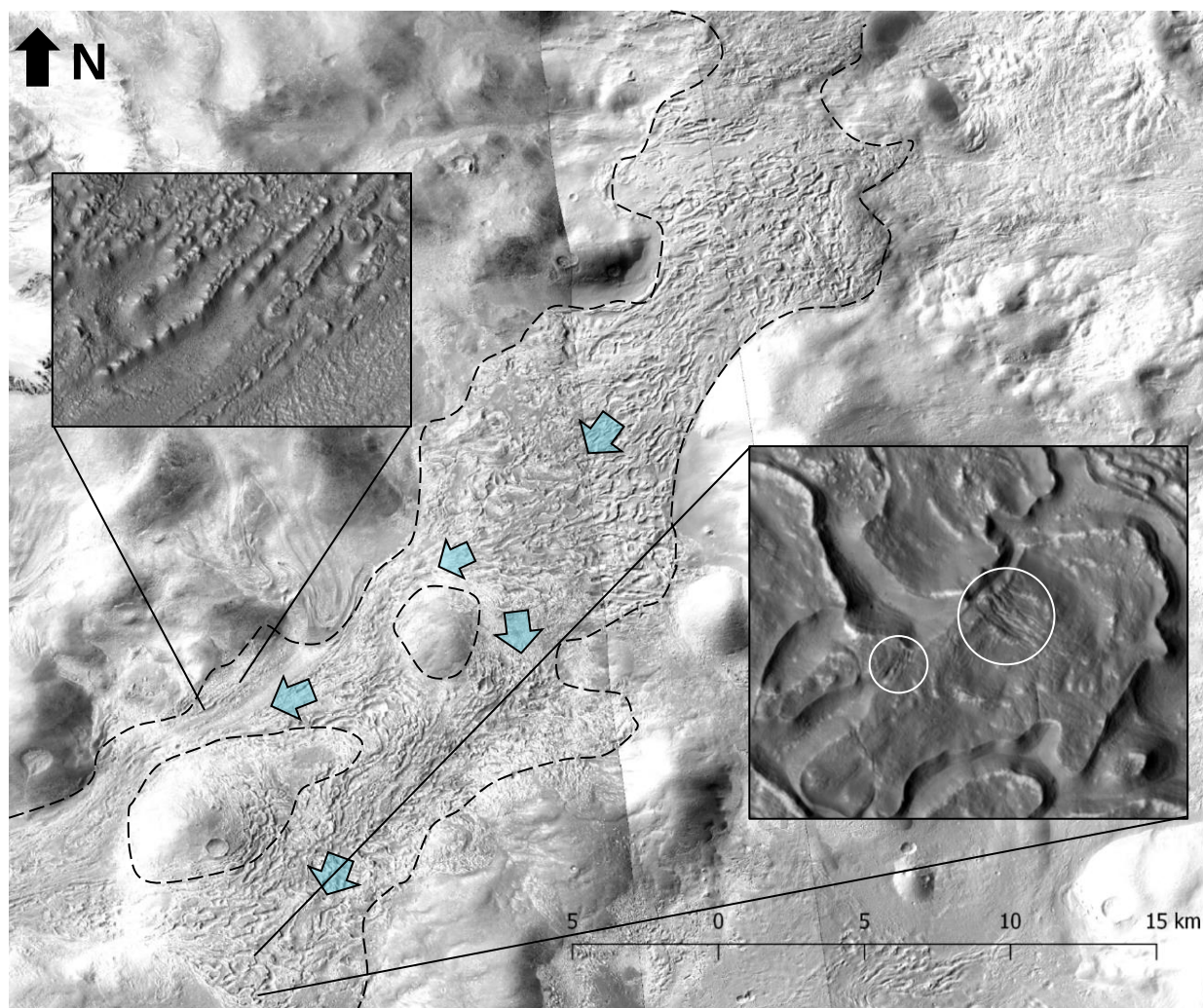


Figura 68. DFL de textura caótica observado en el cuadrángulo Hellas. Las flechas azules indican la dirección del flujo. El acercamiento de la izquierda corresponde a bandas de presión paralelas a la dirección general del flujo. El acercamiento de la izquierda muestra con más detalle la textura de mesetas-y-depresiones. En círculos se observan algunas grietas. Mosaico de imágenes de la CTX (al fondo). Imágenes del HIRISE (imágenes con zoom).

Este tipo de DFL pareciera representar en realidad un complejo compuesto por un conjunto de múltiples lóbulos superpuestos. Sin embargo, a diferencia de los complejos a los que se hace referencia en los DFL semi-caóticos, estos no suelen mostrar un patrón textural que indique la individualidad de los lóbulos. En su lugar se observa únicamente una mezcla “desordenada” de varios flujos, lo cual a su vez dificulta el reconocimiento de su área fuente.

Se caracterizan igualmente por presentar una serie de grietas dispuestas en diferentes patrones. Es

posible que estas hayan sido producto de ciclos de congelamiento y descongelamiento (característico de ambientes periglaciales), los cuales permiten el fracturamiento de la parte superior del material (Figura 68).

Es de resaltar que en un par de ocasiones se observan canales aparentemente creados por flujos de agua que parecen provenir desde la base de este tipo de DFL.

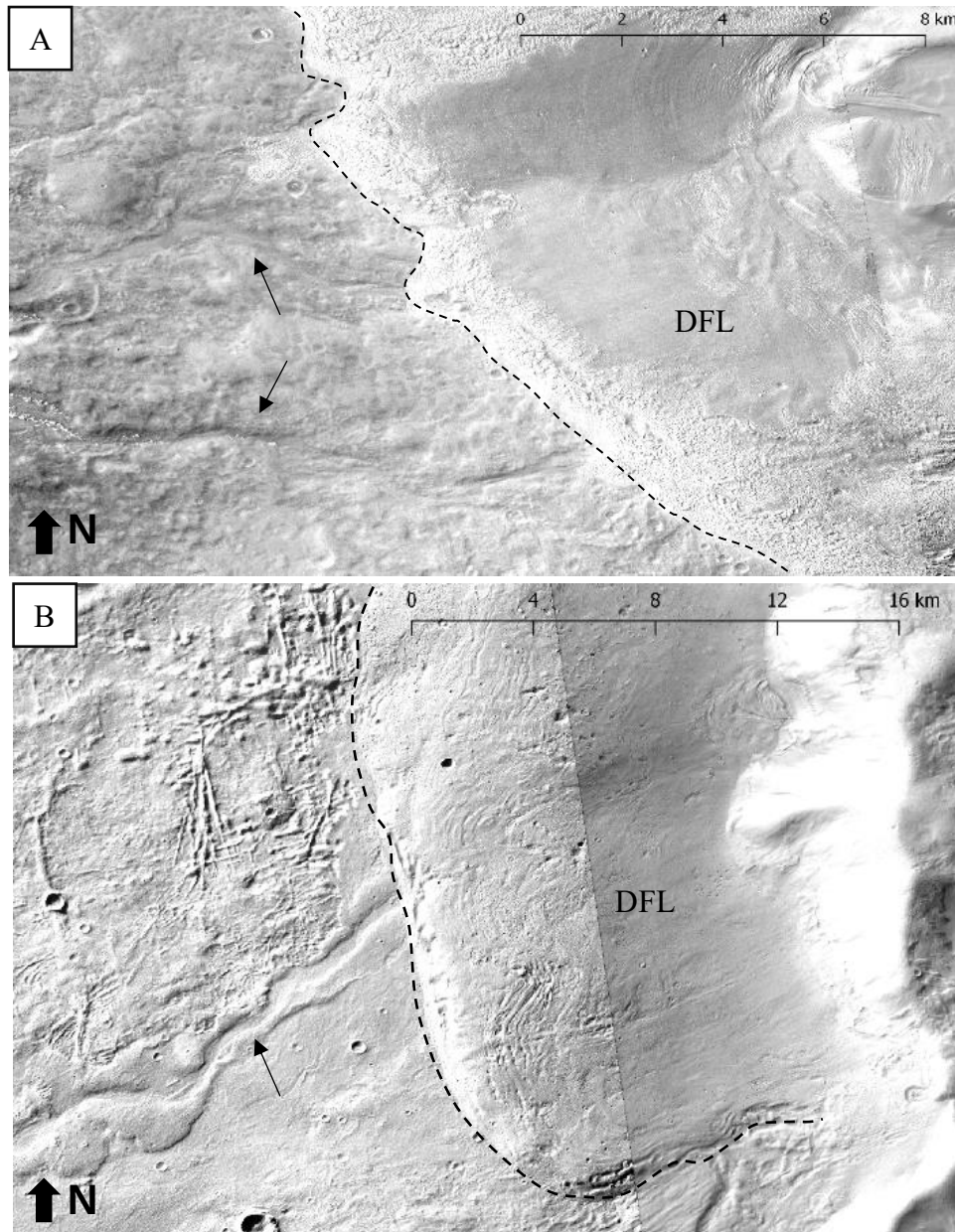


Figura 69. Flujos proglaciales de DFL observados en el cuadrángulo Hellas. (a) Flujos proglaciales conectados al borde superior de Reull Vallis. (b) Flujo proglacial conectado al borde superior de Harmakhis Vallis en cercanías de los Montes Euripus. Mosaico de imágenes de la CTX.

Estos presentan longitudes de entre 11 y 36 km, son paralelos a la dirección de emplazamiento de los complejos y se extienden hasta conectarse con los grandes sistemas de valles cercanos. Es posible que su origen se deba al derretimiento del hielo cubierto por los escombros. Debido a esta posibilidad y a la relación espacial que comparten con los DFL, se les considera como flujos proglaciales (Figura 69).

7.3.2 Relleno Lineado de Valle (RLV). La región de Hellas presenta cuatro principales sistemas de valles (outflow channels), denominados Dao Vallis, Niger Vallis, Harmakhis Vallis y Reull Vallis, los cuales extienden en dirección NE/SW (a excepción de una sección de Reull Vallis cuya dirección es NW/SE), bordeando las regiones de los Montes de Hellas, Montes Centauri, Montes Euripucizos (Figura 70), y terminan por conectarse con la zona oriental de la cuenca de impacto de Hellas Planitia. A diferencia del cuadrángulo Oxia Palus, en donde los outflow channels se encuentran asociados predominantemente con una alta variedad de geoformas de origen fluvial/glacial, a lo largo de estos se pueden observar procesos de tipo erosional y depositacional relacionados con ambientes glaciales/periglaciales.

Los outflow channels que se encuentran ubicados hacia la parte norte del cuadrángulo son Dao y Niger Vallis, ambos son paralelos entre sí y se conectan en un punto hasta formar un solo canal (Dao Vallis). El primero, presenta una longitud de 794 km y una profundidad promedio de 1,9 km, aproximadamente. Sobre su nacimiento su ancho es alto de unos 38 km, sin embargo este descende progresivamente hasta llegar a ser de aproximadamente 6 km en dirección aguas abajo (Figura 70). El segundo presenta una longitud de 352 km y profundidad promedio de 834 m aproximadamente, se conecta hacia el norte con una estructura deprimida denominada Ausonia Cavus y presenta un canal tributario que se conecta al margen NW del valle y a la cabecera de Dao

Vallis (Figura 70). Como se ha señalado previamente la formación de los outflow channels se ha asociado a flujos de inundación que esculpieron el terreno, no obstante sobre su piso no se llega a observar una gran variedad de geoformas asociadas al ambiente fluvial, probablemente debido a que tras la terminación de dichos eventos este fue recubierto por depósitos ricos en hielo (Kukkonen y Kostama, 2018).

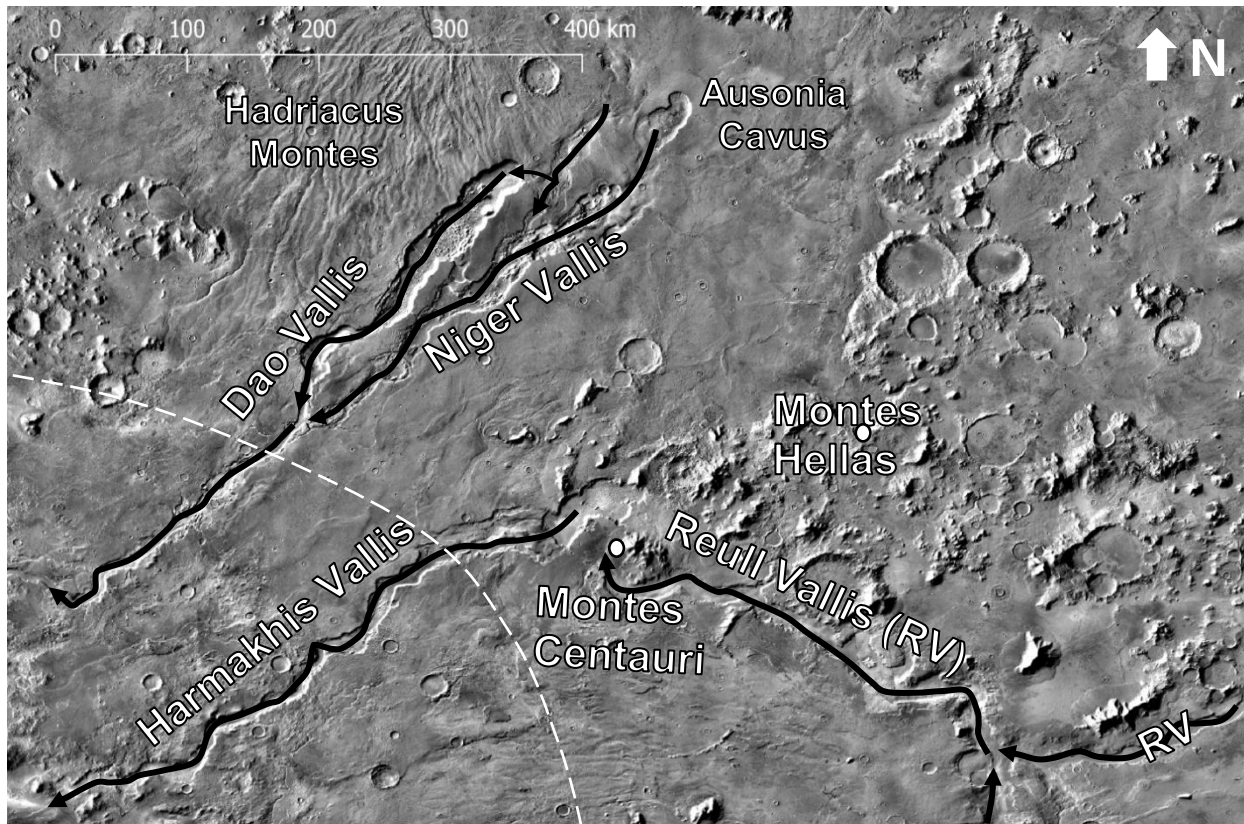


Figura 70. Outflow channels observados en el cuadrángulo Hellas. Los montes Euripus se encuentran más hacia el sur de la sección mostrada en la imagen. Se alcanza a observar 2 segmentos de Reull Vallis, el segmento más superior que no se alcanza a observar en la imagen se encuentra al NE de esta. Las flechas negras representan la dirección de los canales. La línea discontinua blanca es el borde de la cuenca de Hellas. Mosaico en infrarrojo generado utilizando la cámara THEMIS (USGS Astrogeology Science Center).

Evidencia de estos depósitos se encuentra en las bandas paralelas, sinuosas o lobuladas formadas sobre el piso de los outflow channels por el arrastre de material.

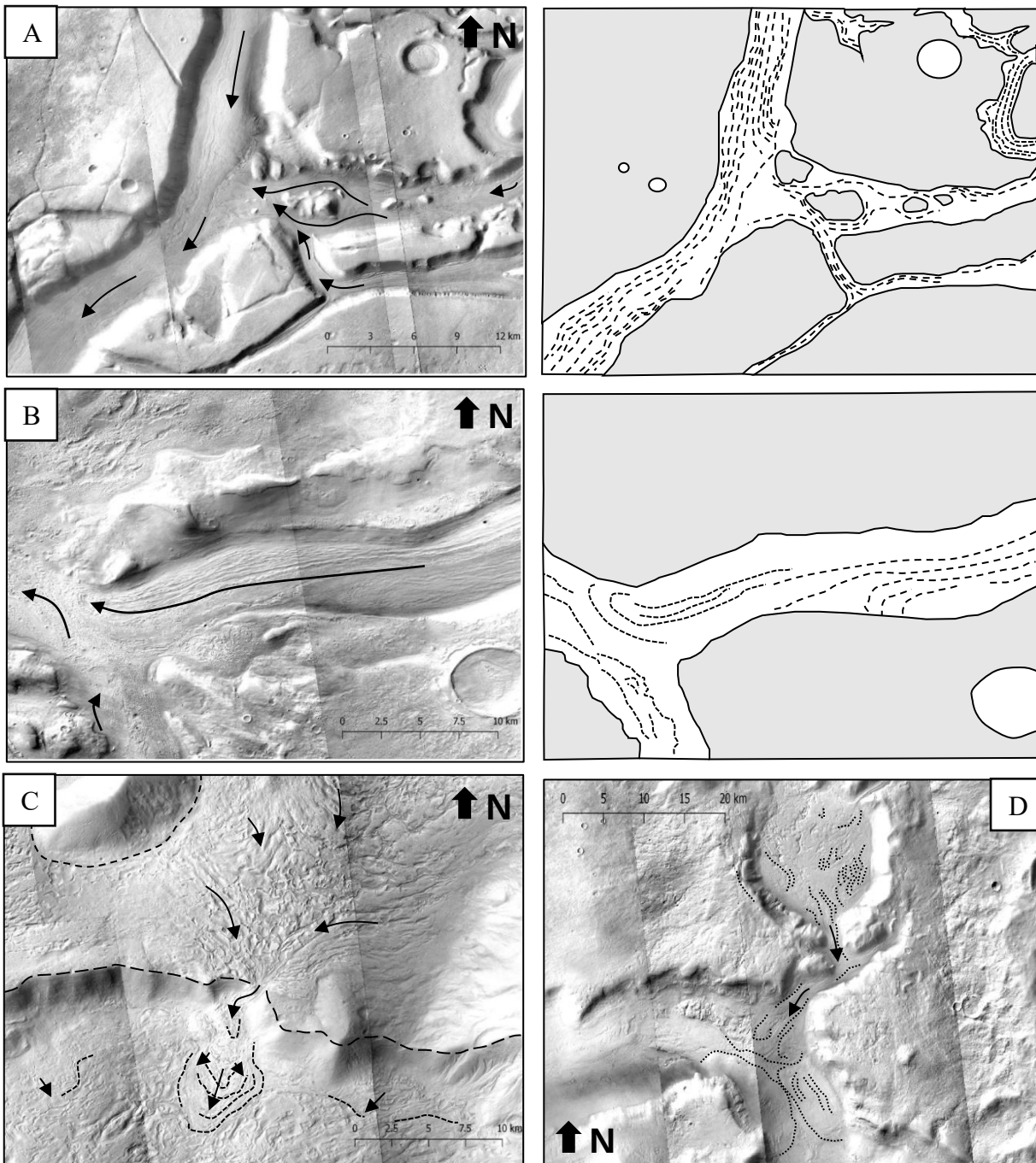


Figura 71. Depósitos dentro de los outflow channels observados en el cuadrángulo Hellas. (a) Conexión de Dao y Niger Vallis. Se observa el flujo de RLV a lo largo de los valles y rodeando algunos obstáculos remanentes dentro del canal. (b) complejos lobulados dentro de un segmento de Reull Vallis paralelo a la dirección del canal. (c) DFL que sobrepasa el límite de canal de Harmakhis Vallis. (d) Complejos lobulados a partir de una cuenca de impacto hacia el Norte de la imagen que se conecta al canal de Reull Vallis. Se observan también hacia el Sur de la imagen complejos lobulados transversales a la dirección del valle, formados a partir de las paredes del canal. Mosaicos de imágenes de la CTX.

Estas bandas alargadas y alineadas con la dirección de los flujos, relativamente similares al terreno estriado observado en Oxia Palus, no se mantienen rectas y presentan cambios de dirección a lo largo de su extensión debido a la presencia de obstáculos, como macizos remanentes (posible fuente de los materiales que los constituyen) o a las variaciones topográficas presentes dentro del mismo valle (Figura 71a y b).

Por otro lado, situados hacia el sur, Harmakhis y Reull Vallis presentan una longitud de 800 y 1066 km, con profundidades promedio de 782 y 756 m, respectivamente. Al igual que los primeros dos estos también se caracterizan por tener depósitos lineados, no obstante los materiales que los conforman parecen haber tenido una historia de proveniencia más compleja, partiendo de que sobre el piso de ambos outflow channels también se observan complejos lobulados provenientes de formaciones montañosas de los alrededores, de cráteres adyacentes, de macizos remanentes (diferentes a los macizos residuales de Oxia Palus) ubicados sobre la parte central del valle y de las paredes internas de los mismos valles (Figura 71c y d).

En ocasiones los RLV provienen de los macizos residuales de los outflow channels y a partir de estos se expanden continua y paralelamente a lo largo de estos. Tal sería el caso de Niger Vallis, cuya fuente principal de material se encuentra en los macizos residuales ubicados cerca de su nacimiento. Sin embargo, para Harmakhis y Reull Vallis los RLV no parecieran provenir de una fuente que distribuya los materiales de forma paralela a la dirección de estos, en su lugar las diferentes formaciones lobuladas que se depositan transversalmente a la dirección de los outflow channels formarían bandas de presión. Tras el movimiento y deformación del material, dichas bandas se ajustarían hasta finalmente tomar la forma alargada de los valles, dando apariencia a las lineaciones paralelas de los RLV.

De acuerdo a lo anterior, las geoformas depositacionales que se pueden observar en estos

sistemas de valles son los depósitos lineados, haciendo referencia a lo que Squyres (1979) denominó como Relleno Lineado de Valle, y los depósitos lobulados que se generan dentro del valle en sí, los cuales se pueden considerar como una fase temprana a los RLV.

Cabe resaltar que estos flujos de detritos presentan diferentes texturas de degradación como las tipo knobby, mesetas-y-depresiones o texturas de deformación como bandas de presión o ridges en arco. Dichas texturas no se encuentran de manera uniforme, indicando que los materiales no presentaban cantidades homogéneas de hielo.

7.3.3 Relleno Concéntrico de Cráter (RCC). De manera similar a los rellenos lineados desarrollados sobre el piso de outflow channels, sobre algunas depresiones generadas por impacto de meteoritos se observan depósitos caracterizados por tener una estructura concéntrica y adoptar una apariencia fluidizada.

La apariencia fluidizada que suelen presentar este tipo de depósitos se habría generado posiblemente debido a la presencia de hielo intersticial o capas de hielo que infrayacen el material depositado (Squyres, 1979; Holt et al., 2008; Plaut et al., 2009; Levy et al., 2010).

Los depósitos al parecer fueron generados a partir de material erosionado de las paredes internas y los bordes de los cráteres (Figura 72a).

Estas geoformas, las cuales cubren por completo o parcialmente el suelo de dichas depresiones, fueron denominadas por Squyres (1979) como Relleno Concéntrico de Cráter (RCC). Los cráteres que cuentan con este tipo de depósitos aparentemente se encuentran ubicados únicamente sobre latitudes medias, en sectores cercanos a los outflow channels, a los diferentes montes de la región o aislados dentro de la zona de Promethei Terra y en la parte más oriental de la cuenca de Hellas Planitia.

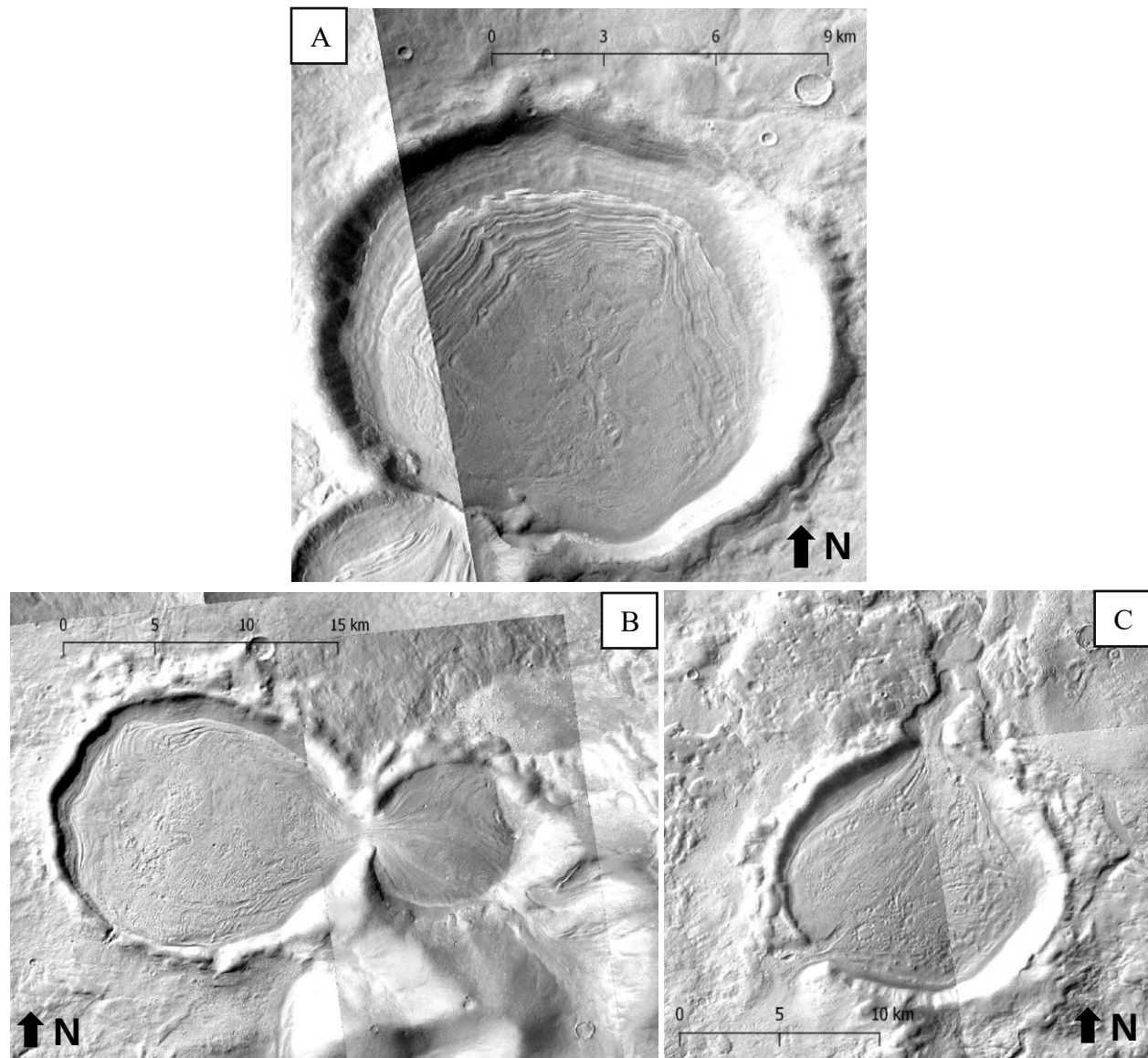


Figura 72. Rellenos típicos de cráteres observados en el cuadrángulo Hellas. (a) RCC común en la región de Hellas. (b) Sistema de cráteres donde se ha transportado material de una cuenca a otra, conectadas por el rompimiento de borde de cráter y la salida del material. (c) Formación de un canal que se desprende desde el cráter hacia la zona norte de la imagen. Mosaicos de imágenes de la CTX.

Los RCC, pueden presentar diferentes áreas, desde aproximadamente 8 hasta 753 km², son por lo general concéntricos y sub-paralelos al borde de los cráteres, cuentan con una forma que obedece a cambios en el relieve dentro de la estructura (Figura 72a) y se caracterizan por tener lineaciones de valles y crestas, las cuales se habrían formado como producto de la deformación generada

durante el emplazamiento del material.

Los límites de los cráteres sobre los que se desarrollan suelen estar fuertemente desgastados, lo que indica que la degradación de estos por desprendimiento y movimiento de material fue intensa. En algunos casos los depósitos parecen haber erosionado y disectado los bordes de los cráteres, lo cual permitió que “fluyeran” hacia otros cráteres o valles adyacentes (Figura 71d, 72b y c), según el gradiente topográfico.

Debido a la confluencia y unión que pueden llegar a presentar en ocasiones los RCC, RLV y DFL junto con las características texturales de deformación que suelen compartir, como las mencionadas anteriormente, sugieren que los tres tipos de flujos presentan propiedades reológicas similares y que posiblemente estuvieron activos durante el mismo periodo de tiempo (Levy et al., 2010).

7.3.4 Lengua de Detritos (LD). Se les denominó de esta manera a geoformas depositacionales con forma de lengua, caracterizadas por tener una longitud mayor en relación con su ancho y por estar limitadas por crestas (correspondientes a estructuras morrénicas), morfológicamente similares a las lenguas glaciares de la Tierra.

Siguiendo la definición de Potter (1972), las geoformas en lengua se componen principalmente de rocas angulares que por lo general presentan ridges, surcos, y, en ocasiones, lóbulos sobre su superficie. Usualmente se forman en regiones topográficamente altas y están caracterizadas por tener en su terminación una frente escarpada que contrasta con su ángulo en reposo.

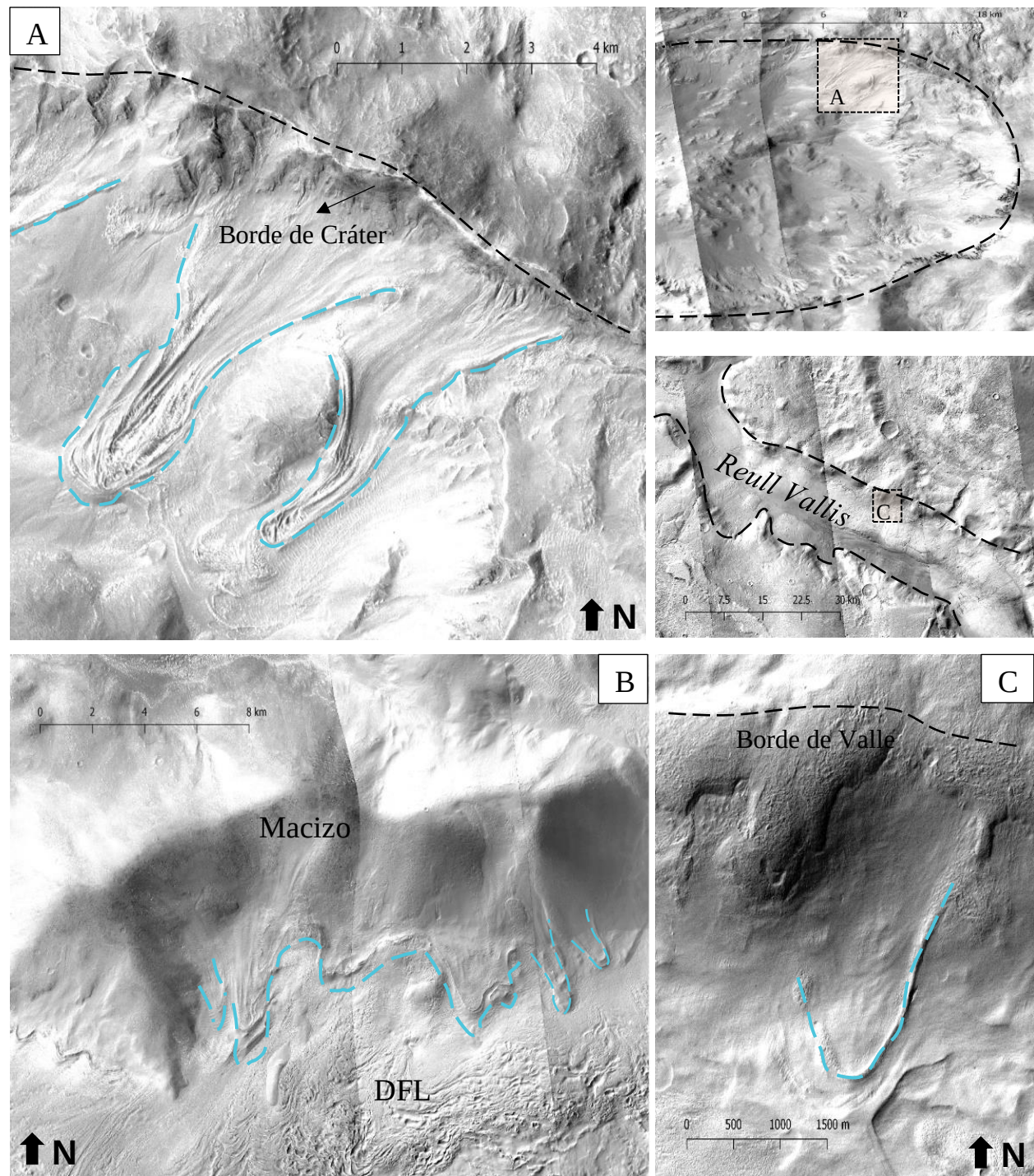


Figura 73. Zonas principales de ocurrencia de las lenguas de detritos observadas en el cuadrángulo Hellas. (a) Depresión correspondiente a cráter de caldera, (b) Macizos remanentes al este de la cuenca de Hellas. (c) Pared de Reull Vallis. Mosaicos de imágenes de la CTX.

Estos depósitos, los cuales pueden llegar a cubrir áreas en el rango de 0.28 a 15 km², en promedio de 5.3 km² son encontrados comúnmente en los taludes de macizos rocosos, en las

paredes de los valles y en las pendientes internas y externas de cráteres de impacto o calderas volcánicas (Figura 73).

Las lenguas de detritos suelen asociarse a geoformas erosionales como circos glaciares, cavidades más pequeñas (diferentes a los circos) generadas por desprendimiento de material en la pared de las estructuras anteriormente mencionadas y a gullies de cráteres (e.g. Berman et al., 2004) (Figura 74).

La superficie de estas estructuras es por lo general cóncava (Figura 75); sin embargo se encontró una lengua de superficie variable, por lo general convexa semejante a la que poseen los DFL, lo cual podría indicar que el material que la compone tiene un comportamiento reológico similar al de dichos complejos (e.g. van Gasselt et al., 2007; Morgan et al., 2011). De acuerdo a lo anterior, las lenguas de detritos se pueden clasificar según la forma de su superficie como lenguas de superficie cóncava (LCc) y lenguas de superficie convexa (LCx).

Las LCc componen a la gran mayoría de las lenguas de detritos presentes en este cuadrángulo y se pueden encontrar como geoformas individuales (Figura 75) o agrupadas con otras lenguas, formando sets de lenguas (Figuras 74c y d). Se encuentran limitadas por estructuras morrénicas (cuya descripción se precisará más adelante), tanto laterales como frontales, las cuales permiten reconocer sus máximas dimensiones de emplazamiento. Sin embargo, en ocasiones dichas estructuras pueden encontrarse dispuestas de forma desordenada, al estar asociadas con otras morrenas, y discontinua, ya sea por el truncamiento generado por otras morrenas o por procesos de desgaste.

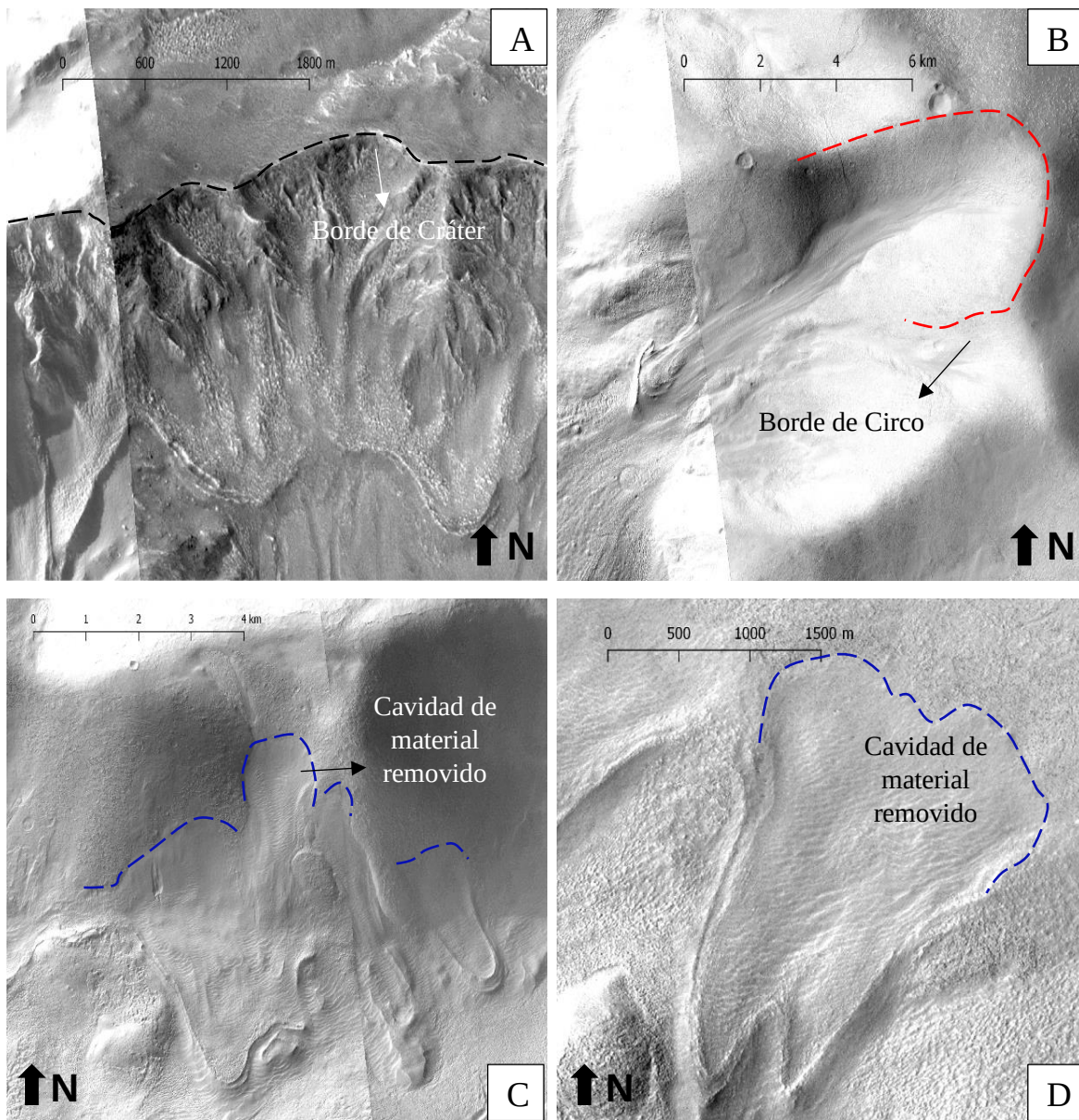


Figura 74. Geoformas erosionales asociadas al desprendimiento de depósitos con forma de lengua observadas en el cuadrángulo Hellas. (a) Guiles de cráteres, (b) Circo glaciar; (c) y (d) Cavidades generadas por desprendimiento de material. Mosaicos de imágenes de la CTX.

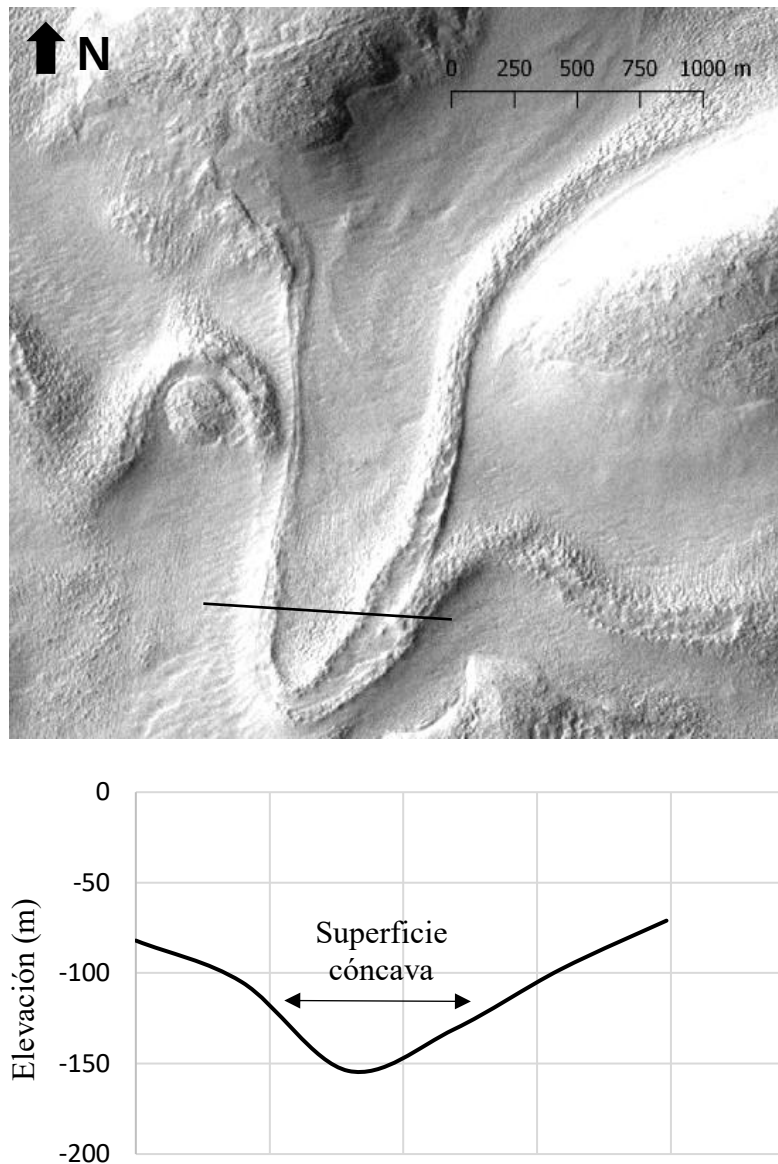


Figura 75. Lengua individual de superficie cóncava observada en el cuadrángulo Hellas. Perfil topográfico realizado a partir del MDE MOLA.

Lo anterior sugiere que durante su formación: (1) existieron diferentes periodos de emplazamiento o (2) ocurrió una sobreimposición de una o más lenguas de detritos (Figura 76). En ocasiones es posible observar que las LCc pueden llegar a cubrir parte de los complejos lobulados que se encuentran rodeando los macizos que las contienen (Figura 73b), lo que implica por lo tanto un periodo de emplazamiento para las lenguas posterior al de los DFL. Las estructuras

morrénicas mencionadas presentan longitudes variables, de entre 780 y 11260 m aproximadamente. Estas se asocian principalmente a las lenguas de detritos, no obstante, en menor proporción, también se pueden encontrar limitando a cuerpos más pequeños generados por el empuje de material (Figura 77). De acuerdo a su forma, estas pueden clasificarse como (1) morrenas latero frontales (Figura 77a y b) y (2) morrenas de empuje.

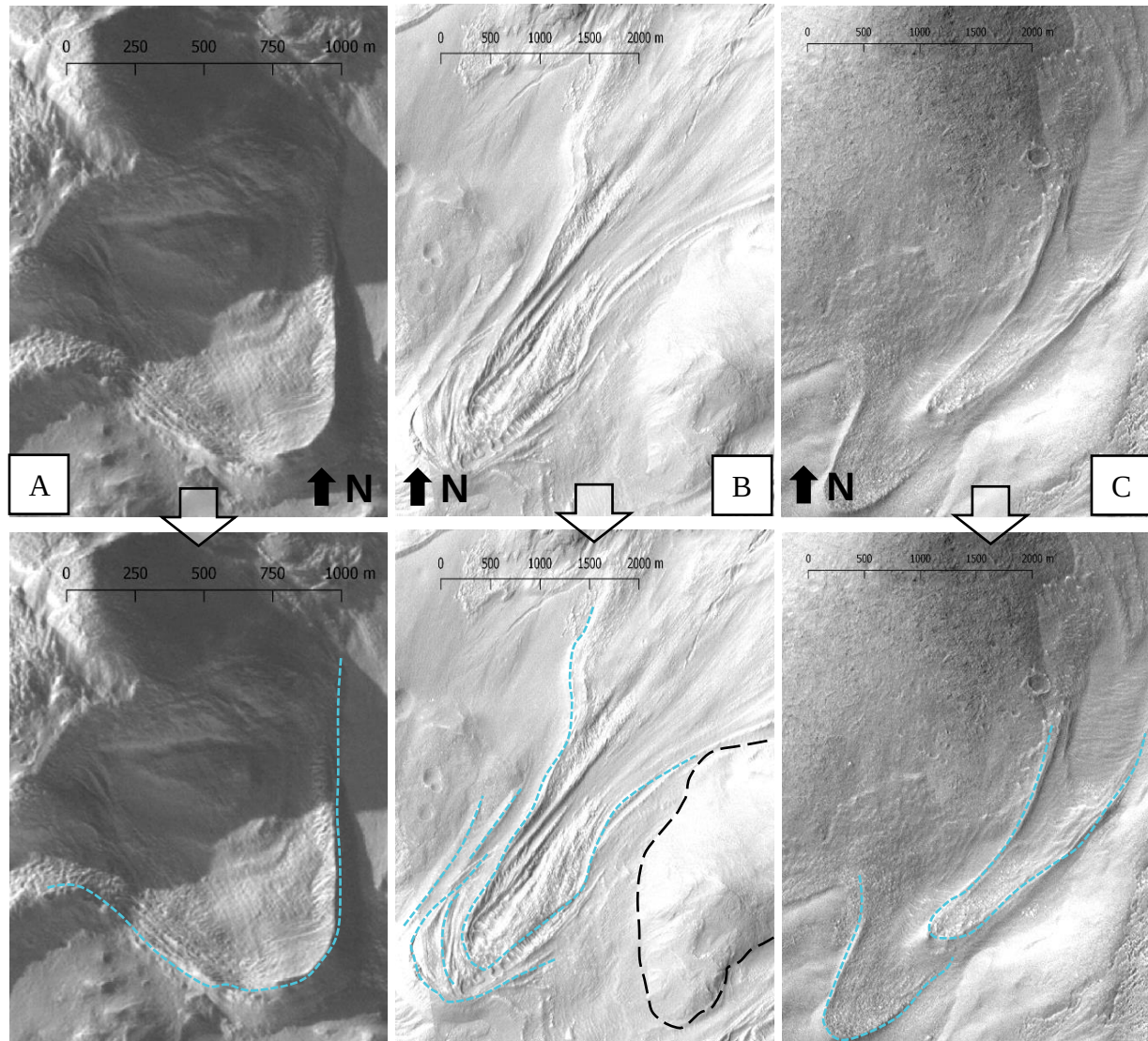


Figura 76. LD asociadas a estructuras morrénicas observadas en el cuadrángulo Hellas. (a) LD individual. Se observa sin dificultad la longitud máxima de emplazamiento marcada por las estructuras morrénicas. (b) LD con diferentes estructuras morrénicas que marcan diferentes periodos de emplazamiento y (c) LD superpuesta en otra LD. Se puede observar la interrupción de las estructuras morrénicas de una sobre la otra. Mosaicos de imágenes de la CTX.

Las primeras son estructuras alargadas que siguen la forma de la lengua a medida que esta avanza o retrocede. Las segundas se generan como consecuencia de la caída de materiales desde las paredes de diferentes estructuras, los cuales pueden excavar el material infrayacente a medida que avanzan cuesta abajo hasta acumularse en forma de morrenas (Figura 77c y d) (Arfstrom y Hartmann, 2005; Benn y Evans, 2010).

Las LCc presentan por lo general un patrón textural, denominado en Benn y Evans (2010) como foliación longitudinal, el cual indica el recorrido de caída y depositación de los materiales detríticos. Dicho patrón es paralelo a la dirección de movimiento del material desde su fuente (cuenca o cavidad) hasta la zona de emplazamiento, la cual suele estar restringida o confinada entre salientes topográficos (Figura 76a) (Benn y Evans, 2010).

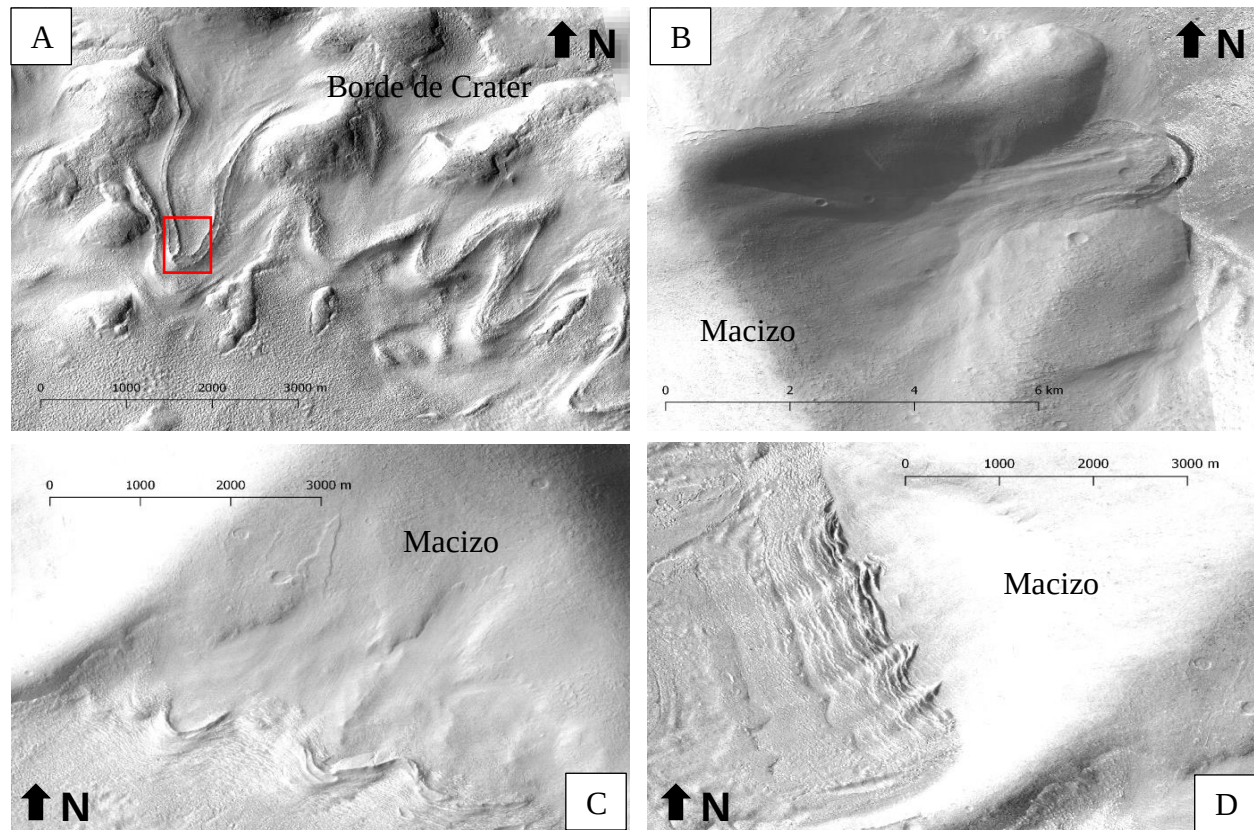


Figura 77. Morfología de las morrenas observadas dentro del cuadrángulo Hellas. (a) y (b) Morrenas latero frontales. (c) y (d) morrenas de empuje formadas por caída y excavación de un material.

En ocasiones es posible observar en la zona interna de las LCc una textura de montículos redondeados y alineados (knobby), la cual se hace más evidente en los límites laterales y/o en su terminación (Figura 78). A su vez, dichas texturas se pueden ver opacadas por la formación de ripples de origen eólico (Hubbard et al., 2011), cuya textura en “escamas” es generada por la degradación del material por procesos de sublimación (Mangold, 2011) (Figura 78).

Por otro lado, la lengua de superficie convexa, cuyo nombre se debe la forma general que tiene su superficie, posee un área considerablemente mayor al de las anteriores, siendo de 292 km². Esta lengua se encuentra suprayacida por depósitos DFL y no es totalmente homogénea, ya que presenta variaciones morfológicas importantes a lo largo de su superficie (Figura 79).

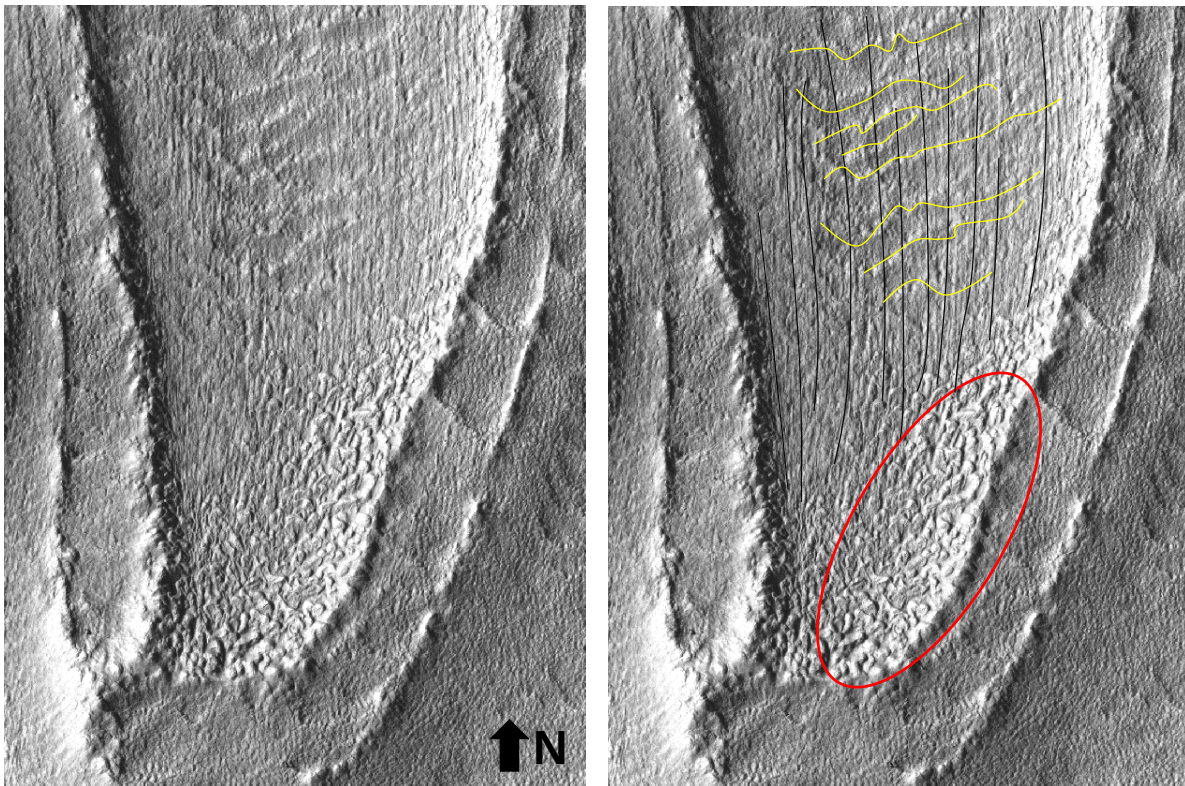


Figura 78. Patrones texturales para una LCc observada en el cuadrángulo Hellas. En negro las lineaciones paralelas a la dirección de emplazamiento. En amarillo los ripples generados por depositación eólica y posterior sublimación. Se resalta en rojo la textura knobby. Esta geoforma corresponde al recuadro en rojo de la figura 77a. Imágenes del HIRISE.

A diferencia de las LCc, esta no se encuentra confinada entre dos laderas o altos topográficos. En su lugar, parece extenderse sobre una superficie plana como lo hacen los DFL. Su forma puede sugerir posiblemente 2 cosas: (1) durante su emplazamiento tuvo que haber estado confinada entre elevaciones topográficas o (2) su formación se debió a un evento de avalancha, caracterizado por su apariencia confinada y la poca presencia de crestas de compresión sobre la superficie del flujo (van Gasselt et al., 2007). Esta segunda opción parece la más viable, ya que en la actualidad no se logran observar indicios topográficos que confirmen el primer escenario (van Gasselt et al., 2007).

A su vez, debido a que no toda la superficie es convexa, si no que presenta partes cóncavas, afirmar que el comportamiento reológico del material que presenta este cuerpo en específico es completamente plástico puede ser erróneo. Sin embargo, hay que destacar que la fusión o posible coalescencia entre los DFL que la suprayacen y la misma lengua de detritos (Figura 79), puede indicar similares características composicionales (van Gasselt et al., 2007).

En cuanto a las características texturales específicas para la LCx se pueden catalogar en 3 tipos: (1) estrías paralelas, (2) estrías semi-caóticas, (3) textura en cavidades y (4) patrón poligonal. La primera se evidencia en la zona oriental de la geoforma y está asociada posiblemente al sentido de emplazamiento del material. La segunda, hacia la parte occidental, es similar a la primera, con la diferencia de que las lineaciones no son tan ordenadas. Ambas texturas se ven inmersas en una superficie rugosa (más evidente hacia la parte occidental) y presentan valles o cavidades que se alinean en el mismo sentido de las estrías. Dichas cavidades (textura 3) se hacen más cortas hacia la zona distal, presentando formas circulares, elípticas y sigmoidales, acompañadas por diferentes grupos de ridges con forma de arco. Finalmente el patrón poligonal se presenta en una sección del costado occidental de la lengua, característico en zonas periglaciales (Seppälä, 1997) (Figura 79). En van Gasselt et al. (2007) se hace una detallada caracterización de las texturas presentes en la

geoforma.

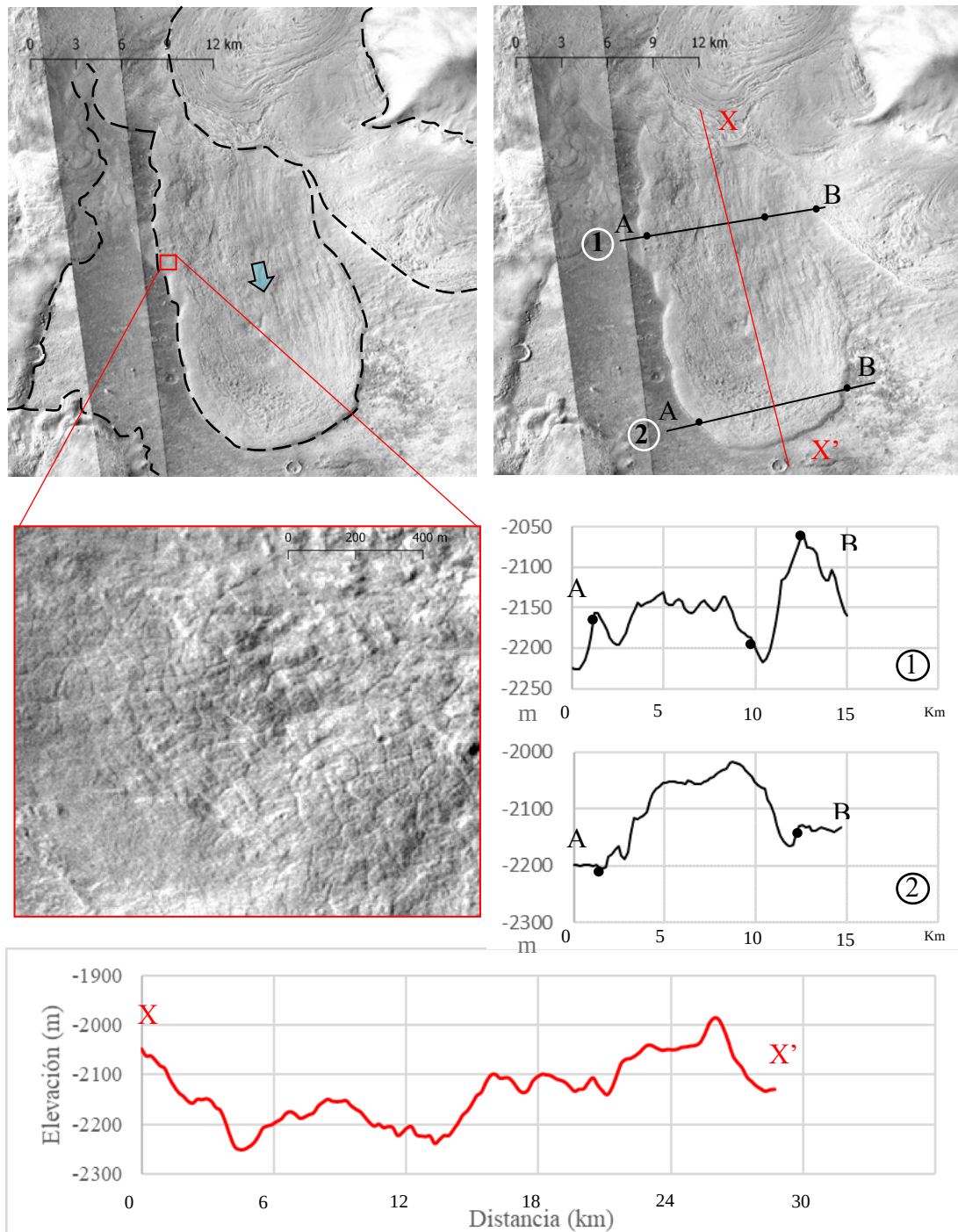


Figura 79. Características topográficas de la superficie de la LCx observada dentro del cuadrángulo Hellas. Diferentes perfiles topográficos transversales y paralelo a la dirección del flujo. Se observa una topografía variable con terminaciones convexas. En zoom se observa la textura poligonal y a lo largo de la lengua se observan las lineaciones paralelas. Mosaicos de imágenes de la CTX. Perfiles topográficos realizados a partir del MDE MOLA.

Debido a las diferentes texturas de sublimación que presenta las lenguas de detritos, consideramos que su formación fue posterior al emplazamiento de un cuerpo glaciar.

7.3.5 Regiones montañosas esculpidas. Se les denomino así a las regiones esculpidas por la acumulación, movimiento y emplazamiento de masas asociadas a procesos glaciales/periglaciales. En la tierra esta geoformas corresponden a circos, horns y valles glaciares (Figura 80).

Los circos en el cuadrángulo son geoformas de superficie cóncava que pueden cubrir áreas desde 2.3 a 234.3 km² con un promedio de 38 km², aproximadamente. Las paredes internas de estas estructuras presentan pendientes suaves y fuertes con una inclinación promedio del 26%. La zona interna de los circos suele estar parcialmente cubierta por material y depósitos elongados correspondientes a lenguas de detritos (Figura 80b), las cuales tras su movimiento generan valles glaciares de forma cóncava (Figura 80d).

Siguiendo la definición de Evans y Cox (1974) (como se citó en Benn y Evans, 2010) un circo es una depresión con una abertura por donde el material almacenado es expulsado cuesta abajo, limitada cuesta arriba por una saliente de pendiente pronunciada (cabecera). El piso de dicha depresión ha sido afectado por la erosión glaciar mientras que parte de la cabecera se ha desarrollado de forma subaérea (Figura 80). Debido a sus relaciones espaciales los circos en Hellas pueden ser divididos en dos: (1) circos simples, aquellos que son independientes (Figura 80a, b y c), y (2) circos compuestos, los cuales comparten la misma estructura (laderas laterales y/o cabecera). Es en estas formaciones donde suele presentarse el pico más alto del macizo, denominado Horn glaciar. A su vez, es posible encontrar formaciones montañosas alargadas correspondientes a aristas glaciares ubicadas entre flujos glaciares (Figura 80e), las cuales representan porciones afiladas y subaéreas remanentes de antiguos macizos, las cuales actuaron como límites para dichos flujos.

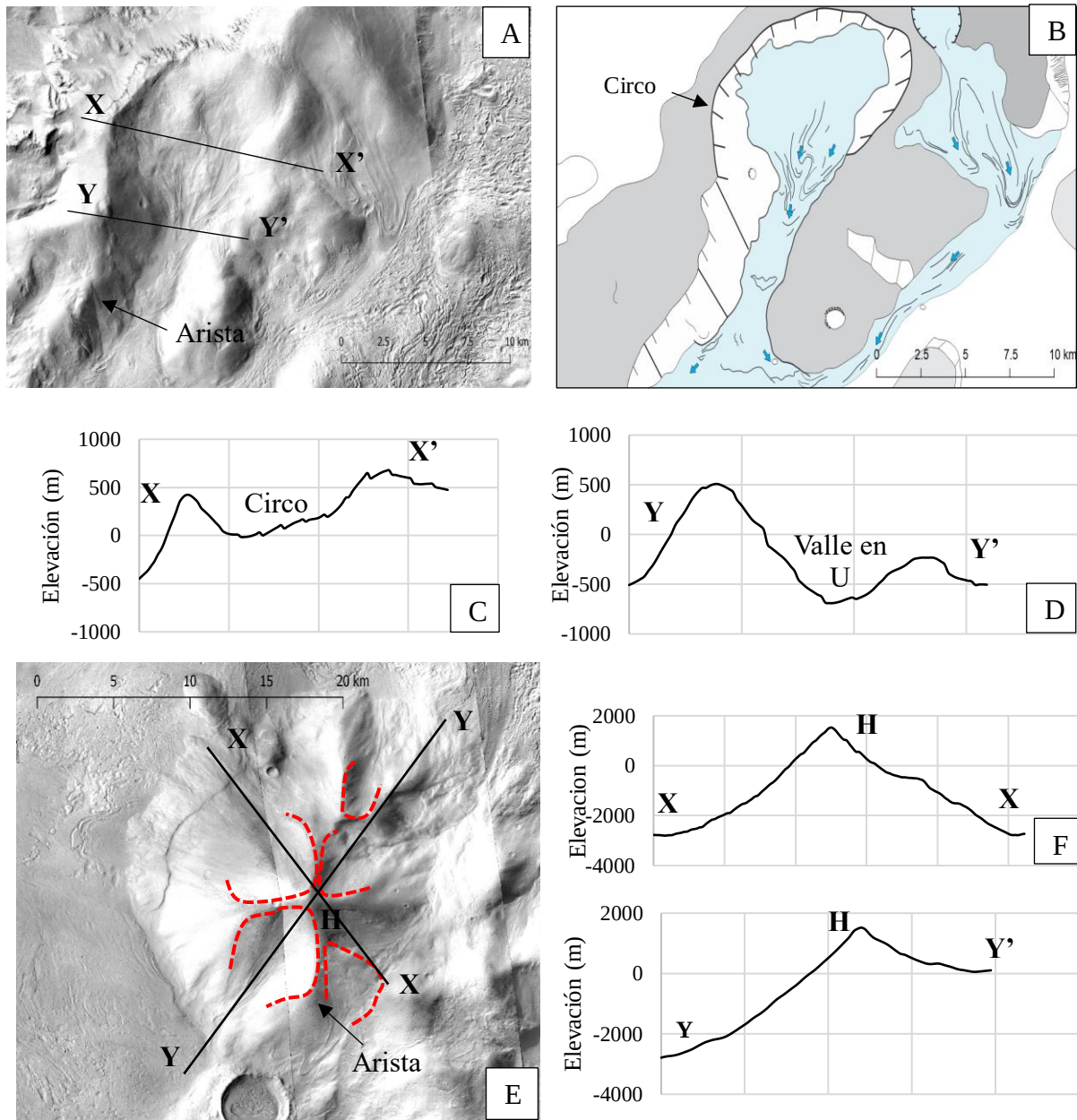


Figura 80. Morfología de regiones montañosas esculpidas observadas en el cuadrángulo Hellas. (a–d) Circo individual y valle glaciar. Se observan formaciones de lenguas de detritos a lo largo de la estructura. (e–g) Circos compuestos, horn glaciar (H) y arista glaciar entre flujos. Mosaicos de imágenes de la CTX.

Debido a que la formación de estas geoformas erosionales es el resultado de la acumulación y movimiento de cuerpos glaciares (en este caso lenguas glaciares), consideramos ambos deberían de presentar aproximadamente la misma edad de formación.

7.4 Dataciones Cuadrángulo Hellas

Se dataron las geoformas más representativas dentro del cuadrángulo (Figuras 81-86) con el fin de establecer la temporalidad de los procesos responsables por su configuración actual. Las interpretaciones de las dataciones se muestran en la sección de discusión.

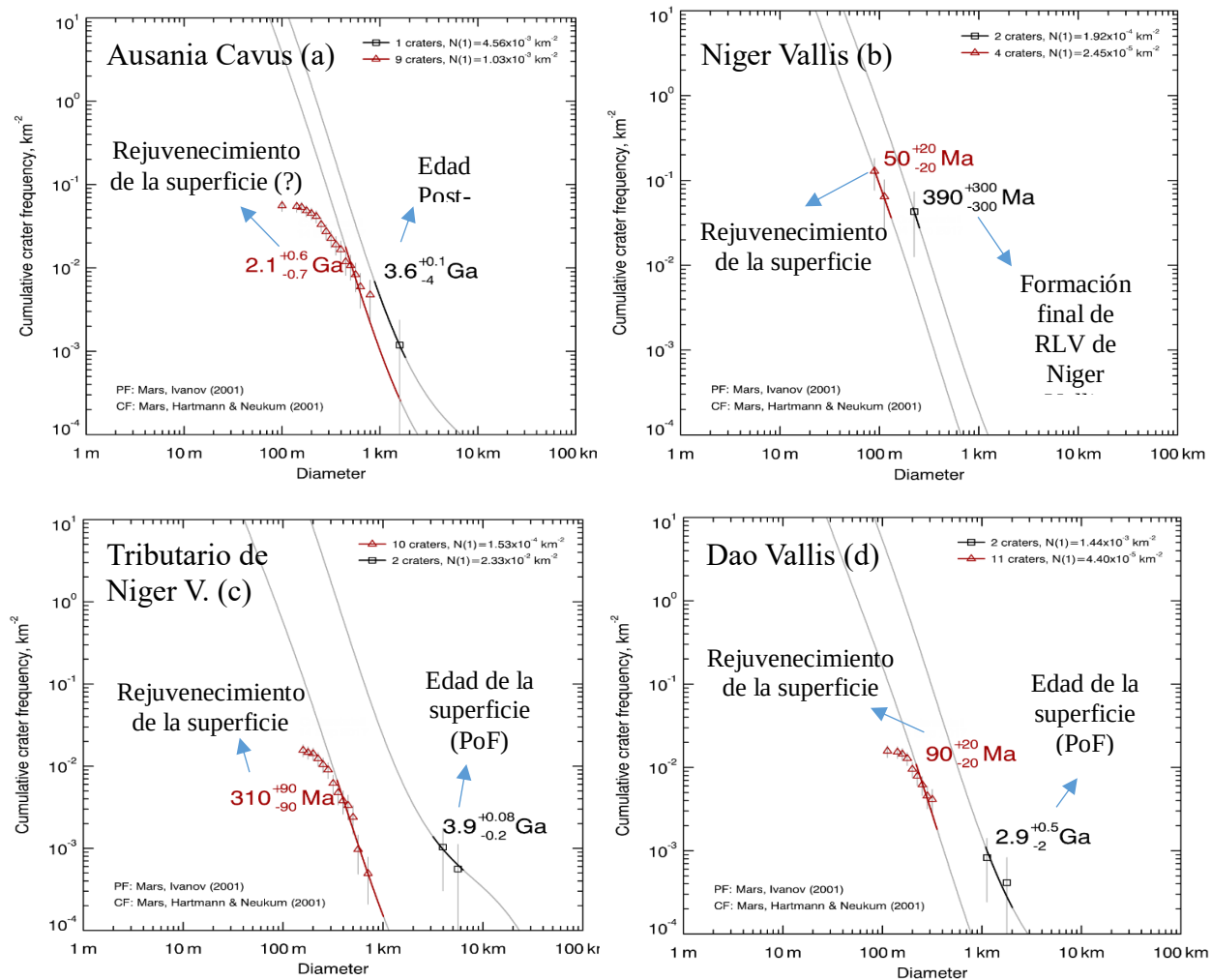


Figura 81. CSFD del piso y rellenos de valle lineados de Niger y Dao Vallis. (a) La edad de ~ 3.6 Ga equivale al cese de la corriente fluvial en la depresión. La edad de ~ 2.1 Ga corresponde posiblemente a eventos de rejuvenecimiento de la superficie. (b) Edad post-emplazamiento de RLV en Niger Vallis ~ 390 Ma aproximadamente. (c) El canal tributario que alimenta a Niger y Dao Vallis presenta una edad post-erosional de ~ 3.9 Ga. (d) Para Dao Vallis, la edad de ~ 2.9 Ga corresponde a la edad post-erosional. Se dieron diferentes etapas de degradación de la superficie, representadas por las edades de ~ 310 , ~ 90 y ~ 50 Ma.

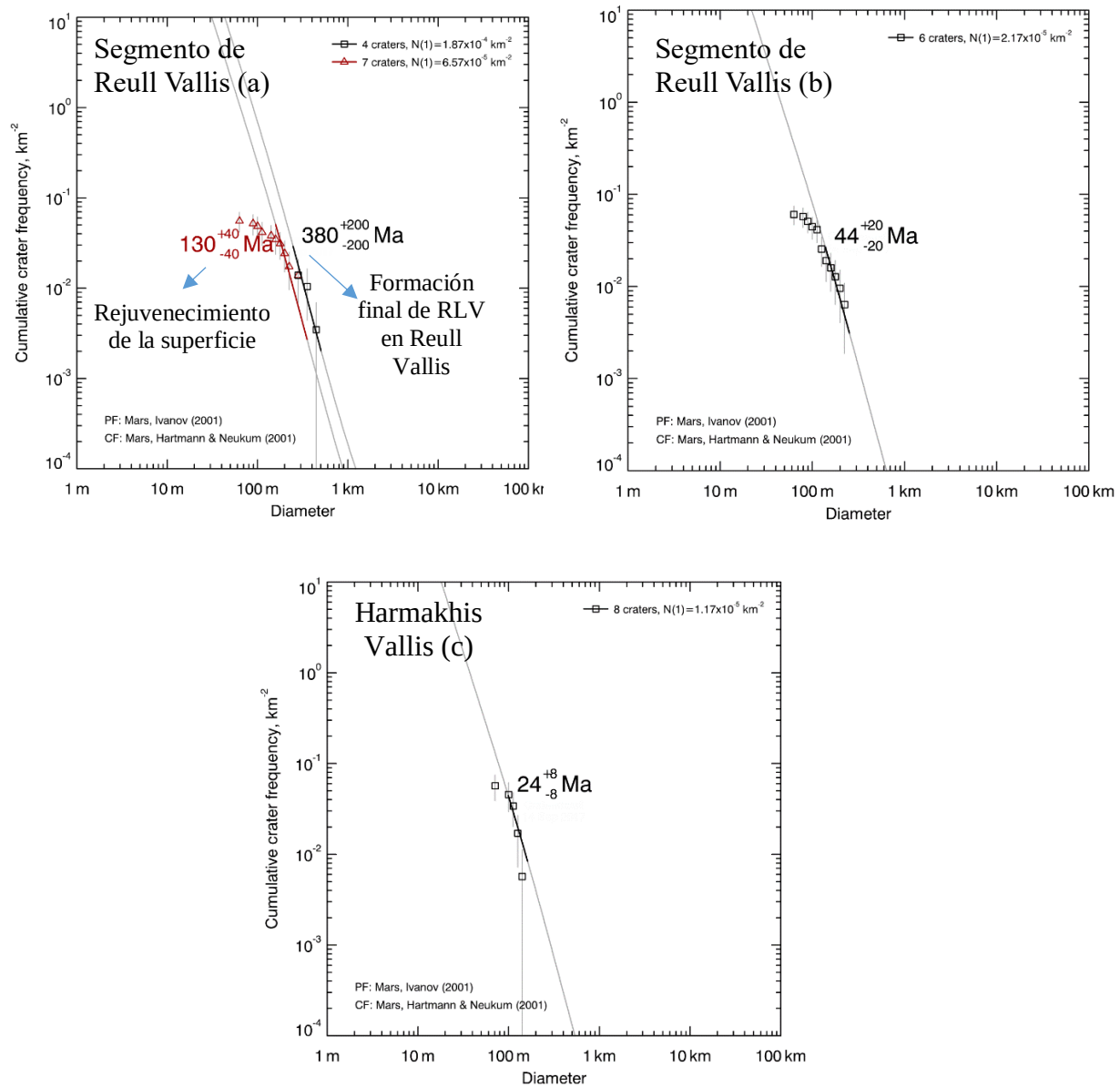


Figura 82. CSFD correspondientes a los RLV sobre los pisos de dos segmentos de Reull Vallis y Harmakhis Vallis. Se obtuvo una edad post-emplazamiento para los RLV de Reull Vallis de ~380 Ma. Se obtuvieron variables edades de rejuvenecimiento por procesos de sublimación desde ~130 a 24 Ma. Barras de error: 1σ .

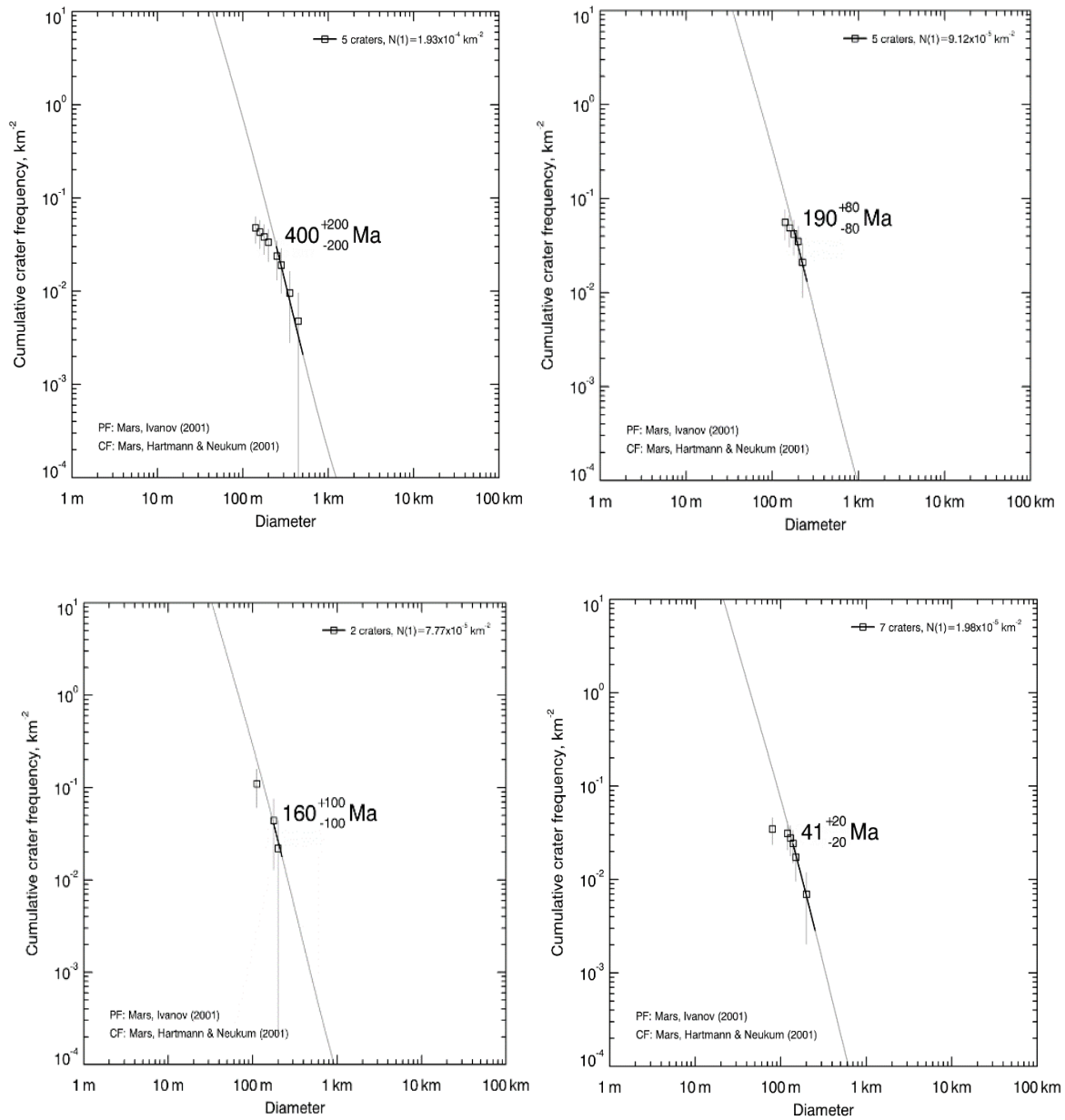


Figura 83. CSFD correspondientes a 4 rellenos concéntricos de cráteres (RCC). Se obtuvieron variables edades de post-emplazamiento ~ 400 , ~ 190 , ~ 160 Ma y una edad final de degradación de la superficie de ~ 41 Ma. Barras de error: 1σ .

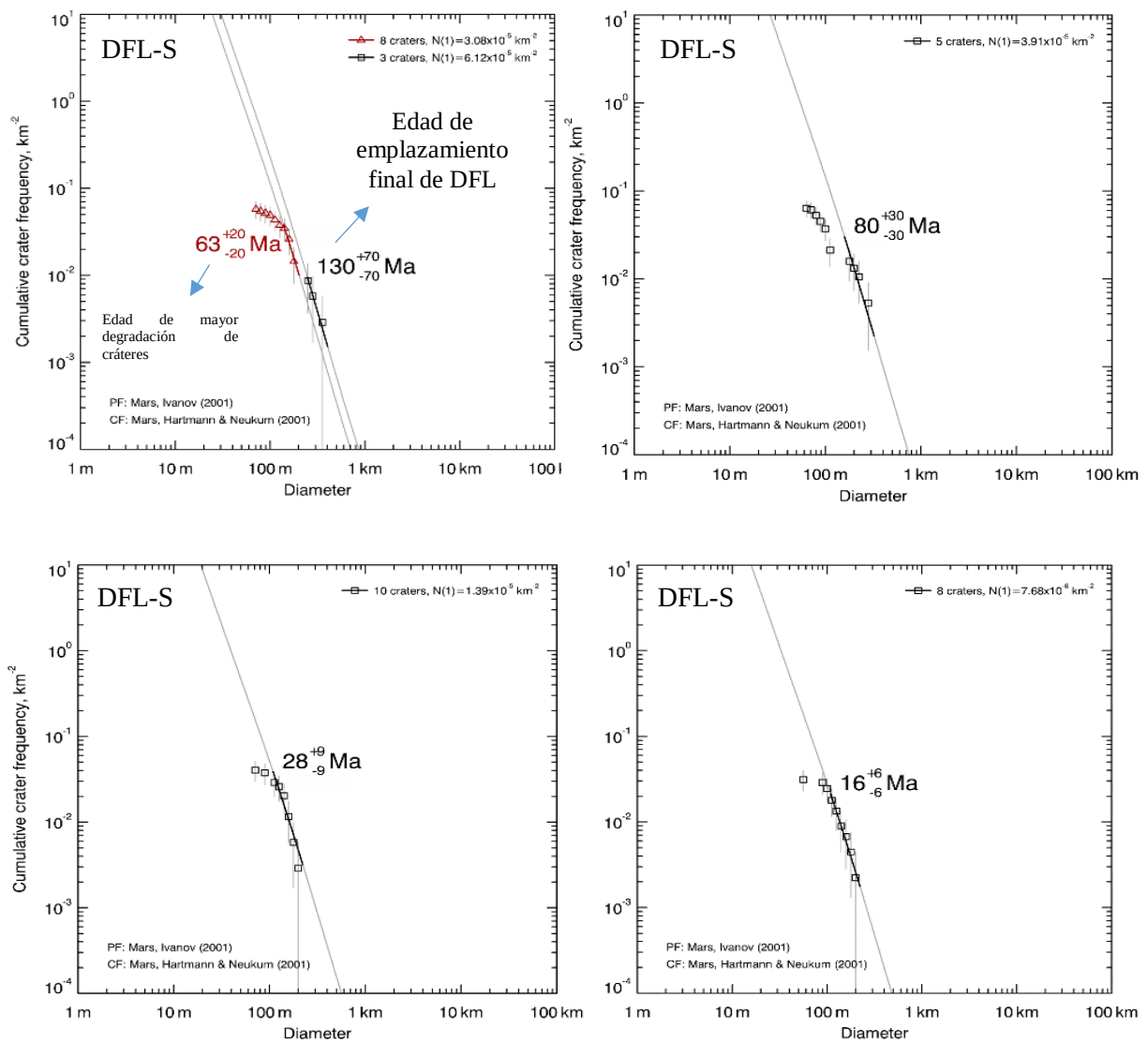


Figura 84. CSFD para 4 diferentes complejos de DFL de textura relativamente suave. Se contaron los cráteres cuya forma se viera lo más definida posible, aunque en su mayoría se encontraban parcialmente degradados. Variables edades de emplazamiento final de ~ 130 y ~ 80 Ma. Las edades de ~ 28 y ~ 16 Ma corresponden a etapas finales de degradación de la superficie por sublimación. Barras de error: 1σ .

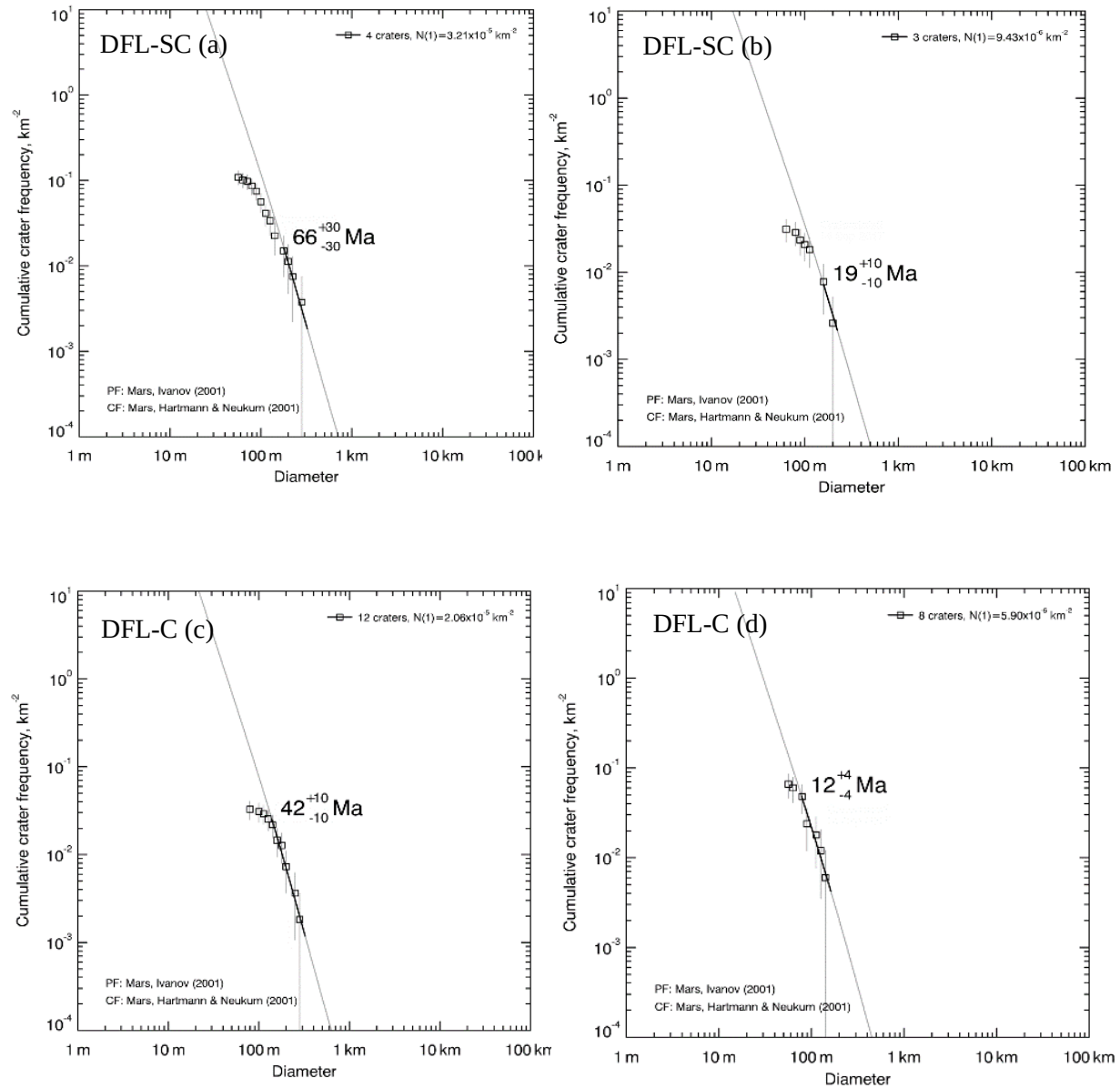


Figura 85. CSFD para 2 complejos de DFL de textura semi-caótica y 2 complejos DFL de textura caótica. Los cráteres que se tuvieron en cuenta se encuentran parcialmente degradados principalmente por procesos de sublimación, erosión y depositación eólica. Las edades de ~ 66 y ~ 42 Ma corresponden a edades post-emplazamiento de los DFL-SC y DFL-C. Las edades de ~ 19 y ~ 12 Ma representan las últimas etapas de degradación de la superficie por sublimación. Barras de error: 1σ .

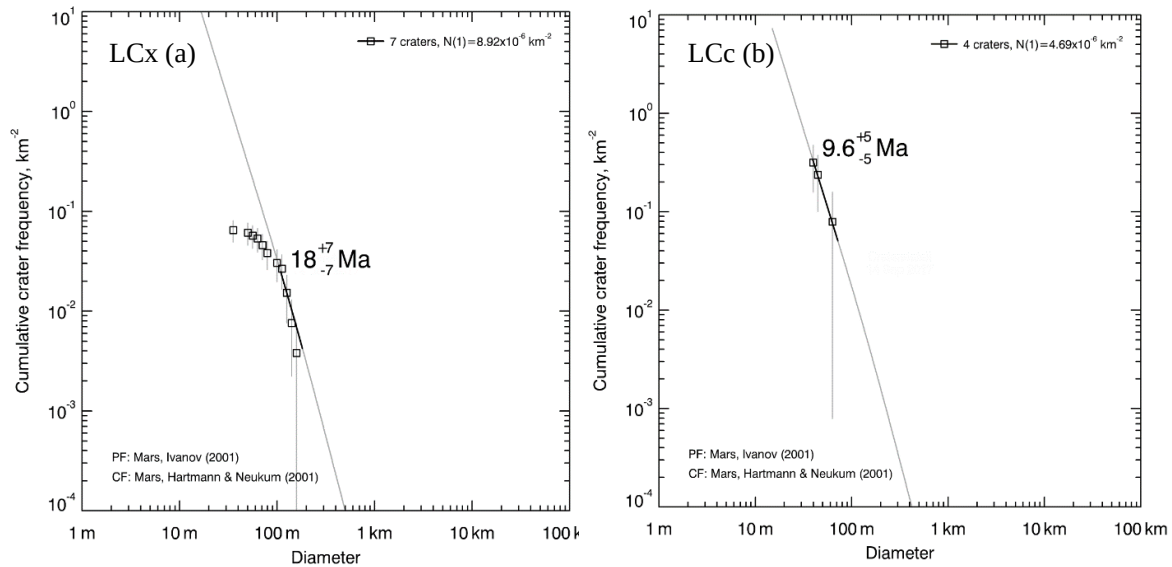


Figura 86. CSFD correspondientes a geoformas de lenguas de detritos de superficie convexa y superficie cóncava. Los cráteres que se tuvieron en cuenta para el conteo fueron por lo general menores de 100 m y sus estados eran parcialmente degradados, en especial para la geoforma de LCx. (a) Edad post-formación de LCx ~ 18 Ma. (b) LCc presenta una edad más reciente de 9.6 Ma y representa la edad post-subsidencia de la estructura. Barras de error: 1σ.

8. Discusión

8.1 Cuadrángulo Oxia Palus

A continuación se señalan los posibles modos y ambientes de formación de las geoformas descritas en el cuadrángulo Oxia Palus. Igualmente se define la posible temporalidad de los procesos responsables por su formación.

8.1.1 Modos de formación y análogos terrestres. Partiendo de las descripciones realizadas, de análogos terrestres, tanto citados en la literatura como sugeridos por nosotros, y de consideraciones teóricas propuestas por diferentes autores, realizamos un análisis sobre los posibles modos de formación de las geoformas descritas en el cuadrángulo Oxia Palus.

8.1.1.1 Terreno Estriado. A pesar de que las características de los ridges que constituyen este terreno se describieron en términos asociados con un origen fluvial, la génesis de estas geoformas no es compartida por todos los autores, y un origen tanto fluvial (Baker y Milton, 1974) como glacial (Lucchitta et al., 1981) parece posible.

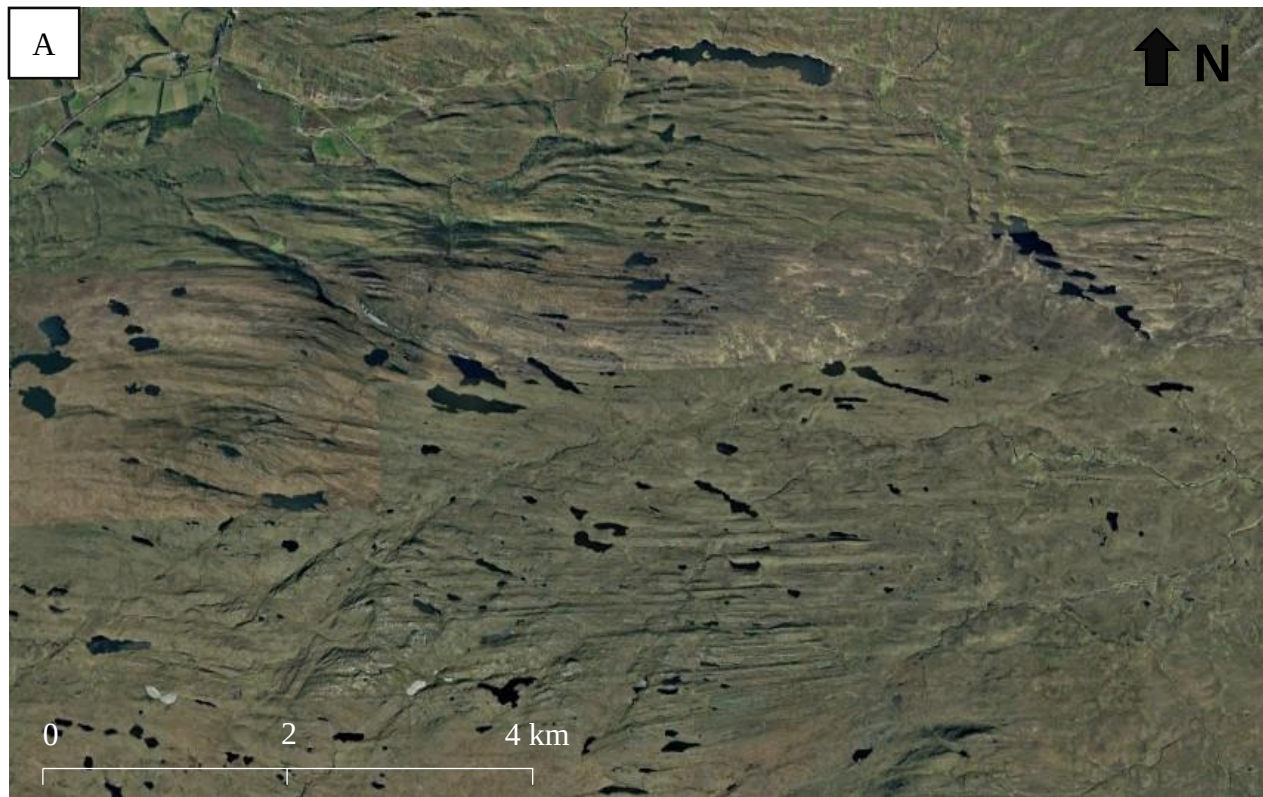
Dentro de las geoformas terrestres similares en apariencia y escala a los ridges del terreno estriado se encuentran Mega-Grooves, Mega-Flutes, Mega-Furrows, Mega-Scale Glacial Lineations (MSGs), sin embargo no todos ellos se desarrollan bajo las mismas condiciones.

La principal diferencia entre estas reside en que mega-flutes y mega-scale glacial lineations son geoformas depositacionales, por lo tanto los ridges que los caracterizan consisten de sedimentos no litificados (Krabbendam y Bradwell, 2011) cuya formación, según Boulton (1987) (como se citó en Benn y Adams, 2010), parece estar vinculada a la erosión y redistribución de sedimentos de diferente competencia producida por masas glaciales en movimiento. Debido a esto, suelen encontrarse en sitios cubiertos en el pasado por casquetes de hielo, como Canadá (Clark, 1993).

Por el contrario los mega-furrows y mega-grooves son geoformas erosionales consideradas como depresiones lineales de gran escala erodadas sobre el lecho de roca. El modo de formación de mega-furrows se ha asociado a la erosión generada por celdas de circulación helicoidal generadas por flujos de agua profunda en el piso oceánico (Bean, 2002), mientras que los mega-grooves se forman como resultado del movimiento rápido de masas glaciares unidireccionales en la interfaz hielo-roca mediante procesos de abrasión (Roberts et al., 2010) o plucking lateral (Krabbendam y Bradwell, 2011). Teniendo en cuenta que el origen del terreno estriado parece ser erosional se puede considerar que estas últimas dos geoformas representan mejores análogos terrestres. Algunos ejemplos de mega-grooves pueden encontrarse sobre el oeste de Groenlandia (Roberts et al., 2010), el oeste de Escocia (Benn y Evans, 2010) o el sur-este de Alaska (Figura

87).

Otro análogo terrestre, cuya formación es relativamente similar a la de los mega-furrows, se encuentra situado en el channeled scabland (Baker y Milton, 1974). Allí, dentro del grupo de geoformas erosionales asociadas con las inundaciones catastróficas del lago Missoula se observan los denominados Grooves Longitudinales, los cuales consisten de depresiones alargadas erodadas en basalto alineadas con la dirección de los flujos de inundación (Baker, 1978). El paralelismo de las depresiones a lo largo de distancias extensas podría llevar a creer que para su formación se requirió de un flujo laminar de agua, sin embargo, se prevé que en realidad estos fueron flujos altamente turbulentos (Baker, 1979).



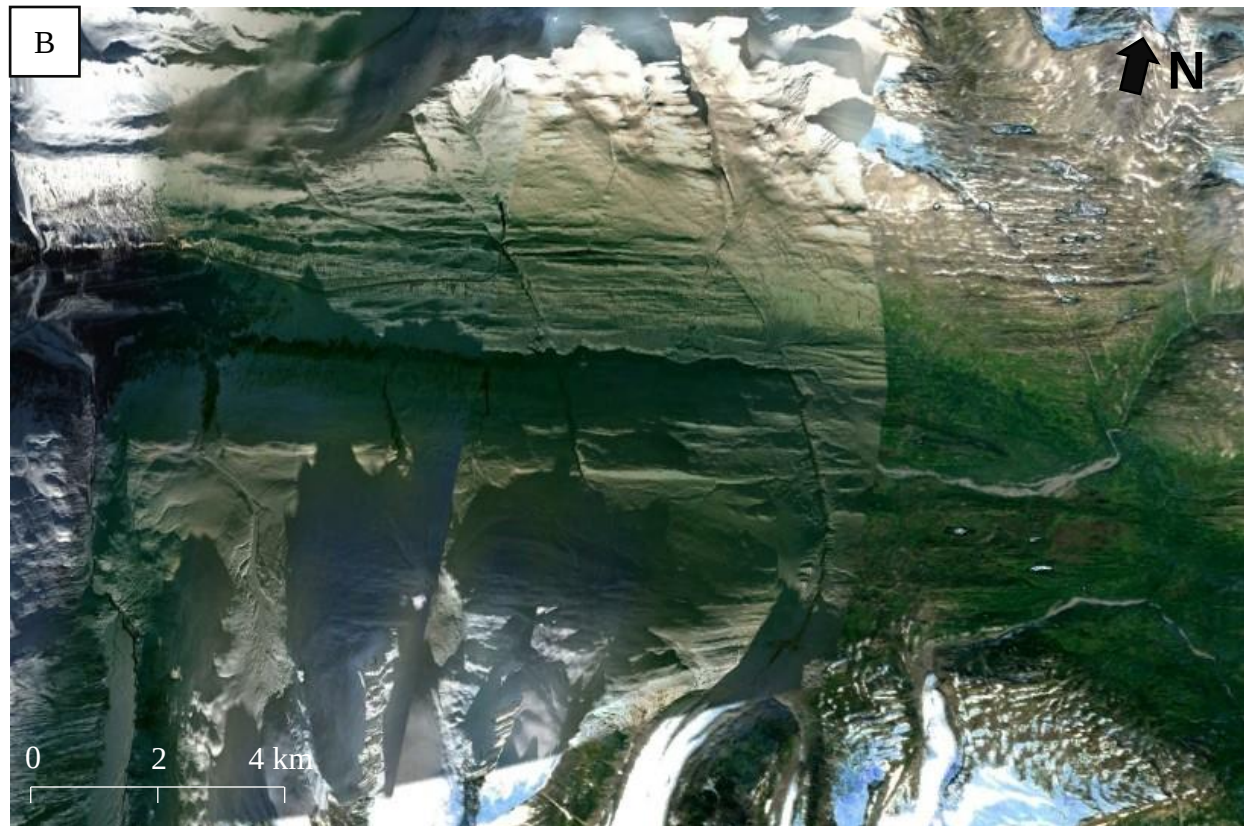


Figura 87. Posibles análogos geomorfológicos terrestres del terreno estriado definido en el cuadrángulo Oxia Palus. (a) Depresiones subparalelas ubicadas en Loch Broom, Escocia, interpretadas como mega-grooves (Benn y Evans, 2010). (b) Posibles mega-grooves desarrollados sobre la base y las paredes de un posible valle glaciar, situados en el sector sur este de Alaska. Imágenes satelitales tomadas de Google Earth.

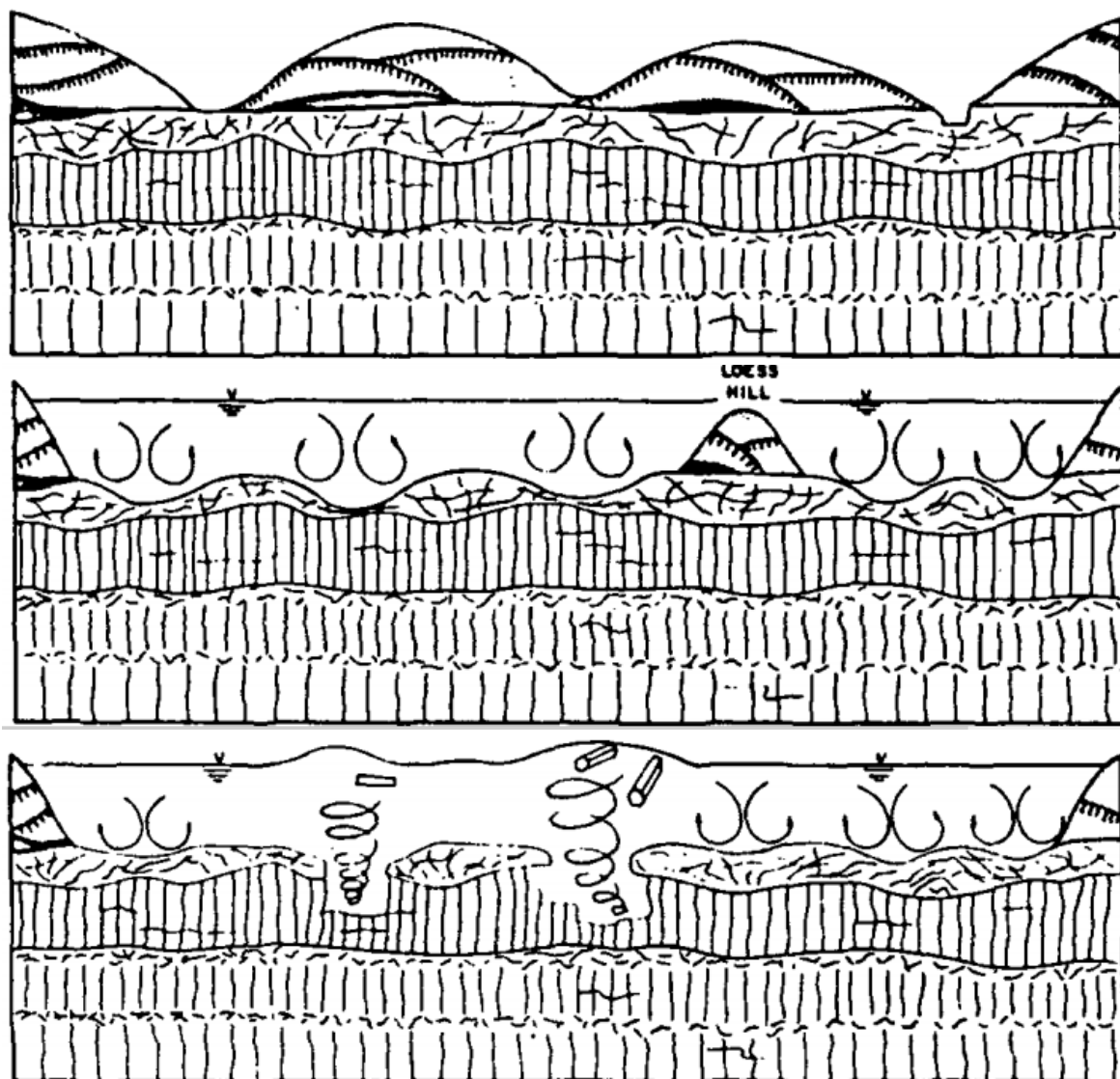


Figura 88. Parte de la secuencia hipotética de erosión generada por eventos de inundación en el channeled scabland. Durante la primera etapa se muestra la configuración del terreno antes de la ocurrencia del primer evento de inundación. Las geoformas de relieve tipo colina representan depósitos de loess. Durante la segunda etapa se muestra como el flujo de alta velocidad erosionó la mayor parte de los depósitos de loess, dejando algunos remanentes de los depósitos (macizos residuales) y exponiendo el basalto infrayacente. Al encontrarse con esta litología, vórtices giratorios paralelos a la dirección del flujo se desarrollaron sobre su base, formando las depresiones que caracterizan a los grooves longitudinales. En la tercera etapa la formación de los grooves expuso basalto con diaclasamiento columnar, lo cual permitió que se desarrollaran nuevas estructuras macroturbulentas, esta vez con ejes verticales, denominadas Kolks. Estas erodaron en mayor grado el terreno, formando potholes. Tomado de Baker (1978). La posterior unión de los potholes terminaría formando la topografía butte and basin, como la que se cree se observa sobre la terraza de la Figura 9A.



Figura 89. Análogos terrestres del terreno estriado definido en el cuadrángulo Oxia Palus. (a) Grooves longitudinales observados sobre el Grand Coulee tract del Channeled Scabland, al este de Washington, Estados Unidos. (b) Posibles grooves longitudinales sobre la margen occidental del río Jökulsá á Fjöllum, Islandia. Imágenes satelitales tomadas de Google Earth.

El desarrollo de los grooves longitudinales se ha asociado con la formación de estructuras macroturbulentas en la base de flujos de inundación (Baker, 1979), específicamente con fuertes vórtices giratorios cuyos ejes se desarrollaron en paralelo con las líneas de flujo de las diferentes inundaciones (Baker y Milton, 1974; Baker, 1978) (Figura 88).

Además de los hallados en el *channeled scabland* (Figura 89a), depresiones (interpretadas acá como grooves longitudinales) asociadas a eventos de inundación también se pueden observar junto a las márgenes del río Jökulsá á Fjöllum (Figura 89b), el segundo más grande de Islandia, el cual tiene la particularidad de drenar a partir de la capa de hielo Vatnajökull. A lo largo de este río han ocurrido grandes inundaciones catastróficas, denominadas como Jökulhlaups, producidas tras la liberación súbita de grandes cantidades de agua de derretimiento producto del desequilibrio térmico de la capa de hielo (Wells, 2016).

Teniendo en cuenta las similitudes morfológicas entre los ridges observados en el cuadrángulo y los encontrados en la Tierra sobre zonas previamente dominadas por procesos asociados al ambiente glacial o fluvial, desde un punto de vista geomorfológico el terreno estriado podría ser interpretado igualmente como el resultado de procesos erosivos en la interfaz lecho de roca-glaciar, asumiendo un origen glacial, o como producto del desarrollo de estructuras macroturbulentas sobre la base de flujos de inundación de gran magnitud, considerando uno fluvial. Teóricamente, como se discute posteriormente, ambas alternativas también resultan posibles.

A pesar de esto, específicamente ningún análogo terrestre parece asemejarse en su totalidad con la configuración del terreno estriado observada en los outflow channels. Asociados a estos, los ridges y depresiones que caracterizan al terreno se desarrollan en la gran mayoría de ocasiones únicamente sobre sus paredes, no sobre su piso. En la Tierra, por el contrario, los análogos parecen extenderse sobre la totalidad de la superficie en la cual se formaron.

Un aspecto a favor de un origen fluvial consiste en que las dimensiones de ridges análogos formados por flujos de agua parecen estar relacionadas con la profundidad y el tiempo de duración de estos. Dicha relación, demostrada por experimentos (Allen, 1971 como se citó en Baker y Milton, 1974) y observaciones de campo (Allen, 1970; Bean, 2003 como se citó en Pacifici, 2009), se puede apreciar en los outflow channels, especialmente en Tiu Vallis, cuando se comparan las características del terreno estriado desarrollado a diferentes alturas topográficas.

Cabe resaltar que localmente la relación señalada no es siempre aplicable, por lo tanto, de haberse desarrollado por flujos de agua, sería de esperar que las dimensiones de los ridges que caracterizan al terreno estriado estuvieran determinadas inicialmente por la velocidad, profundidad y duración de estos, sin embargo finalmente dependerían de las características litológicas y estructurales de la roca subyacente al flujo de agua, las cuales le habrían conferido una mayor o menor resistencia ante los procesos erosivos que se cree generaron los ridges.

8.1.1.2 Macizos Residuales. Geoformas terrestres con forma de romboide o de gota pueden ser encontradas por lo menos en tres ambientes, fluvial, glacial o eólico, sin embargo las formadas en este último (Yardangs) no parecen ser la alternativa más viable para explicar la formación de los macizos, considerando el contexto en el que estos se observan: se encuentran presentes en medio de valles y se asocian con geoformas cuyo origen se ha relacionado principalmente con el ambiente fluvial (Milton, 1973; Baker y Milton, 1974) y glacial (Lucchitta et al., 1981; Lucchitta, 1982).

Asociadas al ambiente fluvial, análogos terrestres morfológica y dimensionalmente similares pueden observarse en regiones donde se registraron inundaciones catastróficas, como es el caso channeled scabland (Baker y Milton, 1974). Sobre el cheney-palouse tract se pueden apreciar múltiples “islas” de loess remanentes que no fueron erosionadas por las inundaciones del lago

Missoula (Baker, 2009).

Según Baker (1978, 1979) la razón por la cual estas islas compuestas por material sedimentario se preservaron mientras que las rocas cristalinas circundantes fueron erodadas consiste en que dichas geoformas se encuentran en equilibrio, es decir, su forma (streamlined, en inglés), y específicamente su relación entre longitud y ancho (3:1) son indicadores de que estas adoptaron un comportamiento hidrodinámico ante los eventos de inundación, por lo tanto la resistencia (arrastre de presión y de fricción) que ejercieron ante los diferentes flujos fue mínima, evitando así el desarrollo de turbulencias, y por ende, su erosión (Baker, 1978). En otras palabras, la deformación “suave” de las líneas de flujo a su alrededor conllevó a que los remanentes adoptaran una forma de gota y no fueran erosionados.

Al realizar un análisis dimensional del conjunto de macizos residuales observados en el área de estudio se puede ver que una gran cantidad de estos poseen un radio de longitud: ancho muy similar al encontrado en sus análogos terrestres del channeled scabland (Figura 90).

Asumiendo un origen fluvial, lo anterior parece evidenciar que la preservación de los macizos residuales fue resultado de la forma que ellos adquirieron, la cual fue a su vez producto de una minimización en la resistencia ejercida ante los flujos de inundación.

Se podría hipotetizar que el inicio de su formación fue resultado de heterogeneidades litológicas y/o estructurales propias del terreno, con zonas de mayor competencia actuando como punto inicial para la deformación de las líneas de flujo. En el cuadrángulo una considerable cantidad de macizos residuales poseen cráteres de impactos aguas arriba, sobre su zona inicial, por lo tanto también es posible que las estructuras y los depósitos generados por impactos de meteoritos hayan obstruido las líneas de flujo, generando su separación y permitiendo la preservación del terreno ubicado inmediatamente aguas abajo (Pacifi et al., 2009).

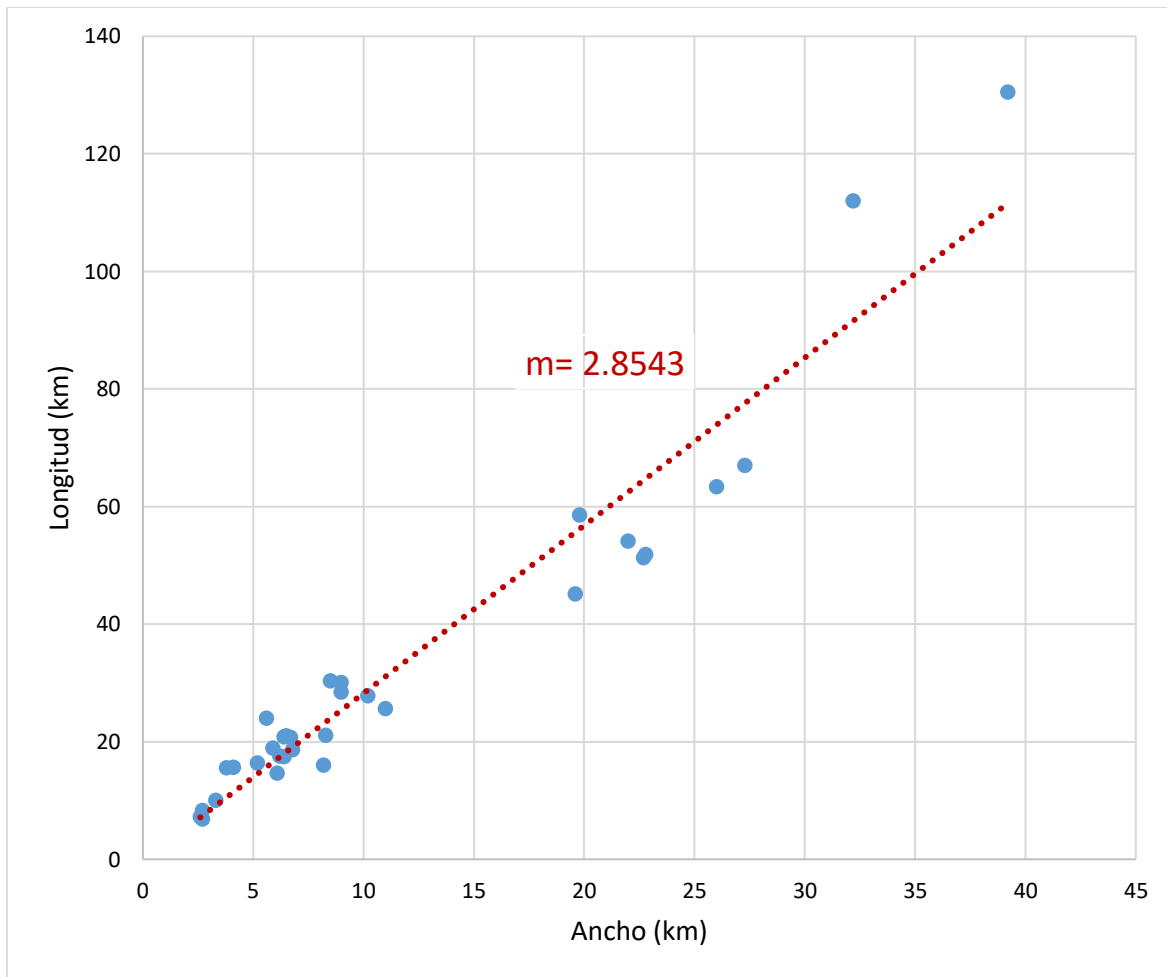


Figura 90. Gráfico de relación entre ancho y longitud de 32 macizos residuales observados en el cuadrángulo Oxia Palus. Al igual que en la Tierra, en el channeled scabland (Baker, 1978) y en la Antártida (Lucchitta et al., 1981), o en Marte, en Kasei Vallis (Baker y Kochel, 1978), algunos de los macizos definidos en el cuadrángulo poseen una relación de longitud/ancho cercana a 3. La pendiente del gráfico se muestra en rojo. En algunas geoformas residuales esta relación es más baja, de menos de 2, y más alta, de hasta 8. Estos no se tomaron en cuenta para el gráfico.

El adoptar una forma alargada conllevó a que el arrastre de presión fuera reducido, no obstante el alargamiento no fue tan alto como para que el arrastre de fricción aumentara considerablemente (Baker, 1978). La forma de cuchara invertida que suelen tener algunos de los macizos residuales también podría ser explicada por una minimización en la resistencia, ya que el progresivo declive en su altura y ancho reduciría el arrastre de presión (Chow, 1981 como se citó en Carling, 2013) ejercido por flujos que habrían cubierto a los macizos.

La forma de gota, no obstante, no siempre es alcanzada, ya que se requiere que durante su desarrollo los remanentes (a partir de los cuales se formaron los macizos) hayan generado una deformación de las líneas de flujo que no hubiera producido turbulencias sobre su parte terminal (Erkeling y Carling, 2014).

La generación o no de estructuras turbulentas en dicha zona posiblemente habría dependido de las características hidráulicas de los flujos. Bajo condiciones “favorables” los remanentes habrían generado una deformación suave de las líneas de flujo, permitiendo el desarrollo de los macizos residuales, mientras que bajo condiciones “adversas” esto no habría ocurrido, evitando el desarrollo de geoformas con una clara forma de gota (Figura 91). Remanentes de este tipo (bajo radio de longitud/ancho), en general de relativamente pequeñas dimensiones, pueden observarse en el cuadrángulo, al parecer, asociados con barras trans-remanentes.

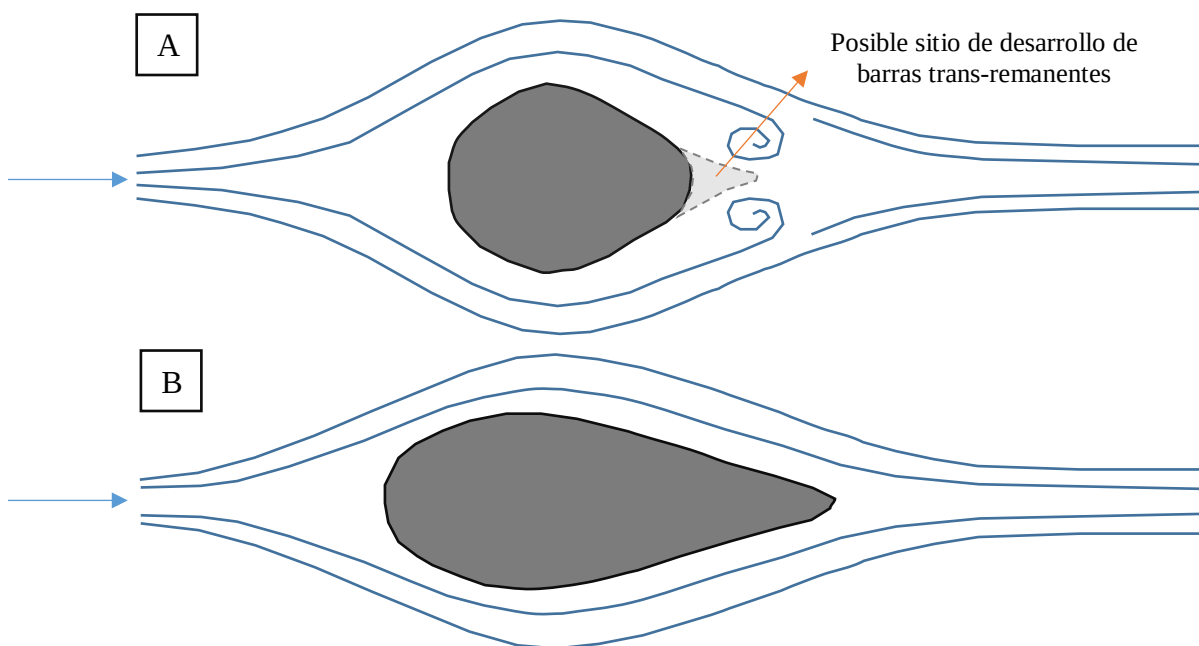


Figura 91. Posibles alternativas morfológicas de algunas geoformas remanentes observadas en el cuadrángulo Oxia Palus. Bajo ciertas condiciones hidráulicas algunos remanentes habrían generado una deformación de las líneas de flujo que conllevaría a la formación de estructuras turbulentas aguas abajo (a), mientras que otros (macizos residuales) habrían generado una deformación suave, permitiendo el desarrollo de un flujo laminar a su alrededor (b). En el caso (a), flujos laminares posteriores habrían podido permitir el desarrollo de barras trans-remanentes sobre la parte posterior de la geoforma residual. Figura tomada y adaptada de Erkeling y Carling (2014).

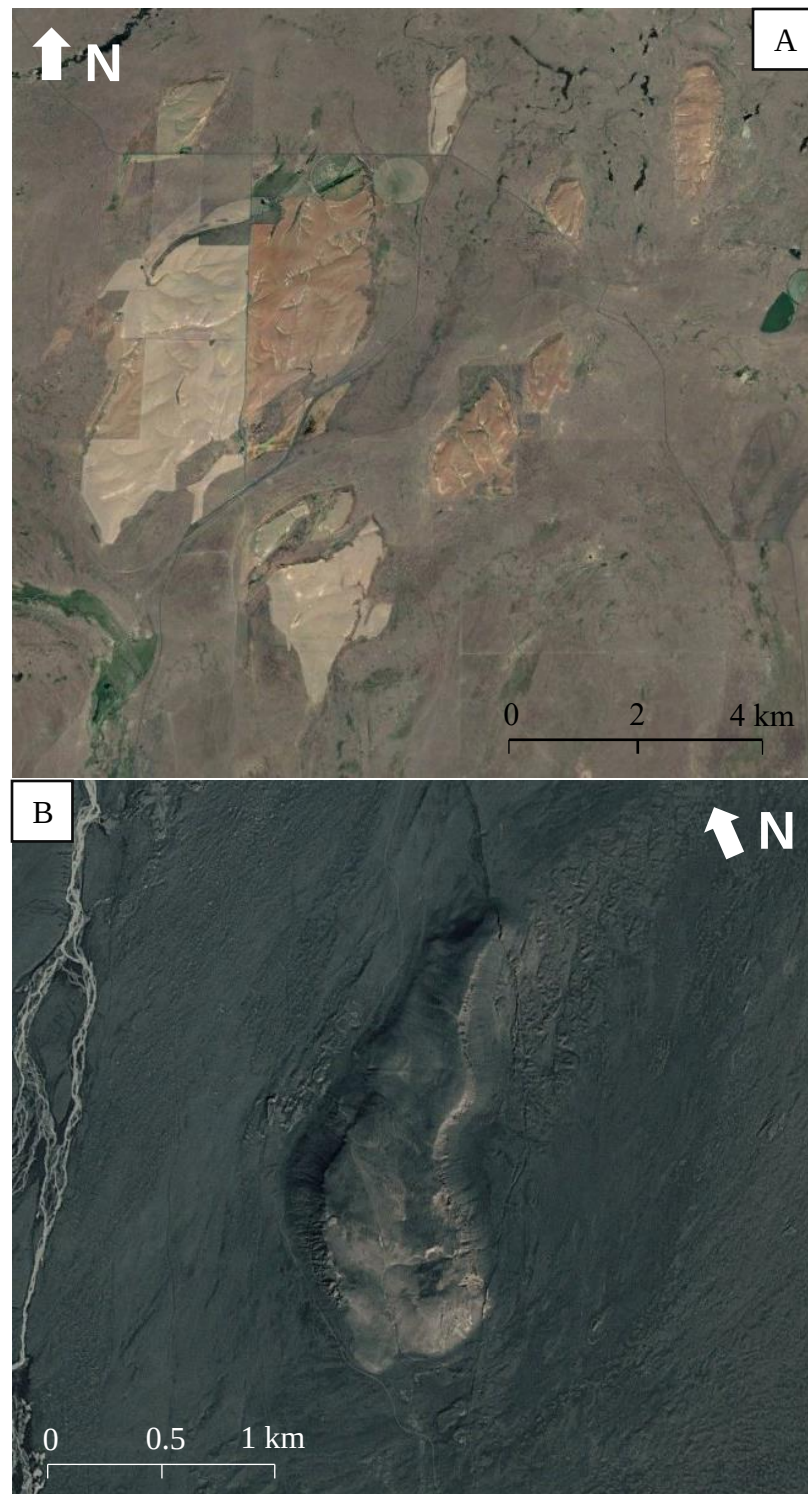


Figura 92. Análogos terrestres de los macizos residuales definidos en el cuadrángulo Oxia Palus. (a) “Islas” de loess remanentes observadas a lo largo del Cheney-Palouse tract, del channeled scabland. (b) Macizo residual observado al norte de la capa de hielo Vatnajökull, Islandia. Imágenes satelitales tomadas de Google Earth.

Igualmente, en el cuadrángulo se observan geoformas residuales considerablemente extensas, con radios altos de longitud/ancho. Esta forma no pareciera corresponder con una minimización óptima de la resistencia, ya que el arrastre de fricción habría sido muy alto en comparación con el de presión. Es posible que en estos casos singulares la preservación de los remanentes estuviera asociada no con su equilibrio, sino con características específicas del terreno. Otra alternativa podría consistir en que procesos de erosión eólica modificaron de manera secundaria la forma final de algunos de los macizos residuales con forma de gota, haciéndolos más alargados.

Adicionalmente al *channeled scabland*, geoformas similares a los macizos residuales observados en el cuadrángulo se pueden distinguir sobre distintos lugares en la Tierra donde ocurrieron inundaciones catastróficas, como en Canadá (Kehew et al., 2009), asociadas a la liberación de agua de lagos glaciales situados las márgenes de la capa de hielo Laurentide, o en Islandia, asociadas a las grandes descargas de agua de derretimiento drenadas desde de la capa de hielo Vatnajökull (Figura 92).

Como alternativa al origen fluvial sugerido para los macizos residuales (Baker y Milton, 1974), Lucchitta et al. (1981) señaló que existen geoformas residuales en la Antártida similares en cuanto a escala y morfología a las geoformas remanentes encontradas en Marte y en la Tierra. A diferencia de las islas con forma de gota formadas por flujos de agua, su origen fue resultado de la erosión generada por glaciares. Cabe resaltar que las geoformas señaladas por Lucchitta et al. (1981) no se desarrollan únicamente en la Antártida (Figura 93). En general, la observación de otras regiones en la Tierra cubiertas por capas de hielo parece revelar que estas geoformas también son comunes en ambientes glaciales (Figura 94).

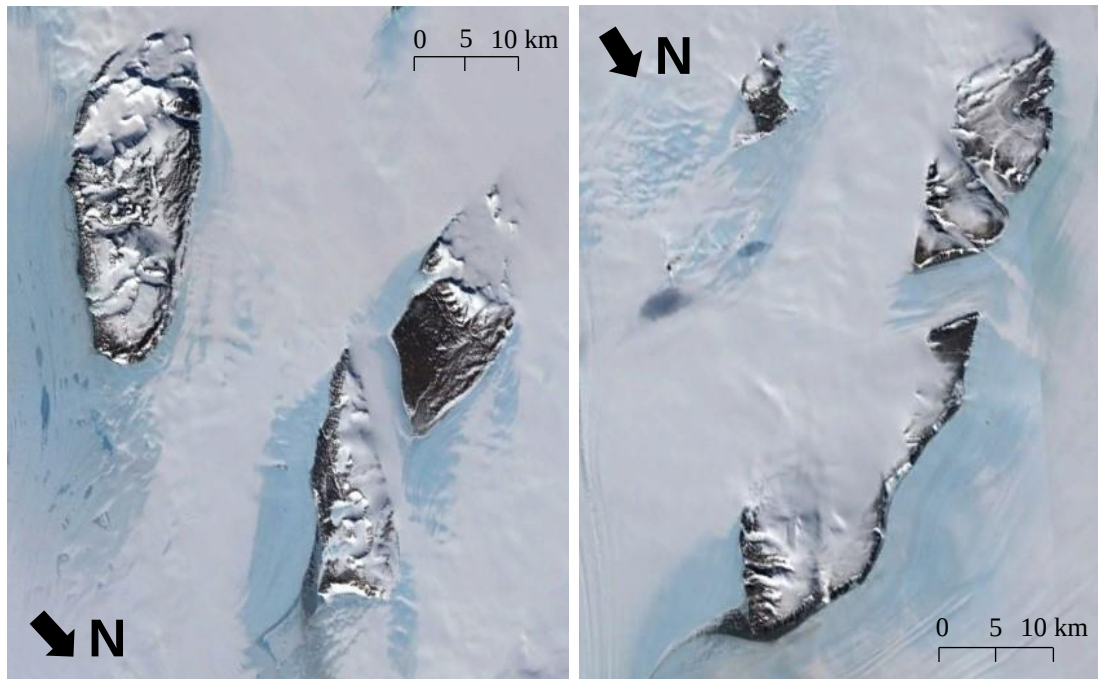


Figura 93. Análogos terrestres de los macizos residuales definidos en el cuadrángulo Oxia Palus. Remanentes observados en la Antártida. Imágenes satelitales tomadas de Google Earth.

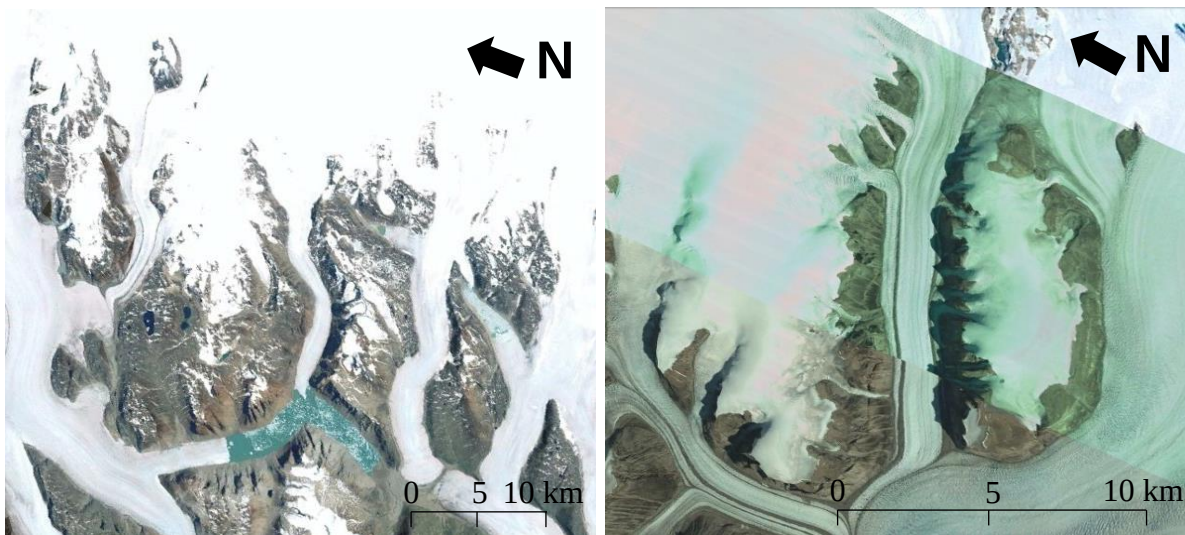


Figura 94. Análogos terrestres de los macizos residuales definidos en el cuadrángulo Oxia Palus. Remanente observados en Groenlandia. Imágenes satelitales tomadas de Google Earth.

Basándose en lo anterior y en el hecho de que bajo ciertas condiciones climáticas es posible que masas glaciales se hallan desarrollado en regiones ecuatoriales de Marte mediante la precipitación atmosférica de hielo (Forget et al., 2006) o tras el congelamiento de flujos de agua emergidos desde los terrenos caóticos (Lucchitta, 1982), un origen tanto fluvial como glacial parece posible para

explicar la formación de los macizos residuales. A pesar de esto, y aunque dimensionalmente los análogos terrestres glaciales tienen dimensiones más semejantes a la de los macizos (lo cual podría explicarse debido a la diferencia en escala de las inundaciones responsables por la formación de los outflow channels y las que ocurrieron en la Tierra (Baker, 2001)), ciertos aspectos morfológicos específicos asociados con algunos de los macizos residuales (disminución progresiva en la altura en dirección flujo abajo) y de geoformas remanentes asociadas (macizos residuales erodados sobre su parte terminal) parecen sugerir que un origen fluvial representa una mejor alternativa. Estos aspectos se pueden observar en geoformas desarrolladas en el ambiente subglacial, no obstante teniendo en cuenta la altura y la textura de la superficie de algunos macizos (tipo meseta), consideramos poco probable que estos representen geoformas subglaciales.

8.1.1.3 Depresiones Termokársticas. A pesar de que existen algunas alternativas para explicar la formación de estas depresiones, diferentes autores han considerado que su formación se asocia a un origen termokárstico (Sharp, 1973; Gatto y Anderson, 1975; Costard y Kargel, 1995; Tanaka, 1997), es decir, a la subsidencia local del suelo causada por el derretimiento o sublimación de cuerpos de hielo en zonas de permafrost (Carr y Schaber, 1977; Costard y Kargel, 1995; French, 2018).

Sharp (1973) fue uno de los primeros en hipotetizar que una alternativa que permitía explicar la formación de este tipo de depresiones era la presencia y degradación de cuerpos segregados de hielo en el subsuelo, y Gatto y Anderson (1975) propuso posteriormente posibles análogos terrestres asociados con un origen termokárstico.

Cabe aclarar que el término termokárstico no se encuentra relacionado de forma alguna con las geoformas características del ambiente kárstico terrestre ya que para su formación no se involucra

la meteorización química (disolución) de rocas carbonatadas (French, 2018).

Posibles interpretaciones sobre el desarrollo de estas depresiones pueden surgir debido a las similitudes morfológicas que comparte con otras geoformas, sin embargo, estas se diferencian de (1) cráteres de impacto, debido su forma irregular y la ausencia de un borde levantado, (2) cráteres volcánicos, por la falta de un patrón en su distribución, (3) o depresiones de origen eólico, debido a que no muestran un alineamiento en su dirección de desarrollo (Costard y Kargel, 1995). A su vez, aunque carbonatos en altas concentraciones se han encontrado sobre ciertos sectores (Boynton et al, 2009; Morris et al., 2010), estos aún no parecen haberse detectado en grandes extensiones. Aunque existen diferentes razones que podrían explicar lo anterior, por ahora parece poco probable que las depresiones observadas en Oxia Palus se hayan desarrollado como resultado de procesos kársticos.

Como señalan Carr y Schaber (1977), se requiere el cumplimiento de dos condiciones para que en Marte se hayan desarrollado geoformas asociadas con áreas de permafrost análogas a las producidas en la tierra, (1) temperaturas apropiadas bajo las cuales fuera posible el desarrollo de una capa permafrost y (2) la presencia de agua. Aunque sobre el ecuador y durante ciertos periodos del día las temperaturas pueden superar el punto de congelación del agua (Pollack et al., 1987), sobre la superficie su existencia en estado líquido no parece posible en la actualidad (Carr, 1987; Pollack et al., 1987). A pesar de esto, análisis geomorfológicos, geoquímicos y modelos climáticos parecen indicar que en el pasado condiciones considerablemente diferentes a las actuales pudieron darse, y por ende es probable que el agua haya sido estable durante una parte de la historia de Marte.

Sumado a esto, las temperaturas actuales y las geoformas presentes sobre la superficie sugieren que una capa de permafrost existe o ha existido en el pasado (Carr y Schaber, 1977). La capa que

existe actualmente se habría formado desde ya hace algún tiempo, cuando las temperaturas superficiales empezaron a descender progresivamente, sin embargo, como se discute posteriormente, en la historia temprana del planeta es posible que diferentes variaciones climáticas hayan generado una alternancia entre periodos fríos y cálidos (Sagan et al., 1973), y por ende, que capas de permafrost transitorias o de espesor variable se hayan desarrollado previamente.

Partiendo de todo lo anterior parece posible que las depresiones descritas tengan un origen termokárstico. En la Tierra este tipo de geoformas pueden desarrollarse a partir de dos tipos de cuerpos de hielo, hielo enterrado, proveniente, por ejemplo, de glaciares o lagos congelados, y hielo intersticial, formado in situ en el suelo a partir del congelamiento de agua encontrada en medio de secuencias sedimentarias (Mackay y Dallimore, 1992). En el ambiente glacial las depresiones se consideran como Kettles y su formación se puede dar como consecuencia de la preservación y el posterior derretimiento de cuerpos de hielo provenientes de glaciares ubicados bajo planicies de outwash/sandurs, mientras que en ambientes periglaciales, donde se denominan Lagos de Termokarst (cuando las depresiones están ocupadas por cuerpos de agua), el colapso del suelo puede ser producto del derretimiento de cuerpos segregados de hielo, en forma de lentes o capas, formados in situ tras la migración subterránea del agua (Costard y Kargel, 1995).

Asumiendo una analogía entre el ambiente de formación de las geoformas marcianas y las terrestres, y teniendo en cuenta que la evolución de los outflow channels pudo involucrar un origen fluvial (Baker y Milton, 1974) o glacial (Lucchitta, 1982), consideramos que el desarrollo de la mayoría de las depresiones termokársticas puede explicarse en términos generales de dos maneras, una asociada a un ambiente glacial y la otra a uno periglacial:

(1) Partiendo de que durante periodos de alta oblicuidad masas glaciales pudieron haberse desarrollado sobre zonas ecuatoriales (Forget et al., 2006) y de que variaciones climáticas parecen

haber sido posibles (Sagan et al., 1973), consideramos que: ante periodos dominados por un régimen climático frío, por ejemplo, debido a una mayor oblicuidad a la actual, flujos de inundación emergidos de terrenos caóticos podrían haber evolucionado tras un tiempo a masas glaciales estables, las cuales tras un tiempo podrían haber empezado a fluir como un glaciar debido a su propio peso (Lucchitta et al., 1982). Tras un cambio progresivo en las condiciones climáticas las masas de hielo se habrían encontrado en desequilibrio termal, por lo tanto comenzarían a derretirse. Ante su retroceso, cuerpos masivos de hielo provenientes de ellas se habrían depositado sobre la base de los outflow channels. Flujos de agua generados como producto del derretimiento de los glaciares depositarían sedimentos previamente erodados e incorporados por el hielo, desarrollando una planicie de outwash sobre la zona proglaciar la cual habría cubierto los remanentes de hielo, evitando su rápido derretimiento. Asumiendo que el clima progresó hacia un estado cada vez más cálido, posteriormente dichos cuerpos se habrían terminado por derretir, generando el colapso de la planicie de origen fluvio-glacial (Figura 95).

(2) Otra alternativa involucraría mayores presiones atmosféricas que permitieran que el agua líquida fuera estable sobre la superficie. Esto podría haber ocurrido en la historia temprana de Marte, asumiendo la existencia de una atmósfera más gruesa rica en CO₂ (Pollack et al., 1987). Ante condiciones climáticas considerablemente diferentes a las actuales, flujos de inundación emergentes de los terrenos caóticos pudieron haber sido estables sobre la superficie, por lo tanto, tras erodar el terreno, depositarían sedimentos sobre zonas donde su velocidad habría disminuido, como aquellas en donde el ancho del outflow channel aumentó marcadamente. Es posible que la repetición de este proceso depositacional haya creado una capa sedimentaria gruesa con contenidos considerables de agua intersticial. Esta agua, al migrar lateralmente mediante flujos intergranulares, se habría dispuesto en cuerpos segregados a lo largo de la capa. Posteriormente,

asumiendo una variación climática, temperaturas más bajas pudieron haber conllevado al congelamiento de estos cuerpos.

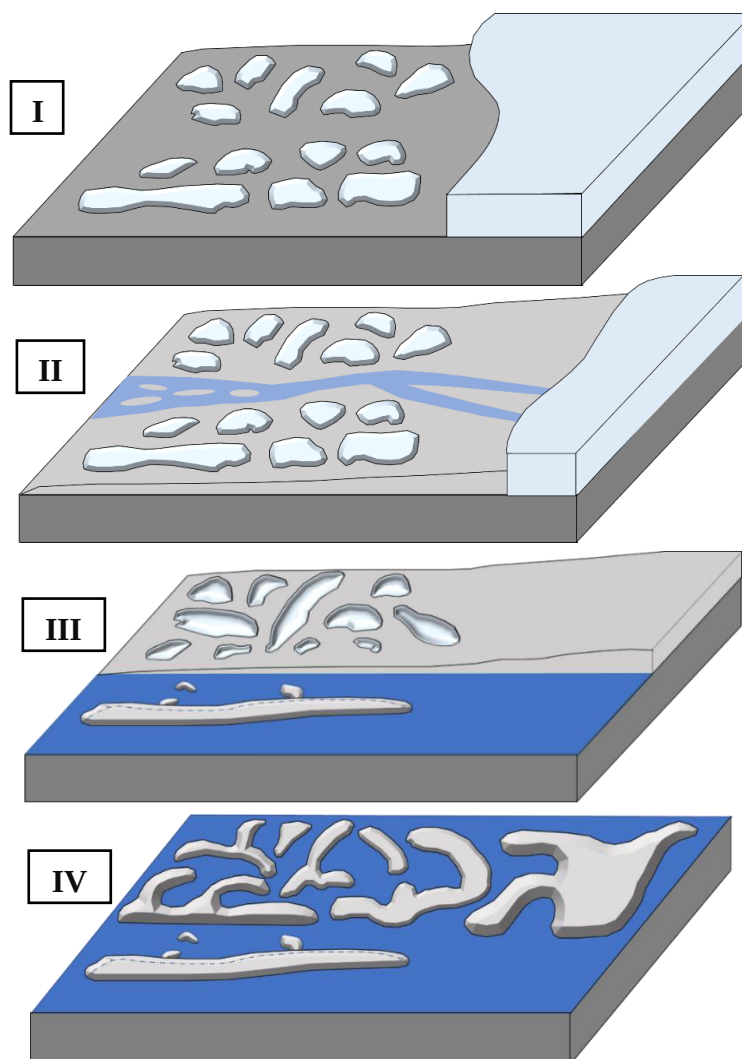


Figura 95. Posible secuencia de formación de algunas de las depresiones termokársticas observadas en Oxia Palus. Específicamente enfocada en las desarrolladas sobre el piso de Ares Vallis (Figura 27). Aunque no se muestra, la configuración inicial, esta corresponde a una masa glacial estable desplazándose sobre el piso del outflow channel. (I) Ante un cambio en las condiciones climáticas el glaciar se habría empezado a derretir, dejando cuerpos de hielo remanentes sobre el piso del outflow channel. (II) Flujos de agua de derretimiento habrían empezado a emerger del glaciar, desarrollado una planicie de outwash sobre la zona proglacial. Los cuerpos de hielo habrían sido cubiertos por los sedimentos fluvio-glaciales. (III) El progresivo cambio climático habría causado el derretimiento de los cuerpos de hielo, generando el colapso de cierto sectores de la capa sedimentaria. Ya bajo condiciones más cálidas nuevos flujos de inundación habrían erodado inicialmente una porción de la planicie de outwash junto con parte de las depresiones. (IV) Los flujos continuarían erodando progresivamente a la planicie, hasta que finalmente las depresiones quedarían limitadas por pequeños remanentes de dicha capa.

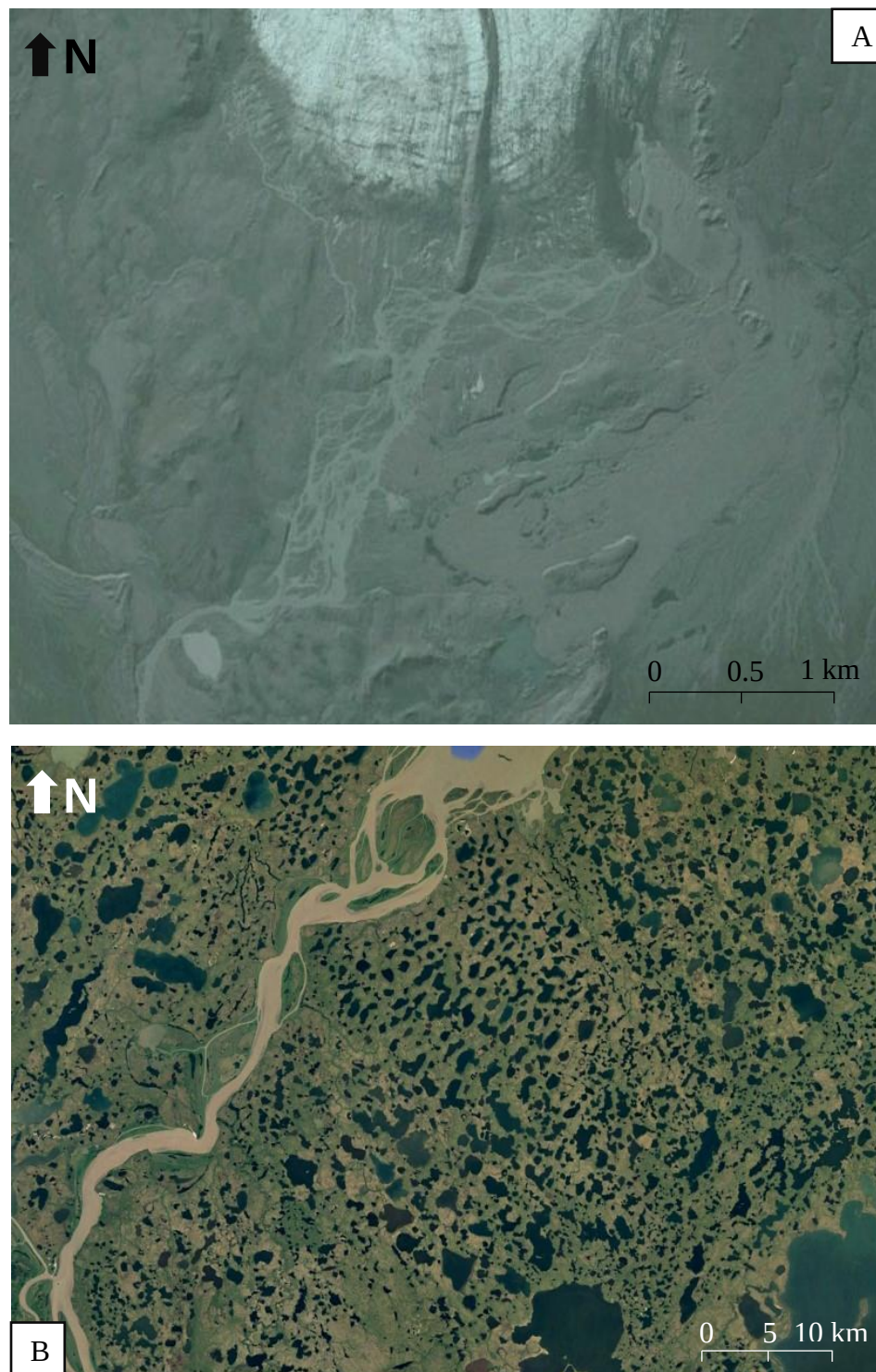


Figura 96. Análogos terrestres de algunas depresiones termokársticas definidas en el cuadrángulo Oxia Palus. (a) Depresiones termokársticas sobre una planicie de outwash asociada al sistema glaciar de Eyjabakkajökull, Islandia. (b) Numerosas depresiones termokársticas situadas en la península de Tuktoyaktuk, Canadá. Imágenes satelitales tomadas de Google Earth.

Tras nuevas variaciones el clima pudo haber vuelto a ser cálido o pudo haber evolucionado de manera progresiva hacia condiciones cada vez más similares a las actuales. Dependiendo de esto, los cuerpos de hielo se habrían derretido, asumiendo un régimen climático muy distinto al actual, o sublimado, bajo condiciones similares a las actuales (Costard y Kargel, 1995; Mangold, 2011).

Es probable que ambas condiciones se hayan desarrollado, teniendo en cuenta que durante su historia las presiones atmosféricas posiblemente tuvieron importantes variaciones (Sagan et al., 1973).

La formación de las depresiones situadas sobre las márgenes de los outflow channels posiblemente habría sido similar a lo descrito en el caso 2, sin embargo allí el agua presente en el suelo podría haber provenido no sólo de flujos de inundación sino también de precipitaciones atmosféricas. De cualquier modo, la forma final de las depresiones habría dependido fundamentalmente de la cantidad y la distribución del hielo en el suelo (Gatto y Anderson, 1975), aunque procesos de deflación eólica pudieron haberla modificado posteriormente.

En general las depresiones termokársticas en la Tierra son geoformas comunes sobre regiones periglaciales de Siberia o Alaska (Costard y Kargel, 1995). Morfológicamente, un posible análogo terrestre asociado a un ambiente glacial se puede observar en Islandia, asociado al sistema glaciar Eyjabakkajökull (Figura 96a), donde han sido identificadas planicies de outwash tanto activas como inactivas con múltiples depresiones (Schomacker et al., 2014), al parecer de origen termokárstico, sin embargo sus dimensiones son mucho menores a la mayoría de las observadas en el cuadrángulo. A su vez, las depresiones en dicho sistema se encuentran asociadas con otras geoformas como morrenas, drumlins o eskers. De haberse desarrollado, los glaciares formados en Oxia Palus tendrían que haber tenido la suficiente movilidad como para que dichas geoformas de observan, no obstante esto no ocurre. Por otro lado, posibles análogos formados en un ambiente

periglacial pueden encontrarse en la Costa Artica Occidental, en la península de Tuktoyaktuk, Canadá. Como se observa en la Figura 96b, algunas depresiones allí encontradas cuentan con dimensiones más semejantes a las descritas, no obstante, a diferencia de las encontradas en planicies de outwash, estas se formaron como producto del derretimiento de cuerpos de hielo masivos formados in situ en el suelo (Mackay y Dallimore, 1992).

8.1.1.4 Barras de Remolino. La interpretación de que las geoformas descritas podían ser clasificadas como barras de remolino (pendant bars) fue realizada por Pacifici et al. (2009). Tras lo señalado en la descripción y partiendo de lo expuesto por diferentes autores acerca de depósitos asociados a flujos de recirculación consideramos que esta interpretación es correcta.

Como se mencionó anteriormente, existen diferentes razones por las que se les consideró a estas geoformas como barras, sin embargo, debido a las interpretaciones realizadas por autores como Carling (1987), Page y Nanson (1982) y Schmidt (1990), su ubicación dentro de Ares Vallis fue el principal factor tomado como evidencia de que estas podrían tener un origen depositacional. A pesar de diferencias en sus estudios, con Carling (1987) analizando el ambiente y modo de formación un depósito de grava denominado “Boulder Berm”, y Page y Nanson (1982) interpretando la formación de geoformas llamadas “Concave Benches”, estos autores coinciden en que depósitos aluviales pueden formarse en las márgenes de los canales como consecuencia de las condiciones de flujo generadas por cambios fuertes en su curvatura.

En otras palabras, como menciona Carling (1987), en zonas donde el flujo se expande como consecuencia de una fuerte inflexión en la dirección del canal (como ocurre en las alcobas), este evoluciona de un estado “confinado” a uno “no-confinado”, y por lo tanto es de esperar que la velocidad del flujo disminuya considerablemente en las márgenes del canal y consecuentemente

que en dichas zonas ocurra la depositación de sedimentos. Concretamente, la formación de los depósitos parece deberse a que en los cambios marcados de curvatura del canal se produce una separación de las líneas de flujo (Carling, 1987). Esta divergencia crea dos zonas dentro del canal: una en la parte central, donde el flujo mantiene la competencia que tenía aguas arriba, antes de la separación; y otra en el sitio de expansión del canal, donde se crea un flujo de recirculación (Carling, 1987; O'Connor, 1993) que tiene de 20 a 40% la velocidad del flujo principal (Allen, 1982 como se citó en Carling, 1987) (Figura 97). Considerando que las condiciones descritas, bajo condiciones climáticas diferentes a las actuales, pudieron haberse desarrollado en las alcobas de Ares Vallis (a una escala mucho mayor), y partiendo de las similitudes entre el ambiente de formación las barras de remolino y las geoformas analizadas por los autores mencionados, creemos que su modo de formación fue similar, y por ende, que las barras, en caso de serlo realmente, son producto de la depositación de sedimentos en zonas de flujos de recirculación.

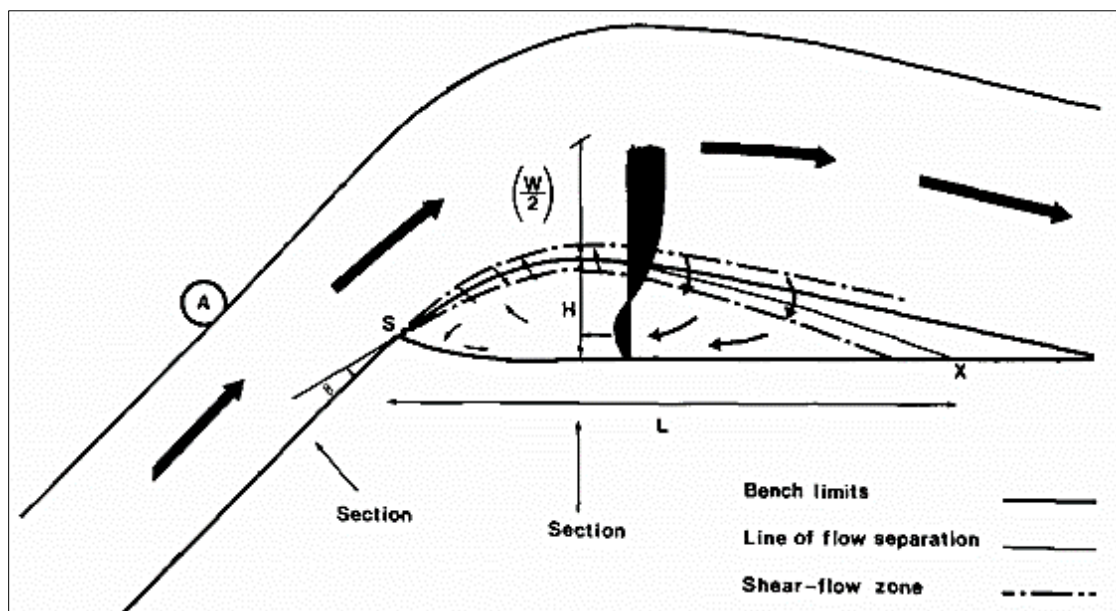


Figura 97. Ambiente de depositación de una Boulder Berm, un posible análogo de las barras de remolino definidas en Ares Vallis. Debido a una curvatura fuerte en la dirección del canal se generan dos zonas de flujo dentro de este. El tamaño de los vectores se encuentra a escala para representar la velocidad media del flujo. Tomado de Carling (1987).

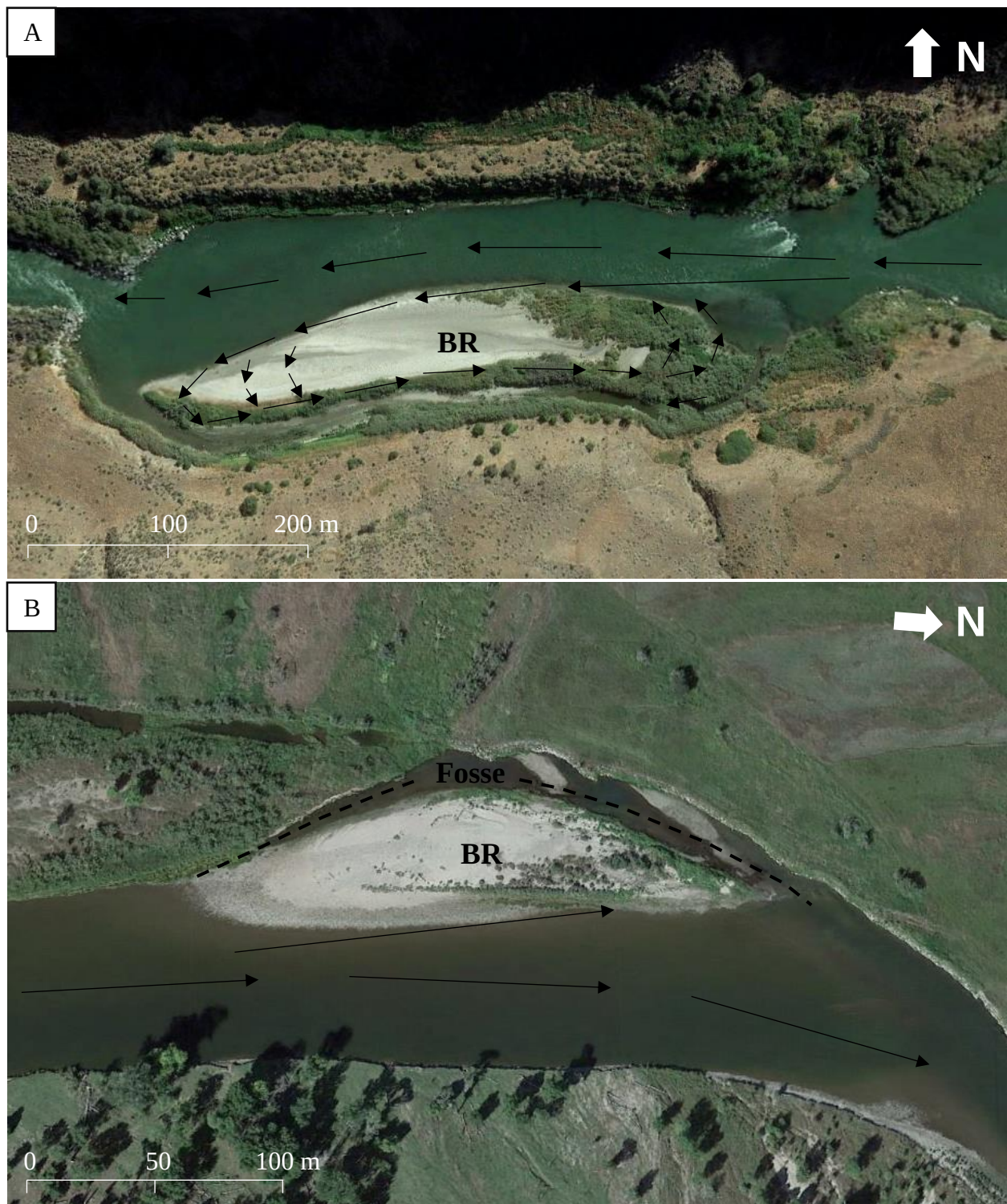


Figura 98. Posibles análogos terrestres de las barras de remolino definidas en Ares Vallis. (a) Barra de remolino a lo largo del Río Snake. (b) Barra de remolino al norte de Willow Creek, Montana, Estados Unidos. Imágenes satelitales tomadas de Google Earth.



Figura 99. Posibles análogos terrestres de las barras de remolino definidas en Ares Vallis. (a) y (b) Barras de remolino a lo largo del río Cauca. Imágenes satelitales tomadas de Google Earth.

Debe resaltarse que el término Eddy Bar no es ampliamente utilizado en la literatura debido a que estas barras hacen parte un esquema de clasificación utilizado localmente en el *channeled scabland* y en zonas cercanas (Baker, 2009), por lo tanto es allí donde la mayoría de estas se han reportado, específicamente sobre la margen oriental del *cheney-palouse tract* (Bretz, 1956; Baker, 1978). No obstante, aunque con terminología diferente, geoformas fluviales cuyo desarrollo parece asociado a zonas con flujos de recirculación también se pueden encontrar en sistemas fluviales de Australia, Gales y Canadá (Page y Nanson, 1982).

Al analizar sistemas fluviales activos mediante Google Earth encontramos que buenos ejemplos de lo que podrían considerarse depósitos análogos también pueden encontrarse a lo largo del río Snake, en Estados Unidos (Figura 98). En Colombia, por ejemplo, se pueden observar algunas geoformas asociadas al río Cauca que podrían ser consideradas como barras de remolino (Figura 99). Debido a la naturaleza del análisis realizado (sin un estudio de campo) las geoformas mostradas podrían no ser realmente barras de este tipo, sin embargo su morfología y su ubicación en el outflow channel nos hacen pensar que si lo son.

Aunque morfológicamente similares, cabe resaltar que la escala de las barras asociadas a sistemas activos es notablemente menor a la de las observadas en el cuadrángulo.

8.1.1.5 Barras *Trans-remanentes*. En sistemas fluviales terrestres, un tipo de barras similares en morfología y ubicación a las barras *trans-remanentes* son las barras longitudinales, no obstante sus características y modo de formación difieren.

A pesar de que ambas se forman cerca de la parte central de los canales, las barras longitudinales se caracterizan por ser alargadas y tener una baja altura. Su formación se da en etapas durante las cuales un río pierde la capacidad de transportar partículas gruesas. Estas, al depositarse sobre la base del canal, forman una especie de trampa que impide el movimiento de sedimentos más finos.

El entrampamiento sucesivo da lugar a la creación de depósitos que agradan hasta el punto que se hacen visibles sobre la superficie del agua (Smith, 1970).

A diferencia de estas, la formación de las barras trans-remanentes se debe esencialmente a la presencia de geoformas residuales. Al existir un flujo de agua, la deformación de las líneas de flujo generada por los remanentes ubicados en la parte central de los canales conlleva a la formación de sistemas de vórtices (horse-shoe vortex y wake vortex) en las partes frontal y posterior de los macizos (Baker, 1978, 2009). En estas zonas, dependiendo del número de Reynolds del flujo, se pueden desarrollar procesos erosionales o depositacionales (Baker, 1978, 2009). Las geoformas erosionales que pueden formarse, llamadas por autores de diferente manera (e.g. scour mark, obstacle mark, scour hole) (Carling et al., 2009), se producen en flujos con un número de Reynolds alto y se forman tanto aguas arriba como aguas abajo del obstáculo, mientras que las geoformas depositacionales, tales como las barras trans-remanentes, se producen en flujos con un número de Reynolds bajo y se forman principalmente aguas abajo del remanente (Baker, 1978, 2009).

A partir de la ecuación 1, que muestra las variables de las que depende el número de Reynolds para flujos en canales abiertos (Chow, 1959), se podría inferir que la baja velocidad de los flujos de inundación responsables por la formación de las barras es la razón principal que permitiría explicar su desarrollo.

$$(1) \quad Re = \frac{VR_h}{\nu}$$

Donde;

Re = número de Reynolds

V = velocidad promedio del flujo

R_h = radio hidráulico del valle (área de la sección transversal / perímetro húmedo de la sección transversal)

ν = viscosidad cinemática del flujo (viscosidad / densidad)

A su vez, a partir de esta ecuación se podría explicar porque las barras trans-remanentes se encuentran situadas casi únicamente sobre la parte terminal de los outflow channels, teniendo en cuenta que sobre esta zona el radio hidráulico de estos parece haber sido menor (como producto del aumento del ancho del outflow channel y la disminución de la profundidad de los flujos).

En la mayoría de remanentes donde se tienen depósitos asociados, estos se encuentran situados sobre su parte terminal, no obstante en algunos casos también parecen existir pequeñas barras ubicadas en su parte frontal (Figura 100b), tal y como ocurre en algunas “islas de loess” encontradas en el cheney–palouse scabland tract (Baker, 2009). Incluso, en un par de macizos identificados por Pacifici et al. (2009) sobre la parte terminal de Ares Vallis, se pueden distinguir barras trans-remanentes (aguas abajo), asociadas con “scour marks” (aguas arriba). Según Baker et al. (1987) (como se citó en Benn y Evans, 2010), bajo ciertas condiciones de flujo esta asociación (erosión y depositación) puede ocurrir. Asumiendo que dichas condiciones se dieron, el modelo de desarrollo de las barras trans-remanentes planteado por Pacifici et al. (2009) es posible.

A pesar de esto, partiendo de que el terreno ubicado sobre la zona frontal y terminal de algunas geoformas residuales parece haber sido erodado, nosotros planteamos un desarrollo ligeramente diferente, en acuerdo con lo señalado por Baker (2009), es decir que, para números de Reynolds altos se generarían depresiones aguas arriba y abajo del obstáculo, mientras que con números de Reynolds bajos se formarían barras, predominantemente aguas abajo. De esta manera, al igual que Pacifici et al. (2009), consideramos que el desarrollo de las barras es posiblemente el resultado de

al menos dos fases de inundación. Inicialmente una fase donde las velocidades de los flujos eran altas, lo cual conllevó al desarrollo de macroturbulencias y la formación de scour marks en las partes frontal y posterior de las geoformas residuales. Posteriormente, durante la segunda fase, la velocidad de los flujos habría disminuido considerablemente, el flujo que bordeó a los remanentes se habría mantenido laminar, y por ende se habrían dado las condiciones propicias para que sedimentos fueran depositados en la parte posterior de los remanentes. Este proceso depositacional habría cubierto inicialmente la depresión formada durante la primera etapa, y progresivamente, las barras trans-remanentes se habrían formado.

Pese a que en el channeled scabland es poco común el desarrollo de depósitos en la parte frontal de los macizos (Baker, 2009), en el cuadrángulo, durante la segunda etapa si parece haber sido frecuente el desarrollo de depósitos sobre dicha zona.

A partir de lo anterior y considerando que las condiciones hidráulicas parecen haber variado alrededor de los remanentes tras la segunda etapa de inundaciones, tres alternativas explican las características actuales del terreno sobre la parte frontal de los remanentes: (1) la depositación de sedimentos fue baja, dando lugar a la formación de pequeños depósitos, los cuales habría rellenado parcialmente el scour mark generado durante la primera etapa, sin llegarlo a cubrir por completo (Figura 100b), (2) la depositación de sedimentos fue relativamente alta, permitiendo el relleno total o casi total de la depresión, pero sin generar ningún montículo (Figura 100c), o (3) la depositación de sedimentos fue lo suficientemente grande como para que el scour mark no solo se enterrara, sino que también se lograran formar pequeñas barras (Figura 100d).

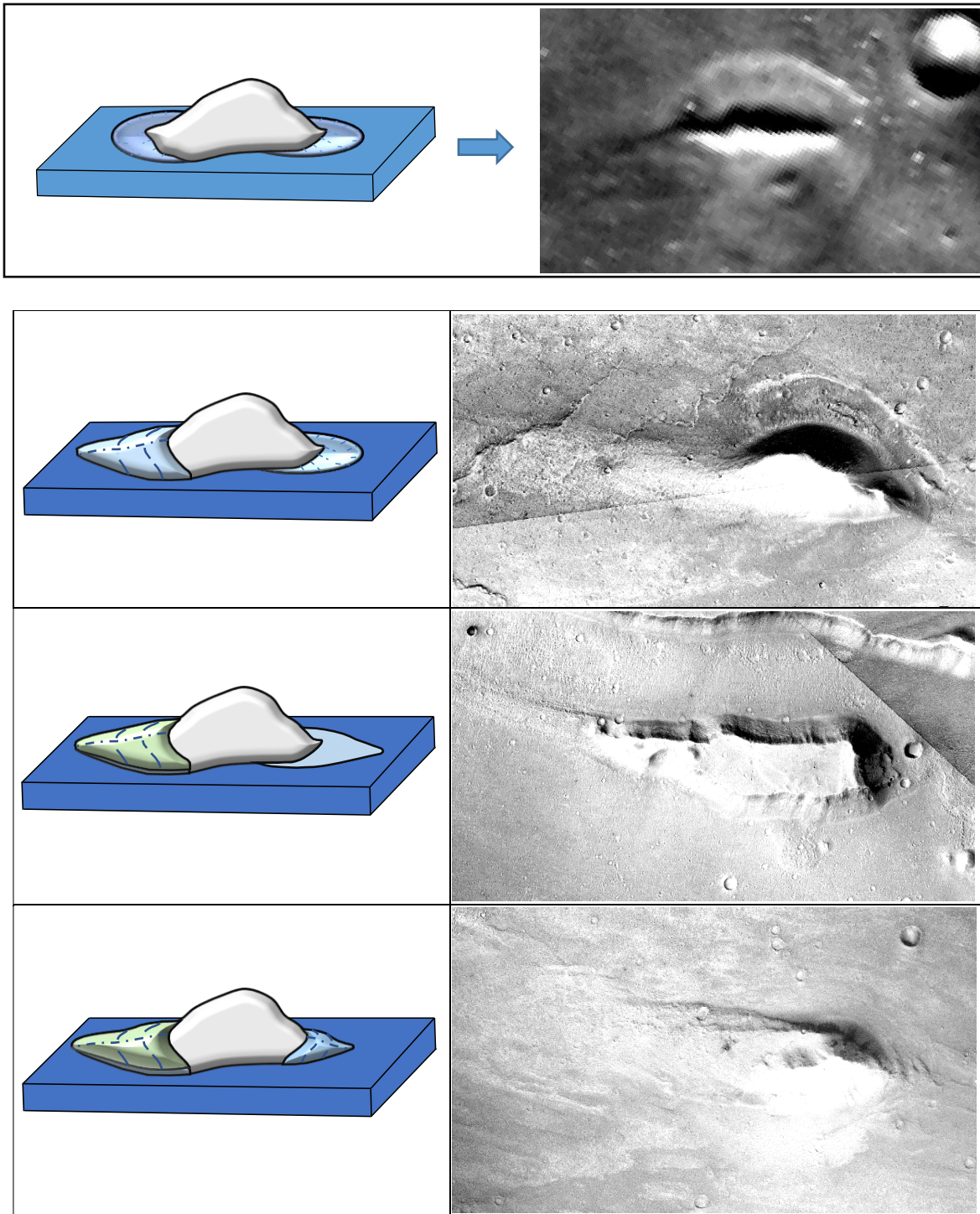


Figura 100. Posibles alternativas con respecto a las características del terreno sobre la parte frontal y terminal de algunas geoformas residuales. (a) Configuración inicial que se cree las caracterizó tras la primera fase de inundaciones. Mosaico en infrarrojo de la cámara THEMIS. (b) Depositación baja. Barra trans-remanente asociada con un scour mark. Imágenes de la CTX. (c) Depositación “media”. Barra trans-remanente asociada, según lo propuesto, con depósitos que cubrieron el scour mark. Imágenes de la CTX. (d) Depositación alta. Barra trans-remanente asociada a un depósito frontal. Imagen de la CTX.

En el cuadrángulo parecen haberse dado en mayor medida las condiciones como para en la parte frontal de los remanentes sólo de depositaran los sedimentos necesarios para rellenar los scour marks, razón por la cual esta zona parece ser plana en la mayoría de macizos. No obstante, como se mencionó, en la parte terminal de Ares Vallis si se pueden distinguir a las barras trans-remanentes en asociación con depósitos frontales y scour marks. El hecho de que dichas configuraciones sean observadas únicamente en Ares Vallis puede ser producto de la variedad de condiciones de flujo creadas alrededor de los obstáculos por las múltiples inundaciones que lo parecen haber afectado.

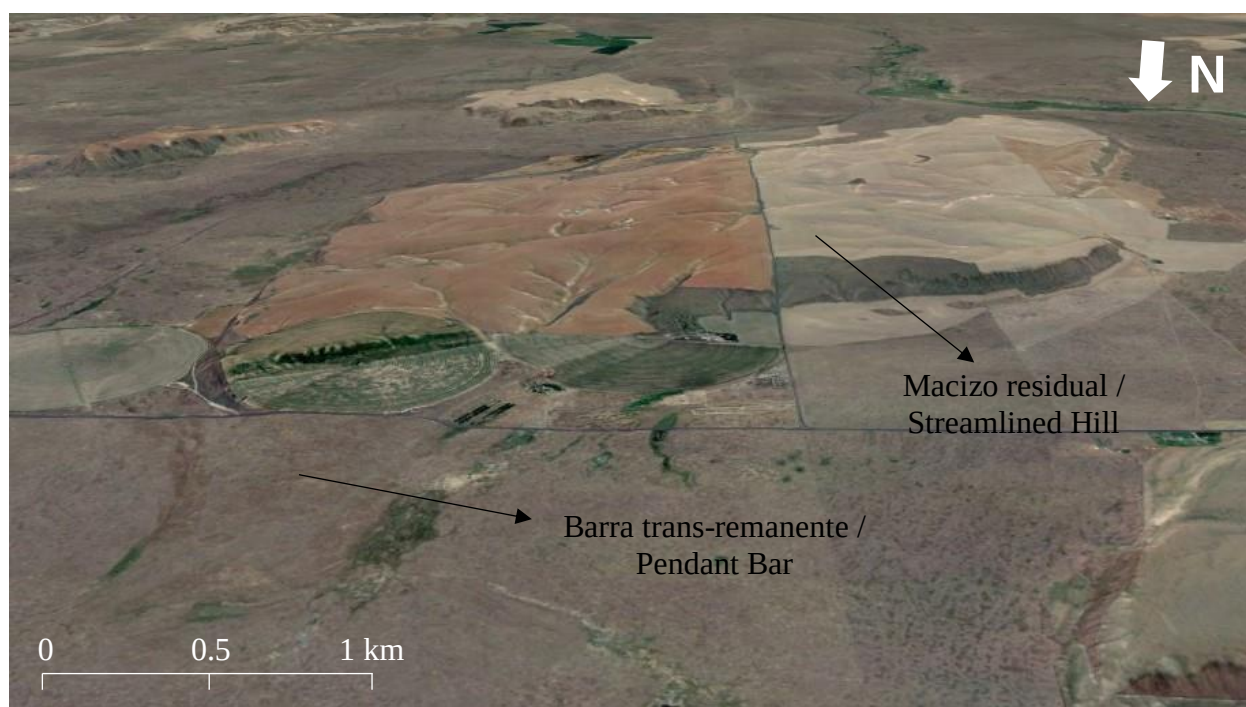


Figura 101. Posible análogo terrestre de las barras trans-remanentes definidas en el cuadrángulo Oxia Palus. Barra situada tras una isla de loess reamente en channeled scabland, señalada por Patton y Baker (1978). Imagen satelital tomada de Google Earth.



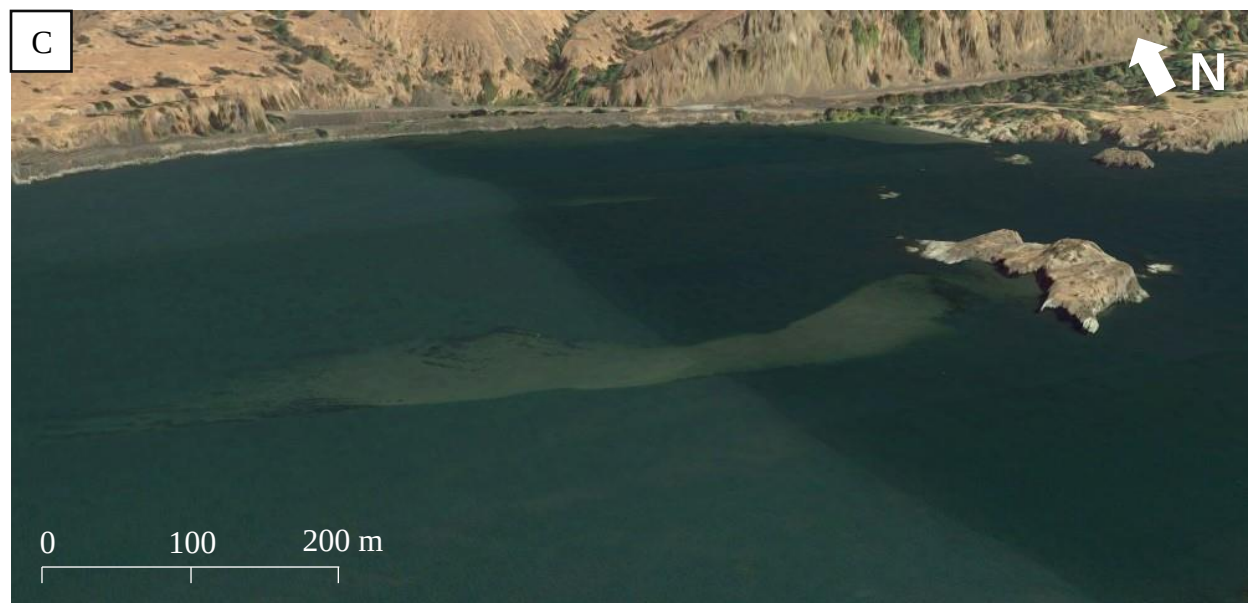


Figura 102. Posibles análogos terrestres de las barras trans-remanentes definidas en el cuadrángulo Oxia Palus. (a), (b) y (c) Depósitos ubicados en la parte posterior de obstáculos observados en el río Colorado. Imágenes satelitales tomadas de Google Earth.

Al igual que ocurre en la literatura con las Eddy Bars, el término Pendant Bar no parece tener un uso extenso debido a que hace parte un esquema de clasificación de barras utilizado localmente en el channeled scabland (Baker, 2009), por lo tanto es en esta zona donde se han citado los posibles análogos terrestres de las acá llamadas barras trans-remanentes (Baker, 1973; Baker y Milton, 1974; Patton y Baker, 1978). Patton y Baker (1978) ilustran a nuestro parecer (por tener dimensiones y forma más cercanas a lo observado en Marte) uno de los mejores ejemplos de este tipo barras (Figura 101). Barras de este tipo también fueron generadas por la inundación del lago Bonneville (O'Connor, 1993).

A pesar de que mediante Google Earth se analizaron diferentes sistemas fluviales en la Tierra, en estos sólo se pudieron encontrar barras longitudinales. Ejemplos de lo que podrían ser barras trans-remanentes en sistemas activos se lograron identificar únicamente en el río Colorado (Figura 102), no obstante un análisis más detallado seguramente mostraría que estas geoformas se desarrollan en distintos ríos. Cabe aclarar que los análogos mostrados en la Figura 102 se señalan

únicamente a partir de su forma y su ubicación, ya que es evidente que su escala es mucho menor a las encontradas en el cuadrángulo o a las desarrolladas en zonas terrestres que registran procesos de inundación catastróficos.

8.1.1.6 Canales y Depósitos tipo Abanico. A pesar de tener dimensiones notablemente menores a las de los outflow channels, los canales que actuaron como sus tributarios comparten con estos el hecho de que su formación no parece ser resultado de la progresiva convergencia de canales tributarios de menor orden. A diferencia de los outflow channels y de los valles de mayor escala; cuyo origen parece estar relacionado con la liberación súbita de enormes volúmenes de agua desde fuentes localizadas denominadas terrenos caóticos (Sharp y Malin, 1975), la proveniencia de los flujos de agua responsables por la formación de los canales es variable.

Partiendo de las características que poseen los canales que se encuentran asociados con los outflow channels consideramos que existen por lo menos cuatro tipos de ellos, caracterizados por tener un origen diferente:

(1) Canales por acumulación: algunos de los canales observados surgen desde el interior de cráteres de impacto, sin embargo las bases de estos no poseen las mesetas y montículos que caracterizan a los terrenos caóticos, por lo tanto es poco probable que su origen este asociado con la liberación súbita de agua subterránea. Ante la falta de un origen claro para el agua, se podría especular que ante condiciones climáticas más cálidas y húmedas, esta pudo haberse acumulado en los cráteres mediante precipitación atmosférica, la cual se cree ocurrió durante buena parte de la historia de Marte (Craddock y Howard, 2002), sin embargo, bajo esta explicación sería de esperar que se observaran canales provenientes de cráteres a lo largo de todo el cuadrángulo, no obstante esto no ocurre. A su vez, redes de drenaje de pequeña escala asociadas con procesos de

escorrentía no se llegan a evidenciar.

Este tipo de canales parecen observarse únicamente junto a algunos pocos cráteres ubicados en cercanías de terrenos caóticos o situados sobre zonas que parecen haber sido erodadas por flujos de inundación. Aunque no se observa una conexión directa entre los terrenos caóticos y los cráteres mencionados, es posible que parte de los flujos originados desde estos terrenos hayan emanado de forma radial o hayan seguido una dirección diferente a la del outflow channel, inundando regiones marginales (como parece ocurrió cerca del nacimiento de Ares Vallis). Los flujos, al encontrar zonas deprimidas del terreno, como lo cráteres, habrían terminado por acumularse allí, formando cuerpos estancados de agua. Tras la erosión de una sección de su borde, el agua habría fluido siguiendo el mayor gradiente topográfico, erosionando así los canales.

(2) Canales por erosión subterránea: otros canales se caracterizan por no tener un claro origen, ya que surgen de manera “repentina” sobre ciertos sectores del terreno (Figura 103). Estos canales pueden tener variadas longitudes, más tienden a tener anchos relativamente constantes, pisos planos de textura suave, paredes con pendientes de entre 25 y 40%. A su vez, la mayoría de estos canales se caracterizan porque en su nacimiento tienen una forma similar a la de una alcoba (morfología denominada en inglés como Amphitheater-headed), como se observa en los tributarios de Ares Vallis.

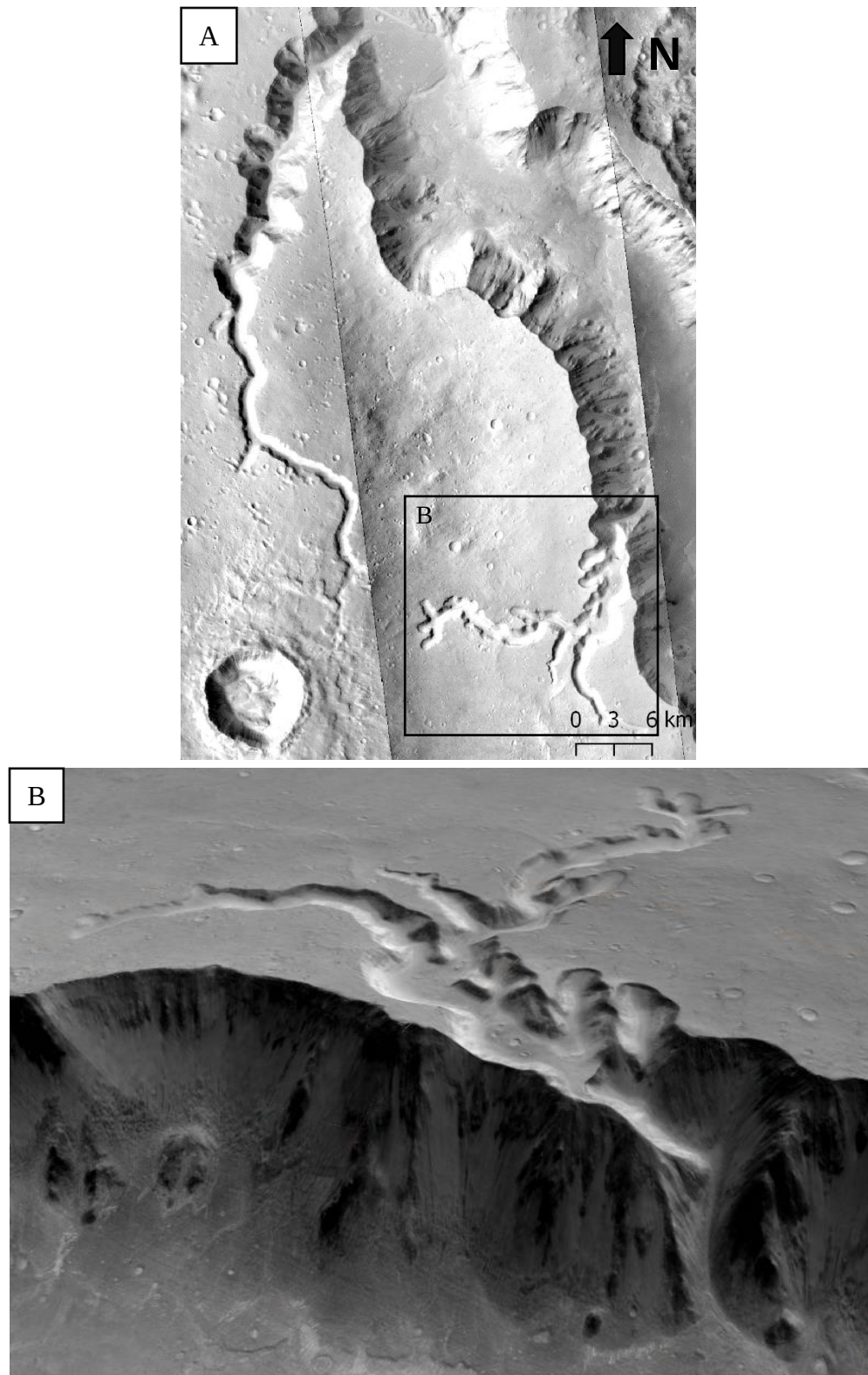


Figura 103. Canales tributarios de Shalbatana Vallis. (a) Imagen de contexto. Mosaico de imágenes de la CTX. (b) Visión tridimensional de un canal tributario posiblemente formado por procesos erosivos generados por agua subterránea emergente. Tomado de Google Earth.

De manera similar, a lo largo de los canales asociados a Shalbatana Vallis se observan reentrantes con forma de alcoba, los cuales en ocasiones parecieran alargarse sobre el terreno, dando la impresión de que representan tributarios de primer orden.

Las particularidades morfológicas asociadas con estos canales, como la forma de alcoba en su nacimiento, anchos relativamente constantes, “tributarios” de baja longitud en relación con su ancho, paredes de pendientes relativamente altas, y pisos planos, han sido utilizadas en algunos sistemas fluviales en Marte, y propiamente dentro del cuadrángulo Oxia Palus, para sugerir que su génesis está relacionada con la acción erosiva generada por la emergencia de flujos de agua subterránea (Groundwater Sapping, en inglés) (Sharp y Malin, 1975; Baker y Kochel, 1979; Laity y Malin, 1985; Di Achille et al., 2007; Pacifici et al., 2009), por lo tanto es posible que este tipo de canales tengan un modo de formación similar (Figura 104).

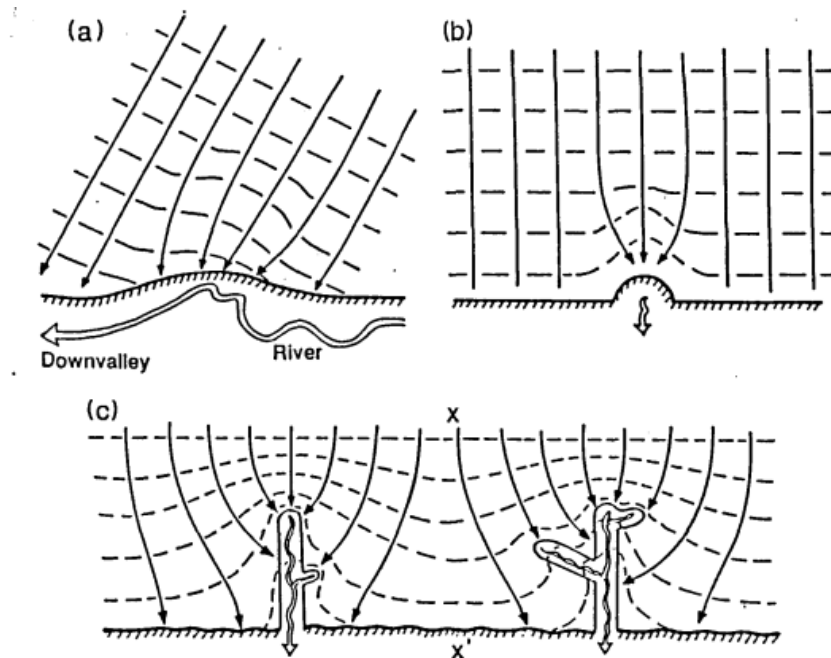


Figura 104. Modelo de desarrollo de canales originados por la erosión de agua subterránea emergente (Groundwater Sapping). Irregularidades sobre las paredes de un valle generadas por los flujos de agua o por deslizamientos favorecen el desarrollo de este tipo de canales. Su erosión genera que en dicha zona el nivel piezométrico disminuya. Esto produce un gradiente hidráulico que hace que las líneas de flujo del agua subterránea converjan sobre dichas zonas. Por esto, la erosión de la pared del valle es un proceso que se retroalimenta a sí mismo. Tomado de Dunne (1990).

Lamb et al. (2006), sin embargo, señalaron que la asociación comúnmente realizada entre las características morfológicas descritas y un origen relacionado con la erosión de agua subterránea no siempre es correcta. Según ellos, estas características no pueden tomarse como un aspecto diagnóstico debido a que pueden ser explicadas por procesos erosionales alternativos, ó, no son típicas en todos los canales asociados con este origen.

Específicamente en el cuadrángulo una génesis asociada a procesos subterráneos también parece estar en acuerdo con la aparente ausencia de geoformas generadas como resultado de procesos de precipitación, no obstante esto no se debería considerar como evidencia de que el origen de los canales está relacionado únicamente con procesos de erosión de agua subterránea ya que la falta de una red de drenajes producida por la lluvia podría explicarse con la existencia de un suelo de alta permeabilidad (Lamb et al., 2006), como el que se piensa existió en la historia temprana de Marte (Carr, 1979), en donde la infiltración predominaría sobre el flujo superficial (Di Achille et al., 2007), al menos para descargas de agua relativamente pequeñas. A su vez, una combinación de procesos erosivos eólicos y la depositación de capas finas de sedimentos pudieron haber borrado el registro geomorfológico dejado sobre la superficie por el agua de escorrentía. Otro argumento por el cual procesos de precipitación atmosférica, aunque no se registren, si pudieron haber ocurrido, se basa en que para la formación de valles mediante este proceso es necesaria la descarga de grandes volúmenes de agua (Howard y McLane, 1988) y por ende se requieren de continuas recargas de su fuente (Lamb et al., 2006). En la Tierra, los procesos de erosión por agua subterránea y de recarga están fuertemente ligados al flujo superficial y a la precipitación (Craddock y Howard, 2002), por lo tanto es posible que agua subterránea en conjunto con agua de lluvia sean las responsables por el desarrollo de los canales en la zona de estudio, asumiendo claro está, que las condiciones climáticas lo hayan permitido.



Figura 105. Canales con forma de “anfiteatro” originados por la erosión de agua subterránea emergente observados en la Plateau de Colorado. Imagen tomada de Landmeyer y Wellborn (2013).

Una alternativa en donde la precipitación no habría sido el mecanismo directo de recarga del agua subterránea involucraría la presencia de cuerpos intersticiales de hielo ubicados en el subsuelo (Kochel, 1988). El agua generada como producto del decaimiento termal de estos cuerpos, posiblemente debido a eventos volcánicos o de impacto (Kochel, 1988), habría podido constituir un mecanismo de recarga para el sistema de agua subterráneo.

Análogos terrestres morfológicamente similares a este tipo de canales pueden observarse a lo largo de la Plateau de Colorado (Figura 105) (Landmeyer y Wellborn, 2013).

3) Canales asociados a wrinkle ridges: otros canales parecen surgir de estructuras tectónicas denominadas Wrinkle Ridges (Figura 106). Estas geoformas se consideran como el resultado de la deformación de la corteza (plegamiento en forma de anticlinal) producida por fallas inversas

(Figura 107) (Plescia y Golombek, 1986). Considerando que se ha señalado la posible existencia de un sistema global de agua subterránea (Carr, 1979; Clifford, 1993), se podría hipotetizar que las fallas asociadas a los wrinkle ridges, de haber interceptado acuíferos asociados a dicho sistema, pudieron haber actuado como conductos hidráulicos para el transporte de agua subterránea a través del subsuelo y hasta la superficie.

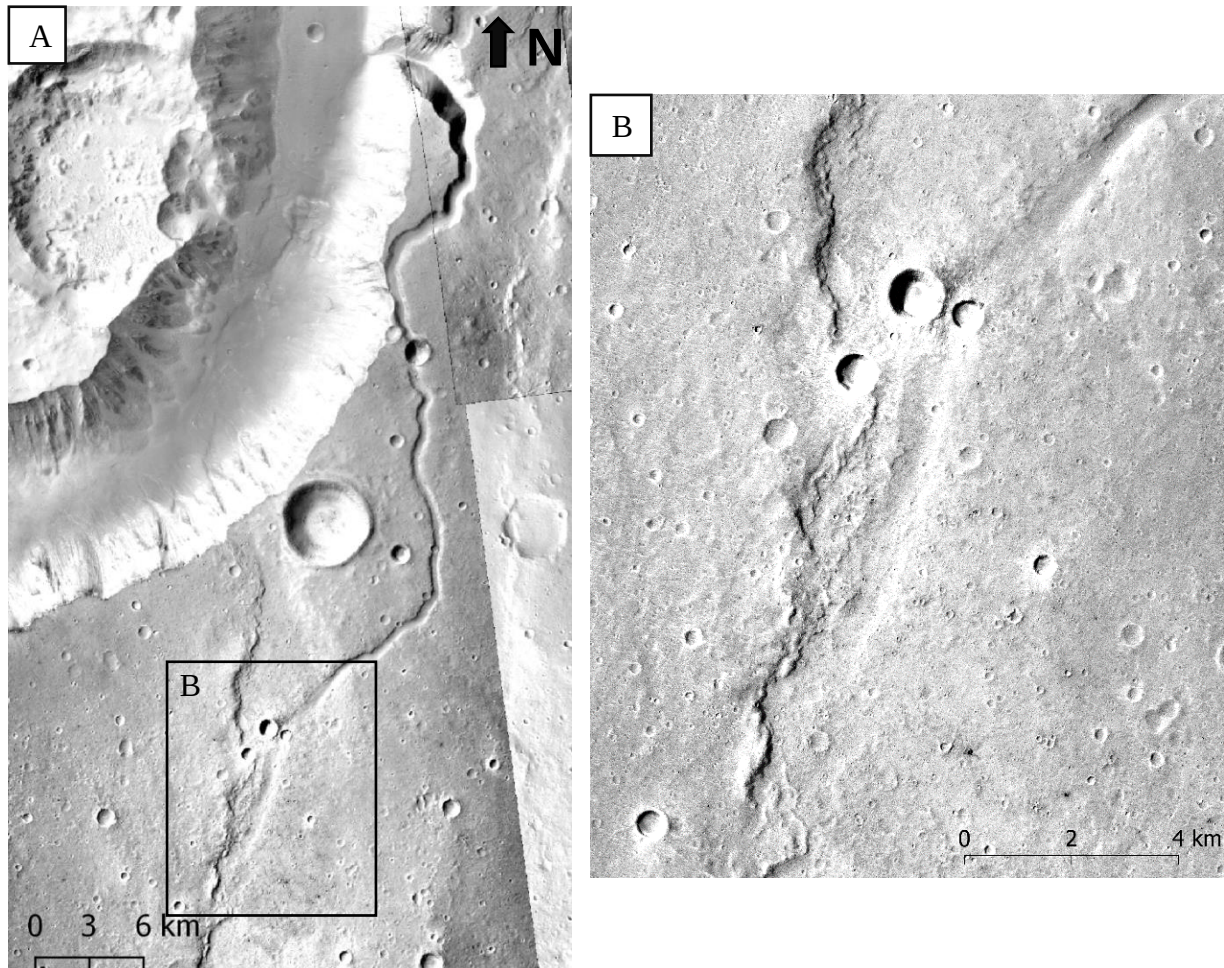


Figura 106. Canal tributario de Shalbatana Vallis asociado a un wrinkle ridge. (a) imagen de contexto. (b) Acercamiento sobre la zona donde parece surgir el canal. Mosaico de imágenes de la CTX.

De manera similar, basándose en el mecanismo explicado por Carr (1979) para explicar el origen del agua que erosionó los outflow channels, en la historia temprana de Marte el constante impacto de meteoritos conllevó a que las rocas ubicadas hasta algunos kilómetros de profundidad

fueran fuertemente fracturadas, resultando en un regolito brechado probablemente de alta porosidad y permeabilidad (Carr, 1979). Asumiendo condiciones climáticas cálidas en donde procesos de escorrentía eran posibles, parte del agua que fluía sobre la superficie se habría podido infiltrar en dicho suelo, creando un sistema de agua subterránea (Carr, 1979). Tras un tiempo, posiblemente nuevas litologías, como depósitos de eyecta y material sedimentario, se habrían depositado sobre el regolito. Ante esta posible configuración estratigráfica de la corteza (Clifford, 1981 como se citó en Clifford, 1993), la presión de poros en los acuíferos habría aumentado.

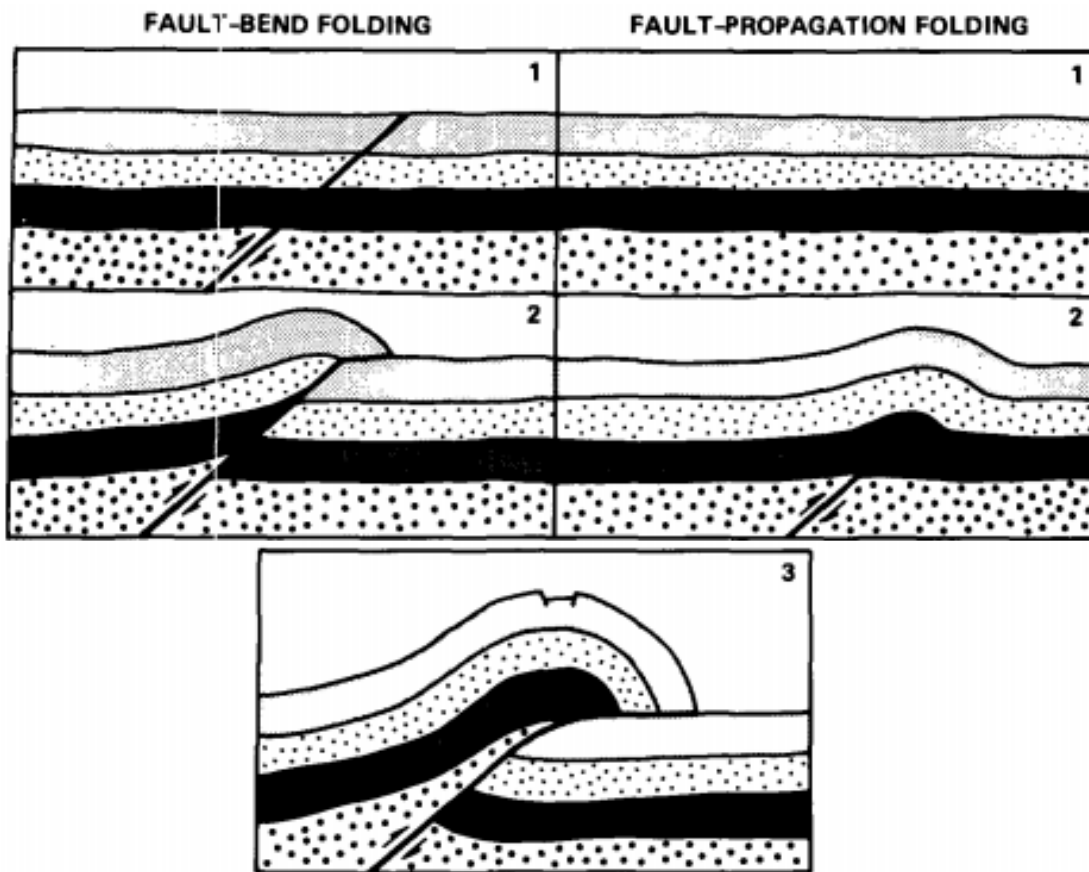


Figura 107. Posibles secuencias de desarrollo de los wrinkle ridges. Se señalan las tres etapas de evolución que conlleva su formación mediante los modelos de fault-bend folding o fault-propagation folding. Tomado de Plescia y Golombek (1986).

De igual manera, de no haber existido una gran carga litológica, tras un descenso en la temperatura en la historia temprana del planeta se habría desarrollado una capa de permafrost que actuaría como un sello para el sistema de agua subterránea, formándose así un sistema de acuíferos confinados (Carr, 1979). Ante el continuo desarrollo del permafrost, la presión de poros dentro de los acuíferos habría aumentado progresivamente, sin embargo el agua no habría podido migrar verticalmente a menos que el sistema fuera perturbado. El desarrollo de los wrinkle ridges pudo haber causado dicha inestabilidad en los acuíferos. En caso de que el trazo de una de las fallas inversas asociadas con los ridges cortara un acuífero y asumiendo que esta haya tenido una alta permeabilidad, esta estructura habría podido jugar un rol importante en el transporte de agua subterránea hasta la superficie.

(4) Canales asociados a eyectas: otros canales parecen emanar de cráteres de impacto, más no desde su interior, sino de los depósitos de eyecta generado por ellos, en específico, aquellos cuya forma tiene la apariencia de ser “fluidizada”. Esta forma se ha atribuido a la presencia de volátiles (gases, agua líquida o vapor de agua) en la eyecta debido a la vaporización o el derretimiento del hielo (u otros volátiles) presente en el terreno donde se produjo el impacto (Target Material, en inglés) (Carr et al., 1977) y a la interacción de la eyecta con flujos atmosféricos (Schultz y Gault, 1979). Mougini-Mark (1979) señaló que existía una dependencia entre el tamaño de este tipo de depósitos de eyecta y la latitud a la cual se desarrollaban, con los máximos rangos de extensión alcanzados a mayores latitudes. Teniendo en cuenta que bajo condiciones como las actuales el hielo es estable sobre dichas latitudes, es probable que la fluidización de la eyecta si dependa de la presencia de volátiles en el subsuelo. A partir de esto, es probable que estos canales hayan sido formados por el agua producida como resultado del derretimiento de masas de hielo presentes en la zona donde ocurrió el impacto (Figura 108).

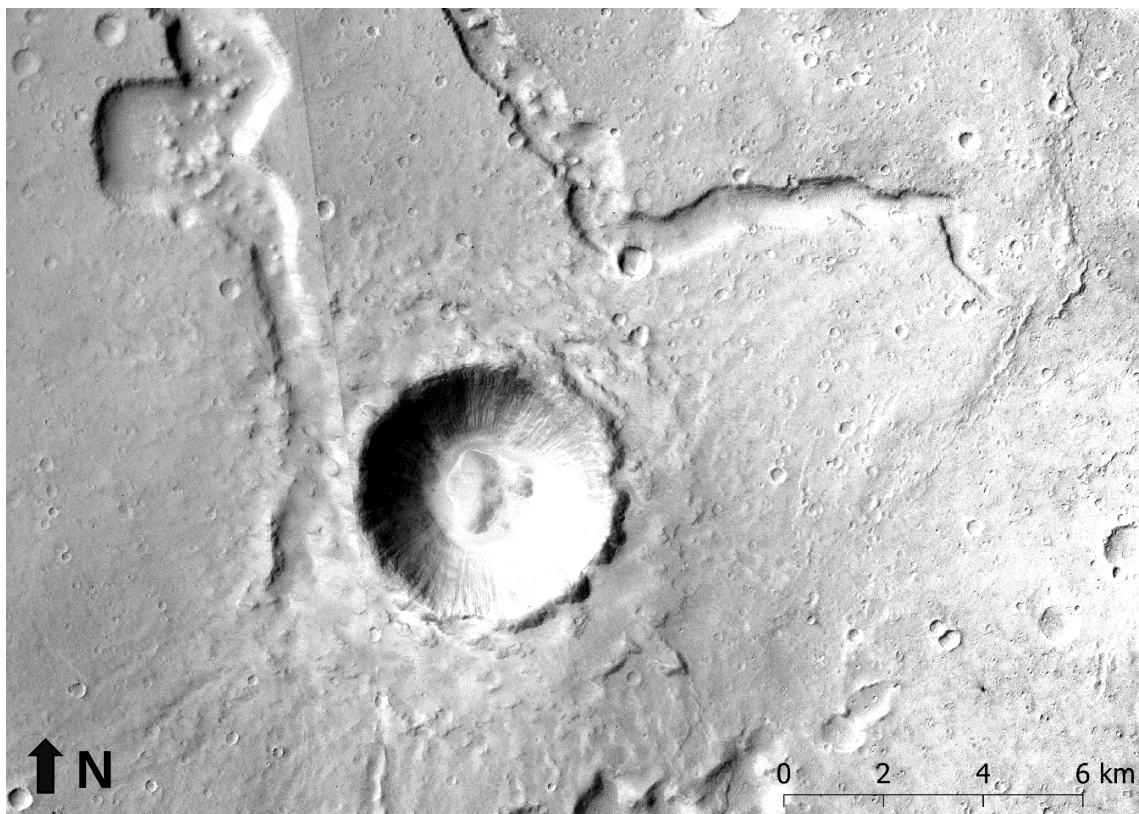


Figura 108. Canales tributarios de Shalbatana Vallis. El ubicado a la derecha pareciera estar asociado a un wrinkle ridge, mientras que el ubicado a la izquierda parece surgir desde la eyecta de un cráter de impacto. Mosaico de imágenes de la CTX.

Por otro lado, los depósitos asociados con algunos de los canales tributarios de Shalbatana Vallis parecen tener dos modos de formación:

(1) Aquellos que se caracterizan por tener un cambio marcado de pendiente se pueden interpretar como deltas, teniendo en cuenta lo señalado por Di Achille et al. (2007). Según estos autores, la concentración de estos depósitos sobre una zona específica, la identificación de que la discontinuidad en la pendiente de los depósitos se da sobre el mismo contorno topográfico y la identificación de líneas de costa sobre las paredes del outflow channel cuya altura corresponde con la de las discontinuidades, son evidencia de que en dicha zona (Figura 38a) existió un paleolago, y por ende, que los depósitos transportados por los tributarios corresponden a deltas.

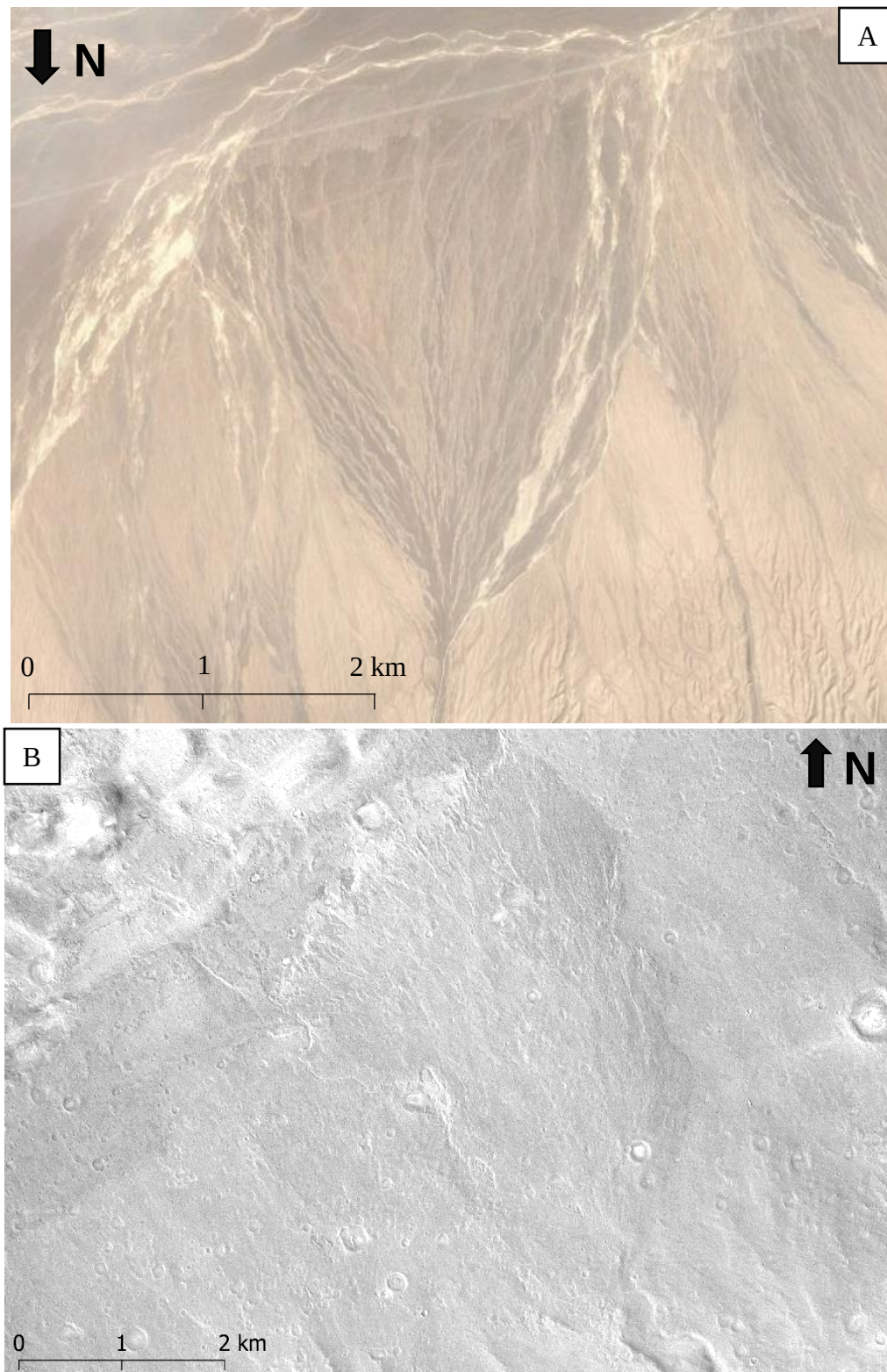


Figura 109. Comparación entre un posible abanico aluvial de Marte y uno terrestre. (a) Abanico aluvial situado en el piso de Shalbatana Vallis. Mosaico de imágenes de la CTX. (b) Abanico aluvial situado en una zona desértica en el límite entre la provincia Qinghai y la región autónoma de Sinkiang, China. Imagen satelital tomada de Google Earth.

Ante esta configuración hidrológica, el cambio de pendiente observado en seis de los depósitos es posiblemente resultado de la depositación de sedimentos pendiente abajo de las paredes del paleolago tras la pérdida de energía de los tributarios al encontrar la masa de agua estancada (Di Achille et al., 2007).

(2) Teniendo en cuenta que los demás depósitos no presentan discontinuidades en sus pendientes y que sectores adicionales al propuesto por Di Achille et al. (2007) viables para la acumulación de agua no se observan en el perfil de Shalbatana Vallis, se considera que la formación de estos se dio tras la pérdida de competencia y capacidad de los tributarios al alcanzar las zonas menos confinadas y de menor pendiente asociadas con el piso del outflow channel, por lo tanto, se consideran como abanicos aluviales. Otro factor que parece confirmar lo anterior es la textura que se observa en algunos de los depósitos (Figura 109), la cual es relativamente similar a la observada en abanicos terrestres debido al desarrollo de drenajes superficiales.

8.1.2 La existencia de agua. A partir de lo señalado anteriormente parece claro que en el cuadrángulo Oxia Palus existen geoformas cuyo desarrollo puede asociarse principalmente al ambiente fluvial o glacial, y en algunos casos, al periglacial. Aunque posiblemente asociadas a ambientes de formación diferentes, un factor en común tuvo que jugar un rol principal en su génesis: la existencia de agua líquida.

El análisis geomorfológico realizado entonces parece indicar que el agua líquida tuvo que encontrarse en equilibrio sobre la superficie de Marte durante parte de su historia, no obstante, este no es el único tipo de análisis que permite argumentar dicha consideración. A su vez, modelos climáticos y análisis geoquímicos han sido desde del siglo pasado la base para reconstruir las condiciones ambientales y los procesos que gobernaron la superficie de Marte a lo largo de su

historia (Craddock y Howard, 2002).

Diferentes argumentos teóricos han sido realizados con el fin de definir el rol que han jugado la composición y el espesor de la atmósfera, las variaciones en la energía solar y la oblicuidad, entre otros aspectos, en el clima de Marte.

Modelos climáticos como el de Kasting (1991), por ejemplo, señalaron lo opuesto a lo indicado por la geomorfología. Según él, el efecto de invernadero generado por la condensación de CO₂ en una atmósfera temprana densa rica en este volátil no habría sido suficiente para permitir el desarrollo de un clima cálido, y por lo tanto Marte habría permanecido frío y seco desde su formación. En este mismo sentido también se ha hipotetizado que la baja gravedad del planeta (que se traduce en una menor velocidad de escape para los gases que conforman la atmósfera) y la desaparición relativamente rápida de su campo magnético, en conjunto con la gran cantidad de impactos de meteoritos de gran tamaño que ocurrieron durante su historia temprana, habrían conllevado a que parte de su atmósfera se hubiera perdido mediante mecanismos de escape termales, como el escape hidrodinámico, o no termales, como la pulverización catódica (Melosh y Vickery, 1989; Chassefière y Leblanc, 2004), y por ende, ante una atmósfera delgada, un clima cálido no se habría podido desarrollar.

Por otro lado, Pollack et al. (1987) sugirieron que en la historia temprana de Marte procesos de desgasificación y de descomposición térmica de rocas carbonatadas pudieron haber actuado como mecanismos de reciclaje de CO₂ para la atmósfera. Según ellos, esto habría permitido que por un periodo de tiempo significativo, de aproximadamente 1 G.a, la atmósfera tuviera altos contenidos de dióxido de carbono (presiones de entre 1 y 5 bar, dependiendo de variaciones en su oblicuidad o la excentricidad de su órbita), y por ende, que durante parte de su historia el clima del planeta fuera más cálido, permitiendo la existencia del agua líquida sobre su superficie.

De igual modo, Sagan et al. (1973) señalaron que dependiendo únicamente de la cantidad de volátiles que poseen las capas polares de Marte, la vaporización de estos podría conllevar a que la presión atmosférica alcanzara niveles de entre 40mbar y 1bar. Altas presiones, según ellos, generarían la condensación estratosférica del CO₂. Dicho fenómeno habría podido tener un impacto positivo sobre el efecto de invernadero marciano al evitar el escape de energía térmica hacia el espacio, conllevando a un aumento en las temperaturas y por ende, permitiendo que el agua líquida fuera estable. La condensación del CO₂ también podría conllevar a un enfriamiento del planeta, debido a un incremento en el albedo, no obstante, incluso si las temperaturas no llegaron a superar el punto de congelamiento, el agua igualmente pudo haber fluir sobre el ecuador bajo presiones atmosféricas elevadas (Sagan et al., 1973).

En cuanto a los análisis geoquímicos, aquellos enfocados en determinar la cantidad de agua desgasificada desde la superficie de Marte a partir del fraccionamiento isotópico de componentes atmosféricos como el O y el N han indicado que Marte poseía grandes cantidades de agua sobre su superficie (McLeroy et al., 1977 como se citó en Carr, 1987). No obstante, dichos volúmenes de agua desgasificada son bajos en comparación con los que el paisaje geomorfológico pareciera sugerir (Carr, 1987), por lo tanto es probable que una gran parte de esta se haya infiltrado en el suelo, formando un sistema de agua subterránea (Carr, 1979, 1987; Clifford, 1993).

Otros estudios más recientes, no enfocados únicamente en la geoquímica atmosférica sino también en la evidencia mostrada directamente por el registro mineralógico de su superficie, han mostrado la existencia (sobre ciertos sectores de su superficie, como Mawrth Vallis) de filosilicatos y sulfatos (Bibring et al., 2006), así como también de rocas con contenidos relativamente altos de carbonatos (Boynton et al., 2009). Según estos autores, la formación de estas litologías son evidencia de que la atmósfera temprana de Marte era gruesa y rica en CO₂, y por

ende habría permitido el desarrollo de un clima cálido y húmedo.

Partiendo de todo lo anterior parece entonces viable considerar que dentro del cuadrángulo Oxia Palus el agua líquida fue un importante agente modificador de la superficie durante una parte de la historia, no obstante el desarrollo de algunas geoformas sugiere que periodo fríos tuvieron que haber existido. Esto parece concordar con el hecho de que cambios en el flujo de energía solar, en la oblicuidad o en el albedo de las capas polares (Sagan et al., 1973), entre otros factores, pudieron haber generado variaciones en el clima de Marte.

8.1.3 Fluvial Vs Glacial. Los modos de formación en conjunto con los análogos terrestres señalados para geoformas como canales, depósitos tipo abanico y barras, parecen indicar que su formación fue consecuencia de procesos fluviales. Por su asociación con las demás se podría llegar a hipotetizar que los outflow channels y las geoformas asociadas a ellos fueron formados como conjunto por flujos de inundación, no obstante dicha consideración no es tan clara. El terreno estriado, los macizos residuales e incluso los propios outflow channels (Lucchitta, 1982) cuentan con análogos terrestres cuya génesis es producto de procesos tanto glaciales como fluviales, hecho que genera incertidumbre sobre las condiciones bajo las cuales ocurrió su formación y por ende conlleva a que no sea evidente si fue el ambiente fluvial o glacial quien dominó en el desarrollo de los outflow channels

Aquellos que respaldan un origen fluvial, Milton (1973), Baker y Milton (1974), Baker y Kochel (1979), Carling et al. (2009), entre otros, consideran que los outflow channels y las geoformas asociadas con ellos son producto de flujos de inundación catastróficos, conclusión que surgió principalmente a partir de la comparación entre dichas geoformas y aquellas encontradas en el Channeled Scabland, una región ubicada al este de Washington, Estados Unidos, que fue

erodada por inundaciones de gran magnitud producidas por la liberación repentina de agua acumulada en el lago glacial Missoula (Ver Bretz, 1956; Baker, 2009).

Lucchitta et al. (1981) y Lucchitta (1982), por otro lado, hipotetizaron que un origen fluvial no constituía la única alternativa y que su formación podría haber ocurrido en un ambiente glacial. De manera general, según ellos la erosión inicial de los outflow channels si fue generada por los flujos de agua que emergieron de los terrenos caóticos, sin embargo dichos flujos habrían evolucionado a masas glaciales, las cuales debido a su propio peso y altura empezarían a fluir a lo largo de los canales previamente ocupados por flujos de agua como glaciares. Además de los argumentos teóricos que permitirían la estabilidad y movilidad de flujos de hielo, geomorfológicamente su hipótesis se basa en que algunas de las geoformas asociadas a los outflow channels, específicamente los macizos residuales, el terreno estriado e incluso las terrazas, tienen análogos terrestres asociados no sólo al ambiente fluvial sino también al glacial, e igualmente, que las dimensiones de estos últimos son más similares a las de las geoformas observadas en Marte. Otra incertidumbre sobre un origen fluvial consiste en que no hay canales en la Tierra cuyas dimensiones se comparen con la de los outflow channels observados en el cuadrángulo (Lucchitta et al., 1981), no obstante, masas glaciales sí podrían formar valles de su misma escala.

A pesar de este desacuerdo entre un origen fluvial o glaciar para algunas de las geoformas descritas, basándose en lo previamente señalado consideramos que la formación de la mayoría de ellas se asocia directamente con flujos de inundación principalmente por tres razones: (1) existe una buena evidencia de que geoformas depositacionales asociadas a flujos de agua se desarrollaron, (2) las características asociadas al terreno estriado y a los macizos residuales parecen ser explicadas por una serie de condiciones que pueden darse como producto de una génesis fluvial y (3) aunque individualmente estas geoformas tienen análogos terrestres con características

morfológicas muy similares asociados a los dos ambientes, como conjunto muestran una disposición similar a la observada en zonas donde ocurrieron inundaciones catastróficas, como en Estados Unidos (Washington - inundaciones del lago Missoula, Idaho - inundación de lago Bonneville) (Baker, 1978); Islandia (inundaciones/jökulhlaups a lo largo del río Jökulsá á Fjöllum) (Wells, 2016) o Rusia (Carling et al., 2002; Komatsu et al., 2007).

Cabe resaltar que con esto no se descarta la posibilidad de que se hayan podido desarrollar masas glaciales sobre los outflow channels y que estas hayan sido agentes modificadores directos o indirectos de la superficie. Modelos climáticos como los de Sagan et al. (1973) o Forget et al. (2006) muestran como diferentes variables pueden influir en las condiciones climáticas en Marte, por lo tanto es posible que diferentes ambientes hayan predominado sobre distintos periodos de tiempo. De igual manera, aunque masas de hielo no se hayan llegado a desarrollar, parece evidente que los modos de formación de algunas geoformas indican la existencia de periodos fríos en donde el agua pudo solidificarse.

8.1.4 Temporalidad de los procesos en Oxia Palus. Mediante las dataciones y el análisis geomorfológico realizado se determinó la posible temporalidad de los procesos que modificaron al terreno cubierto por el cuadrángulo Oxia Palus, específicamente en las regiones próximas a los outflow channels, donde se puede ver la mayor diversidad de geoformas. Un resumen de los eventos se presenta a continuación:

1. Los primeros flujos erosionales en el cuadrángulo ocurrieron entre el Noaquiario tardío y el Hesperiano Temprano.

Las edades determinadas para terrazas desarrolladas cerca del nacimiento de Shalbatana y Ares Vallis indican que las primeras inundaciones en este outflow channel ocurrieron hace cerca de 3.7

Ga, edad cercana a la que se ha propuesto previamente (Marchenko et al., 1998; Warner et al., 2009).

Posiblemente asociados a los primeros flujos, el análisis del piso de Ares Vallis parece indicar que sobre 3.7 Ga también se registraron los últimos procesos erosionales asociados a inundaciones en la parte intermedia de este outflow channel. Las barras de remolino observadas en Ares Vallis se formaron cerca de este mismo periodo, confirmando que los flujos eran activos sobre la zona para ese entonces.

De igual manera, sobre el sector intermedio del piso de Tiu Vallis los últimos flujos que erodaron la superficie parecen haber finalizado hace cerca de 3.7 Ga. No obstante, esto no parece estar en acuerdo con lo propuesto por otros autores, para quienes el retrabajamiento fluvial en los outflow channels estudiados terminaron durante el Amazoniano Temprano (Rotto y Tanaka, 1995; Marchenko et al., 1998; Warner et al., 2009)

La consideración de que el sector intermedio de ambos outflow channels no ha sido erodado desde el Noaquiano Tardío se base en el hecho de que los cráteres (los cuales consideramos primarios) empleados para realizar dichas dataciones no se encuentran degradados, e incluso alrededor de algunos de ellos su eyecta aún es visible (imagen de la CTX: B05_011515_1867_XI_06N019W). En caso de que otros flujos hayan circulado a lo largo de Ares y Tiu Vallis después de la edad señalada, estos no habrían generado procesos erosionales de gran escala sobre su parte intermedia, por lo tanto su velocidad tendría que haber sido considerablemente baja.

2. La fase principal de eventos de inundación se dio predominantemente a lo largo del Hesperiano Tardío, entre 3.7 y ~3.1 Ga, cuando una nueva serie de flujos generaron procesos erosionales y depositacionales sobre todos los outflow channels, principalmente cerca de su parte

inicial.

En Ares Vallis, entre 3.7 y 3.4 Ga se generaron los flujos responsables por la formación de seis de los niveles de terrazas que pueden observarse cerca de su nacimiento. A una menor altura topográfica, una datación del piso del outflow channel realizada sobre dicha zona muestra que los últimos flujos habrían finalizado hace 3.5 Ga, sin embargo, teniendo en cuenta la edad de las terrazas y el error asociado con las dataciones, es probable que en realidad el último periodo de erosión fluvial sobre el piso haya sido un poco más joven que 3.4 Ga.

La edad de la capa sedimentaria depositada sobre el cráter Ares (destacada por tener múltiples depresiones de origen termokárstico) indica que sobre la parte inicial de Ares Vallis las inundaciones continuaron por lo menos hasta hace 3.3 Ga, no obstante estas habrían generado procesos depositacionales, no erosionales.

A su vez, dataciones realizadas cerca del nacimiento de Tiu Vallis, sobre un macizo residual tipo meseta y su piso, indican que al menos sobre esta porción del outflow channel se dieron eventos de inundación durante el Hesperiano Tardío, aproximadamente hasta cerca de 3.5 y 3.3 Ga.

Lo señalado anteriormente (edad de los últimos flujos sobre la parte inicial e intermedia) parece sugerir que los flujos emergidos desde Iani, Hydaspiis e Hydraotes Chaos erodaron y profundizaron progresivamente a Ares y Tiu Vallis cerca de su nacimiento, sin embargo no llegaron a generar modificaciones de gran magnitud sobre su piso aguas abajo, no obstante no es clara la razón por la cual esto habría ocurrido.

Durante esta época inundaciones catastróficas de alta velocidad también habrían ocurrido hace 3.5 Ga en Simud Vallis, mientras que sobre 3.3 Ga habría finalizado el único evento de inundación que parece haber sido responsable por la formación de Hydaspiis Vallis.

Como sugiere la datación del delta principal señalado por Di Achille et al. (2007), en Shalbatana Vallis las inundaciones habrían continuado hasta hace 3.4 Ga. A partir de entonces la actividad fluvial de gran magnitud habría cesado, no obstante flujos de agua de menor escala continuaron siendo activos, formando canales tributarios y generando procesos depositacionales sobre su piso.

Uno de los últimos eventos de inundación durante el Hesperiano Tardío estaría representado por la BR1. La edad “secundaria” de 3.1 Ga definida para esta barra podría indicar el fin de un proceso depositacional de origen fluvial, posible evidencia de que flujos de inundación si continuaron siendo activos sobre la parte intermedia de Ares Vallis. No obstante, de ser así, de acuerdo a lo señalado estas inundaciones habrían tenido una baja energía.

3. El último flujo de inundación de alta energía dentro del cuadrángulo posiblemente estaría representado por la edad de una terraza asociada a Tiu Vallis, cuyo desarrollo se dio hace 2.7 Ga. Tras la finalización de estos eventos, procesos de modificación de la superficie continuaron ocurriendo, al parecer de manera contemporánea, durante el Amazoniano como resultado de la degradación termokárstica del terreno, la erosión fluvial de pequeña escala, la erosión eólica y el manto de la superficie por la deposición de material de distintas fuentes.

A su vez es posible que inundaciones de baja magnitud y energía hayan continuado ocurriendo durante el Amazoniano Temprano. Como se ha señalado, debido a que las edades del Hesperiano Tardío definidas para algunos outflow channels parecen corresponder a periodos post-flujo erosionales, consideramos que los eventos de modificación de su superficie que ocurrieron entre 2.1 y 1.1 Ga (Amazoniano Temprano/Medio) (según indican las dataciones del piso de los outflow channels y de macizos residuales asociados a ellos) no estuvieron asociados con la erosión de flujos de inundación catastróficos. Es posible que dichas edades representen la finalización de procesos erosionales o depositacionales de origen eólico. Otra posibilidad involucraría la acción

de flujos de agua, no obstante, no es claro si procesos depositacionales asociados a flujos con números de Reynolds bajos (como los sugeridos durante la formación de las barras trans-remanentes) pudieron haber generado la modificación de la superficie indicada por las dataciones.

Las primeras depresiones de origen termokárstico parecen haberse desarrollado sobre una capa que suprayace la base del cráter Ares durante el Amazoniano Temprano, tan pronto como hace 2.6 Ga. Considerando que la formación de dicha capa estuvo asociada con procesos fluviales y que la formación de las depresiones se dio por el derretimiento de cuerpos de hielo (Warner et al., 2010), entre 3.3 y 2.6 Ga parecen haberse dado cambios climáticos que habría permitido el congelamiento, descongelamiento y la evaporación del agua.

Otras depresiones termokársticas se desarrollaron aparentemente durante el Amazoniano Temprano/Medio, entre 1.5 Ga y 510 Ma, sobre las márgenes y la parte terminal de Shalbatana y Ares Vallis.

En general el desarrollo de las depresiones termokársticas no parece haberse dado de manera contemporánea. A pesar de que la formación de estas geoformas sugiere la existencia de cambios climáticos durante la historia de Marte, consideramos que no es preciso definir los periodos durante los cuales estos ocurrieron debido a la poca certeza en su edad de formación y a que como tal no es claro bajo que mecanismo (sublimación/derretimiento) se desarrollaron.

Procesos depositacionales asociados a flujos de agua de pequeña escala, evidenciados por el desarrollo de abanicos aluviales, habrían ocurrido también durante el Amazoniano Medio/Tardío (670, 340 y 170 Ma) sobre el piso de Shalbatana Vallis.

8.2 Cuadrángulo de Hellas

A continuación se señalan los posibles modos de formación de las geoformas descritas en el cuadrángulo Hellas, así como la posible temporalidad de los procesos responsables por su formación.

8.2.1 Modos de formación y análogos terrestres. Al igual que en el cuadrángulo de Oxia Palus, a partir de las descripciones de las geoformas, de análogos terrestres y de argumentos teóricos propuestos por algunos autores, sugerimos a continuación los mecanismos de formación para las diferentes geoformas representativas de Hellas asociadas a un ambiente periglacial y glacial.

8.2.1.1 Flujos de Detritos (RLV, RCC y DFL). De acuerdo a las características geométricas y texturales descritas para los DFL, RLV y RCC, se puede pensar que el modo de formación de estas estructuras se encuentra estrechamente relacionado (e.g. Levy et al., 2007; Morgan et al., 2009; Levy et al., 2010).

Estas geoformas suelen estar localizadas sobre las mismas latitudes y muestran un comportamiento de deformación reológica similar, por lo que para varios autores las características deformacionales y degradacionales (lineaciones, líneas de crecimiento, bandas de presión) asociadas a ellas son evidencia de que su formación estuvo relacionada con la presencia de hielo (Li et al., 2005; Lasue et al., 2013)

Debido a la morfología que tienen los depósitos de RLV se esperaría que el material que los constituye proviniera desde un punto situado a lo largo de los outflow channels y que a partir de allí el material se depositara paralelamente a su dirección, como ocurre cerca del nacimiento de Niger Vallis (Figura 110a) y como se pueden observar en algunos casos en la Tierra (Figura 110b).

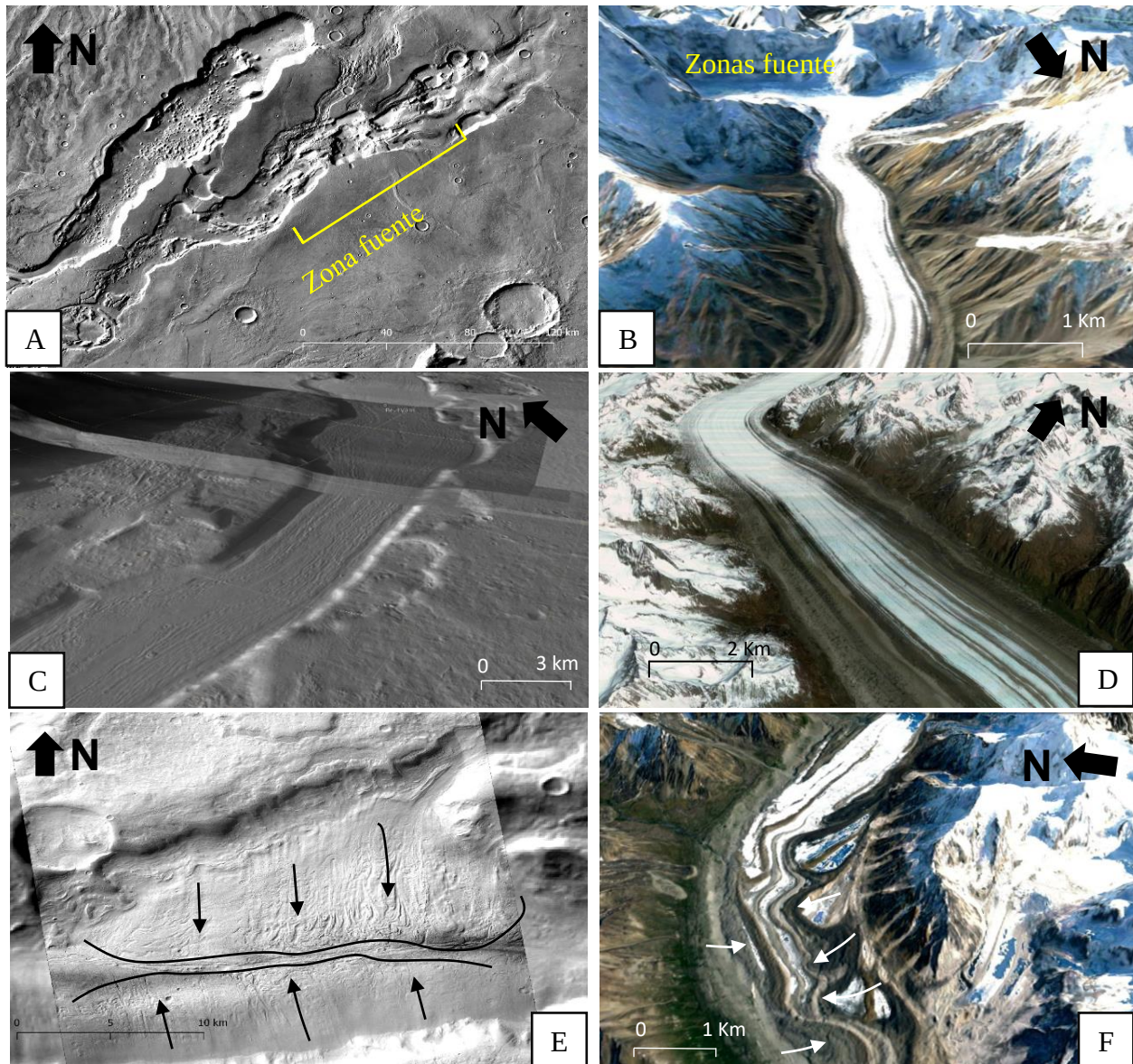


Figura 110. Posibles análogos terrestres de RLV del cuadrángulo de Hellas. (a) Macizos remanentes en cabecera superior del outflow channel de Niger Vallis como posible fuente de material detrítico de RLV. (b) y (c) Salientes topográfica en la parte superior como fuente principal de los depósitos. (c) y (d) RLV en Reull Vallis y ejemplo en la Tierra. Se observa una dirección paralela a la del canal sin perturbaciones. (e) y (f) Depósitos lobulados transversales a la dirección de los valles (Reull Vallis y “Susitna glacier” le al sur de Alaska) . Mosaico de imágenes de la CTX e imágenes satelitales tomadas de Google Earth.

Sin embargo, en varias secciones de los outflow channels no es evidente una fuente que pueda generar depósitos continuos que lleguen a extenderse ampliamente a lo largo de estos (Figura 110c), por lo que Squyres (1978) propuso un modelo en el que los lóbulos originados a partir de

las paredes de los outflow channels (Figura 110e y f), al depositarse sobre su piso, formarían bandas longitudinales perpendiculares a su dirección de flujo como resultado de fenómenos mecánicos de compresión. Debido a esto, a medida que el aporte de material prosiguió estas bandas, que se habrían alineado paralelamente a la dirección del outflow channel, se harían más evidentes (Figura 111). A su vez, procesos eólicos junto con variaciones topográficas a lo largo de los valles facilitarían el desarrollo de dichas lineaciones.

Al igual que los RLV, los RCC parecen haberse formado como producto de la acumulación de material sobre cuerpos de hielo. En este caso la fuente de dichos sedimentos serían los bordes y las paredes erosionadas de los cráteres de impacto en los cuales se desarrollan los depósitos. A medida que el material erodado se emplazó y acumuló sobre el piso del cráter diferentes patrones de deformacionales se crearon en ellos.

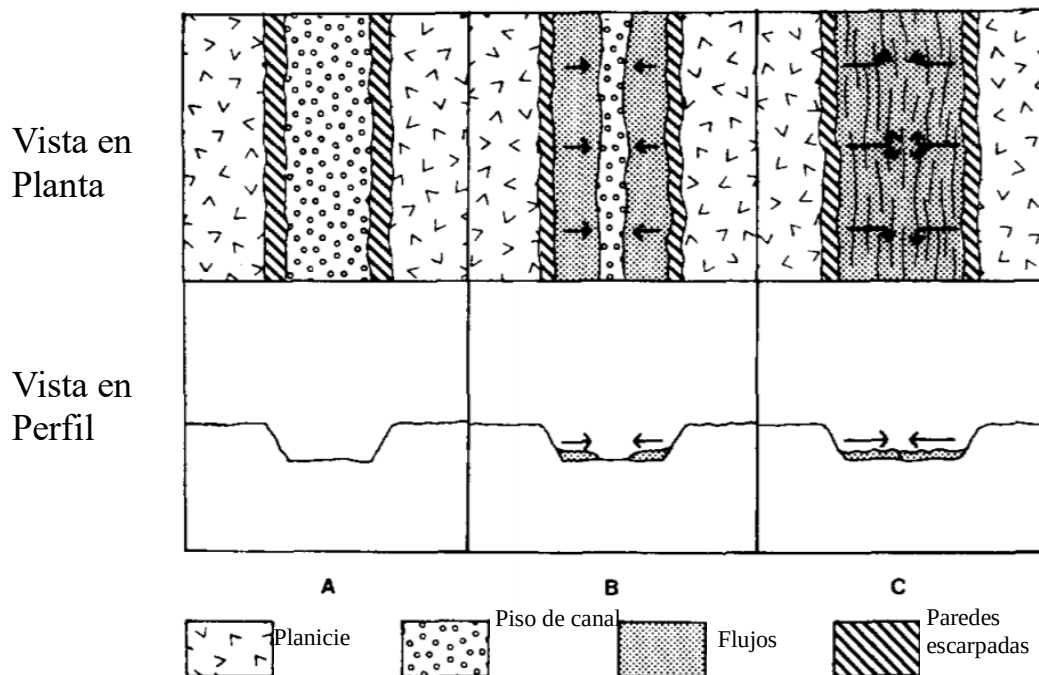


Figura 111. Formación de RLV en el fondo de un canal. Tomado y adaptado de Squyres (1978).

Por otro lado, las características topográficas y geométricas de los DFL observados en el cuadrángulo se pueden relacionar con diferentes estructuras morfológicas de pie de talud que se forman en la Tierra, tales como los lóbulos de protalus (Protalus Lobes) y las rampas de protalus (Protalus Rampart), los cuales corresponden a depósitos formados a partir de escombros y hielo sobre la base de formaciones montañosas (Figura 112) (e.g. Whalley, 1983; Whalley y Martin, 1992; Ballantyne y Benn, 1994; Shakesby, 1997; Whalley, 1997; Harrison et al., 2008).

Estas estructuras se asocian en ocasiones a un mismo ambiente de formación por lo que diferenciarlas e interpretarlas desde un punto de vista morfológico puede generar ambigüedades, haciendo de este un tema controversial y discutido por varios autores (e.g. Ballantyne y Benn, 1994; Shakesby, 1997; Whalley, 1997; Whalley, 2003).

Según Whalley (2003) el término “lóbulo de protalus” fue introducido por Hamilton y Whalley (1995) como un concepto no genético debido a los posibles orígenes del hielo y de la topografía. Sin embargo, según Harrison et al. (2007) los lóbulos de protalus se desarrollan por lo general bajo un régimen periglacial en donde escombros de roca erodados y arrastrados sobre la pendiente y la base de macizos terminan por sepultar masas de hielo, permitiendo su conservación (e.g. Whalley, 2003; Mahaney et al., 2007; Harrison et al., 2007). Debido a esto para la formación de estos lóbulos se requieren de tres condiciones principales: (1) la presencia de permafrost o cuerpos de hielo, (2) nevadas “relativamente” bajas y (3) un área fuente que suministre los sedimentos (Harrison et al., 2008).

Por otro lado, las rampas de protalus son estructuras que se generan por la acumulación de escombros de roca frente a “parches o capas de nieve” (Figura 113) (Shakesby et al., 1997; Whalley, 2003), por lo que puede compartir las mismas condiciones de formación con los lóbulos de protalus, con la única diferencia de que las nevadas deben ser más frecuentes y que el

emplazamiento de los depósitos no se encuentra restringido únicamente a la base del macizo, si no que este puede darse en diferentes lugares en tanto allí existan capas de nieve. A pesar de que inicialmente se podría inferir un ambiente glacial para su génesis (Whalley, 2003), estas estructuras pueden presentar un modelo de formación glacial, periglacial o un modelo compuesto que combine procesos glaciales y periglaciales (e.g. Whalley, 2003; Colucci et al., 2016).

Por lo anterior, suele ser complejo clasificar a los DFL observados en el cuadrángulo como lóbulos de protalus o rampas de protalus, ya que tan solo para la Tierra es poco el conocimiento que se tiene sobre la naturaleza de estas estructuras y el volumen de hielo que contienen (Whalley, 2003).

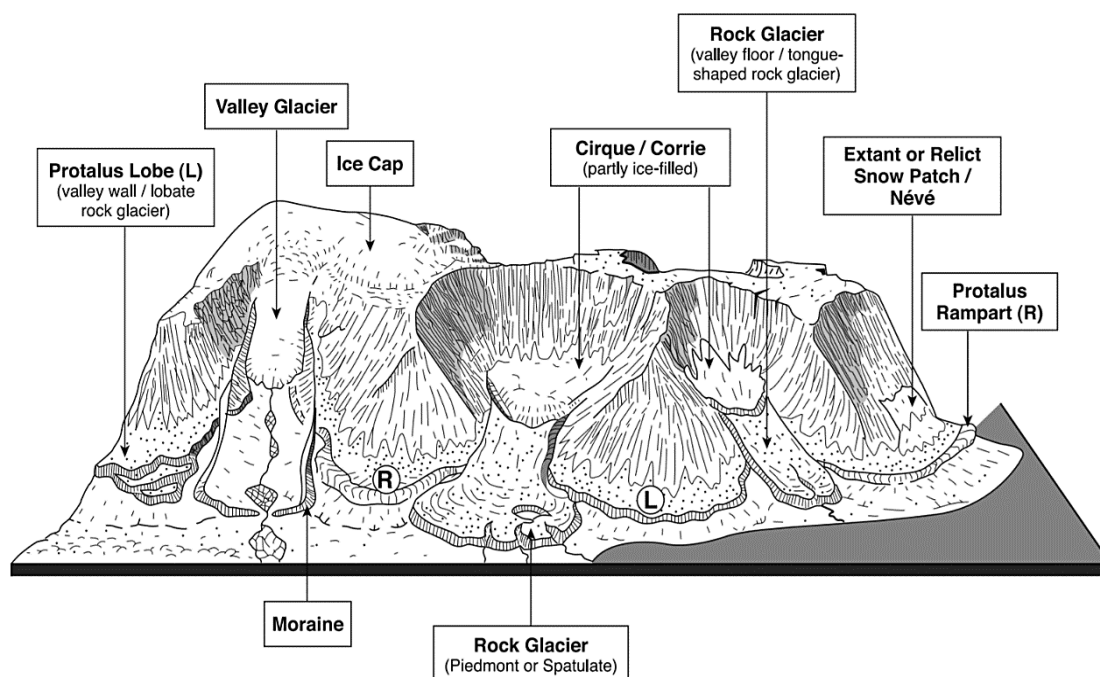


Figura 112. Estructuras de pie de talud y componentes de hielo en general en áreas montañosas. Tomado de Whalley (2003).

Adicionalmente no todos los autores comporten el mismo modelo genético para estas geoformas y en general, para realizar un análisis más confiable son necesarias las investigaciones en campo, un claro impedimento al estudiar Marte. A pesar de esto, en este trabajo se interpretaron

a los DFL como un equivalente morfológico a los lóbulos de protalus, ya que cumplen con las típicas características geométricas y de locación propias de ellos, tales como: (1) una forma elongada y lobular, (2) una superficie convexa, (3) su emplazamiento en la base del talud y (4) patrones texturales que muestran la deformación del flujo (Figura 114) (e.g. Mangold, 2003; Pierce y Crown, 2003; Whalley, 2003; Li et al., 2005; Mahaney et al., 2007; Head et al., 2010).

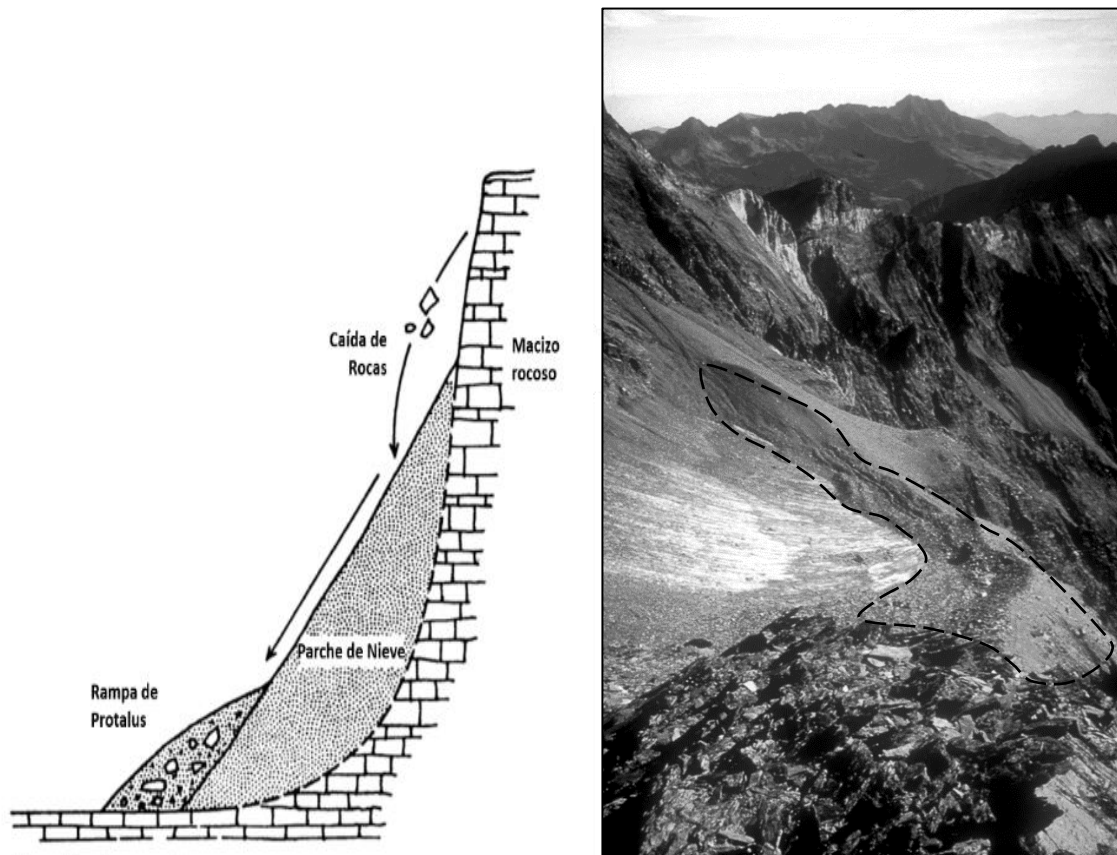


Figura 113. Ejemplo de rampas de protalus. (a) Desarrollo de rampas de protalus. La caída y deslizamiento de escombros de roca se acumula posteriormente al pie de la base de una capa de nieve. Tomado y adaptado de Barsch (1996). (b) Ejemplo de rampa de protalus activa al pie de un “glacierette” en Pic Campbell, Los Pirineos, Francia. Tomado de Whalley (2003).

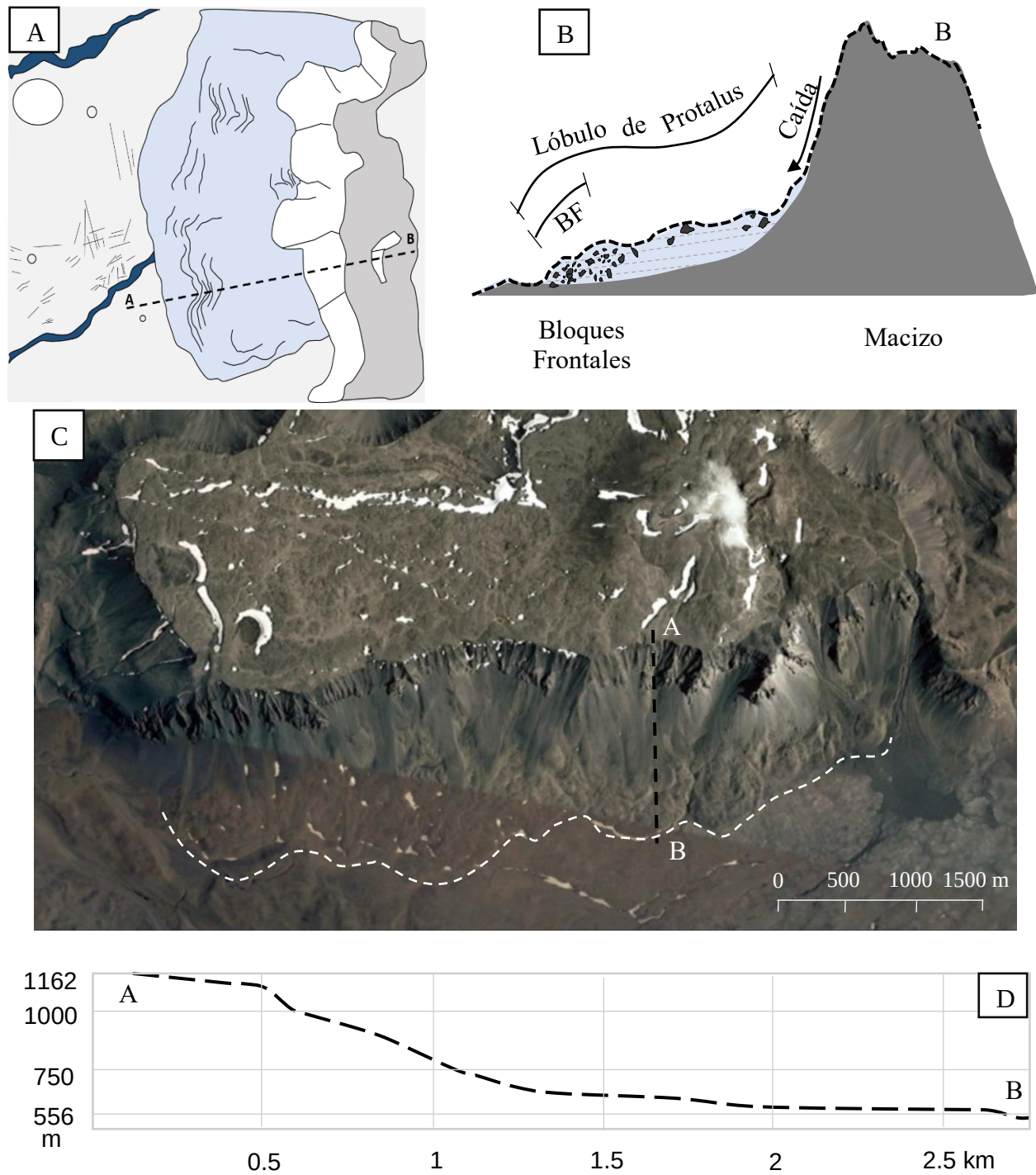


Figura 114. Lóbulo de protalus dentro del cuadrángulo de Hellas y posible análogo terrestre. (a) y (b). DFL equivalente a lóbulo de protalus observado en el cuadrángulo. (c) y (d) posible lóbulo de protalus terrestre ubicados en Svalbard, Noruega. Imagen satelital tomada de Google Earth.

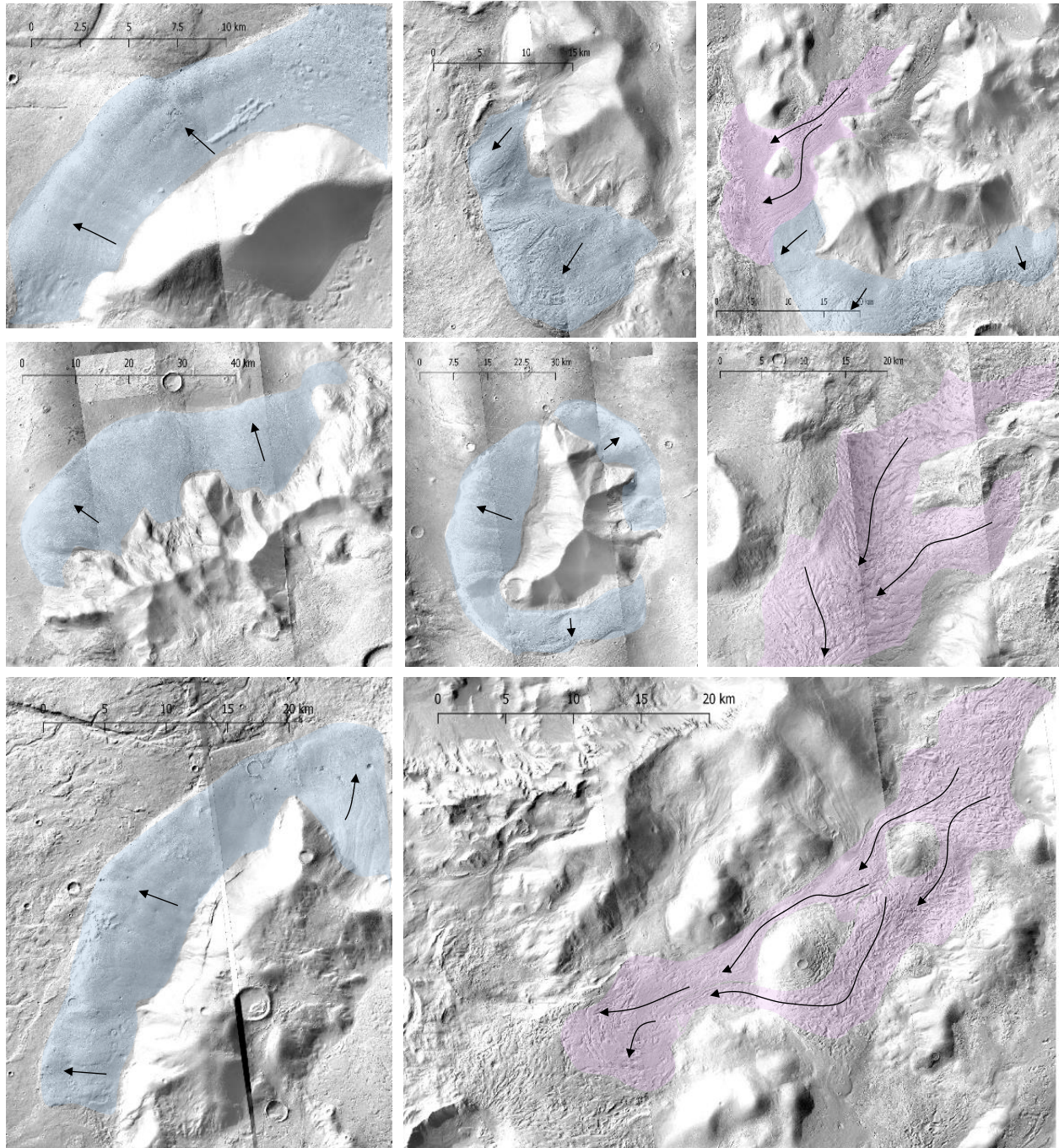


Figura 115. DFL vistos en planta dentro del cuadrángulo de Hellas. En azul se marcan los DFL equivalentes a los lóbulos de protalus que rodean las formaciones montañosas y en púrpura se señalan los DFL con una cobertura no radial a la zona fuente del material. Mosaico de imágenes de la CTX.

Lo anterior se afirma, siempre y cuando se tenga en cuenta la siguiente premisa: todos los lóbulos de protalus corresponden a derrubios frontales lobulados, pero no todos los derrubios

frontales lobulados corresponden a lóbulos de protalus. Esto se recalca ya que no todos los DFL descritos se encuentran rodeando a formaciones montañosas desde la base ni se expanden de forma radial/concéntrica.

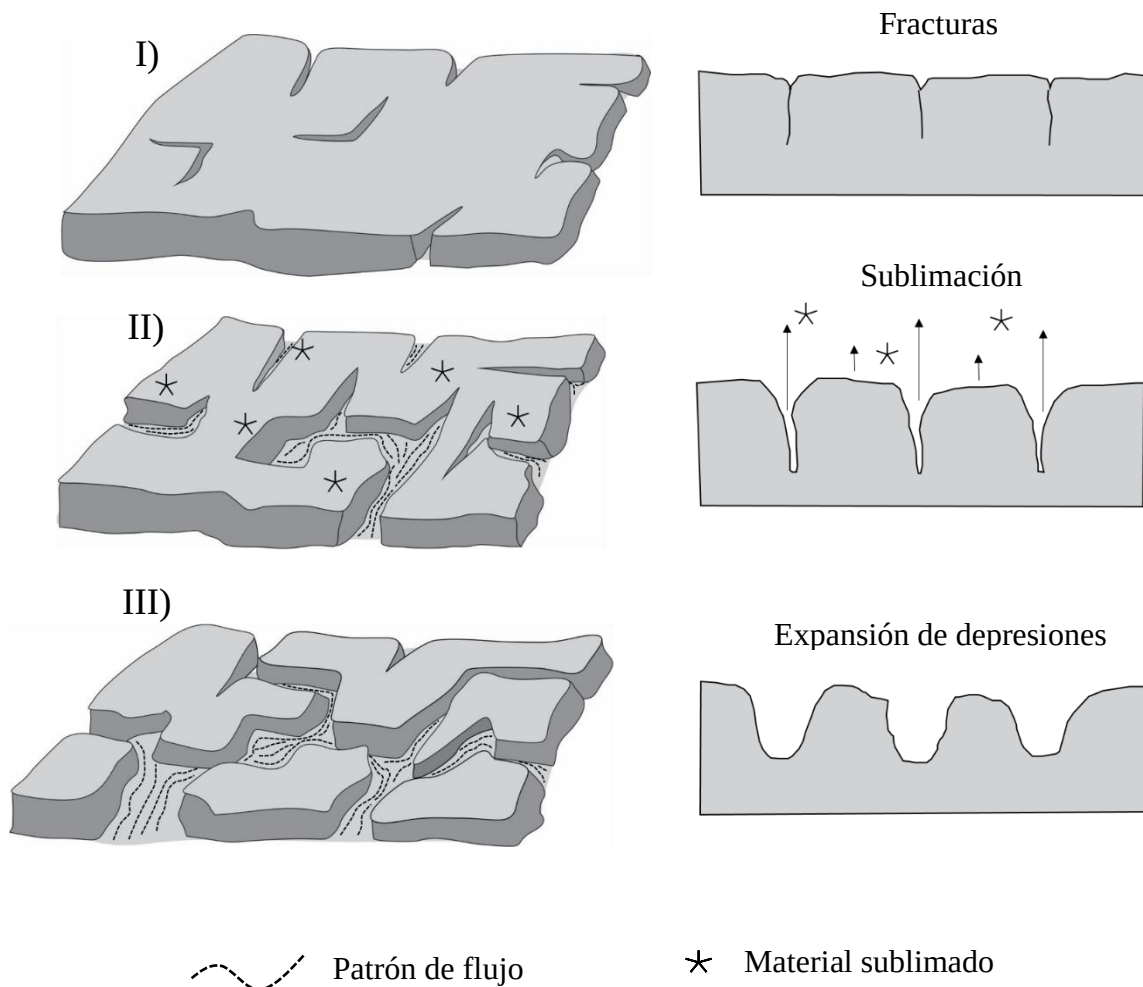


Figura 116. Evolución de procesos degradacionales por sublimación en algunas superficies con contenido de hielo. I) Formación de fracturas por deformación del cuerpo durante emplazamiento o por gelifracción. II) Fracturas facilitan el escape de partículas por sublimación, generando cavidades más grandes. III) Colapso de estructuras inestables por la pérdida de material. Se rellenan las cavidades y erosionan las paredes internas de las estructuras deprimidas debido al movimiento del material por acción eólica o por variaciones topográficas, generando mayor expansión de las cavidades y en ocasiones aislamiento de bloques. La secuencia muestra la evolución de una textura de mesetas-y-cavidades. Secuencia de la derecha tomada de Mangold (2003, 2011). Secuencia de la izquierda corresponden a la vista en planta.

Otros DFL, por ejemplo, no siguen un curso radial desde el macizo que suministra el material si no que mantienen un curso que depende del relieve de la superficie (figura 115).

A su vez, como se mencionó, estos flujos de detritos (RLV, RCC y DFL) se caracterizan por tener diferentes texturas generadas tanto por la deformación del material durante su emplazamiento, ya sea por posibles variaciones en la viscosidad del material (Paterson, 1994) o por el movimiento e interacción con otros flujos, como por la degradación del material producto de la sublimación del hielo.

En los DFL de textura caótica, por ejemplo, la presencia de cavidades y de grietas son indicios de que la degradación no fue homogénea sobre toda la superficie, lo cual podría indicar dos cosas: (1) las grietas constituyen rutas importantes para el escape de partículas de hielo, las cuales se sublimarían antes de entrar en contacto con la atmósfera (Mangold, 2003); y (2) existían mayores concentraciones de hielo en determinadas localidades de los DFL, posiblemente debido a que el espesor y las propiedades litológicas del material fueron heterogéneas. Una cobertura de mayor grosor habría evitado la rápida sublimación del hielo, mientras que, una baja porosidad, por ejemplo, no habría permitido que esto ocurriera.

Las depresiones generadas como producto de la sublimación del hielo, representadas por las cavidades, serían rellenadas y moldeadas posteriormente por el material circundante, el cual habría colapsado debido a la inestabilidad generada por dicho proceso (Figura 116).

8.2.1.2 Lengua de detritos. Las lenguas glaciares en la Tierra consisten de un sistema glaciar compuesto por una zona de acumulación y una zona de ablación. La acumulación se da en la zona superior del glaciar y puede considerarse como la zona interna de un circo glaciar. En esta se deposita el material generado a partir de fenómenos de precipitación atmosférica como nevadas,

granizo o procesos de deposición. La acumulación se puede ver influenciada por procesos eólicos y de remoción en masa (Benn y Evans, 2010).

Por otro lado, la zona de ablación corresponde a la parte inferior del glaciar y es donde se genera el movimiento del este cuesta abajo, donde ocurre pérdida de su masa por procesos de fusión, evaporación, sublimación o fracturamiento y desprendimiento de material (Benn y Evans, 2010). Si la acumulación es mayor que la ablación, la lengua glaciar crece y avanza, pero si por el contrario, la ablación excede la acumulación, esta disminuye y retrocede.

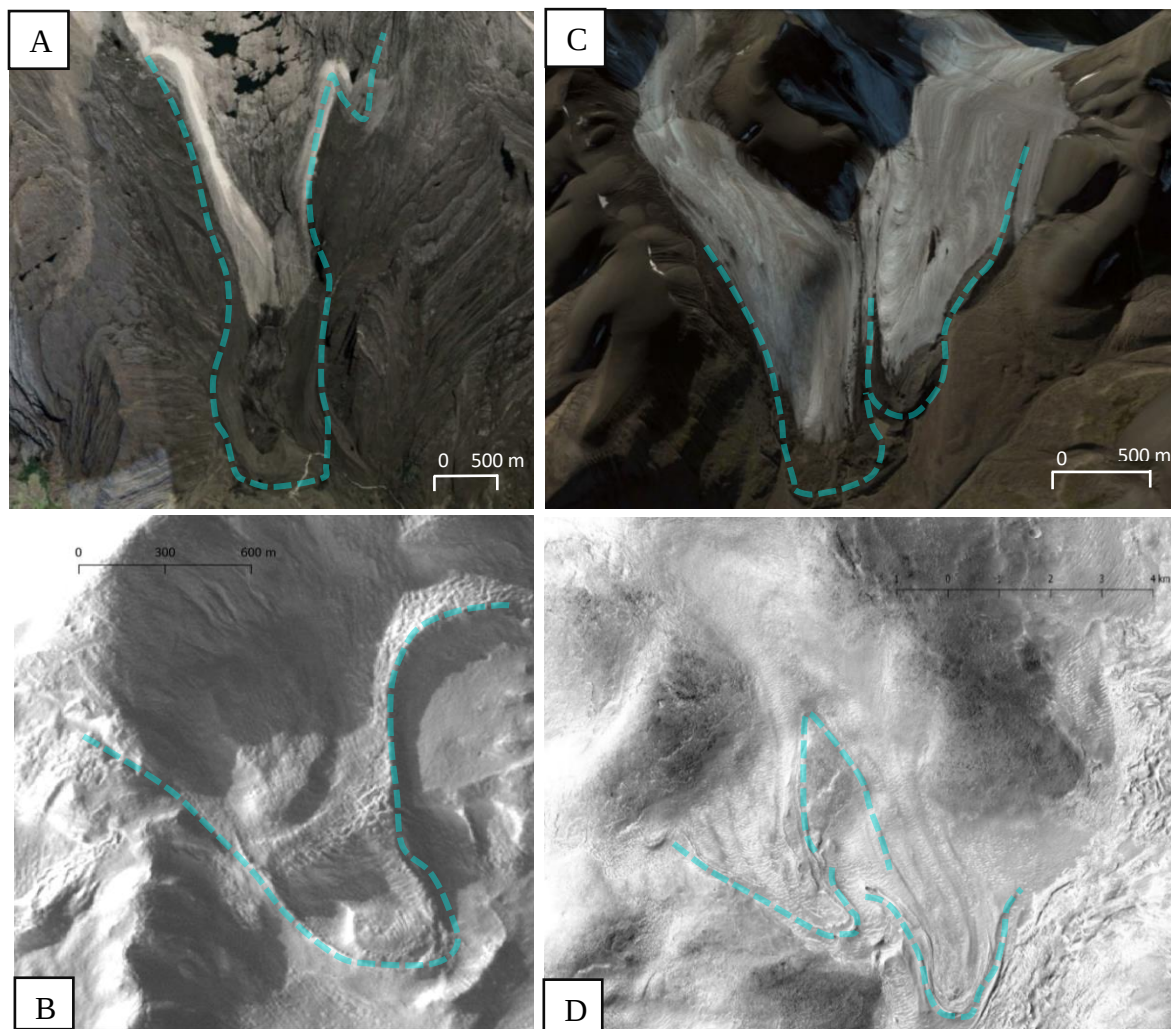


Figura 117. Análogos terrestres de las LD definidas en el cuadrángulo de Hellas. (a) y (b) Lengua glaciar terrestre individual en la serranía del Cocuy (Colombia) limitada por morrenas laterales y frontales, comparable con las geoformas individuales en la región. (c) y (d) set de lenguas al sur oeste del archipiélago de Svalbard (Noruega) comparables con las lenguas marcianas ubicadas en los montes de Hellas.

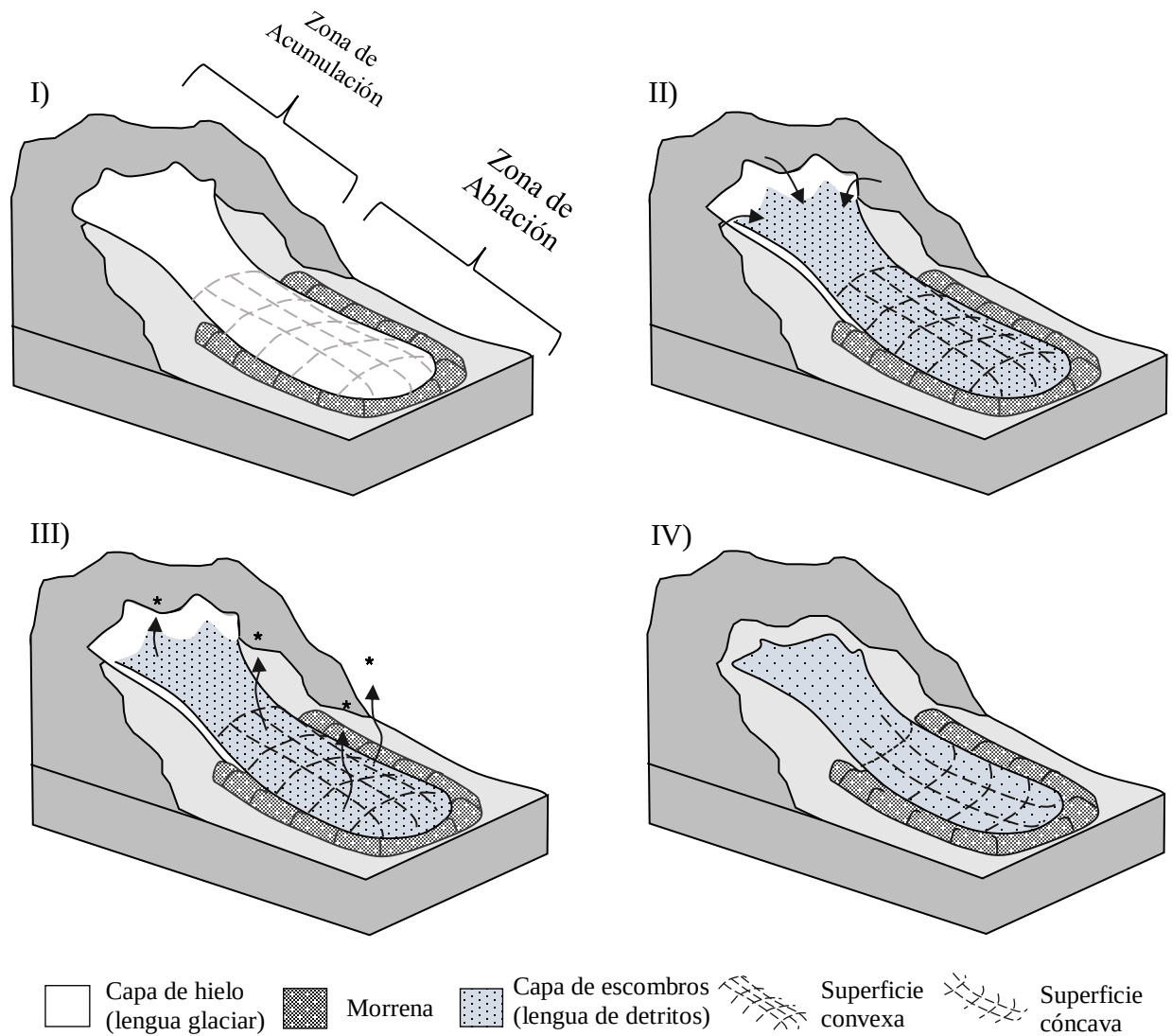


Figura 118. Modelo de formación de las LCc. I) Acumulación de hielo y formación de lengua de junto con estructuras morrénicas por arrastre y empuje de material pre-existente. II) caída de material circundante y formación de cubierta de escombros. III) Degradación post-emplazamiento del hielo por sublimación gracias a fracturas generadas por deformación del cuerpo durante emplazamiento. IV) Subsistencia por colapso de la estructura principal debido a la pérdida de material, formando superficie cóncava.

Las geoformas en lengua de Hellas se asemejan morfológicamente de manera considerable a las lenguas glaciares de la Tierra (Figura 117), por lo que asociarlas a un proceso de formación similar a las de nuestro planeta es oportuno. A su vez, las texturas por sublimación que presentan,

como la textura knobby, son indicios de que estuvieron alguna vez expuestas a procesos de acumulación de hielo. Igualmente, consideramos que la asociación de estas geoformas con estructuras morrénicas indican que una masa potente como la de un glaciar tuvo que haber existido para que se generara la excavación y el arrastre del material infrayacente.

A pesar de que en la actualidad la superficie de Marte es fría y seca, donde el hielo es inestable a excepción de las zonas polares (Forget et al, 2006), se puede inferir que estas geoformas se generaron en el pasado siempre y cuando las condiciones orbitales del planeta permitieran la ocurrencia de procesos de precipitación de agua en estado líquido (lluvias) y sólido (nevadas), lo cual daría lugar a fenómenos de acumulación y ablación. Tales depósitos de hielo serían recubiertos posteriormente por capas de sedimentos provenientes de taludes de macizos adyacentes, permitiendo así la preservación del hielo.

La superficie cóncava que presentan la mayoría de las lenguas en esta región se formó posiblemente debido a la pérdida de material a través de procesos de sublimación. Tras la pérdida de masa se generó un periodo de subsidencia en la estructura. Dicha inestabilidad conllevó a que los escombros pertenecientes a la lengua fueran depositados sobre la base de la depresión generada por la pérdida de hielo (Marchant y Head, 2003; Hubbard et al., 2011) (Figura 118). Esto a su vez pudo ser posible si el hielo acumulado inicialmente fue mayor que la cantidad de sedimentos depositados posteriormente. Si dicha relación fuera contraria, es decir, que la cantidad de hielo acumulado inicialmente fuera menor y los sedimentos suministrados después fuera mayor, el material remanente adoptaría una forma más redondeada, semejante a la observada en la lengua de superficie convexa.

Aunque la forma que presenta la superficie de la LCx se puede explicar mediante procesos degradacionales y periodos de subsidencia (como se indicó previamente), la causa que

desencadenó su formación no es muy clara. Lo anterior se debe a que la zona fuente del material no es muy evidente, ya que los depósitos que suprayacen la geoforma dificultan la identificación de su proveniencia. Algunos autores como Baratoux et al. (2002) y van Gasselt et al. (2007) proponen un origen de deslizamiento catastrófico del material (avalancha) asociado a la presencia de agua líquida (Baratoux et al., 2002) o a la presencia de hielo o volátiles dentro de la estructura (van Gasselt et al., 2007). Estos autores atribuyen su zona fuente a las formaciones montañosas que se encuentran en la parte posterior de la lengua de detritos (Figura 119).

Consideramos que que las zonas fuentes propuestas por Baratoux et al. (2002) y van Gasselt et al. (2007), son posibles. Sin embargo no respaldamos una opción sobre la otra, ya que no se observan evidencias claras de la continuidad del flujo.

Debido a lo anterior la zona fuente de la LCx es todavía incierta, sin embargo su origen se asocia posiblemente al deslizamiento catastrófico de detritos, los cuales se emplazaron finalmente sobre capas de hielo. Esto último se evidencia en las texturas de degradación de la superficie (post-emplazamiento) por sublimación y por la presencia de cráteres anillados y degradados (presentes también en DFL, RLV y RCC) que indican la existencia de hielo bajo la cobertura de detritos (Kress y Head, 2008).

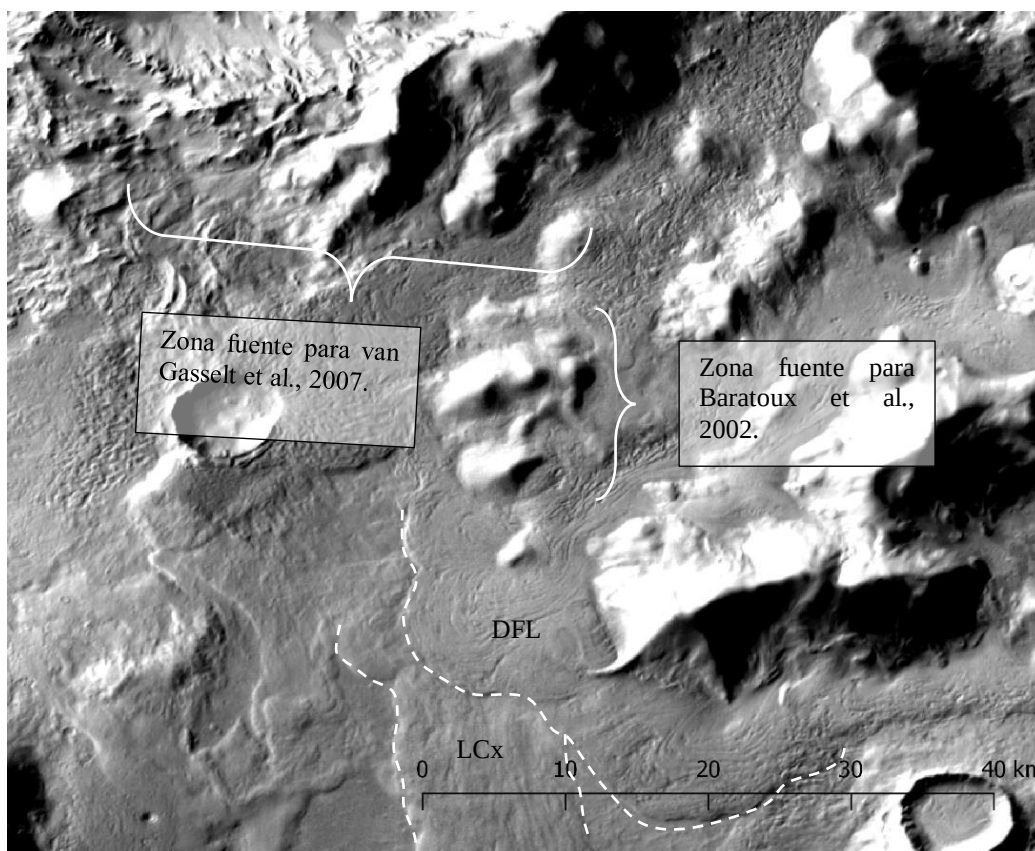


Figura 119. Posibles zonas fuentes para la LCx observada en el cuadrángulo de Hellas. Se señalan las zonas fuentes de la LCx de acuerdo a Baratoux et al., 2002 (Macizos remanentes al norte de la estructura) y van Gasselt et al., 2007 (crater de caldera volcánica al norte de la estructura).

8.2.2 Periglacial Vs Glacial. A pesar de que la definición de un ambiente periglacial ha tenido múltiples modificaciones a lo largo del tiempo (Rowley et al., 2015), se ha aceptado por varios autores que el desarrollo de permafrost e intensos ciclos de derretimiento y congelamiento caracterizan a una región bajo un dominio periglacial, el cual no se relaciona exclusivamente a cercanías de cuerpos glaciares (Whalley y Martin, 1992; Seppälä, 1997; Slaymaker, 2009; Rowley et al., 2015). Algunos procesos geomorfológicos que caracterizan a un paisaje periglacial son: agrietamiento por fluctuaciones térmicas, movimientos de remoción en masa, solifluxion (gelifluxión) y arrastre de hielo, formación de depresiones termokársticas, procesos fluviales por derretimiento de hielo, entre otros (Seppälä, 1997; Rowley et al., 2015)

Por otro lado, un ambiente glacial se define como aquel donde el principal agente de erosión y depósitaci3n es el hielo glaciar sin la intervenci3n de otro agente (Boulton y Deynoux, 1981). Evidencias geomorfol3gicas que indican un dominio glacial son los sedimentos y formas de relieve que se obtienen despu3s de una glaciaci3n como los circos, morrenas, valles glaciares, entre otros (Benn y Evans, 2010).

De acuerdo a las característic3s depositacionales y erosivas de un glaciar activo, Lawson (1981) propuso dos tipos de procesos: procesos primarios y procesos secundarios.

Los procesos primarios consisten en liberar y depositar los sedimentos generados por el hielo glaciar como fuente directa de material, mientras que los procesos secundarios son posteriores y se asocian a la movilizaci3n, reabajamiento y re-depositaci3n de materiales generados por procesos primarios o secundarios (Lawson, 1981). Por lo tanto, los dep3sitos generados por procesos primarios van a relacionarse principalmente a un ambiente glacial (debido a la interacci3n directa con el bloque/hielo glaciar) y los secundarios se asocian a los dem3s ambientes, dentro de estos el ambiente periglacial (Lawson, 1981). Dichos ambientes van a estar condicionados por factores climáticos y regímenes energ3ticos. A medida que el régimen energ3tico disminuye, las condiciones climáticas se relacionan a un ambiente periglacial. Mientras que un régimen energ3tico alto se va a relacionar con procesos de un ambiente glacial (Thorn y Loewenherz, 1987 como se citó en Slaymaker, 2009).

En la Tierra es, por lo tanto, indispensable la presencia agua para la formaci3n de estructuras glaciales y periglaciales. En Marte las condiciones superficiales actuales impiden que el agua, tanto en fase s3lida como líquida, se encuentre en equilibrio con la atm3sfera, donde la presencia de hielo se limita solo a latitudes superiores a los 60° - 70° (Mellon y Jakosky, 1995). Sin embargo, modelos num3ricos muestran que es posible la existencia de una superficie rica en hielo en

latitudes medias y tropicales, siempre y cuando la oblicuidad del planeta sea mayor a la actual, con valores $> 32^\circ$ de inclinación (e.g. Mellon y Jakosky, 1995; Forget et al., 2006). Por ende, las oscilaciones en la oblicuidad pueden llegar a generar cambios en el contenido de agua en la atmósfera y la temperatura global en el planeta (Mellon y Jakosky, 1995).

Debido a lo anterior, consideramos que las geoformas encontradas en Hellas se formaron en condiciones de alta oblicuidad y que de acuerdo a sus características geométricas, texturales y de formación descritas en puntos anteriores, se puede inferir que: (1) las geoformas erosionales formadas por el almacenamiento y movimiento directo de hielo o nieve (circos, valle glaciar, horns), junto con las estructuras depositacionales formadas por el empuje directo del glaciar (morrenas), son resultado de un dominio glacial. Y (2) las geoformas generadas por depositación gravimétrica sobre las capas de hielo (formadas previamente) que permiten la fluidez plástica del material (RLV, RCC, DFL y LD), son resultado de la disminución del régimen energético a un dominio periglacial. Por ende, estas geoformas depositacionales se encuentran suprayaciendo dichas masas de hielo. Dicha relación espacial se evidencia por ejemplo en las texturas degradacionales por sublimación; en las estructuras de cráteres anillados, los cuales se forman tras el impacto sobre superficies infrayacidas por substratos de hielo (Kress y Head, 2008); y en los sondeos de radar realizados sobre algunos sistemas lobulados de Hellas, donde se muestran propiedades asociadas al hielo de agua masivo bajo una superficie, lo que a su vez respalda la hipótesis de capas glaciares cubiertas por flujos detríticos (Holt et al., 2008; Plaut et al., 2009).

Partiendo de lo anterior y de los resultados obtenidos a partir del conteo de cráteres, se infiere que: (1) Primero se tuvo que generar un ambiente glacial, en el cual se formaron las capas de hielo. Dichas capas se almacenarían en las cuencas de cráteres, valles y se acumularían en la base y tope de algunos macizos, formando sobre estos las geoformas erosionales y las lenguas glaciares junto

con sus estructuras morrénicas. Y (2) Una disminución general en la oblicuidad, permitiría la formación de geoformas asociadas a un dominio principalmente periglacial (RLV, RCC, DFL y LD) o fluctuaciones entre glacial y periglacial; y a su vez, las diferentes texturas asociadas a procesos degradacionales por sublimación.

8.2.3 Temporalidad de los procesos en Hellas. La historia de modificación de la superficie de Hellas, especialmente en las latitudes medias de la región, se marca principalmente por diferentes procesos fluviales, glaciales y periglaciales. Cada uno de estos procesos dejaron registros sobre la superficie que, en muchos casos, fueron degradados por fenómenos posteriores y que, por consiguiente, dificulta determinar las edades correspondientes. Sin embargo, a continuación se presenta la temporalidad de los procesos asociados principalmente a las geoformas glaciales y periglaciales del cuadrángulo.

1. Las primeras evidencias fluviales de la región son marcadas por la formación de Niger y Dao Vallis. El primer flujo que permitió la formación de Niger Vallis se dio en el Noaquiano temprano hace aproximadamente de 3.9 Ga. Nuevos flujos que emergieron desde Ausonia Cavus modificaron el outflow channel a inicios del Hesperiano tardío (~3.6 Ga). Dichas edades se relacionan con episodios de actividad volcánica de los Montes Hadriacus durante ~3.7 - 3.9 Ga (Kukkonen y Kostama, 2018). Dao Vallis, por otro lado, presenta una edad post-erosional de 2.9 Ga, lo que implica que mientras uno se mantuvo activo (Dao Vallis), el otro dejó de serlo (Niger Vallis). Cabe resaltar que Ausonia Cavus presenta una edad secundaria de ~ 2.1 Ga, no obstante esta no representa la edad de un nuevo evento de inundación, ya que los cráteres de mayor diámetro dentro de la estructura (aquellos a partir de los cuales se determinó la edad de 3.6 Ga) no se observan degradados.

2. Las edades de Reull Vallis y Harmakhis Vallis no se pudieron determinar debido a que éstos se encuentran totalmente cubiertos por depósitos de RLV, los cuales no permitieron la identificación de los cráteres del piso de los valles. Sin embargo, Kostama et al. (2007) reportan diferentes edades de actividad fluvial para Reull Vallis, desde el Noaquiano tardío (~3.8 Ga) hasta el Hesperiano temprano (~3.6), mientras que Harmakhis Vallis presenta una edad de formación más reciente de ~850 - 780 Ma (Kostama et al., 2007).

3. Durante el Amazoniano tardío se generaron los diferentes tipos de depósitos ricos en hielo que caracterizan al cuadrángulo Hellas.

Los RLV datados tienen edades de post-emplazamiento de ~390 y 380 Ma, los RCC tienen edades de entre 400 y 41 Ma, y finalmente los DFL presentan edades de 130 - 42 Ma aproximadamente.

Teniendo en cuenta que para la formación de estos depósitos se requiere de capas de hielo pre-existentes, estas dataciones sugieren que previamente a los 400 Ma. Marte presentaba valores de alta oblicuidad, lo cual permitió la formación de masas de hielo sobre latitudes medias dentro del cuadrángulo. Bajo estas condiciones un ambiente glacial se habría desarrollado, conllevando a que masas de hielo se acumularan en zonas deprimidas del terreno (como valles y cráteres) y en las cimas y bases de las formaciones montañosas.

4. Las lenguas de detritos de morfología convexa y cóncava son las geoformas depositacionales más recientes en la región. La LCx presenta una edad de post-emplazamiento de ~18 Ma. Sin embargo, puede que esta edad corresponda a procesos de rejuvenecimiento de la superficie, ya que espacialmente esta geoforma se encuentra infrayaciendo los DFL o que su formación fue contemporánea con los DFL.

Por otro lado, las LCc presentan una edad post-subsidencia de ~ 9.6 Ma. La formación de las LD como la de los depósitos anteriores, implica condiciones climáticas asociados a un ambiente periglacial.

5. A lo largo del Amazoniano reciente desde 310 a 12 Ma aproximadamente, se presentaron procesos de rejuvenecimiento de la superficie asociados principalmente fenómenos de sublimación. Dichos fenómenos implican que las condiciones de presión atmosféricas no fueron siempre las mismas, permitiendo periodos de mayor o menor sublimación. Cabe resaltar que incluso en la actualidad, procesos de sublimación pueden seguir activos dentro del cuadrángulo.

9. Conclusiones

Los análogos geomorfológicos terrestres identificados con Google Earth fueron de gran utilidad para determinar los modos de formación de las geoformas. A su vez, las semejanzas entre estas sugieren que condiciones ambientales similares se desarrollaron en ambos planetas.

Las evidencias geomorfológicas indican que la gran mayoría de las geoformas descritas dentro del cuadrángulo Oxia Palus se formaron como resultado de procesos erosionales y depositacionales asociados a inundaciones catastróficas. Hacen parte de este grupo: barras, depósitos tipo abanico, terrazas, canales, macizos residuales y el terreno estriado. Por otro lado, las depresiones termokársticas y las grietas de contracción termal asociadas a ellas, sugieren el desarrollo de un ambiente periglacial.

En Oxia Palus los episodios de inundación catastróficos se dieron inicialmente sobre el Hesperiano Temprano (~ 3.7 Ga) y continuaron durante el Hesperiano Tardío (entre 3.6 y 3.1 Ga) y al menos parte del Amazoniano Temprano (hasta 2.7 Ga). Es posible que una nueva etapa de

inundaciones haya ocurrido sobre Simud, Tiu y Ares Vallis entre 2.2 y 1.1 Ga (Amazoniano Temprano/Tardío) no obstante estos flujos habrían tenido una energía lo suficientemente baja como para que produjeran únicamente procesos depositacionales.

Estos flujos habrían ocurrido bajo un régimen climático cálido en donde el agua líquida era estable sobre la superficie, ya que de no ser así masas glaciales se habrían desarrollado sobre el piso de los outflow channels. Consideramos que esto no ocurrió.

En caso de que la actividad fluvial a lo largo de los outflow channels haya continuado siendo activa durante todo el Amazoniano Temprano, esta se habría dado de manera intermitente, ya que durante esta época también se dio el desarrollo de las depresiones termokársticas.

En caso de que los flujos de inundación hayan finalizado durante la parte inicial del Amazoniano Temprano (~2.7 Ga), se podría considerar que el clima cálido que permitió la estabilidad del agua líquida empezó a evolucionar desde entonces hacia un estado más frío, dando paso al desarrollo de un ambiente predominantemente periglacial. Se podría hipotetizar que inicialmente las depresiones termokársticas se desarrollaron como resultado de procesos de derretimiento del hielo (tras ligeras variaciones climáticas), no obstante, tras la disminución de las presiones atmosféricas el proceso dominante habría sido la sublimación.

Uno de los últimos procesos de origen fluvial dentro del cuadrángulo Oxia Palus ocurrió durante el Amazoniano Medio/Tardío sobre el piso de Shalbatana Vallis, cuando flujos de agua de pequeña escala que conllevaron al desarrollo de abanicos aluviales.

Por otro lado, de acuerdo a las descripciones geomorfológicas del cuadrángulo de Hellas se obtuvo que las principales geoformas depositacionales como los rellenos lideados de valle, rellenos concéntricos de cráteres, derrubios frontales lobulados y lenguas de detritos son producto de un ambiente periglacial. Mientras que las estructuras morrénicas, circos glaciares, horns, valles y

aristas glaciares son producto de la interacción directa de una masa glaciar por lo que su ambiente de formación se asocia a un dominio glacial.

Tanto la geomorfología glacial y periglacial presente en el cuadrángulo de Hellas, junto con las características texturales de degradación por sublimación, indica que en el pasado Marte presentaba valores altos de oblicuidad.

Basándose en las edades por nuestro conteo de cráteres, se destacan tres periodos principales dentro de Hellas: (1) Antes de ~ 2.1 Ga (antes del Amazoniano medio) la zona oriental a la cuenca de Hellas presentaba un ambiente predominantemente fluvial, evidenciado por la formación de los outflow channels, (2) posteriormente, tras un incremento en la oblicuidad del planeta, entre ~ 2.1 Ga y 400 Ma (durante Amazoniano medio a inicios de Amazoniano tardío), se generó un ambiente glacial. En este se acumularon las principales masas glaciares, formando estructuras erosionales y depositacionales como circos, horns, aristas y morrenas. Y por último (3) posibles fluctuaciones en la oblicuidad, permitieron la formación de depósitos tales como los RLV, RCC, DFL y LD entre ~ 400 y 9.6 Ma (durante el Amazoniano más reciente) asociados principalmente a un ambiente periglacial.

En general, desde un punto de vista geomorfológico el presente trabajo parece indicar que durante una buena parte de su historia Marte presentó condiciones de presión y temperatura suficientemente altas para que flujos de agua fueran estables sobre la superficie, tanto en latitudes ecuatoriales (Oxia Palus) como en latitudes medias del hemisferio sur (Hellas). Después de este periodo de eventos de inundación, en ambos cuadrángulos dominaron los procesos asociados a condiciones climáticas más frías, no obstante, debido a su ubicación, sobre cada uno de ellos los ambientes desarrollados habrían diferido. En Oxia Palus es posible que la actividad fluvial continuara por un mayor tiempo y se haya dado de manera oscilatoria con procesos periglaciales,

mientras que en Hellas las inundaciones habrían estado seguidas por un ambiente glacial y posteriormente por uno periglacial.

A pesar de lo señalado, es claro que se requiere de análisis más detallados para determinar con mayor precisión los procesos responsables para la configuración actual de las zonas estudiadas así como su temporalidad.

Referencias Bibliográficas

- Arfstrom, J., & Hartmann, W. K. (2005). Martian flow features, moraine-like ridges, and gullies: Terrestrial analogs and interrelationships. *Icarus*, 174(2 SPEC. ISS.), 321–335.
- Baker, V. R. (1973). *Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula flooding in eastern Washington* (Vol. 144). Geological Society of America.
- Baker, V. R., & Milton, D. J. (1974). Erosion by catastrophic floods on Mars and Earth. *Icarus*, 23(1), 27-41.
- Baker, V. R. (1978). Large-scale erosional and depositional features of the Channeled Scabland. In *The Channeled Scabland: A Guide to the Geomorphology of the Columbia Basin*, Washington, eds. V. R. Baker and D. Nummedal. Washington: National Aeronautics and Space Administration, pp. 81–115.
- Baker, V. R. (1979). Erosional processes in channelized water flows on Mars. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B14), 7985-7993.
- Baker, V. R., & Kochel, R. C. (1979). Martian channel morphology: Maja and Kasei valles. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B14), 7961-7983.
- Baker, V. R. (2001). Water and the Martian landscape. *Nature*, 412(6843), 228
- Baker, V. R., Maruyama, S., & Dohm, J. M. (2002). A theory for the geological evolution of Mars and related synthesis (GEOMARS). In *Lunar and Planetary Science Conference* (Vol. 33).
- Baker, V. R. (2006). Geomorphological evidence for water on Mars. *Elements*, 2(3), 139-143.
- Baker, V. R., Maruyama, S., & Dohm, J. M. (2007). Tharsis superplume and the geological evolution of early Mars. In *Superplumes: Beyond plate tectonics* (pp. 507-522). Springer,

Dordrecht.

- Baker, V. R. (2009). Channeled scabland morphology. *Megaflooding on Earth and Mars*, 65-77.
- Ballantyne, C. K., & Benn, D. I. (1994). Glaciological constraints on proglacial rampart development. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5(3), 145–153.
- Baratoux, D., Mangold, N., Delacourt, C., & Allemand, P. (2002). Evidence of liquid water in recent debris avalanche on Mars. *Geophysical Research Letters*, 29(7), 1–4.
- Belcher, D., Veverka, J., & Sagan, C. (1971). Mariner photography of Mars and aerial photography of Earth: Some analogies. *Icarus*, 15(2), 241-252.
- Benn, D., & Evans, D. J. (2010). *Glaciers and glaciation (2da. ed.)*. Hodder Education.
- Berman, D. C., Crown, D. A., y Bleamaster, L. F. (2009). Degradation of mid-latitude craters on Mars. *Icarus*, 200(1), 77–95.
- Berman, D. C., Hartmann, W. K., & Crown, D. A. (2004). The Distribution of Gullies and Tongue-shaped Ridges and Their Role in the Degradation of Martian Craters. *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, 35(December), 1391.
- Bernhardt, H., Hiesinger, H., Ivanov, M. A., Ruesch, O., Erkeling, G., & Reiss, D. (2016). Photogeologic mapping and the geologic history of the Hellas basin floor, Mars. *Icarus*, 264, 407–442.
- Bibring, J. P., Langevin, Y., Mustard, J. F., Poulet, F., Arvidson, R., Gendrin, A., Gondet, B., Mangold, N., Pinet, P., Forget, F. (2006). Global mineralogical and aqueous Mars history derived from OMEGA/Mars Express data. *Science*, 312(5772), 400-404.
- Boulton, G. S., & Deynoux, M. (1981). Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences. *Precambrian Research*, 15(3–4), 397–422.

- Boynton, W. V., Ming, D. W., Kounaves, S. P., Young, S. M. M., Arvidson, R. E., Hecht, M. H., Hoffman, J., Niles, P. B., Hamara, D. K., Quinn, R. C., Smith, P. H., Sutter, B., Catling, D. C., Morris, R. V. (2009). Evidence for calcium carbonate at the Mars Phoenix landing site. *Science*, 325(5936), 61-64.
- Bretz, J. H., Smith, H. U., & Neff, G. E. (1956). Channeled Scabland of Washington: New data and interpretations. *Geological Society of America Bulletin*, 67(8), 957-1049.
- Burr, D. M., Carling, P. A., Beyer, R. A., & Lancaster, N. (2004). Flood-formed dunes in Athabasca Valles, Mars: morphology, modeling, and implications. *Icarus*, 171(1), 68-83.
- Carling, P. A. (1987). Hydrodynamic interpretation of a boulder berm and associated debris-torrent deposits. *Geomorphology*, 1(1), 53-67.
- Carling, P. A., Kirkbride, A. D., Parnachov, S., Borodavko, P. S., & Berger, G. W. (2002). Late Quaternary catastrophic flooding in the Altai mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and an introduction to flood deposit sedimentology. *Flood and megaflood processes and deposits: recent and ancient examples*, 17-35.
- Carling, P. A., Herget, J., Lanz, J. K., Richardson, K., & Pacifici, A. (2009). Channel-scale erosional bedforms in bedrock and in loose granular material: character, processes and implications. *Megaflooding on Earth and Mars. Cambridge University Press, Cambridge*, 13-32.
- Carling, P. A. (2013). Subaqueous “yardangs”: Analogs for aeolian yardang evolution. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118(1), 276-287.
- Carr, M. H. (1973). Volcanism on mars. *Journal of Geophysical Research*, 78(20), 4049-4062.
- Carr, M. H. (1974). Tectonism and volcanism of the Tharsis region of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 79(26), 3943-3949.

- Carr, M. H., Crumpler, L. S., Cutts, J. A., Greeley, R., Guest, J. E., & Masursky, H. (1977). Martian impact craters and emplacement of ejecta by surface flow. *Journal of Geophysical Research*, 82(28), 4055-4065.
- Carr, M. H., & Schaber, G. G. (1977). Martian permafrost features. *Journal of Geophysical Research*, 82(28), 4039-4054.
- Carr, M. H. (1979). Formation of Martian flood features by release of water from confined aquifers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B6), 2995-3007.
- Carr, M. H. (1987). Water on Mars. *Nature*, 326(6108), 30-35.
- Chambers, J. E., & Wetherill, G. W. (1998). Making the terrestrial planets: N-body integrations of planetary embryos in three dimensions. *Icarus*, 136(2), 304-327.
- Chassefière, E., & Leblanc, F. (2004). Mars atmospheric escape and evolution; interaction with the solar wind. *Planetary and Space Science*, 52(11), 1039-1058.
- Chow, V. (1959). *Open-channel Hydraulics*, McGraw-Hill, New York.
- Clifford, S. M. (1993). A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 98(E6), 10973-11016.
- Colucci, R. R., Boccali, C., Žebre, M., & Guglielmin, M. (2016). *Rock glaciers, protalus ramparts and pronival ramparts in the south-eastern Alps. Geomorphology* (Vol. 269). Elsevier B.V.
- Costard, F. M., & Kargel, J. S. (1995). Outwash plains and thermokarst on Mars. *Icarus*, 114(1), 93-112.
- Craddock, R. A., & Howard, A. D. (2002). The case for rainfall on a warm, wet early Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 107(E11), 21-1.
- Crown, D A, Bleamaster, L. F., Mest, S. C., Mustard, J. F., & Vincendon, M. (2010). Geologic mapping of the NW rim of Hellas Basin, Mars: Evidence for an ancient buried landscape.

- Lunar and Planetary Science Conference*, 41(February 2014), 1888.
- Crown, David A., Bleamaster, L. F., & Mest, S. C. (2005). Styles and timing of volatile-driven activity in the eastern Hellas region of Mars. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 110(12), 1–19.
- Crown, D. A., Price, K. H., y Greeley, R. (1992). Geologic evolution of the east rim of the Hellas basin Mars. *Icarus*, 100(1), 1–25.
- Di Achille, G., Ori, G. G., & Reiss, D. (2007). Evidence for late Hesperian lacustrine activity in Shalbatana Vallis, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E7).
- Diot, X., El-Maarry, M. R., Schlunegger, F., Norton, K. P., Thomas, N., Grindrod, P. M., & Chojnacki, M. (2016). Complex geomorphologic assemblage of terrains in association with the banded terrain in Hellas basin, Mars. *Planetary and Space Science*, 121, 36– 52.
- Dohm, J. M., Maruyama, S., Baker, V. R., Anderson, R. C., Ferris, J. C., & Hare, T. M. (2002). Plate tectonism on early Mars: diverse geological and geophysical evidence. In *Lunar and planetary science conference* (Vol. 33).
- Dohm, J. M., Maruyama, S., Kido, M., & Baker, V. R. (2018). A possible anorthositic continent of early Mars and the role of planetary size for the inception of Earth-like life. *Geoscience Frontiers*, 9(4), 1085-1098.
- Dunne, T. (1990). Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. In *Groundwater Geomorphology: The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms* (Vol. 252, pp. 1-28).
- Erkeling G., y Carling, P.A. (2014) Streamlined Island. In: *Encyclopedia of Planetary Landforms*. Springer, New York, NY.
- Fairén, A. G., Dohm, J. M., Baker, V. R., de Pablo, M. A., Ruiz, J., Ferris, J. C., & Anderson, R.

- C. (2003). Episodic flood inundations of the northern plains of Mars. *Icarus*, 165(1), 53-67.
- Foley, C. N., Wadhwa, M., Borg, L. E., Janney, P. E., Hines, R., & Grove, T. L. (2005). The early differentiation history of Mars from ^{182}W - ^{142}Nd isotope systematics in the SNC meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(18), 4557-4571.
- Forget, F., Haberle, R. M., Montmessin, F., Levrard, B., & Head, J. W. (2006). Formation of glaciers on Mars by atmospheric precipitation at high obliquity. *Science*, 311(5759), 368-371.
- French, H. M. (2018). *The periglacial environment*. (4ta. ed.). John Wiley & Sons Ltd.
- Gatto, L. W., & Anderson, D. M. (1975). Alaskan thermokarst terrain and possible Martian analog. *Science*, 188(4185), 255-257.
- Giacomini, L., Massironi, M., Martellato, E., Pasquarè, G., Frigeri, A., & Cremonese, G. (2009). Inflated flows on Daedalia Planum (Mars)? Clues from a comparative analysis with the Payen volcanic complex (Argentina). *Planetary and Space Science*, 57(5-6), 556-570.
- Glasser, N. F., & Bennett, M. R. (2004). Glacial erosional landforms: origins and significance for palaeoglaciology. *Progress in Physical Geography*, 28(1), 43-75.
- Grieve, R. (1999). Traces of catastrophe: A handbook of shock-metamorphic features in terrestrial meteorite impact structures. *Eos*, 80(24), 272
- Halliday, A. N., Wänke, H., Birck, J. L., & Clayton, R. N. (2001). The accretion, composition and early differentiation of Mars. *Space Science Reviews*, 96(1-4), 197-230.
- Harrison, S., Whalley, W. B., & Anderson, E. (2008). Relict rock glaciers and protalus lobes in the British Isles: Implications for Late Pleistocene mountain geomorphology and palaeoclimate. *Journal of Quaternary Science*, 23(3), 287-304.
- Hartmann, W. K., & Neukum, G. (2001). Cratering chronology and the evolution of Mars. In *Chronology and evolution of Mars* (pp. 165-194). Springer, Dordrecht.

- Hauber, E., van Gasselt, S., Chapman, M. G., & Neukum, G. (2008). Geomorphic evidence for former lobate debris aprons at low latitudes on Mars: Indicators of the Martian paleoclimate. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 113(2), 1–11.
- Head, J. W., Marchant, D. R., Dickson, J. L., Kress, A. M., & Baker, D. M. (2010). Northern mid-latitude glaciation in the Late Amazonian period of Mars: Criteria for the recognition of debris-covered glacier and valley glacier landsystem deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3–4), 306–320.
- Head, J. W., Mustard, J. F., Kreslavsky, M. A., Milliken, R. E., & Marchant, D. R. (2003). Recent ice ages on Mars, 426(December).
- Head, J. W., & Wilson, L. (2002). Mars: a review and synthesis of general environments and geological settings of magma-H₂O interactions. *Geological Society, London, Special Publications*, 202(1), 27-57.
- Holt, J. W., Safaeinili, A., Plaut, J. J., Head, J. W., Phillips, R. J., Seu, R., Kempf, S. D., Chpudhary, P., Young, D. A., Putzig, N. E., Gim, Y., & Biccari, D. (2008). Radar sounding evidence for buried glaciers in the southern mid-latitudes of Mars. *Science*, 322(5905), 1235-1238.
- Howard, A. D., & McLane III, C. F. (1988). Erosion of cohesionless sediment by groundwater seepage. *Water Resources Research*, 24(10), 1659-1674.
- Hubbard, B., Milliken, R. E., Kargel, J. S., Limaye, A., & Souness, C. (2011). Geomorphological characterisation and interpretation of a mid-latitude glacier-like form: Hellas Planitia, Mars. *Icarus*, 211(1), 330–346.
- Ivanov, B. A. (2001). Mars/Moon cratering rate ratio estimates. *Space Science Reviews*, 96(1-4), 87-104.

- Ivanov, M. A., Korteniemi, J., Kostama, V. P., Raitala, J., Törmänen, T., y Neukum, G. (2010). Major episodes in the geologic history of western Promethei Terra, Mars. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 115(3), 1–22.
- Kaplan, L. D., Münch, G., & Spinrad, H. (1964). An analysis of the spectrum of Mars. *Astrophysical Journal*, 139(1), 1-15.
- Karte, J. (1983). Periglacial phenomena and their significance as climatic and edaphic indicators. *GeoJournal*, 7(4), 329-340.
- Kasting, J. F. (1991). CO₂ condensation and the climate of early Mars. *Icarus*, 94(1), 1-13.
- Kehew, A. E., Lord, M. L., Kozłowski, A. L., & Fisher, T. G. (2009). Proglacial megaflooding along the margins of the Laurentide Ice Sheet. *Megaflooding on Earth and Mars*, 104-127.
- Kochel, R. C. (1988). Groundwater sapping valleys: Experimental studies, geological controls and implications to the interpretation of valley networks on Mars. *NASA STI/Recon Technical Report N*, 88.
- Komatsu, G., & Baker, V. R. (1997). Paleohydrology and flood geomorphology of Ares Vallis. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 102(E2), 4151-4160.
- Komatsu, G., Arzhannikov, S. G., Arzhannikova, A. V., & Ori, G. G. (2007). Origin of glacial–fluvial landforms in the Azas Plateau volcanic field, the Tuva Republic, Russia: Role of ice–magma interaction. *Geomorphology*, 88(3-4), 352-366.
- Kress, A. M., & Head, J. W. (2008). Ring-mold craters in lineated valley fill and lobate debris aprons on Mars: Evidence for subsurface glacial ice. *Geophysical Research Letters*, 35(23), 1–5.
- Korteniemi, J., Raitala, J., Aittola, M., Ivanov, M. A., Kostama, V. P., Öhman, T., y Hiesinger, H. (2010). Dike indicators in the Hadriaca Patera-Promethei Terra region, Mars. *Earth and*

- Planetary Science Letters*, 294(3–4), 466–478.
- Kukkonen, S., & Kostama, V. P. (2018). Mapping and dating based evolution studies of the Niger Vallis outflow channel, Mars. *Planetary and Space Science*, 153(September 2017), 54–71.
- Laity, J. E., & Malin, M. C. (1985). Sapping processes and the development of theater-headed valley networks on the Colorado Plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 96(2), 203–217.
- Lamb, M. P., Howard, A. D., Johnson, J., Whipple, K. X., Dietrich, W. E., & Perron, J. T. (2006). Can springs cut canyons into rock?. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 111(E7).
- Landmeyer, J. E., & Wellborn, J. B. (2013). *Geomorphology and groundwater origin of amphitheater-shaped gullies at Fort Gordon, Georgia, 2010-2012* (No. 2013-1230). US Geological Survey.
- Lasue, J., Mangold, N., Hauber, E., Clifford, S., Feldman, W., Gasnault, O., Grima, C., Maurice, S., & Mosis, O. (2013). Quantitative assessments of the Martian hydrosphere. *Space Science Reviews*, 174(1–4), 155–212.
- Lawson, D. E. (1981). *Sedimentological characteristics and classification of depositional processes and deposits in the glacial environment* (No. CRREL-81-27). COLD REGIONS RESEARCH AND ENGINEERING LAB HANOVER NH.
- Lehmann, H., van Gasselt, S., Gehrke, S., Albertz, J., áNeukum, G., & HRSC Co-Investigator Team. (2006). A Combined Topographic-Thematic Map of the Centauri and Hellas Montes Area, Mars. *The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*.
- Leighton, R. B., & Murray, B. C. (1966). Behavior of carbon dioxide and other volatiles on Mars. *Science*, 153(3732), 136–144.

- Levy, J., Head, J. W., & Marchant, D. R. (2010). Concentric crater fill in the northern mid-latitudes of Mars: Formation processes and relationships to similar landforms of glacial origin. *Icarus*, 209(2), 390–404.
- Levy, J. S., Head, J. W., & Marchant, D. R. (2007). Lineated valley fill and lobate debris apron stratigraphy in Nilosyrtis Mensae, Mars: Evidence for phases of glacial modification of the dichotomy boundary. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 112(8).
- Li, H., Robinson, M. S., & Jurdy, D. M. (2005). Origin of martian northern hemisphere mid-latitude lobate debris aprons. *Icarus*, 176(2), 382–394.
- Lucchitta, B. K., Anderson, D. M., & Shoji, H. (1981). Did ice streams carve martian outflow channels?. *Nature*, 290(5809), 759-763.
- Lucchitta, B. K. (1982). Ice sculpture in the Martian outflow channels. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B12), 9951-9973.
- Mackay, J. R., & Dallimore, S. R. (1992). Massive ice of the Tuktoyaktuk area, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(6), 1235-1249.
- Mahaney, W. C., Miyamoto, H., Dohm, J. M., Baker, V. R., Cabrol, N. A., Grin, E. A., & Berman, D. C. (2007). Rock glaciers on Mars: Earth-based clues to Mars' recent paleoclimatic history. *Planetary and Space Science*, 55(1–2), 181–192.
- Malde, H. E. (1968). *The catastrophic late Pleistocene Bonneville flood in the Snake River plain, Idaho* (Vol. 596). US Government Printing Office.
- Malin, M. C., & Edgett, K. S. (2000). Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars. *Science*, 288(5475), 2330-2335.
- Mangold, N. (2003). Geomorphic analysis of lobate debris aprons on Mars at Mars Orbiter Camera scale: Evidence for ice sublimation initiated by fractures. *Journal of Geophysical Research*,

108(E4), 1–13.

Mangold, N. (2010). Ice sublimation as a geomorphic process: A planetary perspective. *Geomorphology*, 126(1–2), 1–17.

Mangold, N. (2011). Water ice sublimation-related landforms on Mars. *Geological Society, London, Special Publications*, 356(1), 133–149.

Marchant, D. R., & Head, J. W. (2003, July). Tongue-shaped lobes on Mars: morphology, nomenclature, and relation to rock glacier deposits. In *Sixth International Conference on Mars*.

Marchenko, A. G., Basilevsky, A. T., Hoffmann, H., Hauber, E., Cook, A. C., & Neukum, G. (1998). Geology of the common mouth of the Ares and Tiu Valles, Mars. *Solar System Research*.

McCauley, J. F., Carr, M. H., Cutts, J. A., Hartmann, W. K., Masursky, H., Milton, D. J., Sharp, R. P., & Wilhelms, D. E. (1972). Preliminary Mariner 9 report on the geology of Mars. *Icarus*, 17(2), 289–327.

McEwen, A. S., & Bierhaus, E. B. (2006). The importance of secondary cratering to age constraints on planetary surfaces. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 34, 535–567.

Mellon, M. T., & Jakosky, B. M. (1995). The distribution and behavior of Martian ground ice during past and present epochs. *Journal of Geophysical Research*, 100(E6), 11781.

Melosh, H. J., & Vickery, A. M. (1989). Impact erosion of the primordial atmosphere of Mars. *Nature*, 338(6215), 487.

Michael, G. G., & Neukum, G. (2010). Planetary surface dating from crater size–frequency distribution measurements: Partial resurfacing events and statistical age uncertainty. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3–4), 223–229.

- Milton, D. J. (1973). Water and processes of degradation in the Martian landscape. *Journal of Geophysical Research*, 78(20), 4037-4047.
- Morgan, G. A., Head, J. W., & Marchant, D. R. (2009). Lineated valley fill (LVF) and lobate debris aprons (LDA) in the Deuteronilus Mensae northern dichotomy boundary region, Mars: Constraints on the extent, age and episodicity of Amazonian glacial events. *Icarus*, 202(1), 22–38.
- Morgan, G. A., Head, J. W., & Marchant, D. R. (2011). Preservation of Late Amazonian Mars ice and water-related deposits in a unique crater environment in Noachis Terra: Age relationships between lobate debris tongues and gullies. *Icarus*, 211(1), 347–365.
- Morris, R. V., Ruff, S. W., Gellert, R., Ming, D. W., Arvidson, R. E., Clark, B. C., Golden, D. C., Siebach, K., Klingelhöfer, G., Schröder, C., Fleischer, I., Yen, A. S., Squyres, S. W. (2010). Identification of carbonate-rich outcrops on Mars by the Spirit rover. *Science*, 329(5990), 421-424
- Mouginis-Mark, P. (1979). Martian fluidized crater morphology: Variations with crater size, latitude, altitude, and target material. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B14), 8011-8022.
- Mueller, K., & Golombek, M. (2004). Compressional structures on Mars. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 435-464.
- NASA/JPL. Mariner to Mercury, Venus and Mars. *NASA Facts*. Recuperado de https://www.jpl.nasa.gov/news/fact_sheets/mariner.pdf
- Neukum, G., Ivanov, B. A., & Hartmann, W. K. (2001). Cratering records in the inner solar system in relation to the lunar reference system. In *Chronology and evolution of Mars* (pp. 55-86). Springer, Dordrecht.

- O'Connor, J. E. (1993). *Hydrology, hydraulics, and geomorphology of the Bonneville flood* (Vol. 274). Geological Society of America.
- Pacifici, A., Komatsu, G., & Pondrelli, M. (2009). Geological evolution of Ares Vallis on Mars: Formation by multiple events of catastrophic flooding, glacial and periglacial processes. *Icarus*, 202(1), 60-77.
- Page, K., & Nanson, G. (1982). Concave-bank benches and associated floodplain formation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7(6), 529-543.
- Paterson, W. S. B. (1994). The Physics of Glaciers. *Quaternary International Quaternary Science Reviews*, 13.
- Patton, P. C., & Baker, V. R. (1978). Origin of the Cheney-Palouse scabland tract. In *The Channeled Scabland: A Guide to the Geomorphology of the Columbia Basin*, Washington, eds. V. R. Baker and D. Nummedal. Washington: National Aeronautics and Space Administration, pp. 81–115.
- Pierce, T. L., & Crown, D. A. (2003). Morphologic and topographic analyses of debris aprons in the eastern Hellas region, Mars. *Icarus*, 163(1), 46–65.
- Plaut, J. J., Safaeinili, A., Holt, J. W., Phillips, R. J., Head, J. W., Seu, R., Putzig, N. E., & Frigeri, A. (2009). Radar evidence for ice in lobate debris aprons in the mid-northern latitudes of Mars. *Geophysical research letters*, 36(2).
- Plescia, J. B., & Golombek, M. P. (1986). Origin of planetary wrinkle ridges based on the study of terrestrial analogs. *Geological Society of America Bulletin*, 97(11), 1289-1299.
- Pollack, J. B., Kasting, J. F., Richardson, S. M., & Poliakov, K. (1987). The case for a wet, warm climate on early Mars. *Icarus*, 71(2), 203-224.

- Potter, D. B. (1976). Mars Geologic Map of the Hellas Quadrangle. USGS Astrogeology Science Center.
- Potter Jr, N. (1972). Ice-cored rock glacier, Galena Creek, northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), 3025-3058.
- Riedel, C., Michael, G., Kneissl, T., Orgel, C., Hiesinger, H., & van der Bogert, C. H. (2018). A New Tool to Account for Crater Obliteration Effects in Crater Size-Frequency Distribution Measurements. *Earth and Space Science*, 5(6), 258-267.
- Rossi, A. P., & Van Gasselt, S. (2010). Geology of Mars after the first 40 years of exploration. *Research in Astronomy and Astrophysics*, 10(7), 621.
- Rowley, T., Giardino, J. R., Granados-Aguilar, R., & Vitek, J. D. (2015). *Periglacial Processes and Landforms in the Critical Zone. Developments in Earth Surface Processes* (Vol. 19). Elsevier B.V.
- Sagan, C., Toon, O. B., & Gierasch, P. J. (1973). Climatic change on Mars. *Science*, 181(4104), 1045-1049.
- Schmidt, J. C. (1990). Recirculating flow and sedimentation in the Colorado River in Grand Canyon, Arizona. *The Journal of Geology*, 98(5), 709-724.
- Schomacker, A., Benediktsson, Í. Ö., & Ingólfsson, Ó. (2014). The Eyjabakkajökull glacial landsystem, Iceland: geomorphic impact of multiple surges. *Geomorphology*, 218, 98-107.
- Schultz, P. H., & Gault, D. E. (1979). Atmospheric effects on Martian ejecta emplacement. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B13), 7669-7687.
- Seppälä, M. (1997). Introduction to the periglacial environment in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 69(1–2), 73–86.
- Shakesby, R. A. (1997). Pronival (protalus) ramparts: A review of forms, processes, diagnostic

- criteria and palaeoenvironmental implications. *Progress in Physical Geography*, 21(3), 394–418.
- Shakesby, Richard A., Matthews, J. A., & McCarroll, D. (1997). Pronival (“Protalus”) Ramparts in the Romsdalsalpane, Southern Norway: Forms, Terms, Subnival Processes, and Alternative Mechanisms of Formation. *Arctic and Alpine Research*, 27(3), 271.
- Sharp, R. P. (1973). Mars: Fretted and chaotic terrains. *Journal of Geophysical Research*, 78(20), 4073–4083.
- Sharp, R. P., & Malin, M. C. (1975). Channels on mars. *Geological Society of America Bulletin*, 86(5), 593-609.
- Slaymaker, O. (2009). Proglacial, periglacial or paraglacial? *Geological Society, London, Special Publications*, 320(1), 71–84.
- Smith, N. D. (1970). The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, north-central Appalachians. *Geological Society of America Bulletin*, 81(10), 2993-3014.
- Smith, D. E., & Zuber, M. T. (1996). The shape of Mars and the topographic signature of the hemispheric dichotomy. *Science*, 271(5246), 184-188.
- Smith, D. E., Zuber, M. T., Solomon, S. C., Phillips, R. J., Head, J. W., Garvin, J. B., Banerdt, W. B., Muhleman, D. O., Pettengill, G. H., Neumann, G. A., Lemoine, F. G., Abshire, J. B., Aharonson, O., Brown, C. D., Hauck, S. A., Ivanov, A. B., McGovern, P. J., Zwally, H. J., Duxbury, T. C. (1999). The global topography of Mars and implications for surface evolution. *Science*, 284(5419), 1495-1503.
- Soare, R. J., Kargel, J. S., Osinski, G. R., & Costard, F. (2007). Thermokarst processes and the origin of crater-rim gullies in Utopia and western Elysium Planitia. *Icarus*, 191(1), 95-112.

- Squyres, Steven W. (1978). Martian fretted terrain: Flow of erosional debris. *Icarus*, 34(3), 600–613.
- Squyres, S W. (1979). The distribution of lobate debris aprons on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 84(9), 8087–8096.
- Squyres, Steven W., Carr, M. H. (1986). Geomorphic evidence for the distribution of ground ice on Mars. *Science*, 231(4735), 249–252.
- Tanaka, K. L. (1997). Sedimentary history and mass flow structures of Chryse and Acidalia Planitiae, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 102(E2), 4131–4149.
- Tanaka, K. L., & Leonard, G. J. (1995). Geology and landscape evolution of the Hellas region of Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 100(E3), 5407–5432.
- van Gasselt, S., Hauber, E., & Neukum, G. (2007). Cold-climate modification of Martian landscapes: A case study of a spatulate debris landform in the Hellas Montes Region, Mars. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 112(9), 1–18.
- Voelker, M., Hauber, E., Schulzeck, F., y Jaumann, R. (2017). Grid-mapping Hellas Planitia, Mars – Insights into distribution, evolution and geomorphology of (Peri)-glacial, fluvial and lacustrine landforms in Mars’ deepest basin. *Planetary and Space Science*, 145, 49– 70.
- Warner, N., Gupta, S., Muller, J. P., Kim, J. R., & Lin, S. Y. (2009). A refined chronology of catastrophic outflow events in Ares Vallis, Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(1-2), 58-69.
- Warner, N., Gupta, S., Kim, J. R., Lin, S. Y., & Muller, J. P. (2010). Hesperian equatorial thermokarst lakes in Ares Vallis as evidence for transient warm conditions on Mars. *Geology*, 38(1), 71-74.
- Wells, G. H. (2016). *Timeline reconstruction of Holocene jökulhlaups along the Jökulsá á Fjöllum*

channel, Iceland. (Doctoral dissertation).

Whalley, W. B. (1983). Rock glaciers-permafrost features or glacial relics. In *Int. Conf. Permafrost. Proc. 4* (pp. 1396-1401).

Whalley, W. B. (1997). Protalus ramparts, rock glaciers and protalus lobes in the Lake District. *Geomorphology of the Lake District: a Field Guide. British Geomorphological Research Group, Oxford*, 51, 61.

Whalley, W. B., & Azizi, F. (2003). Rock glaciers and protalus landforms: Analogous forms and ice sources on Earth and Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 108(E4).

Whalley, W. B., & Martin, H. E. (1992). Rock glaciers mechanisms models and. *Progress in Physical Geography*, 16(2), 127–186.

Woo, J. M. Y., Brasser, R., Matsumura, S., Mojzsis, S. J., & Ida, S. (2018). The curious case of Mars' formation. *Astronomy & Astrophysics*, 617, A17.

Xiao, Z., & Strom, R. G. (2012). Problems determining relative and absolute ages using the small crater population. *Icarus*, 220(1), 254-267.

Zuber, M. T., Solomon, S. C., Phillips, R. J., Smith, D. E., Tyler, G. L., Aharonson, O., Balmino, G., Banerdt, W. B., Head, J. W., Johnson, C. L., Lemoine, F. G., McGovern, P. J., Neumann, G. A., Rowlands, D. D., Zhong, S. (2000). Internal structure and early thermal evolution of Mars from Mars Global Surveyor topography and gravity. *Science*, 287(5459), 1788-1793.

Zuber, M. T. (2001). The crust and mantle of Mars. *Nature*, 412(6843), 220-227.