



HAL
open science

Morphologie et remplissage sédimentaire des vallées martiennes : marqueurs des conditions climatiques pré-amazoniennes

Marine Gourronc

► **To cite this version:**

Marine Gourronc. Morphologie et remplissage sédimentaire des vallées martiennes : marqueurs des conditions climatiques pré-amazoniennes. Planétologie. Université de Nantes (Unam), 2015. Français. NNT: . tel-02568956

HAL Id: tel-02568956

<https://theses.hal.science/tel-02568956>

Submitted on 10 May 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE NANTES
FACULTÉ DES SCIENCES ET DES TECHNIQUES

ÉCOLE DOCTORALE
SCIENCES POUR L'INGENIEUR, GEOSCIENCES, ARCHITECTURE (SPIGA)

Année 2015

N° attribué par la bibliothèque

| | | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|

Morphologie et remplissage sédimentaire
des vallées martiennes : marqueurs des conditions
climatiques pré-amazoniennes

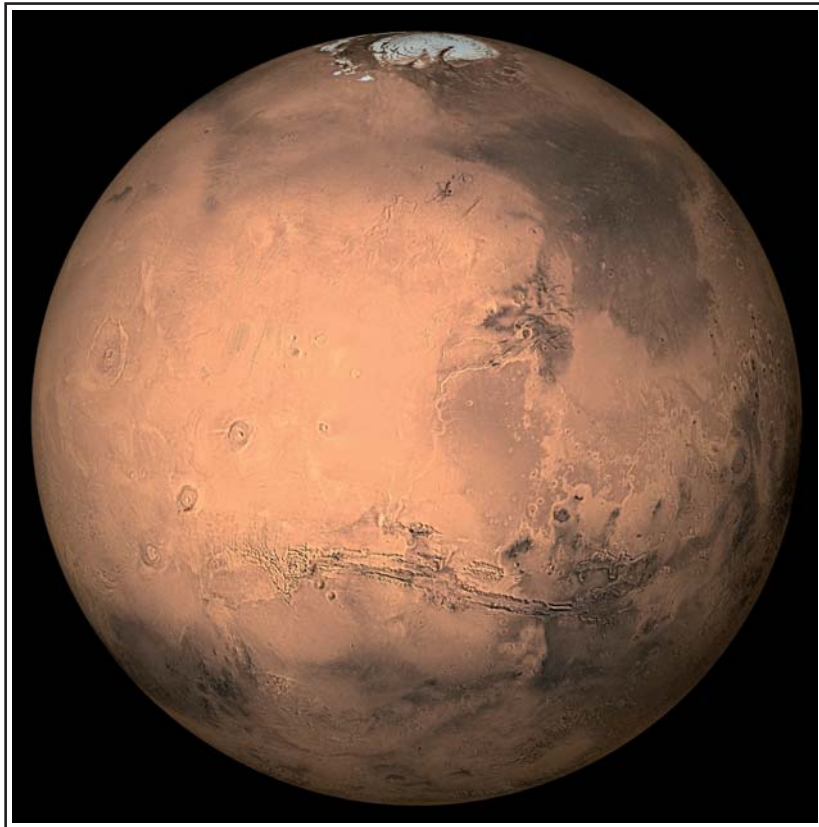
THÈSE DE DOCTORAT
Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers
Spécialité : Planétologie

*Présentée
et soutenue publiquement par*

Marine GOURRONC

Le 15 janvier 2015, devant le jury ci-dessous

- Rapporteurs : Stéphane BONNET, professeur, Géosciences Environnement Toulouse
Jean-François GHIENNE, chargé de recherche, Institut de Physique du Globe de
Strasbourg
- Examineurs : Pascal ALLEMAND, professeur, Laboratoire des Sciences de la Terre, Lyon
Julien GARGANI, maître de conférences, Géosciences Paris-Sud, Orsay
Denis MERCIER, professeur, Laboratoire Géolittomer, Nantes
- Directeur de thèse : Olivier BOURGEOIS, professeur, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de
Nantes
- Co-encadrant de thèse : Stéphane POCHAT, maître de conférences, Laboratoire de Planétologie et
Géodynamique de Nantes



Copyright Calvin J. Hamilton

Table des matières

| | |
|--|-----------|
| Introduction | 1 |
| I. Mars : De l'observation de sa surface jusqu'à son climat ancien | 5 |
| I.1. La physiographie de la surface martienne | 6 |
| I.1.1. La lithologie de surface | 6 |
| I.1.2. La topographie | 7 |
| I.1.3. La chronologie martienne | 9 |
| I.2. La problématique du climat martien et de son évolution | 11 |
| I.2.1. Le climat actuel | 11 |
| I.2.2. Les marqueurs géomorphologiques et minéralogiques utilisés pour reconstituer le climat | 12 |
| I.2.2.1. Les agents d'érosion, de dépôts et d'altération | 12 |
| I.2.2.2. Les marqueurs de l'activité hydrologique passée | 12 |
| I.2.2.3. Les morphologies glaciaires | 17 |
| I.2.3. Les modèles climatiques proposés actuellement | 23 |
| I.2.3.1. Un climat chaud et humide | 23 |
| I.2.3.2. Un climat froid et sec | 25 |
| I.2.3.3. Un climat froid et humide | 27 |
| I.2.3.4. Les variations climatiques temporelles | 28 |
| I.3. Données et méthodes pour l'analyse morphologique | 29 |
| I.3.1. Données utilisées | 29 |
| I.3.1.1. Imagerie martienne | 29 |
| I.3.1.2. Les données topographiques martiennes | 32 |
| I.3.2. Méthode d'analyse | 34 |
| | |
| II. Analyse morphologique des vallées martiennes des basses et moyennes latitudes | 37 |
| II.1. Les vallées formées par des écoulements d'eau : processus de formation et morphologie | 38 |
| II.1.1. De la goutte d'eau à la vallée | 38 |
| II.1.2. Notion de bassin versant et de réseau | 40 |
| II.1.3. Processus de formation des vallées et des bassins versants | 41 |
| II.1.3.1. Les vallées fluviales | 41 |
| II.1.3.2. Les vallées de sapement | 42 |
| II.1.3.3. Les vallées de débâcles | 43 |
| II.1.3.4. Les vallées tunnels | 43 |
| II.1.4. Les caractéristiques morphologiques et morphométriques des vallées et des bassins versants | 47 |
| II.1.4.1. Profil longitudinal | 47 |
| II.1.4.2. Profil transversal | 65 |
| II.1.4.3. La morphométrie des bassins versants | 69 |
| II.1.4.4. La morphologie et l'organisation des réseaux de drainage | 70 |

| | |
|---|------------|
| II.2. Les vallées martiennes | 77 |
| II.2.1. Caractéristiques morphologiques et mécanismes de formation des vallées martiennes | 77 |
| II.2.2. Les paramètres morphométriques des vallées martiennes | 88 |
| II.2.2.1. Les modifications postérieures à l'incision des vallées | 88 |
| II.2.2.2. La répartition des vallées martiennes | 90 |
| II.2.2.3. La morphométrie des bassins versants | 92 |
| II.2.2.4. Les profils longitudinaux de vallées martiennes | 93 |
| II.2.3. Conclusion | 95 |
| II.3. Méthode mise en œuvre pour la construction des profils longitudinaux de vallées martiennes et de surfaces incisées | 96 |
| II.3.1. L'approche du rayon de recherche | 96 |
| II.3.2. Comparaison des différentes méthodes | 99 |
| II.3.3. Conclusion | 99 |
| II.4. Analyse de vallées martiennes équatoriales | 100 |
| II.4.1. Analyse de profils longitudinaux de vallées martiennes équatoriales | 100 |
| II.4.1.1. Geological settings | 101 |
| II.4.1.2. Method | 105 |
| II.4.1.3. Results | 105 |
| II.4.1.4. Conclusion | 110 |
| II.4.2. Analyse de la morphologie des vallées martiennes | 111 |
| II.4.2.1. Les têtes de vallées et morphologies associées | 111 |
| II.4.2.2. La géométrie le long des vallées et morphologies associées | 112 |
| II.4.2.3. La géométrie des exutoires de vallées et morphologies associées | 119 |
| II.5. Hypothèse de formation des vallées étudiées et leur relation avec le climat pré-amazonien de Mars | 121 |
| II.5.1. Les processus plausibles à l'origine des formes des profils longitudinaux de vallées et des morphologies associées | 121 |
| II.5.1.1. Les processus postérieurs à l'incision des vallées | 121 |
| II.5.1.2. Les processus d'érosion fluviale et de sapement aérien | 122 |
| II.5.1.3. Les processus d'érosion sous-glaciaire | 123 |
| II.5.2. Les implications climatiques | 124 |
| II.5.2.1. Compatibilité avec les régimes thermiques glaciaires | 124 |
| II.5.2.2. Quelles morphologies glaciaires associées ? | 125 |
| II.5.2.3. Compatibilité avec les modèles climatiques | 126 |
| II.5.3. Répartition des possibles vallées et conditions paléoenvironnementales associées | 127 |
| III. Valles Marineris : un système glaciaire relique à l'équateur de Mars..... | 131 |
| III.1. Résumé | 132 |
| III.2. Introduction | 133 |
| III.3. Physiographic setting | 134 |
| III.3.1. Ius Chasma | 140 |
| III.3.2. Central Candor Chasma | 140 |
| III.3.3. Junction between Coprates Chasma and Capri Chasma | 141 |
| III.4. Glacial landforms along valley walls | 141 |
| III.4.1. Spurs, gullies, smooth basal escarpment, and trimline | 141 |
| III.4.2. Hanging valleys and truncated spurs | 145 |

| | |
|---|------------|
| III.4.3. Lateral benches | 146 |
| III.5. Glacial relicts on valley floors | 146 |
| III.5.1. Platy terrain | 146 |
| III.5.2. Hummocky terrain | 147 |
| III.5.3. Smooth pitted terrain | 148 |
| III.5.4. Lateral banks | 149 |
| III.5.5. Layered benches | 150 |
| III.5.6. Draping mantle | 150 |
| III.6. Spatial synthesis | 154 |
| III.7. Discussion | 157 |
| III.7.1. Thickness and volume of initial and relict ice fill | 157 |
| III.7.2. Ice preservation | 157 |
| III.7.3. Comparison with climate models | 158 |
| III.7.4. Glacial disintegration: melting or sublimation ? | 158 |
| III.7.5. “Bottom-to-top” glacial development scheme | 160 |
| III.7.6. Flow pattern | 161 |
| III.7.7. Basal thermal regime | 162 |
| III.7.8. Possible link with outflow channels | 162 |
| III.7.9. Paraglacial and supraglacial collapse of valley walls | 162 |
| III.7.10. Age of glaciation and corresponding climate | 163 |
| III.8. Conclusion | 165 |
| | |
| IV. Les vallées équatoriales : témoins d’un climat glaciaire dans le pré-amazonien (> 3,5 Ga) ? | 167 |
| IV.1. Des petites vallées au système de vallées géant : les héritages climatiques en lien avec la présence de dépôts glaciaires | 168 |
| IV.2. Les variations climatiques martiennes à l’origine de glaciation(s) équatoriale(s) | 171 |
| IV.2.1. Le True Polar Wander (TPW) | 171 |
| IV.2.2. Les variations d’obliquité | 172 |
| IV.2.3. Les autres causes de variations climatiques | 174 |
| IV.3. Plausibilité d’un environnement sous-glaciaire humide | 176 |
| | |
| Conclusion | 181 |
| Perspectives | 185 |
| Annexes | 191 |
| I. Méthode mise en œuvre pour la construction des profils longitudinaux de vallées et de surfaces incisées sur Mars..... | 192 |
| II. Analyse des vallées martiennes des basses et moyennes latitudes | 202 |
| | |
| Bibliographie | 217 |

Introduction

Mars est la quatrième planète de notre système en partant du Soleil. Elle est précédée par Mercure, Vénus et la Terre avec lesquelles elle forme les quatre planètes telluriques du système solaire (Figure). En surface on peut y trouver des montagnes et des vallées, des volcans et des bassins, des plateaux et des canyons. Tous ces paysages variés nous suggèrent que sa surface a été modelée par des processus similaires à ceux se produisant sur Terre tels que des processus volcaniques, éoliens, fluviatiles, glaciaires, tectoniques ou encore des processus de cratérisation. Ces mécanismes de surface ont engendré des formes de paysage parfois gigantesques par rapport à leurs homologues terrestres : d'un volcan de la taille de la France jusqu'au canyon de Valles Marineris aussi long que les Etats-Unis. Bien que Mars soit environ deux fois plus petite que la Terre, « tout y est plus grand ».

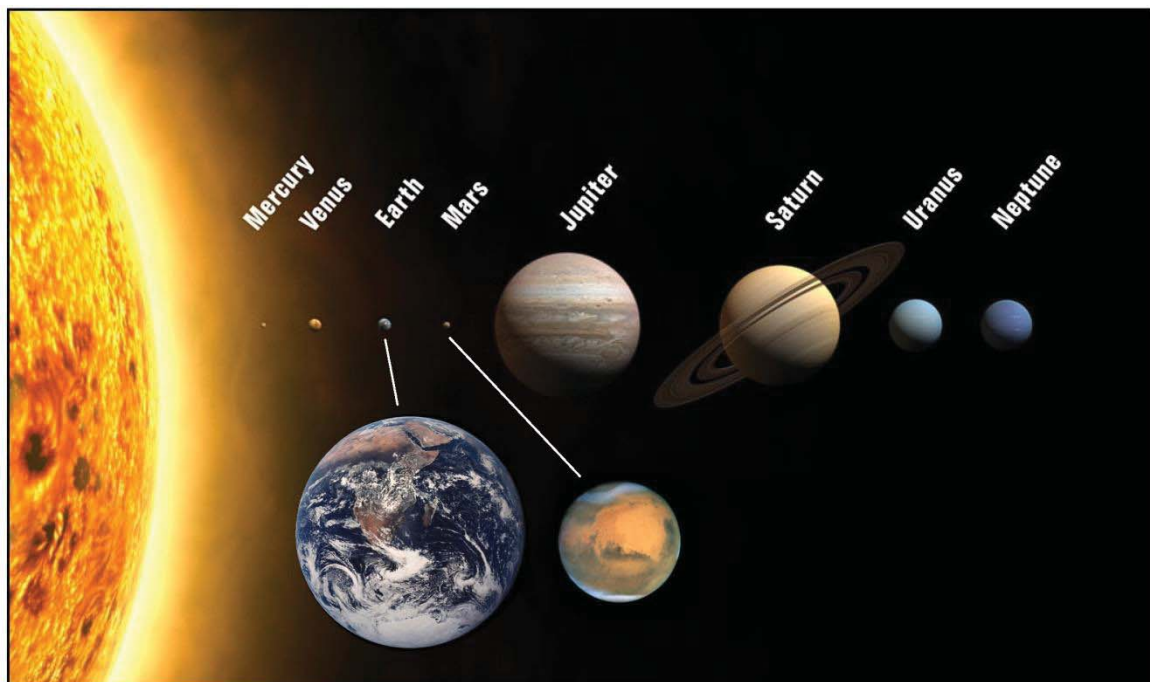


Figure. Vue d'ensemble de notre système solaire. L'échelle de taille relative est respectée en revanche l'échelle des distances n'est pas proportionnelle (The International Astronomical Union).

Le climat actuel de Mars est sec et froid (e.g. Fanale et al., 1986 ; Baker, 2001). La planète semble figée dans le temps. La plupart des morphologies observées constituent un vestige de son activité passée. La grande majorité des terrains martiens ont plusieurs milliards d'années (Tanaka, 1986 ; Scott and Tanaka, 1986). L'existence de cette surface très ancienne suggère que la planète a enregistré une bonne partie de l'histoire du système solaire à travers des processus qui ont, de façon synchrone ou successive, laissé leur empreinte dans le paysage martien. Ce constat la différencie très clairement de sa proche voisine, la Terre, qui est actuellement très active et possède une surface relativement jeune se renouvelant régulièrement. Ces deux planètes, qui se sont formées en même temps, semblent avoir connu une évolution très différente.

Des terrains martiens de plus de 3,5 Ga renferment des héritages morphologiques (vallées, chenaux, terrasses, deltas...) et minéralogiques (phyllosilicates, sulfates et autres minéraux d'altération hydratés) attestant de la présence d'eau liquide en surface dans un passé lointain. Ces marqueurs suggèrent des conditions atmosphériques différentes de celles qui prévalent actuellement et sous lesquelles l'eau ne peut demeurer en surface quel que soit son état de phase (liquide, solide ou gazeux) dans les moyennes et basses latitudes (Jakosky and Phillips, 2001).

Ces diverses observations soulèvent de nombreuses interrogations relatives à l'évolution de la surface martienne. Pourquoi cette surface est-elle différente de celle de la Terre ? Par quels mécanismes le climat l'a-t-il façonnée ? Quelles étaient les conditions atmosphériques qui prévalaient dans son passé ? Comment ces conditions ont-elles varié au cours du temps ? Est-il envisageable que le climat martien ait un jour réuni des conditions favorables à l'habitabilité de cette planète ?

Sur Mars les marqueurs morpho-climatiques sont nombreux. Parmi eux, les vallées sont particulièrement intéressantes. Ces objets morphologiques sont très répandus, de tailles et de formes diverses. Cette thèse propose une réflexion sur la reconstitution climatique à partir des marqueurs que sont les vallées. Nous nous concentrerons donc sur cet argument classiquement utilisé pour reconstituer les climats planétaires.

Si les vallées peuvent avoir des origines très diverses (tectonique, érosion...), le climat a pu intervenir dans leur genèse et/ou dans leur évolution globale. Étudier la morphologie ainsi que le remplissage des vallées permet d'identifier quelle est la nature de leur relation avec les conditions climatiques de surface. Nous nous proposons de nous focaliser en particulier dans les moyennes et basses latitudes martiennes qui sont les zones où ces objets sont les plus présents. Notre étude géomorphologique portera sur deux « types » de vallées distinctes : 1) celles qui ont été interprétées comme des vallées formées par des écoulements liquides et 2) Valles Marineris, le plus grand canyon du système solaire.

1) Les vallées martiennes équatoriales ont fait l'objet de nombreuses controverses depuis leur découverte. Si le rôle d'écoulements d'eau liquide est généralement admis en ce qui concerne leur formation, les mécanismes et conditions climatiques sous lesquelles elles ont vu le jour restent très débattus. Il a notamment été proposé que leur existence témoignerait d'un climat chaud et humide semblable au climat terrestre, avec un cycle hydrologique incluant des précipitations, du ruissellement et des réservoirs d'eau en surface (e.g. Craddock and Howard, 2002 ; Irwin et al., 2005). Il a également été suggéré qu'elles aient pu se former sous un climat froid et sec, proche des conditions actuelles (e.g. Squyres and Kasting, 1994 ; Gaidos and Marion, 2003). Dans cette hypothèse, leur formation proviendrait de la fonte et de la résurgence d'eau à partir d'une cryosphère de subsurface. Enfin une autre hypothèse pour expliquer leur présence implique un climat froid mais avec des dépôts glaciaires en surface dont la fonte en région sous et pro glaciaire aurait contribué à la formation de ces vallées (e.g. Kargel et al., 1995 ; Fassett et al., 2010).

2) Valles Marineris est un système de vallées géant qui s'étend sur plus de 3500 km le long de l'équateur martien. Le début de la mise en place de ce système est estimé à plus de 3,5 Ga (Andrew-Hanna, 2012a,b,c). Le système aurait vraisemblablement une origine tectonique mais l'intérieur de ses vallées semble également avoir été le siège de processus de dépôts et d'érosion (e.g. Lucchitta, 1977, 1981 ; Chapman et al., 2005 ; Le Deit et al., 2008 ; Mège and Bourgeois, 2011). Il a été suggéré que le climat ait, en partie, modelé le relief à l'intérieur du système de vallées après son ouverture. Du remplissage lacustre (Lucchitta, 1977) allant jusqu'au remplissage glaciaire (Chapman et al., 2005), divers processus impliquant des conditions climatiques différentes ont été avancés.

Le premier chapitre de cette thèse sera tout d'abord consacré à l'état actuel des connaissances sur les paramètres contrôlant la physiographie globale de Mars ainsi que les différentes hypothèses formulées concernant l'évolution temporelle de ces paramètres. Nous détaillerons en particulier la problématique liée aux conditions climatiques passées qui restent sujettes à débat. La suite de ce chapitre abordera l'approche mise en place pour étudier les vallées, à différentes échelles, en tant qu'objet morphologique pour reconstituer le climat passé de Mars.

Les chapitres deux et trois seront dédiés à l'étude géomorphologique, respectivement, des vallées martiennes équatoriales et de Valles Marineris. L'objectif de ces études est d'identifier quels sont les processus majeurs qui sont intervenus dans la formation et/ou l'évolution des vallées à différentes échelles et sous quelles conditions climatiques ces processus étaient opérationnels. Un quatrième chapitre discutera des reconstitutions climatiques basées sur les processus plausibles responsables de la formation des vallées martiennes et de l'évolution post-formation de Valles Marineris.

I. Mars : De l'observation de sa surface jusqu'à son climat ancien

La surface de Mars a été observée dans son intégralité depuis les premières observations télescopiques jusqu'aux observations in situ et orbitales à très haute résolution. Ces observations ont permis d'établir ses caractéristiques de surface notamment son climat, sa topographie et sa lithologie dont l'analyse a permis d'établir une partie de l'histoire géologique martienne.

La physiographie de la surface de Mars laisse transparaître des différences majeures avec la Terre en particulier au niveau de sa topographie et de sa lithologie. La caractérisation de ces deux éléments de surface ainsi que la manière dont ils se sont formés et leur évolution à travers l'histoire géologique de Mars feront l'objet de la première partie de ce chapitre.

La mise en place de la lithologie et la topographie de Mars peut remonter jusqu'à plusieurs milliards d'années. Ces caractéristiques de surface sont bien connues à l'heure actuelle. Il en est de même en ce qui concerne le climat actuel de Mars, en revanche, la variabilité de ce dernier dans le passé est mal contrainte. Certaines observations morphologiques et minéralogiques de surface témoignent de la présence passée d'eau sous forme liquide et solide. Afin d'expliquer la formation de ces marqueurs et leur présence encore actuelle, différents scénarii climatiques ont été envisagés en prenant en compte les interactions qui auraient pu exister entre le climat, la topographie et la lithologie. Nous aborderons cette problématique de la reconstitution du climat martien dans la seconde partie de ce chapitre.

Afin d'évaluer les conditions climatiques qui prévalaient dans le passé en surface, il est nécessaire d'analyser les marqueurs climatiques inscrits dans le paysage. Une troisième partie sera donc consacrée aux données orbitales (imagerie et altimétrie) dont nous disposons afin d'étudier la morphologie de surface martienne ainsi qu'aux méthodes déployées au cours de cette thèse pour l'analyse morphologique de cette surface.

I.1. La physiographie de la surface martienne

I.1.1. La lithologie de surface

Les premières données orbitales montrent que des roches de composition basaltique sont fréquemment rencontrées sur Mars (Mustard et al., 1997 ; Bandfield et al., 2000 ; Christensen et al., 2000). Des minéraux mafiques ont clairement été détectés localement sur sa surface (Poulet et al., 2007). Ces minéraux sont particulièrement abondants dans les régions où la surface est plus ancienne suggérant ainsi que la croûte martienne est majoritairement composée de basaltes (McSween et al., 2003). Par ailleurs, la composition chimique et minéralogique de la majorité des météorites martiennes, en particulier de celles que l'on appelle des shergottites, est équivalente à celle de basaltes terrestres (McSween et al., 1994). En 1997, l'atterrisseur Pathfinder détecte in situ la présence de roches dont la composition chimique est proche de celle d'un basalte andésitique (Rieder et al., 1997). Les données orbitales, in situ et les météorites permettent donc de confirmer l'existence d'une croûte martienne majoritairement basaltique.

Les données orbitales permettent également d'identifier ce qui semble être des roches sédimentaires stratifiées à la surface de Mars (Grotzinger et al., 2005 ; Squyres et al., 2006). La nature sédimentaire de ces roches sera confirmée sans ambiguïté plus tard par le biais de leur analyse in situ par le rover Opportunity (Figure I.1a) (McSween, 2007).

Dans les années 80, les atterrisseurs Viking 1 et 2 réalisent des analyses in situ qui montrent que le sol martien est formé par un régolithe dérivé de roches mafiques ou ultramafiques et riche en sulfures (Clark et al., 1982). Les observations orbitales appuient le fait que la surface de Mars est rarement nue mais essentiellement recouverte par un régolithe drapant son relief (Newsom et al., 2007).

La surface de Mars est donc majoritairement composée de basalte, mais aussi de roches volcano-sédimentaires et d'une couverture de régolithe (Figure I.1). Elle apparaît globalement moins diversifiée en termes de lithologie que la surface terrestre, ce qui témoignerait d'une activité des processus géologiques martiens différente.

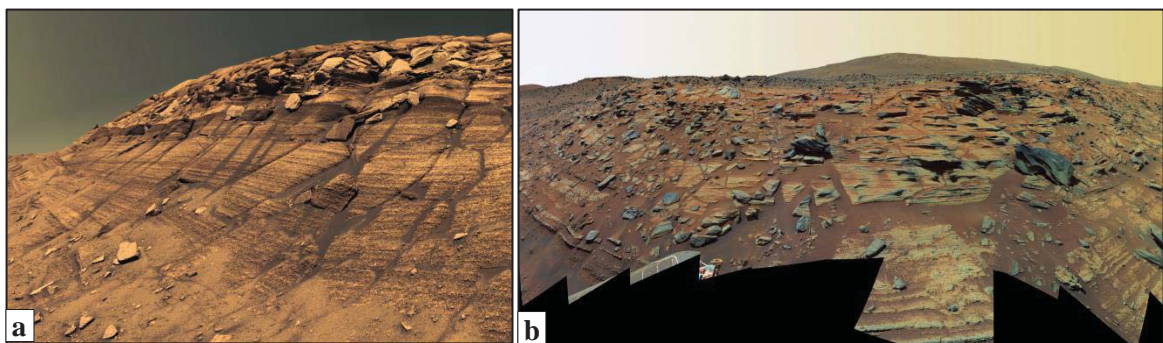


Figure I.1. a. L'affleurement Burns Cliff au niveau des parois du cratère Endurance photographié par Opportunity (2004) montre des roches stratifiées ([NASA/JPL/Cornell](#)). **b.** Au pied du Home Plate, le rover Spirit (2006) découvre un affleurement de cendres volcaniques et de dépôts phréatomagmatiques ([NASA/JPL-Caltech/USGS/Cornell Univ.](#)).

I.1.2. La topographie

Les données altimétriques orbitales permettent d'avoir une vision globale de la surface martienne. Cette dernière présente des variations topographiques très importantes et réparties de façon hétérogène (Figure I.2).

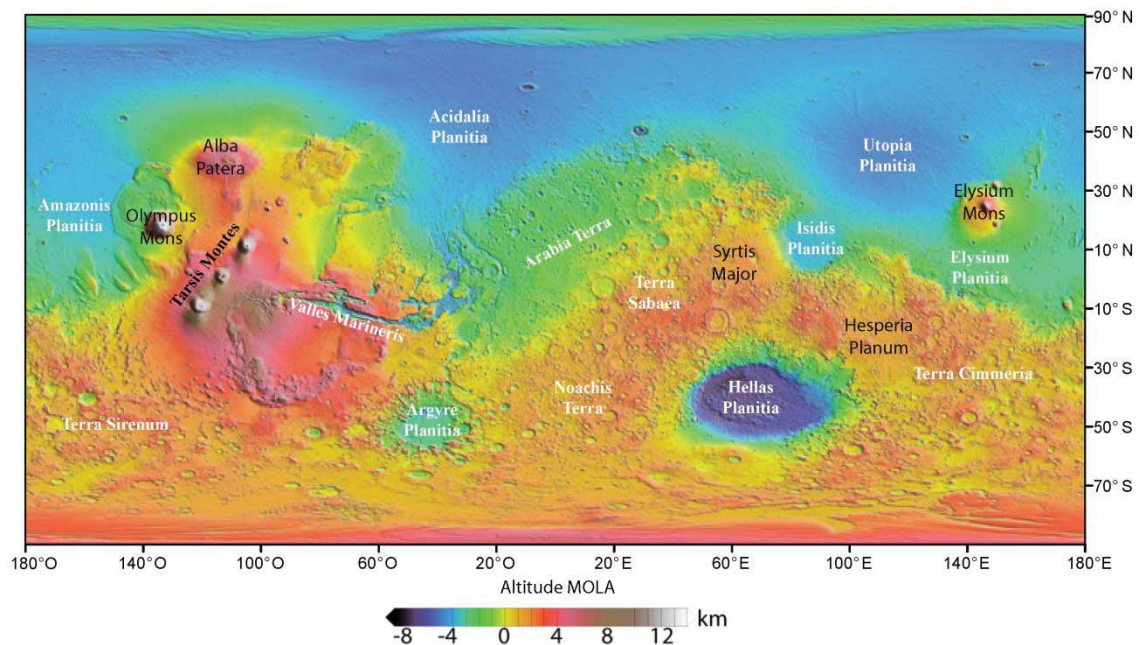


Figure I.2. Carte topographique de la surface martienne. Les principales régions sont notées en blanc et les principaux édifices et provinces volcaniques en noir.

L'aspect le plus marquant de la physiographie martienne est sans doute sa dichotomie topographique. Mars apparaît presque se diviser en deux avec un hémisphère Nord à basse altitude et un hémisphère Sud à haute altitude. L'hémisphère Nord est composé de plaines faiblement cratérisées. Son altitude moyenne est d'environ -3000 m. L'hémisphère Sud quant à lui est très fortement cratérisé. Son altitude moyenne est de 2000 à 3000 m. L'origine même de cette dichotomie reste encore débattue. Il a été suggéré qu'un impact géant primitif (Frey and Shultz, 1988 ; Nimmo et al., 2008) ou encore un panache mantellique puissent en avoir été la cause (Ke and Solomatov, 2006 ; Nimmo et al., 2008). Cette barrière topographique à l'échelle planétaire impose des pentes régionales. Ces pentes sont variables en fonction des régions. Dans la région d'Arabia Terra, la pente n'est que de $0,0016^\circ$ mais elle s'étend sur plus de 2500 km et représente un dénivelé de 4 km. Dans la région proche d'Isidis Planitia, la pente en bordure de la dichotomie est beaucoup plus importante puisque un même dénivelé est atteint sur une distance de 250 km (Smith et al., 1999 ; Carr, 2006). Généralement la pente marquant la dichotomie Nord/Sud s'étend sur un millier de kilomètres environ.

Outre cette dichotomie topographique, le volcanisme martien tient une place importante dans la construction du relief. Comparativement à la Terre, les édifices volcaniques martiens sont de dimensions beaucoup plus importantes. Le dôme de Tharsis est un large bombement topographique localisé à l'équateur et qui mesure 10 km de hauteur pour plus de 5000 km de diamètre. Sur ce dôme se trouvent des volcans qui figurent parmi les plus grands du système solaire : Arsia Mons, Pavonis Mons, Ascraeus Mons et Olympus Mons. Ce dernier est considéré

comme étant le plus grand volcan du système solaire avec un diamètre de 600 km et une hauteur de 20 km. La pente des flancs des volcans du dôme de Tharsis peut atteindre 5°. D'autres édifices volcaniques appelés les Paterae sont de formes plus aplaties mais peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres de diamètre. Les Tholus sont quant à eux des volcans de plus petite taille mais avec des pentes un peu plus fortes de l'ordre de 11°.

Mars possède une très grande variété de structures tectoniques. La planète a visiblement été active d'un point de vue tectonique dans le passé. La surface de Mars présente en effet des zones d'extension mise en évidence à travers la présence de grabens et de rifts notamment, mais également des zones de compression mise en évidence à travers la présence de rides de compressions, de plaines ridées et d'escarpements lobés. Les rides de compressions et d'extensions forment de larges arches souvent asymétriques dans le paysage. Elles mesurent de 20 à 400 m de hauteur pour 5 à 20 km de large (Golombek et al., 2001). Les plaines ridées correspondent à des champs de lave dont le refroidissement a créé une contraction qui s'est accompagnée de la mise en place de failles sous forme de rides (Scott and Dohm, 1990 ; Watters, 1993). Ces plaines ridées sont donc principalement localisées dans les provinces volcaniques. Les escarpements lobés quant à eux traduisent une déformation à grande longueur d'onde pouvant avoir un lien avec la mise en place de la dichotomie (Scott and Tanaka, 1986 ; Watters, 1988 ; Scott and Dohm, 1990). Ils peuvent être linéaires ou incurvés en plan. Ils forment un lobe qui marque une rupture de pente dans un gradient régional. Ils se trouvent pour la plupart au niveau de Terra Cimmeria. Ils mesurent 300 m de haut en moyenne pour la région de Terra Cimmeria, avec Amenthes Rupes, le plus grand qui mesure 400 km de long pour 2,5 km de haut (Watters et al., 1988).

Une autre structure imposante du paysage martien est Valles Marineris. Il s'agit du plus grand canyon du système solaire. Il s'étend sur 3500 km le long de l'équateur martien pour une largeur moyenne de 300 km et des profondeurs pouvant atteindre 7 km. Il s'est probablement mis en place par extension de la croûte lors de la formation du bombement de Tharsis (e.g. Schultz, 1998).

Les cratères d'impact ont eux aussi façonné le relief martien. Ils varient énormément en taille, les cratères plus larges que 1 km existent par centaines de milliers sur la surface de Mars. Les plus grands cratères d'impacts forment de véritables bassins topographiques à fond plat. Les deux plus grands bassins sont Argyre et Hellas. Il s'agit des deux dépressions circulaires marquant l'hémisphère Sud avec un diamètre extérieur de 1800 km pour le bassin d'Hellas. Le cratère d'impact d'Isidis, le troisième plus grand de la planète, se localise en bordure de la dichotomie et mesure environ 1500 km de diamètre. La présence de ces multiples cratères joue un rôle majeur dans le relief topographique martien en créant des pentes de surface depuis une échelle locale jusqu'à une échelle régionale.

La tectonique, le volcanisme et la cratérisation ont contribué de façon significative à façonner le paysage martien en créant des reliefs et donc des pentes à des échelles très variées. Ces variations topographiques sont beaucoup plus importantes sur Mars que sur la Terre et la topographie martienne possède la particularité de présenter des plateaux inclinés sur de très grandes surfaces, ce qui est rarement rencontré sur Terre (Figure I.3).

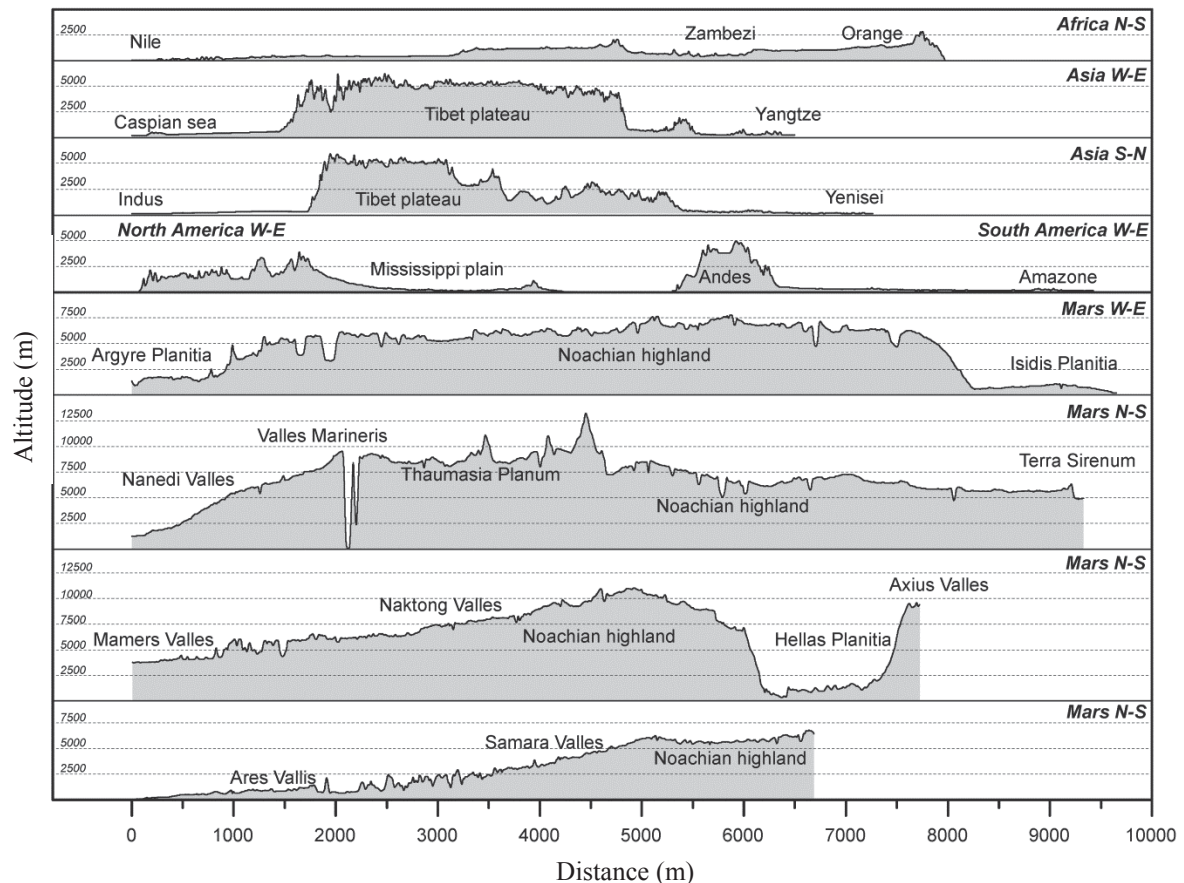


Figure I.3. Comparaison de reliefs topographiques majeurs terrestres et martiens (Stéphane Pochat).

I.1.3. La chronologie martienne

Établir la chronologie de Mars est indispensable afin de comprendre son évolution. Toutes les planètes telluriques du système solaire ont été soumises à un bombardement météoritique. Plus une surface planétaire aura été exposée longtemps à ce bombardement, plus elle sera cratérisée et considérée comme « ancienne » par rapport à une surface « jeune » exposée moins longtemps et donc moins cratérisée. En se basant sur ce principe, la densité de cratère sur une surface planétaire permet d'en estimer un âge relatif. L'application de ce principe sur Mars a permis un découpage de son histoire géologique en quatre grandes périodes : le pré-Noachien, le Noachien, l'Hespérien et l'Amazonien (Figure I.4) (Tanaka, 1986 ; Scott and Tanaka, 1986 ; Tanaka et al., 1992).

Par ailleurs, il existe une échelle d'âges absolus martiens dérivée de la chronostratigraphie lunaire qui se base elle-même sur la datation d'échantillons lunaires ramenés des missions Apollo. Ce modèle d'âges lunaire a été adapté à Mars en prenant en compte les paramètres majeurs, tels que de sa gravité plus forte que la Lune et sa proximité avec la ceinture d'astéroïdes, qui ont pu influencer sa cratérisation de surface. Ainsi la limite entre le Noachien, période la plus ancienne et l'Hespérien, est comprise entre 3,6 et 3,7 Ga ; la limite entre l'Hespérien et l'Amazonien est comprise entre 2,9 et 3,3 Ga (Hartmann and Neukum, 2001 ; Ivanov, 2001 ; Werner, 2005).

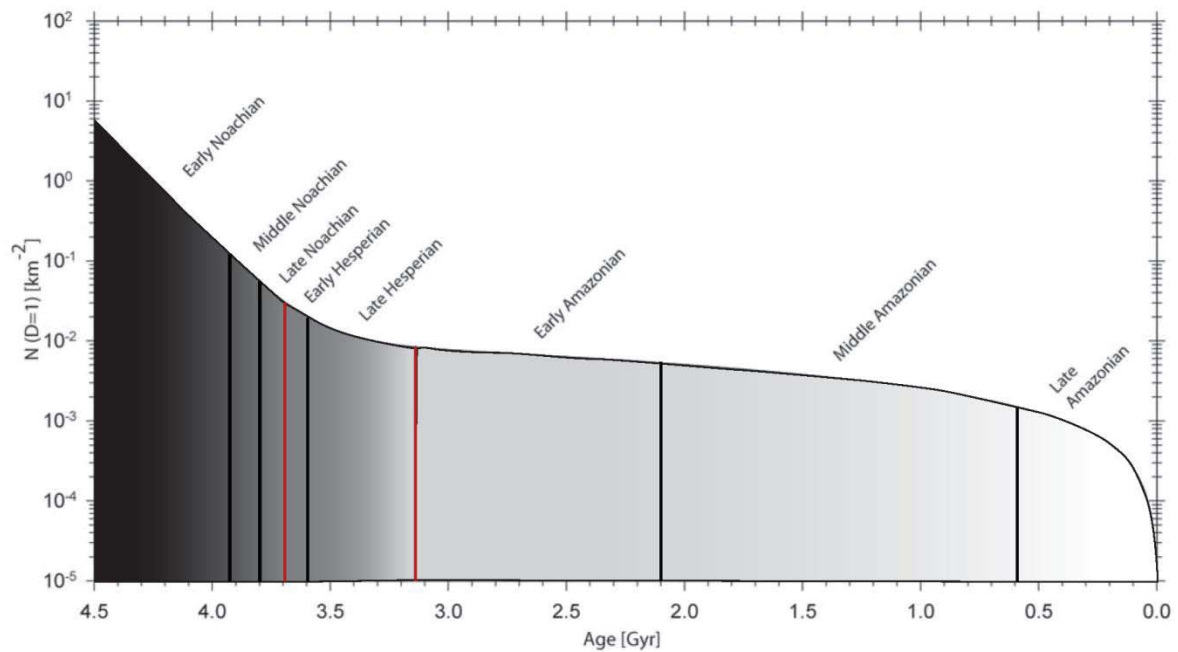


Figure I.4. Modèle de chronologie martienne (courbe de cratérisation). Le nombre de cratères par kilomètre-carré dont le diamètre est supérieur ou égal à 1 km est tracé en fonction de l'âge des surfaces (modifié d'après Hartmann and Neukum, 2001 ; Van Gasselt, 2007).

Il existe une quatrième période appelée le pré-Noachien et qui s'entend depuis la formation de la planète il y a 4,5 Ga jusqu'à celle du Bassin d'Hellas estimée entre 4,1 et 3,8 Ga. Cette période correspond au bombardement massif primitif qui a eu lieu dans notre système solaire (Hartmann and Neukum, 2001). C'est aussi probablement pendant cette période que la dichotomie et le début de l'activité volcanique associée à la formation de Tharsis se sont mis en place (Nimmo and Tanaka, 2005).

La période noachienne qui suit est aussi marquée par un fort taux de cratérisation et d'érosion créant du relief. La grande majorité des terrains cratérisés de l'hémisphère Sud sont d'âge Noachien. Pendant cette période, le volcanisme se concentre principalement au niveau de Tharsis. Il y a un renouvellement de la surface par l'activité volcanique mais qui reste faible comparativement à la cratérisation qui a lieu en même temps. Ce renouvellement de surface se traduit en particulier par des remplissages de cratères géants et des basses plaines du Nord. Ce renouvellement crée des régions au relief plus adouci, ce qui explique que les variations topographiques dans les plaines du Nord sont limitées comparativement à l'hémisphère Sud. Il est possible que cela soit aussi pendant cette période que l'immense canyon de Valles Marineris commence à s'ouvrir (Andrews-Hanna, 2011a,b,c).

L'Hespérien, qui suit le Noachien, est caractérisé par une densité de cratère plus faible, qui concerne la plupart des plaines de l'hémisphère Nord. Cette période est marquée par l'activité volcanique qui se poursuit mais de façon beaucoup plus épisodique qu'auparavant. Le volcanisme est très étendu à l'Hespérien conduisant à un resurfaçage de 30% (Head et al., 2002). Cette activité volcanique génère de grandes plaines ridées et les Paterae. Pendant cette même période, d'immenses plaines de laves continuent de s'accumuler au niveau de Tharsis.

L'Amazonien, la période la plus récente de l'histoire martienne représente les deux tiers de son histoire géologique. Elle se caractérise par une plus faible densité de cratères et correspond principalement à la formation des plaines volcaniques d'Amazonis Planitia et des édifices volcaniques d'Elysium et de Tharsis dont les laves les plus récentes datent de seulement 10 Ma

(Berman and Hartmann, 2002 ; McSween, 2002). L'activité volcanique amazonienne est très restreinte mais forme des plaines très peu ridées qui montrent plutôt des structures volcaniques primaires comme des chenaux de lave ou des fronts de coulées. Les changements géologiques de surface sont donc très limités pendant cette période.

La surface martienne est globalement plus ancienne que la surface terrestre. La formation de la croûte, des structures majeures, des renouvellements de surfaces et autres éléments du relief se sont produits en grande majorité il y a plusieurs milliards d'années et n'ont que peu varié depuis. Si ces paramètres d'ordre lithologique et topographique se sont mis en place très tôt dans l'histoire de Mars et ont peu changé pendant l'Amazonien, il en est autrement en ce qui concerne son climat.

I.2. La problématique du climat martien et de son évolution

I.2.1. Le climat actuel

Les paramètres orbitaux tels que l'obliquité, l'excentricité ou la distance par rapport au Soleil fixent en partie le climat d'une planète. L'obliquité actuelle de Mars, qui correspond à l'inclinaison de son axe de rotation par rapport au plan écliptique, est estimée à 25° ; à titre de comparaison l'obliquité terrestre est de 23° (Carr, 2006). Cependant l'obliquité martienne semble très instable à travers l'histoire de la planète en raison de l'absence de satellite de masse suffisamment importante pour la stabiliser (Laskar et al., 2004). La période de rotation martienne est très proche de celle de la Terre : 24 h 37 min (Carr, 2006). Contrairement à la Terre qui possède une orbite quasi circulaire, celle de Mars est elliptique avec une excentricité de 0,093 (Carr, 2006). Cette excentricité a elle aussi varié au cours du temps. L'excentricité induit des variations de la distance Mars –Soleil de 1,4 à 1,7 UA alors que cette distance est quasiment constante pour la Terre. Le flux solaire incident est de l'ordre de 600 Wm^{-2} (contre 1400 Wm^{-2} pour la Terre) (Carr, 2006). Les valeurs de ces paramètres orbitaux ainsi que leurs variations temporelles affectent particulièrement la durée et l'intensité des saisons et donc le climat planétaire.

À l'heure actuelle Mars possède une atmosphère principalement composée de dioxyde de carbone (96%) mais contient également de l'azote (3%), de l'argon, du dioxygène et de la vapeur d'eau en quantité moindre. Cette composition atmosphérique est donc très différente de celle de la Terre qui est principalement constituée d'azote (78%) et d'oxygène (21%). Sur Mars, les molécules d'oxygène ne sont pas présentes en quantité suffisante dans l'atmosphère pour filtrer efficacement les rayons ultraviolets incidents, ce qui génère une oxydation de surface très marquée qui explique la couleur rouge de Mars. La pression de surface est d'environ 6 hPa contre 1013 hPa pour la Terre. À l'heure actuelle cette atmosphère martienne est très ténue et ne permet pas un effet de serre puissant malgré la présence de dioxyde de carbone. Sa température moyenne de surface est d'environ -63° . Toutefois, cette température peut varier énormément ; de -123°C à 27°C en fonction des saisons et de la latitude.

Sur Mars, des nuages de glace et de brouillard peuvent se former à faible altitude. L'existence de la dichotomie topographique crée des variations thermiques très marquées qui interagissent avec un climat de type hypercontinental – aride engendrant des vents de surface très présents sur

Mars (Carr, 2006). Ces turbulences atmosphériques mobilisent efficacement le régolithe de surface allant de la petite tornade de poussière aussi appelée « Dust devil » jusqu'à la tempête planétaire globale rendant l'atmosphère tellement chargée en particules que la surface en devient invisible (e.g. Chapman et al., 2007).

Il existe des calottes polaires martiennes. Les calottes permanentes sont composées de glace carbonique mais aussi de glace d'eau plus en profondeur et de poussière (Nye et al., 2000 ; Bibring et al., 2004). La glace superficielle de dioxyde de carbone se sublime et se condense au fil des saisons générant ainsi des échanges cycliques entre les pôles. Cette circulation atmosphérique Nord-Sud est tout à fait singulière et marquée sur Mars.

Les conditions de surface actuelles de faibles pressions et températures ne permettent pas à l'eau d'être stable sous forme liquide et solide (il peut exister de l'eau sous forme gazeuse dans son atmosphère). Pour une pression moyenne de 6 hPa l'eau peut être stable sous sa phase liquide uniquement si la température de surface est au-dessus de 0°C.

I.2.2. Les marqueurs géomorphologiques et minéralogiques utilisés pour reconstituer le climat

Contrairement à la lithologie et à la topographie de surface qui se sont mises en place très tôt dans l'histoire de Mars, le climat est un paramètre susceptible d'avoir beaucoup varié pendant l'évolution de la planète.

I.2.2.1. Les agents d'érosion, de dépôt et d'altération

Il existe sur la surface martienne des preuves observationnelles qui suggèrent que le climat passé était différent du climat actuel au moins à un moment de l'histoire géologique de la planète. Cet héritage climatique correspond à des marqueurs morphologiques et minéralogiques de la présence d'eau sous forme liquide et solide. En effet, l'eau en phase liquide ou solide intervient dans de nombreux processus géologiques, en tant qu'agent d'érosion, d'altération, de transport ou encore de sédimentation et a pu par conséquent participer de façon efficace au modelé de la surface de Mars.

Il existe également d'autres agents responsables notamment de l'érosion de surface qui ont été identifiés sur Mars. Entre autres, l'érosion par du CO² liquide (Sagan and Mullen, 1972), des hydrocarbures liquides (Yung and Pinto, 1978), le vent (Cutts and Blasius, 1981), l'activité tectonique (Schumm, 1974), la lave (Carr, 1974 ; Schonfeld, 1976, 1979 ; Leverington, 2004, 2011), la mobilisation de matériaux de surface comme des coulées de débris, soit lubrifiées par l'eau (McCauley et al., 1972 ; Nummedal and Prior, 1981 ; Tanaka, 1999) ou maintenues par du CO₂ (Sagan et al., 1973 ; Hoffman, 2000) ont été proposées pour expliquer bon nombre de formes d'érosion.

I.2.2.2. Les marqueurs de l'activité hydrologique passée

Les vallées, les « chenaux de débâcle » et les dépôts associés

La surface de Mars est parcourue par de très nombreuses vallées ou chenaux de tailles très diverses (Figure I.5). Lorsqu'elles ont été découvertes une large gamme d'origines possibles ont été explorées (Carr, 2006). L'hypothèse que ces formes aient été érodées par de l'eau sous forme

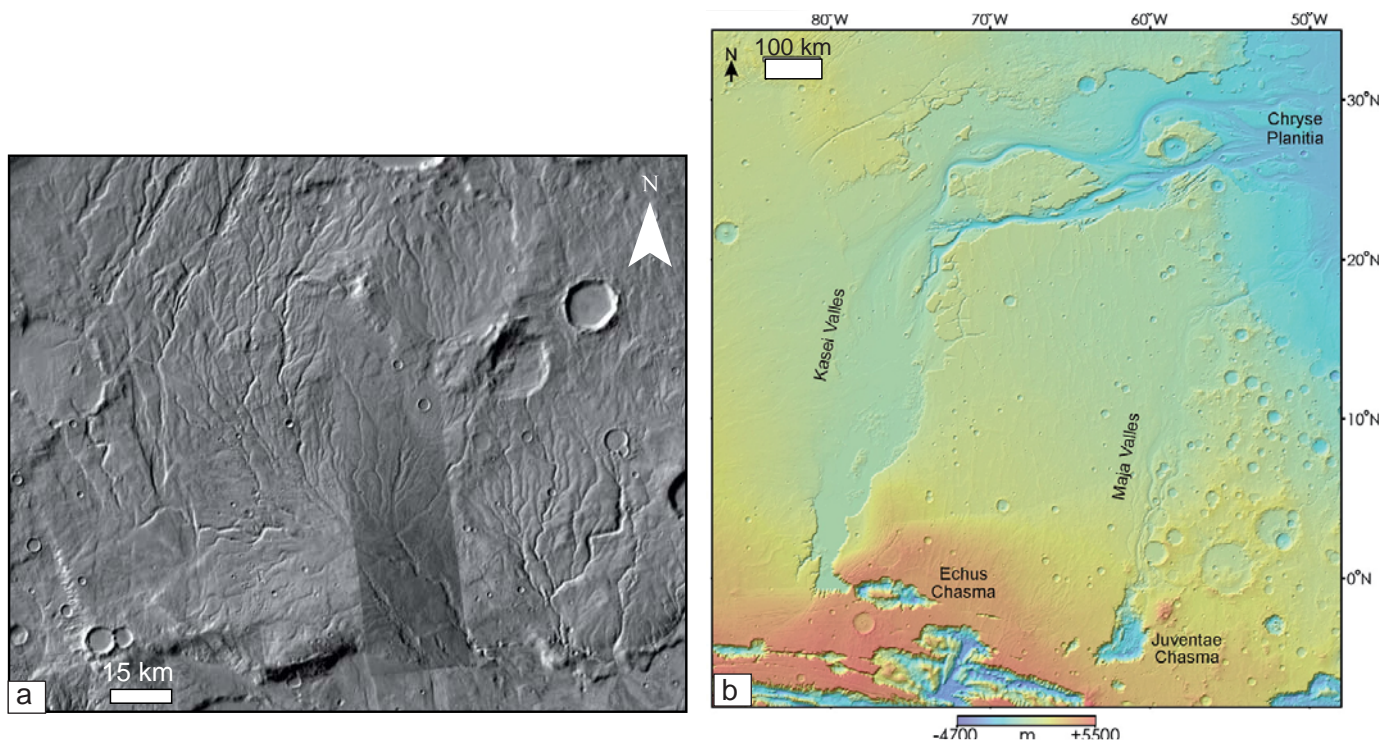


Figure I.5. a. Warrego Valles sur le flanc Sud du dôme de Tharsis. b. Kasei Valles et Maja Valles dans la région de Chryse Planitia (Modifié d'après Leverington, 2011).

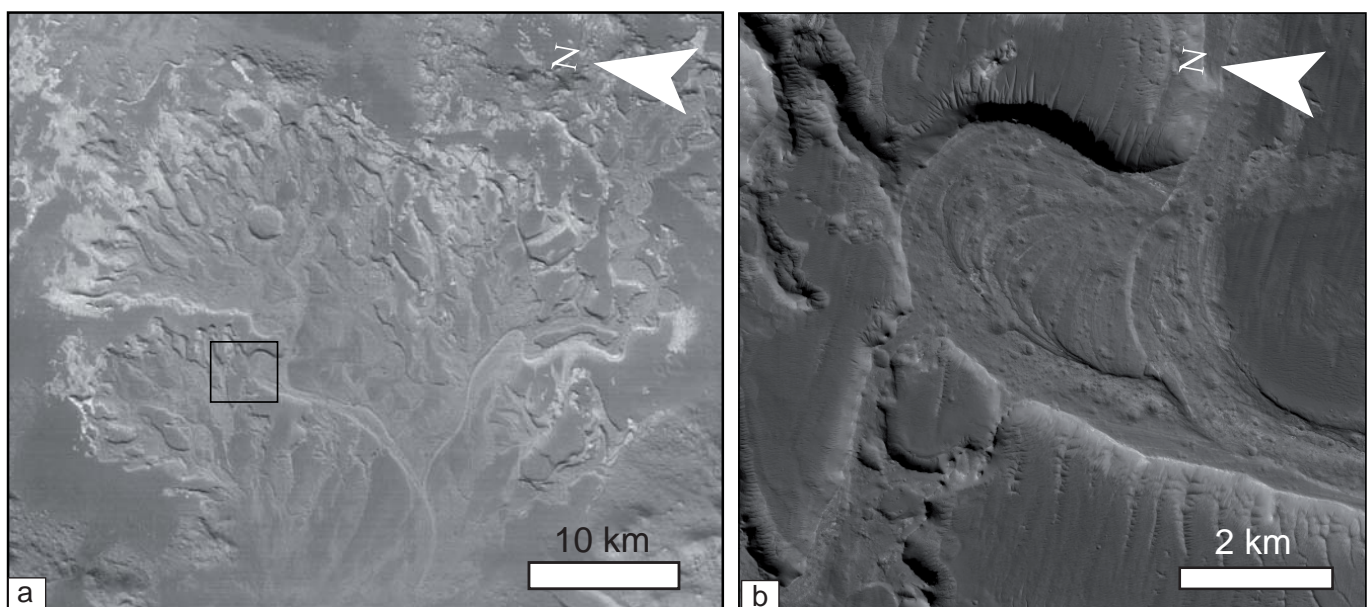


Figure I.6. Delta méandriforme dans le cratère d'Holden. Méandres fluviaux montrant plusieurs phases de divagation. En a. détail de la stratification des dépôts fluviaux et en b. détail du recoupement des différents chenaux.

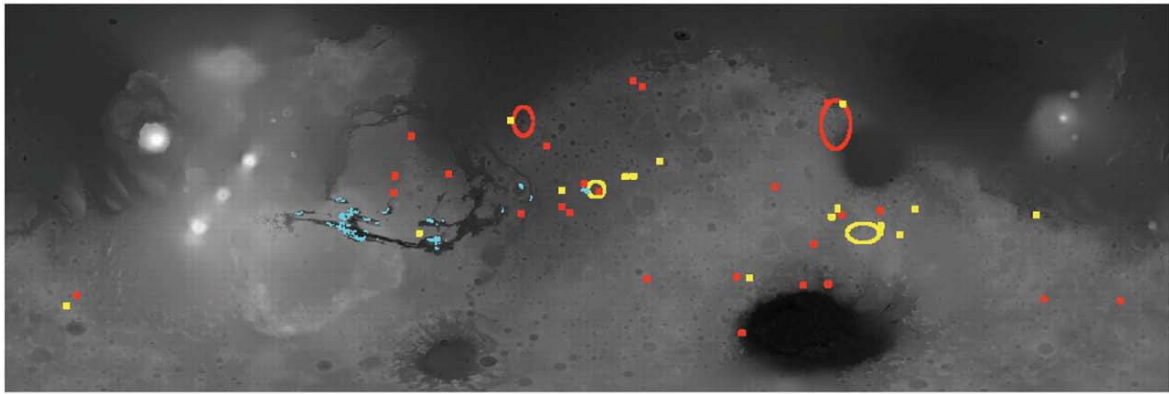
liquide a très rapidement été envisagée et demeure l'hypothèse la plus couramment admise. Une confirmation forte du rôle de l'eau dans l'érosion des vallées est donnée par des dépôts associés aussi bien au niveau de leurs embouchures (cônes alluviaux, deltas) qu'à l'intérieur même des vallées. Le delta au Nord-Est du Cratère d'Holden à 24°S, 326°E (Malin and Edgett, 2003) en est un bel exemple (Figure I.6). Il est localisé à l'embouchure d'une vallée. Le delta est très érodé et marqué par des superpositions de chenaux successifs, de migration et d'érosion de méandres (Figure I.6b). D'autres études attestent de la présence de dépôts stratifiés, de dépôts de débordement de crue, de terrasses fluviales, de dunes hydrauliques à l'intérieur même de certaines vallées (e.g. Carr and Malin, 2000 ; Grant and Parker, 2002 ; Moore et al., 2003 ; Bhattacharya et al., 2005). Ces morphologies illustrent une histoire sédimentaire complexe alternant des phases de dépôts en aggradation et des phases d'incision de ces mêmes dépôts (Howard et al., 2005 ; Irwin et al., 2005).

Par ailleurs, l'érosion par de l'eau liquide circulant sous une couche de glace a aussi été évoquée (e.g. Wallace and Sagan, 1979 ; Carr, 1983 ; Kargel and Strom, 1992 ; Hobbey et al., 2014). Par conséquent, même s'il s'avère que l'eau est l'agent primaire de l'érosion mentionnée pour expliquer la formation de la plupart des vallées martiennes, il n'en demeure pas moins que les conditions physiques et environnementales sous lesquelles l'érosion et donc la formation de ces vallées a eu lieu restent sujettes à débat.

Les minéraux d'altération hydratés

Outre les éléments morphologiques de surface, la présence passée d'eau liquide à la surface de Mars est appuyée par la détection orbitale de minéraux d'altération aqueuse. Les spectro-imageurs orbitaux ont permis la détection ponctuelle de minéraux hydratés notamment la présence de sulfates et en particulier dans la région de Valles Marineris (Gendrin et al., 2005 ; Bibring et al., 2005) ainsi que celle de phyllosilicates dans les terrains anciens noachiens en particulier (Figure I.7) (Bibring et al., 2006). Les détections récentes et très localisées de carbonates (Ehlmann et al., 2008), de silice hydratée (Milliken et al., 2008 ; Mustard et al., 2008) et de serpentine (Ehlmann et al., 2010) impliquent également la présence d'eau. La détection orbitale d'hématite dans la région de Terra Meridiani (Christensen et al., 2000) puis in situ par le rover Opportunity (Squyres et al., 2004) confirme que des processus d'altération aqueuse ont bien eu lieu à la surface de Mars. Le rôle de l'eau liquide dans la formation des minéraux de surface martiens est également appuyé par la découverte in situ d'indices minéralogiques tels que des dépôts d'évaporites détectés par le rover Opportunity sur Meridiani Planum (Squyres et al., 2004), des marques d'altération aqueuse par le rover Spirit sur les collines Columbia du cratère Gusev (Squyres et al., 2004) ou plus récemment, du gypse détecté par le rover Curiosity dans le cratère Gale (Nachon et al., 2014).

Plusieurs modes de formation ont été proposés pour expliquer la présence en grande quantité de produits d'altération à la surface de Mars, ainsi que leur répartition en des endroits très différents et sur des étendues conséquentes. Il a notamment été suggéré qu'ils aient pu se former par un lessivage d'eau en surface, en lien ou non avec un corps d'eau ou bien encore par une altération chimique acide dans/sous des dépôts massifs de glace (Massé et al., 2008 ; Niles and Michalski, 2009 ; Massé et al., 2010 ; Michalski et al., 2012).



Figures I.7. Détections des minéraux hydratés à la surface de Mars. L'image de fond correspond à la topographie. Les phyllosilicates sont représentés en rouge, les sulfates en bleu et les autres minéraux hydratés en jaune (Bibring et al., 2006).

L'âge des vallées, des « chenaux de débâcles » et des minéraux d'altération hydratés

Fassett and Head (2008) ont daté un certain nombre de vallées martiennes par comptage de cratères d'impact surimposés. Ils obtiennent de fortes disparités dans l'âge de ces vallées, avec de grandes incertitudes (de 100s Ma jusqu'à 1 Ga). L'âge de la majorité des vallées est estimé à la limite Noachien-Hespérien avec une moyenne comprise entre 3,5 et 3,8 Ga (Ivanov, 2001 ; Hartmann, 2005; Fassett and Head, 2008). Les âges des vallées sont difficiles à déterminer, en partie car la plupart des vallées individuelles couvrent seulement une zone petite, il y a donc rarement un nombre de cratères surimposés statistiquement significatif pour déterminer l'âge d'une vallée. De plus, la plupart des cratères surimposés sont petits et très vulnérables à l'érosion et à l'enfouissement. Une autre méthode, basée sur la datation des bassins de drainage par comptage de cratères, permet d'estimer l'arrêt de l'activité hydrologique à la limite Hespérien ancien – Hespérien jeune soit autour de 3,5 Ga (Hartmann, 2005 ; Ivanov, 2001) pour la plupart de ces bassins avec des barres d'erreurs relativement réduites (inférieures à 50 000 ans) (Bouley and Craddock, 2014).

La grande majorité des vallées est incisée dans les terrains noachiens comme permet de l'observer la cartographie des vallées à l'échelle 1 :15 000 000 (Figure I.8) (Scott et Tanaka, 1986 ; Greeley et Guest, 1987). Par contraste, les surfaces plus jeunes, telles que les plaines hespériennes de Syria, Solis, Hesperia et Lunae Plana et Chryse Planitia, présentent peu de vallées. Cependant, il y a beaucoup d'exceptions. Ainsi, Hynek et al., (2007) ont estimé que 16% des vallées étaient incisées dans les terrains hespériens et amazoniens et Scott et Dohm (1992) ont estimé que jusqu'à 30% des vallées étaient localisées sur des terrains post-noachiens. Parmi ces vallées, certaines comme Nanedi Vallis et Nirgal Vallis sont incisées dans les plateaux hespériens, d'autres sont incisées dans les plaines hespériennes à l'extrémité Sud d'Echus Chasma (Mangold et al, 2004). Les plaines hespériennes à l'Est d'Hellas sont incisées par des vallées, et sur la bordure d'Isidis Planitia, des dépôts en provenance des vallées se sont répandus sur les plaines Hespériennes adjacentes (Greeley and Guest, 1987 ; Carr, 2006). Les vallées localisées sur les pentes du volcan Alba Patera incisent une surface d'âge Amazonien (Greeley and Guest, 1987 ; Carr, 2006). D'autres vallées sont incisées à l'intérieur de cratères dont l'âge est estimé comme Amazonien (3 Ga), c'est par exemple le cas de celles localisées dans le cratère Newton et le cratère Lyot (Dickson et al., 2009; Parsons et al., 2013). Ce sont tous des exemples non ambigus

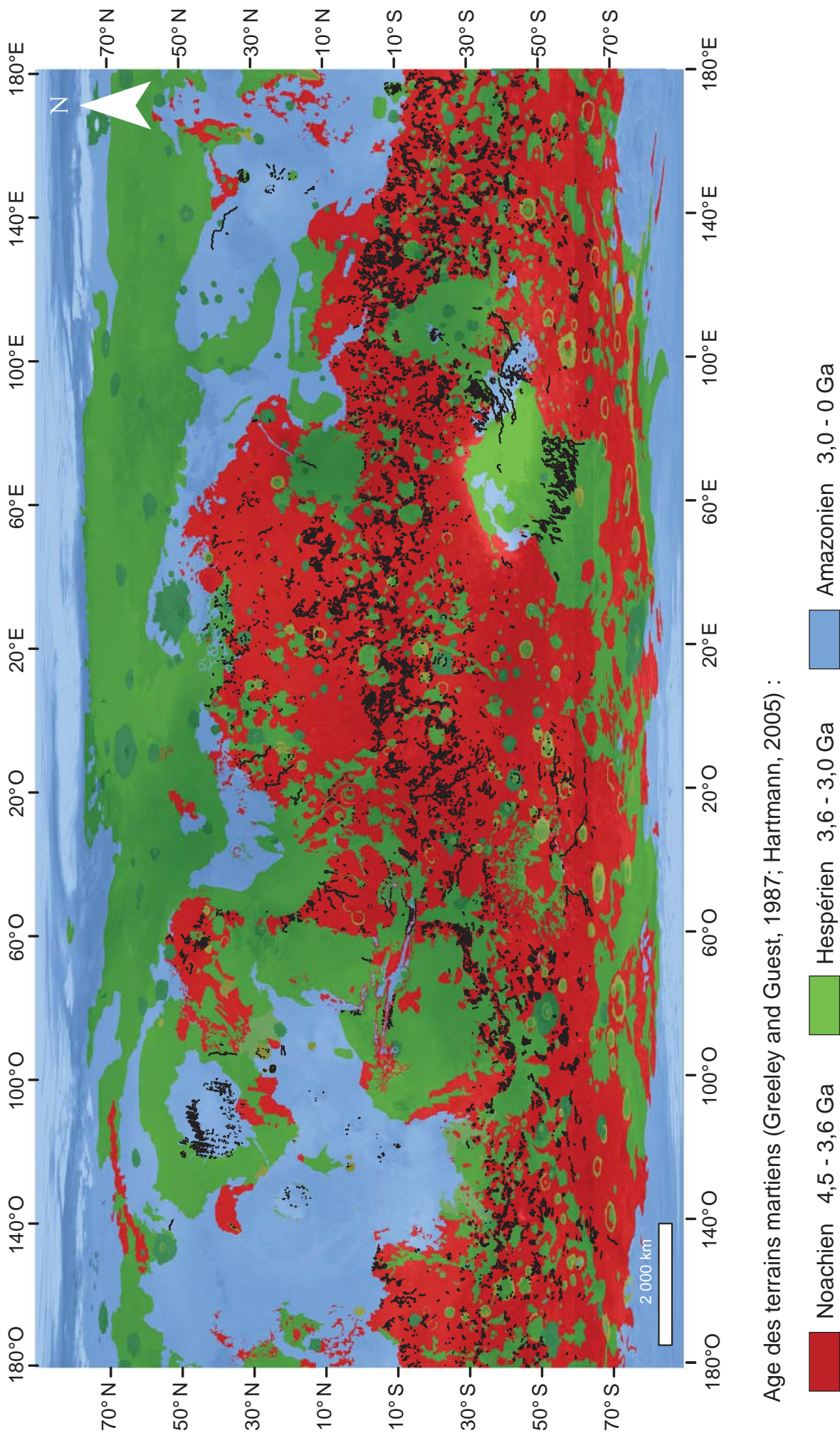


Figure I.8. Cartographie de l'âge des terrains martiens incisés (modifié d'après Hynes et al., 2007; Greeley and Guest, 1987).

de vallées post-Noachiennes. De plus, il y a probablement beaucoup de vallées à l'intérieur de terrains cartographiés comme étant Noachiens qui peuvent être plus jeunes que le Noachien. Le grand nombre de vallées présentes sur des terrains noachiens et leur faible nombre sur les terrains post-noachiens suggère cependant que le taux de formation des vallées a décliné de façon dramatique à la fin du bombardement tardif.

Les chenaux de débâcle sont généralement plus jeunes que la plupart des réseaux de vallées. Ceux de la région de Chryse Planitia, par exemple, sont d'âge Hespérien jeune à Amazonien jeune (Scott et Tanaka, 1986 ; Tanaka, 1986 ; Rotto and Tanaka, 1995), soit probablement aux alentours de 2 à 3,8 Ga (Hartmann and Neukum, 2001). Tous les chenaux de débâcle localisés dans la région des plaines de Cerberus sont eux aussi très récents dans l'histoire de Mars. Burr et al. (2002) ont estimé l'âge des plus récents d'entre eux dans cette région à 2-8 Ma (Athabasca Vallis). Si ces estimations sont correctes, ces âges suggèrent que de tels chenaux de débâcle pourraient se former de nos jours (Carr, 2006).

La formation des argiles ce serait concentrée exclusivement pendant le Noachien autrement dit il y a 4 Ga environ, tandis que celle des sulfates remonterait à l'Hespérien, il y a environ 3,5 Ga (Bibring et al., 2006).

La plupart des surfaces qui ont survécu du Noachien – début Hespérien sont disséquées par des vallées et ont connu une érosion considérable. À la fin du Noachien, le taux de formation des vallées a décliné de façon dramatique de même que les taux d'altération hydratée et d'érosion. En effet, Golombek et Bridges (2000) et Craddock et al., (1997) estiment que les taux d'érosion ont décré de façon drastique entre le Noachien-Hespérien (10^2 - 10^3 mm/an) et l'Amazonien (10^{-2} mm/an). L'ensemble de ces changements est classiquement interprété comme résultant d'un bouleversement climatique global entre le Noachien et l'Hespérien (Golombek et Bridges, 2000 ; Bibring et al, 2006). Cependant, la formation de dépôts de sulfates, de chenaux de débâcle ainsi que celle de nombreuses vallées sur des terrains post-noachiens indiquent la présence d'eau liquide pendant l'Hespérien et l'Amazonien.

I.2.2.3. Les morphologies glaciaires

Les héritages climatiques en lien avec la présence de morphologies glaciaires

Au pôle Nord et au pôle Sud, il y a actuellement des calottes de glace d'eau d'environ 2 km d'épaisseur (Carr and Head, 2003). À des latitudes supérieures à 60° (en dehors des pôles) dans l'hémisphère Nord et Sud, le sol à quelques centimètres sous la surface contient 70-85% en volume de glace d'eau (Feldman et al, 2004 ; Prettyman et al, 2004). La confirmation in situ de la présence de glace d'eau en subsurface a été faite par l'atterrisseur Phoenix en 2008 (Cull et al., 2010).

Il existe de nombreux marqueurs morphologiques qui attestent d'une activité glaciaire passée et suggèrent la présence de glace stable en surface dans le passé de Mars à des latitudes différentes des pôles.

De nombreuses morphologies glaciaires sont observables entre 30 et 60° de latitude dans les deux hémisphères martiens (Head et al., 2005 ; Dickson et al., 2008 ; Souness et al., 2012). Ces morphologies attestent de la présence d'accumulations importantes de glace dans les moyennes latitudes de Mars. Deux types de morphologies glaciaires peuvent s'observer : des dépôts témoignant principalement d'accumulation de glace toujours présente et des formes d'érosion et de dépôt associées témoignant de l'empreinte glaciaire passée.

Le premier type de morphologies glaciaires correspond à des glaciers rocheux présents sous forme de remplissages linéaires dans des vallées, de remplissages concentriques dans des cratères et de tabliers de débris lobés autour de falaises (Figures I.9) (Squyres, 1978 ; Head and Marchant, 2006 ; Head et al., 2006a,b ; Levy et al., 2007 ; Dickson et al., 2010 ; Head et al., 2010).

- Les vallées à remplissage linéaires sont de longues vallées larges de quelques kilomètres à plusieurs dizaines de kilomètres avec des profondeurs atteignant 1 km (Figures I.9 a,b). Leur fond plat est parcouru par des linéations dans le sens de la longueur, partant des versants et s'incurvent pour suivre la pente longitudinale de la vallée. Ces structures linéaires indiquent un écoulement visqueux qui attesterait de la présence d'un mélange de glace et de roche en surface et qui a été capable de s'écouler par le passé (Head et al., 2006a,b).
- Les cratères à remplissage concentrique sont remplis d'un matériel présentant une structure concentrique, qui a vraisemblablement été capable de fluer depuis les remparts vers le centre du cratère (Figure I.9c) (Kreslavsky et Head, 2006 ; Levy et al., 2009). Ce matériel est aussi généralement interprété comme étant un mélange de glace et de roche.
- Les tabliers de débris lobés sont localisés à la base de falaises escarpées (Squyres, 1979). Ces tabliers possèdent une forme convexe qui rayonne de 10 à 30 km autour de la falaise (Figures I.9d,e). Leur surface présente généralement des linéations perpendiculaires à la falaise et divergeant à la rencontre d'obstacles. Ces tabliers sont constitués d'un matériel ductile qui flue. Ils ont été interprétés comme étant des glaciers rocheux. Cette interprétation a été appuyée par des données topographiques et des observations du radar Sharad qui a notamment permis de détecter la présence de glace protégée par une couche de débris inférieure à 0,5 m en épaisseur au niveau de ces tabliers de débris lobés (Mangold and Allemand, 2001 ; Holt et al., 2008 ; Plaut et al., 2009).

D'autres morphologies décrites comme des rides concentriques et lobées ou des rides pouvant présenter un aspect irrégulier et perlé et qui drapent le fond de certains cratères ont été interprétées comme étant des moraines, témoins de l'avancée et du retrait de glaciers (Lucchitta, 1981 ; Kargel et al., 1992 ; Shaw et al., 1992 ; Garvin et al., 2006). D'autres limites d'érosion sous-glaciaires peuvent apparaître dans le fond de certains cratères (Dickson et al., 2010), dans le fond de vallées (Dickson et al., 2008) au encore dans le fond de Valles Marineris (Mège and Bourgeois, 2011).

D'autres formes de dépôt et d'érosion sous-glaciaires ont été identifiées à travers des vallées d'origine sous-glaciaire, érodées par de l'eau de fonte, et des dépôts fluvio-glaciaires souvent associés. Ces formes sont principalement localisées dans les plaines du Nord, sur les pentes de certains volcans comme Hecates Tholus, dans les bassins d'Hellas et Argyre et également à proximité du pôle Sud dans la région de Dorsa Argentea (Figure I.10) (e.g. Scott and Underwood, 1991 ; Chapman, 1994 ; Fassett and Head, 2006 ; Fassett et al., 2010).

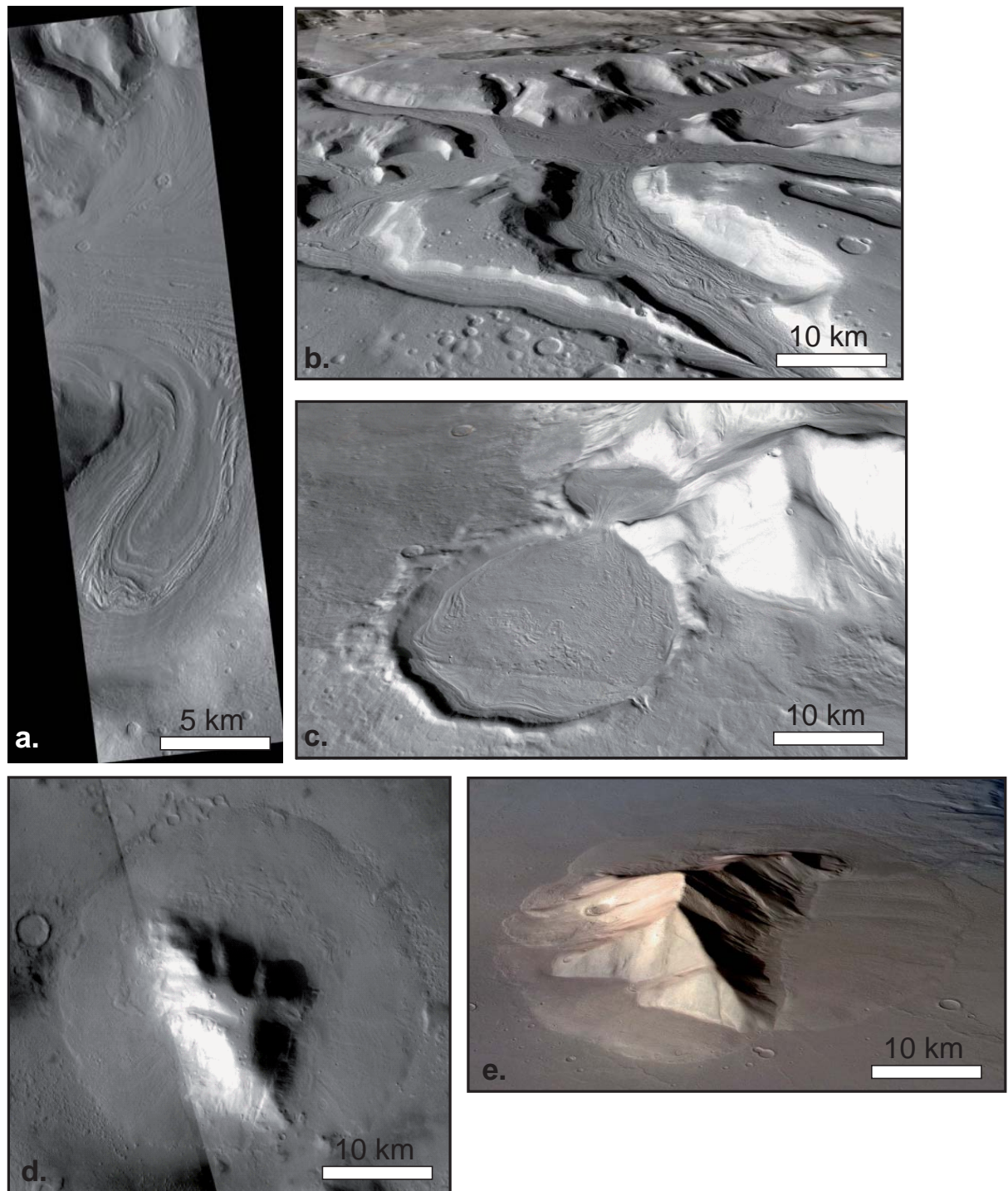


Figure I.9. Exemples de morphologies glaciaires dans les moyennes latitudes. **a. et b.** Remplissage linéaire de vallée, région de Deuteronilus Mensae. **c.** Remplissage concentrique du cratère Hourglass. **d. et e.** Tabliers de débris lobés, région de Deuteronilus Mensae.

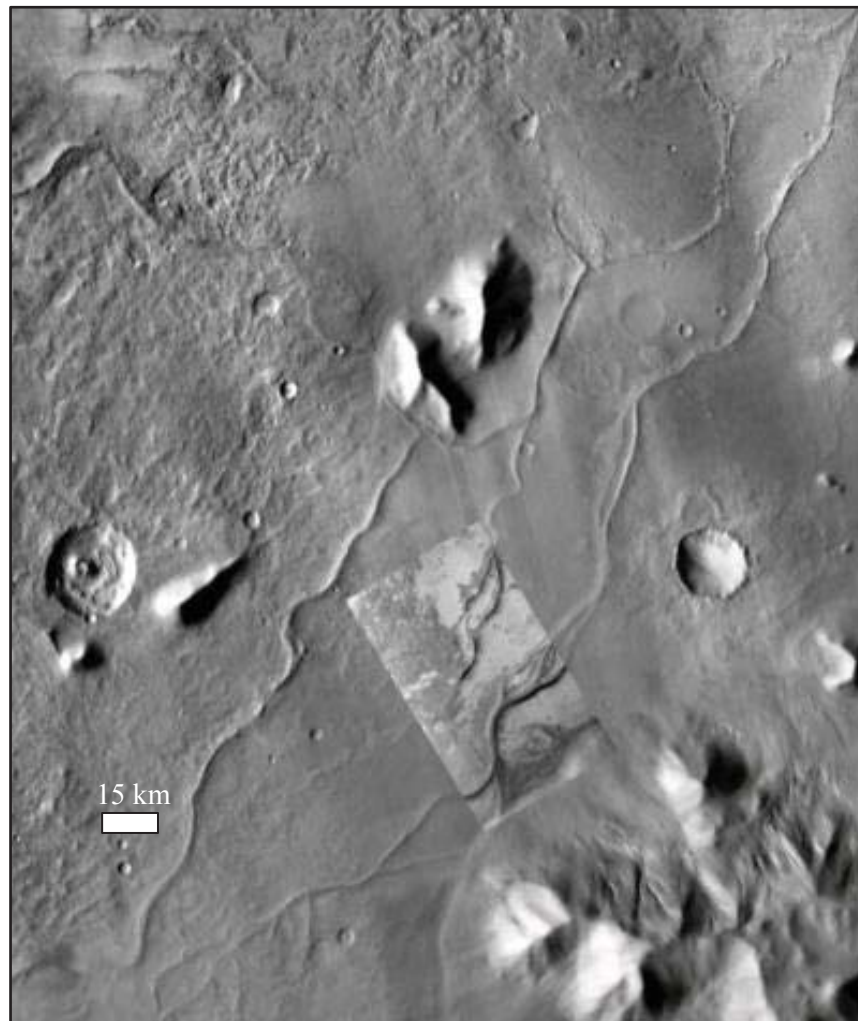


Figure I.10. Dépôts fluvio-glaciaires originellement à l'intérieur de conduits sous-glaciaires aujourd'hui disparus dans le bassin d'Argyre.

Des paléo-glaciers tropicaux sont observés sur les flancs Ouest des volcans de Tharsis et d'Olympus Mons. Ils se présentent sous forme de dépôts lobés en forme d'éventail entièrement couvert de particules rocheuses (Figure I.11) (Head et al., 2005 ; Shean et al., 2005 ; Milkovich et al., 2006 ; Forget et al., 2006 ; Fastook et al., 2008). Cette couverture de débris de quelques mètres d'épaisseur suffirait à empêcher la sublimation de la glace d'eau, actuellement très instable en région équatoriale (Shean et al., 2005). D'autre part, certains remplissages de cratères dans Sinus Sabaeus et dans la région d'Aram Chaos ont été décrits comme étant des preuves morphologiques attestant de la présence passée de dépôts glaciaires à l'équateur de Mars (Massé et al., 2010 ; Shean, 2010).

Il est donc tout à fait plausible de trouver, au niveau de la région équatoriale, des morphologies glaciaires voire des dépôts contenant de la glace d'eau stabilisée par une couverture de débris.

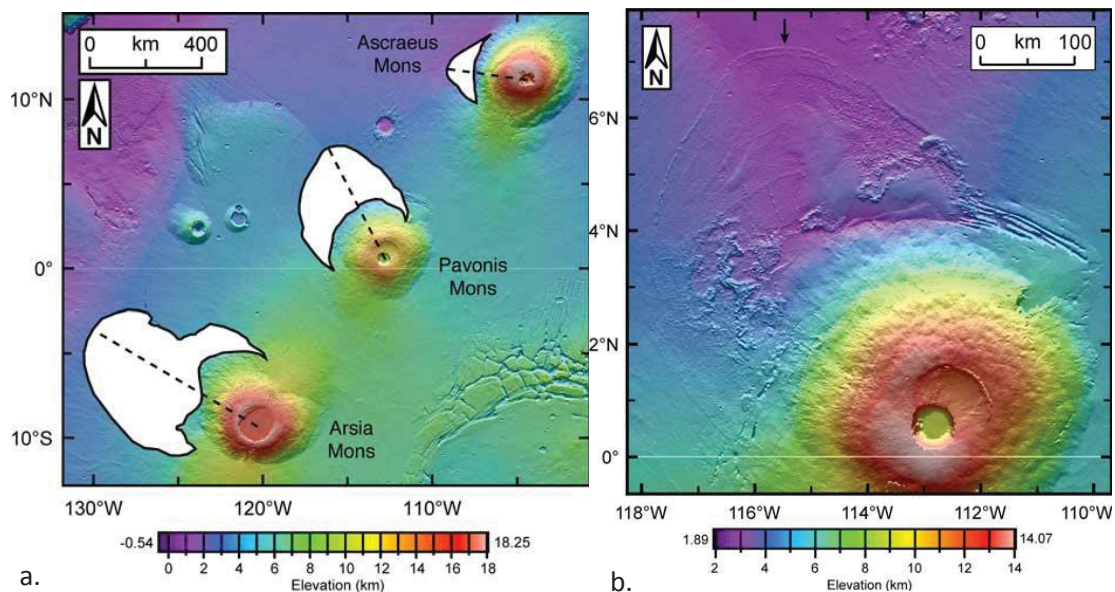


Figure I.11. a. Les dépôts en forme d'éventail au niveau des flancs Nord-Ouest des monts de Tharsis (régions en blanc). La ligne en pointillés connecte le centre de la caldéra à la partie la plus éloignée des dépôts. **b.** Zoom sur Pavonis Mons et son tablier lobé. Remarquez la grande ride externe qui délimite la marge nord du dépôt (flèche noire), la surface lisse et la structure d'écoulement lobé unique (Shean et al., 2005).

Âge des glaciations

Toutes les morphologies glaciaires des moyennes latitudes ainsi que certaines à l'équateur, comme les glaciers tropicaux sur les volcans de Tharsis, datent de l'Amazonien (e.g. Head et al., 2003 ; Shean et al., 2005 ; Forget et al., 2006). Cependant d'autres morphologies glaciaires équatoriales sont beaucoup plus anciennes et datent de l'Hespérien, comme celles dans la région d'Aeolis Mensae ou encore d'Isidis Planitia (Davila et al., 2013 ; Guidat et al., 2014).

Remise en contexte des marqueurs climatiques martiens

Les morphologies et minéralogies martiennes témoignant de la présence d'eau sous sa forme liquide et solide ont été observées et décrites à de très nombreux endroits et à des latitudes différentes. Leurs âges indiqueraient une tendance pour les marqueurs de la présence d'eau liquide à être davantage formés pendant le Noachien que par la suite, inversement, les marqueurs glaciaires se seraient formés plus récemment surtout pendant l'Amazonien (Figure I.12) (Carr, 2006 ; Burr et al., 2002 ; Head et al., 2003 ; Hanna and Phillips, 2005). Ces observations suggèrent un changement des conditions climatiques globales. Il est classiquement admis que le climat pendant l'Amazonien était très proche du climat froid et sec actuel (e.g. Fassett et al., 2010). Toutefois, de plus en plus d'observations laissent penser que des glaciations se sont mises en place très tôt dans l'histoire de Mars. Quant à la formation des vallées et des chenaux de débâcle en particulier, elle s'est poursuivie à travers l'Hespérien et l'Amazonien.

Ces différents constats soulèvent la question des conditions climatiques sous lesquelles ces morphologies et minéraux en lien avec la présence d'eau liquide ou solide ont pu se former ainsi que la pérennité ou la variabilité de ces conditions au cours de l'évolution de Mars.

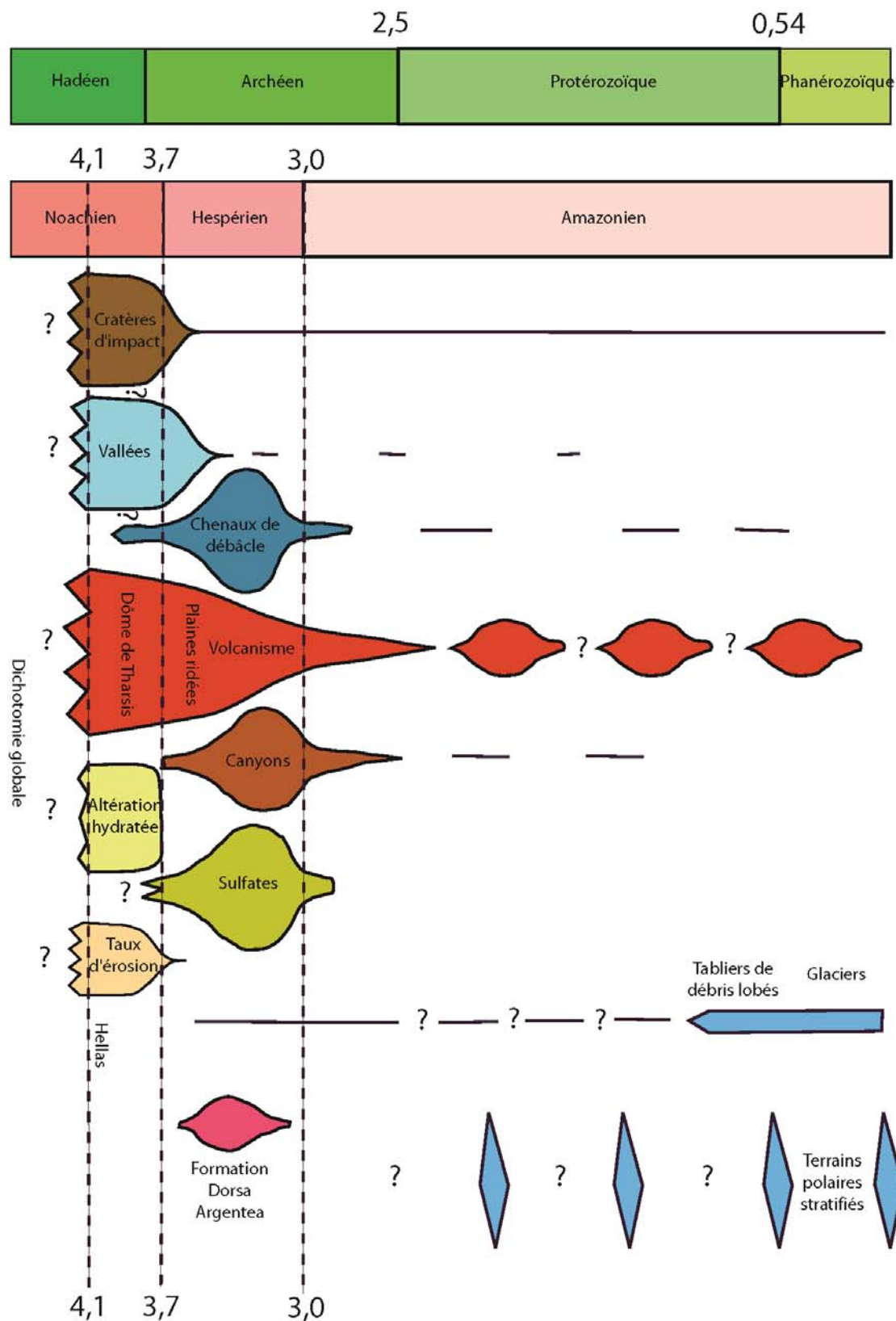


Figure I.12. Schéma illustrant l'évolution des morphologies observées et des conditions d'altération à la surface de Mars au cours du temps (les âges sont en milliard d'années) (modifié d'après Carr and Head, 2010).

I.2.3. Les modèles climatiques proposés actuellement

Le climat est un paramètre qui semble avoir connu des fluctuations au cours de l'évolution de Mars. Si le climat actuel est sec et froid, il semblerait que cela n'a pas toujours été le cas. Dans le passé, les conditions climatiques auraient permis à l'eau d'être présente en surface sous forme liquide et solide comme l'attestent les observations morphologiques et minéralogiques. En prenant en considération l'existence de ces marqueurs climatiques ainsi que celle des interactions entre le climat, la lithologie et la topographie, différents modèles climatiques ont été proposés.

I.2.3.1. Un climat chaud et humide

Dès les descriptions morphologiques faites à partir des images Viking dans les années 80, l'idée d'un climat chaud et humide permanent dans le Mars ancien séduit rapidement (e.g. Pollack et al., 1987 ; Squyres and Kasting, 1994 ; Craddock and Howard, 2002). La mise en place d'un climat chaud et humide il y a plus de 3 Ga aurait nécessité la présence d'une atmosphère plus dense étant donné l'importance de la distance Soleil-Mars et l'existence d'un Soleil plus jeune (25% moins intense qu'à l'heure actuelle) (Forget et al., 2006).

Parmi les modèles proposés, Pollack et al. (1987) suggèrent qu'une atmosphère dense pouvait résulter du recyclage du CO² atmosphérique par l'altération de dépôts de carbonates en raison d'un flux de chaleur élevé associé à des taux de volcanisme importants. Phillips et al. (2001) invoquent un lien possible entre la formation du Haut-plateau volcanique de Tharsis et son influence sur la mise en place d'un climat chaud et humide pérenne associé à la présence de précipitations atmosphériques. Cet événement majeur aurait provoqué le dégazage d'un volume de dioxyde de carbone pouvant produire une pression atmosphérique de 1500 hPa (1,5 bars) ainsi qu'une quantité d'eau liquide (pure ou sous forme de saumures) équivalente à une épaisseur de 150 m répartie sur l'ensemble de la surface martienne (Phillips et al., 2001). D'autres modèles évoquent un dégazage à l'échelle globale suivant l'accrétion et la différenciation planétaire pour expliquer la présence d'une atmosphère dense (Fanale, 1971) ou encore des impacts majeurs pouvant injecter de la vapeur d'eau dans l'atmosphère qui pourra précipiter par la suite (Segura et al., 2002).

Le rôle d'un climat chaud et humide dans le modèle du relief martien

La topographie, de façon générale, impose des contraintes sur les pentes régionales et locales donc sur les directions de ruissellement de surface. L'existence des pentes de surface et d'un climat chaud et humide permettant des précipitations auraient contrôlé la quantité ainsi que la distribution d'eau et donc l'érosion et le drainage à l'échelle globale.

À partir de la topographie existante, certains auteurs ont caractérisé ces directions de drainage, autrement dit le chemin qu'aurait suivi les précipitations en ruisselant à la surface (e.g. Stepinski et al., 2002 ; Aharonson et al., 2002 ; Stepinski and Coradetti, 2004 ; Stepinski and Stepinski, 2005 ; Luo and Stepinski, 2009). La mise en place de Tharsis se serait accompagnée d'une déformation de grande longueur d'onde (flambage dû à la charge volcanique) créant des pentes régionales. En modélisant les pentes correspondant à l'influence de la charge de Tharsis, Phillips et al. (2001) montrent que les orientations de certains marqueurs hydrologiques, en particulier, des vallées noachiennes semblent compatibles avec les gradients de pente modélisés, ce qui indiquerait que le ruissellement de surface se soit mis en place sur une pente régionale préexistante liée à la déformation induite par Tharsis et illustrerait cette interaction entre le climat et la topographie de surface (Figure I.13). Dans l'hémisphère Nord, la plupart du drainage régional se

serait effectué soit dans les bassins d'Isidis ou d'Utopia, soit dans les plaines du Nord à travers Chryse et Amazonis Planitiae (e.g. Carr, 2006). Dans l'hémisphère Sud, il se serait effectué soit vers le bassin d'Argyre soit vers celui d'Hellas.

En complément de cette pente planétaire viennent s'ajouter les pentes locales induites par les nombreux cratères d'impact et autres édifices volcaniques de plus petite taille qui contribuent elles aussi à focaliser davantage la répartition de l'eau qui aurait ruisselé à l'échelle plus locale (Luo, 2014). En revanche, l'influence de pentes locales d'origine tectonique (rides de compression, escarpements lobés...) sur la dynamique de l'hydrologie de surface dépend de la période d'activité de ces structures par rapport à celle d'activité hydrologique et reste encore très mal contrainte.

L'érosion fluviale sous une atmosphère dense aurait incisé des vallées mais aurait été limitée en termes de création de relief. En effet, la persistance de zones planes à la surface de Mars, correspondant pour la plupart au fond de cratères d'impact, qui forment une partie significative des terrains, où elles peuvent atteindre presque 50% en surface, par exemple, dans les régions de Terra Cimmerium et Terra Sirenum (Carr, 2006), suggèrerait que l'élimination de ces dernières par l'érosion fluviale a été moins efficace. Ces indications de préservation d'éléments topographiques reflèteraient un équilibre en faveur du taux de création de terrain, qui pendant le Noachien était largement causé par des impacts et du volcanisme (Irwin and Howard, 2002), et d'un faible taux de dégradation des terrains par l'érosion fluviale (Hoke et al., 2011). D'autant plus que cette dernière étant dépendante de la lithologie, qui dans le cas de Mars est majoritairement basaltique, une partie non négligeable des précipitations auraient pu finir par s'infiltrer dans la subsurface plutôt que ruisseler.

Si le Mars ancien possédait un cycle hydrologique actif avec de forts taux d'érosion s'accompagnant notamment de la formation de vallées, alors cela aurait eu d'autres implications. En particulier, de forts taux d'érosion impliquent de forts taux de sédimentation, ce qui est appuyé par la présence de roches sédimentaires sur certains des terrains noachiens (Malin et Edgett, 2000). Des forts taux de formation de vallées impliquent des précipitations étendues et la nécessité de réservoirs de surface sous forme de lacs et/ou d'océans à la fois comme source de ces précipitations et comme niveau de base contrôlant la sédimentation (Moore and Howard, 2005). Dans l'hypothèse que des conditions chaudes prévalaient pendant le Noachien-début Hespérien et étant donné que la répartition des vallées est assez étendue sur la planète, et que cette dernière possède suffisamment d'eau (>100m équivalent global) alors de larges étendues d'eau dans les dépressions telles que Hellas et les plaines du Nord ont pu exister (Parker et al, 1989 ; 1993 ; Baker et al, 1991 ; Clifford and Parker, 2001 ; Moore and Howard, 2005).

Il y a cependant des problèmes si l'on interprète la totalité des observations morphologiques et minéralogiques présentées comme étant le produit de précipitations pérennes ou épisodiques. Pour que la pluie puisse tomber, des conditions chaudes sont nécessaires (Haberle, 1998). Les arguments contre les chutes de pluies ne sont pas d'ordre géomorphologique mais basés sur 1) des modèles de circulation globale qui indiquent qu'il est très difficile de réchauffer Mars, particulièrement tôt dans son histoire quand l'énergie sortante du Soleil était plus faible que maintenant (Kasting, 1991 ; Haberle, 1998); 2) la difficulté de maintenir une atmosphère épaisse de CO²-H₂O (formant un effet de serre nécessaire pour que les précipitations aient lieu) sur Mars contre les pertes par érosion, 3) la vulnérabilité de l'atmosphère primitive de Mars à être détruite par de larges impacts (Melosh and Vickery, 1989), 4) le peu d'indication sur les données de spectres orbitaux de produits d'altération qui auraient été attendus si Mars avait été chaude – abondance en carbonates attendue si le Noachien possédait une atmosphère épaisse de CO².

(Bandfield et al, 2000 ; Christensen et al., 2001); 5) les détections abondantes de minéraux facilement altérables tels que l'olivine (Hoefen et al, 2003) ; 6)- les paléopressions estimées de l'atmosphère primitive de Mars 0,9 (900 hPa) jusqu'à 1,9 bars (1900 hPa) sont en dessous de la limite de 5 bars (5000 hPa) nécessaire pour avoir une température globale supérieure au point de gel du CO²-H₂O (Haberle, 1998 ; Kite et al., 2014 ; Som et al., 2014). D'après les arguments cités précédemment, il est très difficile de former et maintenir un réchauffement suffisamment important pour générer des précipitations de surface dans le Mars ancien. Même si cette hypothèse demeure la plus communément admise, il n'en demeure pas moins qu'elle n'explique pas à elle seule la diversité des morphologies observées.

I.2.3.2. Un climat froid et sec

En partie à cause des difficultés à créer et maintenir des conditions chaudes sur Mars certains auteurs ont suggéré des conditions froides dans le passé similaires à celles qui prévalent aujourd'hui (e.g. Squyres and Kasting, 1994 ; Gaidos and Marion, 2003). Cette hypothèse implique, plus précisément, que les conditions de pression, de température et la présence en faible quantité du dioxyde de carbone dans l'atmosphère n'auraient pas permis de maintenir un effet de serre suffisamment important pour que l'eau liquide puisse avoir été stable en surface. L'eau présente sur la planète aurait été piégée en subsurface. La surface majoritairement basaltique et perméable aurait permis le développement en subsurface d'aquifères gelés. Cette cryosphère pouvait fondre localement par l'activité volcanique, hydrothermale, les impacts ou simplement par fonte basale si elle s'épaississait jusqu'à plusieurs kilomètres atteignant ainsi des conditions où l'eau liquide peut être stable (Clifford, 1993 ; Mellon et al., 1997 ; Clifford et al., 2010).

Cette hypothèse est appuyée par des modèles théoriques suggérant l'existence de sources d'eau souterraines sous des conditions froides (Goldspiel and Squyres, 2000). La résurgence de cette eau souterraine piégée par la cryosphère aurait permis d'expliquer certaines morphologies de surface observées telles que les vallées et les chenaux de débâcles (Figure I.13) (Clifford and Parker, 2001). L'eau en surface se serait transformée en glace qui aurait sublimée, puis été transportée aux pôles pour se recondenser et constituer des dépôts glaciaires dont la fonte basale viendrait recharger les aquifères (Figure I.13).

L'existence d'un climat froid aurait favorisé la préservation de la topographie d'origine et expliquerait donc le faible taux de dégradation global du relief depuis sa formation notamment la persistance de nombreux cratères d'impact.

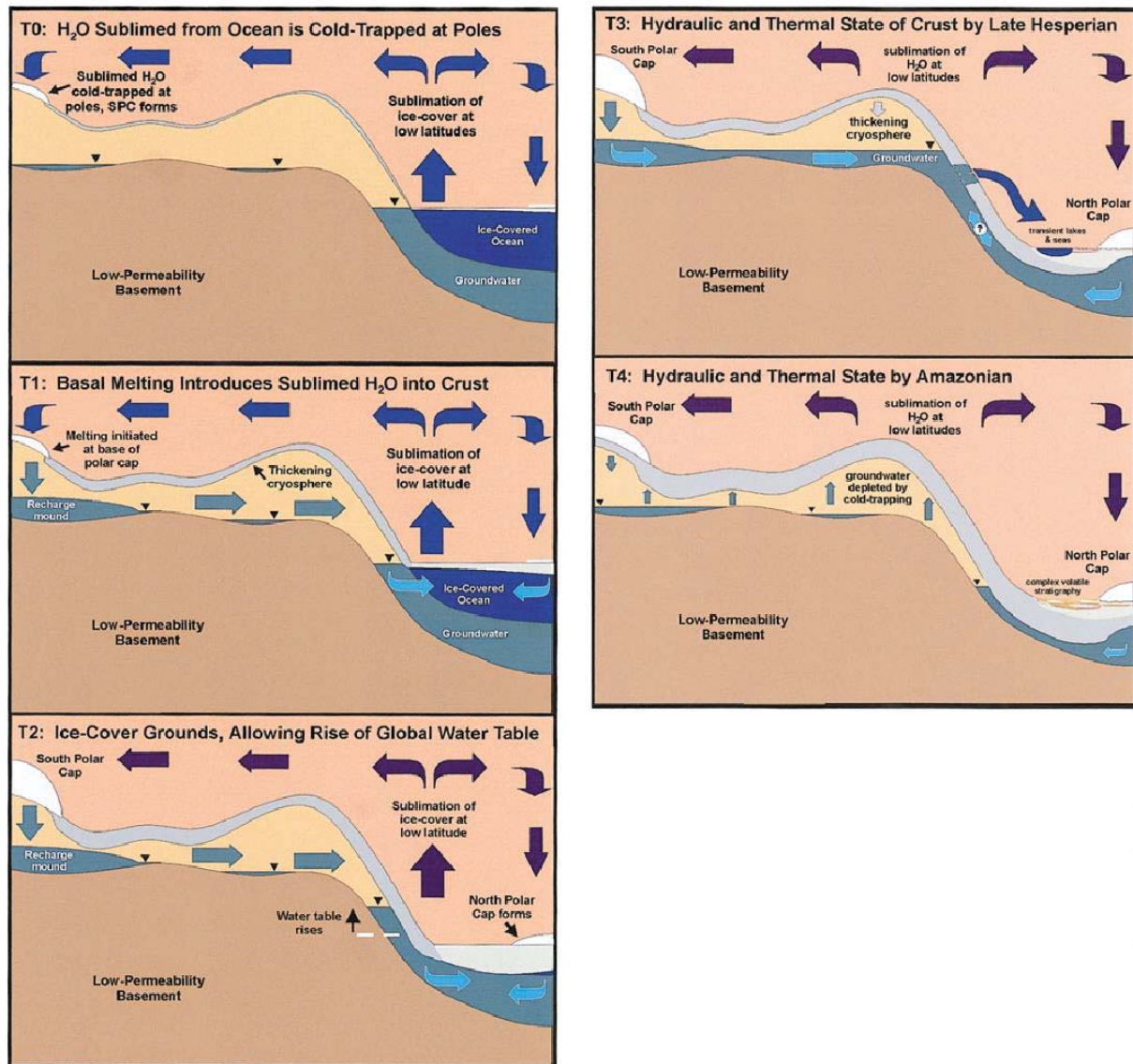


Figure I.13. Illustration idéalisée des conditions hydrauliques impliquées par la formation de chenaux de débâcle débutant à une altitude élevée pendant l'Hespérien. Une nappe phréatique au-dessus des plaines du Nord se serait formée pendant l'Hespérien par confinement sous 3 km de sol gelé (Clifford and Parker, 2001).

I.2.3.3. Un climat froid et humide

Considérons les mêmes conditions climatiques qu'actuellement mais en faisant varier d'autres paramètres tels qu'ils ont pu être dans le passé, comme un Soleil plus jeune, une obliquité planétaire plus élevée (jusqu'à 45°) et une atmosphère plus dense et riche en poussière (profondeur optique de 2,5). Il existe des modèles de circulation globale capables de reproduire notamment le cycle de l'eau actuel sur Mars (Forget et al., 2006). Lorsqu'ils prennent en compte les paramètres cités ci-dessus, ces modèles prédisent des précipitations de neige avec des accumulations de glace à la surface de Mars à des latitudes différentes des pôles. Ces taux d'accumulation peuvent atteindre 10 à 20 mm/an ce qui peut représenter un dépôt glaciaires régional de 500 à 1000 m d'épaisseur sur un cycle d'obliquité actuel ($\sim 50\,000$ années martiennes) (Figure I.14) (Madeleine et al., 2009).

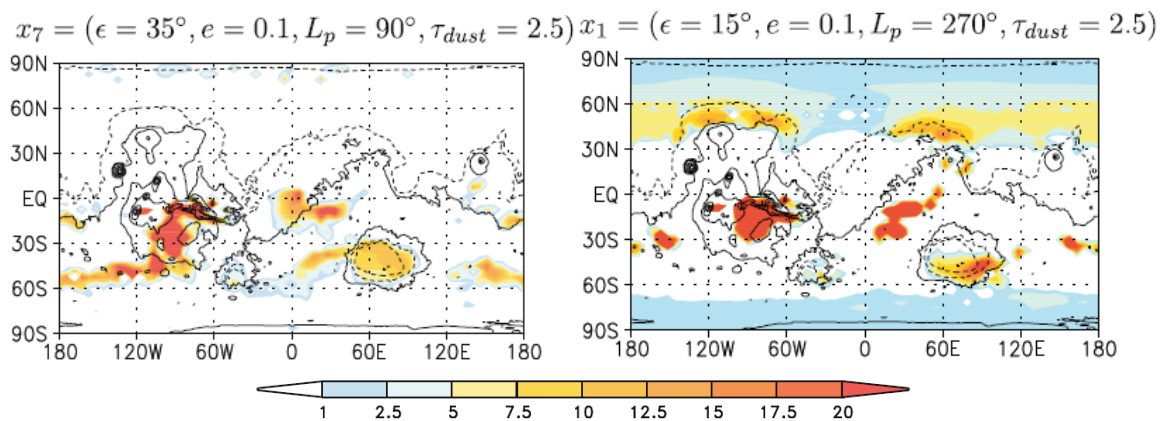


Figure I.14. Exemples de simulations de gain net de glace de surface sur un an (mm/an). $\epsilon, e, L_p, \tau_{dust}$ représentent respectivement l'obliquité, l'excentricité, la latitude solaire au périhélie et la profondeur optique de poussière dans l'atmosphère (Madeleine et al., 2009).

Sous de telles conditions l'eau pouvait exister à la fois sous forme liquide et solide. En effet, l'eau de fonte sous-glaciaire aurait pu ruisseler à l'interface entre la glace et le substrat et/ou s'infiltrer en subsurface pour recharger les aquifères souterrains. Pour des conditions froides non favorables à la présence d'eau liquide stable en surface, il a été démontré que l'eau liquide pouvait circuler sur de très longues distances sous une couverture de glace (Wallace and Sagan, 1979 ; Carr, 1983). Ainsi il aurait pu exister un cycle hydrologique à la surface de Mars en environnement sous-glaciaire et pour des conditions froides. Cette eau de fonte sous et/ou pro glaciaires a pu être la cause de la formation des morphologies associées à la présence d'eau liquide mais aussi des morphologies glaciaires rencontrées dans des latitudes moyennes et basses (Carr and Head, 2003). Cela permettrait peut-être d'expliquer également 1) la répartition non uniforme mais étendue des marqueurs hydrologiques de surface (Gulick and Baker, 1993), 2) les taux d'érosion et d'altération élevés dans le passé, 3) la présence de minéraux d'altération hydratés dans les terrains noachiens-hespériens et leur rareté sur les terrains plus jeunes (Bibring et al, 2006).

Parallèlement aux modèles numériques de climat, d'autres études ont essayé de comprendre quelles étaient les interactions entre la répartition de la glace en surface, la topographie de la surface et l'atmosphère afin de mieux cerner les endroits où la glace aurait eu le plus de chance de s'être accumulée. Fastook et al. (2008) estiment que le taux de sublimation sur Mars décroît moins rapidement que le taux d'accumulation avec l'augmentation de l'altitude. Par conséquent, contrairement à ce qui est observé sur la Terre, les glaciers martiens seraient plus facilement observés dans des dépressions et sur des pentes que sur les sommets des reliefs. L'influence de la température et de l'altitude sur le taux d'accumulation annuel de glace sur Mars est résumée sur la Figure I - 15. Pour des faibles températures de surface, la glace sera déposée dans les basses altitudes. Ces modèles appuient les observations relatives aux morphologies glaciaires qui sont notamment localisées sur les flancs de volcans comme ceux du dôme de Tharsis et à l'intérieur de dépressions comme les remplissages linéaires de vallées ou concentriques dans des cratères.

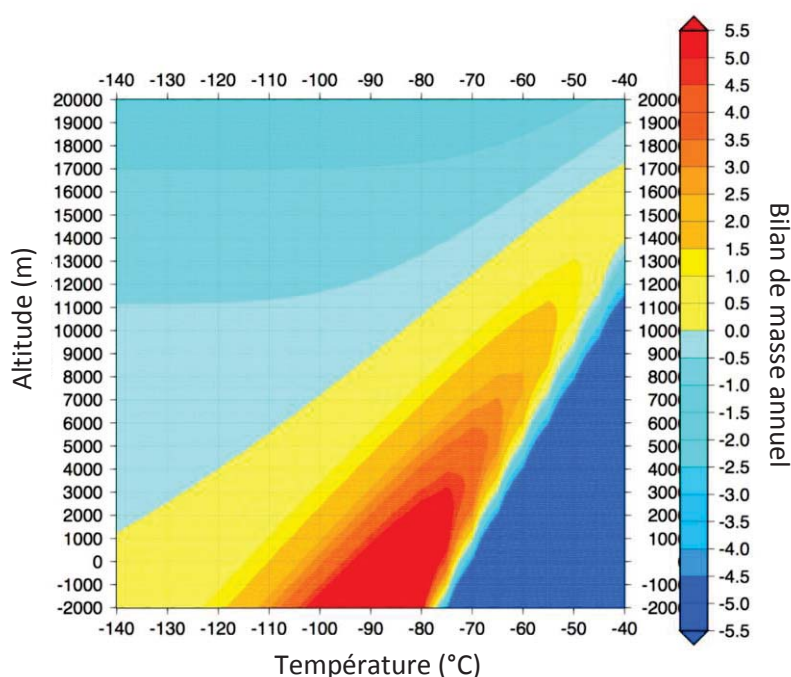


Figure I.15. Bilan annuel de masse de la glace en fonction de la température de base et de l'altitude. Le gradient vertical de la température est de $4^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Fastook et al., 2008).

I.2.3.4. Les variations climatiques temporelles

La question se pose quant à la pérennité du climat passé. Certains suggèrent des précipitations et conditions chaudes épisodiques, plutôt que permanentes, qui auraient pu être induites par des impacts majeurs ou une période d'activité volcanique (Segura et al., 2002). D'autres mettent en avant un climat impliquant directement des glaciations temporaires pendant les périodes de forte obliquité, de dérive des pôles, de gel et de sublimation d'océans temporaires ou d'eau provenant des chenaux de débâcles (Baker et al., 1991 ; Gulick and McKay, 1994 ; Gulick et al., 1997 ; Baker, 2001 ; Head et Marchant, 2003).

Comme nous l'avons vu à travers cette partie, les vallées apparaissent comme des arguments classiquement utilisés pour les reconstitutions climatiques. C'est la raison pour laquelle nous avons choisi de nous concentrer sur ces objets qui sont très répandus à la surface de Mars et d'âges très variés. Il a été démontré que l'eau sous sa forme liquide et solide a pu contribuer à la formation de ces vallées mais également à leur évolution par différents mécanismes. En effet, les remplissages de vallées linéaires, les glaciers de vallées, les vallées d'origine sous-glaciaires, les vallées aériennes et les chenaux de débâcle sont autant d'exemples de vallées qui ont été formées et/ou modelées par des processus glaciaires et/ou hydrologiques sur Mars.

I.3. Données et méthodes pour l'analyse morphologique

I.3.1. Données utilisées

I.3.1.1. Imagerie martienne

HRSC

La caméra HRSC (High Resolution Stereo Camera) est la caméra Visible embarquée pour la mission Mars Express. Elle est active depuis 2004 et continue à acquérir des données à l'heure actuelle. Elle a pour objectif de couvrir la surface de Mars avec une résolution de quelques dizaines de mètres. Sa meilleure résolution à une orbite de 250 km est de 10 m/pixel pour une image de 100 km*1000 km de long. Les images HRSC mesurent ~60 km de largeur (lorsque la sonde se trouve à 250 km d'altitude) et sont caractérisées par une résolution spatiale comprise entre ~12,5 m et ~30 m/pixel (Figure I.16a).

La particularité de la caméra HRSC est d'obtenir des images de la surface de Mars en trois dimensions, à haute résolution et en couleur (Neukum et Jaumann, 2004). Pour cela, l'instrument est équipé de deux types de caméras. La caméra principale a une longueur focale de 175 mm et opère comme une ligne de scanner avec chacune de ses 9 barrettes (chenaux) CCD (Charge Coupled Device) composées de 5184 pixels. Elles sont placées perpendiculairement au sens de déplacement de la sonde et fournissent chacune une image (mode pushbroom). La caméra opère dans la gamme de longueur d'onde de $675 \pm 90 \mu\text{m}$ (nadir), $440 \pm 45 \mu\text{m}$, $530 \pm 45 \mu\text{m}$, $750 \pm 50 \mu\text{m}$ et $970 \pm 45 \mu\text{m}$ et possède en plus 2 chenaux stéréo et 2 chenaux photométrie qui sont combinés au nadir pour atteindre 5*stereo couverture des zones sélectionnées. La caméra acquiert des images en couleur via 4 canaux répartis dans le domaine spectral du visible et du proche infrarouge, ainsi que des images simultanées avec 5 angles de vue différents, ce qui lui permet de reconstituer la topographie locale par stéréophotogrammétrie (Neukum et al., 2004 ; Jaumann et al., 2007). Une autre caméra, Super Resolution Channel (SRC) possède une longueur focale de 975 mm et utilise un CCD à 1024*1032 pixels pour fournir les images de la zone d'exposition. Les deux imageurs travaillent de façon simultanée autour d'un péricentre. Avec plus de 50% de la surface de Mars couverte à des résolutions meilleures que 20 m/pixel, les instruments HRSC viennent combler les trous entre les premières images martiennes Viking et MOC (Mars Orbiter Camera) qui possèdent une résolution de 150 à 300 m/pixel.

Les Modèles Numériques de Terrain (MNT) HRSC ont été utilisés dans cette thèse pour étudier des objets à l'échelle du kilomètre. Les modèles numériques de terrain produits ont une résolution spatiale d'environ 200 m/pixel pour une précision verticale d'environ 23 m. Les données HRSC ont été peu utilisées dans les systèmes d'information géographiques martiens

construits, notamment à cause de la disponibilité des données CTX qui couvrent presque la totalité des régions étudiées à plus haute résolution.

CTX

La caméra CTX (Context Camera) est l'une des caméras de la sonde MRO (Mars Reconnaissance Orbiter). Elle acquiert des images panchromatiques dans le visible (0,5-0,7 μm) de la surface de Mars. Elle possède une haute résolution de 6 m/pixel (dépendante de l'altitude de l'orbiteur) sur des surfaces de 30 km*40 km à 30 km*160 km au maximum (Figure I.16b) (Malin et al., 2007). Les images CTX sont surtout utilisées comme données de contexte pour des observations morphologiques et détections minéralogiques réalisées avec les images HiRISE et les données CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars), acquises quasi-simultanément sur des zones plus localisées. Grâce à leur haute résolution, elles peuvent aussi être utilisées pour des observations morphologiques ou comptages de cratères. Au 1er février 2010, plus de 50% de la surface de Mars avait été imagée par CTX. Les données CTX permettent, à l'heure actuelle, une couverture quasi complète de la planète, qui eut être visualisée via Google Mars. Les images CTX présentent un grand intérêt pour effectuer une cartographie à l'échelle régionale et à haute résolution.

HiRISE

HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment) est la camera haute résolution à bord de MRO, elle fournit des images à très haute résolution la surface de Mars allant jusqu'à 25 cm/pixel. La caméra HiRISE mesure la radiance de 0,4 à 1,1 μm à l'aide de 3 canaux différents (McEwen et al., 2007). Le canal panchromatique 'rouge' acquiert des données de 0,57 à 0,83 μm sur des largeurs de 6 km. Les deux autres canaux ('Bleu-vert' de 0,4 à 0,58 μm et 'proche-infrarouge' de 0,79 à 1,1 μm) couvrent une largeur d'environ 1 km autour du centre de l'image. La résolution spatiale des images HiRISE est comprise entre 0,25 et 1,3 m/pixel, permettant ainsi de résoudre des objets dont la taille est inférieure à 1 m (Figure I.16c) (McEwen et al., 2007).

Les données HiRISE sont disponibles en version panchromatique, couvrant alors des surfaces d'environ 10 km*5 km, ou en couleurs, sur des surfaces de 10 km*1 km, sous forme de composition colorée IRB ou RGB. Environ 20 % de chaque image HiRISE est donc disponible en fausses couleurs dans un mode IRB (rouge=proche infrarouge, vert=rouge, et bleu=bleu-vert) ou RGB (rouge=rouge, vert=bleu-vert, et bleu=bleu synthétique).

Dans les images couleurs IRB, les canaux proches infrarouges, rouge et bleu-vert représentent respectivement le rouge, le vert et le bleu. Dans les images couleurs RGB, les canaux rouge, bleu-vert, et une image bleue synthétique fournissant une image proche de celles vues par l'œil humain, représentent respectivement le rouge, le vert et le bleu (McEwen et al., 2007). Bien que les données panchromatiques couvrent de plus grandes surfaces, les données HiRISE couleurs RGB et surtout IRB sont souvent utilisées en complément, la couleur des roches sur ces images étant souvent liées à leur composition. Par exemple la poussière apparaît souvent très rougeâtre sur les données RGB et jaunâtre sur les données IRB. Les données HiRISE couleur peuvent donc donner une idée approximative de la diversité minéralogique d'un affleurement.

Les données HiRISE ont permis d'énormes progrès dans le domaine de l'exploration martienne et restent des données clés dans la détermination de sites d'atterrissage. Leur impressionnante résolution, allant de 25 cm à 1,3 m/pixel, permet de caractériser les sites d'atterrissage passés et futurs et de déterminer les trajectoires potentielles des rovers. HiRISE a beaucoup été utilisée pour l'étude du volcanisme, de la tectonique, de l'hydrologie, des processus sédimentaires, éoliens, climatiques, périglaciaires, de cratérisation et des propriétés du régolithe.

Environ 1% de la surface martienne a été imagée par la caméra HiRISE à la fin des 2 ans de phase primaire de la mission. Un certain nombre d'images HiRISE ont été acquises par paires afin de réaliser une centaine de MNT à haute résolution par stéréographie. Ces MNT possèdent une résolution spatiale de 1 m et une précision verticale de 25 cm (McEwen et al., 2007).

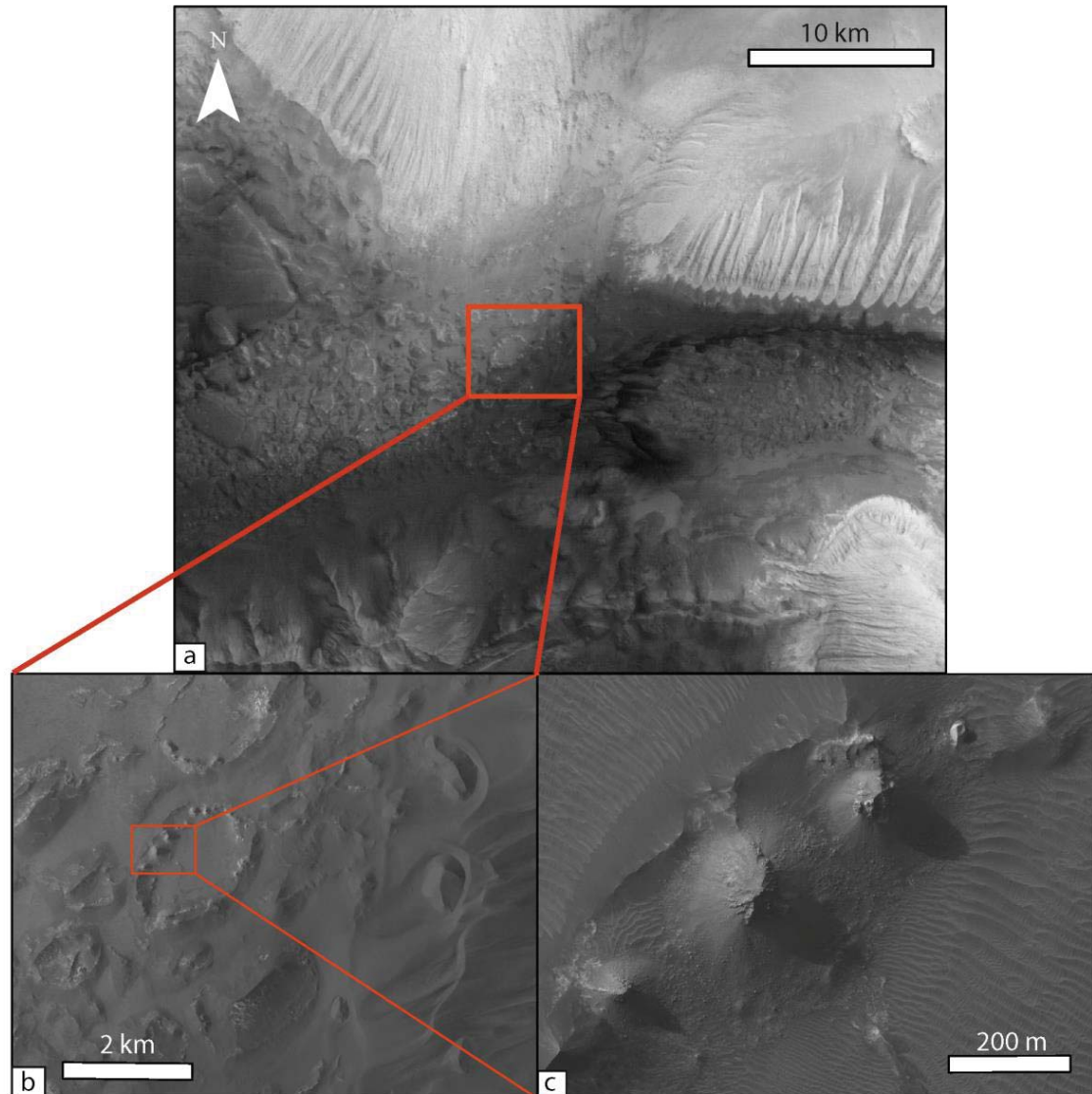


Figure I.16. Exemples des différentes résolutions spatiales disponibles en imagerie martienne dans la région de Valles Marineris. **a.** Image HRSC à 20 m/pixel de résolution. **b.** Image CTX à 6 m/pixel de résolution. **c.** Image HiRISE à 30 cm/pixel de résolution.

Les images HiRISE ont été utilisées en priorité pour caractériser les détails de la morphologie des surfaces aux alentours de Valles Marineris. La haute résolution de ces images permet une étude géomorphologique détaillée d'une surface donnée. Cependant, leur petite taille n'a permis, pour l'instant, qu'une couverture dépassant seulement 1 % de la planète, et n'autorise qu'une analyse très locale. La description complète de la géométrie d'une région donnée ne peut donc s'obtenir que par l'utilisation conjointe des différentes données décrites ci-dessus.

Themis

THEMIS (Thermal Emission Imaging System) est un imageur multispectral à bord de Mars Odyssey qui est toujours en fonctionnement. THEMIS possède 9 canaux dans l'infrarouge thermique (entre 6 et 14,9 μm) et 5 canaux dans le visible/proche infrarouge (entre 0,42 et 0,86 μm). Les données acquises dans l'infrarouge (THEMIS IR) ont une résolution spatiale de 100 m/pixel, tandis que les images visibles/proche infra-rouge (THEMIS VIS) ont une résolution spatiale de 18 à 36 m/pixel (Christensen et al., 2004).

L'orbite polaire de la sonde Mars Odyssey permet aux images infrarouges d'être acquises de façon complémentaire de jour comme de nuit (Christensen et al., 2004). Ainsi les images THEMIS IR acquises de jour, fortement dominées par la réflexion des rayons lumineux du soleil, renseignent principalement sur la topographie et la morphologie de la surface. Les images THEMIS IR acquises de nuit présentent un intérêt très particulier puisqu'elles sont dominées par l'émission thermique, et renseignent donc sur les propriétés thermiques des matériaux. En combinant les observations acquises de jour et de nuit, nous avons accès à l'inertie thermique de la surface, et l'on peut en déduire des informations sur la nature du matériel ou sa granulométrie. Par exemple les dépôts éoliens non indurés ou la poussière ont une inertie thermique généralement faible par rapport à un affleurement rocheux et massif. Les images THEMIS IR sont donc de précieux atouts pour identifier les affleurements peu poussiéreux exposés en surface.

Les données THEMIS IR jour et nuit ont été utilisées dans cette thèse sous forme de mosaïques globales couvrant toute la surface martienne, avec une résolution spatiale de 100 m/pixel. Les images THEMIS VIS ont également été utilisées pour interpréter la morphologie des terrains à une échelle intermédiaire entre les images HRSC et CTX.

Toutes ces données d'imageries HRSC, CTX, HiRISE, Themis, ou encore MOC et Viking sont disponibles sur le site internet NASA - Mars Orbital Data Explorer (<http://ode.rsl.wustl.edu/mars/indexProductSearch.aspx>) qui regroupe les systèmes de données planétaires et peuvent également être visualisées via Google Mars.

I.3.1.2. Les données topographiques martiennes

MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter) est un altimètre laser embarqué à bord de la sonde MGS (Mars Global Surveyor). Cet instrument a fonctionné pendant 4 ans et demie et a permis d'estimer la topographie complète de la surface de Mars (Figure I.17). Cet altimètre a été capable de mesurer pour 671 millions de points de la surface martienne, le temps moyen de propagation d'une onde émise par un laser infrarouge à 1,064 μm depuis la sonde puis réfléchi par la surface (Smith et al., 2001). A partir de ce temps mesuré et en connaissant la position de la sonde MGS par rapport au centre de masse de la planète Mars, la distance entre la surface et le centre de masse a pu être déterminée. En soustrayant localement à cette distance le rayon de l'aéroïde martien (surface équipotentielle de gravité de la planète Mars), il a été possible de reconstituer la topographie globale de la planète en obtenant les altitudes des points de mesure par rapport à l'aéroïde de référence.

Chaque point de mesure (PEDR - Precision Experiment Data Record) possède une erreur verticale d'environ 3 mètres. Cette barre d'erreur s'explique par la précision verticale de l'altimètre laser qui est estimée à 1 mètre (Neumann et al, 2001) cumulée avec la précision verticale de l'aéroïde qui est estimée à 2 mètres environ (Lemoine et al, 2001). L'erreur horizontale pour chaque point de mesure a, quant à elle, été estimée à 100 mètres environ, autrement dit, le point de mesure en lui-même correspond à un cercle de rayon égal à 100 mètres (Neumann et al, 2001).

Les orbites d'acquisition de la sonde sont globalement orientées Nord/Sud avec des points de mesures effectués tous les 300 mètres (Smith et al, 2001). A partir des points de données, un modèle numérique de terrain peut être généré par interpolation (après s'être affranchi des valeurs erronées) sous forme de grille de pixel. Cette interpolation est basée sur la moyenne des points de mesure lorsque plusieurs points sont localisés au sein d'un même pixel de la grille et interpolé lorsque le pixel est vide. L'orbite de la sonde MGS étant quasi-polaire, la densité de points est plus importante aux pôles qu'à l'équateur. Ainsi, la résolution des modèles numériques de terrain est au maximum de 460 m/pixel à l'équateur et de 115 m/pixel aux pôles. Mais des zones sans mesures de plusieurs dizaines de km peuvent aussi apparaître si les orbites d'acquisition sont trop espacées.

L'avantage de ces données altimétriques est de fournir une couverture globale de la planète Mars. Cet instrument a contribué de façon significative à la compréhension de la planète Mars, non seulement en fournissant un aperçu des propriétés géophysiques de la planète mais aussi en permettant une interprétation de l'image en combinaison avec des informations topographiques détaillées. L'utilisation directe des mesures d'altitude acquises par MOLA au cours d'une seule orbite permet d'effectuer une étude topographique plus précise que par les MNTs MOLA, cependant les profils topographiques sont par définition restreints aux orbites d'acquisition de la sonde (orientées Nord/sud). Les données altimétriques martiennes ont été utilisées sous divers formats (MNTs et PEDR) dans cette thèse pour étudier des objets à l'échelle régionale comme le système de canyons de Valles Marineris ou encore ou à l'échelle locale comme les réseaux de vallées martiennes (Figure I.18).

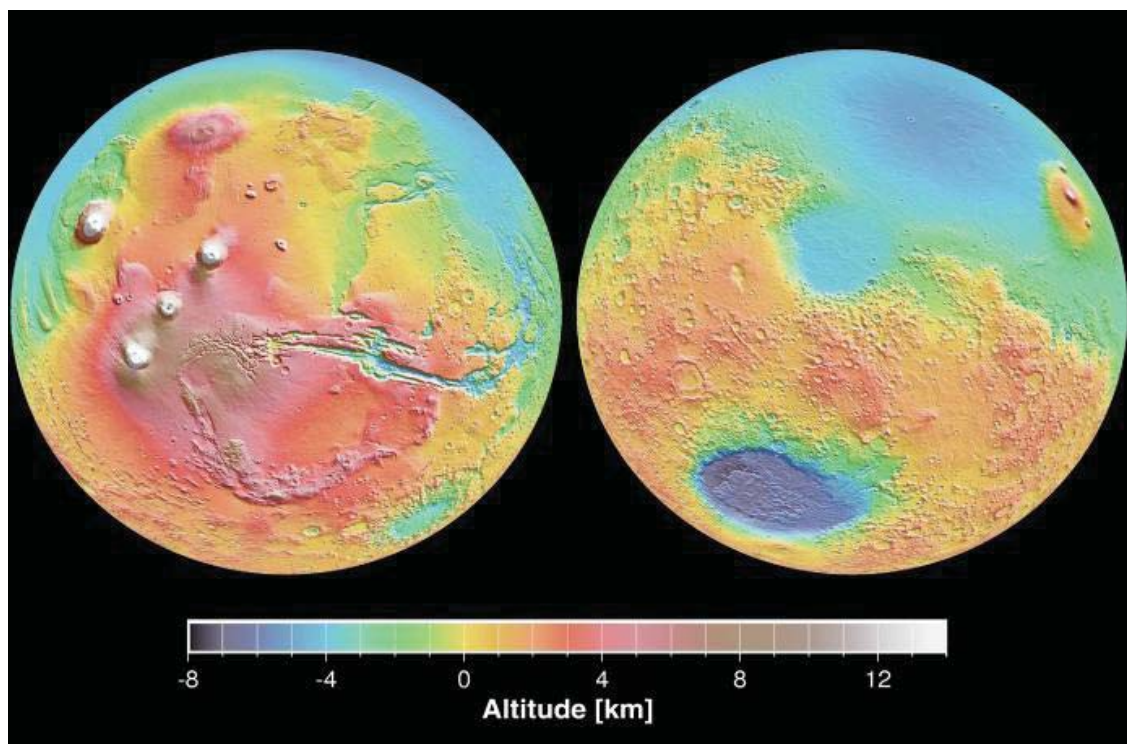


Figure I.17. La topographie globale de Mars à partir du MNT MOLA à 128 pixel/degré de résolution (NASA/JPL).

Pour notre étude, les données MOLA ont été extraites à partir du site internet de Mars Orbital Data Explorer (<http://odestage.rsl.wustl.edu/Mars/index.aspx>) contenant des produits de données Martiennes téléchargeables sous divers formats. Le modèle numérique de terrain Mission Experiment Gridded Data Record (MNT MEGDR) possède une résolution de 128 pixel/degré à

l'équateur et 256 pixels/degré au niveau des régions polaires (Smith et al., 2001). Outre ce modèle numérique de terrain projeté, le site permet aussi de télécharger les points de mesures MOLA PEDR, notamment en fonction de la localisation des zones d'études.

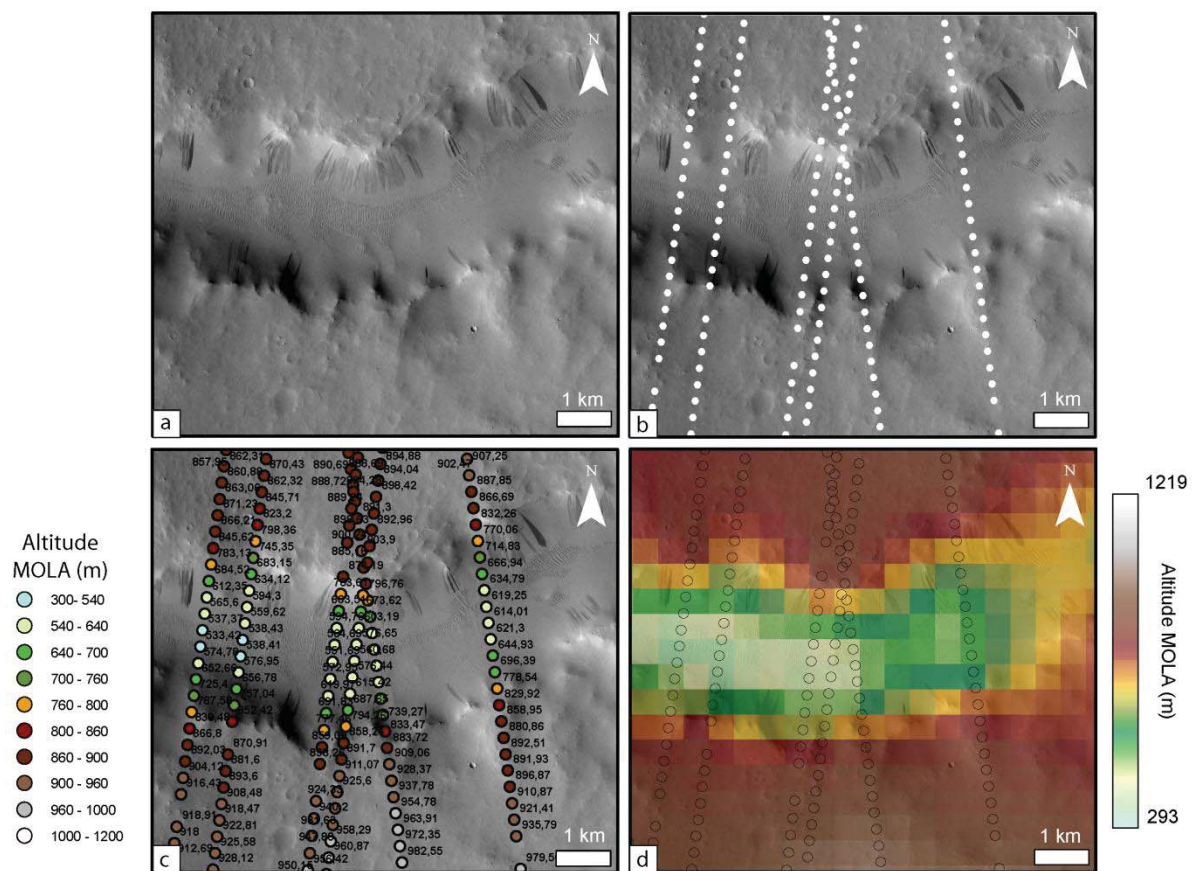


Figure I.18. Exemples de visualisation des données d'altimétrie martiennes. **a.** Image CTX d'une section de vallée. **b.** Les points blancs correspondent aux points de mesure MOLA, espacés d'environ 300 m. Les alignements de ces points blancs dans des directions globalement Nord-Sud reflètent les chemins orbitaux. **c.** Visualisation en carte des valeurs altimétriques associées à chaque point de mesure. **d.** Visualisation des points de mesure par rapport au MNT MOLA interpolé à 128 pixel/degré.

I.3.2. Méthode d'analyse

Les systèmes d'information géographiques

Un système d'information géographique (SIG) est un système permettant de traiter, de gérer, de combiner, de visualiser et d'analyser plusieurs types de données dans un unique espace géoréférencé. Les logiciels de SIG, comme ArcGIS, utilisé au cours de cette thèse, sont tout à fait adaptés à l'étude et l'analyse de surfaces planétaires. On peut ainsi réaliser des SIG martiens en combinant des données orbitales d'imagerie et d'altimétrie. L'utilisation de différentes couches de données sur un même support facilite l'analyse morphologique de surface qui est l'approche que nous avons choisie de suivre.

Les SIG réalisés au cours de cette thèse se composent d'images orbitales de fond assemblées sous formes de mosaïques à plusieurs résolutions différentes. L'utilisation des données topographiques MOLA est très intéressante puisqu'elles couvrent la totalité de la surface planétaire. Ces données altimétriques peuvent être superposées aux mosaïques d'images sous formes de points (pour les points de mesure MOLA PEDR), en transparence (pour les MNT), ou bien encore sous forme de courbes de niveau extraites à partir du MNT grâce aux outils disponibles sous ArcGIS. Cette visualisation aide à discerner à la fois la morphologie de surface et le relief associé, donc à caractériser la géométrie d'objets morphologiques. Une fois les éléments morphologiques du paysage identifiés, il est possible de constituer une cartographie de l'ensemble de ces formes et de générer localement des coupes topographiques. Ces bases de données ainsi créées sous forme de cartes numériques peuvent ensuite être analysées. ArcGIS dispose d'outils adaptés ainsi que de logiciels associés comme Python qui permettent d'interroger ces bases de données et de réaliser par exemple des études statistiques. Toute cette démarche permet de caractériser les formes de paysage afin d'évaluer leurs origines, les différents processus qui les ont modelés, d'en déduire si l'ensemble de ces formes de paysage cartographiées à différentes échelle forme un système cohérent qui permet de proposer une histoire géologique possible.

L'approche comparative Terre-Mars

L'analyse et l'interprétation d'objets morphologiques planétaires éloignés dont l'accès n'est possible que par le biais de données orbitales peut être difficile. Une approche dite de planétologie comparée peut se révéler très utile. En observant, analysant et comprenant la manière dont les formes de paysages ont été façonnées sur Terre, l'interprétation d'objets planétaires éloignés dont la morphologie est similaire est rendue plus aisée. Ainsi, si on peut retrouver sur Terre des objets similaires à ceux observés sur Mars, ces derniers se sont probablement formés de la même façon bien que sous des conditions climatiques potentiellement différentes.

Au cours de cette thèse nous avons pu observer et analyser in situ des formes de paysages similaires à celles observées sur Mars. Le sujet de cette thèse portant sur les vallées au sens très général, nous avons pu étudier et comprendre leur morphologie à travers leur mécanisme de formation mais aussi les autres mécanismes impliqués au cours de leur évolution dans différents contextes : fluvial, glaciaire et sous-glaciaire. Nous nous sommes notamment rendus en Islande qui est un bon analogue martien d'un point de vue lithologique et topographique puisque cette île est essentiellement composée de plateaux basaltiques. Cette étude de terrain a permis une analyse morphométrique de vallées dans la région d'Öxarfjörður au Nord-Est de l'île. Outre cette étude in situ, l'utilisation de MNT terrestres du type ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) et SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) a permis d'analyser des vallées principalement en Colombie Britannique, en Alberta (Canada), aux États-Unis et en France. L'observation d'analogues terrestres s'est également basée sur les études morphologiques et morphométriques des vallées en environnement aérien, glaciaire et sous-glaciaire disponibles dans la littérature.

Conclusion

Le climat est l'un des principaux paramètres de surface dont l'évolution est encore mal contrainte à travers l'histoire de Mars. La prise en considération des autres facteurs majeurs ayant influencé la surface de Mars à savoir la lithologie et la topographie (tectonique, volcanisme...) ainsi que les observations morphologiques et minéralogiques ont abouti à la proposition de différents scénarii incluant un climat chaud et humide proche de celui de la Terre, un climat sec et froid proche de l'actuel climat martien et un climat froid et humide en environnement glaciaire. Il existe donc une véritable énigme autour des conditions climatiques qui prévalaient autrefois sur Mars de même que la variabilité ou la pérennité de ce climat au cours de son évolution.

Les vallées martiennes apparaissent comme un argument morphologique dans le but de reconstituer le climat martien. C'est l'objet sur lequel nous nous concentrerons afin d'apporter une contribution à cette problématique du climat. Nous étudierons plus particulièrement des vallées martiennes localisées en région équatoriale ainsi que le plus grand système planétaire de vallées connues, à savoir Valles Marineris, lui aussi en région équatoriale.

Nous analyserons la morphologie de ces objets, depuis le contexte géologique dans lequel ils se trouvent en passant par leur aspect général et les autres morphologies qu'ils peuvent contenir. Pour ce faire, nous utiliserons des données d'imagerie à différentes échelles et résolutions ainsi que les données altimétriques pour une analyse morphométrique. L'ensemble de ces données seront mises en relation afin d'effectuer des cartographies géomorphologiques sur lesquelles pourront se baser les interprétations proposées. Par ailleurs ces données seront comparées à des données orbitales observationnelles et altimétriques de terrains. L'objectif est de remonter aux processus responsables de la mise en place de ces formes et les conditions climatiques sous lesquelles ils ont pu opérer.

II. Analyse morphologique des vallées martiennes des basses et moyennes latitudes

Quel était le climat de Mars dans les temps anciens ? Comme nous l'avons vu dans le **chapitre I**, plusieurs hypothèses ont été proposées, suggérant tantôt un climat froid et sec comme le climat actuel, tantôt chaud et humide comme le climat sur Terre ou encore froid et glaciaire. Les vallées observées par les sondes en orbite martienne depuis les années 1970 sont généralement considérées comme des marqueurs géomorphologiques dont l'interprétation permettrait de contraindre les climats martiens passés (Masursky, 1973, 1979 ; McCauley et al., 1972). Il en existe un très grand nombre, dont la longueur totale représente 800 000 km (Hynek et al., 2007). Ces vallées sont principalement localisées sur les terrains cratérisés et anciens de l'hémisphère Sud (Baker, 1982 ; Brakenridge, 1988 ; Craddock and Howard, 2002). Aujourd'hui les conditions climatiques ne permettent pas de maintenir de l'eau sous forme liquide à la surface de Mars. Les vallées martiennes sont donc généralement interprétées comme étant des vestiges morphologiques d'écoulements d'eau liquide (Sharp and Malin, 1975 ; Pieri, 1976, 1980 ; Baker, 1982 ; Carr, 2006). En raison de l'existence en très grand nombre de ces vallées, de leur répartition hétérogène à la surface de la planète, de leur présence dans des terrains très anciens et de leur morphologie, l'étude des vallées martiennes constitue un enjeu majeur dans la compréhension et la reconstruction des paléoclimats et paléoenvironnements martiens. Les vallées martiennes ont fait l'objet de nombreuses études basées sur l'analyse de leurs caractéristiques morphologiques et morphométriques (e.g. Brakenridge et al., 1985 ; Baker and Partridge, 1986 ; Clifford, 1993 ; Malin and Carr, 1999 ; Hynek and Phillips, 2001 ; Williams and Phillips, 2001 ; Craddock and Howard, 2002 ; Luo, 2002 ; Luo and Stepinski, 2009 ; Som et al., 2009 ; Matsubara et al., 2013 ; Penido et al., 2013). Toutefois, les données altimétriques sur lesquelles s'appuient les études morphométriques de ces vallées n'ont que très rarement fait l'objet de questionnements quant à leur résolution spatiale absolue ainsi qu'à l'existence d'artéfacts (e.g. Howard et al., 2005). Ces études antérieures ne sont pas parvenues à l'établissement d'un consensus sur les processus et conditions environnementales de ces écoulements d'eau liquide. L'objectif de ce chapitre sera donc d'analyser les vallées martiennes sur la base d'une nouvelle approche de l'utilisation et de l'analyse des données altimétriques disponibles, afin de déterminer en quoi leur morphologie et leur morphométrie peuvent nous renseigner sur les conditions climatiques passées.

La première partie de ce chapitre s'attachera à décrire les mécanismes généraux de formation de vallées par des écoulements d'eau et à déterminer quels sont les paramètres morphologiques et morphométriques qui permettent de discriminer l'influence relative du climat, de la topographie et de la lithologie sur la géométrie finale des vallées et des bassins versants.

La seconde partie consistera en une présentation de l'état actuel des connaissances sur les vallées martiennes ainsi que des controverses concernant les processus qui les ont façonnées, leur environnement de formation et les conditions climatiques associées.

Les parties suivantes présenteront l'étude réalisée au cours de cette thèse, sur les vallées martiennes équatoriales. Le but consiste à effectuer une analyse nouvelle de ces vallées martiennes, d'un point de vue morphométrique et morphologique, à l'aide d'outils originaux, afin de contribuer à la résolution des questions concernant leurs origines et le climat ancien de Mars.

II.1. Les vallées formées par des écoulements d'eau : processus de formation et morphologie

Introduction

Les vallées sont des dépressions linéaires dans le paysage. Les processus à l'origine de la formation des vallées peuvent être très variés : de la tectonique pour les vallées de rift à l'érosion pour les vallées liées à des écoulements superficiels ou souterrains. Les vallées martiennes étant généralement interprétées comme des marqueurs d'écoulements liquides, nous discuterons ici uniquement des vallées formées par de l'eau sous forme liquide et ce, dans trois types d'environnement : aérien, souterrain et sous-glaciaire. Parmi les écoulements aériens, nous distinguerons les vallées fluviales, formées par des processus plus ou moins continus, des vallées de débâcle, formées de manière catastrophique. Dans cette première partie, nous décrirons tout d'abord en quoi les facteurs de contrôle, dont font partie le climat, la topographie et la lithologie, affectent la formation, l'évolution et la dynamique des vallées dans chacun de ces environnements. Nous essaierons de déterminer ensuite quelle est l'influence relative de chacun de ces facteurs sur la morphologie d'une vallée ou d'un bassin versant. Ceci dans le but de mettre en évidence les paramètres morphologiques et morphométriques les plus pertinents en termes de conditions climatiques.

II.1.1. De la goutte d'eau à la vallée

Une accumulation de gouttes d'eau sur une surface vierge dont la pente présente une échelle régionale (généralement d'origine tectonique) et locale (rugosité, topographie, lithologie...) voit son énergie potentielle se transformer en énergie cinétique. Ce processus entraîne le déplacement du volume d'eau formé sous l'effet de son propre poids : l'écoulement de surface est alors initié. Dans le cas d'un écoulement d'eau confiné, c'est la pression exercée sur le fluide combinée à son propre poids qui est responsable de l'initiation de l'écoulement. La densité du fluide étant fonction de sa température, de sa compressibilité, de son contenu en gaz et solides dissouts et de la gravité, celle-ci peut varier spatialement ce qui contribue à contrôler l'écoulement. Un écoulement d'eau à la surface ou dans la subsurface d'une planète est donc contrôlé par la gravité, par les variations de densité du fluide, ainsi que par les gradients de pression dans le cas d'un écoulement confiné (souterrain ou sous-glaciaire). Il induit de l'érosion et du transfert de particules. Dès lors le fluide qui s'écoule est un mélange d'eau et de sédiments alimentant l'érosion chimique et mécanique du substrat. C'est l'acquisition de cette capacité érosive qui va permettre à l'écoulement d'initier des chenaux.

L'écoulement de surface et l'écoulement souterrain sont deux processus d'initiation des chenaux (Figures II.1-1 et 2). Dans le cas d'un ruissellement de surface, l'initiation et le développement d'un chenal a lieu par cisaillement de surface. L'eau exerce des contraintes cisailantes à la base de l'écoulement. Le franchissement d'un seuil de contrainte cisailante critique permet à l'écoulement d'arracher les particules du substratum. Le seuil de contrainte cisailante dépend du flux d'eau mis en jeu, de la profondeur de la tranche d'eau, de sa pente de surface et de la lithologie du substratum (O'Loughlin, 1986 ; Chow et al., 1988 ; Dietrich et al., 1992, 1993 ; Léonard and Richard, 2004). On considère donc souvent que le processus principal d'incision par un écoulement est l'abrasion et le détachement mécanique du substratum. Toutefois, l'érosion à la base de l'écoulement peut aussi être induite par une altération physicochimique, ou encore par des phénomènes de cavitation ou des mouvements de masse (Howard, 1998 ; Whipple et al., 2000). La création et le développement d'un chenal organisé requièrent en plus le franchissement d'un seuil de convergence qui est contrôlé par la géométrie de la pente et la dynamique des écoulements (Montgomery and Dietrich, 1992 ; Dietrich et al., 1993). L'initiation et le développement d'un chenal par un écoulement de surface peuvent également se faire de façon progressive par concentration des écoulements à partir des rugosités de surface préexistantes ou des irrégularités de surface. Le franchissement d'un seuil de convergence et de

concentration des écoulements d'eau et de sédiments leur confère un potentiel érosif propice à l'initialisation, au développement et à l'entretien des chenaux (Figure II.1-1).

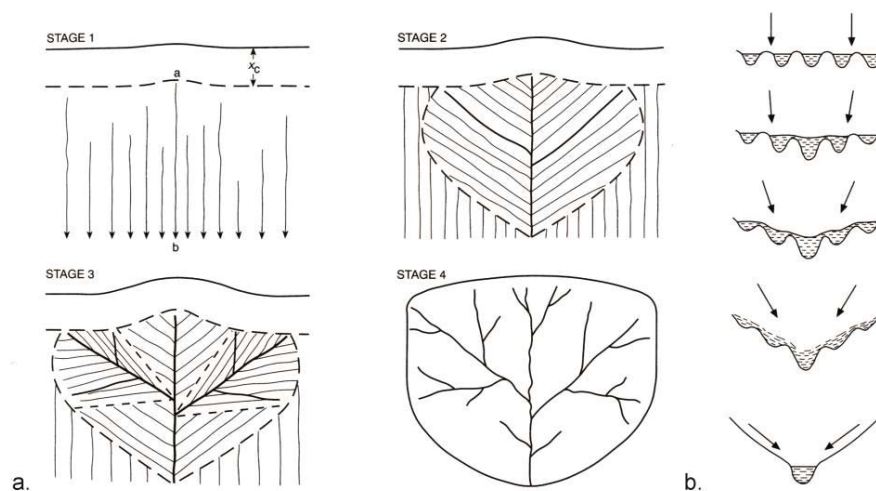


Figure II.1-1. Initialisation et croissance des réseaux par écoulement de surface. **a.** Croissance sur une surface vierge. **b.** Transition et compétition entre rigoles (les flèches indiquent les sens de ruissellement (Horton, 1945).

Dans le cas des écoulements souterrains, l'initiation, le développement et l'entretien d'un chenal ont lieu par cisaillement de surface et par boulangerie. Ce processus de boulangerie correspond à l'érosion par infiltration suivie de l'entraînement des particules lorsque le flux passe à travers et émerge d'une couche perméable (Figure II.1-2) (e.g. Higgins, 1982 ; Dunne, 1990 ; Lobkovsky et al., 2007). Les conduits à travers lesquels l'écoulement se produit ne vont pas forcément émerger mais la possibilité qu'ils soient à l'origine de certaines vallées de surface est maintenant démontrée (e.g. Higgins, 1982 ; Laity and Malin, 1985 ; Dunne, 1990). La présence d'un niveau à faible perméabilité en surface, d'un substrat à forte perméabilité, de faibles liens entre les particules constituent des conditions favorables à la création de vallées par ce processus.

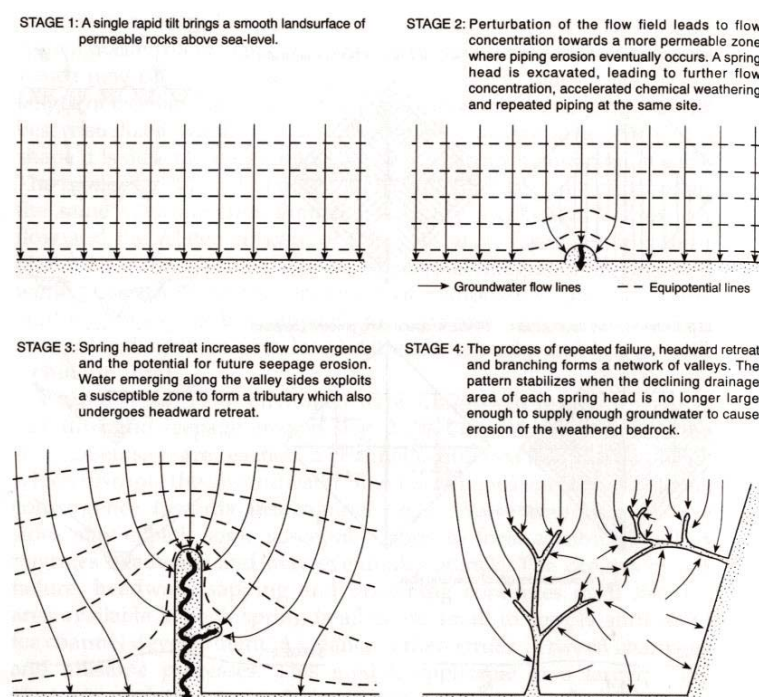


Figure II.1-2. Initialisation et croissance des vallées par érosion souterraine (Dunne, 1980).

Lors d'une glaciation, les aquifères subaériens sont recouverts par une couche de glace qui pressurise l'eau souterraine présente et recharge les aquifères en eau générée par la fonte basale provenant de la chaleur frictionnelle à l'interface glace/substrat et de la chaleur géothermique piégée sous la glace (Kehew et al., 2012). En bordure des marges glaciaires terrestres, l'eau de fonte de surface peut aussi pénétrer à travers la glace et contribuer à la recharge d'eau souterraine. Des aquifères partiellement saturés en eau avant la glaciation ont pu le devenir complètement créant ainsi des écoulements souterrains sous-glaciaires confinés (Boulton et al., 1993). Des écoulements à l'interface glace/substrat peuvent également se produire lorsque le substrat est imperméable ou saturé en eau et que de la fonte basale est produite ou que l'eau de surface atteint le fond du glacier. En environnement sous-glaciaire, les écoulements souterrains et ceux se produisant à l'interface glace/substrat peuvent initier des chenaux sous-glaciaires de la même manière respectivement que les écoulements souterrains subaériens et les écoulements de surface.

Quel que soit le type d'écoulement (de surface, souterrain ou sous-glaciaire), une fois le chenal initié, l'écoulement d'eau continue accentue l'incision verticale et la croissance horizontale de la vallée. Il en résulte la formation d'une dépression linéaire qui s'agrandit par creusement, recul de la tête et élargissement. Ce processus peut aboutir à la création d'une vallée d'érosion fluviale, de sapement ou sous-glaciaire.

II.1.2. Notion de bassin versant et de réseau

Les systèmes géomorphologiques constituant les paysages façonnés par érosion hydraulique se décomposent en bassins versants qui vont contrôler les chemins de transferts de la matière. Un bassin versant est une unité spatiale du paysage constituée de systèmes topographique et hydrologique propres. Chaque bassin renferme un système unique qui est lié de façon interne par un réseau de vallées. Le terme « réseau de vallées » fait référence à une vallée principale et à ses tributaires. L'ensemble constitue un réseau dans le sens où les vallées se connectent entre elles avec une certaine organisation pour aboutir à un exutoire unique. Les limites du bassin versant définissent la séparation de l'écoulement de surface d'un système hydrologique à un autre.

L'altitude de l'exutoire d'un réseau est désignée comme étant le niveau de base, qui est par conséquent déterminé par le niveau du corps d'eau de volume plus important dans lequel un réseau se déverse (Fryirs and Brierley, 2013). À l'aval des bassins dits exoréiques (systèmes drainant jusqu'à l'océan) ce niveau de base correspond au niveau marin, à celui des systèmes endoréiques (à l'intérieur des terres) il correspond souvent à l'altitude d'un lac ou d'une plaine d'inondation. Les différents segments de drainage peuvent s'arrêter à différents niveaux de base locaux, imposés par des structures comme des lacs ou des ruptures de pentes dans le substrat (chutes d'eau). Les chenaux tributaires s'arrêtent à un niveau de base local qui est situé à la confluence avec le chenal principal. Le niveau de base, qu'il soit un lac, un océan, une rupture de pente locale ou une confluence, peut voir son altitude changer au cours du temps. Chaque bassin versant peut être décomposé en sous-bassins de drainage de différents ordres limités par les crêtes d'interfluvies localisées entre les tributaires des rivières.

Sur Terre, les dimensions des bassins versants sont très inégales. En ce qui concerne les bassins fluviaux, leur taille varie de quelques km² pour les plus petits, jusqu'à plus de 6.10⁶ km² pour le bassin de drainage de l'Amazonie (Dunne et al., 1998) ; on peut également citer ceux du Congo et du Mississippi qui mesurent chacun plus de 3.10⁶ km² (Mitsch et al., 2001 ; Tshimanga and Hughes, 2014). Les bassins versants de vallées de sapement sont plus petits ; ils atteignent des longueurs de quelques dizaines de km pour des surfaces de quelques centaines de km² (Laity and Malin, 1985 ; Kochel and Piper, 1986 ; Abrams et al., 2009). Les bassins versants sous-glaciaires peuvent atteindre plusieurs milliers de kilomètres de long pour des surfaces de l'ordre de 10⁵ km² (e.g. Christoffersen et al., 2008 ; Livingstone et al., 2008).

II.1.3. Processus de formation des vallées et des bassins versants

II.1.3.1. Les vallées fluviales

- *Mécanismes de délivrance des précipitations vers un chenal*

Si l'on considère un bassin de drainage dans son ensemble, la principale entrée d'eau de surface est constituée par les précipitations ainsi que l'apport des glaciers et de la fonte des neiges, bien que des transferts d'eaux souterraines entre bassins puissent se produire. Il existe différents systèmes de transfert d'eau des versants vers les rivières (Figure II.1-3) (Freeze, 1974 ; Dunne and Leopold, 1978 ; Anderson and Anderson, 2010). L'eau de pluie, après être tombée à la surface, ruisselle ou s'infiltré, en fonction de la capacité d'infiltration du substratum. Lorsque le transfert d'eau a lieu à la surface, on parle de ruissellement. Le ruissellement se produit lorsque le substratum ne peut plus absorber d'eau, autrement dit lorsqu'il est infiltré jusqu'à sa pleine capacité et que l'excès d'eau s'écoule à la surface. Outre le ruissellement de surface, l'eau provenant des précipitations et alimentant les chenaux peut aussi être délivrée par des écoulements souterrains, lorsque l'eau de surface s'infiltré dans le sol pour arriver jusqu'à la zone saturée en eau (Freeze, 1974 ; Dunne and Leopold, 1978).

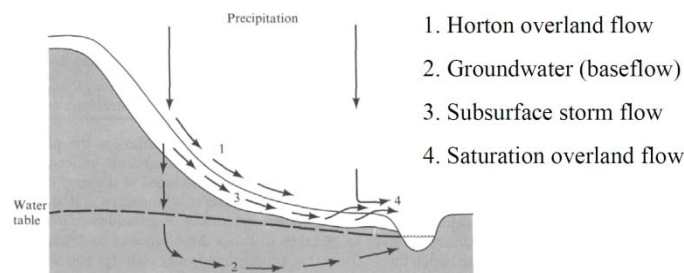


Figure II.1-3. Les mécanismes de transfert d'eau provenant des précipitations (Dunne and Leopold, 1978).

- *Les facteurs contrôlant les systèmes fluviaux*

Les systèmes fluviaux constituent des sous-ensembles de systèmes d'érosion, de transport et de dépôt de sédiments. La grande diversité morphologique des bassins de drainage et de leurs systèmes fluviaux internes, résulte d'interactions complexes entre les processus de surface (érosion, transport, sédimentation), les mouvements tectoniques et gravitaires, le volcanisme et le climat. Il s'agit des principaux facteurs contrôlant les systèmes fluviaux.

L'activité tectonique et volcanique d'abord, engendre des changements de la topographie ce qui fournit le gradient nécessaire pour initier un écoulement d'eau de surface et contraindre la localisation de cet écoulement qui suivra généralement les pentes locales les plus fortes. L'activité tectonique et volcanique constitue donc une condition primordiale à laquelle l'activité climatique, qui fournira notamment l'agent d'érosion et de transport de la matière érodée, doit être couplée afin d'activer le processus d'érosion.

Le climat peut affecter les systèmes fluviaux de façon directe en fournissant un agent d'érosion mécanique ou chimique par le biais des précipitations, de la chaleur et du vent. Le débit le long d'une rivière dépend de l'aire drainée en amont, de la quantité d'eau infiltrée dans le sous-sol à travers le bassin, de la quantité d'eau stockée dans le bassin et de la quantité de précipitation à travers le bassin (Bouwer, 1978 ; Higgins, 1984 ; Roe et al., 2002, 2003 ; Tucker and Bras, 1998). La dynamique d'incision dépend donc du débit mais la distribution temporelle des précipitations est aussi importante car la capacité érosive d'un écoulement dépend de sa durée d'existence.

Le troisième contrôle majeur sur les systèmes fluviaux est le contexte lithologique. L'érodabilité et la perméabilité de la roche influencent la dynamique érosive des rivières. Elle apparaît donc comme un contrôle de la forme finale d'une rivière puisqu'elle peut être responsable d'un certain nombre de ruptures de pente le long du profil longitudinal d'une rivière.

En résumé, la capacité érosive d'un écoulement de surface dépend :

- * de la pente de surface présente à une échelle régionale (tectonique, volcanisme) et locale (rugosité, topographie, lithologie...);
- * de sa charge sédimentaire qui dépend en particulier de la lithologie;
- * du flux impliqué qui dépend en particulier du climat qui contrôle la répartition et la quantité d'eau (Howard and Kirby, 1983 ; Whipple and Tucker, 1999 ; Kirby and Whipple, 2001 ; Roe et al., 2002).

Les interactions entre la tectonique, le climat et la lithologie (pente et débit pour une lithologie donnée) contrôlent donc les chemins d'écoulement de l'eau et la dynamique d'incision des rivières, ce qui impacte directement sur leur morphométrie ainsi que la forme en plan du réseau de vallées induit.

Tout ceci peut se traduire sous la forme d'une loi d'incision fluviale (Howard and Kirby, 1983 ; Kirby and Whipple, 2001 ; Whipple and Tucker, 1999) :

$$E = k Q^m S^n \quad (1)$$

Où E est le taux d'incision local, Q le débit d'eau local, S la pente locale, k, m et n sont des constantes empiriques qui dépendent des processus d'incision, de la résistance de la roche, de la présence de sédiments sur le lit du chenal et de la disponibilité de charge érosives dans le chenal.

L'augmentation de l'incision d'un chenal au sein d'un bassin va augmenter l'érosion à travers le bassin versant. Le chenal jouant le rôle de niveau de base local pour la surface environnante, l'augmentation de son incision déstabilise les interfluvés adjacents du bassin.

II.1.3.2. Les vallées de sapement

• *Facteurs contrôlant les systèmes de sapement*

Les écoulements d'eau souterrains se produisent sous la zone vadose, dans la partie du sous-sol qui est saturée en eau de façon permanente. Cette zone de saturation est appelée nappe phréatique. Les écoulements d'eau souterrains « libres » se produisent des zones où la surface de la nappe phréatique est à une altitude élevée vers celles où elle est à une altitude plus basse. Ces eaux souterraines s'écoulent vers un niveau de base et peuvent émerger en surface (Laity and Malin, 1985). Dans le cas particulier d'écoulements d'eau souterrains confinés, ce sont la pression et la configuration du sous-sol qui contrôlent l'écoulement et son émergence en surface. De tels systèmes souterrains sont donc contrôlés à la fois par la quantité d'eau souterraine, la configuration de la nappe phréatique, le pendage des couches et les structures lithologiques rencontrées.

• *Mécanisme de formation des vallées de sapement*

Le processus de sapement correspond à un phénomène de sous-cavage qui produit, par boulangerie, une excavation dans la surface topographique à la résurgence du flux. Ce processus est effectif au sein de massifs rocheux poreux ou fracturés qui ne permettent pas une circulation de surface efficace. Les vallées de sapement peuvent être incisées dans des terrains basaltiques perméables et très peu solubles mais se produisent plus généralement dans des roches sédimentaires solubles (Baker, 1980, 1988 ; Laity and Malin, 1985 ; Kochel and Piper, 1986). Les écoulements se concentrent en profondeur et ressortent à la faveur d'une structure tectonique ou d'un changement majeur de lithologie ou simplement à cause de la forme de la surface topographique par rapport à la forme de la surface de l'écoulement souterrain. Ce processus marque le passage d'un drainage souterrain plus ou moins distribué à un drainage aérien chenalisé. La formation de la cavité accentue les gradients hydrostatiques de la nappe souterraine, ce qui concentre l'écoulement souterrain en direction de l'exutoire (Figure II.1-3) (Dunne, 1980). Cette

convergence des écoulements en profondeur nourrit le processus de sapement et augmente l'altération et l'érosion au niveau de la tête de la cavité. Il y a donc migration de l'érosion dans la direction opposée au sens d'écoulement, ce qui a pour conséquence l'allongement de la dépression créée qui se transforme en vallée (Figure II.1-3). Cette érosion régressive produit une migration de la tête de la vallée vers l'amont à un taux déterminé par la taille du bassin de drainage souterrain, la convergence des flux souterrains et le débit d'eau souterraine (e.g., Howard, 1988 ; Howard and McLane, 1988).

Derrière ce processus de sapement, en réalité, plusieurs mécanismes distincts existent : le sapement de source, le sapement par glissement, le sapement karstique, le sapement par affouillement (Dunne, 1990 ; Crosta and Prisco, 1999). Howard (1988), définit le taux d'érosion par sapement comme étant :

$$E = E_c (q - q_c) \quad (2)$$

Où E est le taux d'érosion des parois de la vallée, E_c un facteur d'échelle, q le flux latéral d'eau à travers les parois de la vallée et q_c le flux critique à partir duquel l'érosion se produit.

II.1.3.3. Les vallées de débâcle

Les vallées de débâcle sont des écoulements catastrophiques impliquant la vidange soudaine d'un réservoir d'eau. Elles peuvent se former lors d'un événement catastrophique unique ou d'épisodes répétés liés à des remplissage et vidanges successifs de lacs. Ces vidanges de lacs sont dues à des ruptures de barrières qui peuvent être de nature différente en fonction de l'environnement considéré. La plupart des vallées de débâcle terrestres se sont formées en environnement pro-glaciaire. Pendant la dernière déglaciation, de nombreux écoulements catastrophiques ont été causés par la rupture de glaciers qui formaient initialement une barrière de lac pro-glaciaire. Le lac Missoula, par exemple, qui s'étendait sur 7500 km² pour 2500 km³ était bloqué par la glace dans l'Ouest du Montana (Clarke et al., 1984 ; O'Connor and Baker, 1992). La rupture catastrophique de la barrière de glace renfermant le lac a produit les vallées de débâcle des Scablands (Clarke et al., 1984 ; Baker, 2008 ; Andersen and Andersen, 2010). Des barrières de types moraines glaciaires, glissements de terrain, ou coulées de lave, lahars ou pyroclastiques peuvent également bloquer des rivières et créer des lacs (Anderson and Anderson, 2010). L'effondrement de ces barrières terrestres peut générer des vallées de débâcles. Un autre exemple connu de vallées de débâcle est associé au débordement du lac de Bonneville. Plus de 4700km³ d'eau provenant du lac se sont déversés brutalement (O'Connor, 1993). Il ne s'agit pas d'un lac pro-glaciaire mais le changement climatique post-glaciaire a déterminé le niveau du lac, son débordement et l'effondrement des cônes alluviaux constituant la barrière naturelle.

L'énergie d'un écoulement de débâcle est directement contrainte par les caractéristiques du lac et de la barrière plutôt que par le forçage climatique. Les vallées de débâcle sont formées par des écoulements à très haute énergie qui érodent le substratum rocheux par divers processus : l'abrasion, la corrosion, la cavitation, l'arrachement mécanique et l'altération physico-chimique (Richardson and Carling, 2005).

II.1.3.4. Les vallées tunnels

- *Le drainage basal sous-glaciaire*

Un glacier dont la base atteint le point de fusion va générer de l'eau de fonte par la chaleur géothermique et frictionnelle produite. La pression de fluide dans cette eau de fonte basale est contrôlée par le poids de la glace sus-jacente. L'eau de fonte produite s'évacue des zones où la pression de fluide est élevée vers celles où elle est faible, c'est à dire généralement en direction des marges glaciaires. Cette évacuation s'effectue par des écoulements localisés à l'interface glace/substrat et/ou par des écoulements d'eau souterrains, dans les sédiments ou la roche sous-glaciaires (Kehew et al., 2012). De nombreuses études ont démontré que l'écoulement souterrain à lui seul était généralement insuffisant pour évacuer de

façon efficace toute l'eau de fonte basale et que d'autres mécanismes de drainage étaient nécessaires (e.g. Alley et al., 1989 ; Walder et Fowler, 1994 ; Piotrowski, 1994, 1997 ; Boulton et al., 2007). Le drainage de l'eau de fonte à l'interface glace/substrat peut s'effectuer sous différentes formes (Figure II.1-4) :

- Films d'eau continus (Weertman, 1972 ; Alley et al., 1989 ; Breemer et al., 2002).
- Réseaux distribués de chenaux peu profonds recouvrant de grandes étendues telles que les systèmes de cavités connectées (Liboutry, 1968 ; Kamb, 1987).
- Réseaux en tresse produits par déformation de sédiments basaux non indurés (Boulton et Hindmarsh, 1987 ; Walder et Fowler, 1994 ; Ng, 2000 ; Carlson et al., 2007).
- Chenaux « R » (chenaux de Röthlisberger) incisés dans la glace basale (Röthlisberger, 1972 ; Boulton et al., 2009).
- Chenaux « N » (chenaux de Nye) incisés dans le sédiment induré ou dans la roche (Nye, 1976 ; Piotrowski, 1994, 1997).

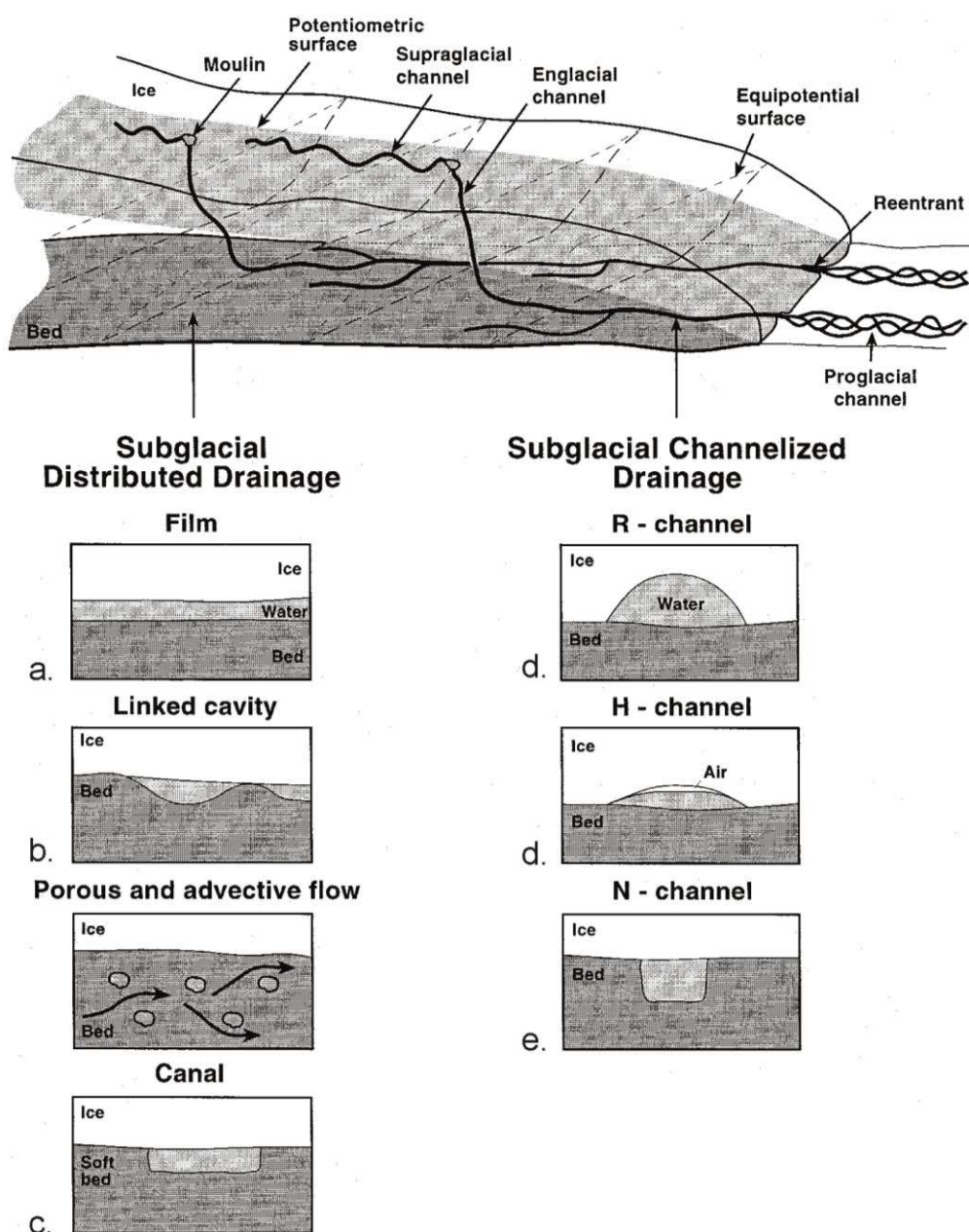


Figure II.1-4. Les différents types de drainage basal sous-glaciaires (Brennand, 2000). Les lettres sur la figure se réfèrent au texte.

Ces formes de drainage distribué à chenalisé peuvent évoluer et aboutir à la formation de vallées qui sont érodées dans le substrat par l'eau de fonte sous-glaciaire. Ces vallées incisées par les eaux de fonte sous-glaciaires, appelées vallées-tunnels ont donc un lien très fort avec le climat puisqu'elles ne se forment que dans des conditions exceptionnelles sur Terre, en domaine sous-glaciaire.

Sur Terre, les vallées tunnels marquent durablement le paysage dans lequel elles constituent des vestiges érosionnels à grande échelle de glaciations anciennes.

Elles présentent une grande variabilité morphologique qui ne peut s'expliquer par un mécanisme unique de formation. Pour expliquer l'origine, l'évolution et les caractéristiques de ces formes résultant de l'érosion par l'eau de fonte en milieu sous-glaciaire, différents scénarii ont été envisagés. Nous détaillerons la formation et les caractéristiques de vallées tunnels formées progressivement à partir d'un drainage basal distribué ainsi que celles formées directement par des conduits discrets suite à la vidange de réservoir(s) sous-glaciaire(s).

- ***Drainage distribué à chenalisation progressive en milieu sous-glaciaire***

Il existe plusieurs éléments de rugosité au niveau du lit sous-glaciaire : les irrégularités à l'interface eau-substrat, les irrégularités le long de l'interface eau-glace, et des irrégularités de l'écoulement dues à sa turbulence. Les éléments de rugosité à l'interface eau-substrat varient en termes de taille, depuis les vallées et interfluves préglaciaires jusqu'aux bosses glaciectoniques de petite échelle. L'interaction entre les éléments de rugosité du lit et l'écoulement sous-glaciaire est importante pour localiser l'érosion (Lliboutry, 1968 ; Kamb, 1987 ; Sjogren et al., 2002). Ce processus peut aboutir à la formation d'un drainage à travers des systèmes de cavités distribuées sur le lit glaciaire et connectées hydrauliquement par des constriction (Figure II.1-4b) (Lliboutry, 1968 ; Kamb, 1987 ; Sjogren et al., 2002). L'écoulement continu à travers ces cavités peut mener à une chenalisation progressive par concentration de l'écoulement et peut aboutir à la formation d'une vallée tunnel. La forme finale de la vallée est contrôlée par la durée de l'écoulement, sa turbulence, l'intensité de l'érosion, ainsi que les caractéristiques du lit du glacier.

- ***Chenalisation par vidange(s) de réservoirs sous-glaciaire(s)***

Vidanges brutales en conduits haute pression submarginiaux

Des vidanges brutales d'eau de fonte, produite par la fonte basale et stockée dans des réservoirs sous-glaciaires à haute pression, sont considérées comme responsables de la formation d'un certain nombre de vallées tunnels le long des anciennes marges glaciaires terrestres, notamment au Sud de la calotte des Laurentides, dans les pays Scandinaves, en Islande, au Groenland et en Antarctique (e.g. Wright, 1973 ; Mooers, 1989 ; Huuse and Lykke-Andersen, 2000 ; Hooke and Jennings, 2006 ; Jorgensen and Sandersen, 2006 ; Graham et al., 2013 ; Levingstone et al., 2013) . Le terme islandais jökulhlaup est souvent employé pour décrire ce type de débâcles glaciaires particulièrement violentes et soudaines (bien que ce terme soit à l'origine associé à la fonte brutale de la glace d'une calotte par l'activité volcanique).

Ce type de vidange concerne en particulier les glaciers dont les marges sont « froides » donc collées au substrat sous-glaciaire et où le permafrost s'étend depuis les marges proglaciaires jusqu'à plusieurs kilomètres sous la glace (Hooke and Jennings, 2006). Dans ce cas, l'eau de fonte circule à la base des parties tempérées du glacier puis s'infiltre dans le substrat perméable sous-glaciaire en s'approchant des marges où la zone de permafrost est présente. Si l'écoulement dans le substrat perméable n'est pas suffisant pour évacuer toute l'eau formée par la fonte basale, alors un réservoir va se créer en amont de la zone où le substrat est gelé et la pression d'eau va augmenter. Il peut s'ensuivre une rupture dans le permafrost à la marge du glacier, qui permet à l'eau d'émerger et à l'érosion d'être initiée. La cavité est érodée par sa tête, formant ainsi un conduit qui s'allonge. Il s'agit du processus de sapement tel que nous l'avons décrit dans la partie **II.1.3.2**, mais qui cette fois-ci met en jeu une interface glace/substrat.

Cependant, à la différence du processus de sapement aérien, la migration de la tête du conduit dans le substrat par un processus de sapement sous-glaciaire déclenche une décharge brutale du réservoir au moment où celui-ci est atteint. Cette vidange s'effectue à travers des conduits d'eau de fonte circulant sous-pression jusqu'aux marges glaciaires.

Vidanges épisodiques en conduits à pression modérée

Certaines grandes vallées d'origine sous-glaciaires, notamment au Danemark et dans la Mer du Nord, sont constituées de multiples séquences d'érosion et de remplissage par des vallées de dimensions plus petites érodées au même endroit. Il s'agit de vallées incisées dans un substratum sédimentaire induré, qui sont aujourd'hui enfouies (Huuse and Lykke-Andersen, 2000 ; Praeg, 2003 ; Kristensen et al., 2007). Cette formation de grandes vallées à partir d'emboîtement de vallées de plus petites tailles au même endroit résulterait de multiples vidanges épisodiques, à travers des conduits, de lacs sous-glaciaires en bordure d'une marge froide. Ces vallées se forment donc par un mélange entre état d'équilibre et vidange sur une longue période comparativement aux vidanges brutales. Le terme pression modérée est employé pour qualifier la circulation en conduit intégrée sur la durée de l'écoulement (Kehew et al., 2012).

Nappe cataclysmique

Des vidanges catastrophiques de grande ampleur peuvent se produire sous les glaciers, sous forme de nappes d'inondation. De tels nappes peuvent atteindre plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres de largeur et plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (Kehew et al., 2012). Elles sont généralement associées avec des vidanges brutales de réservoirs sous-glaciaires conséquents localisés loin à l'intérieur des marges glaciaires. L'érosion des vallées sous-glaciaires pourrait être associée à la phase terminale d'un tel évènement lorsque la nappe d'inondation se chenalise. Ces écoulements catastrophiques forment généralement des réseaux anastomosés parfois très complexes mais formés de façon simultanée lors d'un seul évènement. L'un des plus beaux exemples se trouve en Ontario (Canada) (Brennan and Shaw, 1994).

Il existe aussi des modèles de formation de vallées tunnels composites. Par exemple, le Labyrinthe dans l'Ouest des Dry Valleys en Antarctique forme un réseau anastomosé dans un socle cristallin. Si certains ont suggéré qu'il ait été érodé par un seul évènement de vidange sous-glaciaire de grande ampleur (Denton and Sugden, 2005), d'autres ont avancé l'idée que ce réseau ait pu se développer par plusieurs évènements cataclysmiques répétés (Baker, 2008; Kehew et al., 2012).

L'érosion d'un conduit sous-glaciaire est un mécanisme mal connu à l'heure actuelle, il est par conséquent difficile d'en déduire des lois physiques qui le gouvernent. Parker (1978) a proposé une loi d'érosion d'un conduit sous-glaciaire dans des substrats non indurés. Dans cette loi, l'érosion E est due à la contrainte de cisaillement que l'écoulement exerce sur les parois (eau/substratum) du conduit et est définie comme suit (Parker, 1978) :

$$E = 0,092 \left(\frac{\tau - \tau_c}{\rho_w g R D} \right)^{\frac{3}{2}} \quad (3)$$

$$\text{avec} \quad R = \frac{\rho_s}{\rho_w - 1} \quad (4) \quad \text{et} \quad \tau = \frac{f_D}{8} \rho_w V^2 \quad (5)$$

Où ρ_w est la masse volumique du fluide, ρ_s est la masse volumique du substratum, g l'accélération de gravité, D le diamètre des particules du substratum, R le rapport des masses volumiques du substratum et du fluide, τ_c la contrainte de cisaillement critique en conduit sous-glaciaire et τ la contrainte de cisaillement en conduit sous-glaciaire, V est la vitesse du fluide et f_D est un coefficient de friction.

La circulation de fluide en conduit suit la loi de Darcy-Weisbach selon laquelle :

$$dP = f_D \frac{dx}{2r} \frac{\rho V^2}{2} \quad (6)$$

Où dP est la variation de pression du fluide le long d'une ligne d'écoulement, dx , la variation de longueur le long du conduit et r le rayon du conduit.

D'où

$$\tau = \frac{dP}{dx} \frac{r}{2} \quad (7)$$

La contrainte cisailante d'un écoulement sous pression glaciaire est donc directement dépendante de la pression de fluide et de la dimension du conduit.

II.1.4. Les caractéristiques morphologiques et morphométriques des vallées et des bassins versants

II.1.4.1. Profil longitudinal

Le profil longitudinal d'une vallée fluviale constitue une caractéristique géométrique qui décrit les variations en termes d'altitudes d'une vallée depuis sa tête jusqu'à son exutoire. Les vallées fluviales formées par un écoulement continu alimenté par des précipitations possèdent généralement un début de profil longitudinal associé à des têtes de vallées de forme fuselée à graduelle. À travers l'analyse de sa forme, le profil longitudinal peut éventuellement apporter des informations sur les processus de formation de la vallée.

- ***Profil longitudinal des vallées fluviales à l'équilibre***

Mackin (1948) définit une vallée « graduée » comme étant une vallée fluviale dans laquelle la pente est partout ajustée afin de lui permettre de transporter la charge suffisante de sédiments, sans dépôt ni érosion. Dans le cas de ces vallées fluviales aussi dites en « équilibre » la pente en chaque point du chenal s'ajuste pour permettre au débit d'eau disponible d'avoir suffisamment d'énergie pour transporter la charge sédimentaire approvisionnée par le bassin de drainage vers son exutoire (Mackin, 1948 ; Leopold and Maddock, 1953). Les vallées fluviales à l'équilibre sont des systèmes dans lesquels la résistance de l'écoulement (frottement) est la plus faible (Mackin, 1948).

Dans une vallée fluviale à l'équilibre, la pente S et la distance L sont liées par une fonction de puissance telle que :

$$S = kL^n \quad (8)$$

Où k et n sont respectivement les coefficients de pente et de concavité.

La forme théorique du profil longitudinal d'une vallée fluviale à l'équilibre est donc supposée obéir à une loi de puissance, donc être concave (Figure II.1-5). En particulier, la forme concave du profil longitudinal d'une vallée fluviale à l'équilibre est théoriquement indépendante de la forme de la surface dans laquelle elle a été incisée (Figure II.1-6) (Saville, 2013). Dans les zones montagneuses sur Terre, les pentes en amont des vallées peuvent atteindre quelques centaines de m/km (e.g. Wohl, 1962 ; 2000). Les profils des grandes rivières ont tendance à avoir une pente globale plus faible, en particulier à proximité de leur exutoire. C'est notamment le cas pour l'Amazonie dont la dénivellée est de moins de 100 m sur les 3000 derniers km de son parcours soit une pente de 3 cm/km (Anderson and Anderson, 2010). Il en

est de même pour le Mississippi où la pente n'est plus que de 4 cm/km sur les derniers 500 km (Figure II.1-7) (Harmar, 2004 ; Anderson and Anderson, 2010). Cependant, beaucoup de profils longitudinaux de vallées fluviales présentent des irrégularités dans leur pente, qui se traduisent par des segments convexes ou des changements de pentes abruptes pouvant se propager dans le système ou non et qui sont induits par la présence de confluences, de glissements de terrains, par la lithologie, la tectonique ou encore les variations du niveau de base. Ces variations entraînent des perturbations qui peuvent partiellement ou totalement déséquilibrer le profil longitudinal des vallées fluviales. En effet, le changement de n importe lequel des facteurs de contrôle causera un déplacement de l'équilibre dans une direction telle que le système tentera naturellement d'absorber l'effet de ce changement (Mackin, 1948 ; Leopold and Maddock, 1953). Ce système à l'équilibre traduit donc un état de topographie stationnaire.

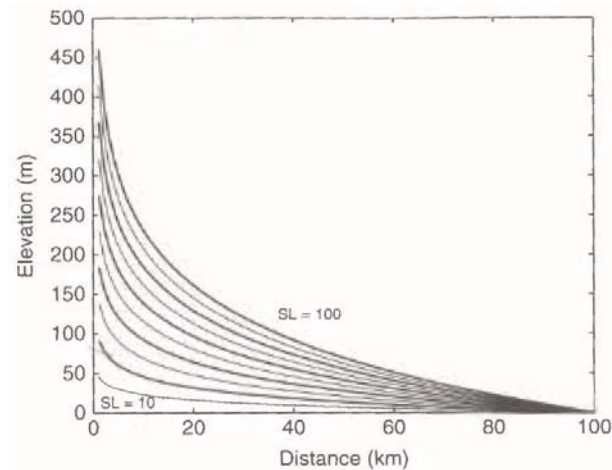


Figure II.1-5. Profils longitudinaux théoriques de vallées. La concavité est gouvernée par le produit de la pente et de la longueur, ici variant de 10 à 100 avec un incrément égal à 10 (Anderson and Anderson, 2010).

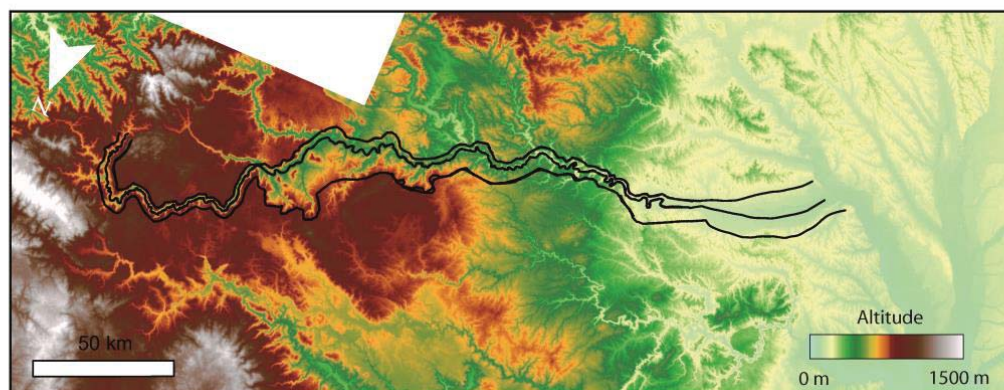
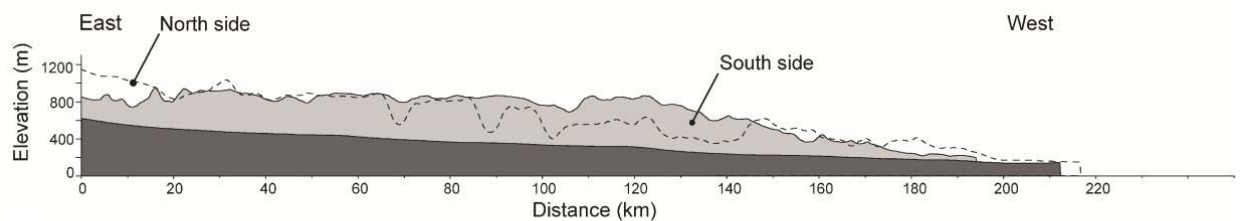


Figure II.1-6. Profils longitudinaux de la vallée du Tarn (Massif Central, France) et de la surface dans laquelle elle a été incisée. Profils réalisés à partir de MNT ASTER. La vallée est incisée dans un plateau calcaire et sous un climat tempéré. Le profil en long de la vallée est indépendant du profil en long du plateau.

Influence des tributaires sur le profil longitudinal d'une vallée fluviale

La présence de tributaires le long d'une vallée peut affecter son profil longitudinal. Ces derniers peuvent en effet perturber le profil de la vallée dans laquelle ils aboutissent. Par exemple, le profil longitudinal du Mississippi inférieur présente des irrégularités de pente au niveau de ses affluents. Ces irrégularités se traduisent par des sections convexes avec des contre-pentes locales inférieures à 10 m d'amplitude sur une trentaine de kilomètres (Figure II.1-7) (Harmar, 2004 ; Harmar and Clifford, 2007). Parmi d'autres exemples de confluences affectant le profil en long des vallées, le long du Gange, la confluence de la Jamuna induit une contre-pente d'une vingtaine de mètres d'amplitude sur 1 km de distance le long du profil du Gange (Rice et al., 2008). Les sections en contre-pente sont localisées immédiatement à l'aval des confluences. Harmar and Clifford (2007) suggèrent qu'une des origines possibles pour ces contre-pentes peut être un processus d'érosion par augmentation locale du flux et de la turbulence de l'écoulement directement suivi d'une aggradation en aval des zones de convergence. Selon Harmar and Clifford (2007), ces grands fleuves auraient suffisamment d'énergie cinétique pour maintenir un écoulement en contre-pente mais uniquement sur de très courtes distances.

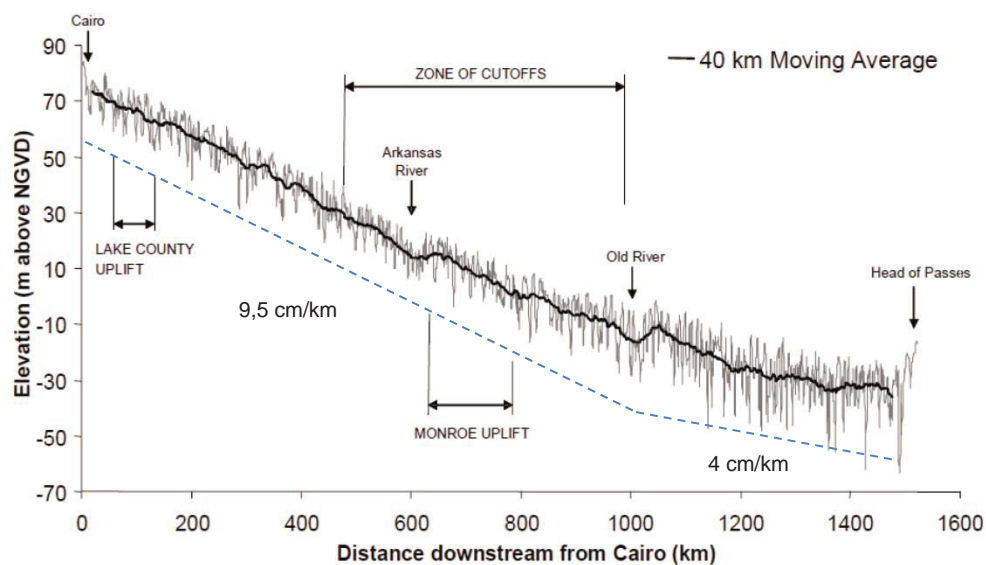


Figure II.1-7. Profil longitudinal de Mississippi inférieur (Harmar, 2004). Des contre-pentes sont visibles directement à l'aval des confluences des vallées Arkansas et Old.

Influence des mouvements de masse sur le profil longitudinal d'une vallée fluviale

Les processus gravitaires peuvent aussi affecter les profils longitudinaux des vallées fluviales. Ouimet et al. (2007) ont documenté des glissements de terrain et leur influence sur le profil en long de vallées tibétaines. Les glissements de terrain agissent comme des barrières qui ralentissent l'incision par l'écoulement. Au niveau des vallées tibétaines, ils mesurent entre 10 et 100 m de haut et peuvent affecter les rivières sur des distances de plusieurs centaines de m sur 20 km en longueur (Figure II.1-8) (Ouimet et al., 2007). Leur présence est visible et facilement identifiable dans le paysage. Ces glissements de terrains créent une rupture de pente en direction de l'aval mais pas de contre-pente le long du profil. Plus leur nombre augmente le long d'une vallée, plus ils ralentiront l'incision de la vallée dans le substratum. Le temps mis par l'écoulement pour effacer les traces de ces dépôts dans la vallée reflète l'influence de ces événements sur l'évolution du profil en long de vallée.

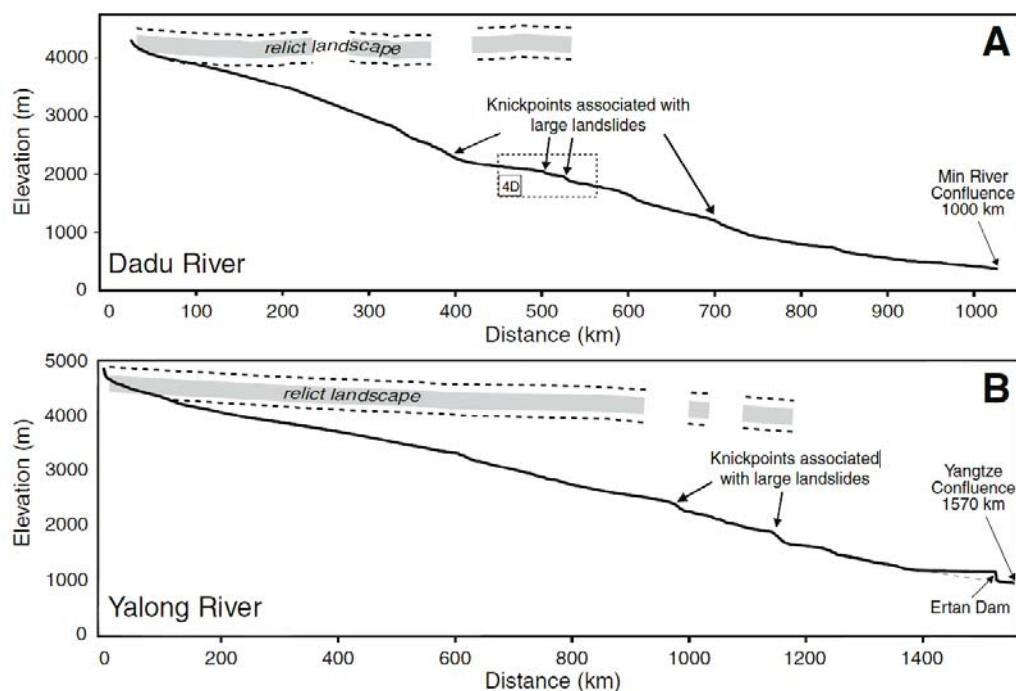


Figure II.1-8. Profil longitudinal du Dadu (A) et du Yalong (B). Les profils présentent des ruptures de pentes, mais pas de contre-pentes, dues à des glissements de terrains majeurs (Ouimet et al., 2007).

Influence de la lithologie sur le profil longitudinal d'une vallée fluviale

Considérons le profil longitudinal d'une vallée à l'équilibre, donc avec une topographie stationnaire avec un substratum non uniforme en termes de lithologie. Cette dernière peut générer des ruptures de pente le long du profil à cause des différences d'érodabilité entre les substrats incisés (e.g. Hancock et al., 1999 ; Tucker and Whipple, 2002, Anderson and Anderson, 2010). Sur Terre, ces ruptures de pentes peuvent atteindre une centaine de mètres de hauteur comme illustré sur la Figure II.1-9. Si ces changements lithologiques peuvent induire des irrégularités dans le profil, ils ne créent pas de contre-pentes le long des profils de vallées.

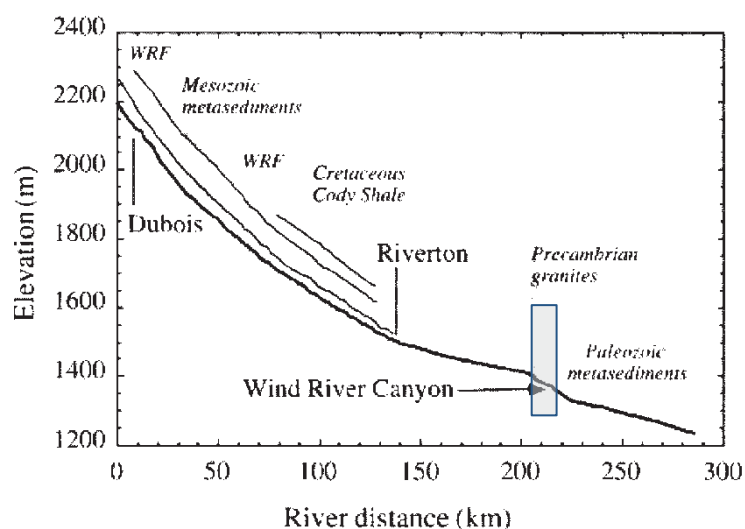


Figure II.1-9. Profil longitudinal de la vallée Wind avec la géologie correspondante. La pente de la vallée est faible où elle incise dans des roches sédimentaires et s'accroît brutalement au niveau du canyon où des roches précambriennes et paléozoïques sont composées de granites plus résistants (Hancock et al., 1999).

Influence de la tectonique sur le profil longitudinal d'une vallée fluviale

La déformation générée par une subsidence ou une surrection tectonique induit des changements topographiques dans le paysage et peut donc affecter les profils longitudinaux des vallées fluviales. Les surrections tectoniques réduisent la pente et l'énergie à l'amont de l'axe de la surrection et les augmentent à l'aval (Richards, 1987). Ce processus peut conduire à des irrégularités sur les profils longitudinaux des vallées (e.g. Winkley, 1980 ; Holbrook and Schum, 1999). Par exemple, la déformation de surface induite par la surrection dans la région de Monroe, traversée par le Mississippi, est une possibilité autre que la confluence de tributaires pour expliquer un écoulement en contre-pente le long de la vallée en amont de cette surrection (Figure II.1-7) (Harmar, 2004). Les contre-pentes le long des profils associés à cette déformation sont de l'ordre de 0,04 m/km pour un taux de surrection de 1 mm/an (Schumm et al., 2002). L'énergie cinétique et l'épaisseur de l'écoulement sont suffisamment élevées pour lui permettre de franchir cette surrection (Harmar, 2004). Ainsi, même si cette surrection est d'une magnitude élevée, son influence sur les processus d'incision est limitée (Harmar, 2004).

Une autre surrection majeure est aussi localisée au niveau du Mississippi. Cette déformation est localisée dans la région de Wiggins. Le taux de surrection lié à cette déformation active est de l'ordre de 4 mm/an (Holbrook and Schumm, 1999). La vallée répond à ce taux de surrection rapide en formant des terrasses convexes dans la partie centrale et de l'aggradation en amont et aval de la convexité (Figure II.1-10) (Ouchi, 1985 ; Holbrook and Schumm, 1999). Le même type d'observations a été fait au niveau du Rio Grande (USA-Mexique) et de la Baghmati (Inde) pour des taux de surrection allant de 5 jusqu'à 15 mm/an (Ouchi 1985 ; Pickering, 2010 ; Holbrook and Schumm, 1999 ; Lave and Avouac, 2000 ; Jain and Sinah, 2005). Le flux et le pouvoir érosif de l'écoulement dans ces vallées leurs permettent de répondre rapidement à la déformation par une augmentation de l'incision verticale, et donc de rétablir un profil d'équilibre (Ouchi, 1985 ; Holbrook and Schumm, 1999).

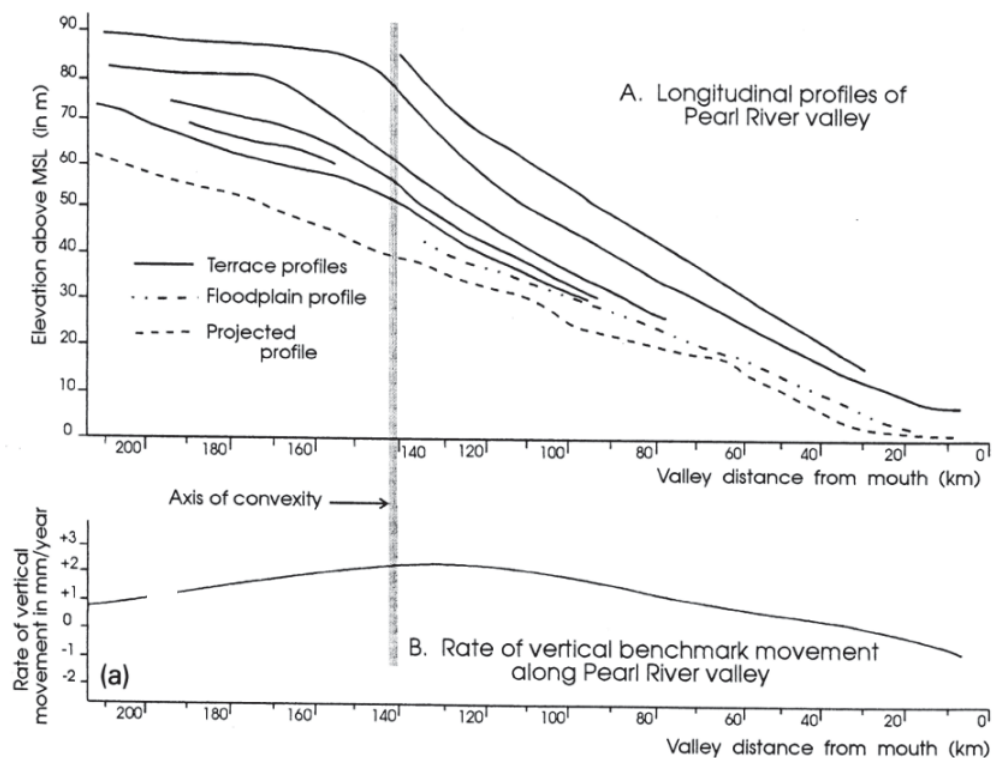


Figure II.1-10. Profils longitudinaux de terrasses, de la plaine d'inondation active et de la vallée moderne de Pearl (Holbrook and Schumm, 1999).

De façon général, si les taux de déformation sont très forts comparés à la réponse de la vallée celle-ci peut être perturbée de deux façons. La vallée peut subir une déflexion de son cours au niveau de la zone de déformation. Les changements latéraux s'effectuent préférentiellement pour ajuster la pente d'une vallée (Ouchi, 1985 ; Holbrook and Schumm, 1999 ; Schumm, 2002). L'ajustement vertical est compensé par les variations de sinuosités de la vallée. La sinuosité de l'écoulement augmente lorsque ce dernier est au voisinage de la pente plus forte générée par la déformation (Schumm et al., 2002). En revanche si l'énergie d'un écoulement est suffisamment grande, le taux d'incision verticale sera plus grand que le taux de surrection, c'est par exemple ce qui se produit en particulier si la vallée est bien établie sur le site de la déformation avant que celle-ci ne commence (Holbrook and Schumm, 1999). Dans de très rares cas, une déformation très brutale et importante peut induire des irrégularités de pente le long du profil de vallée. En 1819, un tremblement de terre historique en Inde a provoqué une surrection brutale de 6 m de hauteur interrompant ainsi brutalement l'écoulement de l'un des tributaires de la vallée Indus qui reprendra une dizaine d'années plus tard (Oldham, 1926).

La déformation tectonique postérieure à l'écoulement qui a créé la vallée peut induire des contre-pentes le long du profil de la vallée asséchée. C'est notamment ce qui a été observé pour des tributaires abandonnés du Mississippi qui ont été affectés par une surrection régionale (Russ, 1982). Contraindre les périodes d'activité d'incision et de déformation est donc important dans l'analyse d'un profil longitudinal de vallée fluviale.

Les surrections et les subsidences de grande longueur d'onde sont souvent associées avec des structures tectoniques plus petites telles que des failles par exemple (Colle et al., 1952 ; Shelton, 1968 ; Ouchi, 1985). Les mouvements tectoniques liés à l'activité de failles peuvent se refléter sur le profil en long des vallées. Par exemple, le profil irrégulier de la vallée Guadalupe (USA, Mexique – Golfe du Mexique) indique un ajustement à un mouvement actif le long d'une faille (Figure II.1-11) (Schumm et al., 2000). En amont de la faille, il y a une augmentation générale de la pente vers la tête de la vallée, ce qui est typique des profils concaves. Mais cette tendance est brutalement interrompue à l'aval de la zone de faille où la pente est négative (Figure II.1-11). Autrement dit la présence de faille active le long d'une vallée peut introduire des segments en contre-pente le long de son profil. Toutefois, ces contre-pentes restent très locales sur des distances de l'ordre de plusieurs centaines de mètres et très petites, avec des amplitudes de l'ordre de 2-3 m. L'énergie cinétique de l'écoulement est suffisante pour franchir ces contre-pentes mineures (Schumm et al., 2002).

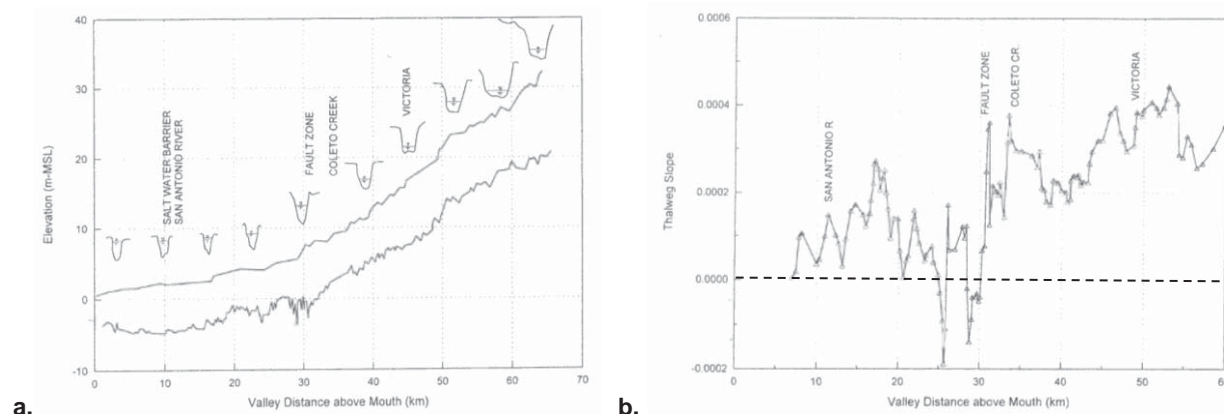


Figure II.1-11. a. Profils longitudinaux du fond et de la surface dans laquelle la vallée Guadalupe est incisée. **b.** Variations de la pente de la vallée Guadalupe le long de son cours. Notez la présence de contre-pentes entre 25 et 30 km de distance (Schumm et al., 2002).

Influence du climat sur le profil longitudinal d'une vallée fluviale

Des variations sont attendues au niveau des profils longitudinaux de vallées en équilibre quand l'interaction du champ de précipitation avec la topographie est prise en compte. Roe et al. (2002, 2003) ont exploré le rôle de précipitations non uniformes induit par l'orographie sur le profil en long d'une vallée. En considérant le forçage tectonique uniforme et constant ainsi qu'une lithologie uniforme, le profil en long d'une vallée possède une pente globale plus faible en cas de précipitations non uniformes qu'en cas de précipitations uniformes (Figure II.1-12). Cette observation est une conséquence directe de l'augmentation de précipitations à la tête du système, qui résulte en un flux plus important partout en aval. Étant donné que l'énergie de l'écoulement varie avec la pente et le flux, une pente plus douce est suffisante pour conduire l'incision nécessaire pour contrebalancer l'effet de surrection en cas de précipitations non uniformes (Andersen and Andersen, 2012).

Cette influence du climat sur les profils longitudinaux de vallées fluviales a également été mise en évidence par Zaprowski et al. (2005) qui suggèrent que les régions globalement plus sèches auront généralement tendance à avoir un profil longitudinal moins concave que des régions plus arrosées. Leur étude a montré que le fait de doubler l'intensité des précipitations reviendrait à tripler la concavité de la vallée.

L'influence de la variabilité des précipitations sur le profil longitudinal d'une vallée fluviale peut entraîner un changement global de sa pente et donc de sa forme mais n'induit pas de contre-pente.

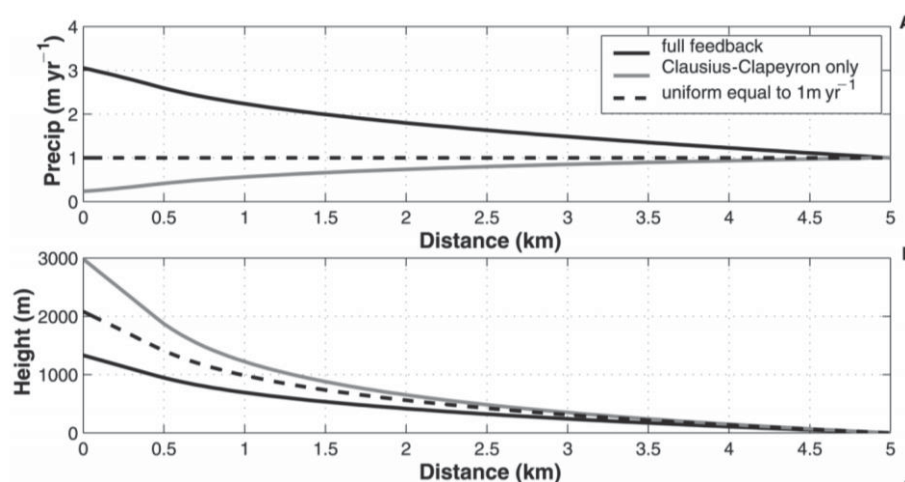


Figure II.1-12. a. Changement de la répartition des précipitations avec l'effet de température lié à l'altitude uniquement (ligne grise) et avec l'effet de température lié à l'altitude et l'effet de pente (ligne noire). Notez l'influence majeure de l'effet de pente. La ligne en pointillés montre le cas de précipitations uniforme à titre comparatif. b. Profils longitudinaux de vallée avec l'effet de température uniquement et avec l'effet de température et de pente associé. La pente de la vallée nécessaire à l'incision du substrat est plus faible sur toute la longueur du profil en ce qui concerne le modèle incluant l'effet de température et de pente associé par rapport au modèle incluant uniquement l'effet de température (Roe et al., 2002).

L'influence du niveau de base

Les forçages climatiques et tectoniques varient à travers le temps à différentes échelles. Ils peuvent changer l'altitude relative du substratum et du réceptacle à l'exutoire de la vallée. Les changements climatiques induisent des variations du niveau de la mer sur les cycles glaciaire-interglaciaire par exemple. Le niveau de base a tendance à diminuer pendant les périodes glaciaires en réponse au stockage de l'eau sous forme de glace, et à augmenter pendant les périodes interglaciaires où l'eau de fonte est

relâchée dans les océans. Dans le cas d'un contrôle tectonique, le niveau de base peut diminuer à cause du soulèvement rocheux ou au contraire monter à cause de la subsidence dans la région. Ces forçages induisent des variations du niveau de base en fonction du temps qui influencent fortement la forme générale de la pente d'une vallée (Whipple and Tucker, 1999 ; Roe et al., 2002, 2003 ; Anderson and Anderson, 2010). Une question importante concerne le temps de réponse d'un profil longitudinal de vallée à un de ces changements.

Les vallées répondent aux variations du niveau de base par un remplissage sédimentaire lorsque celui-ci augmente et par une augmentation de l'incision verticale lorsque celui-ci diminue. Les variations du niveau de base peuvent introduire des irrégularités convexes le long du profil longitudinal qui correspondent à des ruptures de pente au niveau desquelles les processus d'érosion sont accentués. Ces ruptures de pentes migrent progressivement vers l'amont ou l'aval de la rivière. Dans le cas d'une augmentation du niveau de base, le remplissage sédimentaire génère une rupture de pente qui migre vers l'aval, de façon à atteindre un nouveau profil d'équilibre qui aura une pente plus faible que celle du profil initial. Lorsque le niveau de base diminue, l'incision verticale génère une rupture de pente dans le profil longitudinal qui s'adoucit plus rapidement lorsque la charge sédimentaire est grande. Cette rupture de pente s'adoucit vite au début en migrant vers l'amont de façon à atteindre un nouveau profil d'équilibre qui aura une pente plus forte que celle du profil initial (Figure II.1-13) (Anderson and Anderson, 2010).

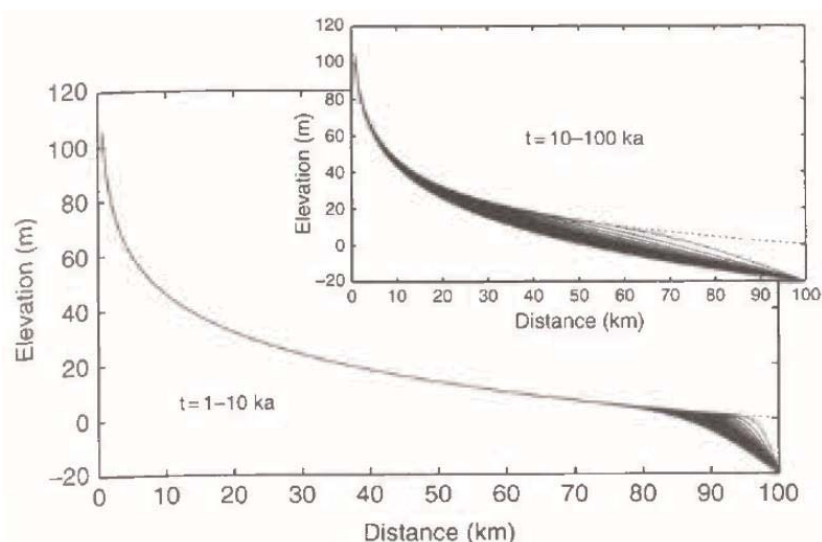


Figure II.1-13. Simulation de l'effet de l'abaissement du niveau de base. Les figures illustrent une réponse pour une longue période de 1 Ma démontrant que le système retourne vers sa forme concave d'équilibre à travers le temps (Anderson and Anderson, 2010).

La réponse à la fois d'une chute du niveau de base et d'un changement dans le taux de surrection se produit à l'exutoire du système (Figures II.1- 14 et 15). L'information de la chute du niveau de base est transmise vers l'amont de la vallée à un taux dicté par le débit et l'érodabilité du substratum. Le taux de propagation de la rupture de pente, ou le remplacement d'un profil par un autre, l'échelle de temps de réponse pour un site particulier dépend particulièrement de la quantité et du débit d'eau. Plus le flux de l'écoulement sera important et plus vite la réponse se propagera. Si le débit diminue, le taux de propagation de la réponse, du changement de pente décline.

Tinkler (1994) a fait l'hypothèse que le drainage dans la région des Grands Lacs a été perturbé par le rebond post-glaciaire ce qui aurait fait diminuer le débit (Pengelly et al., 1997). Ce débit affaibli aurait à son tour fait diminuer le taux de recul des chutes du Niagara par un facteur de 5, elles auraient reculé de 1 km sur une période de 5000 ans, au lieu de 1 km / 1000 an, ou 1 m/an sur les derniers 5-6000 ans.

Les variations du niveau de base peuvent entraîner des ruptures de pentes qui se propagent dans le

système à des taux variables mais n'induisent pas de contre-pentes sur les profils longitudinaux de vallées.

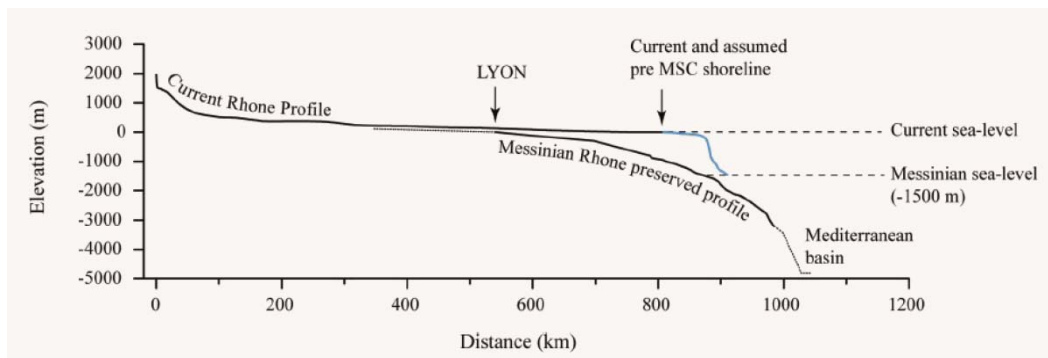


Figure II.1-14. Profils longitudinaux actuel et Messinien de la vallée du Rhône et leurs niveaux de base respectifs. Notez la forme convexe marquée du profil Messinien indiquant un état de déséquilibre important (Loget, 2005).

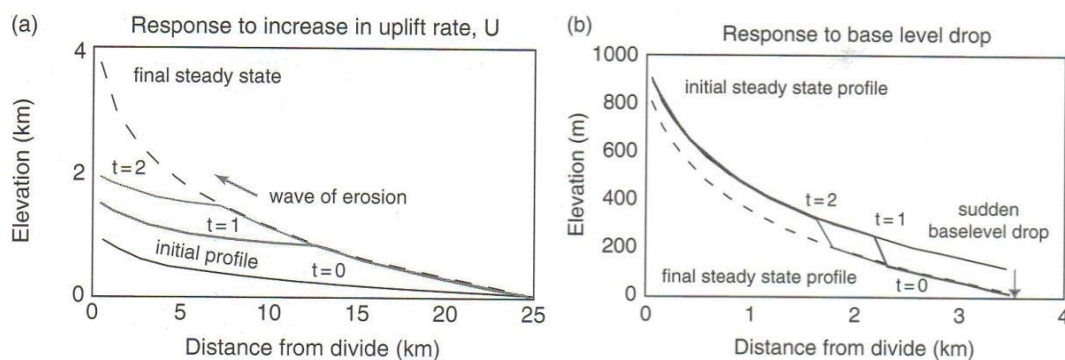


Figure II.1-15. Réponse du profil longitudinal d'une vallée à (a) une augmentation du taux de surrection et (b) une diminution du niveau de base (Whipple and Tucker, 1999).

- **Profil longitudinal des vallées de sapement**

Le profil longitudinal des vallées de sapement dépend très fortement de la structure et du pendage des formations géologiques. Le profil longitudinal des vallées de sapement est donc généralement rectiligne, parfois concave (Figure II.1-16) (Laity and Malin, 1985). Le début de profil correspond généralement à une falaise abrupte correspondant à la tête en amphithéâtre de la vallée qui peut atteindre plusieurs centaines de mètres de hauteur (e.g., Higgins, 1982 ; Kochel and Piper, 1986 ; Labkovsky et al., 2007). Le processus de sapement est un processus majeur d'érosion qui permet le développement de vallées dans les régions arides et semi-arides (e.g. Goudie, 2013). Les vallées de sapement sont généralement courtes (quelques dizaines de km) par rapport aux vallées fluviales aériennes (Baker, 1980 ; Laity and Malin, 1985 ; Kochel and Piper, 1986).

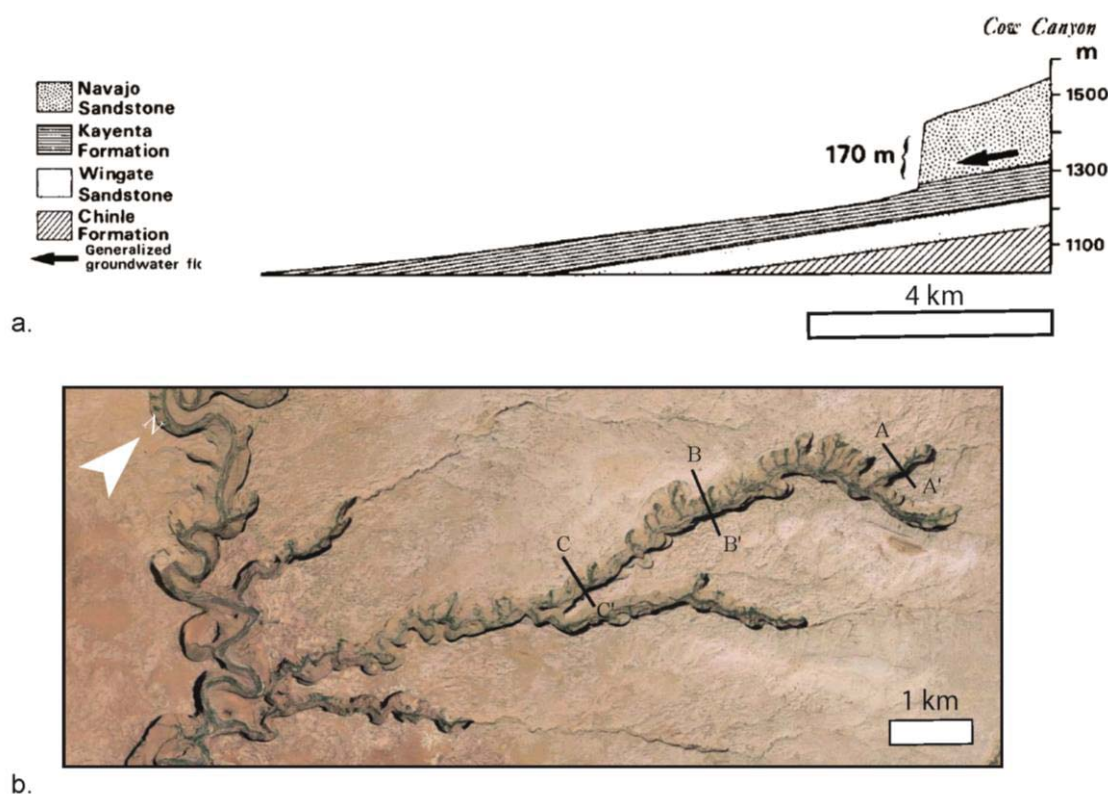


Figure II.1-16. Vallée de sapement, Cow Canyon, Colorado. **a.** Profil longitudinal du Canyon Cow (Laity and Malin, 1985). **b.** Vue en plan du canyon de sapement (Google Earth). La vallée est incisée dans des roches sédimentaires. On notera la tête de vallée en amphithéâtre de 170 m de hauteur. La géométrie de la formation Kayenta contrôle le profil en long de la vallée.

- **Profil longitudinal des vallées de débâcle**

La séquence d'érosion évolutive à travers l'exemple des vallées de débâcle des Scablands résume la grande diversité des paramètres morphologiques et morphométriques des chenaux de débâcle. L'écoulement catastrophique, dès lors qu'il est généré, remplit rapidement toutes les dépressions et faibles reliefs se trouvant sur son chemin.

Lorsque l'écoulement rencontre des portions plus résistantes comme des substratums basaltiques, la surface de ce substratum peut être érodée par l'action de tourbillons longitudinaux et générer des cannelures longitudinales au fond de l'écoulement (Figure II.1-17) (Baker, 2008). Lorsque l'énergie de l'écoulement est suffisamment forte, celui-ci peut éroder davantage en profondeur par arrachement mécanique des blocs de substratum rocheux. Cet arrachement mécanique se produit par des variations brutales de pression associées à des tourbillons verticaux. La pression soulève littéralement les blocs et peut les entraîner en suspension dans l'écoulement (Baker and Costa, 1987 ; Baker and Komar, 1987). L'érosion par arrachement crée de véritables murs verticaux jusqu'à plus de 100 m de hauteur et formant des couloirs de plus de 5 km de large. Ces structures sont appelées des cataractes. Finalement l'initialisation et la migration de la tête d'une cataracte peuvent allonger la dépression créée.

Cette séquence érosive qui témoigne de la haute énergie et de la turbulence de l'écoulement engendre des profils longitudinaux différents de ceux des vallées fluviales et des vallées de sapement. La présence de cataractes se traduit par des ruptures de pentes de plusieurs centaines de mètres de hauteur le long du profil qui pourraient être directement suivies par des dépressions associées à des contre-pentes atteignant plusieurs dizaines de mètres de hauteur (Figure II.1-18). Ce type de contre-pentes doit son existence à ces tourbillons verticaux qui déclenchent un mécanisme d'arrachement de blocs du substratum rocheux.

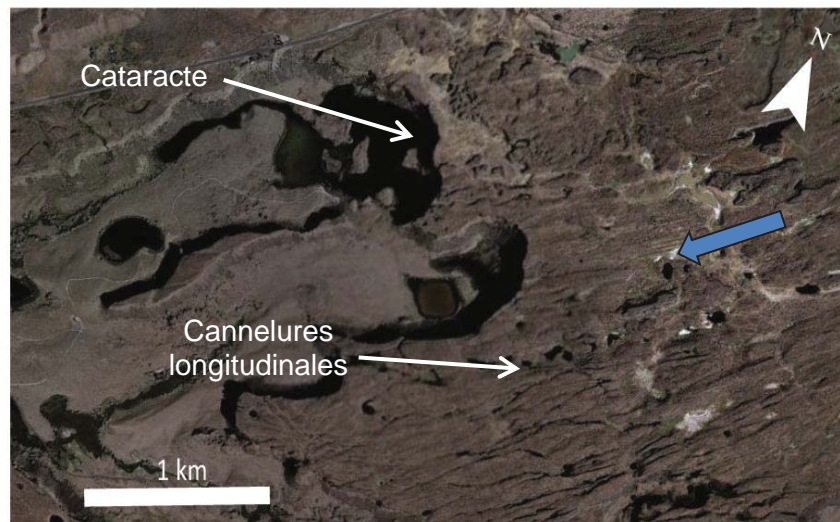


Figure II.1-17. Cannelures longitudinales et cataractes avec leurs têtes en amphithéâtre des Dry Falls dans les Channeled Scablands (Google Earth). La flèche en bleu indique la direction de l'écoulement.

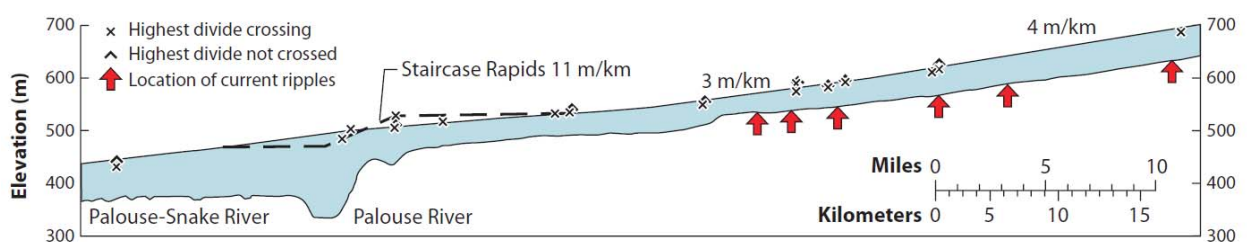


Figure II.1-18. Profils longitudinaux du fond et de la surface estimée d'une section de l'écoulement qui a incisé les Scablands (Baker, 2008).

Ces événements catastrophiques sont produits par un ou plusieurs épisodes majeurs soudains et de grande ampleur opérant sur une durée très courte. Par conséquent les variations des facteurs de contrôle tels que le climat et la tectonique n'ont que peu d'influence à cause de la courte durée de l'écoulement et de son énergie qui dépend notamment de la quantité d'eau déversée et du débit (Baker, 2008).

- **Profil longitudinal des vallées tunnels**

Vallées formées par chenalisation à travers un système de cavités basales

Le profil longitudinal des vallées tunnels résultant de la chenalisation progressive à partir de drainage distribué dépend des éléments de rugosité du lit sous-glaciaire ainsi que des interactions avec un écoulement turbulent qui focalisent l'érosion et accentuent la topographie de base. Ce mécanisme conduit à des profils longitudinaux de vallées généralement ondulés (Figure II.1-19) (Sjogren et al., 2002). Les contre-pentes associées aux ondulations peuvent mesurer plus d'une quarantaine de mètres de haut sur plusieurs kilomètres dans le Michigan (Sjogren et al., 2002). La dynamique est différente lorsqu'il s'agit d'un écoulement basal circulant en conduit discret.

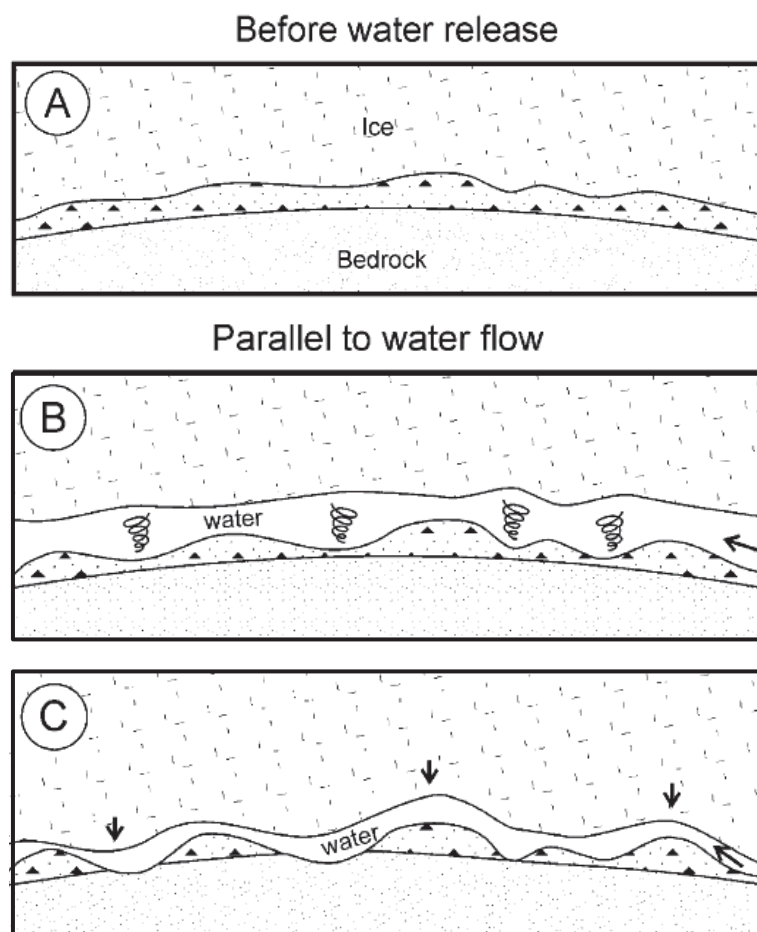


Figure II.1-19. Séquence de développement proposée pour la chenalisation sous-glaciaire progressive à partir d'un système de cavités. (A) Différents éléments de rugosité sous-glaciaire sont liés à la configuration de l'interface glacier/substrat. (B) Lors d'une vidange continue, les éléments de rugosité créent des tourbillons verticaux qui accentuent ces éléments. Une rétroaction positive concentre alors l'érosion dans les dépressions. (C) L'écoulement sous pression du poids de la glace se concentre et incise dans le substrat un conduit dont le profil en long peut onduler (Sjogren et al., 2002).

Vallées formées par circulation de fluide en conduit sous pression

La circulation de fluide sous pression dans un conduit confère aux vallées sous-glaciaires des caractéristiques spécifiques particulièrement remarquables en termes de profil longitudinal. Afin d'illustrer ce propos, nous avons mesuré des profils longitudinaux de vallées tunnels terrestres au Canada à partir de données altimétriques (MNT ASTER et SRTM) (Figures II.1-20 et 21). À ces profils nous avons ajouté ceux de la surface incisée de part et d'autre de la vallée. Les doubles profils longitudinaux de la surface incisée permettent de voir s'il existe des relations entre le profil de la vallée tunnel et celui de la surface dans laquelle elle est incisée, ce qui n'a jamais été exploré jusqu'à présent. Ces exemples montrent qu'il n'est pas rare que les vallées tunnels possèdent un profil longitudinal de forme ondulée à convexe (forme de dôme) avec des contre-pentes locales de plusieurs centaines de m d'amplitude et de plusieurs dizaines de km de longueur, très différent donc des profils longitudinaux des vallées fluviales et de sapement.

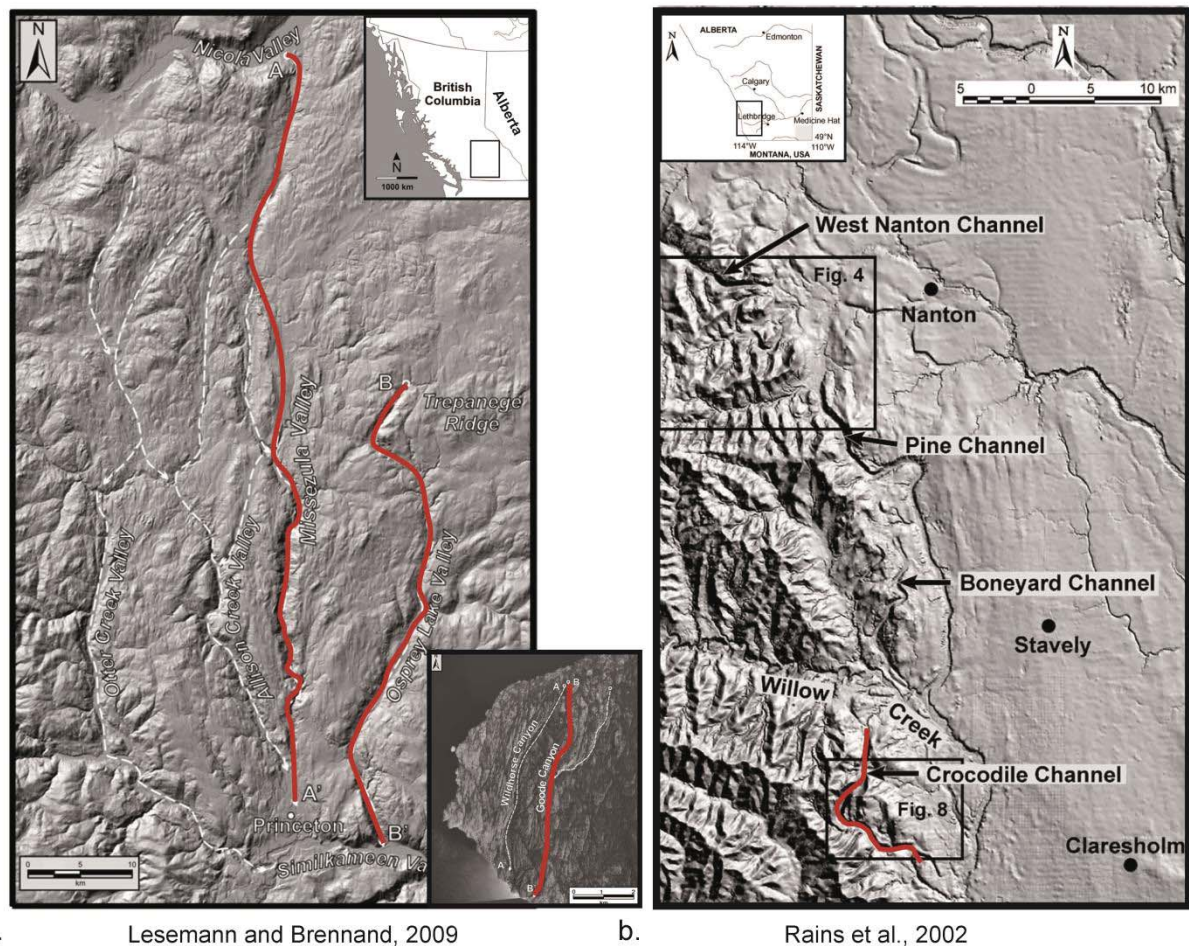


Figure II.1-20. Localisation des vallées tunnels étudiées en Colombie Britannique (a) et en Alberta (b) (Canada). Les lignes en rouge indiquent la localisation des profils en long mesurés.

Dans le but de caractériser davantage les profils longitudinaux de vallées d'origine sous-glaciaire, nous avons effectué une étude de terrain dans le Nord-Est de l'Islande (région d'Öxarfjörður), où des systèmes de vallées sèches ont été interprétés comme étant des vallées tunnels (Bourgeois et al., 1998). Cette étude nous a permis de tracer des profils longitudinaux à partir de relevés GPS et d'illustrer certains des attributs morphologiques typiques des réseaux de vallées tunnels (Figures II.1-22,23 et 24). Ces vallées sont formées sur des plateaux basaltiques. Des caractéristiques morphologiques apparaissent le long des profils des vallées. Certaines débutent avec une tête en amphithéâtre pouvant atteindre environ 100 m de haut, d'autres débutent de façon spontanée dans le paysage sans bassin versant associé en amont (Figures II.1-22). Leur profil longitudinal présente des variations d'altitude avec des segments en contre-pente dont certains sont associés avec une diminution de la profondeur d'incision pouvant aller jusqu'à la disparition locale de la vallée dans le paysage (Figures II.1-22, 23 et 24). La pente de ces vallées et leur incision par rapport à la surface environnante ne montrent pas de variations caractéristiques depuis l'amont vers l'aval comme c'est le cas pour les profils longitudinaux de vallées fluviales et de sapement.

Ces deux études au Canada et en Islande ont permis de montrer certaines caractéristiques des vallées tunnels. En particulier, des profils longitudinaux ondulés de vallées tunnels ont été observés pour des tailles de vallées variées et pour différentes natures de substrat dans lequel elles sont incisées (Figures II.1-21, 23 et 24). D'autres études de vallées tunnels dans le Michigan, le Wisconsin, le Minnesota (USA), en Ontario (Canada), dans la mer du Nord, au Danemark, en Allemagne et au Royaume-Uni

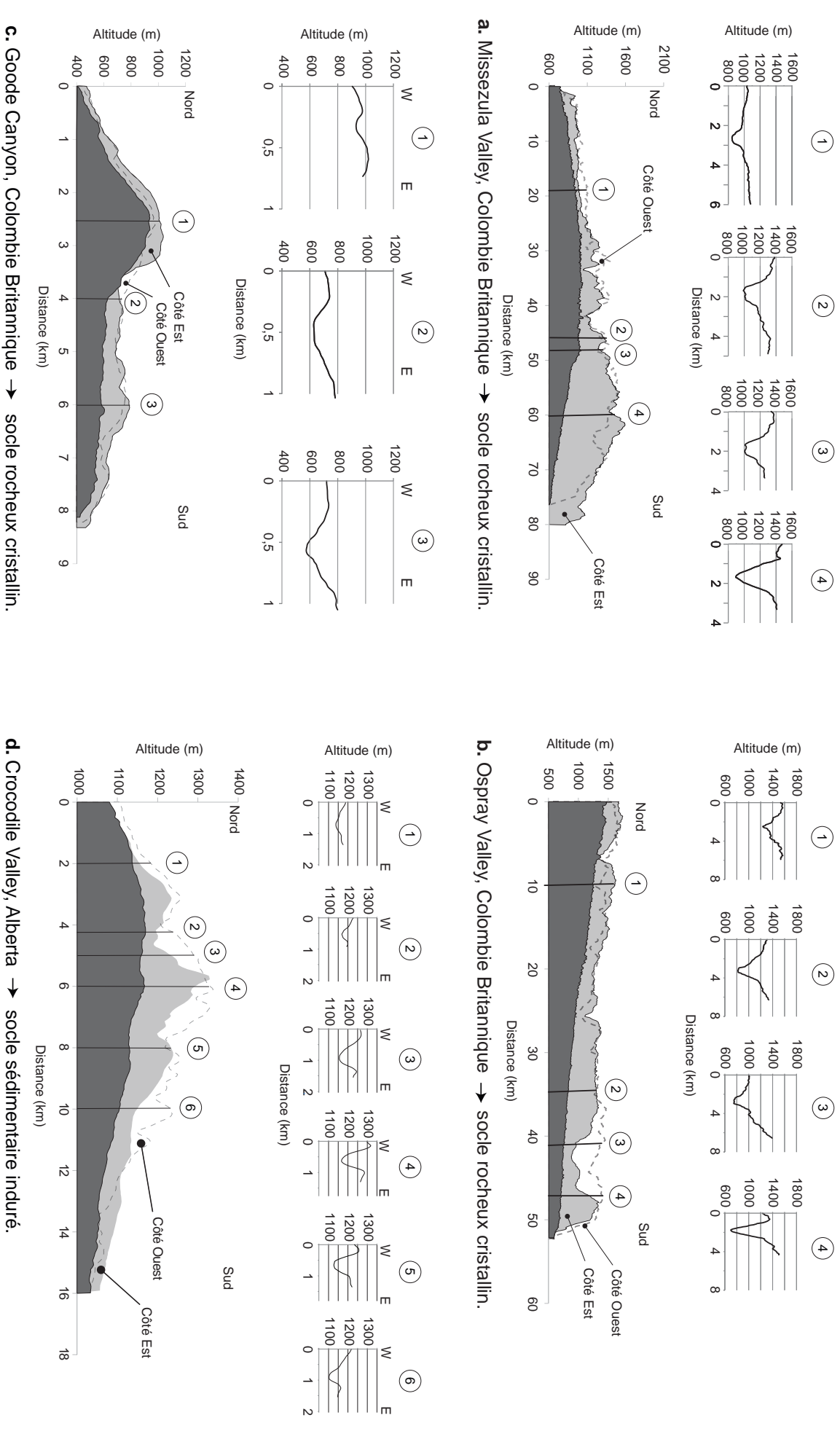


Figure II.1 – 21. Profils transverses de vallées tunnels en Colombie Britannique et en Alberta, accompagnés des profils longitudinaux des fonds de vallées et des surfaces dans lesquelles elles ont été incisées (se référer à la Figure II.1-20 pour la localisation des vallées). Les profils ont été tracés à partir de MNT ASTER pour la Colombie Britannique et SRTM pour l'Alberta.

font également ressortir des caractéristiques similaires (e.g. Wright, 1973 ; Praeg, 1996 ; Kehew et al., 1999 ; Beaney, 2002 ; Cutler, 2002 ; Rains et al., 2002 ; Sjogren, 2002 ; Jorgensen and Sandersen, 2006 ; Kehew and Kozlowski, 2007 ; Lesemann and Brennand, 2009). Les vallées sous-glaciaires peuvent donc présenter des variations topographiques longitudinales se traduisant par des segments en contre-pentes dont l'amplitude peut atteindre plusieurs centaines de mètres (Figure II.1-21).

Par ailleurs, les études que nous avons réalisées au Canada et en Islande nous ont aussi permis de mettre en évidence une observation n'ayant jamais été faite auparavant. Il s'agit de la corrélation qui existe fréquemment entre les variations topographiques du fond d'une vallée tunnel et celles de la surface dans laquelle elle a été incisée, ce qui n'existe pas pour les vallées fluviales, de sapement ou de débâcle (Figure II.1-21, 23 et 24).

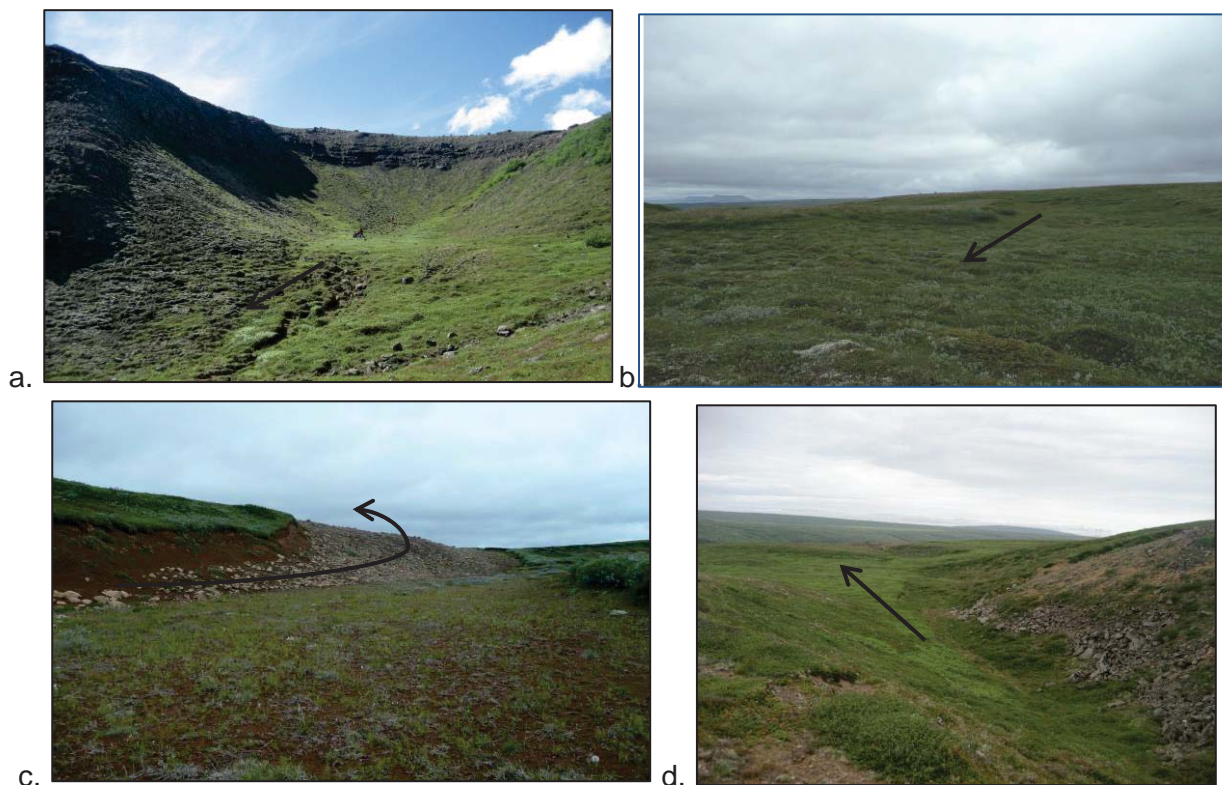


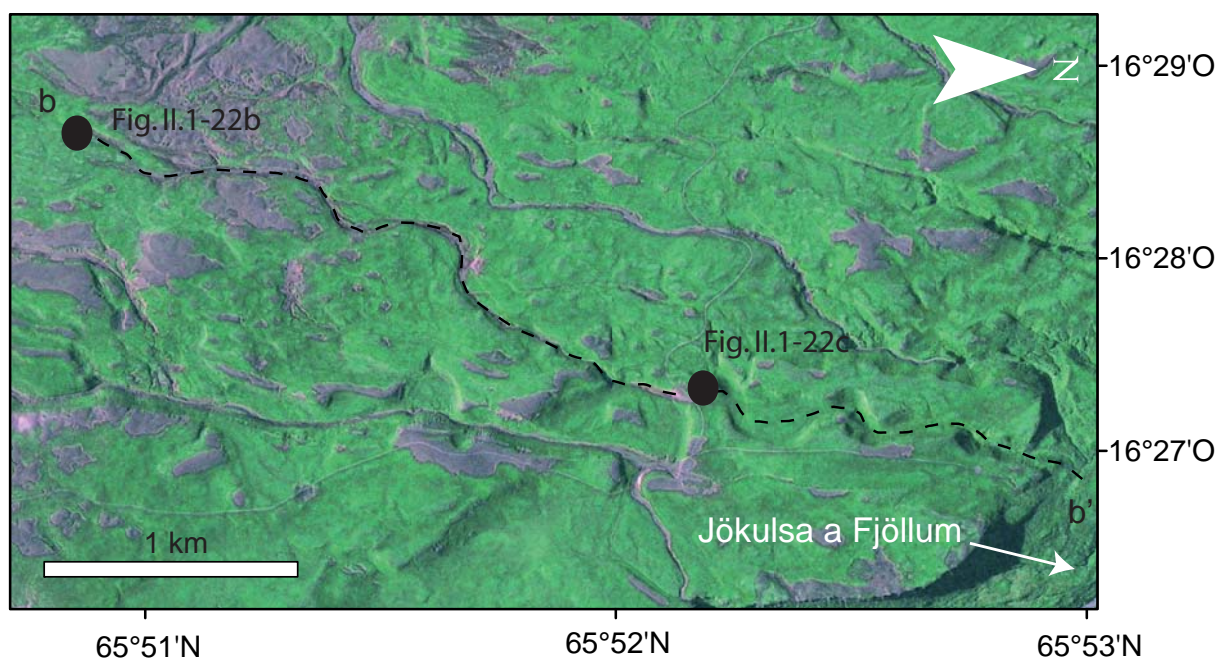
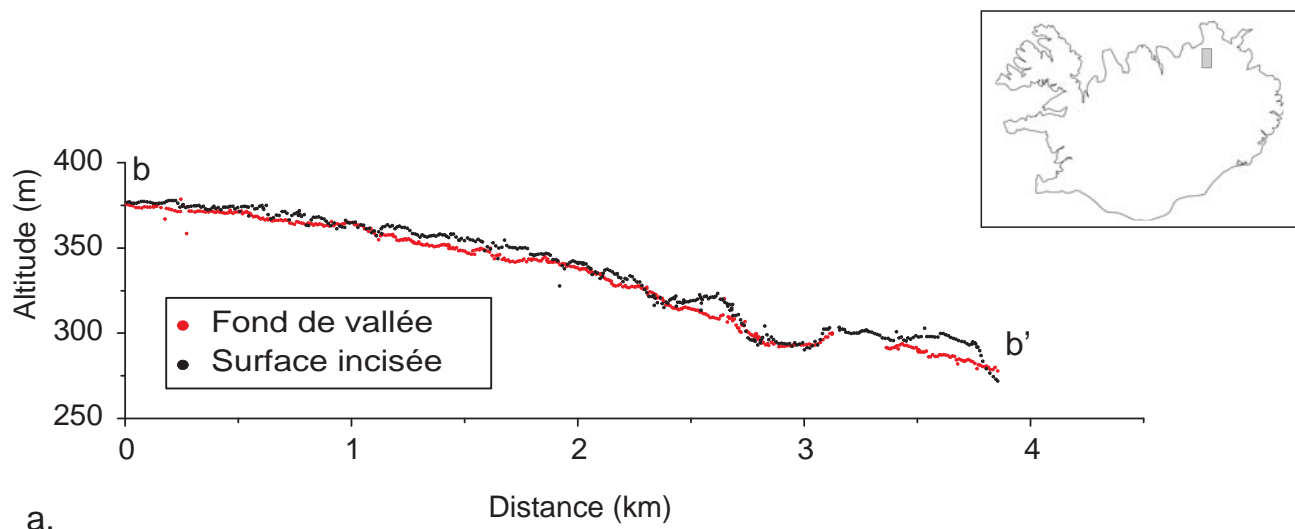
Figure II.1-22. Photo de terrain en Islande illustrant des caractéristiques du profil longitudinal de vallées tunnels (se référer aux Figures II.1-23 et 24 pour la localisation des photos). Les flèches en noir indiquent l'axe de la vallée de l'amont vers l'aval. **a.** Tête de vallée tunnel en amphithéâtre. **b.** Tête de vallée tunnel sans réseau de drainage associé. **c.** Contre-pente le long d'une vallée tunnel. **d.** Disparition ponctuelle d'une vallée tunnel dans le paysage.

Ces profils longitudinaux très atypiques sont les caractéristiques principales des vallées tunnels et sont liés au fait que ces vallées sont incisées par des écoulements sous pression.

Dans le cas de circulation de fluide sous pression, l'écoulement de l'eau est contrôlé par le gradient de pression généralisé G (correspondant à la somme des gradients de pression d'eau et de l'énergie potentielle gravitaire) (Paterson, 1994) :

$$G = \frac{-dp}{ds} + \rho_w g \sin\theta \quad (9)$$

Où s est la distance le long du conduit mesurée dans la direction de l'écoulement, θ est l'inclinaison du conduit par rapport à l'horizontal, positif quand incliné dans la direction de l'écoulement d'eau, p est la



b.

Figure III.5 – 23. a. Profils longitudinaux du fond d'une vallée située à l'Ouest de la Jökulsa a Fjöllum (Islande du Nord) et de la surface dans laquelle elle a été incisée. Les données topographiques proviennent de mesures au GPS différentiel. La vallée est très peu incisée (<10 m) sur toute sa longueur et présente un profil ondulé. b. Vue en plan de la vallée (image SPOT-5). Cette vallée fait partie d'un ensemble de petites vallées parallèles de direction Nord-Est débouchant de façon suspendues dans la Jökulsa a Fjöllum. La vallée s'élargit et s'amincit périodiquement. Le bassin de drainage associé est très peu développé.

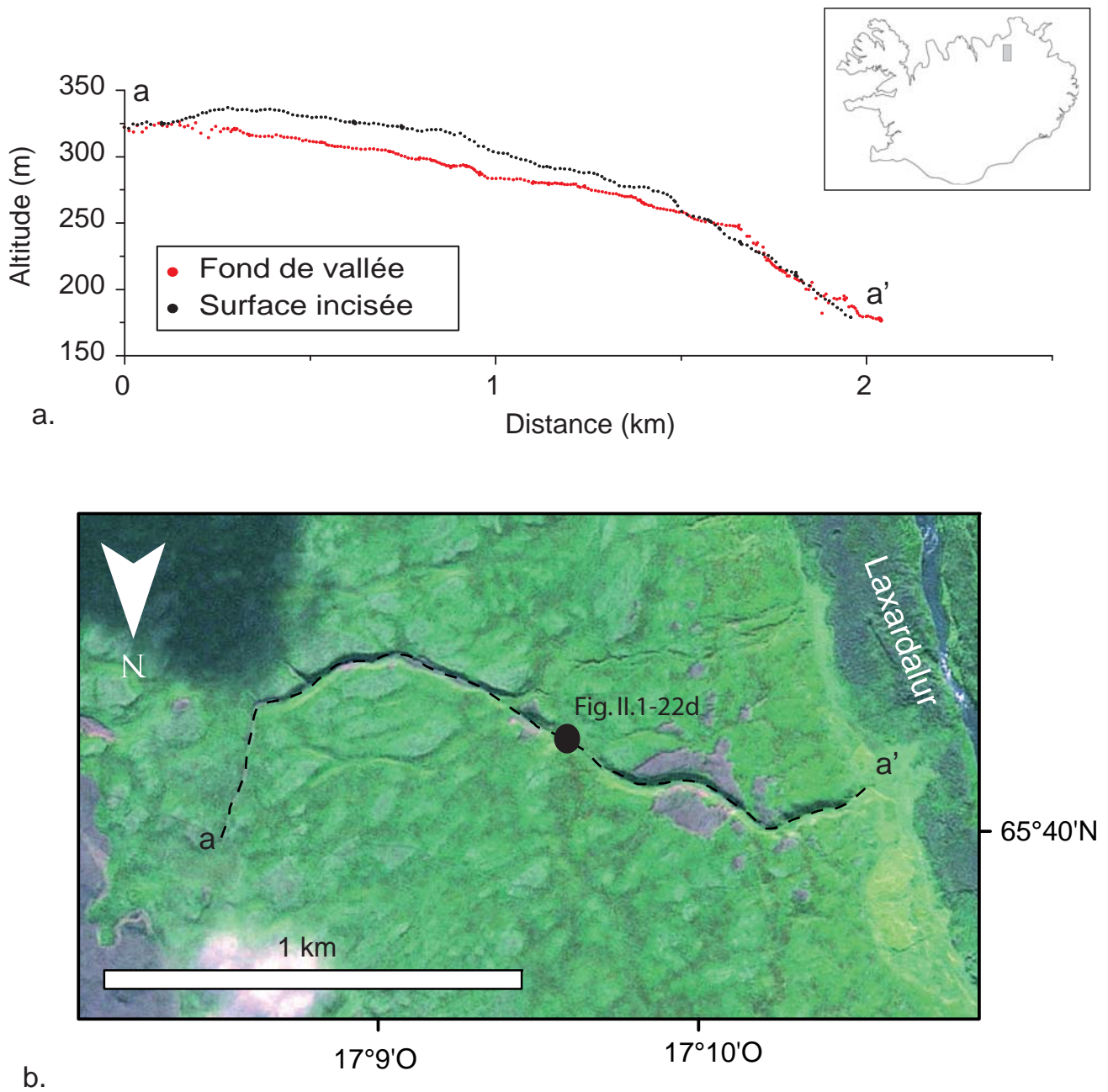


Figure III.5 – 24. a. Profils longitudinaux du fond d'une vallée tunnel Islandaise située au Nord-Ouest de Myvatn et de la surface dans laquelle elle a été incisée. Les données topographiques proviennent de mesures au GPS différentiel. La profondeur d'incision varie de 25 à 0 m. **b.** Vue en plan de la vallée (image SPOT-5). La vallée cartographiée mesure 2 km de long. Il s'agit d'un tributaire débouchant dans la vallée Laxardalur avec un dépôt sédimentaire à son exutoire. La largeur de la vallée est constante. Le bassin de drainage associé est très peu développé.

pression de l'eau, ρ_w la densité de l'eau, et g l'accélération gravitationnelle. Le gradient G peut être vu comme le gradient du potentiel de pression d'eau ϕ , défini comme suit :

$$\phi = \phi_0 + p + \rho_w g z \quad (10)$$

où ϕ_0 est une constante et z est l'altitude au-dessus d'un niveau de référence d'un point dans le conduit.

Sous une accumulation significative de glace, la pression d'eau, en un point donné, est égale à la pression P exercée par le poids de la colonne de glace situé au-dessus. Autrement dit la façon dont la pression d'eau varie latéralement est contrôlée au premier ordre par la pente de surface de la glace, S_{ice} (Shreve, 1972) :

$$P = \rho_i g (z_s - z) \quad (11)$$

Où ρ_i est la densité de la glace et z_s est l'altitude de la surface du glacier.

D'où :

$$\phi = \phi_0 + \rho_i g z_s + g(\rho_w - \rho_i)z \quad (12)$$

Par définition l'eau s'écoule dans la direction perpendiculaire aux surfaces équipotentielles sur lesquelles ϕ est constant. Sur une telle surface, le gradient de ϕ est égal à zéro, ce qui en deux dimensions donne :

$$\frac{dz}{dx} = \left(\frac{-\rho_i}{\rho_w - \rho_i} \right) \frac{dz_s}{dx} \quad (13)$$

Où x est une coordonnée horizontale. Par équilibre isostatique de la pression dans la glace, on peut montrer que la pente des surfaces équipotentielles $\left(\frac{dz}{dx}\right)$ correspond à 11 fois la pente de surface de la glace $\left(\frac{dz_s}{dx}\right)$, et dans la direction opposée (avec $\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$ et $\rho_i = 917 \text{ kg/m}^3$). Autrement dit la pente de surface de la glace est 11 fois plus importante que la pente du lit pour déterminer les gradients de pression dans la glace et donc les directions d'écoulement de la glace et les mouvements de l'eau à l'intérieur et sous la glace (Figure II.1-25) (Röthlisberger, 1972 ; Shreve, 1972 ; Catania and Paola, 2001). Cette dominance de la pente de surface de la glace sur la pente de l'interface glace/substrat peut mener à des écoulements inverses aux pentes locales du substrat, expliquant ainsi les contre-pentes le long des profils longitudinaux de vallées tunnels, ce qui leur confère parfois une forme ondulée à convexe.

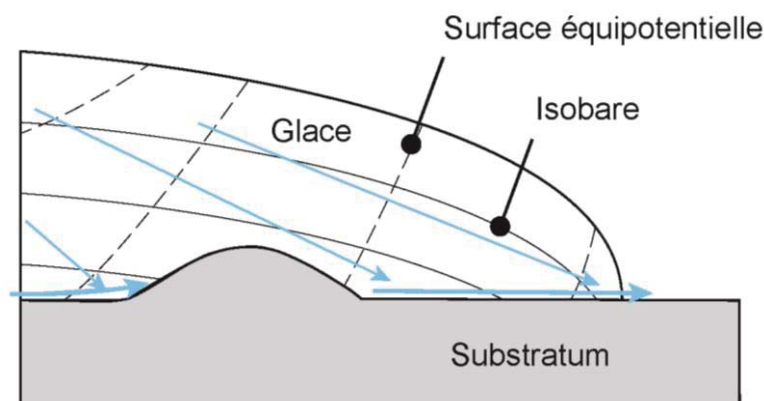


Figure II.1-25. Circulation en conduit sous-glaciaire pressurisé. Une isobare correspond à une ligne le long de laquelle la pression de fluide est constante. Les écoulements d'eau confinés sont principalement guidés par la pression, contrairement ou écoulement d'eau libre au sein de systèmes fluviaux qui sont guidés par la pente de la surface topographique (modifié d'après Adriaan Janszen, 2012).

Les écoulements sous-glaciaires pressurisés en conduit, peuvent donc en théorie remonter des pentes. L'érosion des parois du conduit dépend notamment de la contrainte cisailante, elle-même proportionnelle aux variations de pression du fluide qui est directement liée au poids de la de glace (section II.1.3.4). La capacité érosive d'un écoulement sous-glaciaire est donc contrôlée par le poids de la glace au-dessus du conduit, ce qui explique que ces écoulements pressurisés, non seulement peuvent remonter des pentes topographiques mais aussi inciser le substratum au niveau de ces contre-pentes.

Les profils longitudinaux des vallées sont particulièrement sensibles au climat, à la tectonique, à la lithologie ainsi qu'aux variations temporelles de ces facteurs mais aussi à l'environnement (aérien continu / aérien catastrophique / souterrain / sous-glaciaire) de formation des vallées. Leur étude permet d'identifier le facteur de contrôle dominant et révèle l'influence du climat pour les différents types de vallées formées par un écoulement fluide. Par la présence de glace ou la quantité de précipitations qu'il fournit, le climat joue un rôle déterminant qui contrôle l'écoulement et la forme du profil longitudinal des vallées. Par conséquent ce dernier renseigne efficacement sur les conditions climatiques de formation des vallées.

II.1.4.2. Profil transversal

Le profil transversal d'une vallée est autre paramètre morphométrique qui peut permettre d'évaluer la dynamique de l'écoulement qui l'a formée. Leur étude permet d'estimer leur sensibilité aux variations climatiques, tectoniques et lithologiques en fonction des différentes origines possibles pour les vallées formées par un écoulement fluide.

- *Les vallées fluviales*

Les rivières incisent la surface topographique et transportent vers l'exutoire le matériel érodé qui provient à la fois des versants et de l'érosion du chenal. Ces processus combinés d'incision, de transport et de sédimentation vont façonner le profil transversal des vallées.

Les profils transversaux des vallées dépendent de la dynamique érosive des rivières et reflètent soit la dégradation (incision verticale et latérale) soit l'aggradation (accumulation de sédiments sur le lit). L'érosion du substratum rocheux des rivières se fait principalement par un processus d'abrasion et de détachement mécanique, d'autres processus tels que l'altération physico-chimique, la cavitation ou le mouvement de masse peuvent aussi avoir lieu (Howard, 1998 ; Whipple et al., 2000). Pour que le processus d'abrasion mécanique soit efficace il faut que le substratum rocheux soit en contact direct avec l'écoulement d'eau et que cet écoulement contienne des particules en mouvement, qui lui confèrent sa capacité érosive (Sklar and Dietrich, 1998 ; Whipple et al., 2000). L'incision verticale peut induire une forme en « V » des profils transversaux de vallée. Selon leur dynamique, les rivières terrestres peuvent évoluer d'une rivière à substratum rocheux en forme de « V » à une rivière en forme de « U » lorsque le système atteint une géométrie stable pour un rapport largeur / profondeur égal à 2.9 (Wobus et al., 2006; Sanderson and Sanderson, 2010). La largeur des vallées à substratum rocheux augmente avec le débit de l'écoulement ($W \sim Q^{0.4}$) et décroît avec la pente de la vallée ($W \sim S^{-0.2}$) (Finnegan et al., 2005, 2007). En triplant la pente du chenal ou si le débit augmente, l'incision verticale est plus rapide et le chenal devient plus étroit (Figure II.1-26) (Duvall et al., 2004 ; Wobus et al., 2006 ; Whittaker et al., 2007). C'est notamment ce qui est observé lorsque les vallées croisent des plis actifs dans l'avant pays himalayen par exemple (Lave and Avouac, 2000, 2001). Ceci illustre la dépendance de la largeur pour un débit et une pente de vallées observés.

En revanche, si le fond de la rivière est couvert par des sédiments ils joueront un rôle protecteur qui inhibera l'érosion du substratum rocheux sous-jacent. L'érosion des berges sera alors privilégiée donnant lieu à des sections transversales en « U » (Figure II.1-26).

La forme du profil transversal d'une vallée peut changer avec le temps sous un même climat et le long d'une même vallée en fonction de la dynamique de l'écoulement et notamment de son auto-organisation (Anderson and Anderson, 2010). Généralement la largeur d'une vallée fluviale augmente de l'amont vers l'aval afin d'accommoder la forme de la vallée à l'augmentation de la quantité d'eau collectée et transportée à travers le réseau depuis sa tête jusqu'à son exutoire (e.g. Wobbus et al., 2006; Sanderson and Sanderson, 2010).

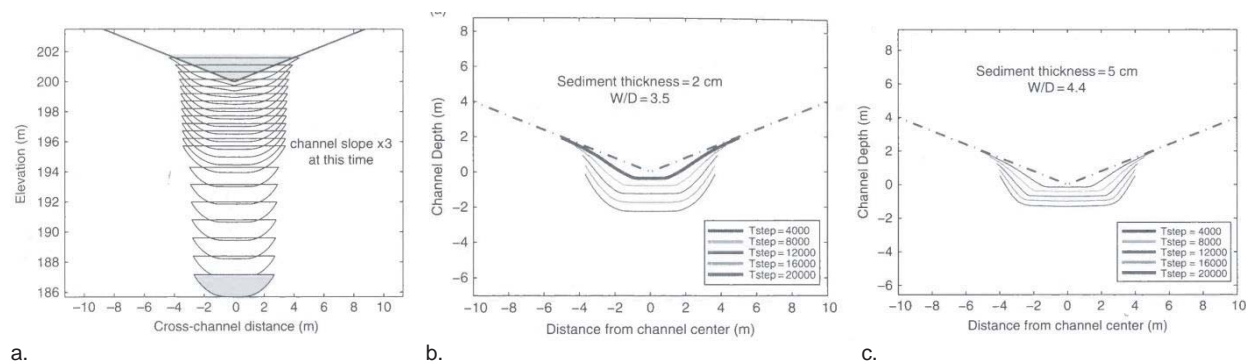


Figure II.1-26. Évolution des largeurs de vallées fluviales. **a.** Évolution de la section transversale d'une vallée à substratum rocheux. Le taux d'érosion local des flancs est proportionnel à la contrainte cisailante. Il n'y a pas de sédiments couvrant le fond de la vallée. La section transversale évolue d'une forme en « V » vers une forme concave pour un rapport largeur / profondeur de 3.63 pour le temps de la vallée met à s'abaisser d'une profondeur. (Wobbus et al., 2006). **b. et c.** Effet de la couverture sédimentaire sur la largeur d'une vallée. Plus épaisse est la couverture sédimentaire, plus l'érosion sera focalisée au niveau des flancs de la vallée plutôt que dans le fond (Anderson and Anderson, 2010).

- **Les vallées de sapement**

La largeur des vallées incisées par le processus de sapement est approximativement constante depuis la tête en amphithéâtre jusqu'à l'exutoire. Elles possèdent en général un profil transversal en forme de « U » avec des flancs pentus et hauts et un fond plat (Figure II.1-27) (Kochel and Piper, 1986). Les plus grandes vallées de sapement observées sur Terre mesurent jusqu'à 2 km de large et 300 m de profondeur (Baker, 1980 ; Laity and Malin, 1985 ; Kochel and Piper, 1986).

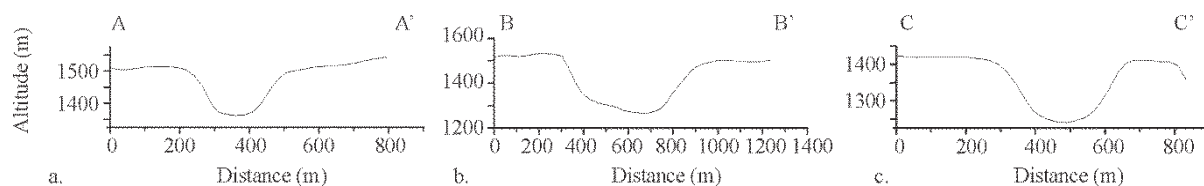


Figure II.1-27. Profils transversaux du Canyon Cow, Colorado (se référer à la Figure II.1-16 pour la localisation des profils). Les profils ont été tracés à partir de MNT ASTER.

- *Les chenaux de débâcle*

Leur profil transversal, de par la nature très turbulente de l'écoulement, est très irrégulier. Il peut présenter des variations topographiques importantes dépendant des zones préférentielles d'érosion où des tourbillons longitudinaux et verticaux de l'écoulement se développent. Il peut présenter un alignement de cataractes successives où la turbulence de l'écoulement a pu arracher des blocs du substratum (Figure II.1-28). Le tout fait partie d'un ensemble plus grand aux limites parfois mal définies et pouvant remonter jusque dans des tributaires de vallées préexistants (Baker, 2008).

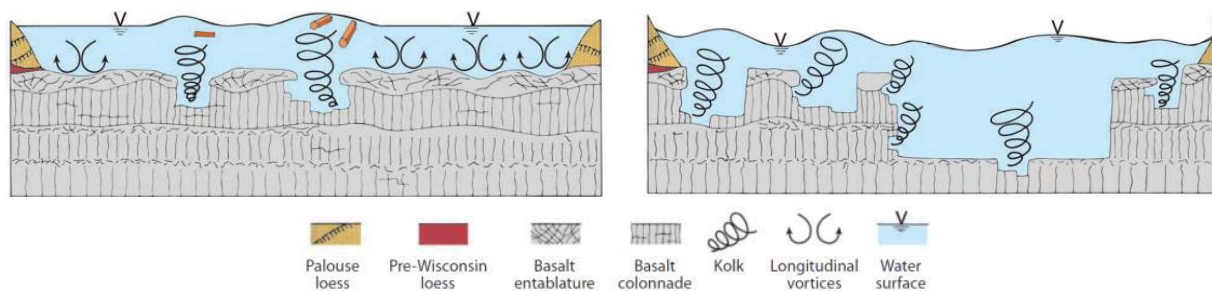


Figure II.1-28. Séquence évolutive de profils transversaux schématiques proposée pour les Scablands (Baker, 2008).

- *Les vallées tunnels*

D'un point de vue purement qualitatif, les vallées tunnels possèdent généralement des profils transversaux en forme de « U », c'est-à-dire des versants raides et un fond plat, avec un rapport profondeur/largeur faible (1 :10) (Figure II.1-29) (Praeg, 1996, 2003 ; Huuse and Lykke-Andersen, 2000).



Figure II.1-29. Photo de terrain en Islande. Exemples de profils transversaux de vallées tunnels avec un fond plat et des flancs raides.

Sur Terre, les vallées tunnels sont généralement retrouvées en association avec d'autres formes d'érosion et de dépôts constituant un cortège glaciaire, notamment des dépôts fluvio-glaciaires caractéristiques se présentant sous forme de rides sinueuses au fond de certaines vallées tunnels et appelées eskers. Ces formes de paysages associées aux vallées tunnels nécessitent la présence de glace tempérée à proximité des marges glaciaires pour pouvoir se former (Brennand, 2000). Ces eskers, lorsqu'ils sont présents, induisent un relief topographique en forme de dôme ou d'arrête dans le fond de la vallée tunnel (Figure II.1-30). Ils peuvent mesurer une centaine de kilomètres de long pour plusieurs dizaines de mètres de haut (e.g. Brennand, 2000 ; Sjogren, 2002).

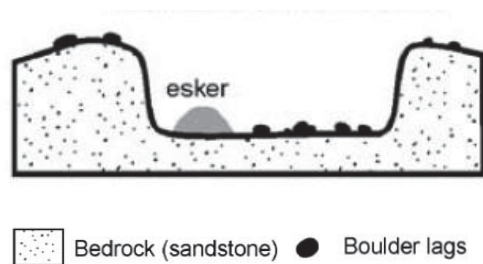


Figure II.1-30. Section transversale idéalisée de vallées tunnel (Sjogren et al., 2002).

Le type de substratum incisé pourrait avoir un impact sur la géométrie des vallées tunnels (Ehlers, 1996 ; Huuse and Lykke-Andersen, 2000). Néanmoins, l'influence de l'érodabilité du lit sur la géométrie résultante des vallées n'est pas bien décrite dans la littérature. Le contraste dans la rugosité, la déformabilité et l'érodabilité entre la glace du toit et la roche ou le sédiment à la base d'un chenal s'écoulant sous la glace introduit une complexité considérable dans l'analyse d'un tel système. D'autant plus que la géométrie d'un tel conduit dépend aussi de la mobilité et de la taille des grains de sédiment en transport dans le conduit ainsi que des variabilités saisonnières et de la turbulence de l'écoulement (Boulton and Hindmarsh, 1987 ; Sjogren et al., 2002 ; Boulton et al., 2007 ; Kehew et al., 2012). Il est par conséquent extrêmement difficile de prédire la géométrie finale de ces vallées.

Nous avons observé la façon dont variaient les profils transversaux de vallées tunnels terrestres au niveau des contre-pentes dans leurs profils longitudinaux. Il s'avère notamment que les changements de la profondeur d'incision peuvent se produire partout le long des profils, ils ne semblent pas dépendre de la nature du substrat incisé et ne sont pas toujours associés avec des variations de la largeur de vallée (Figure II.1-22). Ce constat soulève les interrogations suivantes, relatives à l'érosion de vallées par des écoulements d'eau de fonte sous-glaciaires.

- Quels sont les facteurs impliqués dans le motif d'érosion le long d'un écoulement sous-glaciaire en franchissant une contre-pente ? Cette question, rarement évoquée en ce qui concerne les vallées tunnels, implique directement notre compréhension entre la dynamique hydrologique sous-glaciaire et la forme de la vallée résultante en ce point particulier.

- Les changements dans la géométrie des vallées tunnels associés à des contre-pentes sont-ils influencés par des vallées préexistantes ? Autrement dit, est-il possible de distinguer une vallée incisée par un écoulement sous-glaciaire uniquement d'une vallée polygénique incisée par un écoulement sous-glaciaire ayant réemprunté des rémanents du réseau de drainage fluvial anté-glaciaire ? Dans ce cas-ci, l'écoulement sous-glaciaire a-t-il rempli entièrement ou partiellement la vallée d'origine ?
- Les changements dans la géométrie des vallées associés à des contre-pentes sont-ils influencés par la taille des éléments de rugosité en interaction avec la turbulence de l'écoulement ou encore à des variations dans la lithologie le long du profil longitudinal ?

Il s'agit d'autant de paramètres qui ne sont, à l'heure actuelle pas pris en compte dans les modèles d'hydrologie sous-glaciaire. Ce sont autant d'interrogations soulevées pour la Terre qui mériteraient d'être explorées davantage.

Les profils transversaux ne semblent pas discriminants entre certaines origines possibles de formation de vallées par un écoulement d'eau. Même si les vallées de sapement et les vallées tunnels ont souvent une forme en « U », les vallées fluviales possèdent des formes très variables. Le profil transversal de vallée ne semble donc pas adapté pour renseigner au mieux sur le climat d'autant plus qu'il s'agit d'une mesure locale. Il informe davantage sur la dynamique propre des vallées à un endroit le long du profil plutôt que sur les facteurs contrôlant cette dynamique.

II.1.4.3. La morphométrie des bassins versants

La forme du bassin de drainage a une influence majeure sur les relations hydrologiques dans les paysages. Il existe différents indicateurs morphométriques classiques pour caractériser cette forme. La relation entre l'aire du bassin et la longueur du chenal permet de décrire l'organisation spatiale et la structure des écoulements d'eau à travers la forme de bassin résultante. Sur Terre, il a été démontré que cette relation obéissait généralement à une loi de puissance :

$$L=1.4A^h \quad (14)$$

Où L est la longueur du drain le plus long depuis l'exutoire, A est l'aire drainée et h est l'exposant de Hack dont la valeur varie entre 0.5 et 0.7 sur Terre (Hack, 1957). Pour les très grands bassins terrestres h tend vers la valeur limite 0.5 (Montgomery et Dietrich, 1992). La relative stabilité de cet exposant illustre l'apparente homogénéité de structure des réseaux hydrographiques terrestres, qui ne dépend pas du taux de surrection moyen (Hurtrez et al., 1999).

La façon dont la pente varie en fonction de l'aire drainée décrit le relief du bassin de drainage. Sur Terre, il a été démontré que la pente S d'une rivière décroît avec l'aire drainée A en suivant une loi de puissance (Hack, 1957):

$$S=kA^{-\theta} \quad (15)$$

Avec θ , l'index de concavité de la rivière, compris entre 0.3 et 0.6, et k une constante empirique qui reflète les propriétés de la roche incisée et les mouvements verticaux du substratum. Dans cette équation, l'exposant θ est une mesure de la concavité du bassin qui rend compte du degré de développement de celui-ci. Plus grande est la valeur de l'exposant et plus la concavité du bassin est importante. Sur Terre, la valeur de cet exposant est comprise entre 0,3 et 0,6. Les bassins terrestres ont tendance à avoir une concavité significative induisant des pentes plus fortes à la périphérie du bassin. Les bords des bassins sont par conséquent marqués par des pentes importantes opposées formant des crêtes. Les bassins avec les plus faibles exposants de concavité sont ceux formés dans les zones de ruissellement sporadique et/ou là où le sapement par l'eau sous-terrain domine. En d'autres termes, sur la Terre, plus cet exposant est faible et plus la possibilité que le processus de sapement domine impliquant avec un climat semi-aride à aride.

Cette relation a été établie sur Terre, pour une large gamme de conditions climatiques et tectoniques ainsi que pour différentes tailles de bassin et de natures de roche (Gupta and Waymire, 1989 ; Lague et al., 2000 ; Sklar et Dietrich, 1998 ; Tucker et Bras, 1998). Elle présente toutefois une certaine variabilité qui s'explique par le fait que la géométrie des vallées soit de dimension fractale (Maritan et al., 1996 ; Rigon et al., 1996 ; Willemin, 2000).

En ce qui concerne les vallées de débâcle, leur bassin versant est inexistant en raison de la source locale et unique de ces événements. Il en est de même pour certaines vallées tunnels ; on peut observer des vallées individuelles sans tributaires dont l'espacement correspond à la largeur du bassin de drainage sous-glaciaire (quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres) (Attig et al., 1989 ; Kehew et al., 1999 ; Huuse and Lykke-Andersen, 2000 ; Praeg, 1996 ; Cutler, 2002 ; Praeg, 2003 ; Kehew and Kozlowski, 2007).

La morphométrie du bassin versant peut potentiellement renseigner sur le climat pour les vallées aériennes, mais il est difficile de discriminer des vallées tunnels car il n'y a pour l'heure pas eu d'étude de ce type réalisée les concernant. Rares sont les études menées à l'échelle du bassin versant pour les vallées tunnels, en raison notamment de la difficulté de reconstruction de l'intégralité de ce type de réseaux.

II.1.4.4. La morphologie et l'organisation des réseaux de drainage

- *Les réseaux de drainage fluviaux*

Les formes de drainage reflètent la structure interne d'un réseau de chenaux à l'intérieur d'un bassin versant, autrement dit, elles décrivent les façons dont les tributaires sont connectés les uns par rapport aux autres et par rapport à la rivière principale. Les formes de drainage sont principalement contrôlées par la topographie locale de surface ainsi que par la géologie et la structure en subsurface, bien que le sol et le climat peuvent également avoir une influence (Figure II.1-31) (Howard, 1967 ; Ritter, 2003 ; Charlton, 2008 ; Gabler et al., 2009 ; Zhang and Guilbert, 2012). Les réseaux de vallées dits dendritiques sont les plus communément rencontrés. Ce type de réseau ressemble aux veines d'une feuille d'arbre avec des tributaires qui rejoignent la vallée principale en formant des angles aigus. Ils se développent dans les terrains relativement homogènes dans lesquels il n'y a pas de contrôle géologique distinctif. L'absence d'obstacles structurellement contrôlés assure un transport optimal des sédiments vers l'aval à travers cette configuration. Dans beaucoup d'autres cas, la structure régionale exerce une influence significative sur la forme du système de drainage. Par exemple, le réseau en treillis est indicateur à la fois d'un fort pendage des couches et de la présence de strates sédimentaires plissées. Les chenaux principaux s'écoulent le long de vallées créées par des plis. Des tributaires courts sont connectés au chenal principal à des angles proches de 90°. Les réseaux parallèles se rencontrent principalement dans les terrains avec une pente régionale très importante, ou dans les régions où des affleurements allongés et parallèles de roches résistantes imposent une direction de drainage préférentielle. Les tributaires ont tendance à s'étendre de façon parallèle en suivant la pente de surface. Les réseaux rectangulaires sont communément observés dans les zones où se trouvent des fractures ou des failles orthogonales. Les réseaux de drainage radiaux et annulaires se développent autour d'un point central élevé (volcans et dômes structuraux). Les réseaux multi-bassins ou complexes se forment quand un système de drainage pré-existant a été perturbé. Ces réseaux sont typiquement observés dans les terrains calcaires ou dans les zones de matériaux d'origine glaciaire. Les réseaux de drainage tortueux se forment là où le réseau de drainage a été perturbé par la néotectonique et/ou l'activité volcanique.

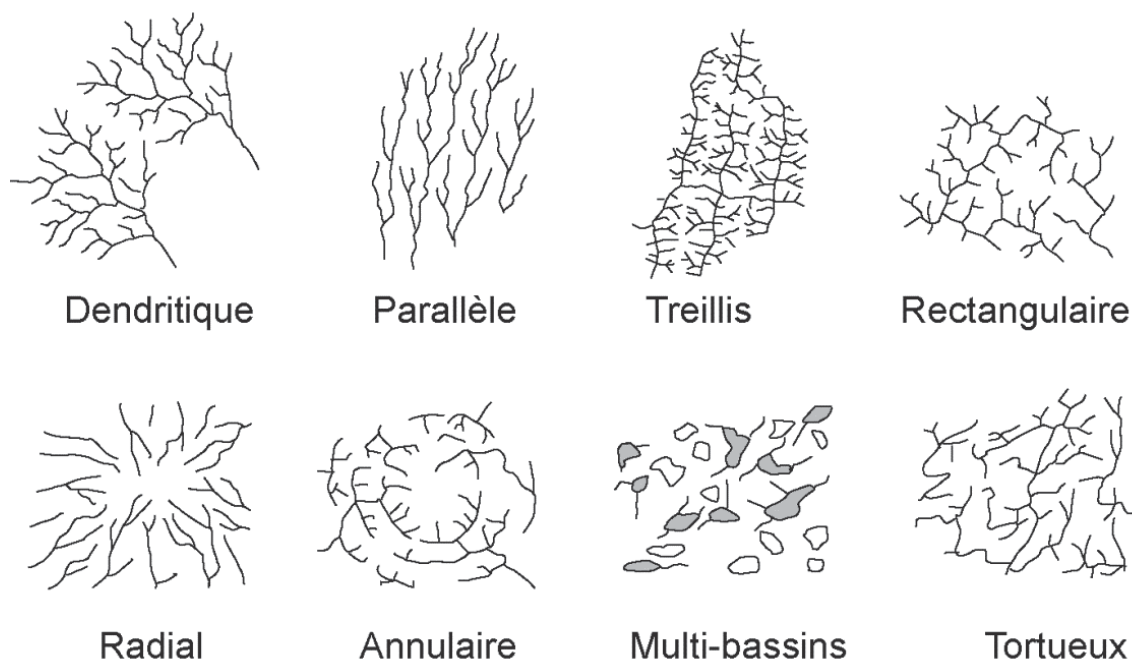


Figure II.1-31. Forme de plan des réseaux de drainages de vallées aériennes (Howard, 1967).

- *Les réseaux de drainage par sapement*

Les vallées de sapement peuvent posséder des tributaires qui se développent à partir des zones de susceptibilité (structures tectoniques ou changement majeur de lithologie) le long des murs de la vallée principale. Ces tributaires peuvent se développer en étant suspendus au-dessus de la vallée principale. La direction de croissance des réseaux de sapement imite les structures de sub-surface, donc le contrôle structural sur leur forme est très grand. Trois formes majeures de réseau de sapement sont évoquées : dendritique, en treillis et rectangulaire (Figure II.1-31). Quatre autres formes mineures ont été décrites : radiale, annulaire, centripète et parallèle (Figure II.1-31) (Easterbrook, 1999). Les formes de réseaux sont donc les mêmes que celles des vallées fluviales. Le processus de sapement étant le mode favorisé de formation de vallées en climat semi-aride et aride, cela vient appuyer le fait que la forme du réseau n'est pas essentiellement influencée par le climat sous lequel les vallées se développent.

- *Les vallées de débâcle*

La forme des vallées de débâcle est principalement contrainte par la topographie dans la région. Les vallées de débâcle peuvent former un vaste réseau anastomosé très diffus et non organisé en remplissant simplement les bas-reliefs (Figure II.1-32).

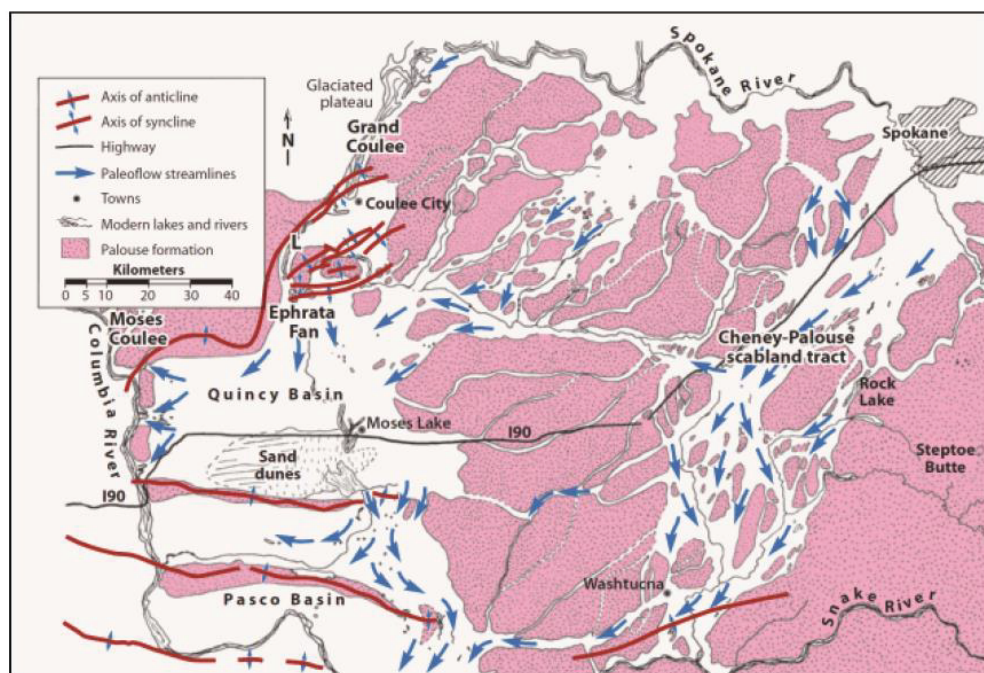


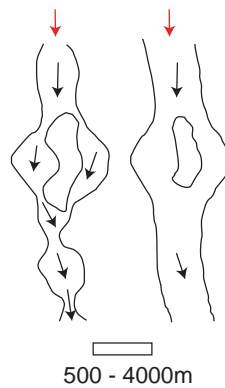
Figure II.1-32. Organisation spatiale des chenaux de débâcle des Scablands (Baker, 2008).

- *Les réseaux de drainage sous-glaciaires*

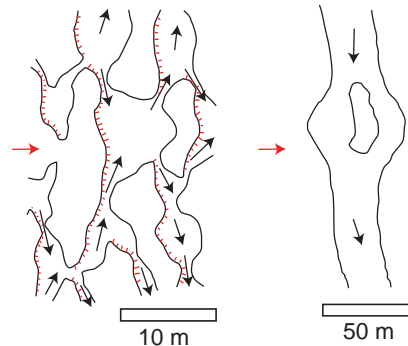
La forme en plan des réseaux de drainage sous-glaciaire est très variable. Les vallées tunnels peuvent former des réseaux complexes avec des tributaires bien développés et une organisation spatiale tout à fait similaire à celle des réseaux fluviaux aériens (Clayton, 1999 ; Johnson, 1999 ; Cutler, 2002). En effet, des réseaux dendritiques similaires aux réseaux fluviaux peuvent se développer là où la pente de surface de la glace est relativement faible et sur un substratum sous-glaciaire dans lequel le contrôle structural est limité. Des réseaux plus rectilignes peuvent se former lorsque le substratum sous-glaciaire présente des structures tectoniques (Huuse and Lykke-Andersen, 2000, Brennand and Shaw, 1994).

→ Direction d'écoulement de la glace

→ Direction d'écoulement d'eau liquide basale



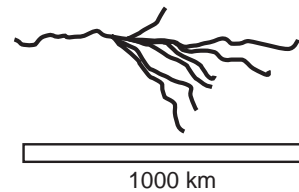
a. (d'après Sjogren et al., 2002)



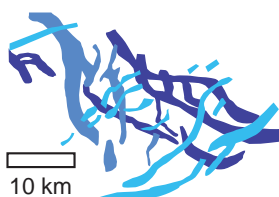
b. (d'après Kamb, 1987)



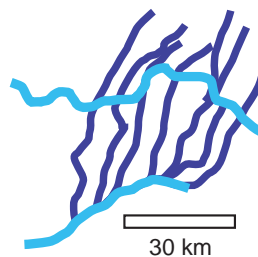
c. Isolées, sub-parallèle / radial
e.g. Minnesota / Wisconsin



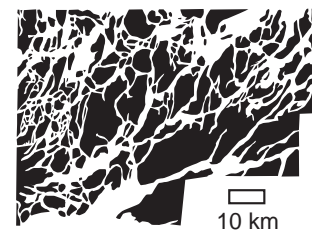
d. Convergent - prédiction d'après modèles
e.g. Antarctique (Graham et al., 2013)



e. Pseudo-anastomosé
e.g. Mer du Nord
(Jorgensen et Sandersen, 2006)



f. Pseudo-rectangulaire
e.g. Michigan
(Kozlowski et al., 2005)



g. Anastomosé / anabranché
e.g. Ontario
(Brennand et Shaw, 1994)

Figure II.1-33. Forme des réseaux de drainage sous-glaciaires. **a.** et **b.** Systèmes de drainage sous-glaciaires distribués (e.g. les systèmes de cavités connectées) avec chenalisation progressive. **c-g.** Systèmes de drainage sous-glaciaires en conduit. Les vallées schématisées en couleur correspondent à des âges différents de formation au sein d'un même ensemble, depuis le bleu foncé pour les vallées les plus anciennes jusqu'au bleu clair pour les plus récentes.

Toutefois, des réseaux de vallées tunnels pseudo-angulaires ont été décrits notamment dans le Michigan, où les deux orientations orthogonales des vallées reflètent des ré-avancées glaciaires d'âges différents (Figure II.1-33f) (Kehew et al., 1999 ; Kehew and Kozlowski, 2007 ; Kozlowski et al., 2005).

Les vallées tunnels sont en général parallèles aux lignes d'écoulement glaciaire (Hooke and Jennings, 2006) ce qui peut aboutir à des motifs radiaux subparallèles comme cela peut s'observer notamment dans le Minnesota, le Wisconsin, le Michigan ou encore la Colombie Britannique (Figure II.1-33c) (Wright, 1973 ; Mooers, 1989 ; Kehew et al., 1999 ; Kehew and Kozlowski, 2007 ; Kozlowski et al., 2005, Lesemann and Brennand, 2009). Des réseaux de vallées parallèles impliquent le contrôle de la bordure des marges glaciaires, c'est-à-dire là où la pente de surface de la glace est la plus importante.

Les réseaux de vallées sous-glaciaires peuvent aussi ressembler aux réseaux anastomosés de chenaux de débâcle. Dans ce cas-ci, soit la forme résultante du réseau est dite pseudo-anastomosée, en raison de multiples épisodes de vidanges sous-glaciaires pouvant former des vallées qui s'entrecoupent mais qui ont un âge différent, soit l'ensemble forme un vaste réseau anastomosé sur plusieurs centaines de kilomètres de large (Figures II.1-33e, g) (Brennand and Shaw, 1994 ; Huuse and Lykke-Andersen, 2000 ; Jorgensen and Sandersen, 2006 ; Brennand et al., 2006).

Outre ces paléo-vallées, des modèles numériques permettent d'estimer que les chemins de drainage sous-glaciaires actuels, notamment en Antarctique peuvent former des réseaux dits convergents lorsqu'il y a une capture du réseau hydrologique environnant (Livingstone et al., 2013).

L'observation de l'ensemble de ces caractéristiques communes, propres aux vallées tunnels, met en évidence les différents contrôles influençant les systèmes sous-glaciaires. Les facteurs contrôlant la localisation, la taille et la forme de vallées tunnels ainsi que leur organisation spatiale dépendent de la structure générale de la calotte glaciaire, de sa dynamique, en association avec la lithologie et la structure du substrat sous-glaciaire (Piotrowski, 1994; Ehlers, 1996 ; Huuse and Lykke-Andersen, 2000).

La forme en plan des réseaux de vallées dépend essentiellement de la topographie, de la lithologie et de la structure du substratum érodé ainsi que de la dynamique et la structure de la glace le cas échéant. En revanche, le climat n'intervient pas comme facteur de contrôle principal de la forme en plan des réseaux de vallées, même si certaines particularités semblent émerger pour les vallées tunnels.

- *Hiérarchisation des systèmes de drainage*

Outre leur description morphologique, les systèmes de vallées peuvent être décrits par leur degré d'organisation spatiale. Ce degré de hiérarchisation des systèmes peut être quantifié par l'utilisation du schéma de Strahler (1958,1964). Dans ce schéma, les tributaires les plus petits et périphériques sont désignés comme étant d'ordre I . La convergence de deux drains d'ordre égal u résulte en un drain d'ordre $u+1$; la convergence de drains d'ordre inégal résulte en un drain qui correspond à l'ordre le plus élevé des deux drains convergents. L'ordre du réseau correspond à celui du drain qui possède l'ordre le plus élevé. Ce schéma permet de décrire le développement d'un réseau de drainage d'un bassin versant. Il existe d'autres systèmes de hiérarchisation qui caractérisent l'organisation spatiale d'un système (Ehrenfeucht et al., 1981 ; Arenas et al., 2004).

Un ordre très élevé est significatif d'un système chenalisant qui a atteint les limites de son bassin versant, c'est-à-dire que la tête du réseau était confondue avec les limites du réseau, ce qui correspond, en général à un climat avec des précipitations abondantes. Si l'on considère pour une même pente un ordre peu élevé, cela signifie que le système est peu développé reflète probablement d'un climat avec moins de précipitations.

Cette classification permet d'avoir des indices sur plusieurs des caractéristiques du réseau du bassin versant à savoir :

- Sa lithologie : plus le substratum du bassin versant sera perméable, moins il y a de ruissellement de surface et la quantité d'eau transportée en surface pendant une période de fort débit.
- Son âge : plus le réseau est vieux, plus il sera ramifié avec un ordre élevé.
- Sa densité de drainage (longueur de drain par unité d'aire)

Sur Terre, il a été observé que la densité de drainage dépend entre autres de la structure, de la lithologie, de la topographie, du climat et de l'âge des terrains incisés, mais aussi de l'échelle d'observation et du stade de développement du système (Glock, 1931; Johnson, 1933 ; Horton, 1945 ; Marcus, 1980 ; Abrahams, 1984). Cette densité est généralement faible pour des écoulements centralisés et élevée pour d'importantes quantités d'eau transportées en surface pendant une période de fort débit, des roches imperméables et des reliefs élevés. Elle reflète la tendance du bassin versant à générer du ruissellement de surface et l'érodabilité du matériel de surface (Gabler et al., 2009). Ainsi une forte densité de drainage reflète une infiltration limitée qui favorise le ruissellement de surface et/ou la présence de roches hautement érodables et imperméables (Gabler et al., 2009). Elle ne peut pas être analysée sur la base du climat uniquement (Rodríguez-Iturbe and Escobar, 1982). En particulier, sur Terre, le climat influence l'existence et la répartition du couvert végétal dont la présence en abondance tend à inhiber le ruissellement de surface au profit de l'infiltration (Charlton, 2008, Gabler et al., 2009). Ainsi les badlands, en climat aride ou semi-aride, peuvent posséder une densité de drainage élevée (125 km^{-1}) tandis que des collines de granites sous un climat humide peuvent avoir une densité de drainage de seulement 5 km^{-1} (Gabler et al., 2009).

La densité de drainage varie grandement à la fois à l'échelle locale et régionale. Les densités de drainage varient sur Terre dans une gamme de 2 à 30 km^{-1} pour les vallées fluviales (Carr, 2006). Les systèmes de vallées de sapement possèdent un degré d'organisation spatiale et une densité de drainage plus faibles que les vallées fluviales jusqu'à $0,3 \text{ km}^{-1}$ dans les climats les plus arides (e.g. Laity and Malin, 1985 ; Carr and Chuang, 1997 ; Carr and Malin, 2000 ; Cabrol and Grin, 2001). La densité de drainage des vallées tunnels est plus élevée dans les substratums les moins perméables donc dépend énormément de la lithologie mais aussi et surtout de la pression de fluide (e.g. Boulton and Hindmarsh, 1987). Les systèmes de vallées tunnels sont restreints généralement à un ou quelques tunnels principaux. Les conduits les plus larges ont tendance à s'agrandir aux dépens des plus petits car leur pression de fluide est moins élevée (Kamb, 1987 ; Attig et al., 1989 ; Kehew et al., 1999 ; Huuse and Lykke-Andersen, 2000 ; Praeg, 1996; Cutler, 2002 ; Praeg, 2003 ; Kehew and Kozlowski, 2007).

| Localisation | Vallée tunnel | | | | Forme de profil longitudinal | Forme du réseau | Mode de formation | Substrat incisé |
|---|---------------|------------|------------|--|---|---|--|-----------------|
| | Longueur | Largeur | Profondeur | | | | | |
| USA Minnesota et Wisconsin *Wright, 1973; Mooers, 1989 Michigan *Kehew et al., 1999; Cutler, 2002; Kehew and Kozlowski, 2007; Kozlowski et al., 2005 *Sjogren et al., 2002 | 150 km | 500m-1km | 10-70m | Ondulé | Radial subparallèle, complexe anabranché | Vidanges brutales en conduits haute pression submarginaux | Socle rocheux cristallin et sédimentaire | |
| | 250km | 0,5-4km | 50m | Ondulé | Radial subparallèle (largeur des réseaux de drainage : 7-10km), complexe anabranché, pseudo-angulaire | Vidanges brutales en conduits haute pression submarginaux | Socle sédimentaire induré | |
| | 100km | 0,5-4km | 15-50m | Ondulé | Subparallèle, anabranché | Chenalisation progressive par système de cavités connectée | | |
| Canada Colombie Britannique *Leseman and Brennand, 2009 Alberta *Sjogren et al., 2002 *Beaney, 2002; Rains et al., 2002 Ontario *Brennand and Shaw, 1994; Brennand et al., 2006 | 100km | 0,06- 5 km | 30-200m | Ondulé (amplitude contre-pente : 450m) | Radial subparallèle, complexe anabranché | Vidanges brutales en conduits haute pression submarginaux | Socle rocheux cristallin | |
| | 100km | 0,5-4km | 15-50m | Ondulé | Subparallèle, anabranché | Chenalisation progressive par système de cavités connectée | Socle sédimentaire induré | |
| | 40km | 5km | 100m | Ondulé (amplitude contre-pente : 5-100m) | Réseau anastomosé global sur plusieurs centaines de km de large | Vidange cataclysmique (Livingstone Lake Event) | Socle sédimentaire induré | |
| Europe du Nord Danemark *Jorgensen and Sandersen, 2006 Mer du Nord *Huuse and Lykke-Andersen, 2000; Praeg, 1996, 2003 | 40km | 7km | 100-200m | Ondulé (amplitude contre-pente : 5-100m) | Réseau anastomosé global sur plusieurs centaines de km de large | Vidange cataclysmique (Evènement Algonquin) | Socle rocheux cristallin et sédimentaire | |
| | 10-70km | 0,5-4km | 50-350m | Ondulé (amplitude contre-pente : 50-200m) | Pseudo- anastomosé (les vallées s'entrecroisent mais sont d'âges différents), largeur des réseaux de drainage : 10 km | Multiplés vidanges épisodiques en conduits à pression modérée | Socle sédimentaire induré | |
| Antarctique * Ross et al., 2014 | 300km | 25km | 3km | N/A | Canyon isolé | Vidanges brutales en conduits haute pression submarginaux | Socle rocheux cristallin | |

Tableau II.1 - 34. Tableau récapitulatif des caractéristiques des vallées tunnel observées sur Terre.

Conclusion

Les systèmes de vallées fluviales et de débâcle, de sapement et sous-glaciaires ont pour point commun d'avoir été creusés par des écoulements d'eau liquide. Cependant, ces vallées présentent des critères discriminants propres à leurs processus et environnements de formation, notamment en ce qui concerne leur morphologie générale, leurs dimensions, leurs profils longitudinaux, leur organisation spatiale et la géométrie de leurs réseaux. Ces caractéristiques distinctives entre les systèmes de vallées fluviales, de sapement et sous-glaciaires sont synthétisées dans les Tableaux II.1 – 34 et 35.

À présent que nous avons décrit les paramètres morphologiques et morphométriques pour chaque type principal de vallées formées par des écoulements d'eau liquide, il en ressort que le profil longitudinal apparaît comme étant un critère pertinent à utiliser si l'on s'intéresse au climat. La relation entre le profil longitudinal avec les conditions climatiques se traduit par la forme de profil intimement liée aux types d'écoulements dont il est question (aériens continus/catastrophiques, souterrains, sous-glaciaires). La forme des profils longitudinaux est un critère qui renseigne relativement bien sur le lien entre le climat et l'érosion des vallées dans leur ensemble. Des vallées alimentées par des précipitations de surface, des écoulements souterrains ou sous-glaciaires possèdent un lien particulier avec le climat qui se révèle par la forme de leur profil longitudinal.

| | Vallées fluviales | Vallées de sapement | Vallées sous-glaciaires |
|---|--|--|--|
| Largeur de la vallée | augmente vers l'aval | constante | constante |
| Tête de la vallée | fuselée, graduelle | pentue, amphithéâtre | apparition spontanée |
| Profil longitudinal | Concave (à l'équilibre) | linéaire | ondulé |
| Profil transversal | V à U | U | U |
| Rapport profondeur/largeur ¹ | élevé | faible-moyen | faible |
| Forme du réseau | Dendritique, Parallèle, Treillis, Rectangulaire, Radial, Annulaire, Multi-bassins, Tortueux | > Dendritique, treillis, rectangulaire (principaux) > Radiale, annulaire, centripète, parallèle (secondaires) | Vallées isolées, discontinues ou organisées en réseaux similaires aux vallées fluviales |
| Facteur de contrôle dominant | -Le climat (précipitations) -La topographie -La lithologie et la structure du substrat | -La lithologie et la structure du substrat - La topographie | - Le climat (dynamique et structure de calotte glaciaire) - La lithologie et la structure du substrat |
| Densité de drainage | forte | faible | faible |

* Rapport du nombre total de tributaires pour un ordre donné sur celui d'ordre suivant plus élevé.

¹ Huuse and Lykke-Andersen, 2000

Tableau II.1-35. Caractéristiques morphologiques et morphométriques distinctives des vallées fluviales, de sapement et sous-glaciaires.

II.2. Les vallées martiennes

Introduction

Parmi les traces d'activité hydrologique sur la surface de Mars, les vallées sont des objets morphologiques particulièrement intéressants. Ces formes du paysage, qui ont été observées pour la première fois en 1972 pendant la mission Mariner 9 (Masursky, 1973), ont bouleversé notre vision de Mars et fait l'objet de controverses et d'intérêts considérables depuis. L'une des principales questions est de comprendre l'implication de ces vallées en termes de climat. Si la plupart des auteurs s'accordent sur le fait que l'érosion par des écoulements d'eau liquide a joué un rôle prépondérant dans leur formation, leurs conclusions quant aux conditions climatiques sous lesquelles ces écoulements se sont produits varient considérablement. Jusqu'à récemment les discussions sur les vallées et les chenaux de débâcle martiens étaient largement limitées à ce qui pouvait être déduit de leur apparence en image. L'acquisition de nouvelles données d'imagerie à haute résolution (HRSC, CTX, HiRISE) et de données topographiques permet maintenant une analyse des propriétés tridimensionnelles des vallées, des chenaux de débâcle et de leurs bassins versants. Nous décrirons dans une première partie les caractéristiques morphologiques des vallées martiennes, en général, ainsi que les hypothèses avancées concernant leurs mécanismes de formation. Une seconde partie sera dédiée aux caractéristiques morphométriques des vallées martiennes en utilisant des critères présentés en partie II.1 et qui sont contrôlés principalement par les interactions entre le climat, la topographie et la lithologie.

II.2.1. Caractéristiques morphologiques et mécanismes de formation des vallées martiennes

Cette partie présente une typologie des vallées martiennes classées en fonction de leurs éléments morphologiques caractéristiques. Chaque classe morphologique est brièvement décrite et s'accompagne des interprétations proposées quant aux mécanismes de formation des vallées.

Les « chenaux de débâcle »

Le terme « chenaux de débâcle » est communément employé pour décrire ces objets se distinguant par leur morphologie très singulière. Les premières observations notables font apparaître que les « chenaux de débâcle » martiens débutent de façon soudaine, ne possèdent pas de tributaires, ni de bassin de drainage clairement défini (Figures II.2-1 et 2). Ils possèdent généralement une sinuosité très faible, un rapport largeur / profondeur très élevé avec pour la plupart d'entre eux la largeur de la vallée qui est aussi celle du chenal (e.g ; Milton, 1973 ; Carr, 1974 ; Carr et al., 1976 ; Masursky et al., 1977 ; Baker, 1982 ; Carr, 2006). Sur leurs fonds, on peut identifier de nombreuses formes telles que des îles en formes de larmes autour desquels l'écoulement a divergé et convergé conférant à ces chenaux une apparence localement tressée en carte (e.g. Lucchitta, 1982) (Figures II.2-1 et 2). Entre les îles, le passage de l'écoulement peut être marqué par des cannelures longitudinales subparallèles et étroitement espacées (Figure II.2-3). Plus rarement la surface cannelée possède une apparence rugueuse, gravée comme si des matériaux de surface avaient été arrachés formant à certains endroits des cascades ou têtes en amphithéâtres (Figures II.2-3 et 4). Les chenaux, les cannelures longitudinales, les cascades et les îles renseignent sur la direction de l'écoulement. Ce sont autant de caractéristiques

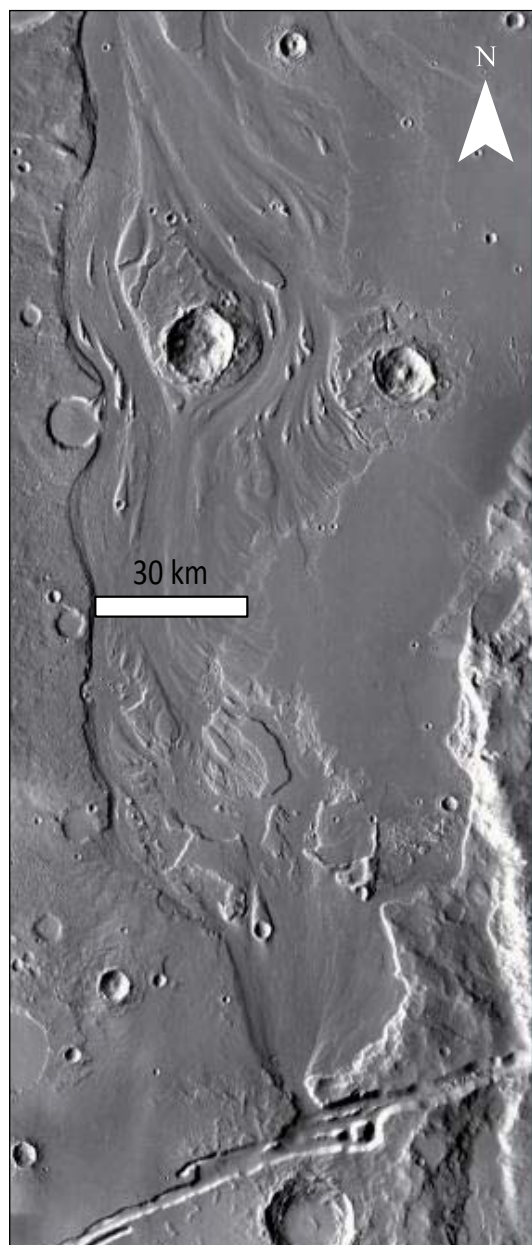


Figure II.2 – 1. Mangala Vallis. Le chenal débute dans une fracture et correspond à la vallée elle-même. Notez la présence d'îles en forme de larme autour desquelles l'écoulement a divergé et convergé.



Figure II.2 – 3. Cannelure longitudinale et têtes en amphithéâtre dans le fond de Kasei vallis.

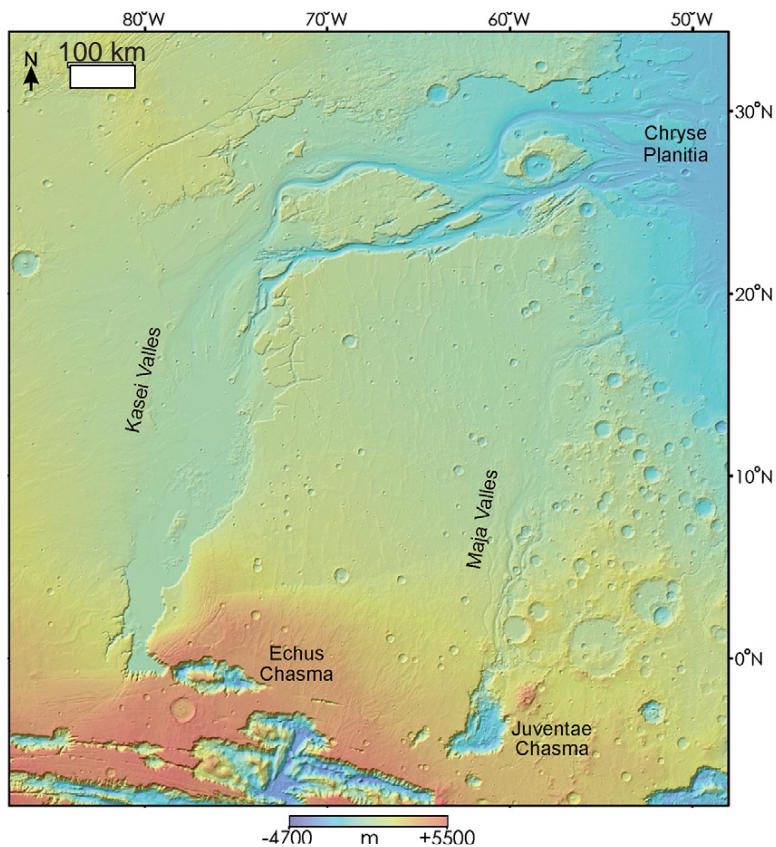


Figure II.2 – 2. Kasei et Maja Valles. Kasei vallis débute dans une dépression topographique à l'Ouest d'Echus Chasma. Le système de Maja Valles débute dans Juventae Chasma. Les deux chenaux de débâcle s'étendent vers le Nord dans Chryse Planitia (modifié d'après Leverington, 2011).

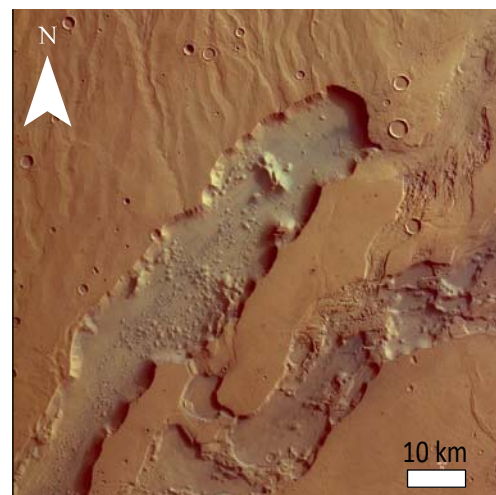


Figure II.2 – 4. Dao Vallis et sa tête en amphithéâtre à proximité d'Hadriacus Mons (esa/dlr/FU Berlin - Neukum).

morphologiques remarquables que ces chenaux d'écoulements majeurs martiens partagent avec les chenaux de débâcle terrestres (Baker and Nummedal, 1978).

Les « chenaux de débâcle » les plus grands de la planète sont localisés autour de Chryse Planitia et sont généralement initiés à partir de terrains chaotiques ou chaos (dépressions plus ou moins closes remplies de décombres) (Figures II.2-2). Kasei Vallis, le plus large d'entre eux peut être suivi sur 3500 km, mesure 400 km de large à son exutoire et jusqu'à 2,5 km de profondeur par endroits (Figure II.2-2) (Carr, 2006).

D'autres « chenaux de débâcle » sont localisés dans les régions allant d'Amazonis Planitia à Elysium Planitia (165-215°E) (Figure II.2-12). Le plus grand dans la région d'Amazonis Planitia est Mangala Vallis qui mesure environ 1400 km de long pour une largeur de 100 km (Figures II.2-1). Ce chenal est initié à partir d'une encoche dans le mur d'une fracture. Quelques-uns des chenaux les plus jeunes de la planète tel qu'Athabasca Vallis se situent dans les régions de Cerberus Fossae et Tartarus Colles qui séparent Amazonis Planitia d'Elysium (10°N,157°E) (Figure II.2-12). Ils commencent également au niveau de grabens. D'autres sont localisés à l'Ouest du complexe volcanique d'Elysium entre 125-140°E et 15-35°N (Figure II.2-12). Ils débutent eux aussi dans des grabens radiaux sur le dôme d'Elysium et s'étendent sur plusieurs centaines de km avant de finir dans le bassin d'Utopia (Carr, 2006).

Les chenaux tels que Dao Vallis, Niger Vallis et Harmakhis Vallis ont été initiés en bordure du bassin d'Hellas et s'étendent sur plus de 1000 km à l'intérieur de celui-ci (Crown et al., 1992) (Figures II.2-12).

Les débits estimés de ces écoulements varient de $10^4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Williams et al., 2000) à $10^9 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Robinson et Tanaka, 1990), avec la plupart des estimations aux alentours de $10^7 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Par comparaison le débit du Mississippi est de $3.10^4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et celui de la débâcle du lac Missoula qui a générée les Scablands est estimé à $10^7 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Baker, 1982). Les débits estimés sont tellement élevés que l'écoulement n'a pas pu avoir comme unique origine le ruissellement de surface induit par des précipitations. Une forme de stockage, suivi d'une décharge rapide du volume stocké, a été nécessaire. L'hypothèse que ces structures aient été érodées par des écoulements catastrophiques de grande ampleur a très rapidement été envisagée (e.g. Baker and Milton, 1974 ; Baker, 1982) et reste l'hypothèse la plus couramment admise à ce jour.

Le fait que de nombreux chenaux commencent de façon soudaine suggère que certains de ces écoulements résultent d'éruptions massives d'eau souterrains (e.g. Head et al., 2003 ; Harrison and Grimm, 2004 ; Manga, 2004). Carr (1979) propose que certaines de ces vallées aient été érodées par de puissants débits induits par de fortes pressions hydrostatiques dans un aquifère piégé sous une cryosphère épaisse. La rupture de la cryosphère qui provoque la décharge brutale d'eau a pu être purement tectonique (activité de failles) (Carr, 1979 ; Burr et al., 2002 ; Manga, 2004 ; Hanna and Phillips, 2005), ou bien accompagnée de volcanisme (mise en place de dikes) (Head et al., 2003) ou encore déclenchée par des impacts locaux ou distants (Carr, 2006).

Certains chenaux de débâcles pourraient résulter de décharges catastrophiques de lacs couverts de glace ou liées à la fonte brutale de glace (McCauley, 1978 ; Lucchitta, 1982). Cela a notamment pu être le cas dans l'extrémité Est de Valles Marineris. Ces canyons, qu'ils aient été remplis de glace avec de l'eau de fonte présente à la base ou bien de lacs couverts de glace, ont pu être drainés de façon catastrophiques et éroder des « chenaux de débâcles » notamment ceux de Tiu et Simud (Ivanov and Head, 2001). Une mixité de l'érosion par la glace et l'eau a été suggérée par Lucchitta (1982) pour expliquer les formes sculptées au fond de certains chenaux de débâcle dont Tiu, Simud et Kasei Valles. Arfstrom (2013) évoque également une origine sous-glaciaire du chenal interne de Kasei Vallis.

La fonte basale de glace de surface a pu être une cause additionnelle aux pôles. Certains chenaux directement connectés aux pôles ont pu être érodés par une décharge catastrophique d'eau de fonte provenant de sous les calottes (Clifford, 1987 ; Fishbaugh and Head, 2002), comme la formation des jökulhlaups islandais (Thorarinsson, 1957 ; Roberts, 2005).

Les chenaux de débâcle existent dans différentes régions de Mars et débutent dans différents types de terrains géologiques. Leur répartition indiquerait l'abondance d'eau et de glace d'eau dans la croûte martienne. Il existe un consensus sur le fait qu'ils aient été incisés par des décharges épisodiques brutales (de quelques jours). Ce mode de formation ne requiert pas nécessairement des conditions de stabilité de l'eau liquide sur la surface de Mars. Par conséquent ils nous renseignent très peu sur les conditions climatiques sous lesquelles ils se sont développés, excepté si leur processus de formation implique la présence de glace en surface ou dans le sous-sol protégeant un réservoir d'eau liquide (écoulement de type jökulhlaup).

Les vallées de « débordement » ou anastomosées

Quelques vallées forment des réseaux anastomosés (Carr et Malin, 2000), pouvant indiquer qu'elles ont débordé et qu'elles ne sont pas simplement formées par l'incision verticale d'un chenal central. D'autres indications possibles de débordement sont la présence de structures ressemblant à des levées bordant parfois ce type de vallée.

Le chenal correspond à la vallée probablement formée lors d'un ou plusieurs écoulements majeurs, comme pour les chenaux de débâcles, plutôt que par une érosion lente. Une autre possibilité est que ce type de vallées se soit formé par une combinaison d'écoulements majeurs soudains et d'écoulements continus. Typiquement ces vallées sont intermédiaires, en termes de taille et de morphologie observées, entre les vallées incisées par un écoulement plus ou moins continu et les chenaux de débâcle incisés par des écoulements catastrophiques de grande ampleur.

Ma'adim Vallis, par exemple, est une vallée particulièrement large (10 km) et profondément incisée (jusqu'à 2 km de profondeur), qui a un fond plat tout comme les chenaux de débâcle, mais contrairement à eux, elle possède des tributaires (Figure II.2-5). Ma'adim Vallis a été interprétée comme résultant, en partie, de la décharge catastrophique d'un lac d'environ 1.10^6 km^3 (Irwin et al., 2002).

Les vallées organisées

La plupart des vallées martiennes organisées en réseaux sont étroites, généralement de 1 à 4 km de largeur, par rapport à leurs longueurs qui peuvent aller jusqu'à plus de 2000 km (e.g. Williams and Phillips, 2001 ; Carr, 2006). La majeure partie de ces vallées possèdent une largeur et une profondeur constantes sur toute leur longueur, malgré la présence de tributaires (Baker and Partridge, 1986 ; Goldspiel et al., 1993). Elles ressemblent donc plus à des chenaux qu'à la plupart des vallées terrestres, qui ont tendance à devenir plus larges et moins profondes vers l'aval. Les plus grandes vallées martiennes ont des profondeurs de l'ordre de 50 à 200 m par rapport aux surfaces sur lesquelles elles se sont développées (Williams and Phillips, 2001). Elles ont généralement une section transversale en forme de « V », plus rarement en « U » (Goldspiel et al., 1993 ; Williams and Phillips, 2001). Si cette forme en « V » est d'origine, elle peut être imputée directement au mécanisme d'incision des chenaux. Cependant, cette forme en « V » peut aussi résulter de l'évolution de la vallée au cours du temps lorsque du matériel provenant des murs, des sédiments éoliens ou d'autres débris se sont accumulés sous forme de tabliers de débris sur les

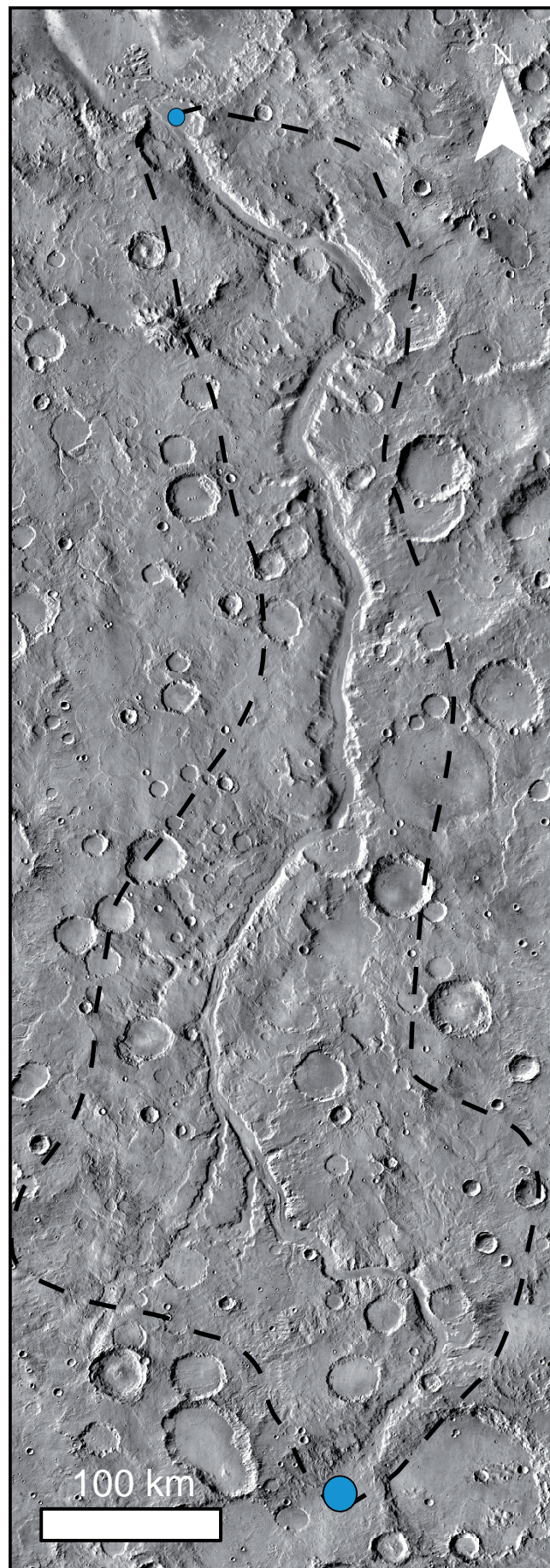


Figure II.2 – 5. Ma'adim Vallis, une vallée d'écoulement majeur : intermédiaire entre les réseaux de vallées et les chenaux de débâcle. La ligne en pointillés délimite le bassin versant. Les points bleus correspondent aux extrémités de la vallée, le plus grand localisant la tête de la vallée et le plus petit son exutoire.

flancs et le fond de la vallée (Goldspiel et al., 1993 ; Carr and Malin, 2000 ; Williams and Phillips, 2001). Néanmoins, cette possibilité ne concerne que les vallées à faible largeur pour lesquelles les tabliers de débris provenant de la déstabilisation des murs peuvent se rejoindre au centre (Carr and Malin, 2000; Williams and Phillips, 2001). Certaines vallées, comme Nanedi Vallis, ont originellement contenu un chenal interne (Figure II.2–10) (Malin et Edgett, 2001). Le chenal interne de Nanedi Vallis ne mesure que 200 m de large pour 20 m de profondeur tandis que la vallée en elle-même mesure 4 km de large pour 1 km de profondeur (Malin and Edgett, 2001 ; Irwin et al., 2005 ; Gregoire-Mazzocco et al., 2006). Cependant, de tels chenaux internes ne sont pas observés fréquemment, peut être en raison de leur petite taille qui les rendrait vulnérables à l'enfouissement par des dépôts postérieurs et qui pourrait éventuellement rendre leur observation difficile sur les images et MNT à faible résolution, ou plus simplement parce qu'il est possible que certaines vallées n'aient jamais contenu de chenal interne (Carr and Malin, 2000 ; Irwin et al., 2005 ; Jaumann et al., 2005 ; Som et al., 2009). D'autres vallées possèdent un chenal interne non originel dans leur partie aval, vraisemblablement dû à une phase de ré-incision tardive (Irwin et al., 2005 ; Howard et al., 2005).

En plan, la plupart des réseaux de vallées martiens organisés présentent un manque de hiérarchisation et d'organisation (Carr and Chuang, 1997 ; Cabrol and Grin, 2001 ; Gulick, 2001 ; Stepinski and Collier, 2004). Lorsqu'ils sont présents, leurs tributaires possèdent généralement une largeur constante (e.g. Carr, 2006). Ces derniers, parfois très longs, drainent directement dans la vallée principale, contrairement à ce que l'on observe fréquemment dans les réseaux fluviaux terrestres, où les plus petits tributaires rejoignent toujours des tributaires plus grands en s'élargissant jusqu'à atteindre la vallée principale qui elle-même s'élargit de l'amont à l'aval. De nombreux réseaux possèdent un très faible degré d'intégration, ce qui les rend difficilement comparables aux réseaux de vallées fluviales rencontrés sur Terre (Gulick, 2001). Par ailleurs, tous les réseaux de vallées martiennes ne suivent pas un système hiérarchisé et ordonné simple. Certains réseaux de vallées se connectent non seulement en amont mais aussi en aval pour former au final un motif complexe (Carr, 1996). De tels réseaux sont topologiquement différents des systèmes aériens de rivières terrestres et ne peuvent être ordonnés par les schémas classiquement utilisés pour caractériser les réseaux de vallées terrestres. Toutefois, de rares réseaux bien organisés et présentant une hiérarchisation allant jusqu'à l'ordre sept de Strahler ont été observés comme le réseau Warrego Valles, au Sud de Thaumasia Planum (42°S-93°W) (Ansan and Mangold, 2006). Ce réseau est souvent cité comme exemple pour sa similitude apparente avec les réseaux de vallées fluviales terrestres (Figure II.2-6). Il s'agit d'un réseau plutôt parallèle sur ses bords et dendritique au centre, ce qui lui confère un aspect digité (Pieri, 1980 ; Ansan and Mangold, 2006).

Dans d'autres régions fortement pentues telles que les murs de cratères et les volcans, les vallées sont communément pseudo-isolées et pseudo-parallèles entre elles : elles ne forment pas de réseaux bien intégrés (Fassett and Head, 2006 ; 2007). Certaines des surfaces les plus riches en vallées sont localisées sur les flancs de volcans (Gulick and Baker, 1990). Les flancs d'Alba Patera, Hecates Tholus et Ceraunius Tholus par exemple, présentent des vallées subparallèles à parallèles qui forment un motif radial (Figures II.2-7) (Fassett and Head, 2006 ; 2007). Les vallées individuelles peuvent parfois se brancher entre elles, formant localement un réseau en tresse (Fassett and Head, 2006 ; 2007).

Au vue de ces différents éléments de morphologie, il a été proposé que les vallées martiennes soient de proches analogues des vallées fluviales terrestres, et qu'elles aient été incisées par du ruissellement de surface suivant les précipitations sous des conditions proches de celles qui règnent sur la Terre actuelle (e.g. Carr and Clow, 1981 ; Baker, 1982, 1985 ; Craddock and Howard, 2002 ; Mangold et al., 2004 ; Howard et al., 2005 ; Irwin et al., 2005 ; Ansan and

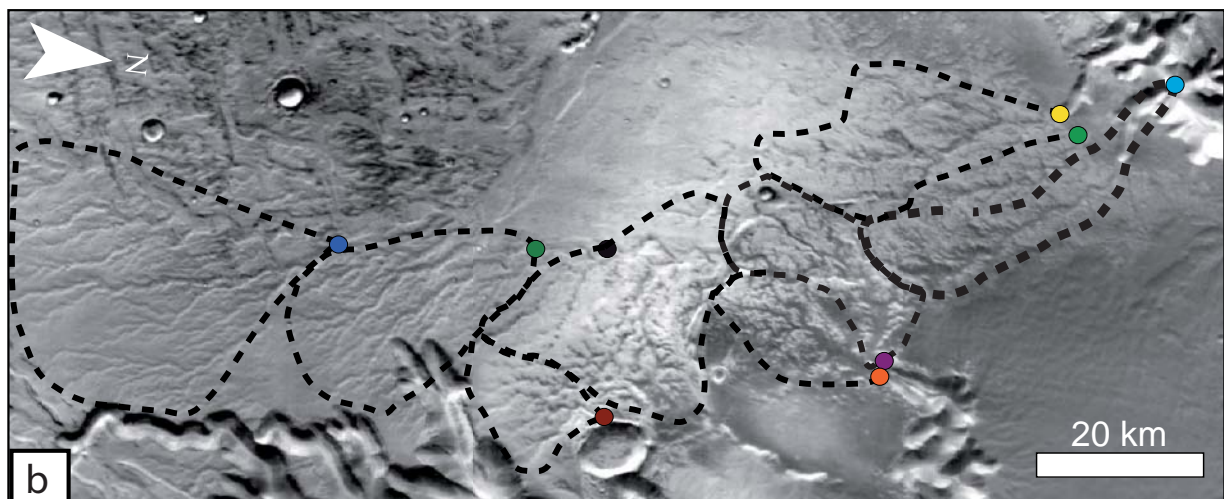
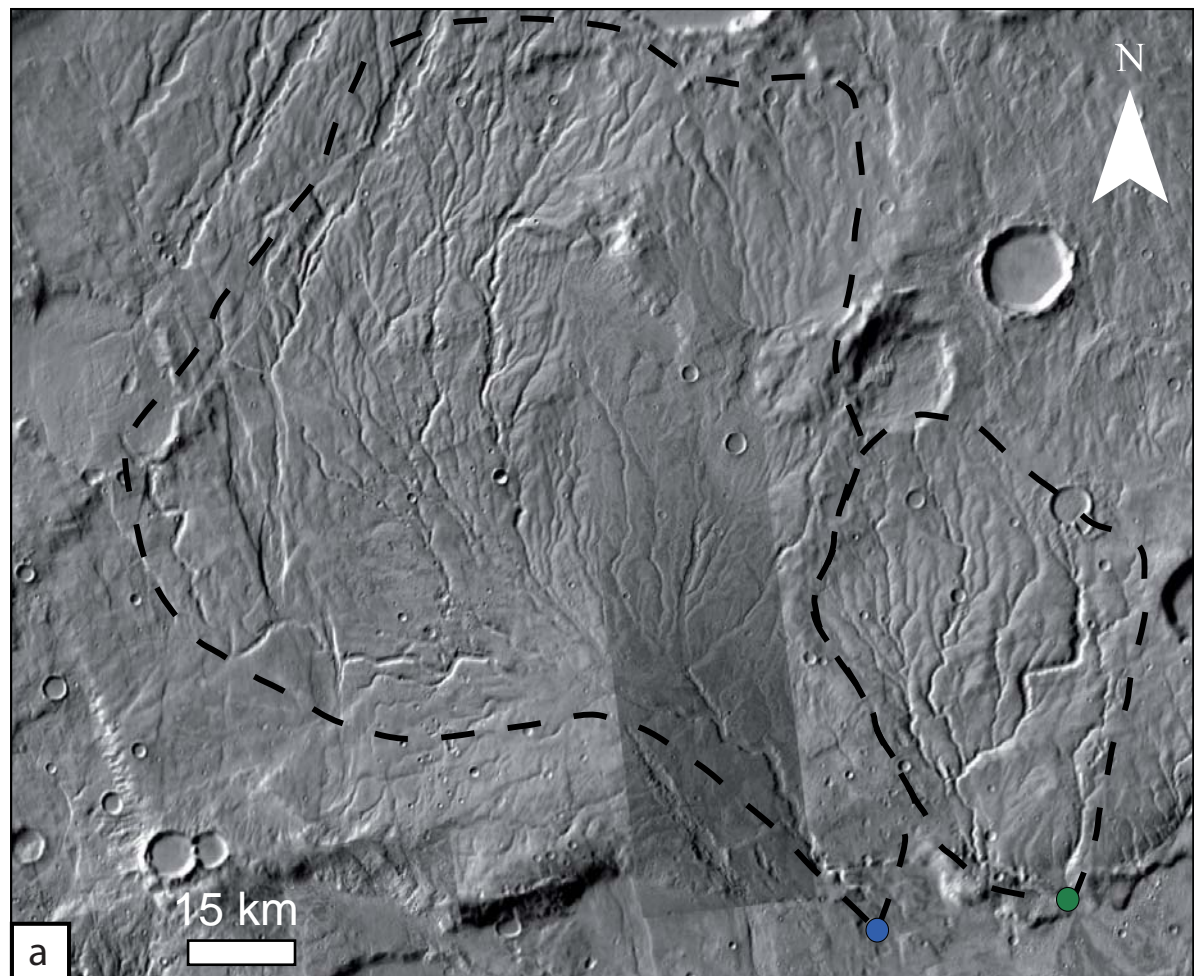


Figure II.2 – 6. Exemples de réseaux de vallées martiennes. Les lignes en pointillés correspondent aux limites des bassins versants. Les points de couleur correspondent aux exutoires des bassins versants. **a.** Réseau dendritique de Warrego Valles. **b.** Réseaux dendritiques à l’Ouest d’Echus Chasma.

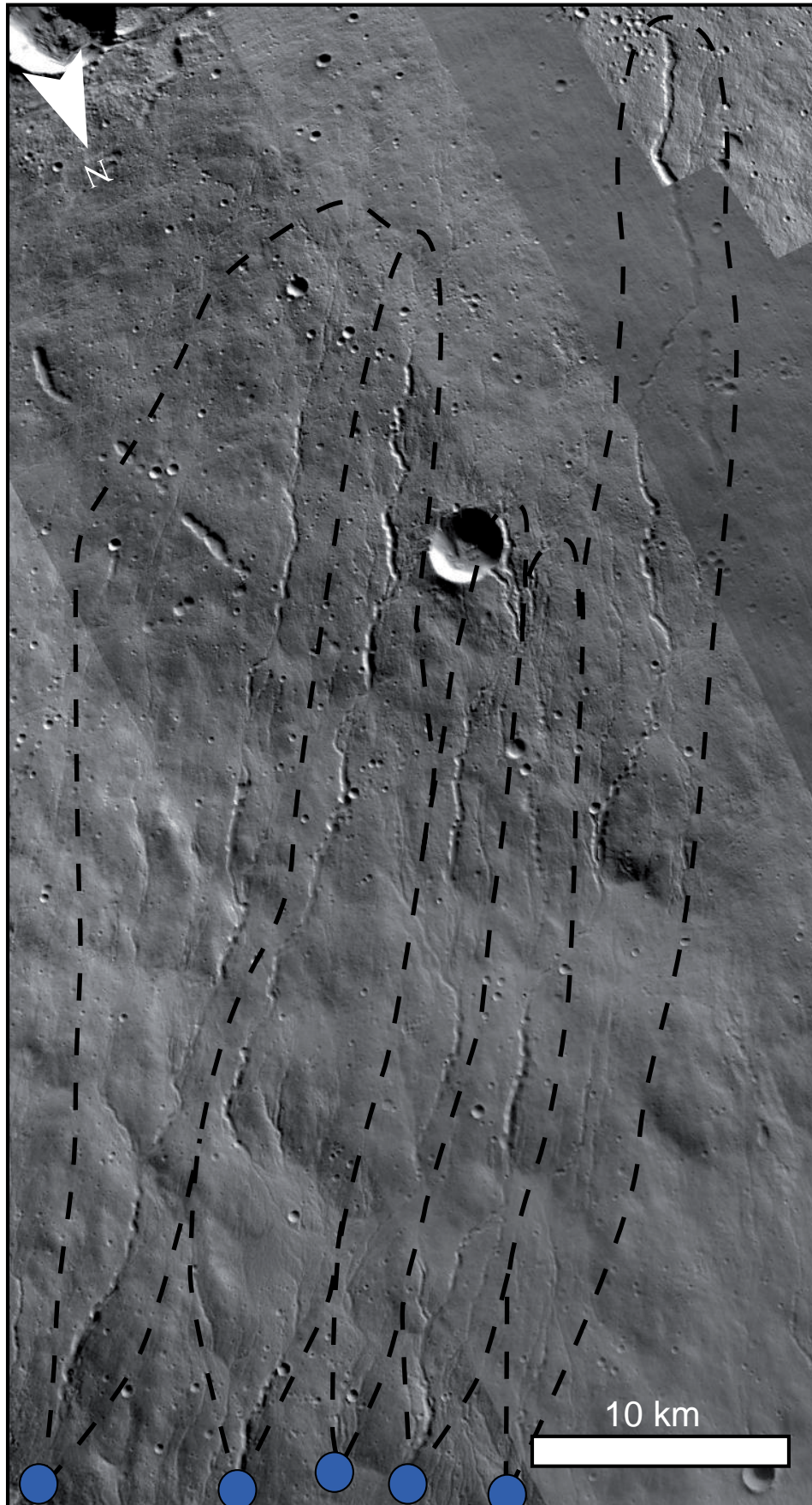


Figure II.2 – 7. Réseaux parallèles à sub-parallèles sur les pentes du volcan Hecates Tholus. Les lignes en pointillés correspondent aux limites des bassins versants. Les points de couleur correspondent aux exutoires des bassins versants.

Mangold, 2006). D'autres avancent le fait que ces vallées organisées en réseaux pourraient être le fruit d'un processus de sapement alimenté par la présence d'une cryosphère en subsurface pouvant fondre à sa base à cause de l'augmentation de son épaisseur, ou par l'activité volcanique ou hydrothermale ou encore des impacts (e.g. Sharp and Malin, 1975 ; Howard et al., 1988 ; Squyres and Kasting, 1994 ; Tanaka et al., 1999 ; Dohm and Tanaka, 1999 ; Gulick, 2001 ; Gaidos and Marion, 2003). Dans ce cas-ci, le mode de formation des vallées nous renseigne peu sur le climat de surface ; elles auraient pu se former sous un climat froid et sec sans précipitations (Gaidos and Marion, 2003). Enfin, il a aussi été suggéré que certaines vallées, en particulier les vallées subparallèles localisées sur les pentes des volcans tels que Alba Patera, Hecates Tholus, Ceraunius Tholus, pouvaient être issues de la fonte de dépôts glaciaires sur leurs flancs (Gulick et al., 1997 ; Fassett and Head, 2006, 2007).

Les vallées isolées

Certaines vallées sont isolées, peu ou pas connectées entre elles et possèdent essentiellement un point source et un exutoire (Figures II.2-8, 9 et 10). Leur largeur reste souvent constante sur de très longues distances. Ces vallées qui ressemblent à des canyons de plusieurs centaines de mètres de profondeur, peuvent s'étendre sur plusieurs milliers de kilomètres comme c'est le cas pour Nirgal Vallis (Figure II.2-8). Elles possèdent un profil transverse en forme de « U » ou rectangulaire, constant sur toute leur longueur (e.g. Pieri, 1980 ; Carr and Clow, 1981 ; Baker et al., 1992 ; Carr, 1996 ; Gulick, 2001). Communément ces vallées débutent et/ou se terminent de façon très abrupte et présentent des têtes en amphithéâtre. Elles peuvent posséder des tributaires qui restent cependant rares par rapport à leur longueur, comparativement aux vallées terrestres. Ces tributaires, lorsqu'ils sont présents, sont généralement très peu développés, possèdent une largeur constante et des têtes en amphithéâtre (Figure II.2-8 et 9).

Ces caractéristiques morphologiques (vallées relativement isolées, rareté des tributaires, têtes en amphithéâtre, maintien de la largeur et d'un profil transverse en forme de « U » de l'amont vers l'aval de la vallée et de ses tributaires) sont similaires à celles de vallées qui sont initiées principalement par le processus de sapement, et différent de celles initiées directement par du ruissellement de surface. Ce constat pourrait mettre en évidence le rôle du sapement d'eau souterraine dans la formation de ce type de vallées (e.g. Sharp and Malin, 1975 ; Pieri, 1980 ; Laity and Malin, 1985 ; Baker, 1990 ; Baker et al., 1992 ; Goldspiel and Squyres, 2000 ; Gulick, 2001 ; Aharonson et al., 2002). Il a également été suggéré que certaines de ces vallées pouvaient être des vallées tunnels qui résultent de la fonte basale de dépôts glaciaires (Carr and Head, 2003 ; Howard, 2012).

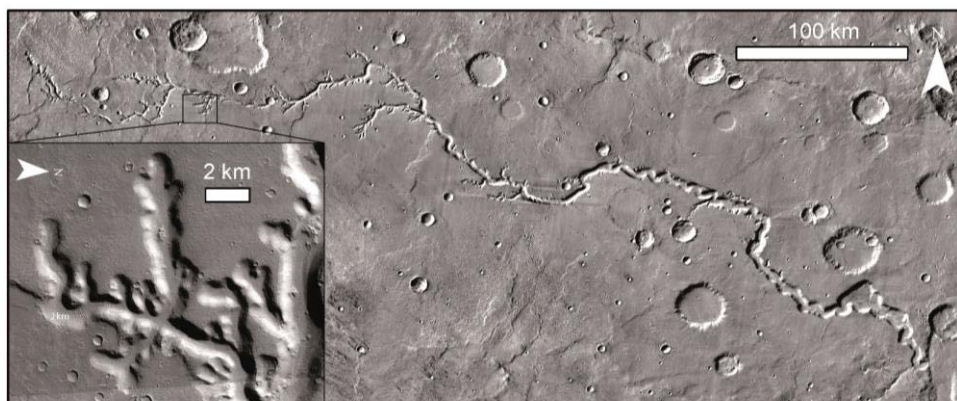


Figure II.2-8. Exemple d'une vallée isolée incisée dans les plateaux martiens : Nirgal Vallis et ses têtes de tributaires en amphithéâtre.

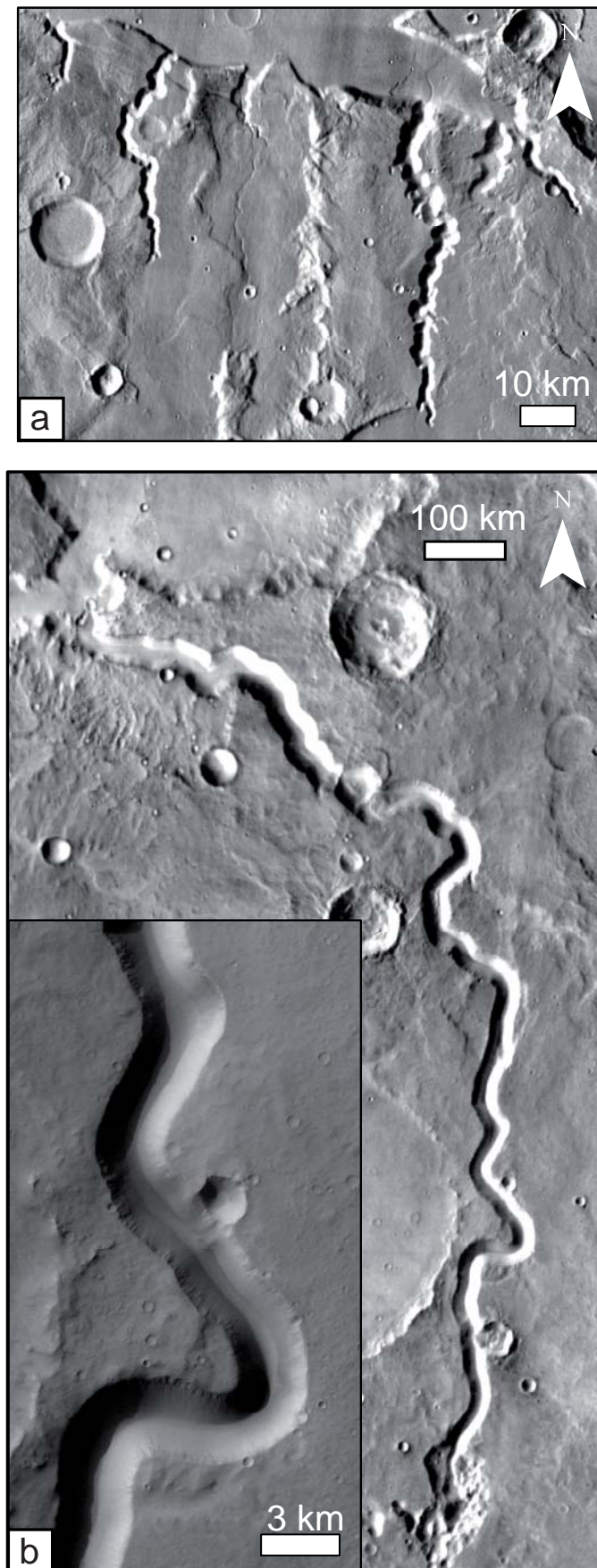


Figure II.2 – 9. Exemples de vallées isolées incisées dans les plateaux martiens. **a.** Vallées individuelles au Nord-Est de Mangala Valles. **b.** Tinto Vallis et sa largeur constante (Terra Cimmeria).



Figure II.2 – 10. Exemples de vallées isolées incisées dans les plateaux martiens : Nanedi Vallis, son tributaire principal et son chenal interne (détail encadré). Les points bleus représentent les extrémités de vallées : le point bleu clair localisant les têtes de vallées, et le bleu foncé l'exutoire.

Les vallées à rides axiales

Il s'agit de vallées de 0,5 à 2 km de large pour plusieurs dizaines de kilomètres de long (Figure II.2-11) (e.g. Kargel et al., 1995 ; Hobley et al., 2014). Ces vallées sont trop petites pour pouvoir être cartographiées à l'échelle globale. Elles semblent relativement fraîches, beaucoup mieux préservées que les vallées de plus grande taille décrites précédemment. Elles sont très dispersées dans les moyennes latitudes et notamment dans les plaines de l'hémisphère Nord (e.g. Berman et al., 2005 ; Dickson et al., 2009 ; Morgan and Head, 2009 ; Fassett et al., 2010 ; Head and Moore, 2011 ; Jones et al., 2011 ; Hobley et al., 2014) et localement à l'équateur (Gulick, 2001 ; Irwin et al., 2005 ; Fassett and Head, 2006, 2007). On les retrouve de façon isolée ou formant des complexes anastomosés (Figure II.2-11) (Kargel et al., 1995). Elles sont sinueuses à rectilignes et de profil transverse en forme de « U » à « V » (Hobley et al., 2014). Une caractéristique particulièrement remarquable de ces petites vallées est la présence d'une ride sinueuse centrale parcourant leur fond de façon plus ou moins continue (Figure II.2-11a) (Kargel et al., 1995).

L'hypothèse de formation privilégiée concernant ces petites vallées à rides axiales implique une origine sous ou pro-glaciaire. Ces vallées sont en effet classiquement interprétés comme étant des vallées tunnels et la ride sur leur fond comme étant un esker. Cette origine sous-glaciaire fait intervenir à la fois du ruissellement et de l'infiltration pour la recharge de l'aquifère. Une origine en partie ou entièrement sous-glaciaire est proposée pour un nombre grandissant de vallées martiennes (e.g. Kargel et al., 1995 ; Banks et al., 2009).

Il n'existe pas de consensus, à l'heure actuelle, permettant de statuer sur un mode de formation unique correspondant à chaque morphologie de vallées martiennes, en particulier concernant les vallées organisées et celles isolées qui représentent ensemble la grande majorité des vallées rencontrées à la surface de Mars. Pour une même morphologie, diverses interprétations ont été suggérées impliquant des conditions climatiques différentes. Il apparait donc nécessaire de se concentrer sur l'étude de ces vallées afin de clarifier davantage la nature de leur relation avec le climat martien.

II.2.2. Les paramètres morphométriques des vallées martiennes

II.2.2.1. Les modifications postérieures à l'incision des vallées

La plupart des vallées martiennes étant très âgées, elles ont pu subir des modifications par l'érosion, l'enfouissement, la tectonique et d'autres processus de telle sorte que seuls les rémanents du motif original de drainage ont survécu. Ces modifications postérieures à la formation des vallées ont pu altérer la forme originelle de ces dernières.

Baker and Partridge (1986) ont réalisé une étude dans le but d'évaluer l'utilité des paramètres morphométriques généralement mesurés (profondeur, largeur, longueur) pour évaluer la genèse des réseaux de vallées. Ils montrent que la dégradation des réseaux de vallées après leur période de formation est minimale, une observation qui est en accord avec le déclin rapide des taux d'érosion depuis le Noachian (Golombel and Bridges, 2000). Les paramètres morphométriques mesurés sont

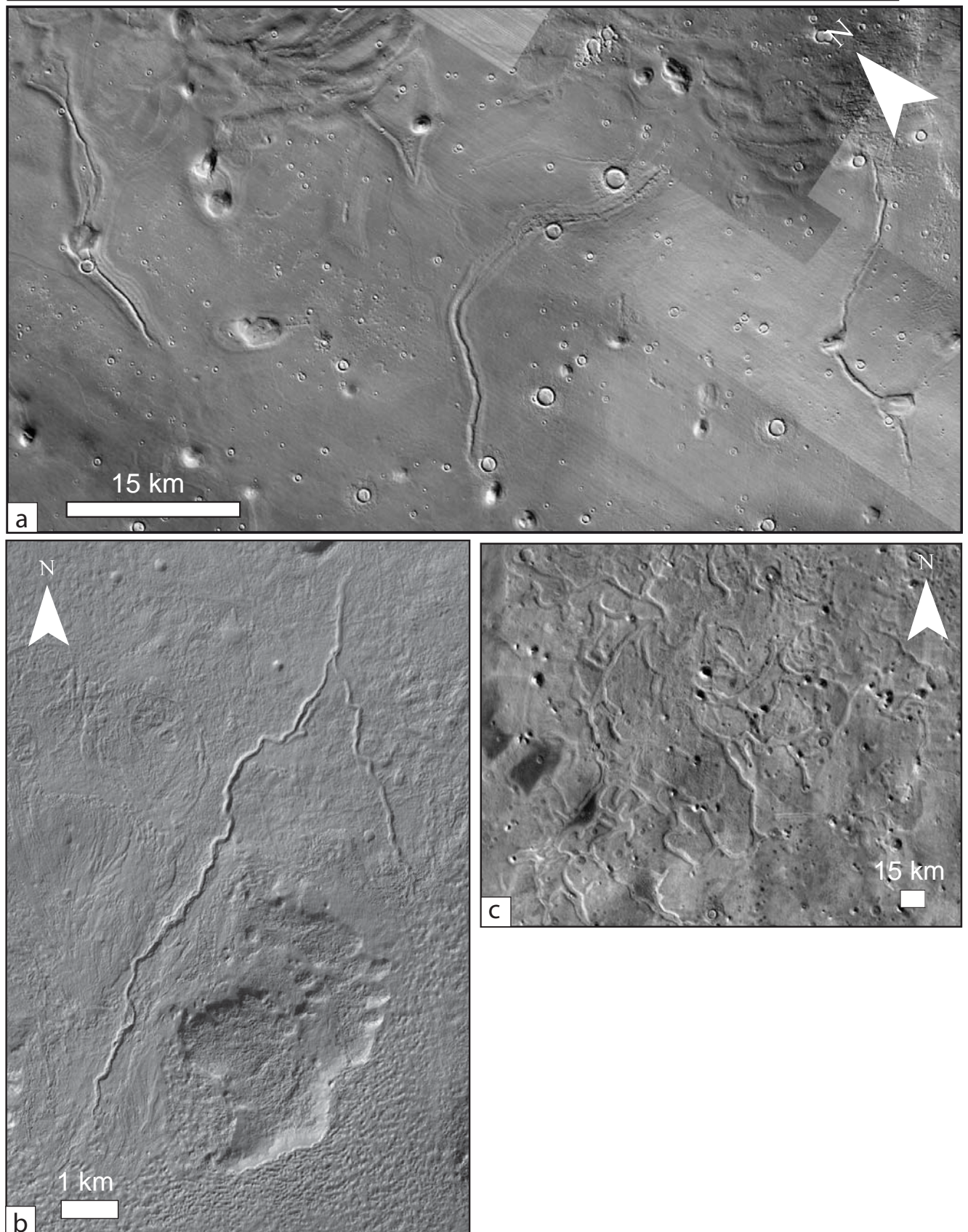


Figure II.2 – 11. Exemples de vallées à rides axiales. **a.** Vallées au Sud-Ouest d'Utopia Planitia contenant des rides sineuses, interprétées respectivement comme des vallées tunnels et des eskers (Kargel et al., 1995). **b.** Vallées isolées sur Noachis Terra, interprétées comme des vallées tunnels (Hobley et al., 2014). **c.** Vallées anastomosées avec rides médianes au Nord-Ouest d'Utopia Planitia également interprétées comme des vallées tunnels et des eskers (Kargel et al., 1995).

donc représentatifs de la forme du réseau de vallée au temps de sa formation. Même si des modifications postérieures à la formation des vallées ont eu lieu, elles n'ont pas affecté de façon significative la forme d'origine de la vallée, la morphométrie de la vallée est prédominée par les mécanismes de formation du chenal lui-même (Williams and Phillips, 2001).

II.2.2.2. La répartition des vallées martiennes

Les vallées se situent principalement dans les terrains cratérisés anciens de l'hémisphère Sud. Plus de 40 000 vallées ont été cartographiées par Hynek et al. (2007) pour une longueur totale d'environ 800 000 km (Figure II.2-12). Elles sont très inégalement réparties. Dans le Nord-Ouest d'Arabia Terra ainsi que dans le Sud-Ouest et le Sud-Est du bassin d'Hellas par exemple, de très larges zones présentent une faible densité de vallées. Au Sud de Thaumasia Planum, au contraire, une large bande de terrain de 30°-50°S à 180°-60°O, est très riche en vallées. Cette bande continue entre 30°-0°S dans la région d'Arabia Terra puis se poursuit au niveau de Terra Cimmeria juste au Sud de l'équateur entre 20°-180°E. La plupart des vallées sont inférieures à 200 km de long, très rarement incisées de façon continue et drainent dans des dépressions locales. Cependant certaines vallées, principalement celles s'étendant vers bas de la pente régionale à travers Terra Meridiani vers le bassin Chryse, mesurent bien plus de 1000 km de long. Les vallées ont tendance à être plus nombreuses sur des pentes fortes, telles que les murs de cratères et autres reliefs élevés. Les zones plates entre les cratères tendent à être moins riches en vallées. Il existe beaucoup d'exceptions à ces observations générales, par exemple, l'incision des volcans par les vallées varie beaucoup: Hecates Tholus, Ceraunius Tholus et Alba Patera présentent de nombreuses vallées tandis que d'autres volcans n'en présentent pas du tout (Gulick and Baker, 1990).

La densité de drainage varie grandement à la fois à l'échelle locale et régionale. Dans certaines zones, les densités de drainage sont relativement élevées. Par exemple, Hynek et Phillips (2001) ont estimé que dans certaines zones de Meridiani Terra, elles sont dans la gamme de 10^{-2} à 10^{-1} km^{-1} . Ces valeurs sont similaires à celles mesurées par Hynek et al., (2007) qui estiment une densité de drainage de $1,5 \cdot 10^{-2} \text{ km}^{-1}$ à $1,4 \cdot 10^{-1} \text{ km}^{-1}$ pour les terrains Noachiens. Les drainages les plus denses sont localisés sur les fortes pentes des volcans comme Hecates Tholus, Ceraunius Tholus et Alba Patera. La densité de drainage sur ces volcans est de $1,5 \text{ km}^{-1}$ (Gulick and Baker, 1990), très proche des valeurs les plus faibles de la gamme terrestre qui varie de 0,3 à 30 km^{-1} (Carr, 1996). Cependant, les densités de drainages martiennes restent, en général, largement inférieures aux densités de drainage terrestres (e.g. Carr and Chuang, 1997 ; Carr and Malin, 2000 ; Cabrol and Grin, 2001).

Dans presque toutes les régions, la densité de drainage varie grandement à l'échelle locale, les zones de fortes densités de drainage coexistent spatialement, immédiatement adjacentes, avec des zones à densités de drainage faible voire nulle (Carr, 1995). Ceci est une caractéristique qui les différencie des réseaux terrestres pour lesquels l'évolution des densités de drainage est beaucoup plus progressive. Les vallées martiennes forment ainsi des amas ou des grappes plutôt qu'une répartition continue (Gulick, 1993). En effet, la plupart des vallées dans les terrains noachiens drainent dans des dépressions locales. Elles ne convergent typiquement pas vers d'autres réseaux pour former des réseaux de plusieurs milliers de kilomètres de long, comme cela arrive à de nombreux endroits sur Terre, mais se regroupent plutôt sous forme de grappes. Beaucoup de facteurs peuvent causer ces variations locales et expliquer cette répartition inégale et très hétérogène. Sur Mars comme sur la Terre, les régions pentues ont tendance à avoir plus de vallées que les zones plates de même que les terrains âgés (Noachien- début Hespérien) ont tendance à être plus riches en vallées que les plus jeunes (fin Hespérien-Amazonien) (Carr, 2006). Cependant il ne peut pas s'agir des seuls facteurs de contrôle puisque beaucoup de pentes très importantes,

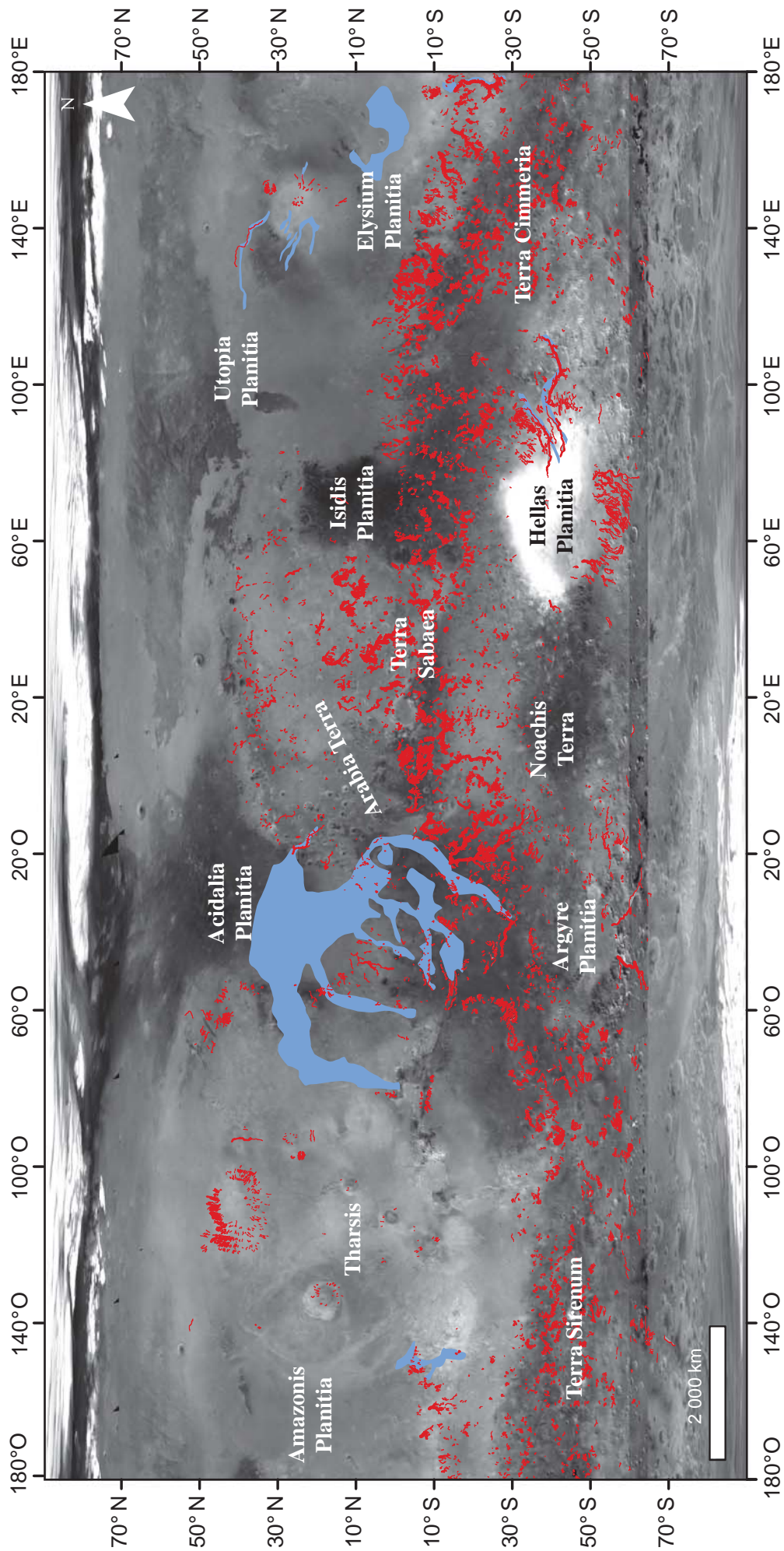


Figure II.2 – 12. Répartition des vallées martiennes (en rouge) et des chenaux de débâcle (en bleu). Le fond est une mosaïque d'images MOC à 230 m/pixel.

localisées autour d'Hellas et d'Argyre, ne sont pas incisées et qu'il en est de même pour certains terrains Noachiens (tandis que d'autres datant de l'Amazonien présentent des vallées). Le manque apparent de vallées dans certains terrains anciens peut être en partie dû aux processus postérieurs à la formation des vallées tels que l'érosion, la destruction par des cratères d'impact ou l'enfouissement par des dépôts plus récents (Carr and Malin, 2000, Craddock and Howard, 2002) qui auraient éventuellement pu conduire à la disparition des plus petits tributaires au cours du temps mais qui toutefois, n'expliquent pas la répartition des vallées observée.

Comme nous l'avons vu dans la partie **II.1**, il est difficile d'utiliser la densité de drainage comme un critère discriminant pour établir des relations climatiques directes. Néanmoins sur Mars ce paramètre peut être utilisé comme un outil descriptif soulignant l'originalité de la répartition très hétérogène des vallées par rapport aux vallées terrestres. Par ailleurs, une densité de drainage élevée sur Mars peut éventuellement permettre de localiser les zones où se concentrent les vallées susceptibles de faire l'objet d'étude morphométriques plus approfondies.

II.2.2.3. La morphométrie des bassins versants

Sur Terre, la géométrie des bassins versants obéit à la loi de Hack, qui décrit la manière dont l'aire des bassins évolue avec leur longueur (relation (15), partie **II.1**). Si pour la Terre le coefficient de Hack varie généralement entre 0,5 et 0,7, pour Mars les valeurs estimées sont plus élevées : elles sont de l'ordre de 0,63 à 0,75 (Caldarelli et al., 2004 ; Stepinski et al., 2004 ; Penido et al., 2013), voire 1,02 (Caprarelli and Wang, 2012). Pour une même aire, un bassin martien aura donc tendance à être plus allongé que son homologue terrestre. Tout comme nous l'avons vu dans la partie **II.1**, il ne s'agit pas d'un critère discriminant pour le climat, les valeurs de ce coefficient dépendent plus de la dimension fractale de la géométrie des vallées.

Un autre indicateur de la forme des bassins versants correspond à la façon dont leur circularité évolue avec le dénivelé. Plus cette dernière est grande à travers un bassin terrestre, plus sa forme sera circulaire (relation (14), partie **II.1**). Cette tendance est beaucoup moins prononcée dans le cas des bassins martiens (Stepinski and O'Hara, 2003). Dans la plupart des bassins terrestres, plus l'aire drainée en amont d'un point est grande, plus la pente en ce point est faible. Dans cette équation, l'exposant θ est une mesure de la concavité du bassin qui rend compte du degré de développement de celui-ci. Plus grande est la valeur de l'exposant et plus la concavité du bassin est importante et donc son degré de développement avec. Les exposants de concavité de la plupart des bassins martiens extraits des MNT MOLA sont compris entre 0,2 et 0,3, ce qui indique une très faible concavité donc faible degré de développement (e.g. Carr, 1996). Le faible développement des bassins est reflété par les bords de ces derniers. Du fait de leurs faibles concavités, les crêtes délimitant les bassins martiens sont difficiles à identifier visuellement et la plupart ne peuvent être déterminés qu'avec les données MOLA (Grant and Parker, 2002). Les bassins versants martiens sont souvent qualifiés d'immature par rapport aux bassins terrestres à cause de la faible valeur de cet exposant traduisant un faible degré de développement.

L'étude de la morphométrie des bassins versants martiens nous informe au mieux sur les tendances quant à leur forme générale comparativement aux bassins versants terrestres. Cette observation met en valeur la singularité des bassins versants martiens par rapport aux bassins terrestres.

II.2.2.4. Les profils longitudinaux de vallées martiennes

Le profil longitudinal de vallée constitue un signal dont une analyse détaillée associée à l'étude morphologique et cartographique des vallées permet de remonter au processus d'érosion à l'origine de leur formation (ruissellement de surface, écoulement catastrophique, écoulement souterrain ou écoulement sous-glaciaire) ainsi qu'aux processus les ayant affectées après leur incision (déformation, remplissage). Comme nous l'avons montré à travers la partie II.1, il s'agit donc d'un bon indice pour estimer les conditions environnementales de formation des vallées.

La plupart des profils longitudinaux de vallées martiennes dans la littérature ont été construits à partir de MNT générés soit à partir des données altimétriques interpolées (MNT MOLA) soit par photogrammétrie (e.g. Aharonson et al, 2002 ; Irwin and Howard, 2002 ; Stepinski and O'Hara, 2003 ; Bouley et al., 2009). L'utilisation des données altimétriques permet d'apprécier les valeurs absolues de la topographie mesurée. La construction de profils longitudinaux de vallées à partir des données MNT MOLA est illustrée par les Figures II.2-13 et 14.

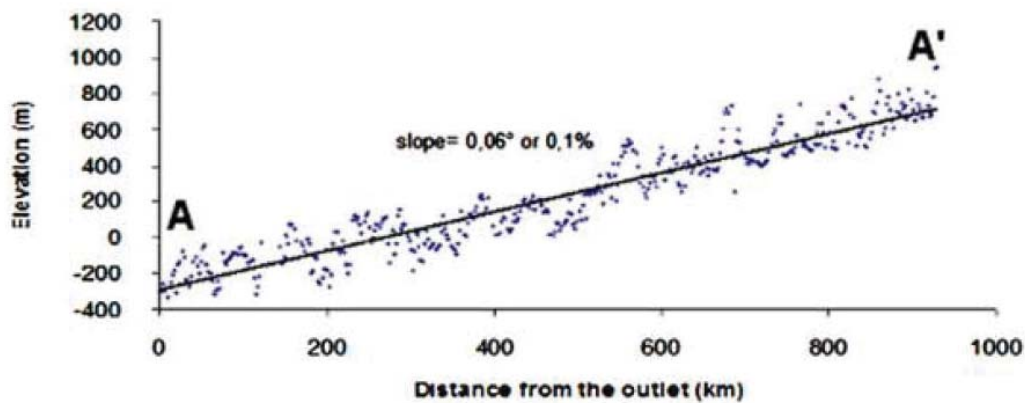


Figure II.2-13. Profil longitudinal de Naktong Vallis (Bouley et al., 2009). Ce profil a été généré à partir du MNT MOLA interpolé à $1/64^\circ$ de résolution et le gradient de la vallée a été estimé à $0,06^\circ$.

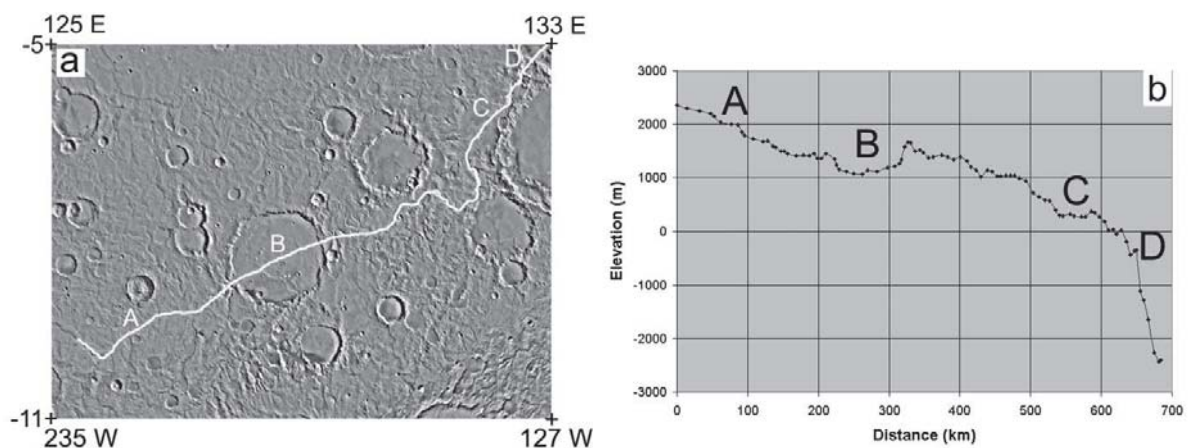


Figure II.2-14. Profil longitudinal d'une vallée traversant la dichotomie topographique (Irwin and Howard, 2002). Ce profil a été généré à partir du MNT MOLA interpolé à $1/32^\circ$ de résolution. A marque le début de la vallée, B et C des cratères d'impacts et D l'emplacement de la dichotomie topographique.

Les profils longitudinaux de vallées martiennes dérivés de MNT sont généralement décrits comme ayant une forme globalement rectiligne (Aharonson et al, 2002 ; Stepinski and O'Hara, 2003 ; Bouley et al., 2009). Dans leur ensemble, les pentes estimées à partir de ces profils sont constantes, c'est à dire plus faibles en amont mais plus fortes vers leur exutoire que les vallées terrestres. Par ailleurs, un certain nombre de vallées, en particulier en bordure de la dichotomie, possèdent un profil longitudinal avec une partie amont concave typique d'une vallée à l'équilibre et une partie aval convexe avec une forte rupture de pente (Figure II.2-14) (Irwin and Howard, 2002). De façon générale, la rectitude ou/et la convexité des profils de vallées semblent être typiques des vallées martiennes (Aharonson et al, 2002 ; Stepinski and O'Hara, 2003).

En se basant sur les estimations de pentes de vallées à partir de MNT, il a été suggéré que cette linéarité pouvait s'expliquer par un mécanisme de sapement (e.g. Luo, 2002) ou par un ruissellement de surface ayant formé des vallées fluviales immatures (Irwin and Howard, 2002). Il a également été proposé qu'une phase de ré-incision ait pu se produire en particulier au niveau de la limite de la dichotomie martienne et expliquerait les profils convexes de réseaux martiens avec des ruptures de pentes caractéristiques d'une chute du niveau de base (Irwin and Howard, 2002). Il a été proposé qu'une variation du niveau de base soit d'origine climatique associée à une diminution des niveaux lacustres, soit d'origine tectonique lié au soulèvement relatif de la partie Sud par rapport à la partie Nord aurait pu en être la cause (Irwin et al., 2005).

Cependant ces estimations de pentes de vallées ont été obtenues à partir de MNT interpolés. Cette méthode sur laquelle se basent ces interprétations fournit des profils longitudinaux avec des variations topographiques parfois très importantes et classiquement attribuées au biaisage des valeurs par la méthode d'interpolation employée pour générer le MNT. Par conséquent, jusqu'à présent ces variations topographiques ont été négligées en termes d'interprétation pour les vallées martiennes. Il est nécessaire de comprendre si ces variations systématiquement observées le long des profils longitudinaux de vallées sont exclusivement des artéfacts (liés à la méthode d'interpolation des données utilisées) qui gênent leurs interprétations ou bien si elles existent réellement, auquel cas elles pourraient avoir des implications directes sur les processus de formation de ces vallées.

Jusqu'à présent, l'étude des profils longitudinaux martiens a été effectuée (1) sans prendre en compte les variations des facteurs non climatiques tels que la tectonique, les mouvements de masse gravitaires et la lithologie, ni (2) la présence d'artéfacts et de variations topographiques de la surface dans laquelle les vallées sont incisées, ni (3) les processus post-incision.

Par conséquent, il apparaît nécessaire de rechercher la méthode la plus adaptée pour générer des profils longitudinaux aussi précis que possible afin d'identifier et de comprendre les différents facteurs de contrôle des vallées. Il est aussi indispensable que l'interprétation de ces profils se fasse en toute connaissance du contexte tectonique et lithologique local.

II.2.3. Conclusion

La typologie des vallées martiennes est très variée. Les « chenaux de débâcle », qui se détachent clairement des autres types de vallées d'un point de vue morphologique, font l'objet d'un consensus sur le fait que leur formation résulte d'écoulements catastrophiques et qu'ils ne renseignent pas directement sur les conditions climatiques qui régnaient lors de leur formation.

En revanche, l'origine des autres types de vallées martiennes et leurs contrôles climatiques restent débattus. Les hypothèses quant aux conditions climatiques que ces vallées impliquent semblent paradoxales ; prônant tantôt un climat soit, chaud et humide (Terre actuelle), soit froid et « sec » (Mars actuelle) ou bien froid et « humide » en milieu sous-glaciaire. Ceci met en évidence l'enjeu que représente l'étude de vallées pour les reconstructions paléoclimatiques de Mars. Afin de comprendre le climat ancien de Mars nous nous concentrerons donc sur l'étude de vallées martiennes.

Parmi les paramètres morphométriques classiquement utilisés sur Mars, la densité de drainage ainsi que la forme des bassins versants, soulignent la singularité des réseaux martiens par rapport aux réseaux terrestres qui rend compte des interactions entre une lithologie, une topographie et un climat fondamentalement différents. En particulier, les vallées martiennes présentent une répartition très hétérogène à la surface de la planète, et s'organisent de façon originale sous forme de grappes ou de vallées individuelles.

Le profil longitudinal de vallée, parce qu'il est simplement descriptif sans a priori sur le mode de formation de la vallée, pourrait permettre de discriminer l'origine des vallées en enregistrant leur histoire individuelle. Cependant sur Mars, la méthodologie d'analyse de MOLA peut induire des artefacts et ne rend pas compte des variations dans la profondeur d'incision des vallées.

Les parties qui suivent seront consacrées à l'étude de vallées dans les basses et moyennes latitudes de Mars. Cette étude consistera en une analyse morphométrique et morphologique de vallées à partir de données orbitales d'imagerie et d'altimétrie. Nous présenterons donc, tout d'abord, l'approche et la méthode développées lors de cette étude et qui concernent l'acquisition de profils longitudinaux de vallées martiennes. Nous nous pencherons ensuite sur l'analyse détaillée et les interprétations de ces profils longitudinaux. Les observations réalisées seront complétées par une analyse morphologique qualitative de ces mêmes vallées. Les implications des résultats obtenus seront discutées dans la dernière partie de ce chapitre.

II.3. Méthode mise en œuvre pour la construction des profils longitudinaux de vallées martiennes et de surfaces incisées

II.3.1. L'approche du rayon de recherche

Afin de contourner la difficulté d'ordre technique induite par la présence de potentiels artefacts et dans le but de produire une méthode systématique de création de profils longitudinaux de vallées et des surfaces dans lesquelles elles sont incisées, Howard et al. (2005) ont développé une méthode utilisant directement les points MOLA PEDR comme données sources (Figures II.3-1). Cette méthode se base sur l'utilisation d'un rayon de recherche et a été appliquée de nombreuses fois pour l'étude des vallées martiennes (e.g. Barnhart et al., 2009 ; Som et al., 2009 ; Matsubara et al., 2013 ; Penido et al., 2013).

Dans le cadre de cette thèse, une méthode semi-automatique a été développée afin de générer des profils longitudinaux martiens. Cette méthode est dérivée de celle établie par Howard et al. (2005) afin de créer à la fois les profils longitudinaux des vallées ainsi que celui de la surface dans laquelle elles sont incisées à partir des points MOLA PEDR (3 m de résolution verticale). Cette approche est basée sur l'utilisation d'un rayon de recherche afin d'extraire les valeurs d'altitude le long du profil étudié (Figure II.3-2). Pour ce faire, une première étape consiste à numériser la ligne axiale de la vallée à partir d'images (CTX, HRSC, Themis). On suppose que cette ligne axiale commence à l'amont et se termine à l'aval de chaque vallée. Des intervalles réguliers correspondant à une distance curviligne égale à la largeur de la vallée sont générés le long de cette ligne centrale. Puis, tous les points MOLA PEDR à l'intérieur d'un rayon de recherche égal à la largeur de la vallée sont classés en fonction de leur altitude. Les points ayant l'altitude la plus basse sont supposés correspondre à ceux du fond de la vallée. On extrait ainsi les profils longitudinaux de fond de vallée. Seules les vallées avec une largeur minimum de 2 km sont appropriées pour cette méthode (à cause de la résolution des points MOLA PEDR), les vallées étudiées mesurent principalement 2 à 10 km de large. Les artefacts produits par les objets en interaction avec le système d'étude et faisant parti de l'histoire post-incision des vallées ont été limités (contrairement à la méthode employée par Howard et al., 2005). En particulier, les points de mesure MOLA PEDR situés dans des cratères d'impact surimposés à la vallée créant des points d'altitude très basse ou des éjectas et des glissements de terrain remplissant le fond de la vallée ont été volontairement exclus de l'analyse. En revanche, les points PEDR localisés sur des zones de déformation locale visible telles que des rides de compression traversant une vallée ont été préservés.

De plus, nous avons généré le profil longitudinal de la surface dans laquelle les vallées sont incisées, parallèlement à l'axe de la vallée. Afin de générer le profil longitudinal de la surface incisée, Howard et al. (2005) utilise la valeur de l'altitude correspondant au troisième quartile obtenu pour les mêmes rayons de recherche générés que les profils de fond de vallée. Toutefois, cette valeur s'avère souvent être localisée sur les flancs des vallées plutôt que sur le plateau dans lequel elles sont incisées en raison du rayon choisi qui reste fixe et par conséquent très sensible aux variations, même légères, de la largeur de la vallée. C'est donc la raison pour laquelle nous proposons une approche qui diffère de la méthode d'Howard et al. (2005). Cette étape nécessite l'utilisation d'un rayon de recherche plus grand que celui précédemment utilisé pour les profils en long de fond de vallée. Nous avons opté pour un rayon approprié mesurant trois fois la largeur de la vallée, suffisamment grand pour prendre en compte les données MOLA PEDR de façon significative sur la topographie environnante. Nous avons ensuite calculé la moyenne des points MOLA PEDR à l'intérieur de ce rayon et ce pour chaque point le long de la ligne axiale de la vallée. Les points MOLA PEDR localisés dans le fond de la vallée, dans des cratères d'impact, dans des tributaires et au niveau d'éjectas ont été exclus de l'analyse.

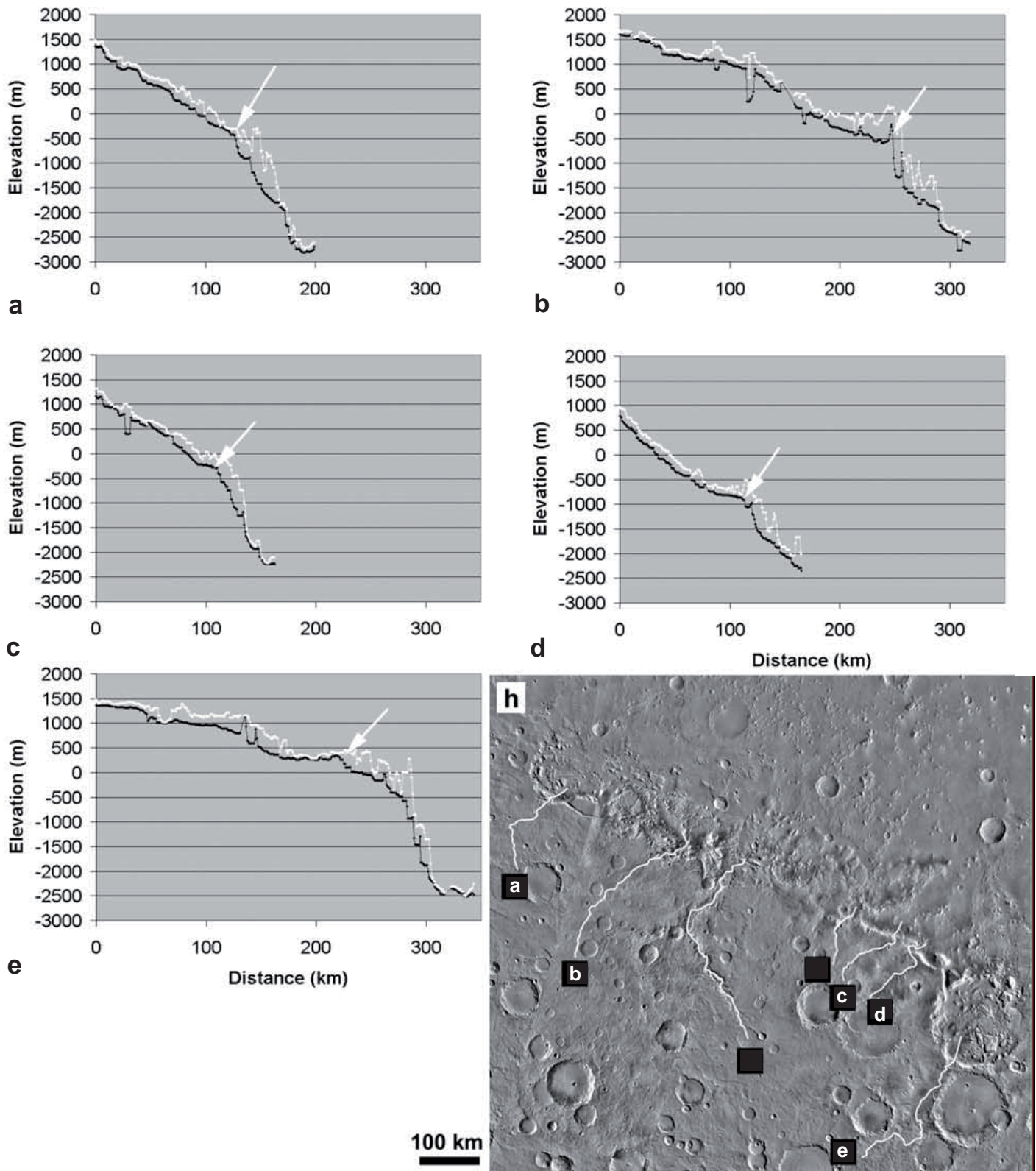


Figure II.3 – 1. Profils longitudinaux de vallées d'âges Noachien à Hespérien, le long de la dichotomie topographique martienne. Les flèches blanches indiquent les ruptures de pentes au passage de cette barrière topographique (modifié d'après Irwin III et al., 2005).

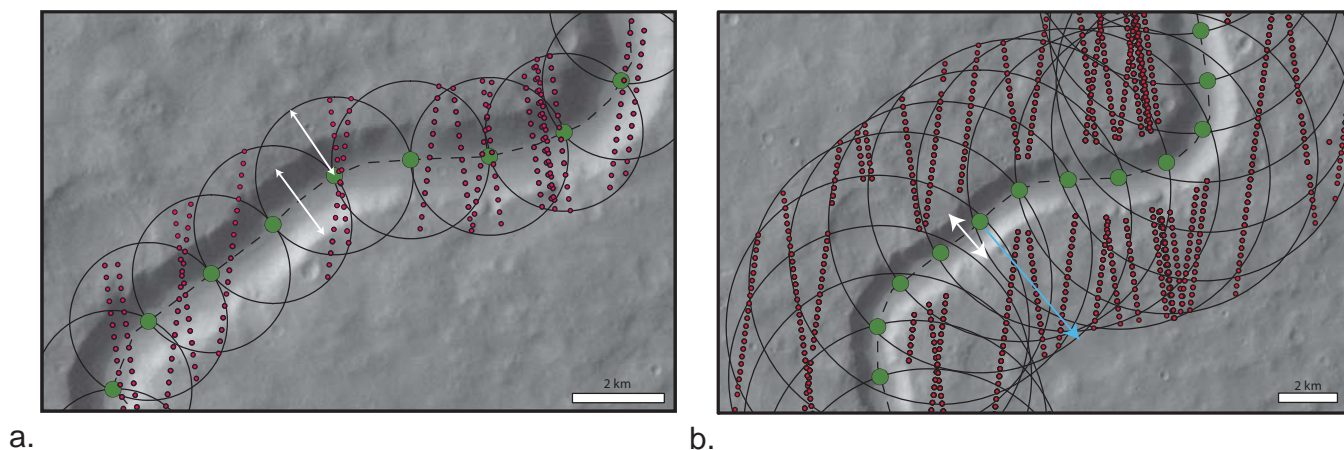


Figure II.3 – 2. Illustration de la méthode du rayon de recherche développée pour tracer les profils longitudinaux martiens. La ligne curviligne noire en pointillés représente la ligne axiale de la vallée. Les flèches blanches et les cercles noirs correspondent au rayon de recherche égal à la largeur de la vallée. Les points rouges représentent les points MOLA PEDR à l'intérieur du rayon de recherche. **a.** Méthode du rayon de recherche pour les profils longitudinaux de fond de vallée. **b.** Méthode du rayon de recherche pour les profils longitudinaux de surface incisée. La flèche bleue représente le rayon de recherche, trois fois plus grand que celui utilisé pour le profil longitudinal de fond de vallée. Les données MOLA PEDR à l'intérieur de la vallée ou de cratères d'impact sont volontairement exclus de l'analyse.

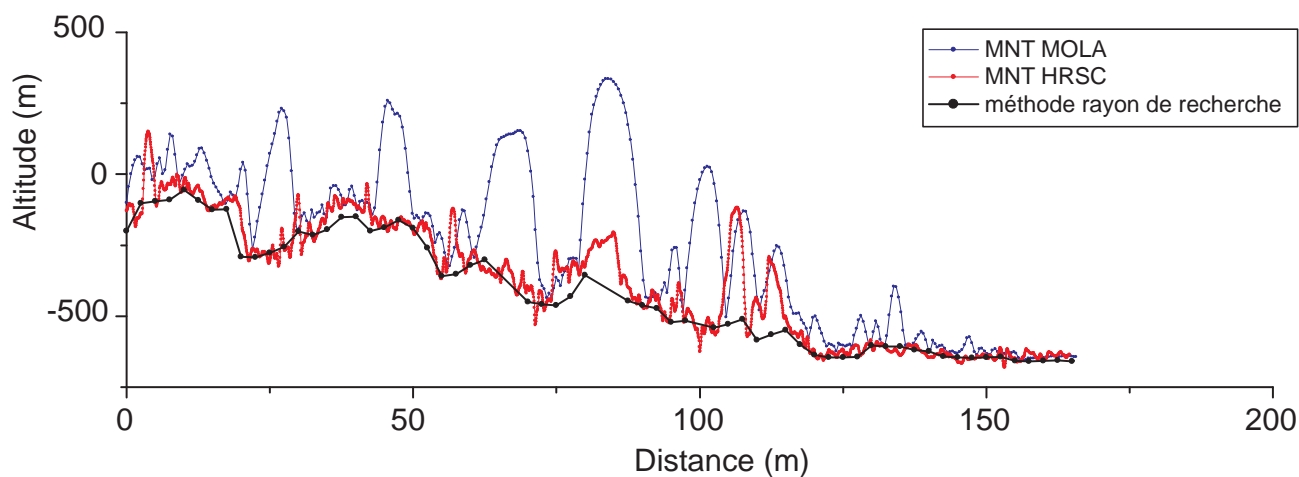


Figure II.3 – 3. Profils longitudinaux de Tinto Vallis dérivés de MNT MOLA, HRSC et données MOLA PEDR.

Afin de générer ces profils longitudinaux de vallée et de surface incisée à partir des données d'imagerie et d'altimétrie, nous avons utilisé le logiciel arcGIS (voir Annexe I). Dans un souci d'ergonomie la méthode employée a pu être automatisée en créant des codes graphiques grâce au Model Builder sous arcGIS et des scripts Python qui retranscrivent les différentes étapes nécessaires à la réalisation de ces profils longitudinaux martiens.

II.3.2. Comparaison des différentes méthodes

L'avantage de la méthode que nous utilisons est qu'elle produit des profils de vallées et de surfaces incisées qui sont débarrassés des artefacts dus à l'interpolation des MNT MOLA, notamment des contre-pentes fictives. La Figure II.3-3 compare le bénéfice de cette méthode par rapport aux mesures les plus classiquement faites sur les profils en long des vallées martiennes. En effet, l'interpolation utilisée dans la production des MNT MOLA induit des profils irréguliers car biaisés par des valeurs d'altitudes localement plus élevées. Un profil généré par la méthode mise en œuvre au cours de cette thèse sera donc plus précis. Les profils produits par la méthode développée se rapprochent des variations topographiques obtenues avec les MNT HRSC mais en utilisant des données altimétriques mesurées, disponibles et utilisables pour un très grand nombre de vallées. Toutefois, le nombre de points de mesure PEDR disponibles pour construire ces profils peut varier en fonction notamment de la latitude et de l'orientation de la vallée par rapport aux chemins orbitaux d'acquisition des données altimétriques. La méthode développée permet un bon compromis afin de générer de façon systématique les profils longitudinaux de vallées martiennes et de surfaces incisées tout en préservant la valeur brute des données PEDR mesurées.

II.3.3. Conclusion

La méthode qui vient d'être décrite est appropriée pour permettre une étude des profils de vallées martiennes en utilisant les données altimétriques actuellement disponibles sur Mars. L'analyse des profils longitudinaux de vallées et de surfaces incisées obtenus pourrait permettre d'identifier les processus et conditions paléoenvironnementales ayant eu une influence sur la formation et/ou l'évolution des vallées sur Mars. C'est dans ce but que la partie suivante sera consacrée à l'étude détaillée de vallées martiennes équatoriales par le biais de leurs profils longitudinaux.

II.4. Analyse de vallées martiennes équatoriales

Afin de caractériser précisément la morphologie des vallées martiennes et d'en déduire des contraintes sur leur mode de formation, nous nous sommes concentrés sur l'étude de vallées localisées dans les basses latitudes martiennes.

Une première partie de cette étude concernera l'acquisition et l'analyse de profils longitudinaux de vallées et des surfaces dans lesquelles elles sont incisées. Une seconde partie sera dédiée à l'étude morphologique de ces vallées, plus particulièrement aux morphologies remarquables rencontrées le long de leur cours qui pourraient constituer des indices sur leurs mécanismes de formation.

II.4.1. Analyse de profils longitudinaux de vallées martiennes équatoriales

Cette étude a été réalisée sur une soixantaine de vallées localisées dans les régions d'Arabia Terra et de Terra Cimmeria et comprend aussi des vallées majeures telles que Nanedi Vallis, Nirgal Valles et Ma'adim Vallis. Cette étude locale fait l'objet d'une publication en cours de rédaction, présentée ci-après (Gourronc et al., in prep).

Mid to low-latitudes Martian valleys analysis: implications for paleoenvironmental reconstructions

Gourronc, M., Bourgeois, O., and Pochat, S.

Introduction : One of the main issues concerning Mars is what does the past Martian climate look like. Current climatic conditions on Mars are cold and dry (Fanale et al., 1986; Baker, 2001). Past climatic conditions can be reconstituted from geomorphological evidence. Among noticeable features on Mars two main geomorphological features reflect the past hydrological activity of the planet: valley networks and outflow channels. The analysis of such landforms can provide crucial clues on their formation processes, thus allows to go back to the environmental conditions under which such landforms had developed. A useful tool use for valley analysis is the valley longitudinal profile, this topographical setting provides constrains on valleys genesis and evolution. In this optics to discriminate Martian valley origins, some studies had already focused on longitudinal profile analysis. Most of them depict straight to convex long profiles shape with a global downhill trend as the result of fluvial activity fed by rainfall on Early Mars or groundwater sapping process (e.g. Aharonson et al., 2002; Kereszturi, 2005; Ansan et al., 2008; Som et al., 2009; Penido et al., 2013). However, the occurrence of undulating long profiles with local vertical variations in elevation have been observed, albeit their interpretations in terms of origin and significance have not been discussed (e.g. Bouley et al., 2009; Som et al., 2009; Matsubara et al., 2013; Penido et al., 2013). Depending on whether they are diagnostic of the valley incision mechanism or of post-incision processes, vertical variations along valley long profiles potentially have significant implications on the valley formation environment. Here, we investigated the longitudinal profiles of the valley floor and the surrounding plateau of 61 valleys using MOLA PEDR data. Studied areas are located on Arabia Terra - Terra Sabaea (30°E 10°N), South East of Isidis Planitia on Terra Cimmeria (118°E 1°S), Ma'adim, Nirgal and Nanedi regions.

II.4.1.1. Geological settings

Dissected terrains

The two main studied areas are located respectively on Arabia Terra – Terra Sabaea (centered 30°E-10°N) and South-East of Isidis Planitia on Terra Cimmeria (centered 118°E-1°S). These terrains are highlands cratered in the equatorial region of Mars close to the dichotomy boundary. They have been dated predominantly from the Noachian period (Greeley and Guest, 1987). Indeed, they are mainly composed of plateau sequence units consisting in dissected unit (Npld), cratered unit (Npl1); both basaltic surfaces with a mixture of erosional products and impact breccia dating from Early-Middle Noachian (3.97 Gy - Ivanov, 2001 or 3.96 Gy - Hartmann, 2005), and ridged unit (Nplr) resulting from faulting, folding or volcanic processes during Middle-Late Noachian (3.97-3.86 Gy - Ivanov, 2001 or 3.96-3.85 Gy - Hartmann, 2005) (Greeley and Guest, 1987). Early Hesperian terrains (3.74 Gy - Ivanov, 2001 or 3.57 Gy - Hartmann, 2005) in these regions are locally present where they constitute ridged plains of basaltic lava flows (Hr) primarily associated with Hesperia Planum surrounding Hadriaca - Tyrrhena volcanic complex and on Arabia Terra in few scattered areas (Greeley and Guest, 1987). Other isolated regions where large valleys occurred have been studied such as Ma'adim Vallis area located on Noachian cratered unit, Nanedi Valles area located on both Noachian cratered and subdued cratered units (Npl2); the latter being volcano-sedimentary deposits from Late Noachian (3.86 Gy - Ivanov, 2001 or 3.85 Gy - Hartmann, 2005) and Nirgal Vallis area located on Noachian cratered, subdued cratered units and on Hesperian smooth unit (Hpl3) consisting in volcano-sedimentary deposits from Early Hesperian (3.74 Gy - Ivanov, 2001 or 3.57 Gy - Hartmann, 2005) (Greeley and Guest, 1987).

These terrains are characterized by various topographical features at different scales. At a regional scale of 1000s km, studied areas of Arabia Terra and Terra Cimmeria trend respectively downhill towards North-West (2m/km) and downhill towards North (3m/km). Different kinds of prominent topographic anomalies are superimposed on these regional slopes. Among them, ridged topographic features clearly tectonic in origin such as wrinkle ridges, lobate scarp ridges and ridged plain units are widely distributed through these terrains with a remarkable pattern and morphology.

Valleys description and age

A total of 61 valleys have been studied in Arabia Terra, Terra Cimmeria, Ma'adim, Nirgal and Nanedi regions (Figures II.4 –1 and 2). Taken together, these valleys have a wide range of sizes, from 40 km in length and 2 km in width for the smallest ones, up to 3000 km in length (Naktong Vallis) and 10km in width (Ma'adim Vallis). Most of these valleys are isolated, not directly connected to a well-integrated valley network such as Tinto Vallis on Terra Cimmeria, whereas others have tributaries and form a complex valley networks such as Naktong, Indus or Evros systems on Arabia Terra. This study includes five tributaries of Indus Vallis and eleven tributaries of Naktong Vallis. Studied valleys usually start from filled craters, crater rims or ejectas, topographic highs, and others have an obscure beginning. They typically end in local closed depression (such as impact craters) or open basins, in the North Plains, others have an obscure end, probably covered by younger material, and sixteen are tributaries ending within larger valleys (e.g. Naktong and Indus Valles).

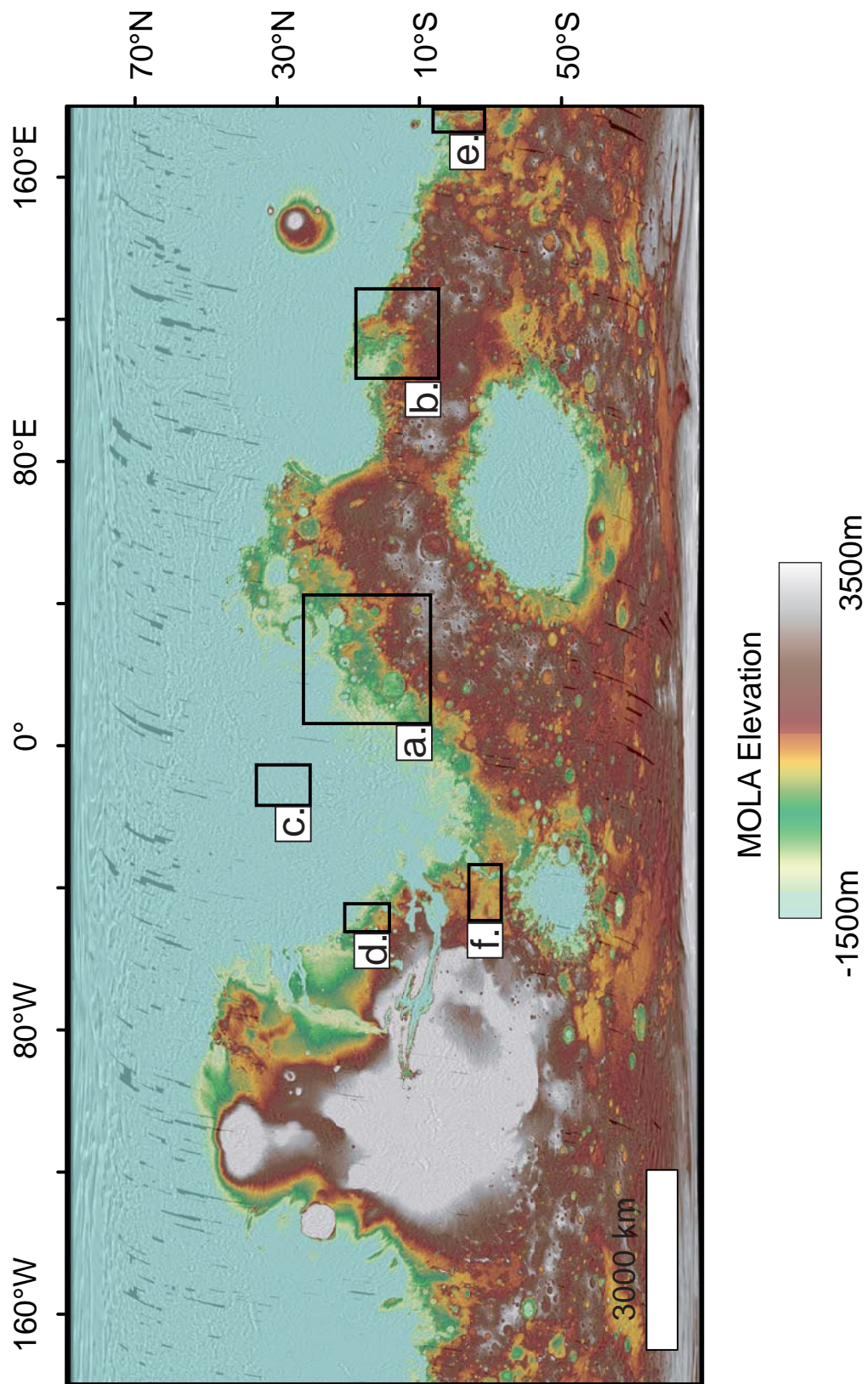
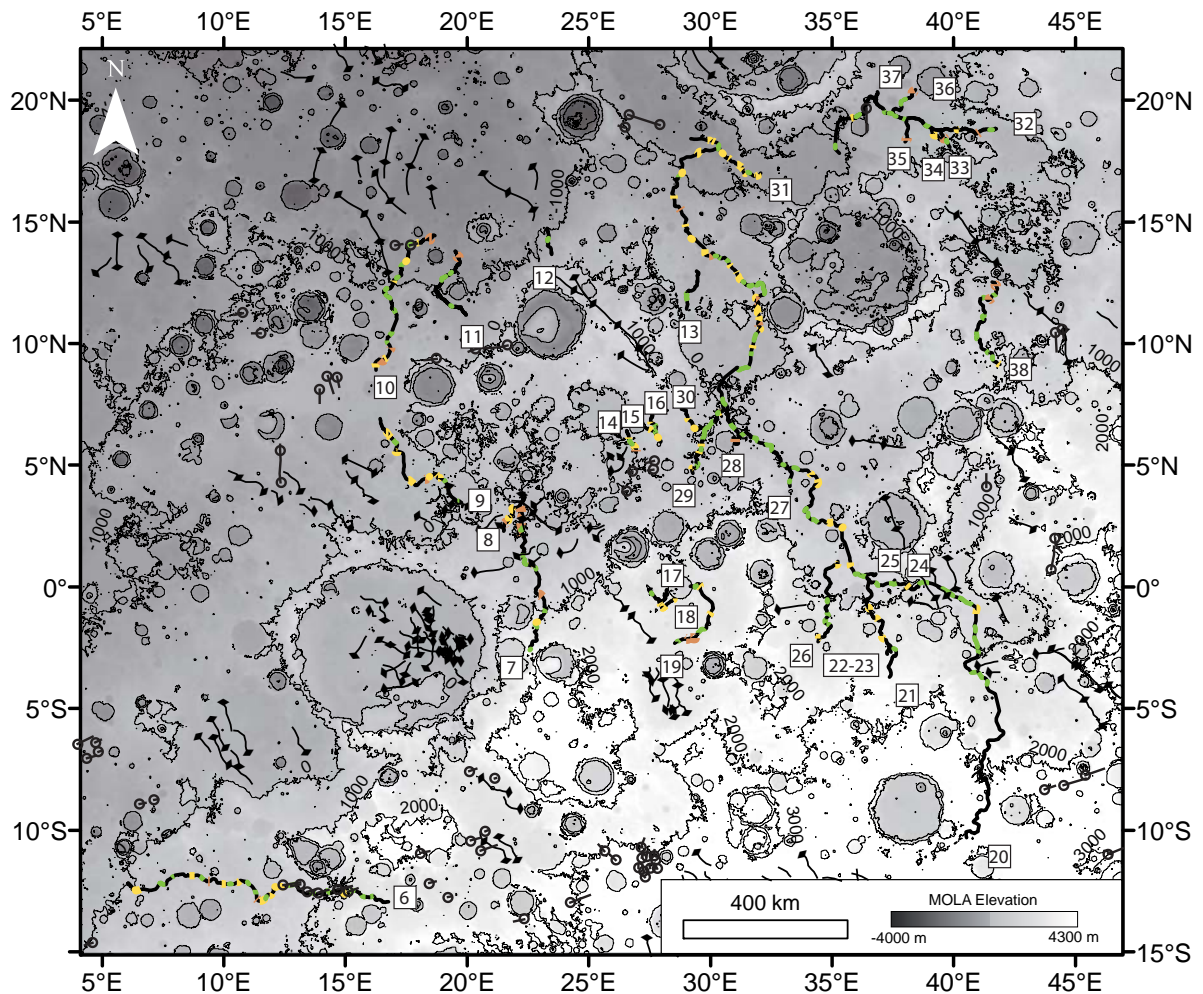
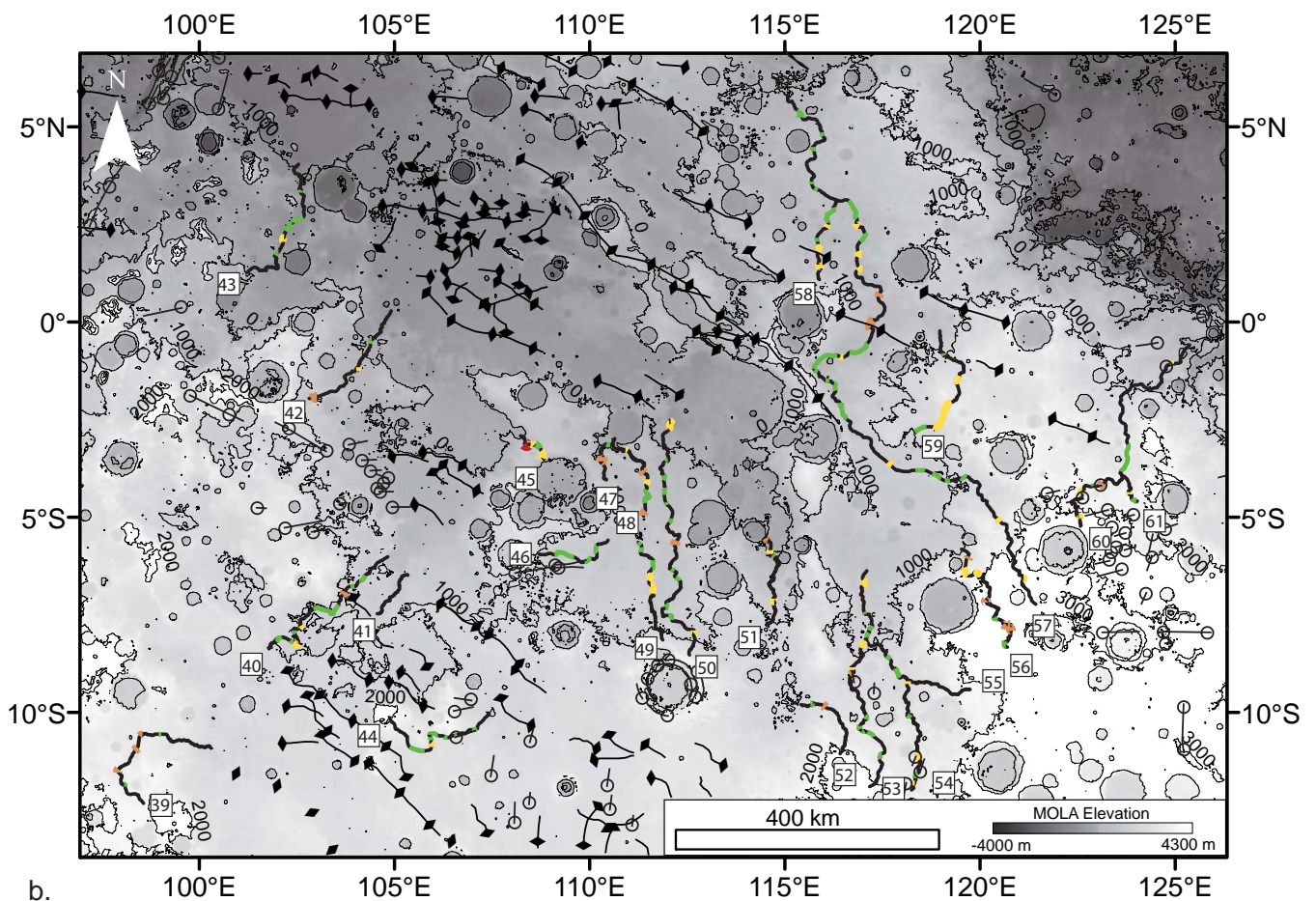


Figure II.4 – 1. Locations of studied valleys. **a.** Arabia Terra - Terra Sabaea. **b.** Terra Cimmeria. **c.** Arabia Terra. **d.** Nandedi region. **e.** Ma'adim region. **f.** Nirgal region.



a.



b.

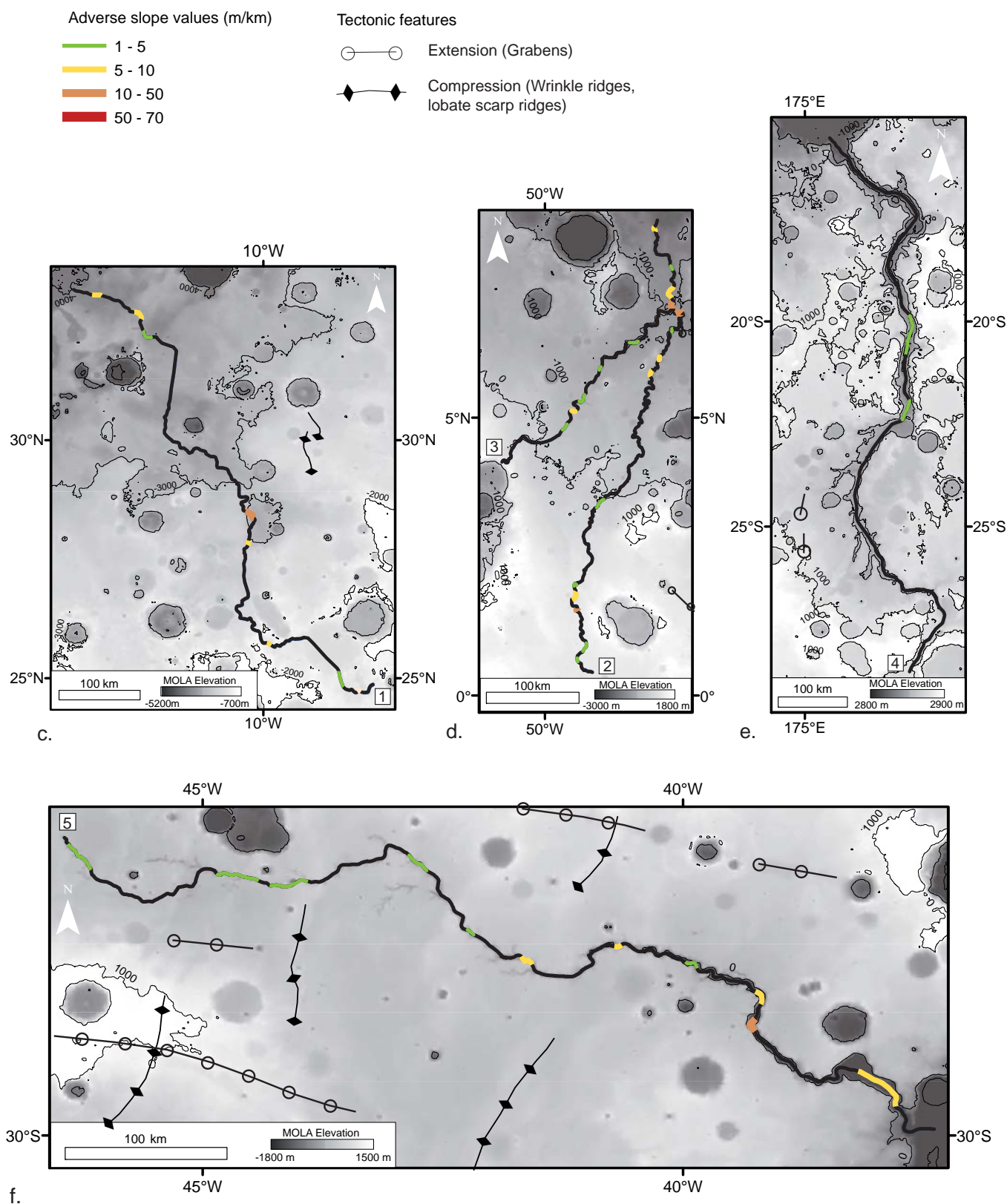


Figure II.4 – 2. Adverse slopes localizations along valleys and distribution of tectonic structures on studied areas of Arabia Terra (a and c), Terra Cimmeria (b), Nandedi region (d), Ma'adim region (e) and Nirgal region (f) (see Figure II.4-1 for locations). Only adverse slopes with a height > 12 m and a length \geq 4 km are represented. Grayscale and numbered elevation contours (thin black lines) are derived from MOLA gridded data at 128 pixels/degree.

Studied valleys dissect the Early Noachian to Early Hesperian terrains previously described. Some of them have been dated from Late Noachian (3.76 Gy - Neukum and Ivanov, 2001 or 3.62 Gy - Hartmann, 2005) to Early Hesperian (3.69 Gy - Neukum and Ivanov, 2001 or 3.5 Gy - Hartmann, 2005) based on superposed crater count (Fassett and Head, 2008). Alternatively, a basin age-dating technique used in Sabaea and Arabia Terrae assesses the end of the valley activity at the Early Hesperian epoch (3.54 Gy average of 3.62 Gy - Ivanov, 2001 and 3.46 Gy - Hartmann, 2005) (Bouley and Craddock, 2014). This age is consistent with the last incision episode of valleys that partly dissect Early Hesperian terrains (Greeley and Guest, 1987). This predicted younger age implies that valleys post-date the Early to Late Noachian topographic features, especially they developed on a preexisting boundary slope (Phillips et al., 2001; Irwin et al., 2005; Watters et al., 2007).

II.4.1.2. Method

In order to investigate valley floor topography and incision pattern, we constructed both the longitudinal profiles of the valley floor and the surrounding surface. Longitudinal profiles have been generated from MOLA PEDR data by using a search radius approach (See Figure II.3 –2). This procedure based on MOLA PEDR shots about 3m of vertical resolution (Lemoine et al., 2001; Neumann et al., 2001) provides more accurate and smoother long profiles than the ones derived from gridded MOLA (whose interpolation is based on average values) which are especially biased by local topographic highs. This approach has been derived from that developed by Howard et al. (2005). As a first step, we digitized the centerline of the valley systems from HRSC, CTX images and THEMIS mosaic. Valley centerline is assumed to start at the upstream and end at the downstream visible part of the valley. Intervals corresponding to a curvilinear distance equal to the valley width have been generated along this centerline. Each of them provides points with latitude and longitude coordinates. For each point, all MOLA PEDR data within a specific radius corresponding to the valley width were ranked by elevation; the point with the lowest elevation is assumed to be the valley floor. Only valleys with a minimum width of 2 km are relevant with this method (due to the MOLA PEDR resolutions), studied valleys are primarily 2 km up to 10 km in width. Noticeable interfering objects such as postincisional cratering and ejectas have been removed from the valley floor long profiles. In addition, the longitudinal profile of the surrounding surface, considered as the surface into which the valley is incised, has been generated. This step required a search radius bigger than the one used previously for the valley long profile. We choose a relevant radius three times as big as the valley width. Then, the average of all MOLA PEDR points within this radius is used to generate the plateau long profile. Note that all MOLA PEDR shots within valley, tributaries, impact craters or ejectas have been excluded from the analysis in order to not affect the elevation of the surface into which the valley is incised.

II.4.1.3. Results

Valley floor and plateau long profiles

We compiled global data of the 61 valley floor and plateau long profiles for a wide range of valley size (10s km up to more than 3000 km in length) (See Supplementary Table II.A1 and Supplementary Figure II.A2). Long profiles analysis allows to highlight two main characteristics for these valleys. The first one concerns valley floor long profiles that exhibit, in most cases, an undulating to convex-up shape. These particular long profile shapes are function of the number and size of adverse slopes along valley long profiles. Typically, valley floors with an undulating

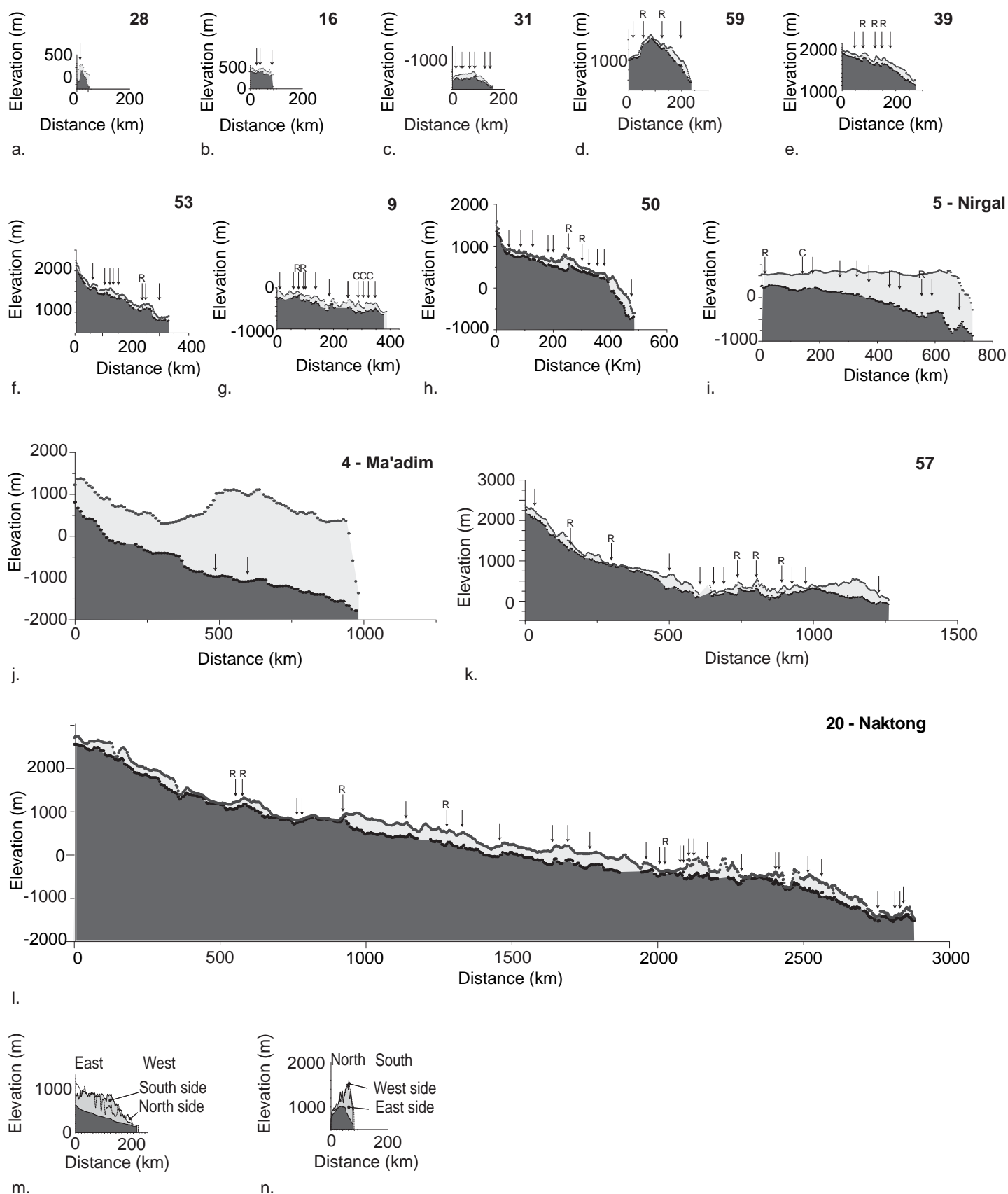


Figure II.4 – 3. a-l. Martian valley floor (dark gray area) and plateau (light gray area) long profiles (see Figure II.4-2 for location). Black dots are MOLA PEDR data derived from a search radius approach. Black arrows indicate adverse slopes positions for adverse slopes with a height difference > 12 m and > 25 m for **k** and **l**, and a length ≥ 4 km. Letters R and C refer respectively to ridges and neighboring craters. **m.** Section of the longitudinal profiles of Tarn Valley (France) and its surrounding plateau. **n.** Longitudinal profiles of Missezula tunnel Valley (British Columbia, Canada) and its surrounding plateau. Both **m** and **n** profiles have been derived from ASTER data.

long profile usually have a global downhill trend with several adverse slopes inducing local maxima. Around 47 studied valleys have an undulating long profile. For instance valley **39** exhibits three major local maxima with adverse slopes around 100 m in height difference over 6 km; valley **53** exhibits three local maxima with two adverse slopes around 40 m in height difference over 10 km and one around 80 m in height difference over 6 km; valley **9** exhibits a series of eleven local maxima including four with a height difference higher than 50 m as high as 150 m, over 18 km (Figures II.4 – 3e, f and g).

Besides, at least 5 valley floor long profiles have a clearly convex-up shape with one marked adverse slope. In these cases, the top of the bump is higher, in terms of elevation, than the upstream point of the valley and the adverse slope height difference could be equal to the valley total height difference. For instance, Valley **28** has one remarkable adverse slope around 250 m in height difference over 8 km, representing 20% of the valley length and 84% of the valley height difference, the top of the bump standing 200 m above the upstream point (Figure II.4 – 3a). Another example is Valley **59** with its prominent adverse slope almost 500 m in height difference, equal to the valley height difference, over 56 km representing 25% of the valley length, the top of the bump standing around 500 m above the upstream point (Figure II.4 – 3d).

Finally, only 9 over 61 valleys in the studied sites do not exhibit adverse slopes; most of them are tributaries valleys with a concave to convex shape and a continuous downhill trend.

Adverse slopes of 250 m in height difference are found for valley from 44 km (valley **28**) up to 850 km long (valley **1**) ---- or adverse slope of 500 m in height difference for a 236 km long valley (valley **59**) and 357 m in height difference for a 88 km long valley (valley **47**). The amplitude and wavelength of adverse slopes do not seem to be a function of valley length or valley height difference. Therefore, undulating or convex-up long profile shapes induced are not dependent of the valley size.

The second observation concerns the strong correlation in terms of longitudinal variations, between the valley floor and surrounding surface long profiles. Indeed, in most cases, valley floor long profile variations mimic the ones of the surrounding surface, the incision depth being roughly constant. In particular, valleys with a convex-up shape also have a plateau long profile with a convex-up shape, the adverse slope height difference often being higher than the incision depth (e.g. valleys **28** and **59**, Figures II.4 – 3a and d).

These two observations cited above that prevail for a wide range of valley sizes are not expected for fluvial and sapping valleys as encountered on the Earth.

Statistical analysis and characterization of Martian valleys adverse slopes

Studied Martian valleys revealed undulations along their lengths referring to irregular alternation(s) between ‘normal’ slope(s) following the valley global gradient and ‘adverse’ slope(s) going against this gradient (Figure II.4 – 2). As we are interested in the origin of such undulations, adverse slopes due to inner rims of impact craters integrated to the valley pathway have been removed from the statistical data. Local adverse slopes have been characterized by their heights, lengths and gradients. The significant threshold for adverse slope high difference is 6 m, due to MOLA PEDR vertical resolution, however we raised this value up to 12 m for a greater confidence. In addition, the significant threshold for adverse slopes length is 4 km in curvilinear distance due to the search radius approach employed. Consequently, only adverse slopes with a height difference higher than 12 m and a minimal length of 4 km are considered.

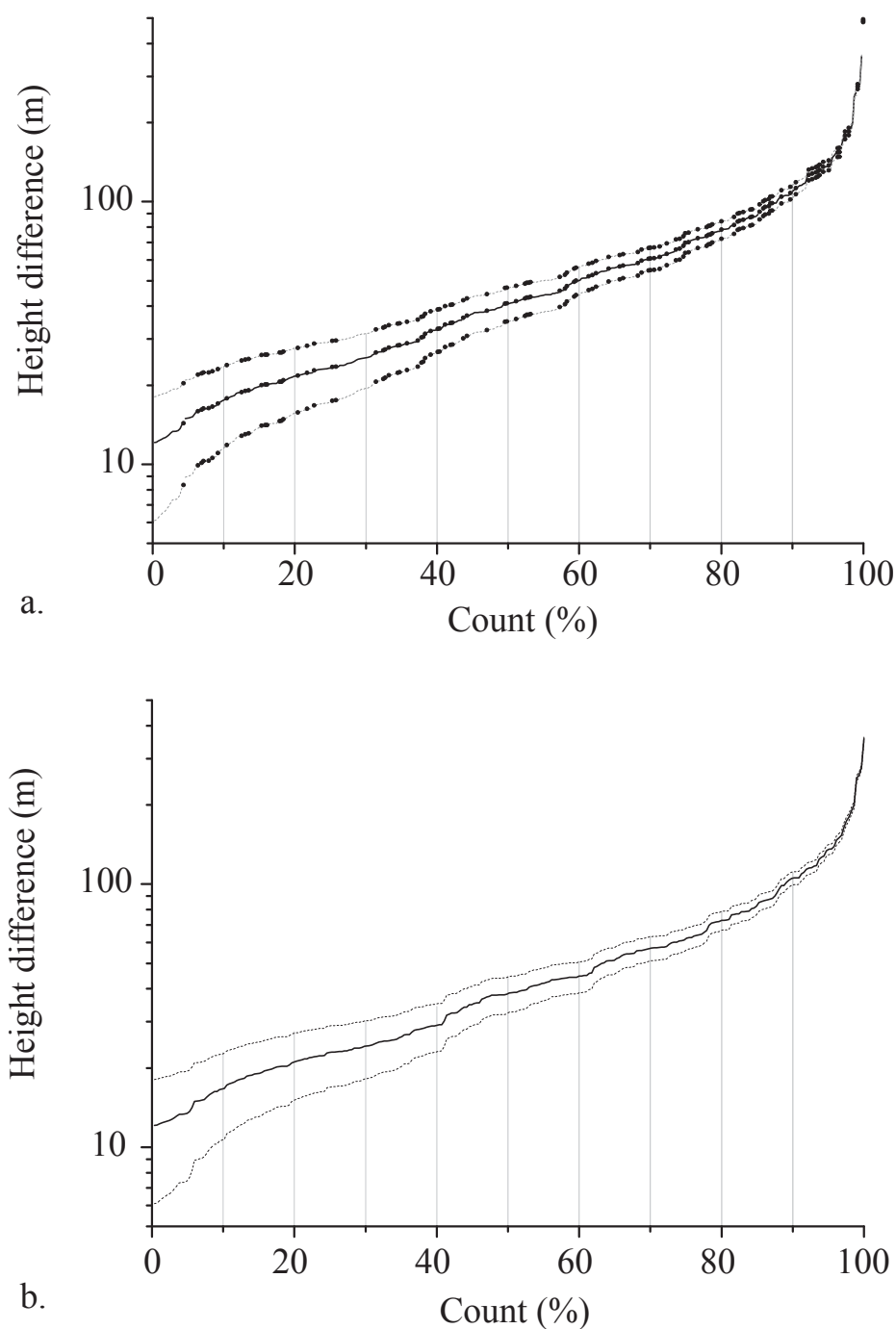


Figure II.4 – 4. Adverse slopes height difference graphs. Bold black lines indicate theoretical height difference values and thin black dashed lines indicate minimal and maximal values of adverse slope height differences. **a.** Graph of all detected adverse slope height differences with black dots indicating adverse slopes found in association with tectonic features, neighboring impact craters, tributary confluences and valley captures. **b.** Graph of adverse slope height differences after removing those found in association with tectonic features, neighboring impact craters, tributary confluences and valley captures.

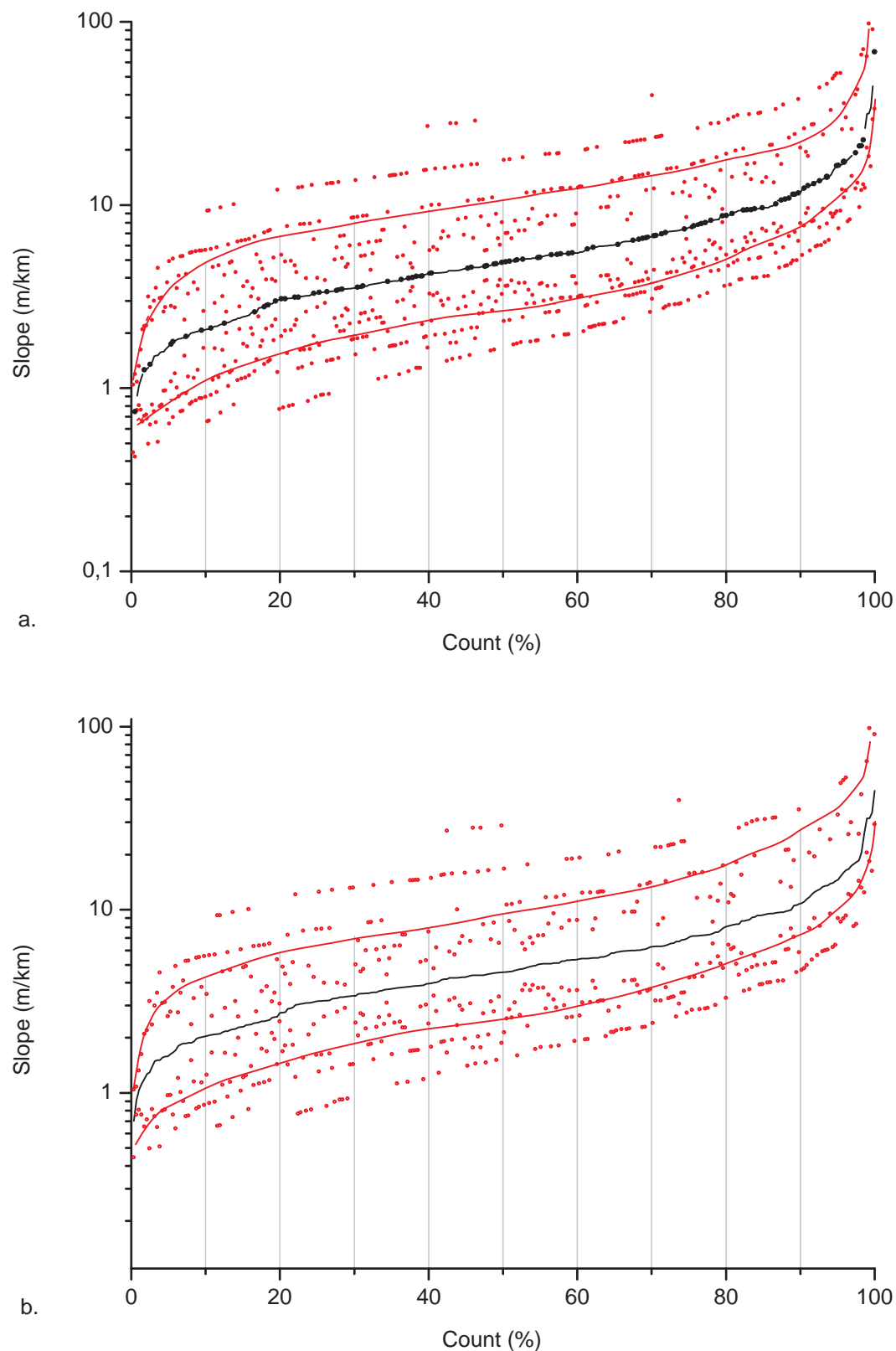


Figure II.4 – 5. Graphs of adverse slope values. Bold black lines indicate theoretical adverse slope values, red dots are minimal and maximal adverse slope values and bold red lines represent the average smoothing of minimal and maximal adverse slope values. **a.** Graph of all detected adverse slope values with black dots indicating adverse slopes found in association with tectonic features, neighboring impact craters, tributary confluences and valley captures. **b.** Graph of adverse slope values after removing those found in association with tectonic features, neighboring impact craters, tributary confluences and valley captures.

Regional maps exhibit adverse slopes along small valleys as well as along isolated wider and longer valleys such as Ma'adim, Nanedi and Nirgal Valles (Figure II.4 – 2). No general pattern of adverse slopes distribution is observed and they occurred at different positions along valley lengths. Some of them are visually associated with tectonic features such as ridges (including wrinkle ridges, lobate scarp ridge and ridged plains unit) and grabens, whereas others are associated with neighboring impact craters, tributary confluences, and valley captures (Figure II.4 – 2). The total number of adverse slopes associated with the geomorphological features cited above is 106 of total 391. Thus 70% of the observed adverse slopes are not found in association with remarkable topographic features.

Adverse slope height differences range from 12 up to almost 500 m for 391 values of adverse slopes (See Supplementary Tables II.A2 and II.A3). The height difference graph figures out that around 40% of adverse slopes have a height difference between 12-30 m, 25% between 30-50 m, 20% between 50-100 m, and 15% higher than 100 m (Figure II.4 – 4a). Removing adverse slopes associated with possible tectonic features, neighboring impact craters, tributary confluences, and valley captures leads to 285 adverse slope values ranging from 5 to 360 m in height difference with a quite similar distribution to the first graph (Figure II.4 – 4b). Consequently, there is no preferential range of height difference values for adverse slopes associated with tectonic features, neighboring impact craters, tributary confluences, and valley captures and adverse slopes occurring along valley long profiles are significant in terms of size.

Two adverse slope graphs have been generated for adverse slopes with a height difference higher than 12m and longer than 4km. Considering all adverse slope values (391) ranging from 0.7-68 m/km, around 50% are between 0-5 m/km, 35% between 5-10 m/km, 14.6% between 10-50 m/km and 0.4% higher than 50 m/km (Figure II.4 – 5a). Considering adverse slope values excluding those associated with tectonic features, neighboring impact craters, tributary confluences, and valley captures, ranging from 0.7-45 m/km, around 55% are between 0-5 m/km, 35% between 5-10 m/km and 10% between 10-50 m/km (Figure II.4 – 5b). As well as for height difference graphs, the two adverse slope graphs have similar distribution with values mostly around 1-10 m/km and no preferential range of values for adverse slopes associated with tectonic features, neighboring impact craters, tributary confluences, and valley captures.

II.4.1.4. Conclusion

The main observations emerging from Martian valley topographical settings are the undulating nature of their long profiles and their correlation with the surrounding surface long profiles. Adverse slope height differences along valley length range from 12 to 500 m for 391 values of adverse slopes. The question about the origin of such remarkable adverse slopes has to be raised. For valleys with undulating to convex-up longitudinal profiles, identifying the origin of adverse slopes is crucial to understand the valley genesis and evolution processes.

II.4.2. Analyse de la morphologie des vallées martiennes

La partie II.4-1 fait état de l'existence de vallées martiennes équatoriales aux profils longitudinaux remarquablement irréguliers et corrélés avec les variations topographiques de la surface environnante. Nous nous proposons à présent de compléter cette analyse morphométrique par une analyse morphologique systématique des vallées étudiées. L'objectif de cette partie est d'identifier les caractéristiques morphologiques rencontrées le long des vallées depuis leur tête jusqu'à leur exutoire et pouvant avoir un intérêt particulier quant à l'origine des vallées et leur lien avec le climat martien ancien.

II.4.2.1. Les têtes de vallées et morphologies associées

Parmi la soixantaine de vallées étudiées, plus d'une vingtaine, localisées sur des plateaux, ne possèdent pas de début très clair. Elles apparaissent et disparaissent spontanément dans le paysage (Figure II.4-6a). Une dizaine de vallées naissent à partir de dépressions plus moins closes, de chaos ou encore dans des cratères remplis ou non (Figures II.4-6b et c). La taille des structures depuis lesquelles elles naissent est très variable et non proportionnelle à la celle de la vallée. Quelques vallées possèdent une tête en amphithéâtre incisée dans un plateau (Figure II.4-6d). Pour finir, une vingtaine d'entre elles trouvent leur origine dans les hauts reliefs ou sur les bordures de cratères. Les extrémités proximales des vallées sont donc très variées et loin d'être exclusivement localisées sur les parties hautes des reliefs topographiques.

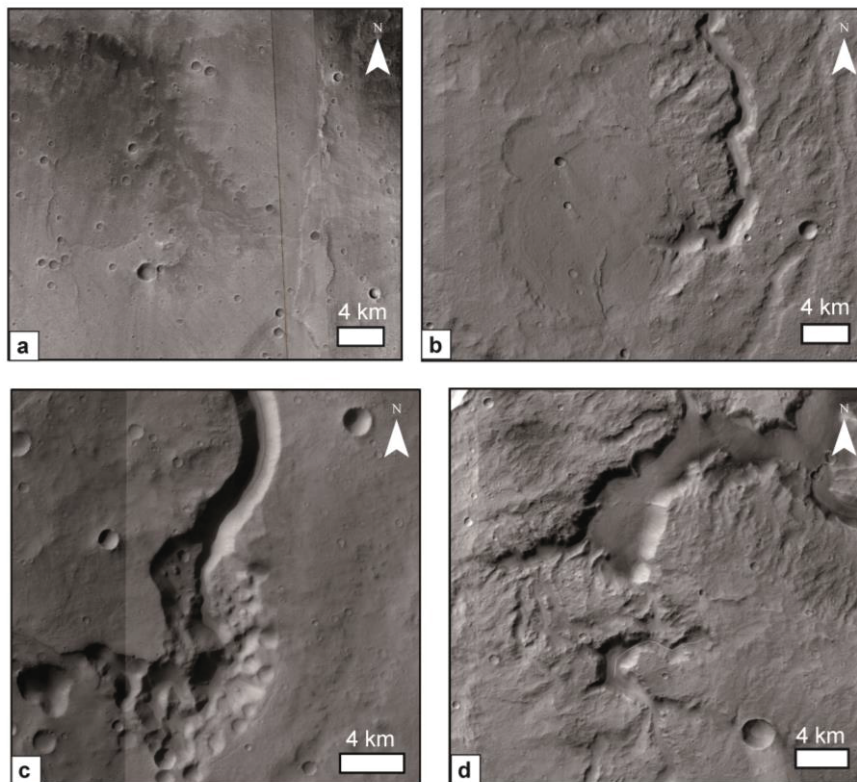


Figure II.4-6. Exemples de têtes de vallées rencontrées. **a.** Début de vallée spontané dans un plateau. **b.** Début de vallée dans un cratère rempli. Le cratère mesure environ 15 km de diamètre et la vallée sortante mesure 2 km de large pour une longueur de 80 km. **c.** Début de vallée dans une dépression chaotique (Tinto Vallis). La dépression mesure 6 km de large pour 10 km de long et Tinto Vallis mesure 3 km de large pour 160 km de long. **d.** Début de vallée en amphithéâtre. La largeur de la vallée est de 10 km et la hauteur de l'amphithéâtre mesure 800 m.

II.4.2.2. Géométrie le long des vallées et morphologies associées

- **Géométrie des vallées**

Les vallées martiennes étudiées présentent généralement une géométrie qui varie très peu le long de leur cours. Leur largeur, leur profondeur ainsi que leur forme globale restent relativement constantes depuis leur tête jusqu'à leur exutoire, quelle que soit la taille de la vallée (Figure II.4-7).

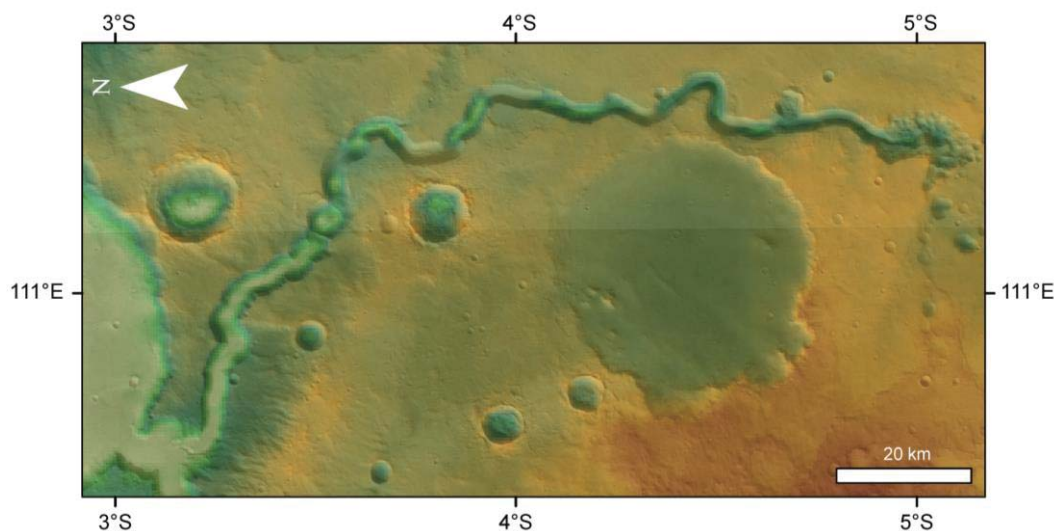


Figure II.4-7. Vue en plan de Tinto Vallis, Terra Cimmeria, Mars.

Toutefois, certaines présentent des changements dans leur géométrie le long de leur cours. Ces variations peuvent se traduire par un changement soudain de la largeur de la vallée en elle-même, de sa profondeur d'incision, de sa forme en plan ou encore de sa trajectoire globale. Ces fluctuations de la géométrie et du parcours des vallées sont généralement localisées au niveau de sections en contre-pentes le long du profil longitudinal. La mise en relation de ces variations latérales avec l'étude réalisée précédemment sur les contre-pentes permet de compléter l'analyse de ces vallées.

Variations de la géométrie des vallées au niveau de contre-pentes

La forme en plan de certaines vallées peut changer le long de leur parcours. Un exemple pour illustrer cette variation se situe au niveau d'une contre-pente le long de la vallée-57 sur Terra Cimmeria (Figure II.4-8b). À presque 1000 km de la tête de la vallée, le fond de cette dernière remonte de 300 m sur une longueur de 200 km, ce qui représente 10% du dénivelé total de la vallée. La diminution de la profondeur d'incision de la vallée est telle qu'elle disparaît presque localement dans le paysage (Figure II.4-8a). Sur la contre-pente, la vallée possède un cours moins bien défini et a tendance à se diviser et reconverger entre des îlots; il s'agit toutefois de la même vallée que l'on peut suivre en continu mais dont les flancs sont moins distinguables du fait de sa faible profondeur d'incision. Ce segment de vallée associé à la contre-pente ne traverse pas d'obstacle topographique particulier ni de zone de resurfaçage récent. La surface dans laquelle la vallée est incisée à cet endroit constitue un plateau dont la pente régionale est dirigée vers le Nord, contrairement à la vallée dont la pente générale est dirigée vers le Sud. Le remplissage de la vallée semble limité (et relativement homogène tout au long de celle-ci) et la déformation post-incision

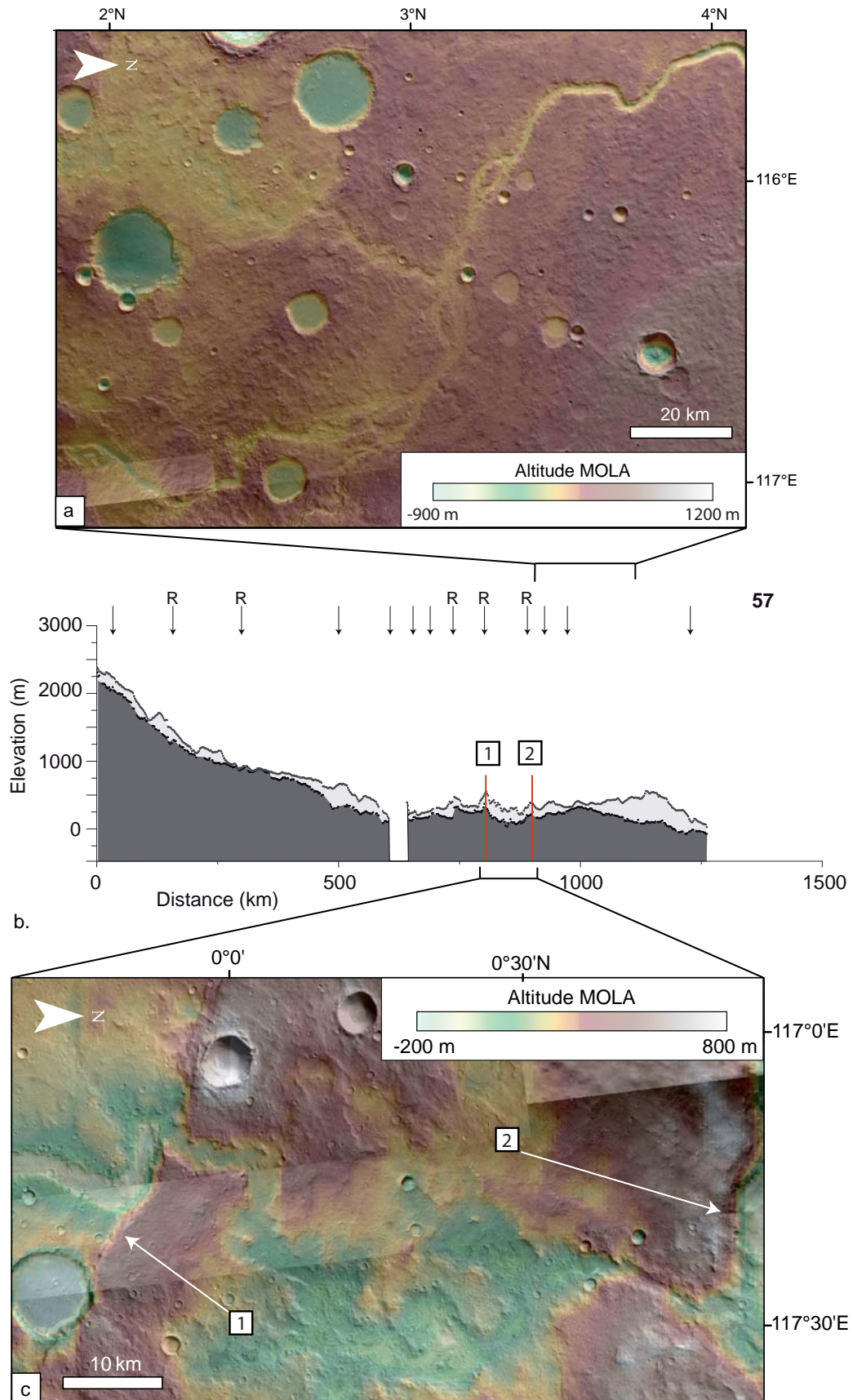


Figure II.4 – 8. Changement latéraux de la vallée-57 dans la région de Terra Cimmeria au voisinage de contre-pentes. **a.** Vue en plan du changement géométrique du segment de la vallée en contre-pente régionale. **b.** Profil longitudinal du fond de la vallée et de sa surface d'incision. **c.** Changements latéraux de vallée au voisinage de rides de compression. Les rides sont identifiées par les numéros 1 et 2. Notez le changement dans la direction de l'écoulement au niveau de la ride 1 et une diminution de la largeur de la vallée sur la contre-pente au niveau de la ride 2.

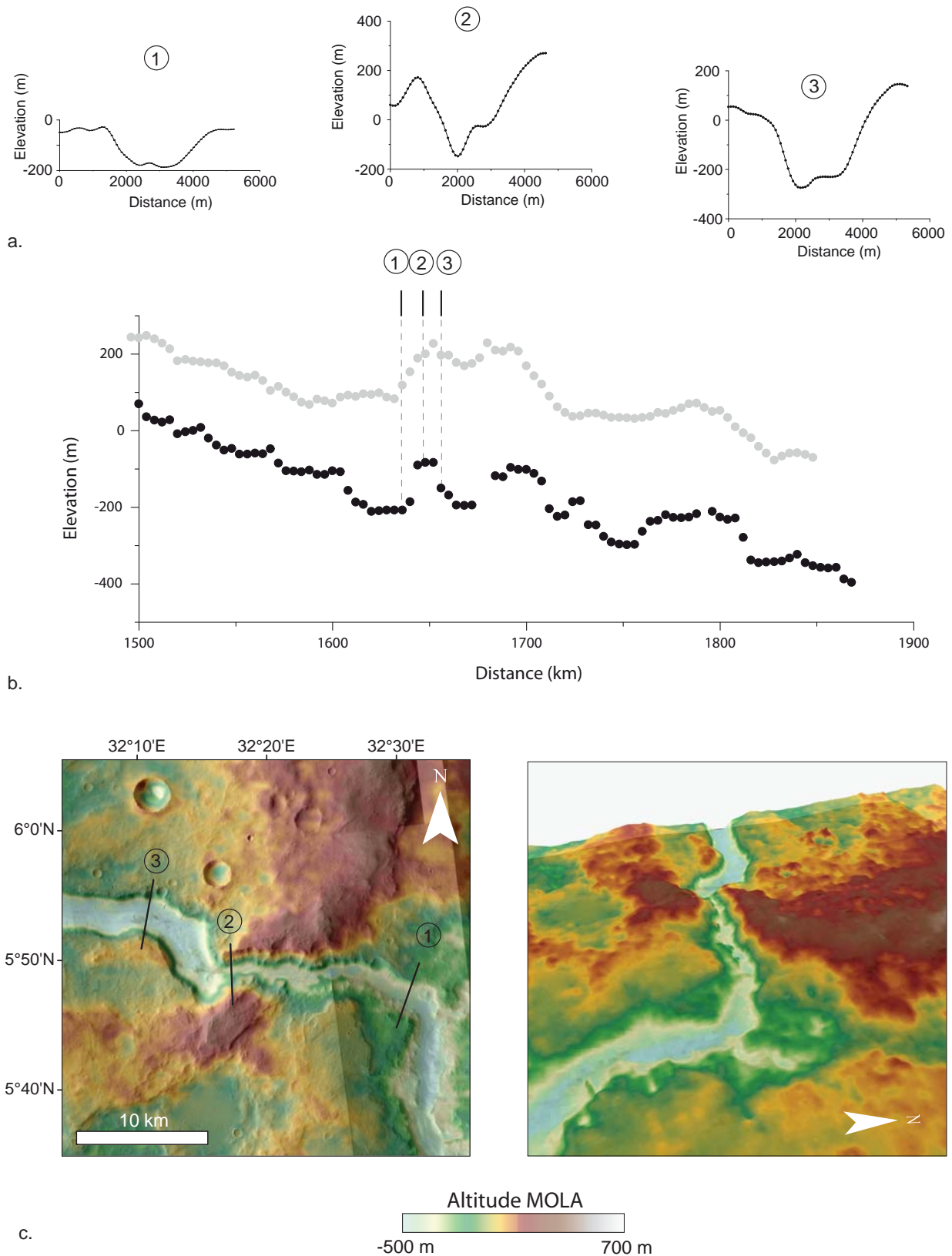


Figure II.4 – 9. Changement de la géométrie de Naktong vallis au voisinage d’une ride topographique. Les numéros 1, 2 et 3 se réfèrent aux profils transverses de vallée. **a.** Profils transverses de vallée obtenus à partir de MNT HRSC. Notez l’augmentation relative de la profondeur d’incision et la diminution de la largeur du fond de la vallée au niveau de la contre-pente. La vallée passe d’une forme en “U” à une forme en “V” au sommet de la contre-pente avant de retrouver sa forme originale à l’aval de celle-ci. **b.** Segments des profils longitudinaux de fond de vallée et de sa surface environnante (MOLA PEDR). **c.** Vues en plan (à gauche) et en perspective (à droite) de Naktong Vallis et de la ride traversée (MNT HRSC).

de la vallée à cet endroit est peu probable (du moins non marquée par des structures tectoniques de surface (Figure II.4 –8a)).

Variations de la géométrie des vallées associées aux structures tectoniques

Parmi les vallées étudiées certaines présentent des changements significatifs, en termes de géométrie et/ou de déflexion de leur cours, qui sont souvent associés à des sections en contre-pente le long des profils de vallées. Ceci semble particulièrement valable pour la soixantaine de contre-pentes détectées et associées à des structures tectoniques. Il est donc intéressant d'observer de plus près et de caractériser les changements dans la morphologie des vallées qui s'opèrent à l'intersection avec ces structures tectoniques en particulier.

Le cours de certaines vallées peut être défléchi au voisinage de rides de compression, de rides d'escarpement lobées ou d'autres structures topographiques d'origine tectonique. Par exemple, la trajectoire originelle de la vallée-57 en amont est perpendiculaire à une ride de compression (notée numéro 1) (Figures II.4-8b,c). La vallée bifurque brutalement à angle droit en s'approchant de la ride, puis la longe sur 10km environ à largeur constante avant de la franchir à son point de plus basse altitude locale (Figure II.4-8c). La ride mesure 300 km de long 180 m de hauteur, ce qui représente moins de 10% du dénivelé total de la vallée. La contre-pente du fond de la vallée au niveau de cette ride est de 0,013 m/m, soit environ sept fois plus élevée que le gradient total de la vallée qui est de 0,002 m/m (dans le sens opposé). Une fois la ride franchie, la largeur de vallée augmente de nouveau avec des flancs mal délimités. L'ensemble de ces relations géométriques spatiales particulières laissent penser que l'incision a été initiée après ou pendant la période d'activité majeure de la ride.

Un second point intéressant concerne le changement du profil transversal d'une vallée, en particulier de sa largeur lors du franchissement de structures tectoniques. Les fonds de vallées peuvent voir leur largeur diminuer au niveau de contre-pentes observées en association avec le franchissement d'une ride. C'est notamment le cas pour la vallée-57 et Naktong Vallis pour lesquelles la profondeur d'incision augmente et la largeur diminue le long d'une contre-pente donnée. En ce qui concerne la vallée-57, la ride concernée (notée numéro 2) mesure environ 130 m de haut pour 50 km de long (Figure II.4-8b). La profondeur d'incision augmente de 80 à 180 m au sommet de la ride et la vallée se rétrécit de 2 km à 500 m de large (Figure II.4-8c). Un autre exemple se trouve dans Naktong Vallis. La ride en elle-même possède une forme semi-circulaire de 50 km de diamètre. Elle mesure environ 200 m de haut et possède une largeur de l'ordre de 30 km. La largeur du fond de vallée décroît de 2 à 1 km au sommet de la contre pente avant de s'élargir après avoir franchi l'obstacle (Figure II.4-9).

• **Géométrie des tributaires et des confluences**

La plupart des vallées étudiées sont isolées. Seule une dizaine possède des tributaires un minimum développés, il s'agit souvent de vallées de grande taille telles que Nirgal, Indus ou Naktong Valles par exemple. L'exemple des vallées tributaires est assez intéressant à étudier, notamment la façon dont elles sont raccordées à leur vallée principale. Par exemple, les tributaires de Indus et Nirgal Valles sont suspendus au-dessus de leur vallée principale (Figure II.4-10). Leur profil longitudinal peut être marqué par une rupture de pente de plusieurs centaines de mètres de haut proche de leur exutoire (Figure II.4-11). La présence de tributaires, même de dimensions importantes, ne semble pas affecter de façon significative le profil en long de leur vallée principale. Il n'y a visiblement pas de dépôts conséquents à l'embouchure des tributaires qui donneraient lieu à des variations importantes le long des profils de vallées principales.

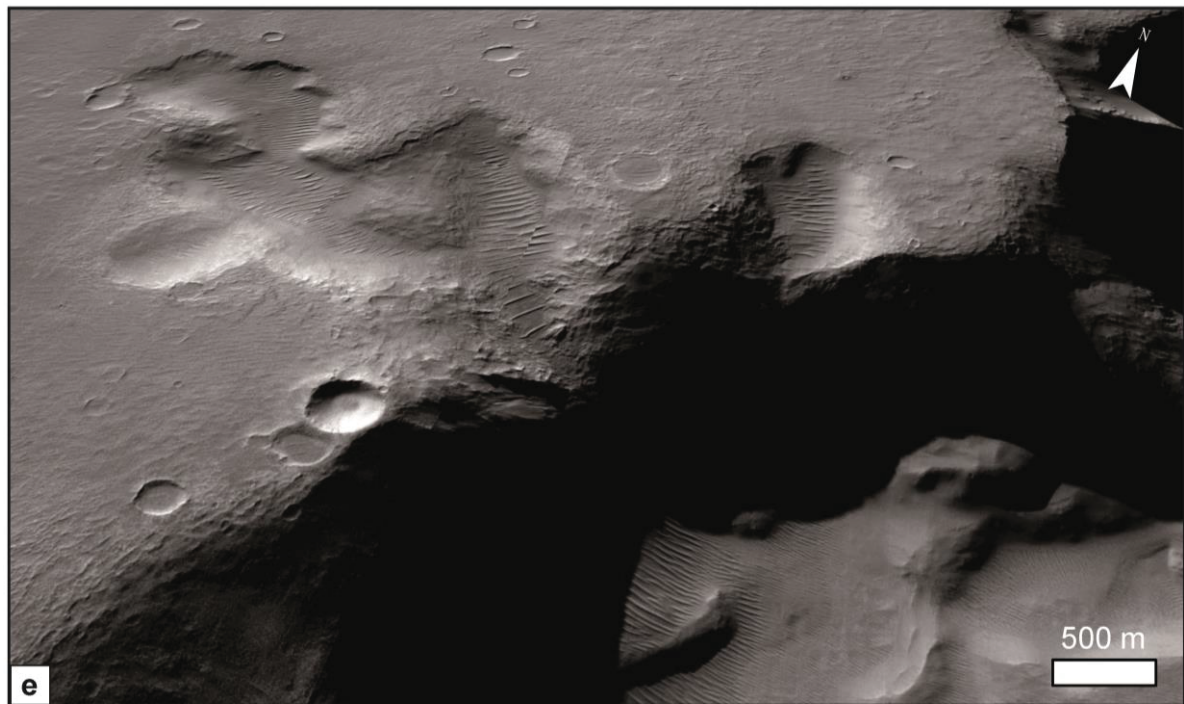


Figure II.4-10. Vue en perspective d'un tributaire de Nirgal Vallis. L'embouchure du tributaire est localisée 800 m au-dessus du fond de vallée) (Google Mars).

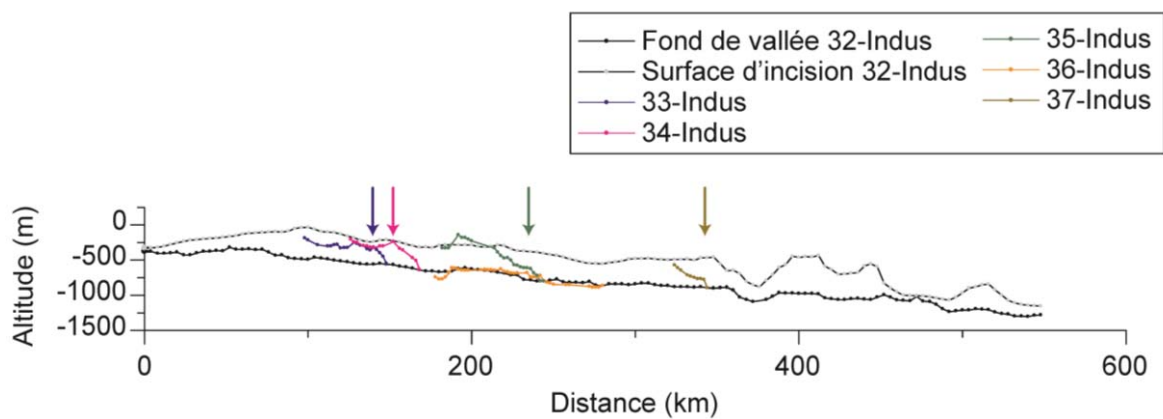


Figure II.4-11. Profils longitudinaux d'Indus Vallis, de la surface dans laquelle elle est incisée ainsi que de cinq de ses tributaires. Les flèches colorées marquent l'emplacement de ruptures de pente sur les profils longitudinaux des tributaires. Notez que l'exutoire de certains tributaires est localisé jusqu'à 400 m au-dessus du fond d'Indus Vallis.

- **Dépôts associés**

En plus des différentes morphologies décrites jusqu'à présent, d'autres formes de dépôts associés plus ou moins directement aux vallées étudiées ont été observés. Ces dépôts apparaissent sous forme de rides sinueuses généralement localisées à l'intérieur et au centre de certaines vallées, voire se prolongeant au-delà de celles-ci (Figures II.4-12 et 13). Ces rides sinueuses peuvent aussi se retrouver de façon indépendante parcourant le fond de certains cratères en étant parfois interconnectées. Nous avons détecté une trentaine de ces rides sur les deux sites d'étude avec une majorité localisée sur Arabia Terra (Figure II.4-12). La Figure II.4-14 illustre les profils longitudinaux d'une ride sinueuse située le long de l'axe d'une vallée ainsi que celui de la surface environnante. Le point d'intersection des profils à 50 km correspond à l'endroit où la vallée contenant la ride sinueuse disparaît progressivement laissant ainsi la ride en relief dans le paysage. La hauteur de cette ride peut atteindre 50 m par endroit. Elle est très irrégulière en termes de variations topographiques longitudinales, néanmoins ses variations globales semblent corrélées avec celles de la surface environnante.

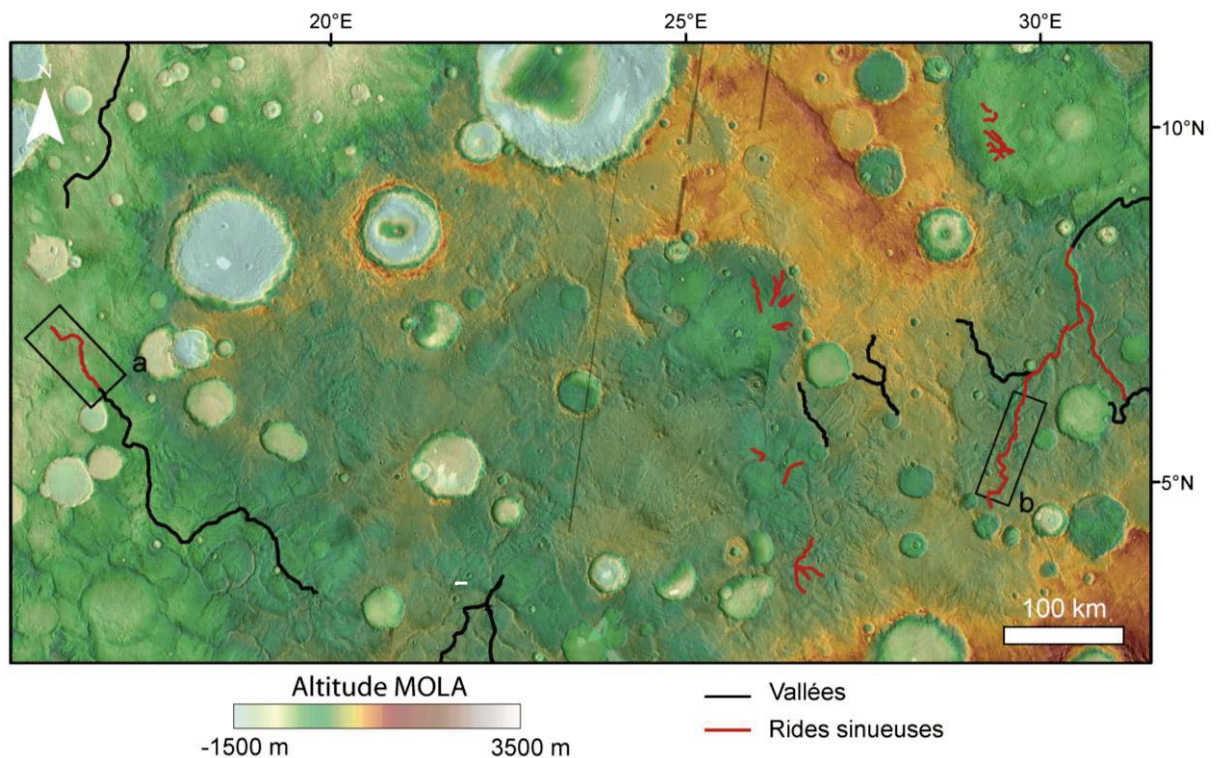


Figure II.5-12. Carte de répartition des rides sinueuses dans la région d'Arabia Terra. Les vallées étudiées sont en noir et les rides sinueuses en rouge. Notez la localisation des rides sinueuses soit isolées soit à l'intérieur de vallées étudiées telle que Naktong Vallis (extrémité droite) ou la vallée-9 (extrémité gauche).

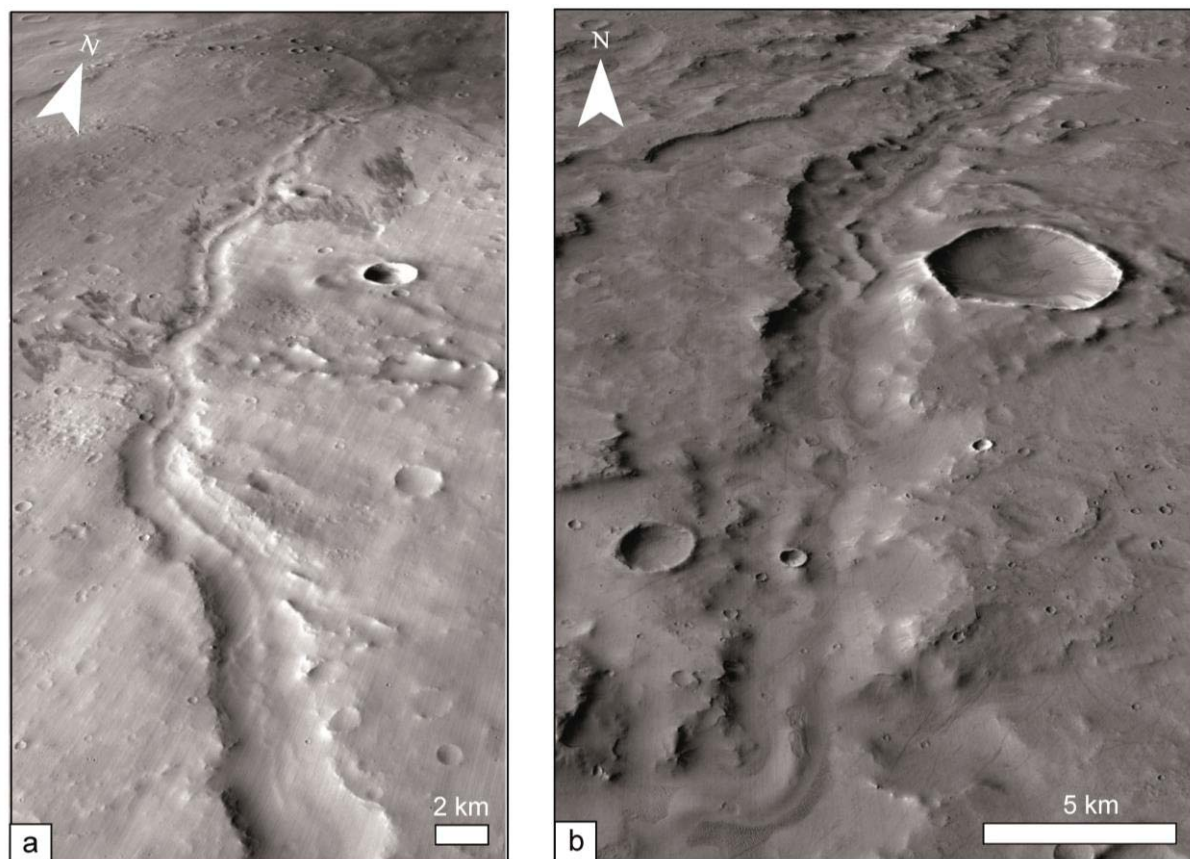


Figure II.5 – 13. Exemples de rides sinueuses à l'intérieur de vallée (se référer à la **Figure II.5-12** pour la localisation des images). **a.** Ride sinueuse centrale initiée à l'intérieur de la vallée-9 et se prolongeant au-delà de celle-ci. **b.** Ride sinueuse centrale dans un tributaire de Naktong Vallis.

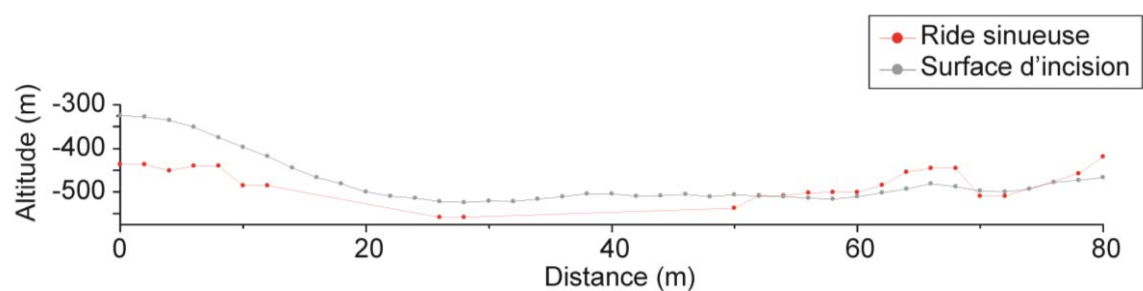


Figure II.5 – 14. Profils longitudinaux de ride sinueuse dans la vallée-9 et de la surface environnante (Arabia Terra). Les profils ont été réalisés avec la méthode du rayon de recherche à partir de points MOLA PEDR.

II.4.2.3. Géométrie de l'exutoire des vallées et morphologies associées

Concernant leur extrémité distale, une dizaine de vallées débouchent dans les plaines du Nord (Figure II.5-15c), une autre dizaine à l'intérieur de cratères remplis ou non (Figure II.5-15a), plus d'une vingtaine de vallées finissent soit de façon énigmatique, soit dans des dépressions locales ou encore sont recouvertes par des dépôts plus jeunes (Figures II.5-15b, d et e). Les vallées se finissant de façon énigmatique semblent disparaître dans le paysage de façon spontanée. Certaines têtes de vallées naissent dans le prolongement de ces vallées qui disparaissent brutalement (Figure II.5-15d), ce qui souligne la difficulté particulière à reconstituer le réseau d'origine. Pour finir une dizaine de vallées étudiées sont des tributaires débouchant dans des vallées plus importantes dont nous avons parlé précédemment (Figure II.5-13a).

Un autre aspect remarquable des vallées étudiées est l'absence d'élargissement à leur exutoire. Dans le cas des vallées fluviales terrestres, la largeur de la vallée augmente depuis l'amont vers l'aval dépendamment du débit et de la pente de la vallée (partie II.1), cette relation n'est pas observée ici.

Les vallées étudiées possèdent également la particularité de ne pas présenter de dépôts à leur exutoire tels que des deltas ou des cônes alluviaux. Il n'y a pas de trace visible du devenir du matériel qui a été érodé puis transporter dans ces vallées.

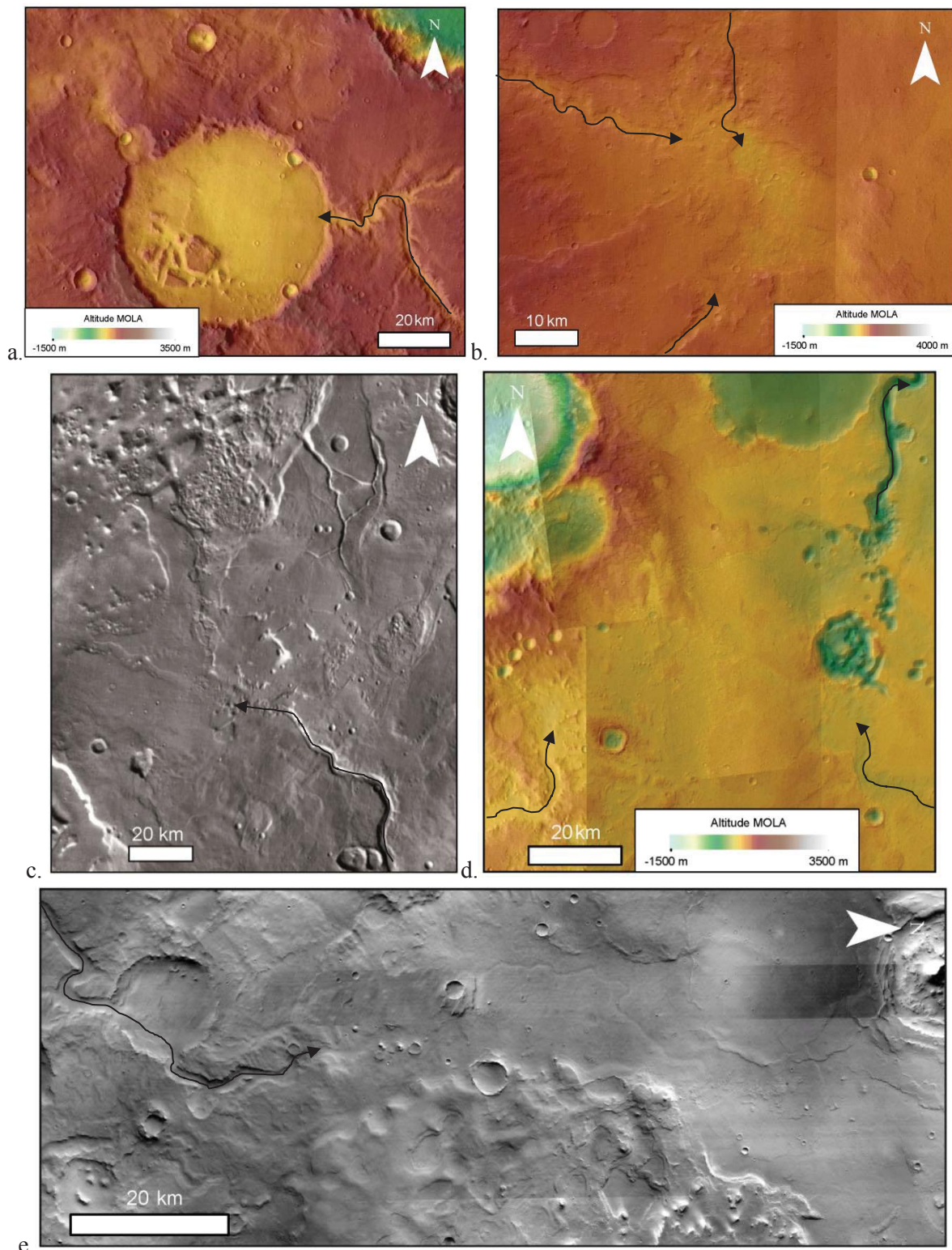


Figure II.5-15. Exemples d'exutoires de vallées martiennes. Les flèches en noir indiquent la direction de l'écoulement ayant incisé les vallées. **a.** Verde Vallis sur Arabia Terra débouche dans un cratère. **b.** Vallées qui débouchent dans une dépression locale sur Terra Cimmeria. **c.** La vallée-1 sur Arabia Terra se jette dans les basses plaines de l'hémisphère Nord martien. **d.** Disparition des vallées-46 et -47 dans la même zone de Terra Cimmeria où naît Tinto Vallis plus au Nord. **e.** Disparition de la vallée-11 sur Arabia Terra. La vallée semble avoir été ré-incisée par un écoulement moins important qui prolonge l'incision au-delà de la vallée initiale jusqu'à disparition dans une plaine.

II.5. Hypothèse de formation des vallées étudiées et leur relation avec le climat pré-Amazonien de Mars

L'étude morphométrique et morphologique de vallées équatoriales martiennes révèle des caractéristiques notables intéressantes. Il n'est pas rare que ces vallées possèdent des profils longitudinaux de formes ondulées avec des sections en contre-pente. Ces ondulations sont souvent similaires à celles des surfaces dans lesquelles les vallées sont incisées, induisant une profondeur d'incision relativement constante le long des vallées. Par ailleurs, les changements de la géométrie et du cours des vallées sont particulièrement remarquables au niveau de ces contre-pentes le long des profils de vallées. Il apparaît primordial de comprendre l'origine de ces ondulations le long des profils de vallées ainsi que les morphologies associées dans le but de définir un/des mécanisme(s) plausible(s) responsable(s) de la genèse et de l'évolution des vallées. Dans cette partie, nous envisagerons différents scénarii avec leurs implications potentielles en termes de conditions climatiques.

II.5.1. Les processus plausibles à l'origine des formes des profils longitudinaux de vallées et des morphologies associées

II.5.1.1. Les processus postérieurs à l'incision des vallées

Une étude globale sur les vallées martiennes qui datent de plusieurs milliards d'années montre qu'elles n'ont pas été sujettes à des remplissages sédimentaires majeurs à travers le temps depuis leur formation (Williams et Phillips, 2001). Cette supposition est en adéquation avec le fait que la nature ondulée de nombreux profils longitudinaux de fond de vallées, imitant les variations verticales des profils longitudinaux des surfaces incisées, est très difficile à expliquer uniquement par un remplissage sédimentaire. Ce dernier est supposé être homogène et draper les variations topographiques de fond le long des vallées et non diminuer localement leur profondeur sur des distances pouvant aller jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres dans des zones où les convergences de tributaires se font rares (partie II.4.2 ; Figure II.4-8a). L'hypothèse d'un remplissage sédimentaire pour expliquer les formes de profils martiens observées est d'autant plus improbable pour les vallées possédant des contre-pentes dont le dénivelé est presque égal au dénivelé total de la vallée et supérieur à la profondeur d'incision (e.g. vallées 28 et 59, Figures II.4 – 3a et d).

Par ailleurs, des processus de déformation postérieurs à l'incision pourraient aussi mener à la formation de contre-pentes de vallées qui sont corrélées avec les pentes de la surface environnante. Étant donné que les contraintes sur l'âge et la période d'activité des structures tectoniques restent mal définies par rapport à la période d'incision des vallées (chapitre I), la déformation postérieure à l'incision peut être mentionnée comme source possible pour certaines contre-pentes de vallées. Toutefois, plus de 70% des contre-pentes observées le long des vallées étudiées ne sont pas trouvées en association avec des structures topographiques ou morphologiques quelles qu'elles soient. Il semble donc peu probable que la totalité des contre-pentes de vallées soit entièrement attribuée aux processus de déformation postérieur à l'incision. De surcroît, les changements dans la géométrie de la vallée, comme ceux observés au niveau de contre-pentes associées à des structures tectoniques le long de profils de vallées, pourraient témoigner d'une adaptation de l'écoulement qui les a formées. Ces variations pourraient, en effet, être révélatrices de la capacité

de l'écoulement à s'ajuster pour optimiser sa force afin de franchir tout en l'incisant un obstacle topographique existant ou, à plus grande échelle, une pente régionale du plateau.

Les dépôts de rides sinueuses observés dans le fond et le prolongement de certaines vallées pourraient également nous renseigner sur les processus d'évolution des vallées postérieurs à leur incision (Figures II.4-12, 13 et 14). L'hypothèse d'une formation purement éolienne est difficile à envisager compte tenu de la sinuosité de ces rides qui épousent parfaitement le parcours de la vallée sur de longues distances, tout en maintenant une position médiane, et pouvant se prolonger au-delà de celle-ci. Des mouvements de masse latéraux ne sont pas suffisants pour expliquer la formation de telles rides centrales dont la hauteur peut être conséquente (Figure II.4-14). La plupart des vallées étudiées ayant une largeur assez importante, il est peu probable que des mouvements de masse se rejoignent au centre des vallées. Ces derniers restent généralement confinés près des flancs, d'autant plus qu'il n'y a pas d'autres indices attestant de la déstabilisation des flancs de façon homogène tout au long d'une vallée. En revanche si ce mouvement de masse a lieu de façon beaucoup plus profonde cela aurait pu engendrer la formation d'une ride centrale dans le fond de la vallée. Ce type de morphologie peut être rencontré dans les paysages périglaciaires, c'est ce que l'on appelle le « valley bulging » (e.g. Hutchinson, 1991 ; Parks, 1991 ; Hutchinson and Coope, 2002). Cependant, une condition nécessaire pour former de telles rides par ce processus requiert la présence d'une couche facilement déformable en profondeur de type argile (e.g. Hutchinson and Coope, 2002). C'est la déformation des argiles dans l'axe de la vallée qui produit un abaissement des flancs de vallée et la formation d'une ride sur le sol de celle-ci (Vaughan, 1976 ; Parks, 1991). Il est difficile d'une part d'appuyer cette interprétation dans l'état actuel des connaissances du sous-sol martien, d'autre part, elle n'explique pas l'existence de ces rides se prolongeant au-delà des vallées.

II.5.1.2. Les processus d'érosion fluviale et de sapement aérien

Nous l'avons vu dans la partie II.1, les vallées fluviales à l'équilibre possèdent un profil longitudinal de forme concave et celui des vallées de sapement est quant à lui généralement linéaire. De plus, l'incision des vallées aériennes suit le gradient topographique le plus important et augmente le long d'un profil de façon indépendante par rapport aux variations topographiques de la surface dans laquelle elles sont incisées, en suivant des lois d'incision qui leur sont propres (partie II.1). Au premier abord, à la fois la forme des profils en long et leur relation avec la topographie de la surface environnante ne ressemblent pas aux observations faites pour les vallées martiennes étudiées.

Toutefois, nous avons montré que les profils longitudinaux de fond de vallées fluviales et de sapement aérien pouvaient avoir des contre-pentes à des endroits très particuliers tels que des zones de convergence de tributaires, le long de failles actives ou encore, beaucoup plus rarement, dans des zones où le taux de surrection est plus élevé que celui de l'incision verticale (partie II.1). Néanmoins, ces contre-pentes n'existent que sur de très courtes distances et n'excèdent pas quelques dizaines de mètres d'amplitude. C'est l'une des raisons pour lesquelles le seuil significatif de détection de des contre-pentes sur Mars a été fixé à 4 km pour leur longueur et à 12 m pour leur hauteur, ce qui correspond à l'amplitude maximale observée pour des contre-pentes le long de vallées fluviales (Rice et al., 2008). Par conséquent, à la fois (1) la dimension des contre-pentes, (2) leur localisation le long de profils de fond de vallées par rapport à des structures et morphologies reconnaissables et (3) la corrélation entre les variations topographiques des profils de fond de vallées et celles des surfaces dans lesquelles elles sont incisées diffèrent grandement de ce à quoi l'on pourrait s'attendre pour des vallées fluviales et de sapement aérien terrestres.

D'autre part, dans le cas d'une vallée fluviale, l'existence de tributaires suspendus, tels qu'observés le long de certaines vallées, peut refléter une inégalité entre la vitesse d'incision du chenal principal et la vitesse d'incision des tributaires mais reste très rare en domaine fluviale ou de sapement aérien (Wobus, 2006).

Les dépôts sous formes de rides sinueuses que nous avons décrits dans la partie **II.4.2** peuvent ressembler à des chenaux inversés, communément rencontrés sur Mars comme sur Terre. Néanmoins, lorsque ces rides sinueuses sont localisées dans le centre des vallées, la dynamique fluviale en milieu aérien à elle seule telle que nous la connaissons sur Terre ne parvient pas à constituer de telles morphologies. Le seul exemple s'en rapprochant pourrait être la construction de levées naturelles par un chenal jusqu'à une surélévation de son lit par rapport à la plaine alluviale environnante. Toutefois, même si l'empreinte laissée dans le paysage par ces accumulations de levées peut constituer une ride, cette dernière se situe sur une plaine alluviale généralement très grande, comme celle du Mississippi (USA) ou du fleuve jaune (Chine), et non au centre d'une vallée.

II.5.1.3. Les processus d'érosion sous-glaciaire

Les formes de profils en long des vallées martiennes étudiées, les dimensions de leurs contre-pentes ainsi que la corrélation entre ces profils et ceux des surfaces environnantes sont similaires à celles observées pour des vallées tunnels sur Terre (Figure II.4 – 3). Ces caractéristiques pourraient tout à fait refléter un état de confinement partiel ou total de l'écoulement ayant incisé ces vallées. Une pression exercée suffisamment longtemps aurait permis à l'écoulement de s'ajuster afin de remonter un gradient topographique tout en ayant la capacité d'inciser dans le substratum. Une telle dynamique est typique de celle qui peut être rencontrée au niveau des vallées tunnels terrestres pour lesquelles la pression contrôlant l'écoulement et sa capacité à inciser correspond à celle exercée par le poids de la glace sus-jacent.

De surcroît, les variations observées en termes de géométrie (diminution de la largeur et augmentation de la profondeur d'incision) au niveau des contre-pentes martiennes indiquent le fait que l'écoulement semble s'être adapté pour optimiser sa force afin de franchir l'obstacle en se concentrant au niveau de la contre-pente. La même observation a été faite par Hobley et al. (2014) pour des vallées martiennes dans les moyennes latitudes qui montrent une augmentation de 30% de leur largeur après avoir franchi des obstacles. Il en a conclu qu'il s'agissait de vallées tunnels incisées par des écoulements d'eau de fonte circulant sous pression (Hobley et al., 2014).

En termes de morphologie, l'existence de nombreuses vallées martiennes isolées, de tributaires suspendus, d'extrémités parfois très ambiguës qui semblent naître spontanément dans le paysage peuvent tout à fait correspondre aux processus de formation et développement de réseau en milieu sous-glaciaire (e.g. Huuse and Lykke-Andersen, 2000 ; Praeg, 2003 ; Jorgensen and Sandersen, 2006). Par ailleurs, une formation de type fluvioglaciaire de ces rides sinueuses axiales dans le fond et le prolongement de vallées martiennes est tout à fait plausible. D'autant plus que ces rides sinueuses sont similaires, en termes de morphologie et de dimensions, aux eskers que l'on peut rencontrer ailleurs sur Mars et sur Terre (e.g. Kargel et al., 1995 ; Banks et al., 2009 ; Brennand, 2000).

Au vue des caractéristiques communes partagées avec les vallées tunnels terrestres, il est tout à fait plausible que certaines vallées martiennes aient pu avoir une origine similaire. Par conséquent, nous suggérons des conditions environnementales de formations similaires pour les vallées que nous avons étudiées et qui présentent ces caractéristiques, impliquant l'existence d'écoulements pressurisés donc partiellement ou entièrement confinés ayant la capacité de remonter en érodant

des hauts reliefs topographiques conférant aux vallées ainsi formées un profil longitudinal avec des ondulations de longueurs d'ondes et d'amplitudes variées.

II.5.2. Les implications climatiques

II.5.2.1. Compatibilité avec les régimes thermiques glaciaires

Un modèle physique de formation sous-glaciaire des vallées martiennes a été suggéré par Carr and Head, (2003). Ils ont exploré l'hypothèse selon laquelle certaines vallées martiennes auraient pu se former par fonte basale de dépôts de neige et de glace.

Selon eux, l'eau de fonte provenant de dépôts glaciaires étendus à la fin Noachien aurait pu fournir le ruissellement nécessaire pour inciser les vallées et recharger le système souterrain (Wallace and Sagan, 1979; Carr, 1983 ; Carr and Head, 2003). Les flux de chaleurs plus élevés et la présence d'eau en grande quantité à proximité de la surface dans le Mars ancien auraient pu générer des dépôts de neige et de glace suffisamment épais pour permettre à la fonte basale de se produire (Figure II.5-1) (e.g. Carr and Head, 2003). D'autres sources de chaleur pour initier la fonte de dépôts de glace suivi de l'érosion des vallées par des écoulements sous-glaciaires ont été envisagées par Hobley et al. (2014). Outre l'existence de dépôts de glace suffisamment épais pour permettre une fonte basale, ils incluent la fonte de la glace de calotte par des changements orbitaux, des cratères d'impact, l'activité volcanique ou encore l'augmentation des flux géothermiques induits par des changements géologiques.

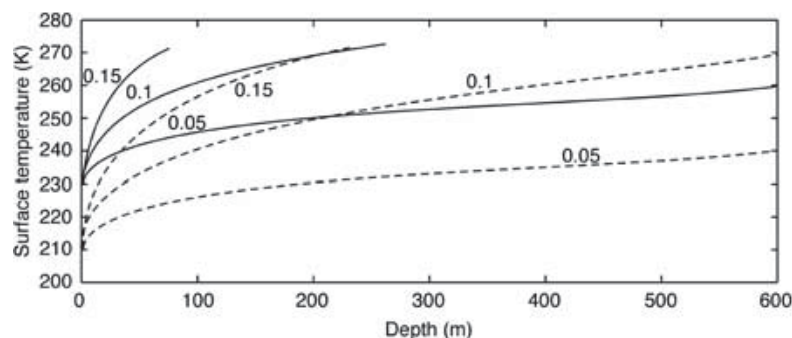


Figure II.5 – 1. Les profils de température-profondeur pour une température de surface de 210 K (en pointillé) et 230 K (en continu), en supposant une conductivité thermique de 0,1 à 1 Wm⁻¹K⁻¹. Trois courbes sont illustrées pour chaque température de surface correspondant à un flux de chaleur de 0,05 (en bas), 0,1 et 0,15 Wm² (en haut). Pour les températures actuelles (210 K) la fonte se produit à quelques centaines de mètres de profondeur pour des flux de chaleur locaux de 0,1 Wm² ou plus (Carr and Head, 2003).

Ces études concluent que l'érosion par des écoulements d'eau de fonte sous-glaciaires et/ou aériens a pu contribuer à la formation des vallées martiennes. Ce constat remet en question la supposition selon laquelle les réseaux de vallées martiens nécessiteraient des conditions chaudes pour se former. D'autant plus que les simulations effectuées indiquent que même sous les conditions climatiques actuelles des écoulements d'eau liquide pourraient avoir lieu sur des centaines de kilomètres sous une couverture de glace (Wallace and Sagan, 1979 ; Carr, 1983 ; Carr and Head, 2003).

II.5.2.2. Quelles morphologies glaciaires associées ?

Sur Terre, les vallées tunnels sont généralement considérées avec un ensemble d'autres formes de dépôts et d'érosion péri et sous-glaciaires telles que les moraines, eskers, roches moutonnées, drumlins... C'est la présence de ce cortège glaciaire qui permet de contraindre l'étendue de l'ancienne calotte glaciaire ainsi que ses différents épisodes d'avancées et de retraits témoignant de sa dynamique. À titre d'exemple les cartes de reconstitution à l'échelle globale et régionale de la calotte quaternaire Nord-américaine sont basées sur la répartition de l'ensemble des formes de paysage associées à la glaciation en particulier les eskers, les vallées tunnels et les moraines (e.g. Brennand, 2000 ; Cutler et al., 2002 ; Evans, 2005). Cependant, dans plusieurs régions de la Terre, comme en Afrique du Nord, les vallées tunnels sont parmi les seuls témoins géomorphologiques actuellement préservés de l'existence passée de vastes calottes glaciaires sur lesquels sont basées les limites d'avancées et de retraits de la calotte fin Ordovicien dans le Sahara (Beuf et al., 1971 ; Destombes et al., 1985 ; Smart, 2000 ; Hirst et al., 2002 ; Ghienne et al., 2003, 2007 ; Le Heron and Craig, 2008).

Sur Mars, outre les possibles eskers détectés, le cortège glaciaire sensé accompagné la présence de vallées tunnels n'a pour l'instant pas été identifié s'il est présent tel que nous le connaissons sur Terre. Par conséquent, s'il s'agit bien de vallées tunnels et d'eskers, ce sont les seuls indices morphologiques de surface permettant de nous renseigner sur ces étendues glaciaires. Plusieurs hypothèses s'offrent à nous pour expliquer ce manque de morphologies glaciaires associées. Tout d'abord, il se peut que ces vallées soient les seuls vestiges préservés à l'heure actuelle de ces glaciations équatoriales, d'autant plus que sur Mars ces glaciations sont vraisemblablement âgées de plusieurs milliards d'années. L'autre possibilité est que ces autres formes de dépôts et d'érosion glaciaires et sous-glaciaires ne se soient jamais formées.

L'absence de formation de ce cortège glaciaire pourrait être due à une dynamique, un régime thermique glaciaire ainsi que des conditions de surface particulières. Dans le Mars pré-amazonien, l'insolation solaire qui atteignait la planète était beaucoup plus faible, de même que la température, la densité atmosphérique et le flux de chaleur géothermique (e.g. Laskar et al., 2004 ; Forget et al., 2006, Madeleine et al., 2009). Ces conditions expliqueraient des glaciations globalement à base froide empêchant le glissement et inhibant ainsi la capacité de la calotte à éroder la surface. Cela suggère que l'écoulement glaciaire se faisait par déformation interne plutôt que par glissement basal, ce qui est le cas sur Terre pour les glaciers à base froide qui ne présentent pas de formes de dépôts ou d'érosion associées (Atkins et al., 2002). Dans ces cas-là comment expliquer la formation de possibles vallées tunnels sur Mars ?

Des glaciations globalement à base froides peuvent présenter des zones à base tempérées lorsque la glace est suffisamment épaisse pour permettre au gradient géothermique d'atteindre son point de fonte à la base du glacier. Ces zones particulières sont généralement localisées au milieu de la calotte où cette dernière est sensée être la plus épaisse, mais aussi au niveau de dépressions topographiques locales permettant à la glace de s'accumuler en grande quantité. L'eau de fonte ainsi produite localement est stockée dans des réservoirs sous-glaciaires à base tempérée bloqués par des marges à base froides. Comme nous l'avons montré dans la partie II.1, les vallées tunnels terrestres peuvent tout à fait avoir été incisées dans un substrat collé à la glace en zone froide proche des marges glaciaires lors d'épisodes de vidanges de ces réservoirs (Figure II.5 – 2).

Sur Mars, les cratères d'impact auraient pu constituer ces dépressions closes où la glace pouvait atteindre une épaisseur suffisante pour fondre à sa base. Cette hypothèse serait tout à fait en accord avec le modèle de régime thermique décrit par Carr and Head (2003). Une solution alternative serait d'envisager un régime thermique à base froide qui pourrait temporairement et

localement produire de la fonte rejoignant le système sous-glaciaire et incisant des vallées lors de périodes d'activité volcanique, d'activité hydrothermale ou d'impact comme suggéré par Hobley et al. (2014).

La question se pose donc quant à la durée de l'existence d'eau de fonte circulant à la base de ce système glaciaire. Dans l'hypothèse où certaines des vallées étudiées peuvent être des vallées tunnels, l'absence de cortège glaciaires associé signifierait que la glaciation est restée globalement à base froide pendant toute la durée de son existence et que celle-ci aurait plutôt disparu par un processus de sublimation de la glace plutôt que par la fonte qui aurait généré des formes d'érosion et de dépôt associées au retrait glaciaire.

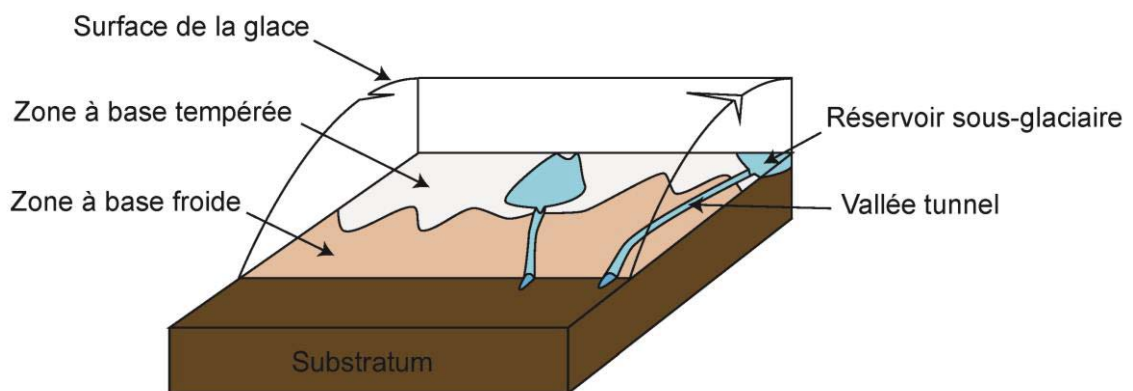


Figure II.5 – 2. Schéma conceptuel de formation de vallées tunnels en conduit à travers une marge glaciaire à base froide.

II.5.2.3. Compatibilité avec les modèles climatiques

En plus de ce modèle de régime thermique, des considérations théoriques sur la stabilité de la glace d'eau et des simulations numériques du climat martien prédisent des migrations des calottes glaciaires à la surface de Mars depuis les pôles jusqu'aux latitudes équatoriales dans le passé en réponse aux changements des caractéristiques orbitales et atmosphériques (Jakosky and carr, 1985; Mishna et al., 2003; Levrard et al., 2004; Forget et al., 2006; Madeleine et al., 2009; Wordsworth et al., 2013). Pour des simulations de modèles spécifiques basées sur les conditions physiques qui prévalaient probablement dans le passé (Soleil plus jeune, atmosphère plus dense en CO₂) associées avec une forte obliquité (50°), les vallées étudiées sont localisées préférentiellement dans les zones englacées où la stabilité de la glace a été prédite (Figure II.5-3) (Madeleine et al., 2009 ; Forget et al., 2006 ; Wordsworth et al., 2012 ; Kite et al., 2013). Cette observation est compatible avec l'origine sous-glaciaire de certaines vallées étudiées.

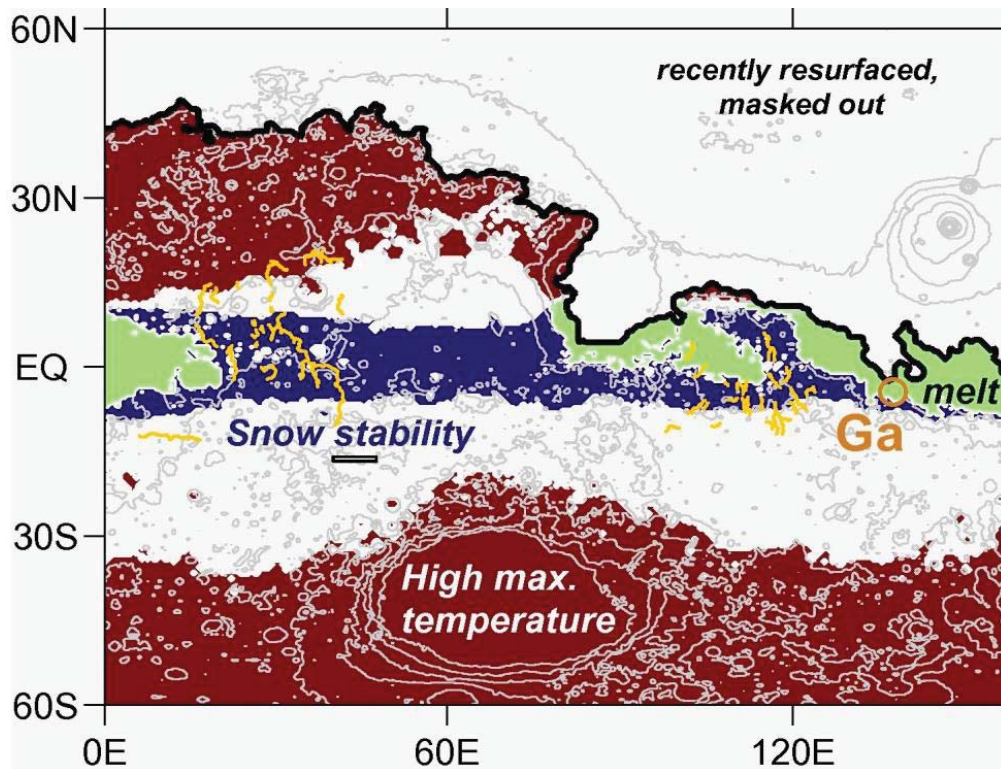


Figure II.5 – 3. Carte de répartition de la fonte de glace pour un exemple de forçage orbital, montrant le rôle de la stabilité de la neige et du potentiel de fonte. L'obliquité est de 50°, l'excentricité de 0,145, la longitude solaire au périhélie est de 0°, la pression de surface est de 49 mbar et la température du point de congélation (sans effet de serre lié au CO²) est de 5° K. Les zones en bleu correspondent à une couverture neigeuse inférieure à 15% (localisation des dépôts de neige). Les zones en rouge reçoivent suffisamment de lumière du soleil pour fondre à certains endroits pendant l'année, si la neige est présente. Là où la zone bleue de stabilité de la neige intersecte celle en rouge, où les températures sont élevées, de la fonte peut se produire (zone verte). La ligne noire épaisse correspond à la limite de terrains resurfacés depuis que les roches sédimentaires se sont formées (modifié d'après Kite et al. 2013).

II.5.3. Répartition des possibles vallées tunnels et conditions paléoenvironnementales associées

L'étude morphométrique et morphologique de vallées martiennes nous a montré la plausibilité de vallées tunnels sur les terrains cratérisés anciens. Ces vallées tunnels pourraient constituer de précieux indices sur les climats et les processus d'évolution anciens de la surface de Mars. C'est de cette notion dont nous allons discuter dans cette partie, en abordant, en particulier, la remise dans un contexte plus global de ces vallées ainsi que leur signification en termes de reconstructions paléoenvironnementales.

Des vallées tunnels et dépôts sous-glaciaires liés tels que des eskers ont été observés à différentes latitudes sur Mars et associés avec des glaciations récentes (amazoniennes) (Figure II.5-4). En effet, des vallées tunnels et des eskers mesurant jusqu'à 1600 km de long et de 3 à 30 km de large ont été décrits au niveau de la Formation Dorsa Argentea (Howard, 1981; Head and Hallet, 2001; Head and Pratt, 2001; Ghatan and Head, 2004), d'autres mesurant jusqu'à 120 km de

long et de 1 à 4 km de large ont été décrits dans les bassins d'Argyre (Metzger, 1991; Kargel and Strom, 1992; Banks et al., 2009), d'autres ont été décrits sur les flancs d'Hecates Tholus (Fassett and Head, 2006), dans la région d'Arabia Terra (valley 1) (Howard, 2012), dans les plaines du Nord (Chapman, 1994; Kargel et al., 1995; Nussbaumer et al., 2003; Burr et al., 2009; Martinez-Alonso et al., 2011; Hobley et al., 2014), et une origine sous-glaciaire des chenaux internes de Kasei Vallis a été suggérée (Arfstrom, 2014).

L'hypothèse que des vallées martiennes aient pu avoir une origine sous-glaciaire n'est donc pas nouvelle. En revanche, notre étude suggère que des vallées martiennes dans les basses latitudes et datant de l'époque pré-amazonienne ($> 3,5$ Ga) auraient également pu avoir une origine sous-glaciaire. Si tel était le cas, cela impliquerait des glaciations noachiennes-hespériennes à l'équateur martien.

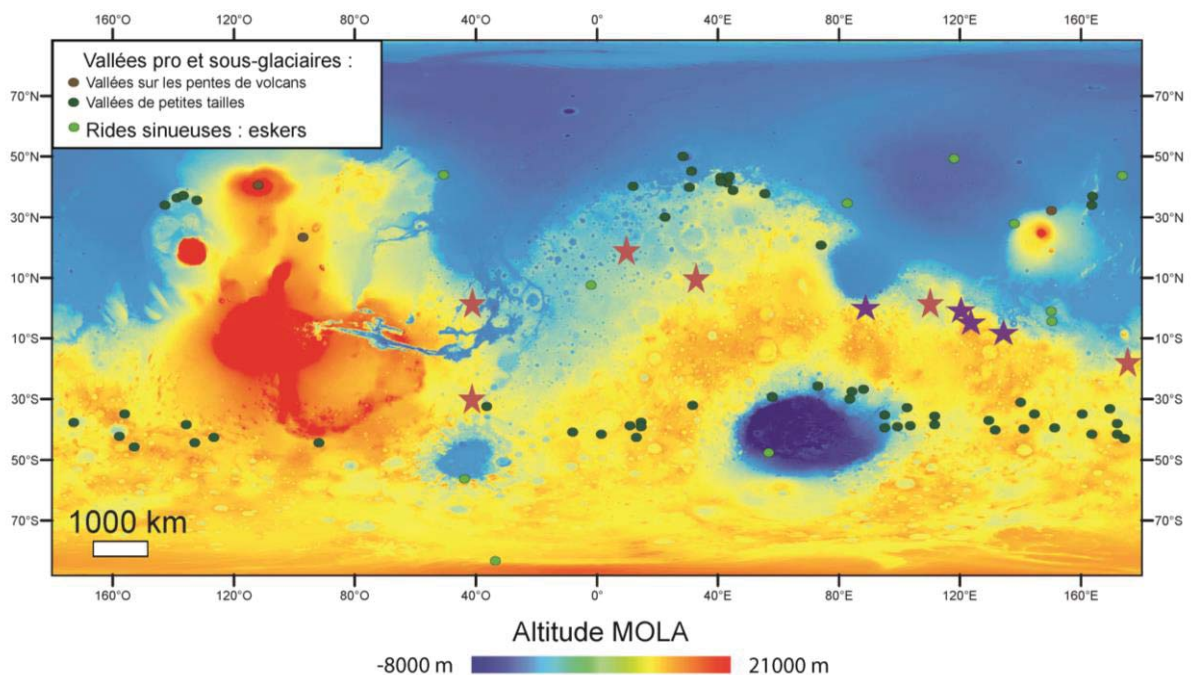


Figure II.5 – 4. Localisation des morphologies fluvio-glaciaires d'âge Hespérien à Amazonien. Carte réalisée à partir de morphologies fluvio-glaciaires recensées (Howard, 1981; Kargel and Strom, 1992; Chapman, 1994; Gulick and McKay, 1994; Kargel, 1995; Head and Hallet, 2001; Head and Pratt, 2001; Fassett and Head, 2006, 2007; Banks et al., 2009; Morgan and Head, 2009; Fassett et al., 2010; Jones et al., 2011; Martinez-Alonso et al., 2011; Hobley et al., 2014). Les étoiles en rouge marquent les vallées étudiées, celles en violet marquent de potentiels candidats pour des vallées tunnels à l'équateur d'après la nature ondulée de leur profil longitudinal.

Quelques profils longitudinaux de vallées dans les basses latitudes avaient déjà été dérivés à partir de méthodes similaires à celle que nous avons développée (Figure II.5-4). Ces profils présentent également des ondulations et pourraient représenter des candidats possibles pour des vallées tunnels. En particulier, des vallées telles que Lucius et 126°E-2°S vallée sur Terra Cimmeria (Irwin and Howard, 2002), des vallées débouchant dans Aëolis, Nepenthes et le bassin d'Isidis (Howard et al., 2005; Irwin et al., 2005) et des vallées localisées sur la bordure intérieure du bassin d'Isidis (Matsubara et al., 2013) montrent des profils longitudinaux ondulés qui pourraient être en accord avec une origine sous-glaciaire et prédisant ainsi une répartition sans

doute beaucoup plus étendue de ce type de vallées sur Mars. Par ailleurs, la fonte de chute de neige atmosphérique dans certaines zones et la sublimation de la glace partout ailleurs aurait pu jouer un rôle pour expliquer cette répartition non uniforme des vallées martiennes (Gulick and Baker, 1993).

Conclusion

L'objectif principal de ce chapitre était de caractériser des vallées martiennes afin de comprendre leur rôle comme marqueurs pour des reconstructions paléoclimatiques.

Afin de répondre à cette question, l'étude réalisée a porté sur une analyse morphométrique et morphologique d'une soixantaine de vallées dans les régions d'Arabia Terra, de Terra Cimmeria, de Nirgal Vallis, Nandedi Vallis et Ma'adam Vallis. Le développement et l'utilisation d'une méthode adaptée afin de tracer les profils longitudinaux de vallées martiennes ainsi que des observations morphologiques comparatives d'analogues terrestres ont contribué à une caractérisation de ces vallées. Les résultats obtenus ont permis d'établir des caractéristiques communes originales :

- Elles possèdent généralement des profils longitudinaux de forme ondulée à convexe. Au vue du contexte lithologique et tectonique, la plupart de ces variations topographiques le long de ces profils semblent être reliées au processus d'incision des vallées. En particulier, l'existence de contre-pentes le long de profils de vallées suggère une incision par un fluide circulant sous pression en environnement sous-glaciaire.
- Elles peuvent montrer des changements spectaculaires dans leur géométrie où sont observées ces contre-pentes. Ces changements peuvent se traduire par une déviation brutale de trajectoire ou encore une diminution de la largeur de vallée associée à une augmentation de sa profondeur d'incision au voisinage d'obstacles topographiques d'origines diverses.
- Elles possèdent des extrémités très obscures, la plupart d'entre elles semblent apparaître et disparaître spontanément dans le paysage.
- Elles sont isolées ou bien forment de réseaux avec tributaires. Néanmoins, ces tributaires sont souvent très peu développés, profonds par rapport à leur vallée principale et peuvent être suspendus au-dessus de cette dernière.
- Leur organisation spatiale à l'échelle locale montre un faible degré d'intégration des systèmes lorsque ces vallées sont connectées. À l'échelle régionale, leur densité de drainage est faible et leur répartition est très hétérogène.
- Certaines d'entre elles sont associées avec des rides sinueuses localisées à l'intérieur même de la vallée ou bien dans son prolongement.

Ces diverses observations montrent que les profils longitudinaux, les morphologies, les géométries et l'organisation spatiale de certaines vallées martiennes ne ressemblent que très rarement à ceux des vallées alimentées par des précipitations de surface ou un réservoir souterrain. Les résultats obtenus mettent en évidence la similitude entre ces vallées martiennes particulières et les vallées tunnels d'origine sous-glaciaire. Des écoulements d'eau sous et/ou pro glaciaires avec des conditions environnementales froide en surface, similaires à celles actuelles, pourraient avoir incisés ces vallées sur Mars. Sur la base de cette étude, nous privilégions l'hypothèse selon laquelle l'origine sous-glaciaire de certaines vallées martiennes est plausible. Cette hypothèse est en accord avec des modèles numériques physiques prédisant la possibilité de la fonte de glace comme source pour des écoulements sous-glaciaires ayant creusé les vallées martiennes (Carr and Head, 2003). L'extension de cette hypothèse à l'échelle planétaire impliquerait l'existence d'une

ou de plusieurs glaciations équatoriales plus ou moins étendues pendant le Mars ancien, il y a plus de 3,5 Ga.

Il existe d'autres vallées interprétées comme étant des vallées tunnels sur Mars mais localisées sur des terrains plus récents et au niveau des moyennes latitudes (e.g. Howard, 1981 ; Kargel and Strom, 1992 ; Kargel, 1993 ; Head and Hallet, 2001 ; Fassett et al., 2010 ; Hobley et al., 2014). Notre suggestions de vallées martiennes comme étant des vallées sous-glaciaires n'est donc pas inédite, en revanche cette hypothèse avait été très peu explorée pour expliquer les vallées équatoriales très anciennes (Carr and Head, 2003).

Nous allons à présent nous attacher à essayer d'identifier d'autres traceurs de glaciation(s) équatoriale(s) anciennes. Dans le chapitre suivant, nous rechercherons d'autres indices de glaciations en nous focalisant toujours sur le marqueur paléoclimatique que constitue les vallées mais en nous intéressant cette fois-ci à Valles Marineris.

III. Valles Marineris : un système glaciaire relique à l'équateur de Mars

Nous l'avons vu précédemment, les vallées sont des marqueurs morphologiques clés dans les reconstructions paléoenvironnementales. Elles constituent de véritables enregistrements des climats anciens. Ces enregistrements se traduisent par la présence d'indices géomorphologiques propres aux processus de formation et d'évolution qui ont façonné les vallées au cours du temps. En particulier, nous avons proposé dans le chapitre précédent une origine impliquant des processus glaciaires pour les vallées équatoriales anciennes sur Mars. Nous nous sommes également intéressés à Valles Marineris ; un système de vallées géant qui s'étend sur plus de 2000 km à l'équateur de Mars.

Plusieurs hypothèses ont été proposées concernant la genèse de ce vaste système. Il a été envisagé que sa formation pouvait résulter d'écoulements liquides, ou d'un retrait de magma en subsurface, ou plus communément admis, de l'activité tectonique (e.g. McCauley, 1972 ; Tanaka and Golombek, 1989, Schultz, 1998). Cependant, il semblerait que ce système de vallées ait en réalité enregistré une histoire plus complexe incluant des phases d'érosion et de dépôt.

Des études morphologiques ont en effet montré que Valles Marineris aurait été affecté par divers processus au cours de son évolution. Il a notamment été suggéré que le canyon formait un vaste système fluvial et lacustre alimenté par des précipitations (e.g. Lucchitta, 1999 ; Harrison and Chapman, 2008). Cependant, il n'existe aucune preuve concrète permettant de relier directement ces morphologies fluvio-lacustres à l'existence d'un climat chaud et humide au moment de leur formation. Par ailleurs, d'autres indices ont été découverts permettant d'explorer de nouvelles pistes (Rossi et al. 2000 ; Chapman et al., 2005 ; Thaisen et al., 2008 ; Fueten et al., 2011 ; Mège and Bourgeois, 2011).

L'objectif de ce chapitre est d'identifier, par le biais de vestiges géomorphologiques, les processus majeurs responsables de l'évolution globale de Valles Marineris ainsi que leurs implications en termes de paléoclimat. Nous allons au cours de ce chapitre étudier la physiographie générale de Valles Marineris afin d'effectuer une étude morphologique détaillée. Cette approche consistera à identifier des éléments de morphologies dans le paysage, leurs origines et par conséquent leurs mécanismes de formation. Plusieurs études locales ont été menées afin d'établir des cartes morphologiques interprétatives basées sur ces observations. Les résultats obtenus seront ensuite étendus à l'échelle de tout le système de vallées dans le but d'observer l'émergence d'un ensemble morphologique cohérent permettant de déterminer une origine commune pour ces diverses formes de paysage, témoins des processus qui ont fait évoluer la morphologie de Valles Marineris.

L'étude régionale de Valles Marineris à partir des données d'imageries et altimétriques a fait l'objet d'une publication dans « Geomorphology » (Gourronc et al., 2014). Ce chapitre sera donc constitué de cet article, précédé d'un résumé en français.

III.1. Résumé

Des assemblages cohérents de formes de paysages suggèrent que Valles Marineris, le système de vallées géant qui s'étend le long de l'équateur martien, était entièrement englacé pendant la fin Noachien – début Hespérien et contient toujours une très grande quantité de glace fossile. Certains de ces assemblages sont illustrés dans cette étude au travers d'exemples représentatifs dans trois régions sélectionnées : Ius Chasma, le centre de Candor Chasma et la jonction entre Coprates Chasma et Capri Chasma.

Une limite morphologique séparant la partie supérieure en éperons et ravins d'un escarpement basal lisse a été préservée de façon spectaculaire le long des flancs de vallées à travers Valles Marineris. Cette limite ondule autour des obstacles topographiques et montre des variations de grandes longueurs d'ondes en termes d'altitude. Cette ligne de démarcation est associée avec des bancs latéraux, des vallées suspendues et des éperons tronqués. Des comparaisons avec des analogues terrestres suggèrent que cette bordure pourrait correspondre à une trimline marquant l'épaisseur maximale d'un ancien remplissage glaciaire.

L'étude morphologique réalisée révèle que les fonds des Chasmata sont couverts par des types de terrains très variés :

- 1) des terrains chaotiques constitués de monticules et dépressions closes de morphologies et tailles diverses ;
- 2) des terrains fracturés composés de plaques de taille variable plus ou moins disloquées ;
- 3) des terrains relativement plats et lisses à surface piquetée.

Les formes de paysage rencontrées sur ces terrains ainsi que leurs relations spatiales avec la limite que nous avons interprétée comme étant une trimline suggèrent que ces terrains correspondent à différents stades de désintégration d'un ancien remplissage glaciaire, actuellement protégé par une couverture superficielle de till d'ablation.

Des interprétations alternatives peuvent être proposées pour chacune de ces formes de paysage. Cependant, une interprétation glaciaire est appuyée par le fait que ces formes individuelles constituent collectivement un assemblage élégant et cohérent, typique d'un système glaciaire de vallée relique. Nous suggérons en effet que ces formes de paysage et terrains composent un système glaciaire de vallée avec des glaciers à base tempérée qui étaient capables, au moins à un moment de leur histoire, de s'écouler et glisser sur leur lit. Tout ce système devait probablement être alimenté par de la glace provenant directement de l'atmosphère et s'accumulant dans les basses altitudes sur les fonds et flancs de vallées, avec une contribution mineure des glaciers tributaires fluant depuis des altitudes plus élevées. Cette hypothèse est en adéquation avec des modèles numériques de climats qui prédisent dans certaines configurations (atmosphère plus dense en CO₂, Soleil plus jeune...) d'importantes accumulations de glace dans les régions équatoriales de Mars pendant les périodes de forte obliquité de la planète (e.g. Forget et al., 2006 ; Madeleine et al., 2009). Des systèmes similaires de glace fossiles datant de l'histoire très ancienne de Mars sont probablement attendus d'être découverts dans d'autres endroits tels que d'autres dépressions, chasma, chaos, vallées cratères d'impact ou d'autres bassins.

One million cubic kilometers of fossil ice in Valles Marineris: relicts of a 3.5 Gy old glacial landsystem along the Martian equator

Marine Gourronc ^{1,2}, Olivier Bourgeois ^{1,2}, Daniel Mège ^{1,2,3}, Stéphane Pochat ^{1,2}, Benjamin Bultel ⁴, Marion Massé ³, Laetitia Le Deit ⁵, Stéphane Le Mouélic ^{1,2} and Denis Mercier ^{2,6}

(1) Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes, CNRS UMR6112, Université de Nantes, 2 rue de la Houssinière, BP92208, 44322 Nantes Cedex 3, France.

(2) OSUNA, Nantes, France.

(3) Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Research Centre in Wrocław, Poland.

(4) Laboratoire de géologie de Lyon : Terre, Planète, Environnement, Université Claude Bernard Lyon 1, Lyon, France.

(5) Institute of Planetary Research, German Aerospace Center (DLR), Berlin, Germany.

(6) LETG, CNRS UMR 6554, Université de Nantes, Nantes, France.

III.2. Introduction

The current climatic conditions do not allow significant accumulations of surface ice at low latitudes on Mars (Fanale et al., 1986; Baker, 2001). Therefore, present-day Martian glaciers comprise only two polar ice sheets (e.g., Fishbaugh and Head, 2001) and a number of ice-filled craters scattered at northern and southern latitudes higher than 70° (Armstrong et al., 2005; Conway et al., 2012). Theoretical considerations on the stability of water ice and climate numerical simulations however predict that surface ice accumulation areas may have shifted repeatedly between polar, middle, tropical and equatorial latitudes in the past in response to changes in Martian orbital and atmospheric characteristics (Jakosky and Carr, 1985; Mischna et al., 2003; Levrard et al., 2004; Forget et al., 2006; Madeleine et al., 2009; Wordsworth et al., 2013).

In accordance with these theoretical and numerical predictions, abundant observational evidence of past glaciations has been described at Martian polar to tropical latitudes. These include currently debris-covered glaciers, observed for instance east of Hellas Basin and at Olympus Mons (Squyres, 1978, 1979; Milkovich et al., 2006; Holt et al., 2008), and landforms interpreted as remnants of extensive glacial landsystems: mountain glaciers, valley glaciers, piedmont glaciers, and plateau ice sheets, observed in various regions such as Nilosyrtris Mensae, Arabia Terra, southern Deuteronilus – Protonilus Mensae, Phlegra Montes (Head et al., 2005; Head and Marchant, 2006; Head et al., 2006a,b; Levy et al., 2007; Dickson et al., 2008, 2010; Head et al., 2010). Glacial landforms in these regions are thought to be related to Amazonian cold-based glaciations (Head and Marchant, 2006; Head et al., 2006a,b; Levy et al., 2007; Dickson et al., 2010). Based on the existence of networks of sinuous ridges resembling terrestrial eskers, wet-based glaciations also have been hypothesized at northern and southern latitudes higher than 30°. These glaciations are thought to be Amazonian in age, except for one Late Noachian or Early Hesperian instance in the Dorsa Argentea formation near the present-day South Polar Cap (Kargel and Strom, 1992; Fastook et al., 2012).

On the other hand, little morphological evidence of past glacial activity has been described so far in equatorial regions, except for some mountain glaciers on Tharsis volcanoes (Head and Marchant, 2003; Shean et al., 2005), for some crater fills in Sinus Sabaeus and in the region of Aram Chaos (Massé, 2010; Shean, 2010), and for a number of individual landforms (U-shaped valleys, hanging valleys, arêtes, lateral moraines, ablation moraines, scours, flow-like valley fills) scattered in Valles Marineris (Rossi et al., 2000; Chapman et al., 2005; Thaisen et al., 2008; Fueten et al., 2011). Mège and Bourgeois (2011) also noticed that the upper parts of chasma walls in

numerous regions of Valles Marineris display a 'spur-and-gully' morphology typical of terrestrial periglacial environments, whereas their lower parts generally comprise smooth basal escarpments resembling glacially trimmed surfaces (Chapman et al., 2005). Mège and Bourgeois (2011) interpreted the contact between these two distinct morphologies as a glacial trimline, i.e. a morphological boundary marking the maximal elevation of an ancient glacial fill (Ballantyne and Harris, 1994). In addition, crestal grabens and uphill-facing fault scarps observed on most basement ridges in Valles Marineris have been interpreted as indicating deep-seated gravitational ridge spreading produced by paraglacial topographic readjustments (Mège and Bourgeois, 2011).

Though these various features have been individually attributed to the former presence of glaciers, no systematic review or regional correlation of glacial landforms in Valles Marineris has been published so far. The present work is an attempt at filling this gap so as to demonstrate that these individual landforms compose collectively a self-consistent glacial assemblage. For that purpose, we describe and compare landforms in three regions located in the western, central and eastern parts of Valles Marineris, respectively: Ius Chasma, central Candor Chasma and the junction between Coprates Chasma and Capri Chasma (Figure III - 1). To explore the cartographic and altitudinal relationships between these landforms, we use images acquired by the Context Camera (CTX) and the High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) as well as altimetry single track data obtained from the Mars Orbital Laser Altimeter (MOLA) Precision Experiment Data Records (PEDR). We discuss candidate geological processes that could have generated each of these landforms individually, and we compile regional maps and cross sections of various geomorphological features that can be interpreted as having a glacial origin.

We demonstrate that these landforms compose altogether an extensive relict glaciated valley landsystem (Evans, 2005), which supports the idea that massive wet-based ice deposits have formed at the Martian equator during the Late Noachian or Early Hesperian and have been preserved for their larger part until the present day.

III.3. Physiographic setting

Valles Marineris is a valley system that strikes over 2000 km along the Martian equator (Figure III - 1). Its central part is composed of connected valleys (chasmata) up to 100 km in width, several hundred kilometers in length, and 2 to 8 km in depth (Sharp, 1973; Blasius et al. 1977). It may be separated into two subsystems: the southern system comprises Ius Chasma, Melas Chasma, and Coprates Chasma, while the northern one comprises west Candor Chasma, central Candor Chasma, east Candor Chasma, and Ophir Chasma. Both subsystems are connected through Melas Labes, a narrow valley striking NW-SE between Melas Chasma and central Candor Chasma. Valles Marineris is thought to be basically a system of alternating grabens and horsts associated with large-scale collapse depressions that recorded a complex history of tectonic, erosional, and depositional processes (Lucchitta, 1977, 1979, 1981; Nedell et al., 1987; Lucchitta et al., 1992; Peulvast and Masson, 1993a,b; Lucchitta et al., 1994; Mège and Masson, 1996a,b; Schultz, 1998; Lucchitta, 1999; Schultz, 2000; Peulvast et al., 2001; Chojnacki and Hynek, 2008; Fueten et al., 2008; Le Deit et al., 2008; Okubo et al., 2008; Okubo, 2010; Mège and Bourgeois, 2011; Andrews-Hanna 2012a,b,c). Chasma walls are composed of volcanic basement rocks (McEwen et al., 1999, Flahaut et al., 2012), and their floors are covered by valley fills (VF) that display morphological evidence of soft sediment deformation but are of hitherto unknown origin (Figure III - 1) (Metz et al., 2010). Mounds of internal layered deposits (ILD) rise up to 7000 m above these VF (Nedell et al., 1987; Komatsu et al., 1993; Lucchitta et al., 1994; Komatsu et al.,

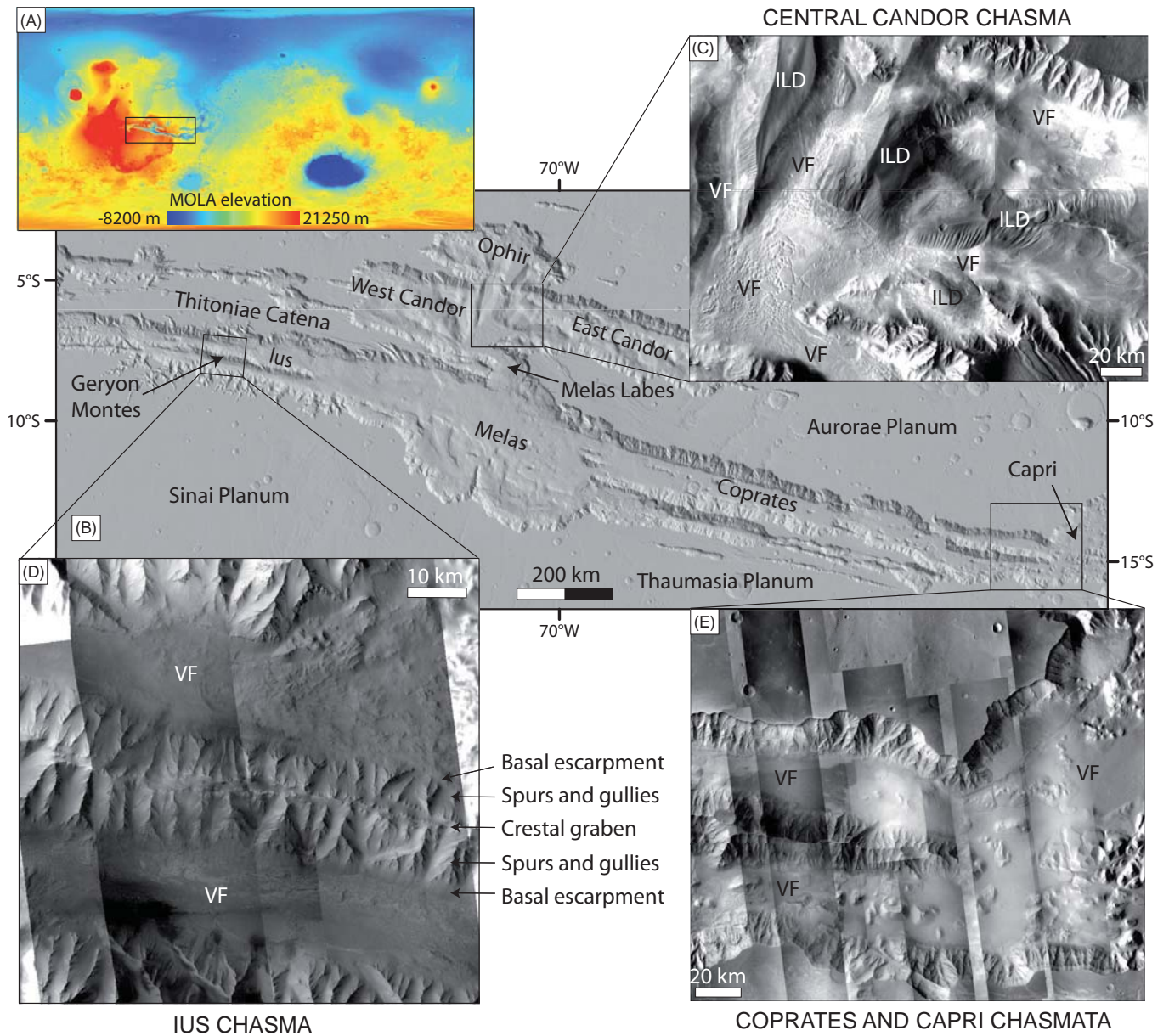


Figure III - 1. a. Location of Valles Marineris on MOLA global elevation map. b. Location of the three studied areas along Valles Marineris (hillshaded digital elevation derived from MOLA gridded data at 128 pixels/degree; artificial lightning from the North). c,d,e. Mosaics of CTX and THEMIS daytime IR images over central Candor Chasma, Ius Chasma and east Coprates Chasma. ILD = interior layered deposits, VF = valley fill.



Figure III - 2. Overall physiography of Ius Chasma (mosaic of CTX images at 6 m/pixel, HRSC nadir panchromatic images at 15 to 30 m/pixel and THEMIS daytime IR images at 100 m/pixel). Colors denote elevations derived from MOLA gridded data at 128 pixels/degree. White dots indicate elevations derived from MOLA PEDR single track at selected representative locations. Trimline is represented by white dashed line. Location of Figure III - 10 shown as black box. Bold black line labeled a-a' indicates location of cross-section shown in Figure III - 14.

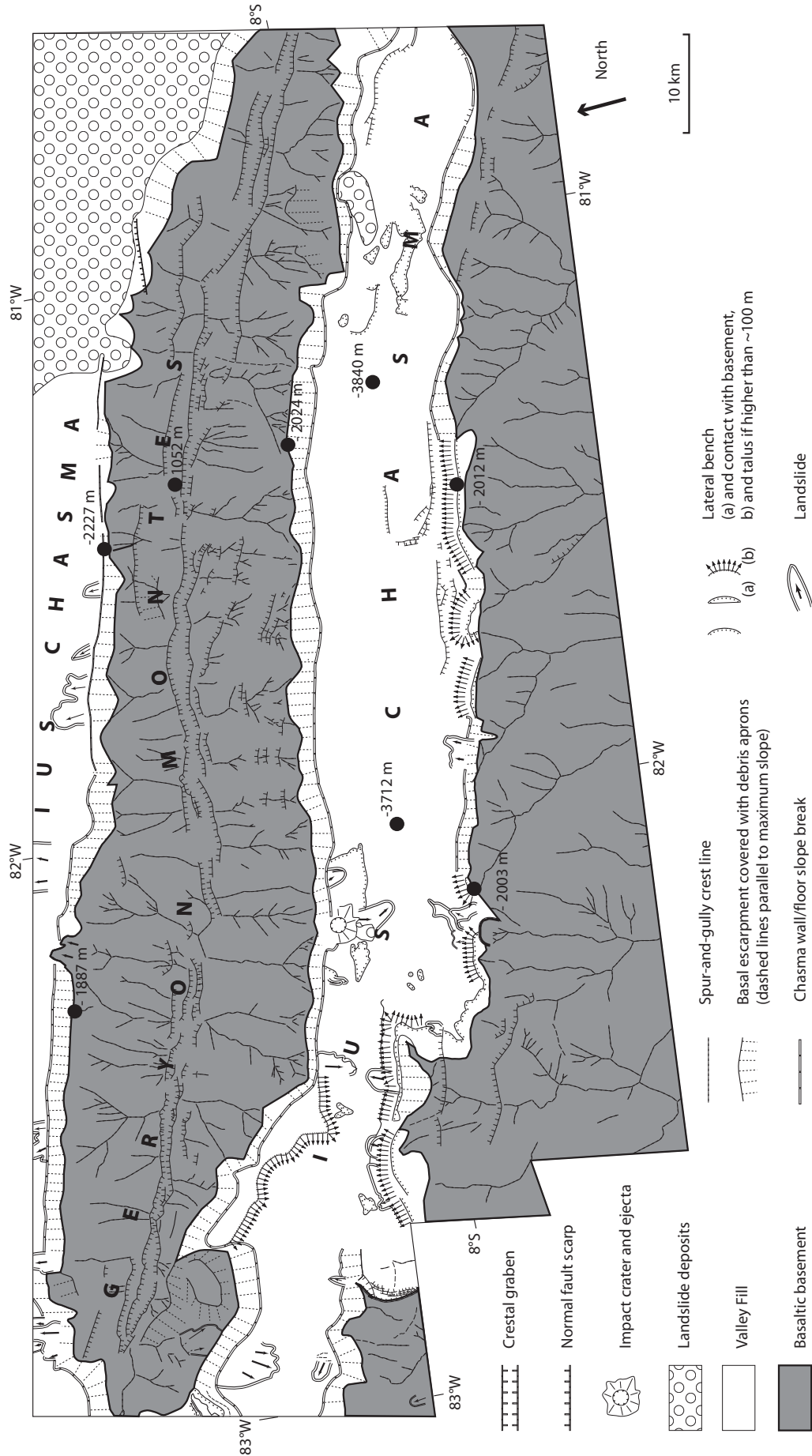


Figure III - 3. Geomorphological map of part of Ius Chasma. Black dots indicate elevations derived from MOLA PEDR single tracks at selected representative locations (modified after Mège and Bourgeois, 2011).

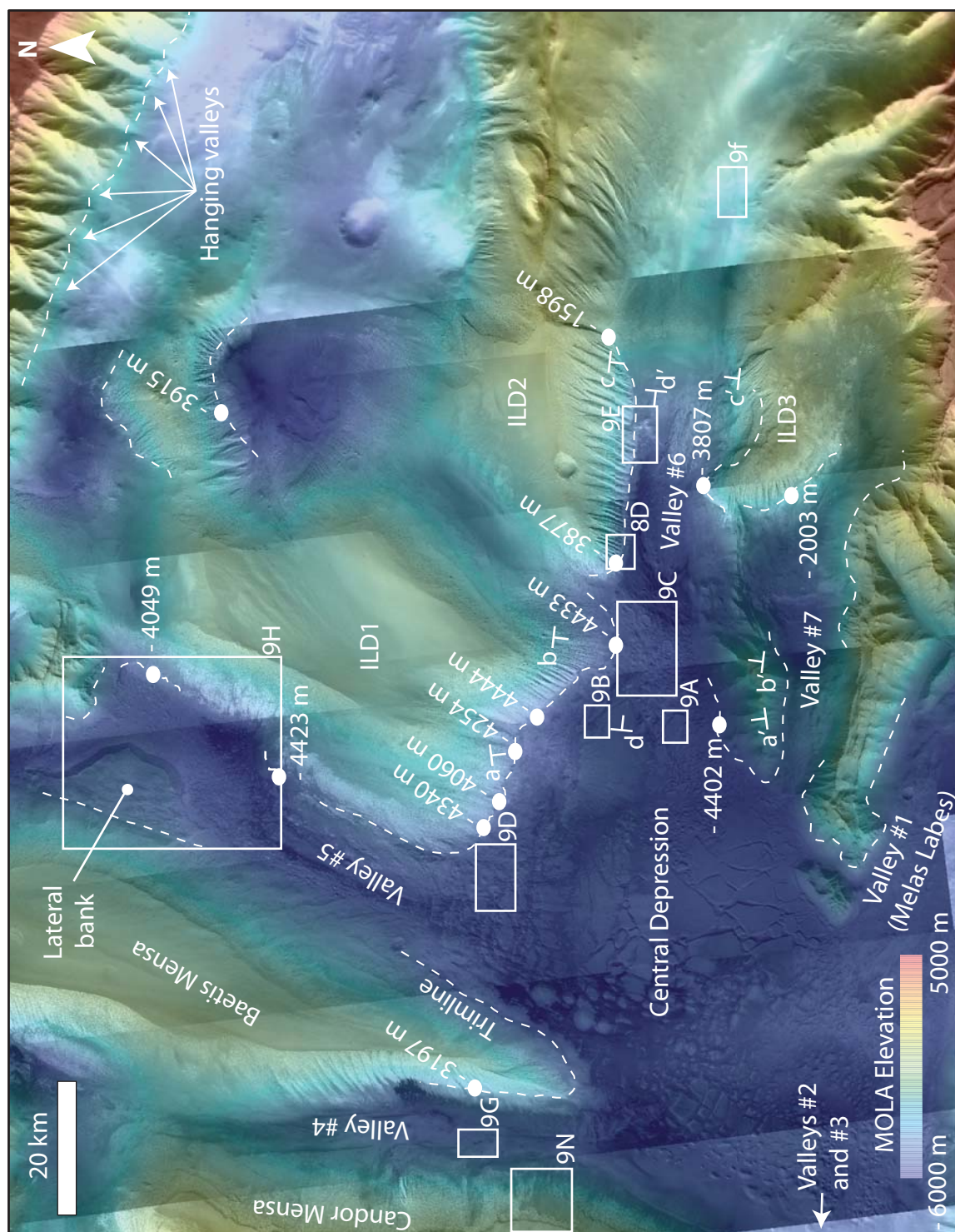
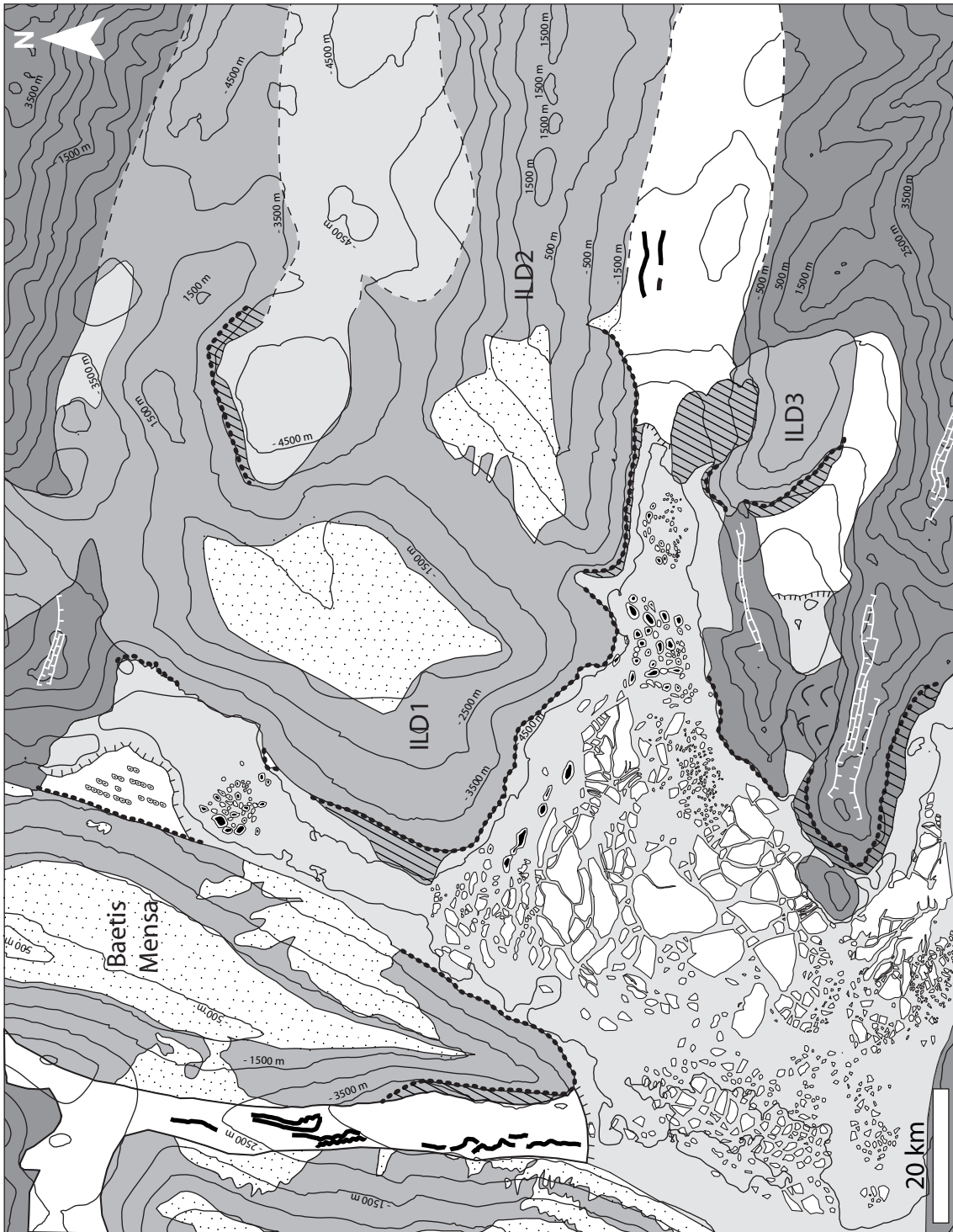


Figure III - 4. Overall physiography of central Candor Chasma. Same legend as Figure III - 2. Locations of Figures III - 8D and 9A-H,N shown as numbered white boxes. White ticks labeled a-a', b-b', c-c' and d-d' indicate locations of cross-sections shown in Figure III - 11.



- Limit between spurs-and-gullies and basal escarpment → Glacial trimline
- ▬ Crestal graben → Deep-seated gravitational ridge spreading
- ~ Sinuous ridge → Englacial morainic septa
- Closed depressions, hollows and mounds → Kettle holes
- ~ Landslides
- ▬ Draping mantle → ice and dust layer
- ▬ Valley floor between polygonal and hummocky terrains → Ablation till
- ▬ Platy terrain, smooth pitted terrain, lateral banks → Residual ice bodies
- ▬ Basal escarpment → Subglacial escarpment
- ▬ Interior Layered Deposits
- ▬ Basaltic basement

2004). To explore these terrains, we focus on three representative regions distributed throughout the Valles Marineris valley system: Ius Chasma, central Candor Chasma and the junction between Coprates Chasma and Capri Chasma (Figure III - 1).

III.3.1. Ius Chasma

Ius Chasma is located in the western part of Valles Marineris and is bordered by Tithonia Catena and Tithonium Chasma in the north and Sinai Planum in the south (Figures III – 1,2 and 3). It is made of two parallel valleys striking east-west, separated by Geryon Montes, a basement ridge about 5 km in height and 70 km in width, with crestral grabens on its summit and uphill-facing fault scarps along its flanks (Mège and Bourgeois, 2011). The valleys are 500 km long, up to 8 km deep with regard to the neighboring plateaus, and 10-30 km wide. Both valleys decrease in elevation toward Melas Chasma in the east. Their floors are covered by VF with complex landforms (Metz et al., 2010).

III.3.2. Central Candor Chasma

Central Candor Chasma is located north of the central section of Valles Marineris (Figures III – 1, 4 and 5). It is connected to Melas Chasma via the Melas Labes valley. It is a system of seven valleys converging into a large central depression ~70 km in length and ~50 km in width. The valleys and the central depression are covered by VF with complex landforms (Lucchitta, 1999; Chapman et al., 2005; Metz et al., 2010). The elevation of the central depression varies between -4700 m and -4400 m. Some valleys have names, while others have not; here, we refer to these valleys with numbers (Figure III - 4).

Valley # 1 (Melas Labes), 65 km long and 25 km wide, stretches NW-SE from the southern part of the central depression toward Melas Chasma (Figure III - 4). Valley # 2, ~70 km long and ~25 km wide, and valley # 3, ~ 120 km long and ~18 km wide, strike east-west from the western part of the depression toward west Candor Chasma. These three valleys are separated from each other by basement ridges with crestral grabens on their summits and uphill-facing fault scarps along their flanks (Mège and Bourgeois, 2011).

Other tributary valleys of the central Candor Chasma depression include valley # 4, ~6 km wide and stretching N-S over ~80 km toward Ophir Chasma, between the Baetis Mensa and Candor Mensa ILD mounds. Valley # 5 is ~15-20 km wide and stretches N-S over ~60 km toward Ophir Chasma, between Baetis Mensa and an unnamed ILD mound (ILD1 on Figures III - 4 and 5). Valley # 6 is ~15 km wide and stretches E-W over ~120 km toward east Candor Chasma, between unnamed ILD mounds (ILD1, ILD2, and ILD3 in Figures III - 4 and 5). The tops of Baetis Mensa, ILD1, and ILD2 mounds are up to 5 km higher in elevation than the floor of the central depression, while the top of Candor Mensa is 7 km higher. Valley # 7, ~10 km wide and ~65 km long, strikes east-west between two basement ridges with crestral grabens.

Figure III - 5. Geomorphological map of Central Candor Chasma, based on interpretation of CTX images, THEMIS daytime IR images, gridded MOLA elevation data and MOLA PEDR single track elevation data. Numbered elevation contours (thin black lines) derived from gridded MOLA elevation data.

III.3.3. Junction between Coprates Chasma and Capri Chasma

Coprates Chasma is located in the eastern part of Valles Marineris. It is bordered by Aurorae Planum in the north and Thaumasia Planum in the south (Figures III - 1 and 6). Its easternmost section is a system of two valleys striking east-west, separated by a basement ridge about 200 km in length and 20 to 30 km in width displaying uphill-facing fault scarps along some of its flanks (Mège and Bourgeois, 2011). The valleys are ~7 km deep relative to the neighboring plateaus, and they are 15 km to 40 km wide. Both valleys decrease in elevation toward Capri Chasma. They are covered by VF with complex landforms. A number of isolated basement massifs, readily recognized with their rough spur-and-gully morphology (Lucchitta, 1977; Lucchitta et al., 1992; Peulvast and Masson, 1993a,b; Lucchitta et al., 1994; Peulvast et al., 2001; Harrison and Chapman, 2008), rise up to 2000 m above these VF.

III.4. Glacial landforms along valley walls

III.4.1. Spurs, gullies, smooth basal escarpment, and trimline

Valley walls in most parts of Valles Marineris, be they made of ILDs or of basement rocks, display a spur-and-gully morphology in their upper parts (Figures III - 1-7) (Lucchitta, 1977; Lucchitta et al., 1992; Peulvast and Masson, 1993a,b; Lucchitta et al., 1994; Peulvast et al., 2001). By contrast, in many regions, their lower parts comprise smooth basal escarpments partly covered by debris fans and debris aprons (Figures III - 1-7) (Chapman et al., 2005; Harrison and Chapman, 2008; Mège and Bourgeois, 2011). The boundary between the morphologically different upper and lower parts of valley walls is well exemplified in Ius Chasma, where it runs along valley walls at an approximate elevation of -1900 to -2000 m, i.e. 1000 to 2000 m above valley floors (Figure III - 8a).

In central Candor Chasma, this boundary has been particularly well preserved along the northern and southern walls of valley # 6 and along the eastern and western walls of valley # 5 (Figures III - 4, 5 and 8d). It winds around topographic obstacles and displays long-wavelength variations in elevation: along valley # 6, its elevation decreases westward from -1600m to -3900m; and along valley # 5, its elevation decreases southward from -4050 m to -4400 m. In the central depression, its elevation varies gently from -4000 m to -4300 m.

At the junction between Coprates Chasma and Capri Chasma, the morphological boundary runs along valley walls and winds around basement massifs that project above valley floors (Figures III - 6 and 7). Its approximate elevation is -3300 m in the western part of the studied region (Figure III - 8b), -3700 m in its central part (Figure III - 8c) and decreases down to -4000 m at the outlet of Coprates Chasma into Capri Chasma (Figure III - 6). Below the morphological boundary, elevation contours wave significantly on the basal escarpment surface (Figure III - 8b).

The basal escarpment was first interpreted as a normal fault plane (Peulvast and Masson, 1993a,b; Mège and Masson, 1996a,b; Schultz, 1998, 2000; Peulvast et al., 2001). This interpretation is at odds with (i) the absence of segmentation, a feature commonly observed in tectonic extension zones on Earth and in deformation experiments, but never observed here; (ii) the systematic absence of scarp tapering toward the necessary fault tips (where displacement becomes null); (iii) the fact that it winds around topographic obstacles (Mège and Bourgeois, 2011). Alternatively, the top of the basal escarpment has been interpreted as marking the former surface of an ancient water body (Harrison and Chapman, 2008). This interpretation, however, implies that the top of the scarp reflects an equipotential surface inconsistent with its observed

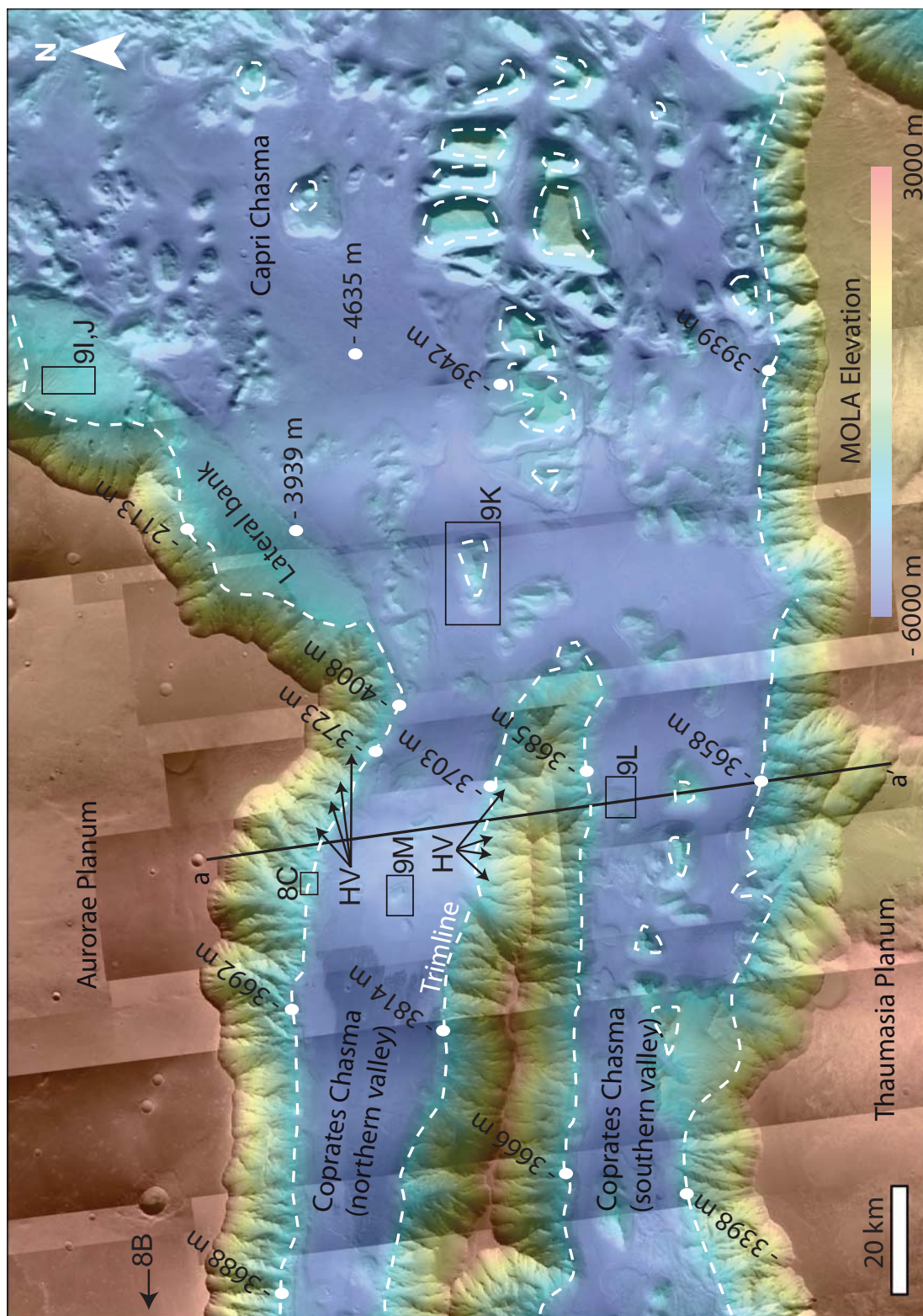
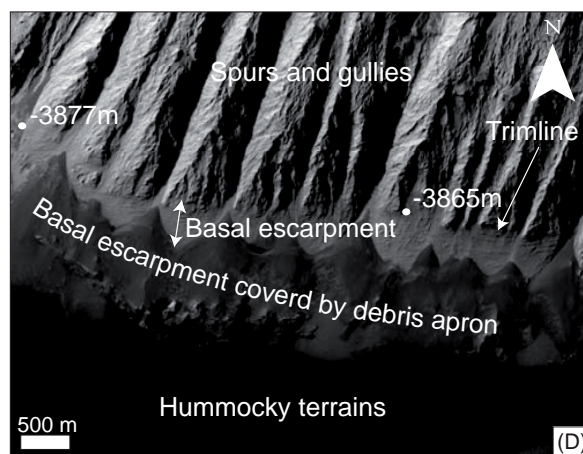
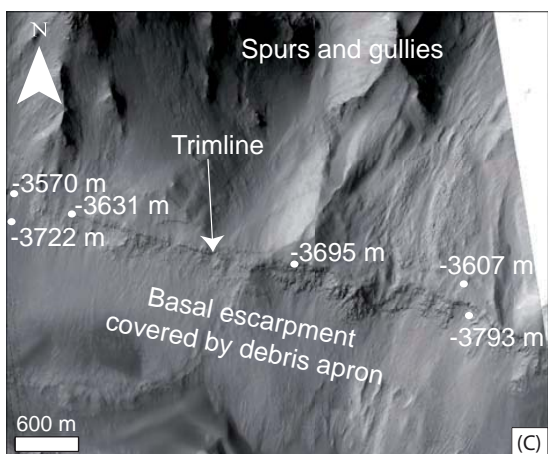
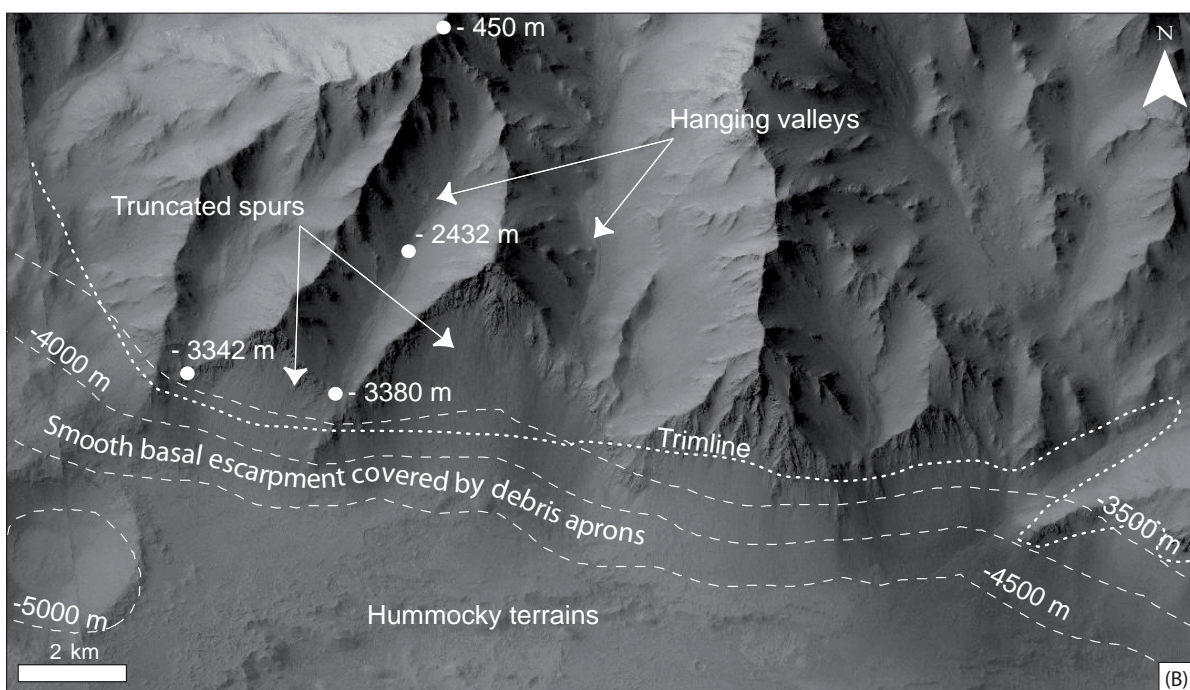
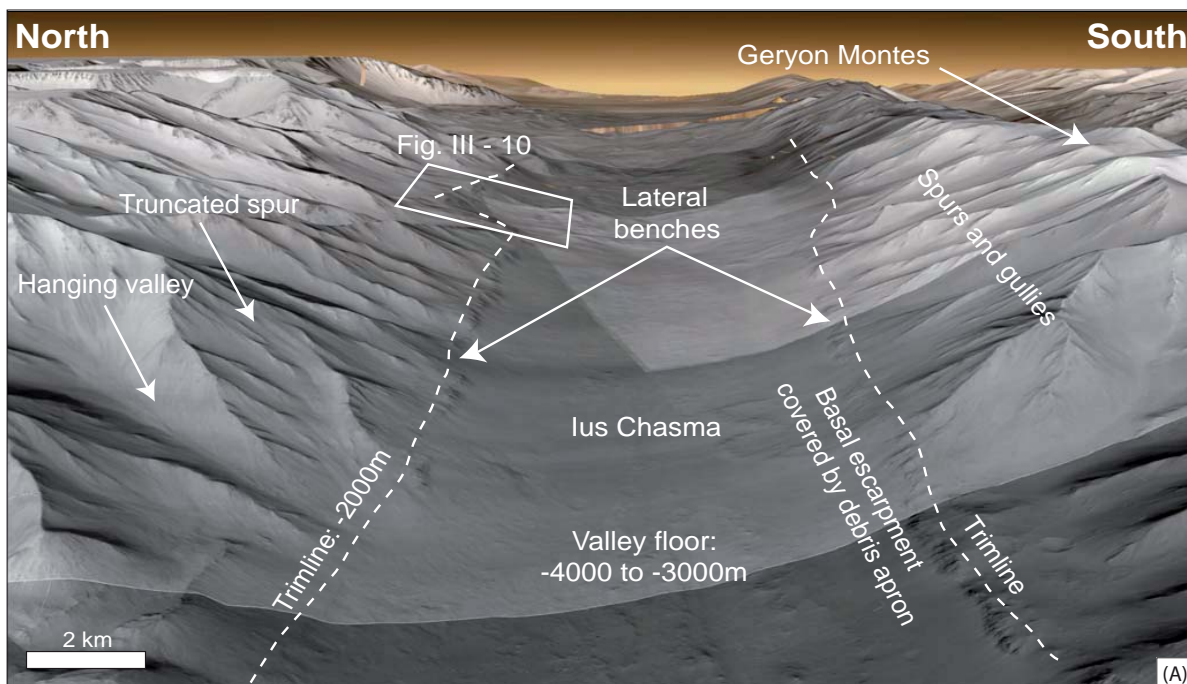


Figure III - 6. Overall physiography of the junction between Coprates Chasma and Capri Chasma. Same legend as Figure III - 2. Locations of Figures III - 8B, C and 9I-M shown as numbered black boxes and arrow. Bold black line labeled a-a' indicates location of cross-section shown in Figure III - 12. HV = hanging valley.



Figure III - 7. Geomorphological map of the junction between Coprates Chasma and Capri Chasma, based on interpretation of CTX images, THEMIS daytime IR images, gridded MOLA elevation data and MOLA PEDR single track elevation data. Elevation contours (thin black lines) derived from gridded MOLA elevation data. White dots indicate elevations derived from MOLA PEDR single tracks at selected representative locations.



variations in elevation. On the other hand, its continuity, its waving shape, and its variations in elevation all are consistent with its interpretation as a glacial trimline (Chapman et al., 2005; Mège and Bourgeois, 2011), marking the maximum level to which glacier ice has sheared off valley walls (Ballantyne and Harris, 1994).

III.4.2. Hanging valleys and truncated spurs

Throughout Valles Marineris, dozens of tributary valleys hang over the basal escarpment described in Section III.4.1 (e.g., Figures III - 4, 6 and 8b) (Peulvast and Masson, 1993a,b; Mège and Masson, 1996a,b; Peulvast et al., 2001; Thaisen et al., 2008; Fueten et al., 2011). Tributary valley floors along the walls of Ius Chasma and eastern Coprates Chasma commonly stand 1000 m to more than 2000 m above the chasma floor, at the same elevation as the trimline or just above the smooth basal escarpment (Figure III - 8a,b). These tributary valleys are separated from one another by basement spurs that end in the form of triangular facets hanging over the smooth basal escarpment (Figure III - 8a,b).

On the one hand, the occurrence of alternating valleys and truncated spurs hanging over a smooth basal escarpment may result from tectonic uplift of a normal fault footwall relative to its hanging wall (Hamblin, 1976; Peulvast et al., 2001; Petit et al., 2009). However, we demonstrated in Section III.4.1 that a tectonic origin for the basal escarpment is unlikely. On the other hand, this peculiar landform assemblage comprising hanging valleys, truncated spurs, and a continuous waving basal escarpment is frequent along walls of formerly glaciated terrestrial valleys (Benn and Evans, 1998; Evans, 2005). Therefore, we favor the interpretation that the alternation of hanging valleys and truncated spurs along Valles Marineris walls bears witness of the former existence of a glacial system, with minor tributary valley glaciers descending along chasma walls toward major glaciers covering chasma floors.

Figure III - 8 : Examples of glacial landforms along Valles Marineris valley walls. a) Perspective view looking eastward along Northern Ius Chasma, showing trimlines, basal escarpments, lateral benches, truncated spurs and hanging valleys (view produced with Google Mars from mosaic of CTX images and MOLA gridded elevation data). b) Trimline (white dotted line), basal escarpment, hanging valleys and truncated spurs at the base of basement wallrock in Coprates Chasma (CTX image, see Figure III - 6 for location). Elevation contours (thin white dashed lines) derived from MOLA gridded elevation data at 128 pixels/degree. c) Trimline and basal escarpment covered by debris apron at the base of basement wallrock in Coprates Chasma (CTX image, see Figure III - 6 for location). d) Trimline and basal escarpment partly covered by debris apron at the base of an ILD mound in central Candor Chasma (CTX image, see Figure III - 4 for location). On a-d, white dots indicate elevations derived from MOLA PEDR single tracks at selected representative locations.

III.4.3. Lateral benches

At some places in Valles Marineris, the boundary between the spur-and-gully morphology and the smooth basal escarpment is underlined by lateral benches. A spectacular occurrence in Ius Chasma is shown in Figures III - 8a and 10. These lateral benches have flat tops, and their borders are steep cliffs with debris aprons covering the smooth basal escarpment. In formerly glaciated terrestrial valleys, this kind of bench can result from postglacial preservation of lateral moraines and kame terraces, formed by accumulation along glacier margins of glacial sediments and slope debris derived from valley walls (Evans, 2005). The preserved lateral benches in Valles Marineris follow the interpreted trimline (Figure III - 8a), suggesting that they may be either lateral moraines or kame terraces of glacial origin.

III.5. Glacial relicts on valley floors

Chasma floors in Valles Marineris are covered by VF. These encompass widespread, low-elevated, and slightly undulating areas located between chasma walls, basement massifs, and ILD mounds (Figure III - 1). Little attention has been paid thus far to the origin and composition of these VF, perhaps because they display a large variety of complex and unfamiliar landforms and because they are sometimes difficult to distinguish from ILD (Lucchitta, 1999; Chapman et al., 2005; Harrison and Chapman, 2008; Flahaut et al., 2010; Metz et al., 2010; Mège and Bourgeois, 2011). Their origin and composition therefore remain enigmatic.

III.5.1. Platy terrain

Platy terrain comprises polygonal plates of various shapes, separated from one another by interconnected rectilinear fractures. In the Candor Chasma's central depression for instance, these plates range from a few meters to a few kilometers in width, with larger plates preferentially located in the central part of the depression (Figures III - 4 and 5). Platy terrain was previously interpreted as water-related sedimentary deposits (Lucchitta, 1999). Here, we suggest a glacial interpretation based on the surface morphology of the plates, on the spatial organization of the rectilinear fractures and on the altitudinal relationships between the plates and the trimline.

On their tops, some plates exhibit shallow circular hollows a few hundred meters in diameter. The hollows are organized in lines and, in places, elongate or lobate hollows appear to have grown by coalescence of smaller circular hollows and to have further evolved into fractures (Figure III - 9a,b). We infer that a genetic relationship exists between the development and coalescence of these hollows and the development of some fractures between the plates.

A candidate mechanism for the formation and coalescence of these hollows is surface collapse into subsurface cavities associated with a hydrological network, in a way similar to the mechanism of doline formation in terrestrial karstic terrains (Ford and Williams, 2007). An alternative mechanism is roof collapse of lava tubes (Greeley and Hyde, 1972; Greeley and Spudis, 1981; Calvari and Pinkerton, 1998; Wyrick et al, 2004). However, no morphological or structural evidence (faults, fractures, or boulder accumulations) for such a mechanism is visible on the hollow floors. Collapse structures generally have a conical shape (Greeley and Hyde 1972; Calvari and Pinkerton, 1998; Wyrick et al, 2004; Ford and Williams, 2007), whereas hollows on platy terrains have vertical walls and flat floors. In addition, the spatial organization of hollows and fractures defines networks of interconnected rectilinear lines, which differs from the sinuous planview geometry of underground hydrological networks and lava tubes (Wyrick et al, 2004). Therefore, such collapse formation processes are unlikely.

On the other hand, growth and coalescence of flat-floored hollows along preferential alignments, as described here, is a landform classically produced by ice disintegration at the surface of terrestrial debris-covered glaciers or at glacier margins (Etzelmüller, 2000; Reynolds, 2000; Rohl, 2008). Comparable hollows are thought to have formed by disintegration of ground ice in other regions of Mars (Costard and Kargel, 1995; Malin and Edgett, 2001; Morgenstern et al., 2007; Kadish et al., 2008; Lefort et al., 2009; Le Deit et al., 2010; Mangold, 2011a,b; Séjourné et al., 2011; Soare et al., 2012).

On the basis of these morphological similarities, we suggest that hollows at the surface of platy terrains have formed by partial disintegration of ice bodies. The alignment of hollows and their apparent development by coalescence along linear fractures may be attributed to the fact that they have preferentially formed along preexisting discontinuities in the ice body, such as crevasses or shear zones. Consistent with this interpretation is the fact that the spatial organization of linear fractures at the outlets of valleys # 5 and # 6 and in the southwestern part of the central depression mimics that of longitudinal and transverse crevasses in terrestrial outlet glaciers (Figures III - 4 and 5). The surface morphology of platy terrains hence suggests they are debris-covered ice bodies, analogous to residual ice bodies protected by ablation tills that can remain locally for decades to millions of years after terrestrial glaciers have disintegrated (Ostrem, 1959; Mattson et al., 1993; Kowalewski et al., 2006, 2011).

In central Candor Chasma, the interpretation that the platy terrains are relicts of glaciers that once filled the whole central depression and its tributary valleys is further supported by comparing the elevation of the plates with that of the trimline. Along the northeastern wall of the depression, the trimline is located on the flank of ILD1 mound, at an elevation of ~ -4250 m (Figures III - 4, 5 and 11a). Along the southeastern wall of the depression, it is located on the basement wallrock at an elevation of ~ -4400 m. On the depression floor, the elevation of the largest polygonal plates is very close (from -4250 m to -4370 m) to that of the trimline, and polygonal plates never exceed the trimline in elevation (Figure III - 11a). This is consistent with the interpretation that polygonal plates are fragmented relicts of an ancient glacial body that once covered the whole depression up to the trimline: larger plates currently have an elevation close to that of the trimline because they have been little degraded, whereas smaller plates have lower elevations because they have been more degraded.

III.5.2. Hummocky terrain

Hummocky terrain covers the floor of Valles Marineris in many places, for instance in Ius Chasma (Figure III - 8 and 10) and in Coprates Chasma (Figures III - 8b and 8c). Its morphology is particularly well exemplified at the junction between valley # 6 and the Candor Chasma central depression (Figures III - 5 and 9c,d,e). In this area, the hummocky terrain includes various irregularly juxtaposed landforms: mounds, mounds with cratered summits, doughnut-shaped features comprising a rim surrounding a shallow central hollow, and closed depressions (Figure III - 9c). The largest landforms are doughnut-shaped features, 2 km in diameter, preferentially located along the axis of valley # 6. By contrast, the smallest ones are mounds, 1 km in diameter, located along the borders of the valley. Hummocky terrains are systematically lower in elevation than the trimline (Figures III - 4, 8b,d 9e and 11b). They are also about 300 m lower in elevation than plate tops of the platy terrain, and there is a progressive morphological transition between both kinds of terrains (Figure III - 9d). This transition and the associated difference in elevation suggest that the hummocky terrain corresponds to an advanced disintegration stage of the platy terrain.

Consistent with this interpretation is the fact that the doughnut-shaped features and the closed depressions are similar in shape and in size to kettle holes covering formerly glaciated

regions of the Earth, such as Alberta, Saskatchewan, and the northern United States (Mollard, 2000). On Earth, hummocky terrain with kettle holes is a classical component of ablation moraines in retreating glacier landsystems and is thought to form by disintegration of residual ice cores during deglaciation (Mollard, 2000; Burr et al., 2009). On the basis of this morphological similarity, Chapman et al. (2005) and Mège and Bourgeois (2011) interpreted the doughnut-shaped features and closed depressions in central Candor Chasma as kettle holes resulting from the disintegration of an ice body. Alternatively, Lucchitta (1999) attributed the formation of these kettle holes to melting of ice blocks rafted into a proglacial outwash plain by catastrophic floods similar to terrestrial jökulhlaups.

On the basis of their spatial and altitudinal relationships with the trimline and with platy terrains, we follow Chapman et al. (2005) and Mège and Bourgeois (2011) and favor the interpretation that the closed depressions have formed by disintegration of an ice body rather than of flood-rafted ice blocks. Therefore, we interpret the hummocky terrain as ablation moraines left after advanced disintegration of a regional ice body, which once filled the valley up to the trimline (Figure III - 11b). The distribution and variety of landforms in hummocky terrain in Valles Marineris are consistent with control by the initial structure of the ice body, the size of residual ice cores and the initial amount of supraglacial and englacial rock material, of the final shape of ice disintegration landforms in vanishing glacial landsystems (Maizels, 1992). As ice ablation proceeds, englacial and supraglacial rock debris progressively cover the ice with a layer of ablation till, resulting in the formation of ice-cored and debris-covered mounds. This superficial debris layer is able to protect the mounds from further disintegration if it gets sufficiently thick (Ostrem, 1959; Mattson et al., 1993; Kowalewski et al., 2006, 2011). This might be the case for some mounds observed along the flanks of valley # 6, some of which have flat tops with elevations similar to that of the trimline (Figure III - 11b). By contrast, if the superficial debris layer is thin, continued disintegration of ice cores can result in mound collapse and mass-wasting, thus producing kettle holes analogous to the closed depressions and doughnut-shaped features observed along the valley axis (Kjaer and Kruger, 2001).

III.5.3. Smooth pitted terrain

In central Candor Chasma, the smooth basal escarpment of valley walls interpreted as a glacially trimmed surface is visible in the downstream sections of valleys # 4, 5, 6 and 7 (Figures III - 4, 5, 8d, 9e). In the upstream sections of these valleys on the other hand, this smooth basal escarpment is not exposed: it disappears at locations where the surface of the materials that cover valley floors abruptly increases in elevation and nearly meets the trimline (Figures III - 4, 5, and 9e).

This is particularly well exemplified in valley # 6. On the one hand, the downstream section of this valley, where the basal escarpment is exposed, is covered by hummocky terrain lying 700 m below the trimline; on the other hand, its upstream section, where the basal escarpment is not visible, is filled nearly up to the base of the spur-and-gully morphology by smooth and flat terrains located a few meters below the trimline (Figures III - 4, 5, 9e and 11c).

These upstream terrains are partially covered with dark sediments and their surface is dotted with numerous circular to elliptic rimless pits a few meters to a few hundred meters in diameter (Figure III - 9f). In other places on Mars, pitted textures on smooth surfaces have been attributed to ice ablation processes (Kreslavsky and Head, 2002; Head et al., 2003; Morgenstern et al., 2007; Kadish et al., 2008; Lefort et al., 2009; Mangold, 2011a,b). The surface of this smooth pitted terrain also displays flat circular platters slightly darker than their surroundings (Figure III - 9f). These features resemble degraded impact craters that are currently exposed at the surface of

the Martian North Polar Cap. Craters produced by impacts on the ice layers of the North Polar Cap progressively disappear by ice ablation on their rims and by ice deposition in their central depressions; this process ultimately leads to the formation of platters similar in size and shape to those described here in Candor Chasma (Banks et al., 2010).

On the basis of these morphological similarities, we interpret the smooth pitted terrains in the upstream section of valley # 6 as a debris-covered ice body resting on the valley floor and masking the smooth basal escarpment along valley flanks (Figure III - 11c). The fact that they are a few meters lower in elevation than the trimline and that their surface is dotted with pits resembling ice ablation landforms and with platters resembling degraded impact craters in icy materials is consistent with the idea that these terrains are the surface of a relict glacier that once filled the valley up to the trimline and was latter slightly lowered by ice disintegration.

The floor of valley # 7 displays a similar configuration (Figures III - 4 and 5): its downstream section is filled by hummocky terrain located at an elevation of -4500 m and partly covered by landslide deposits while its upstream section is filled by smooth pitted terrains ranging from -4000 to -3800 m in elevation. The boundary between these two different terrains is a 500 m high scarp that was previously interpreted as a glacier front (Chapman et al., 2005). The presence of hummocky terrain down this scarp is consistent with the idea that it is the present-day erosional front of a relict glacier that once covered both the upstream and downstream sections of the valley.

The boundary between hummocky terrain and smooth pitted terrain forms also an escarpment 200 m high at the outlet of valley # 4 into the central depression (Figures III - 4 and 5). Upstream from this scarp, valley # 4 is filled by smooth pitted terrains displaying dark sinuous ridges, up to 150 m wide and 8 km in length, at their surface (Figure III - 9g). These ridges are preferentially located along valley flanks, are parallel to the overall direction of the valley, and their contorted shape suggests that they have been viscously deformed (Figure III - 5). The overall shape and location of these ridges mimic that of longitudinal englacial morainic septa exposed by surface ice ablation in terrestrial glaciers (Rogerson et al., 1986; Vere and Benn, 1989). The existence of these ridges in valley # 4 is thus consistent with the interpretation that smooth pitted terrains filling the upstream sections of central Candor Chasma valleys are slightly degraded relict glaciers mantled with a debris layer.

III.5.4. Lateral banks

At several places in Valles Marineris, chasma walls are flanked by flat-topped lateral banks. In central Candor Chasma, for instance, valley # 5 is flanked on both its western and eastern sides by lateral banks (Figures III - 4, 5 and 9h). These banks respectively extend over 17 and 3 km along the valley, for a width of 10 and 1 km. They are bounded by steep, 400 m-high cliffs, and their flat surface lies at the same elevation as the trimline (-4000 m). Similar observations are made along the northwestern wall of Capri Chasma (Figures III - 6 and 7). Above that lateral bank, the basement wallrock displays a spur-and-gully morphology and the smooth basal escarpment is not exposed. This configuration is consistent with the interpretation that the lateral bank is an erosional relict of an ancient sedimentary fill that covered the whole region up to the trimline and still masks the smooth basal escarpment in the places where it has been preserved (Figure III - 9h).

These lateral banks were previously interpreted as sedimentary layers or erosional terraces of lacustrine origin (Harrison and Chapman, 2008). Here we suggest a glacial interpretation, based on the fact that they stand at the same elevation as the trimline. This interpretation is supported by their surface morphology. The surface of the lateral banks is smooth and is partially covered by a layer of dark sediment. In valley # 5 (central Candor Chasma), this surface is dotted with circular to elongate hollows with a diameter ranging from a few hundred meters to 2 km (Figures III - 4, 5

and 9h). Some of these hollows have coalesced and are organized in rows parallel to the general direction of the valley. Similarly to hollows on platy terrains (section III.5.1) and on hummocky terrains (section III.5.2), hollows on lateral banks may be interpreted as ice disintegration landforms. Their alignment parallel to valley walls is consistent with their forming preferentially along pre-existing englacial structures such as longitudinal shear zones, crevasses or englacial morainic septa.

In Capri Chasma, the surface of the lateral bank is dotted with impact craters with erased or degraded rims and with filled central depressions (Figure III - 9i). These are similar in morphology to platters formed by degradation of impact craters at the surface of the North Polar Cap (Banks et al., 2010). The lateral bank surface also displays polygon networks, several meters in diameter (Figure III - 9j). Polygonal terrains have been found on Mars at all latitudes (Mangold, 2005; Levy et al., 2009), including regions close to the equator (Page, 2007; Balme and Gallagher, 2009). Many processes can lead to the development of polygonal terrains, with the main processes on Mars being thought to be thermal contraction and sublimation of ice-rich terrains (Head et al., 2003; Mangold, 2005; Marchant and Head, 2007; Lefort et al., 2009; Mangold, 2011a,b; Séjourné et al., 2011). Thus the presence of coalescent circular hollows organized in rows, of platters resembling degraded impact craters in icy materials, and of polygonal terrains at the surface of lateral banks is consistent with the interpretation that they are debris-covered erosional relicts of a glacial body that once filled central Candor Chasma, eastern Coprates Chasma and western Capri Chasma up to the trimline.

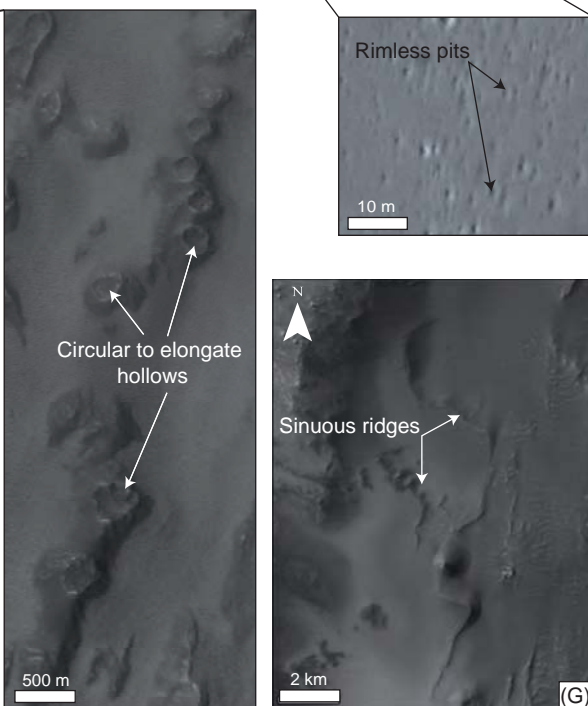
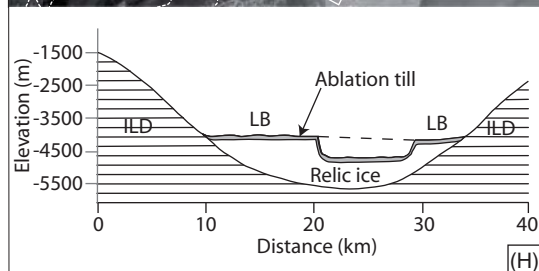
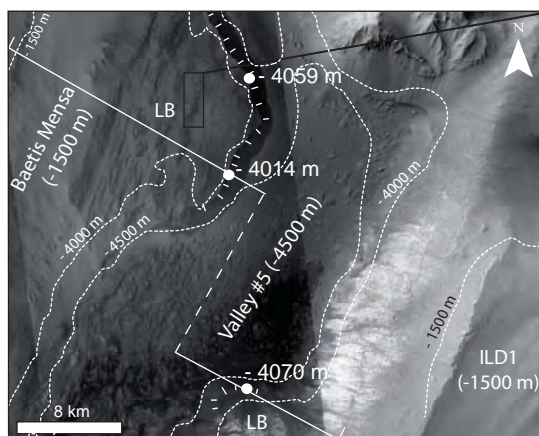
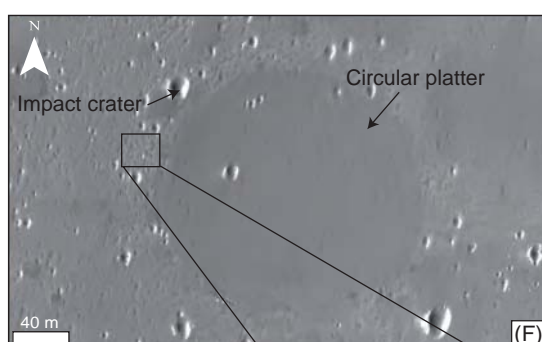
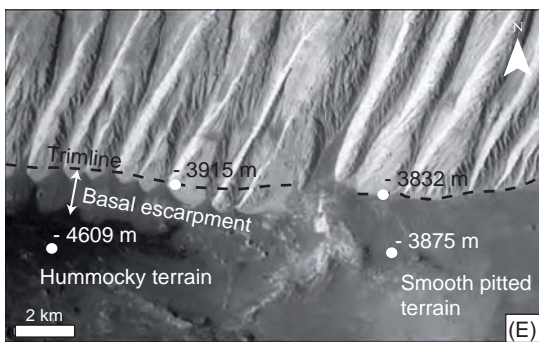
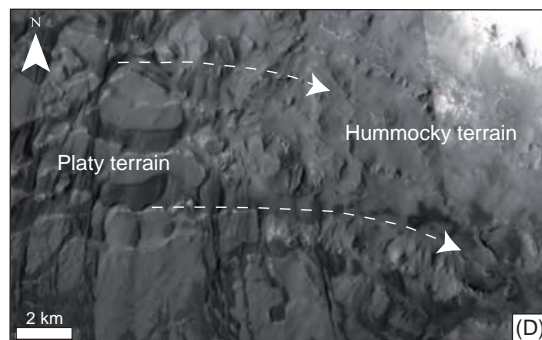
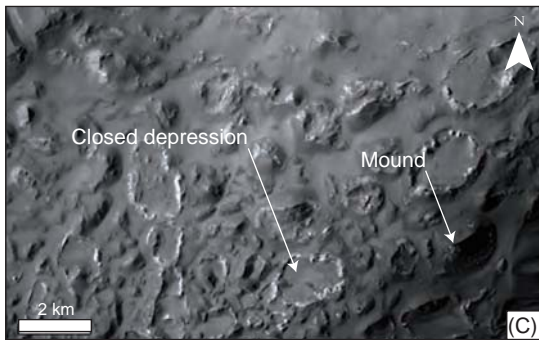
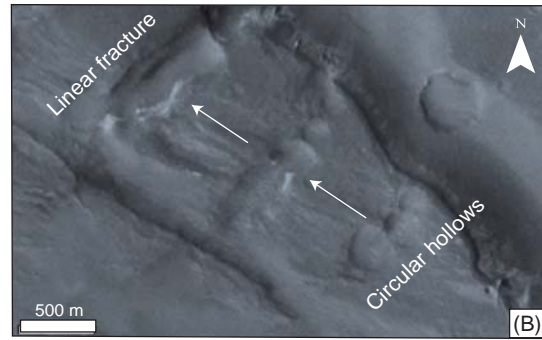
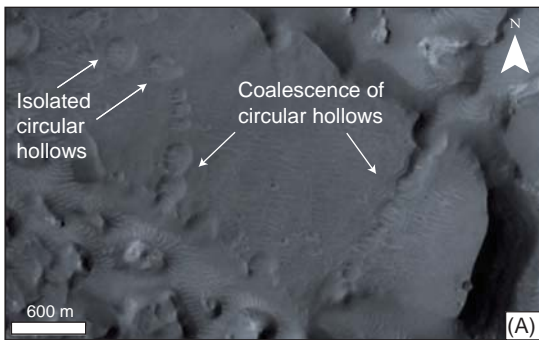
III.5.5. Layered benches

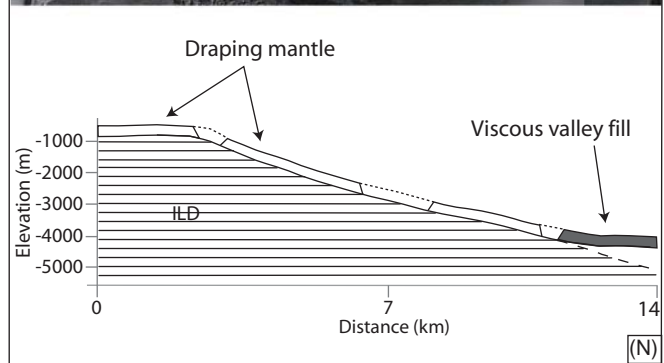
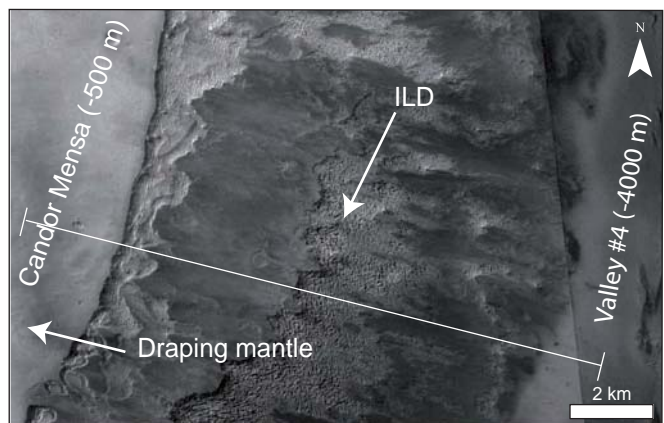
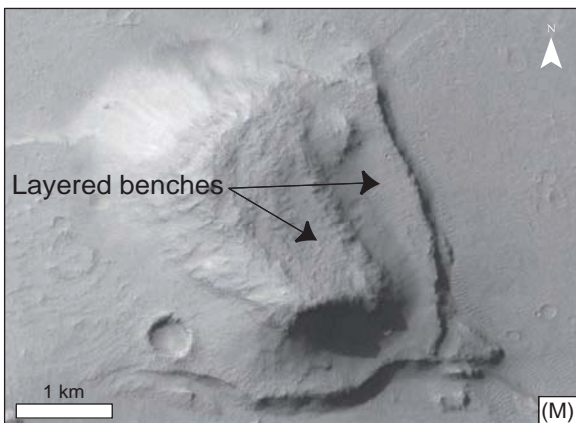
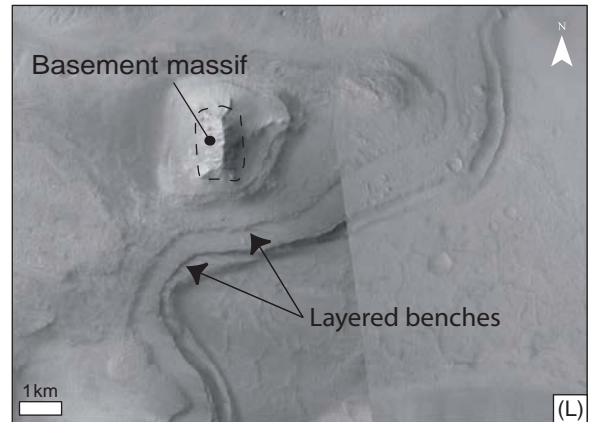
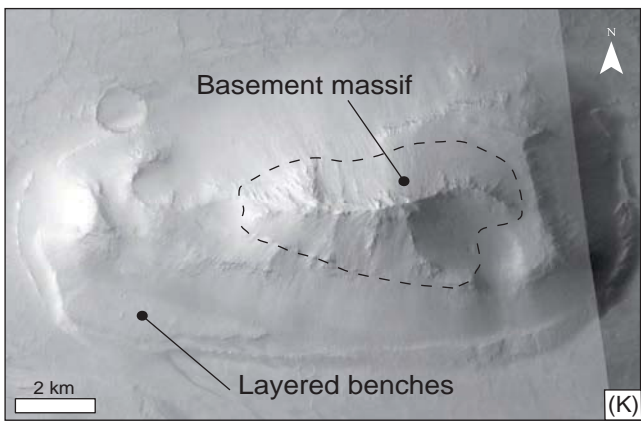
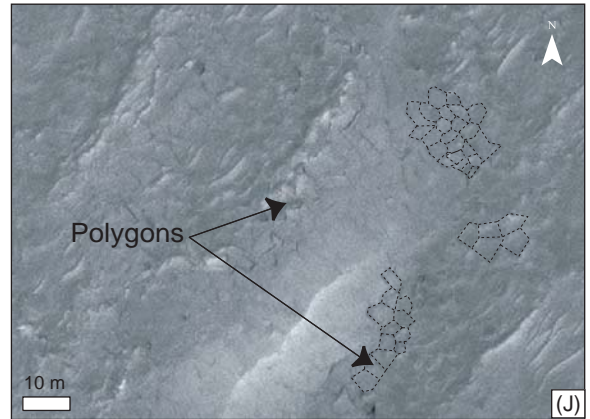
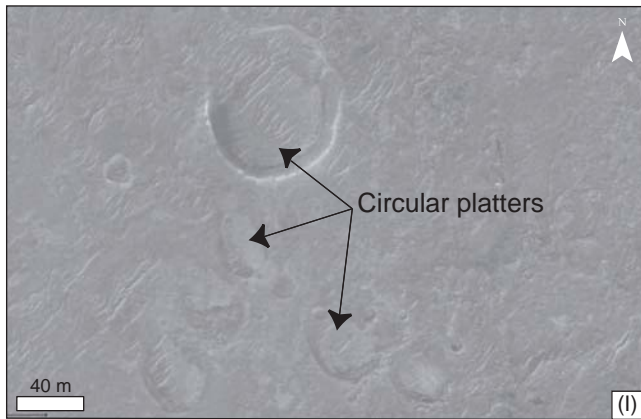
Smooth layered benches, partly covered by darker sediments, are exposed on the floors and along the flanks of some Valles Marineris valleys (Harrison and Chapman, 2008). At the junction between Coprates Chasma and Capri Chasma for instance, some of these layered benches flank isolated basement massifs that project above chasma floors (Figure III - 9k,l); their elevation is equal to that of the trimline (Figures III - 6, 7 and 12). Other benches are smooth and flat-topped mounds scattered on chasma floors (Figure III - 9m); these never exceed the trimline in elevation (Figures III - 6, 7 and 12). The layering of these benches and their altimetric relationship with the trimline suggest they are erosional relicts of an ancient sedimentary fill (Figure III - 7d and 12).

These benches have been interpreted as relicts of lacustrine sedimentary accumulations (Harrison and Chapman, 2008). However, on the basis of their altitudinal relationship with the trimline and by analogy with lateral banks described in section III.5.4, we rather interpret these layered benches as debris-covered relict patches of an ancient glacier that once covered chasma floors up to the trimline. Moreover, these layered benches have a stair-step morphology on their flanks (Figure III - 9l), which is consistent with the stair-step morphology of mixed ice and dust layers as observed on the present-day Martian polar caps (Howard et al., 1982; Milkovich and Head, 2005; Banks et al., 2010). If this interpretation is correct, basement massifs that project above chasma floors stood as nunataks above the ice surface because they have higher elevations than the interpreted trimline (Figure III - 12).

III.5.6. Draping mantle

Tops and flanks of some ILD mounds in Valles Marineris are covered by a smooth draping mantle about 100 m thick, partly degraded, and locally overlain by a thin cover of dark aeolian deposits (Figure III - 9n). This mantle has been particularly well preserved on ILD mounds in central Candor Chasma (Candor Mensa, Baetis Mensa, ILD1 and ILD2, Figure III - 5). North of





the central depression, it drapes the topographic surface from the top of Candor Mensa, down its eastern flank, across valley # 4 and up to the top of Baetis Mensa. Materials composing the bulk of ILD mounds are exposed only in windows opened by erosion through this draping mantle (Figure III - 9n). Down the flanks of ILD mounds, the draping mantle merges progressively with the smooth pitted terrain that fill the upstream sections of valleys # 4, 5 and 6 (Figure III - 5).

As already noticed by Le Deit (2008) in east Candor Chasma, the draping nature of this mantle and its regional continuity across ILD mounds and intervening valleys suggest that it was formed by atmospheric deposition on the topographic surface. It is dotted with disintegration pits similar to those described on the smooth pitted terrains (section III.5.3); its overall surface morphology resembles that of the latitude-dependent-mantle interpreted in other regions of Mars as a superficial layer of ice mixed with dust (Kreslavsky and Head, 2002; Head et al., 2003). Therefore, we interpret this draping mantle as a relict of a mixture of ice and dust that accumulated on the topographic surface from the atmosphere. Consistent with this interpretation is the fact that the draping mantle merges progressively with the smooth pitted terrain that cover valley floors, just as snow mantle draping mountain flanks gradually merge with valley glaciers on Earth.

Figure III - 9 : Examples of glacial landforms on Valles Marineris valley fills. a,b) Circular hollows and rectilinear fractures on platy terrain in central Candor Chasma (CTX image, location on Figure III - 4). White arrows denote increasing coalescence of circular hollows to form linear fractures. c) Closed depressions and mounds in hummocky terrain in central Candor Chasma (CTX image, location on Figure III - 4). d) Progressive transition (underlined by white dashed arrows) from platy terrain to hummocky terrain in central Candor Chasma (CTX image, location on Figure III - 4). e) Transition between hummocky terrain and smooth pitted terrain in central Candor Chasma (CTX image, location on Figure III - 4). White dots indicate elevations derived from MOLA PEDR single tracks at selected representative locations. The basal escarpment is exposed in the valley downstream section filled by hummocky terrains, whereas it is masked by smooth pitted terrains in the valley upstream section. f) Circular platter and rimless pits on smooth pitted terrain in central Candor Chasma (CTX image, location on Figure III - 4). g) Dark sinuous ridges on smooth pitted terrain in central Candor Chasma (CTX image, location on Figure III - 4). h) Map view (upper panel) and interpretative cross section (lower panel) of lateral banks (LB) in central Candor Chasma (CTX image, location on Figure III - 4). Elevation contours (white dashed lines) derived from MOLA gridded elevation data at 128 pixels/degree. White ticks indicate location of lateral bank margins. White broken line indicates location of cross section shown in lower panel. White dots indicate elevations derived from MOLA PEDR single tracks at selected representative locations. Zoom (right panel): ridge with circular to elongate hollows on flat-topped lateral bank. i) Circular platters on lateral bank in Capri Chasma (CTX image, location on Figure III - 6). j) Polygonal pattern on lateral bank in Capri Chasma (CTX image, location on Figure III - 6). k,l) Layered benches surrounding basement massifs in Coprates and Capri Chasmata (CTX images, location on Figure III - 6). m) Flat-topped layered benches in Coprates Chasma (CTX images, location on Figure III - 6). n) Map view (upper panel) and interpretative cross section (lower panel) of the draping mantle on an ILD mound in central Candor Chasma (CTX image, location on Figure III - 4). White line in upper panel indicates location of cross section shown in lower panel.

III.6. Spatial synthesis

In central Candor Chasma, the four types of terrains covering valley floors are interpreted as relicts of a regional glacier system. Their cartographic and altitudinal relationships with one another and with the trimline are consistent with the interpretation that an ancient ice fill once covered all the central depression and its tributary valleys up to the trimline (Figures III - 5 and 11). Advanced disintegration of this ice fill has exposed the glacially trimmed basal escarpment along some sections of valley walls, whereas relict debris-covered ice bodies have been preserved at other places. Different disintegration stages can be recognized in these terrains. Smooth pitted terrains represent the least advanced stage and are Martian equivalents of terrestrial glaciers covered by ablation tills (Section III.5.3). Platy terrain corresponds to an intermediate stage characterized by the development of surface ablation hollows and by the fragmentation of the initial glacier into disconnected relict ice bodies (Section III.5.1). Hummocky terrains correspond to the most advanced stage and are analogs of terrestrial ablation moraines (Section III.5.2). Lateral banks are interpreted as debris-covered relicts of these ancient valley glaciers, preferentially preserved along valley walls because of enhanced supply of slope debris. Spatial and morphological relationships between valley floor terrains and the draping mantle on valley walls suggest that these ancient glaciers were fed, at least partially, by accumulation from the atmosphere of ice probably mixed with dust, on top and flanks of the neighboring topographic ridges.

In eastern Coprates Chasma and in Ius Chasma, lateral banks, layered benches, and hummocky terrains on valley floors are also interpreted as erosional relicts of regionally extensive valley glaciers (Figures III - 10 and 12). Spatial and altitudinal relationships between these landforms, lateral benches, and the trimline are consistent with interpretation that an extensive glacier system once covered the floor of eastern Coprates Chasma and Ius Chasma up to the trimline. Hanging valleys and truncated spurs suggest that this major glacial fill was partly fed by minor glaciers flowing down tributary valleys along chasma walls.

Alternative nonglacial interpretations may be tentatively proposed for the individual significance of each landform described here (e.g., Lucchitta, 1999; Harrison and Chapman, 2008). However, a glacial interpretation is supported by the fact that these individual landforms collectively compose a self-consistent assemblage, similar in many respects to terrestrial glaciated valley landsystems (Benn and Evans, 1998; Evans, 2005). The trimline is currently not continuously visible along Valles Marineris wallslopes however (Figure III - 13). This discontinuity may be due to spatial differences in the effectiveness of glacial erosion during the glaciation (Ballantyne and Harris, 1994), but it is most readily attributable to local degradation or covering by erosion, downslope postglacial mass movements, and sedimentation (Mège and Bourgeois, 2011).

The trimline decreases in elevation from approximately -1900 m in Ius Chasma to approximately -4000 m at the junction of Coprates Chasma with Capri Chasma. The elevation of the Valles Marineris chasma floors is systematically lower than these values, except for landslide aprons and basement ridges that stand above valley floors. Therefore, the relict glacial features described here are merely parts of a much more extensive glacial landsystem that covered a major fraction of Valles Marineris in the past (Figure III - 13). The VF that cover most chasma floors between basement massifs and ILD mounds are debris-covered ice relicts inherited from this ancient glaciation.

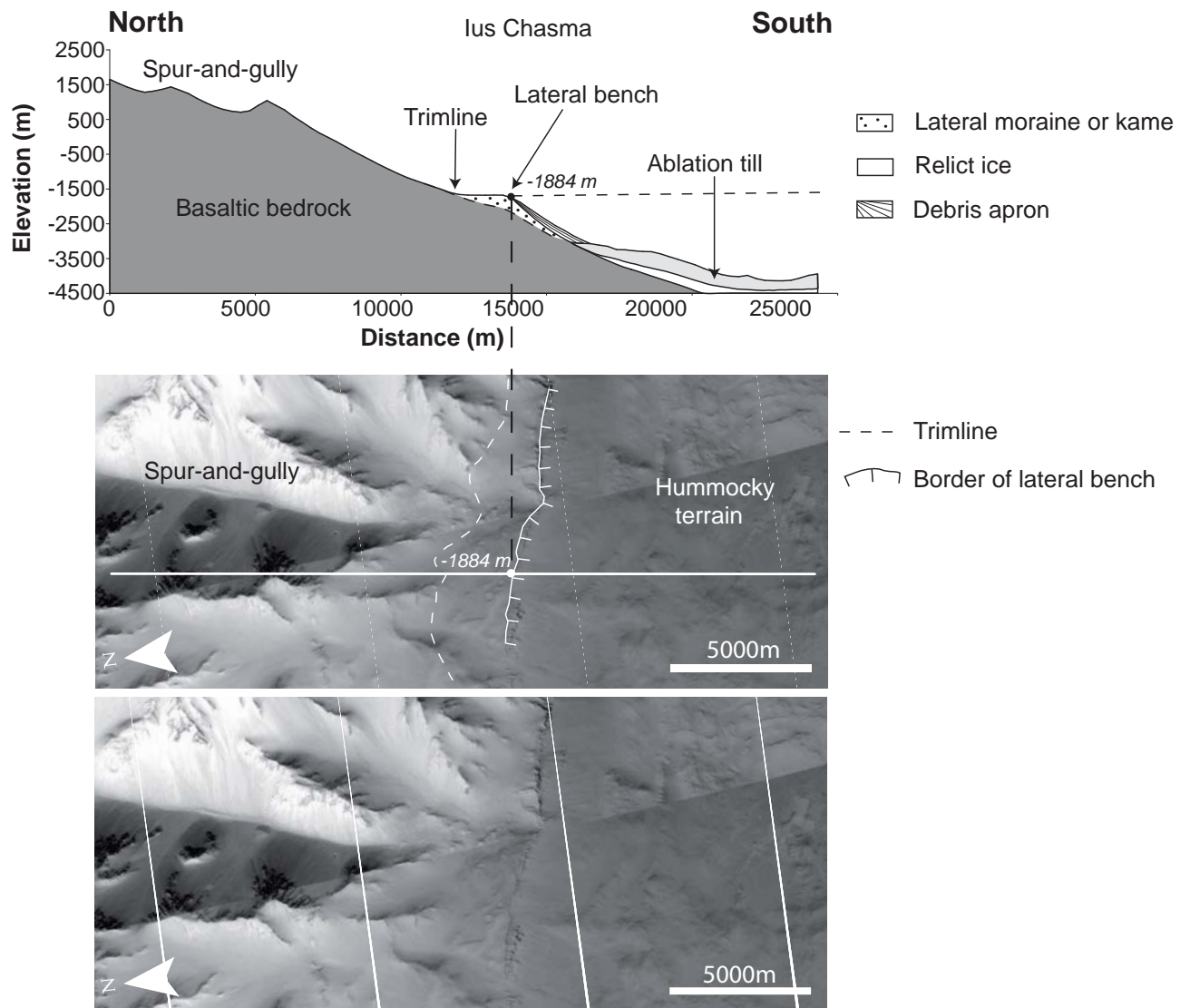
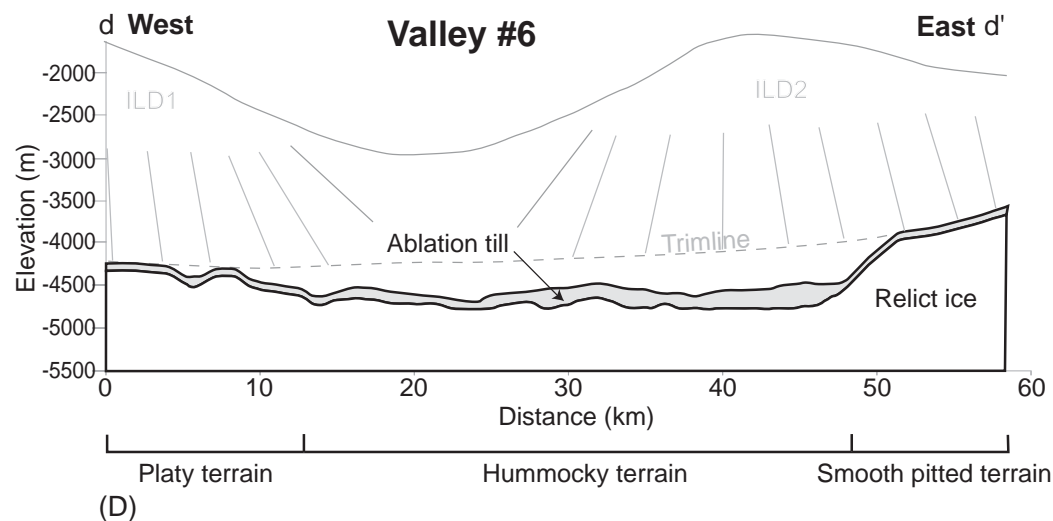
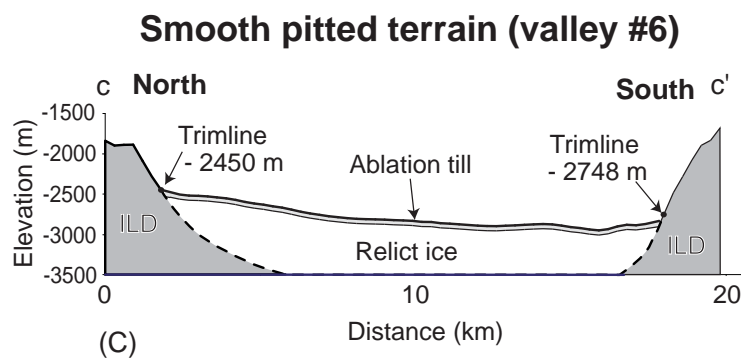
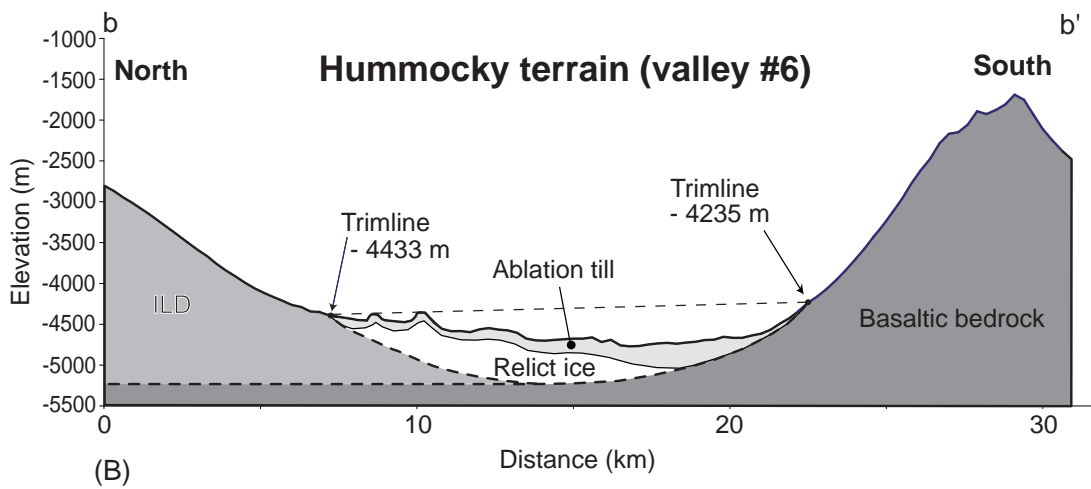
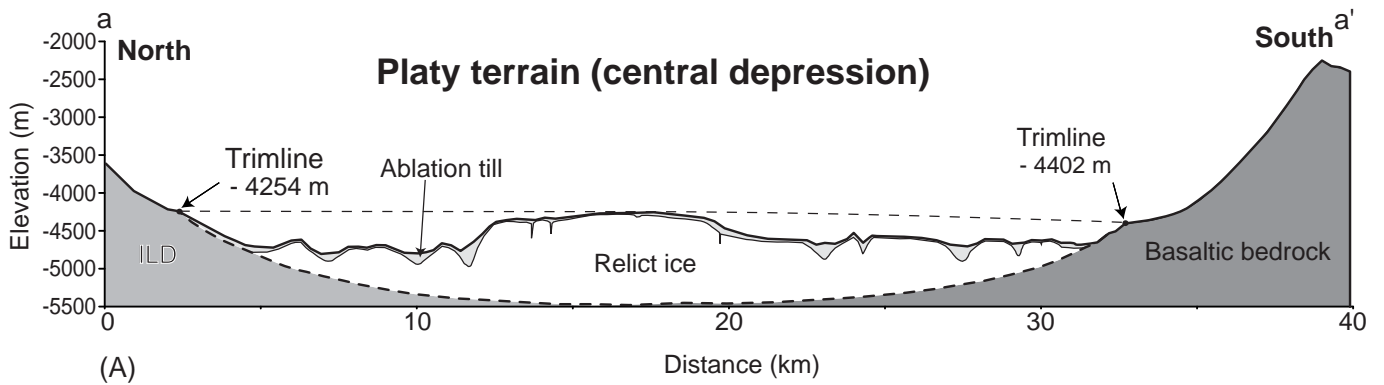


Figure III - 10. Map view (CTX image, location on Figure III - 2) and interpretative cross section of a lateral bench at the junction between valley wall and valley floor in northern Ius Chasma. White line in central panel indicates location of cross-section shown in upper panel. Cross section based on elevation profile derived from MOLA PEDR single track.



III.7. Discussion

III.7.1. Thickness and volume of initial and relict ice fill

The minimal thickness of the initial ice fill can be computed by subtracting the current elevation of valley floors from the elevation of the trimline: it is about 2000 m in Ius Chasma, 700 m in central Candor Chasma and 1000 m in eastern Coprates Chasma (Figure III - 13). Assuming that all Valles Marineris chasmata were once glaciated, the total initial ice volume estimated from these thicknesses is more than $0.3 \cdot 10^6 \text{ km}^3$.

These are minimal thicknesses and volumes, however, because relict debris-covered glacial bodies (smooth pitted terrain, platy terrain, hummocky terrain, lateral banks and layered benches) and postglacial deposits (landslide aprons) still mask actual chasma floors in many parts of Valles Marineris. If we assume that all Valles Marineris chasmata have a typical U-shaped glacial cross-sectional profile and that their actual floors are currently masked by glacial and postglacial deposits (Figures III - 10, 11 and 12), the glaciers might have been initially thicker than 3000 m in Ius Chasma, 1000 m in central Candor Chasma and 2000 m in Coprates Chasma. The corresponding initial ice volume for all Valles Marineris would have been more than 10^6 km^3 , the major part of which still remains currently in the form of debris-covered glacial relicts on chasma floors.

For comparison, the Antarctic and Greenland ice sheets on Earth have volumes of $25.7 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ and $2.85 \cdot 10^6 \text{ km}^3$, respectively (Marshall, 2005). The present-day Martian North and South Polar Caps have volumes of $1.2 \cdot 10^6 - 1.7 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ and $2 \cdot 10^6 - 3 \cdot 10^6 \text{ km}^3$, respectively (Smith et al., 1999), i.e., on the same order of magnitude as the initial ice volume inferred for the whole Valles Marineris glaciation. The glaciation envisioned here is thus not unrealistic with respect to the present-day amount of ice potentially available at the surface of Mars.

III.7.2. Ice preservation

Surface ice is currently not stable at the Martian equator (Fanale et al., 1986; Baker, 2001). However, field observations in ice disintegration landscapes on Earth and theoretical calculations demonstrate that mantling of relict ice bodies by debris layers as thin as a few decimeters is enough to significantly inhibit rates of ice disintegration by melting (Ostrem, 1959 ; Mattson et al., 1993) or by sublimation (Marchant et al., 2002; Kowaleski et al., 2006, 2011).

Figure III - 11 : a)-c) Interpretative cross sections in central Candor Chasma, based on elevation profiles derived from MOLA PEDR single tracks (location on Figure III - 4). a) Transverse cross section (a-a') across platy terrain in the central depression. b) Transverse cross section (b-b') across hummocky terrain in valley #6 downstream section. c) Transverse cross section (c-c') across smooth pitted terrain in valley #6 upstream section. d) Longitudinal cross section (d-d') along valley #6, showing the transition between smooth pitted terrain, hummocky terrain and platy terrain. Trimline and spur-and-gully morphology on southern flank of ILD 1 and ILD 2 mounds shown as gray sketch in the background.

The development of protecting ablation tills during the first stages of glacial disintegration can thus explain the preservation until the present day of huge volumes of ancient ice on Valles Marineris chasma floors, as it does at higher latitudes on Mars (Squyres, 1978, 1979; Shean et al., 2005; Milkovich et al., 2006; Holt et al., 2008). In addition, rock debris produced by periglacial weathering at high elevations along valley walls and around basement massifs can have accumulated on the ice surface during the glaciation and favored later preservation of stratified benches and lateral banks. Paraglacial mass movements also are able to provide a large amount of debris during deglaciation and thus contribute to ice preservation.

II.7.3. Comparison with climate models

The present-day climatic conditions do not allow significant accumulations of surface ice at low latitudes on Mars (Fanale et al., 1986; Baker, 2001). Theoretical computations on the stability of ice during past periods of higher obliquity however predict that surface ice accumulation areas may have shifted between high-, mid- and low-latitudes repeatedly during the Martian history (Jakosky and Carr, 1985). These predictions have been confirmed recently by a number of climate numerical simulations (Mischna et al., 2003; Forget et al., 2006; Madeleine et al., 2009; Wordsworth et al., 2013). Some of these simulations predict that net ice accumulation rates might have been higher than 20 mm/yr at places along the Martian equator, for Amazonian physical conditions based on the present-day composition of the atmosphere (Madeleine et al., 2009) and for other physical conditions that might have prevailed earlier (fainter young sun, denser CO² atmosphere) (Wordsworth et al., 2013). These rates could lead to the formation of a regional glacial fill thicker than 1000 m in Valles Marineris, over a period corresponding to the present-day obliquity cycle (~50,000 Martian years). It is therefore not unreasonable to hypothesize that the full glacial thickness envisaged here in Valles Marineris (1000 to 3000 m) may possibly have accumulated over one obliquity cycle only. An alternative is that this huge ice thickness has resulted from successive accumulation episodes, smaller but repeated over numerous climatic cycles; this scenario implies that ice would have accumulated during favorable times and would have been protected from disintegration by superficial ablation tills or other kinds of sediments during unfavorable times (Ostrem, 1959; Mattson et al., 1993; Kowalewski et al., 2006, 2011).

II.7.4. Glacial disintegration: melting or sublimation?

If the landforms described here indeed are degraded relicts of a much more extensive glacial system, then a fraction of the ice that initially covered the Valles Marineris chasma floors has vanished by now. On Earth, glacier disintegration generally occurs by melting (Evans, 2005). But, under specific climatic conditions such as those of the Dry Valleys (Antarctica), the Kilimanjaro (equatorial Africa), or the Gurla Mandhata (Tibet), sublimation is the dominant glacial ablation process (Kuhle, 1999; Molg et al., 2003; Molg and Hardy, 2004; Molg et al., 2005; Cullen et al., 2006; Fountain et al., 2006; Cawkwell, 2007; Cullen et al., 2007; Hoffman et al., 2008; Molg et al., 2008).

Analyzing ice disintegration landforms can help assess whether Valles Marineris glaciers vanished mostly by melting or by sublimation. Terrestrial ablation moraines generally comprise hummocky terrains with mounds, doughnut-shaped features, kettle holes, and closed depressions, which are classically attributed to glacial disintegration by melting (Hambrey et al., 1997; Mollard, 2000; Boone and Eyles, 2001; Schomacker, 2008). Proglacial meltwater drainage

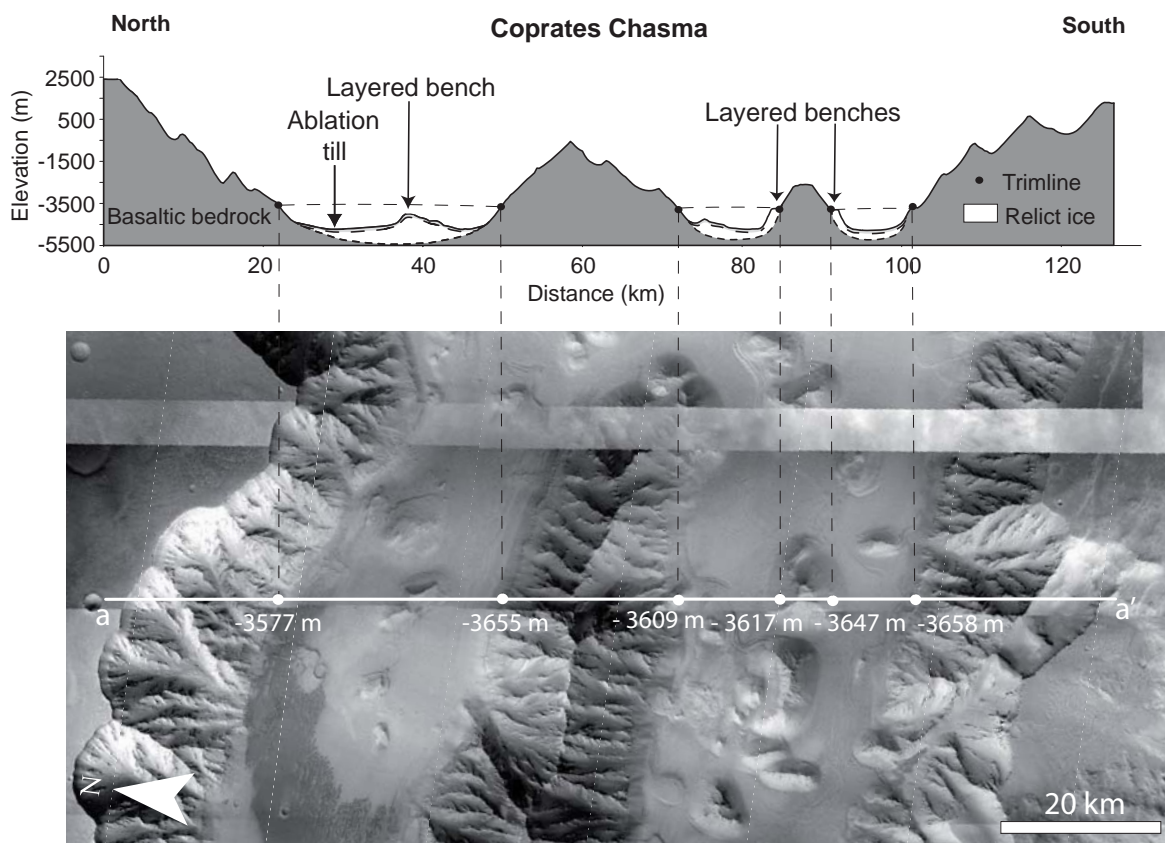


Figure III - 12. Interpretative cross section across eastern Coprates Chasma, based on elevation profile derived from MOLA PEDR single track (location on Figure III - 6).

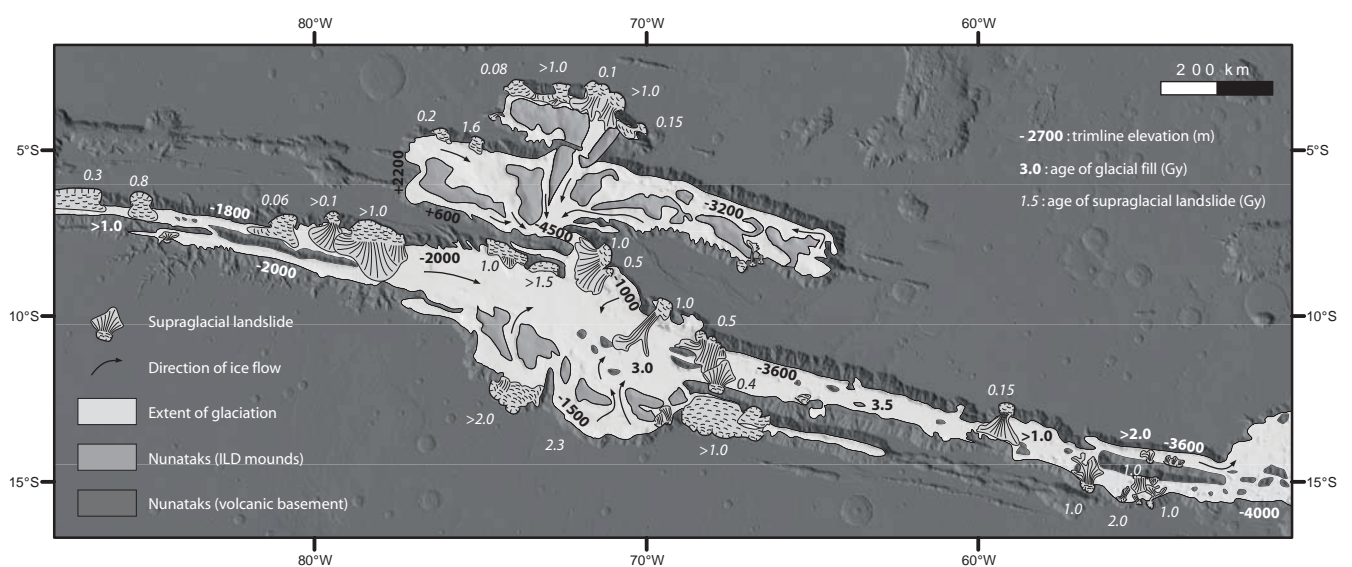


Figure III - 13. Proposed extent of glaciation and location of supraglacial landslides in Valles Marineris.

channels are generally associated with these ablation moraines.

To our knowledge, there is so far no published description of kettle holes, doughnut-shaped features, or closed depressions on ablation moraines produced by sublimation on Earth. This does not preclude the production of similar landforms by sublimation on Mars, as is exemplified by a wide range of closed scalloped or lobate depressions that have been attributed to ice sublimation in other regions of Mars and on other planetary bodies (Costard and Kargel, 1995; Thomas et al., 2000; Kreslavsky and Head, 2002; Head et al., 2003; Morgenstern et al., 2007; Kadish et al., 2008; Lefort et al., 2009; Le Deit et al., 2010; Mangold, 2011a,b; Séjourné et al., 2011; Soare et al., 2012). Terrestrial examples of sublimation landforms comprising closed depressions and mounds can be found at the surface of glaciers that currently disintegrate dominantly by sublimation on top of the Kilimanjaro, in the Dry Valleys, and on the flanks of the Gurla Mandhata. These glacial disintegration landforms are not associated with proglacial meltwater drainage channels. Because no meltwater drainage channel is associated with the various terrains interpreted here as having formed by glacial disintegration in Valles Marineris, we infer that the Valles Marineris glacial system most likely disintegrated by sublimation.

This inference is supported by the fact that most terrains interpreted here as debris-covered relict ice bodies (smooth pitted terrains, platy terrains, lateral banks, layered benches) have flat tops but steep walls. On Earth, steep ice walls are diagnostic features of glaciers where ablation occurs dominantly by sublimation (Kuhle, 1999; Molg et al., 2003; Molg and Hardy, 2004; Molg et al., 2005; Cullen et al., 2006; Fountain et al., 2006; Cawkwell, 2007; Cullen et al., 2007; Hoffman et al., 2008; Molg et al., 2008). To our knowledge, there is no terrestrial example of glacial disintegration landforms resembling the platy terrain of Valles Marineris, i.e., platy relict ice bodies separated from each other by networks of interconnected rectilinear fractures with steep-sided walls. This difference also supports the idea that glacial disintegration in Valles Marineris mostly occurred by sublimation, whereas it generally results from melting on Earth.

II.7.5. “Bottom-to-top” glacial development scheme

When compared to terrestrial valley glaciers, the Valles Marineris glacial landsystem displays two striking specificities at least. First, on Earth, extensional strain between the moving glacier ice and the relatively immobile ice adhering to valley walls generate a specific kind of crevasses, known as rimayes (or bergschrunds) at heads and along flanks of most valley glaciers (Benn and Evans, 1998). In Valles Marineris, we could find no clear evidence of such crevasses at the contact between relict glacial fills and valley walls. This apparent lack of rimayes may be attributed to late mechanical closing or late sedimentary filling. Alternatively, glaciers in Valles Marineris might have lacked rimayes originally because there was no extensional strain between chasma glacial fills and their walls.

The later interpretation requires that glacial flow dynamics in Valles Marineris differed in some way from those of terrestrial glaciers. This idea is supported by the second specificity of the Valles Marineris glacial landsystem. In most terrestrial glaciated valley landsystems, ice forms in response to net annual snow accumulation in upstream catchment basins comprising elevated plateaus, mountain flanks, and high-elevation interconnected networks of tributary valleys and cirques. The ice flows downstream along these networks, feeds larger outlet glaciers and eventually melts when it reaches areas dominated by net annual ablation at lower elevations (Benn and Evans, 1998). This can be summarized as a “top-to-bottom” glacial development scheme.

At odds with this classical scheme, there is no clear evidence for the former existence of well-developed upstream glacial catchment basins in Valles Marineris. Hanging valleys along chasma walls seldom define interconnected networks and, when compared to terrestrial glacial

catchment basins, their volume is apparently too small to feed glacial deposits as thick as several hundred meters on chasma floors. We could find clear morphological evidence neither of a possible glacial connection between the chasma floors and the surrounding plateaus nor of massive glaciations on these plateaus. Mineralogical interpretations of spectroscopic data suggest that the plateaus remained exposed to subaerial pedogenic weathering through the major part of their history, except perhaps for a thin and widespread mantle of layered deposits interpreted as a former mixture of ice and silicate particles accumulated from the atmosphere (Le Deit et al., 2010, 2012).

Under these conditions, it is difficult to assume that the Valles Marineris glaciated valley landsystem developed according to the classical “top-to-bottom” scheme. A reasonable and attractive hypothesis is that it was rather controlled by a “bottom-to-top” scheme, with net annual accumulation occurring mostly at lower elevations (chasma floors) and net annual ablation occurring mostly at higher elevations (top of chasma walls). Ice thus would have accumulated directly from the atmosphere onto chasma floors, with minor contributions from tributary glaciers flowing down hanging valleys.

A “bottom-to-top” development scheme for the Valles Marineris glacial landsystem is consistent with the expectation that net annual accumulation rates generally decrease with elevation on Mars, whereas they generally increase with elevation on Earth (Fastook et al., 2008). It is consistent also with the fact that, except for the two polar caps, present-day glaciers on Mars have been observed on crater floors only (Conway et al., 2012) and that evidence for ancient glaciations has been found in Mars's two deepest impact basins, Argyre and Hellas (Kargel and Strom, 1992).

II.7.6. Flow pattern

The presence of a glacially trimmed surface at the base of valley walls, of viscously deformed ridges on valley floors, and of fracture patterns similar to crevasse networks of terrestrial outlet glaciers in the Candor Chasma central depression, suggests that the glaciers in Valles Marineris were able to flow at some time of their history. The flow of glaciers is controlled by their surface slope gradient (Benn and Evans, 1998). On this basis, long-wavelength differences in elevation of the interpreted trimline (-1900 m to -2000 m in Ius Chasma, -3600 m to -4000 m in Coprates Chasma, Figure III - 13) indicate that glacial flow was generally from the western to the eastern part of the Ius Chasma – Melas Chasma – Coprates Chasma system.

In central Candor Chasma, variations in elevation of the trimline suggest that glaciers flowed toward the Candor Chasma central depression, down valleys # 2 and # 3 from the west (west Candor Chasma), down valleys # 4 and # 5 from the north (Ophir Chasma), and down valleys # 6 and # 7 from the east (east Candor Chasma), (Figures III - 4, 5 and 13). At the present-day, the floor of valley # 1 (Melas Labes) forms a topographic saddle between the Candor Chasma central depression and Melas Chasma (Figure III - 1). The saddle is higher in elevation (-2500 m) than the trimline observed in the Candor Chasma central depression (-4500 m). It is basically a pile of stacked landslide aprons from surrounding chasma walls (Quantin et al., 2004a,b). These landslide aprons have unexpectedly long runout distances and cover unexpectedly large surfaces (Quantin et al., 2004a,b; Lucas and Mangeney, 2007). They also display longitudinal ridges and furrows, which is a classical morphological signature of landslide emplacement on glaciers (Lucchitta, 1978; Shaller and Komatsu, 1994; De Blasio, 2011). These characteristics are consistent with the assumption that a relict glacial fill is currently buried below the stack of landslide aprons. Hence the northern (Candor Chasma - Ophir Chasma) and southern (Ius Chasma - Melas Chasma - Coprates Chasma) glacial systems were most probably connected across Melas

Labes valley.

II.7.7. Basal thermal regime

All past glacial landsystems that have been recognized so far at Martian low latitudes have been interpreted as cold-based (Head and Marchant, 2003; Head et al., 2005; Head and Marchant, 2006; Head et al., 2006a,b; Dickson et al., 2008; Holt et al., 2008; Head et al., 2010). Because they are unable to slide over their beds, cold-based glaciers are inefficient in eroding their basements; thus they generally have a protective role and preserve pre-glacial landscapes (Sugden et al., 1995; Benn and Evans, 1998; Cuffey et al., 2000; Sugden et al., 2005). On the other hand, the development of glacially trimmed escarpments, as spectacular as those visible at the base of Valles Marineris chasma walls, requires vigorous basal sliding; hence the existence of significant amounts of liquid water on the glacial bed. This evidence alone is sufficient to infer that the Valles Marineris glacial system was warm-based, at some time of its history and in some places at least. This is consistent with theoretical estimations and numerical simulations based on reasonable values for surface temperatures (210-230 K) and geothermal heat fluxes (0.05 to 0.15 W/m²), which indicate that the pressure melting point could be reached in the past on Mars at ice depths of a few hundred meters (Carr and Head, 2003, Fastook et al., 2012). It is also consistent with the existence of landforms interpreted as eskers and attributed to ancient wet-based glaciations at higher latitudes (Kargel and Strom, 1992).

II.7.8. Possible link with outflow channels

A number of outflow channels (Simud, Tiu) are connected to the eastern tip of Valles Marineris. These outflow channels are believed to have been carved by catastrophic water floods. The origin of water for these floods is still debated (e.g., Baker, 2001). It has been suggested that spillover of a lake system in eastern Valles Marineris could have provided water necessary for these floods (Warner et al., 2013). Alternatively, this water could have been provided by basal melting associated with the wet-based glacial landsystem described here. On the basis of geomorphological features observed within these outflow channels, Lucchitta (1982) suggested that ice may have occupied some outflow channels at some time. This might have happened during a major readvance of glaciers extending from Valles Marineris.

II.7.9. Paraglacial and supraglacial collapse of valley walls

Many volcanic basement ridges that separate Valles Marineris valleys from one another display crestal grabens at their tops, uphill-facing normal fault scarps along their flanks, and folded strata at their base. By analogy with terrestrial deep-seated gravitational ridge spreading analogs, this remarkable tectonic assemblage has been attributed to gravitational readjustment of basement ridges after deglaciation of the intervening valleys (Mège and Bourgeois, 2011). The ubiquitous distribution of these paraglacial gravitational features is consistent with the existence of an extensive valley glacier system in Valles Marineris.

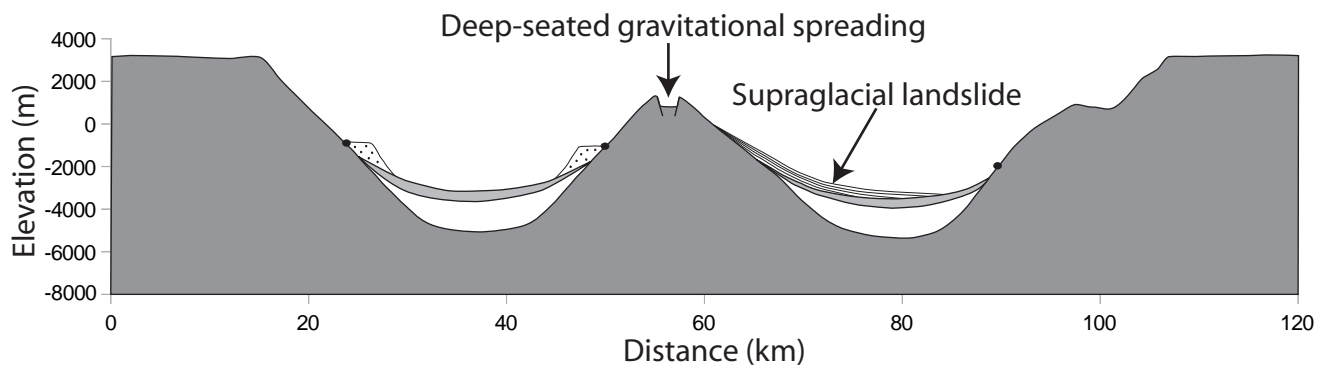
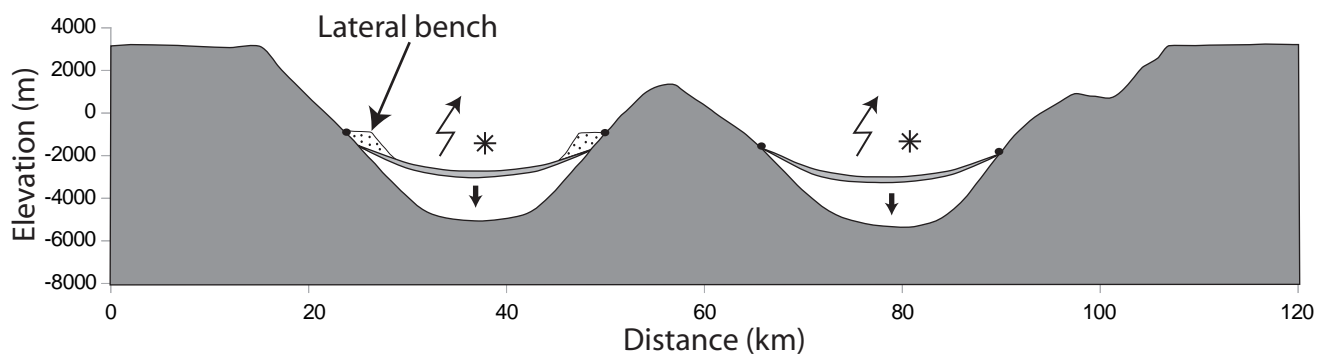
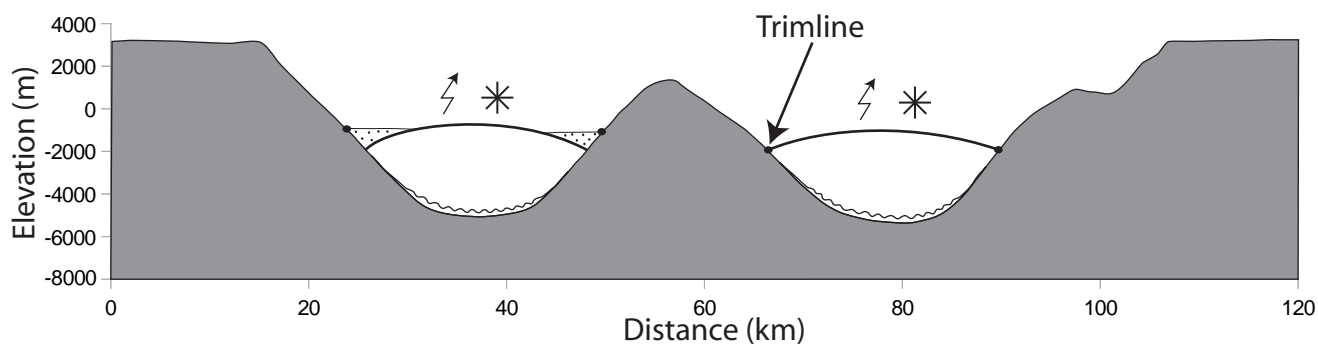
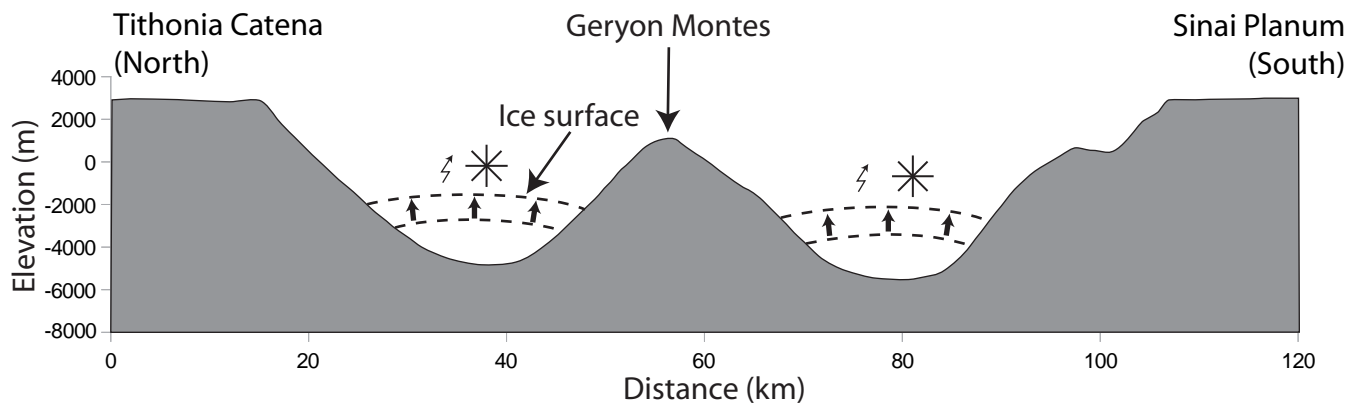
Many parts of Valles Marineris chasma floors are covered by landslide deposits. The dynamics of these landslides remain controversial, mostly because their debris aprons have singular morphologies, unexpectedly long runout distances, and cover unexpectedly wide areas, comprised in the range between those of dry subaerial landslides and those of wet submarine landslides (Lucchitta, 1979; Quantin et al., 2004a,b; Lucas and Mangeney, 2007). Interestingly, some studies noted the morphological similarities of Martian landslides and landslides occurring on terrestrial glaciers (Lucchitta, 1978, 1979; Shaller and Komatsu, 1994; De Blasio, 2011). In









particular, they had pointed out that landslide aprons in Valles Marineris have striking morphological similarities with landslide aprons on terrestrial glaciers such as the Sherman and Black Rapids glaciers in Alaska (Shugar and Clague, 2011). These morphological similarities include uncommonly long runout distances, tongue-like shapes, tendency to spread over vast areas, and the presence of longitudinal ridges and furrows. Extensive glaciation thus provides an attractive explanation for the existence of landslide aprons displaying these morphological characteristics in Valles Marineris. Following our interpretations, they have been emplaced supraglacially, either on actively flowing glaciers when Valles Marineris was entirely glaciated, or at the surface of debris-covered relict ice bodies later. If they had been emplaced over actively flowing glaciers, they would have been displaced and deformed by ice flow. Instead, considering their morphology, particularly in regard with their intact longitudinal ridges, furrows, and overlapping relationships, landslides do not appear to be subjected to post-formation modifications. Therefore the currently visible landslide aprons were emplaced once glacial flow had come to an end. There is no observational evidence of significant horizontal debris apron displacement that could be attributed to underlying actively flowing glaciers. Debris motion over glaciers could be one of the factors that explain the very low friction angle calculated by Lucas et al. (2011) for the Valles Marineris landslides. This supports the interpretation that some of the biggest landslides in Valles Marineris derive from an advanced stage of paraglacial deep-seated gravitational ridge spreading (Mège and Bourgeois, 2011).

II.7.10. Age of glaciation and corresponding climate

The development of the Valles Marineris glacial system is younger than the formation of the chasma network, which has been attributed to a combination of extension and collapse during the late Noachian to early Hesperian (Andrews-Hanna, 2011a,b,c). However, it is older than landslide aprons emplaced on the smooth basal escarpment along chasma walls and on relict ice bodies inherited from the glaciation on the chasma floors. It is also older than landslide scars that cut across spurs and gullies in the upper part of valley walls (Lucchitta, 1979). Crater counts and morphological analyses on landslide aprons demonstrate that these landslides occurred continuously from the Noachian-Hesperian boundary (3.5 Gy) to the present-day and had the same dynamics throughout this time interval (Quantin et al., 2004a,b). Therefore, the glaciation of Valles Marineris dates back from times as old as the late Noachian to early Hesperian.

Numerical climate simulations based on current atmospheric characteristics predict massive accumulations of ice at the Martian equator in response to orbital changes (Madeleine et al., 2009). Therefore, extensive glaciation in Valles Marineris during the late Noachian to early Hesperian apparently does not require that the atmosphere at that time was significantly different from the current one. Orbital changes in the ancient history of Mars (Laskar et al., 2004) might have provided the necessary climatic conditions to allow equatorial glaciations with current-like atmospheric characteristics. However, if Martian orbital cycles on their own are enough to explain glaciations within Valles Marineris, then glaciations should have occurred repeatedly since the Noachian-Hesperian period. In that case, the relatively pristine appearance of landslides in Valles Marineris indicates that post-landslide glaciers were cold-based. Alternatively, the development of the pre-landslide, wet-based Valles Marineris glacial system has perhaps required not only the obliquity cycle, but also some additional factors (fainter younger sun, denser CO² atmosphere) (Wordsworth et al., 2013).



- | | | | |
|---|-------------------------|---|-------------------------|
|  | Ice |  | Ice accumulation |
|  | Lateral moraine or kame |  | Ablation by sublimation |
|  | Ablation till |  | Ice thickness changes |
|  | Basaltic basement |  | Basal melting |

II.8. Conclusion

Self-consistent landform assemblages indicate that Valles Marineris, the giant valley system that stretches along the Martian equator, was entirely glaciated during late Noachian to early Hesperian times and still contains huge volumes of fossil ice inherited from this ancient glaciation. Alternative nonglacial interpretations may be tentatively proposed for the individual significance of each landform described here. However, a glacial interpretation is supported by the fact that these individual landforms collectively compose an elegant and self-consistent assemblage typical of a relict glaciated valley landsystem. Figure III - 14 shows our favored scenario for the history of this glacial fill.

The Valles Marineris glacial system comprised wet-based glaciers that were able to flow and slide over their beds at some time of their history at least. It was most probably fed by ice accumulating at low elevations directly from the atmosphere onto chasma floors and valley walls, with only minor contributions from tributary glaciers flowing down from higher elevations. Similar fossil glacial landsystems dating back from the early Martian history are to be expected in many other low-latitude troughs such as chasmata, chaos, valleys, impact craters, and other basins.

Acknowledgments

This work benefited from financial support of Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Institut National des Sciences de l'Univers (INSU), Programme National de Planétologie (PNP), Agence Nationale de la Recherche (Project ANR-08-JCJC-0126 MADMACS), Centre National d'Études Spatiales (CNES) and Observatoire des Sciences de l'Univers Nantes Atlantique (OSUNA). M. Gourronc is supported by a Ph.D. research grant from the French Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche (MESR). Marion Massé and Daniel Mège are supported by Grant FNP TEAM/2011-7/9 from the Foundation for Polish Science. We thank Goro Komatsu for his positive and constructive review of a preliminary version of the manuscript.

Figure III - 14. Proposed scenario for Valles Marineris glaciation, illustrated on cross section derived from MOLA PEDR single track in Ius Chasma (location on Figure 2). a) During favorable climatic episodes, winter ice accumulation from the atmosphere onto valley floors exceeds summer ice ablation by sublimation. Positive net balance leads to glacial thickening. b) Basal melting and sliding starts once glaciers get sufficiently thick. Trimlines and lateral benches form. c) During unfavorable climatic episodes, summer sublimation exceeds winter accumulation. Negative net balance leads to glacial thinning; basal melting stops. d) As glaciers decrease in thickness, they get covered by a protecting mantle of ablation till. Relict ice can be preserved below this mantle and lateral benches can be preserved along valley walls. Paraglacial collapse of valley walls produces deep-seated gravitational spreading of basement ridges and supraglacial landslides.

IV. Les vallées équatoriales : témoins d'un climat glaciaire dans le pré-amazonien (> 3,5 Ga) ?

La caractérisation morphologique et morphométrique des vallées permet de contraindre leur processus de formation et d'évolution en lien avec le climat qui régnait au moment et/ou après leur formation.

Un certain nombre de vallées sur Mars ont déjà été décrites comme étant d'origine sous- ou pro glaciaire tandis que d'autres ont été décrites comme étant des vallées encore remplies de glace protégée par une couverture de débris fine à l'heure actuelle. Il est donc possible sur Mars de rencontrer des vallées et des systèmes de vallées formés et/ou modelés au cours du temps par des processus témoignant de la présence de dépôts de glace. Cependant ces objets sont généralement localisés dans les moyennes latitudes (entre 30 et 60°).

La problématique qui a motivé ce travail est basée sur la façon dont les vallées à l'équateur de Mars, en particulier, pouvaient nous renseigner sur le climat ancien de la planète. Les études réalisées ont révélé que pour certaines de ces vallées, tout comme leurs homologues dans les moyennes latitudes, l'existence fortement probable de processus glaciaires impliqués dans leur formation et/ou leur évolution d'un point de vue morphologique. Une telle interprétation suggère que de grandes quantités de glace étaient présentes au niveau de l'équateur martien il y a plus de 3,5 Ga.

Les observations effectuées sur les vallées équatoriales ne sont donc pas incompatibles avec un climat glaciaire dans le Mars ancien. Par conséquent, il faudrait évaluer cette plausibilité d'accumulations de glace à l'équateur. Cette discussion s'intéressera donc à la probabilité de l'existence de tels dépôts de glace à l'équateur martien dans le passé, tout d'abord d'un point de vue observationnel, puis en termes d'origines possibles pour expliquer leur présence. Certaines morphologies glaciaires en lien avec l'étude des vallées équatoriales et Valles Marineris requièrent à priori la présence d'eau liquide pour se former. La dernière partie de la discussion s'interrogera donc sur la possibilité d'existence d'eau liquide stable en climat glaciaire martien.

IV.1. Des petites vallées au système de vallées géant : les héritages climatiques en lien avec la présence de dépôts glaciaires

À l'heure actuelle, les dépôts de glace superficiels ne sont rencontrés qu'au-delà de 60° de latitude. Cependant, comme présenté dans le **chapitre I**, il existe de nombreux marqueurs morphologiques, structuraux et minéralogiques qui attestent d'une activité glaciaire passée dans des latitudes plus basses. Ces observations suggèrent la présence de glace stable en surface dans le passé de Mars à des latitudes différentes des pôles.

Parmi ces marqueurs, des dépôts témoignant d'accumulations de glace toujours présente correspondant à des glaciers rocheux ont été identifiés sous forme de remplissages linéaires dans des vallées, de remplissages concentriques dans des cratères et de tabliers de débris lobés autour de falaises dans les moyennes latitudes (30-60°) (Figure IV-1) (Squyres, 1978 ; Head et al., 2006a, b ; Head and Marchant, 2006 ; Levy et al., 2007 ; Dickson et al., 2010 ; Head et al., 2010).

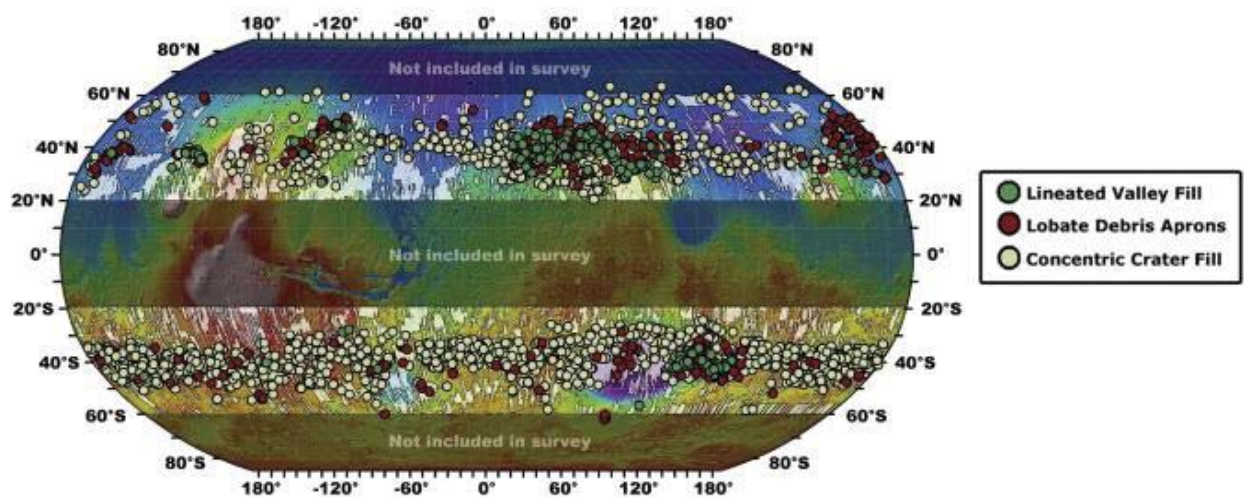


Figure IV-1. Carte de répartition des glaciers rocheux dans les moyennes latitudes (Dickson et al., 2012).

L'étude de ces morphologies soulève la question de l'étendue des accumulations de glace pendant les périodes de glaciations non polaires. Fastook et al. (2011) suggèrent l'existence passée de glaciations de plateaux étendues dans les moyennes latitudes. Lors de la déglaciation, la glace se serait concentrée dans les zones de basse altitude telles que les vallées. Les flancs de ces vallées se seraient progressivement dégagés et auraient pu fournir une quantité considérable de débris rocheux constituant une couverture qui a pu préserver la glace et la forme de l'écoulement visible aujourd'hui en surface au sein de certaines vallées. Fastook et al. (2011) proposent ainsi que les remplissages linéaires de vallées et les tabliers de débris lobés soient le produit du retrait d'un système glaciaire régional plutôt que l'étendue maximale d'un système glaciaire de vallée (Figure IV-2). Les remplissages linéaires de vallées et les tabliers de débris lobés représenteraient des rémanents résiduels couverts de débris de glaciations plus étendues.

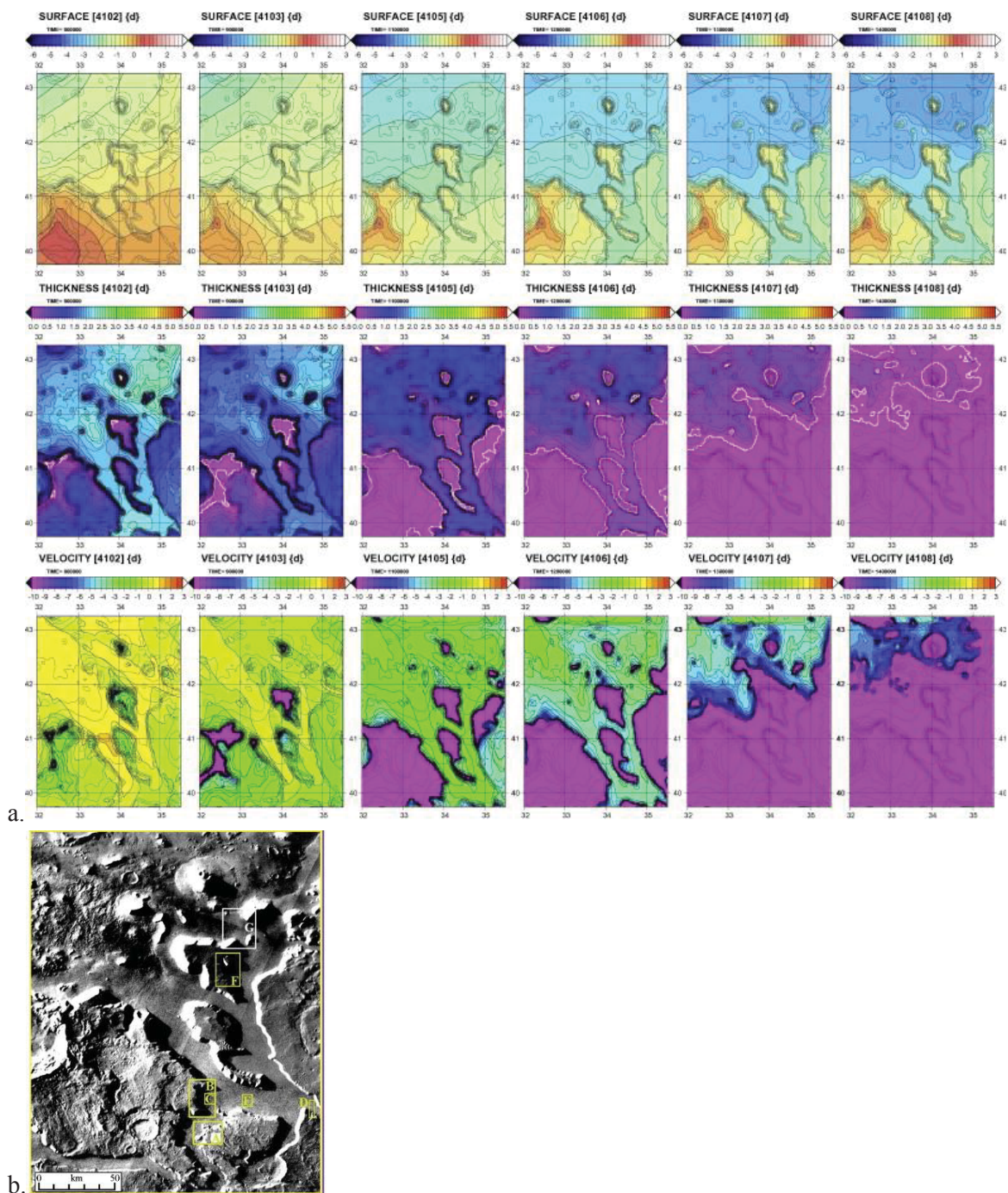


Figure IV – 2. a. Surface topographique (m), épaisseur glaciaire (m) et vitesse d'écoulement (log 10 (mm/an)) à 800, 900, 1100, 1200, 1300 et 1400 Ka dans une vallée à remplissage linéaire dans la région de Deuteronilus-Protonilus Mensae. **b.** Image THEMIS de la vallée à remplissage linéaire (Fastook et al., 2011).

D'autres marqueurs se présentent sous des formes d'érosion et de dépôt associées témoignant de l'empreinte glaciaire passée. Comme le **chapitre I** le montre, des morphologies sous-glaciaires ont été identifiées à travers des vallées tunnels et des eskers principalement dans les plaines du Nord, sur les pentes de certains volcans comme Hecates Tholus, Alba Patera et Ceraunius Tholus, dans les bassins d'Hellas et Argyre et également proche du pôle Sud and la région de Dorsa Argentea (e.g. Scott and Underwood, 1991 ; Chapman, 1994 ; Gulick et al., 1997 ; Fassett and Head, 2006, 2007 ; Fassett et al., 2010). Certaines vallées interprétées comme étant d'origine fluvio-glaciaire ont également été décrites dans les moyennes latitudes mais sur les terrains cratérisés anciens (Figure IV-3) (Fassett et al., 2010).

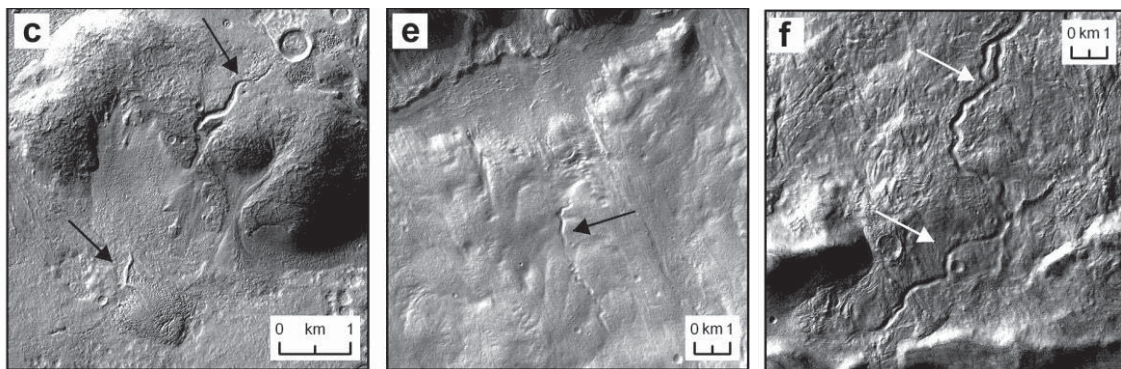


Figure IV – 3. Exemples de vallées isolées fluvio-glaciaires dans les moyennes latitudes. Ces vallées résulteraient de la fonte supra-, sous- et/ou pro-glaciaire (Fassett et al., 2010).

Les preuves d'existence passée de dépôts glaciaires dans les moyennes latitudes sont donc multiples. Parmi elles, les remplissages de vallées linéaires, les vallées tunnels et les eskers montrent que les vallées et systèmes de vallées des moyennes latitudes peuvent avoir été formés et/ou modelés par des processus glaciaires et sous-glaciaires, ce qui semble cohérent avec les résultats présentés dans les **chapitres II et III**.

Des preuves morphologiques attestant de la présence passée de dépôts glaciaires à l'équateur de Mars existent également. Elles se présentent sous forme de lobes glaciaires observés sur les flancs Ouest des volcans de Tharsis et d'Olympus Mons ou bien encore de remplissages de cratères dans Sinus Sabaeus et dans la région d'Aram Chaos (Chapman et al., 2003 ; Head et al., 2005 ; Shean et al., 2005 ; Milkovich et al., 2006 ; Forget et al., 2006 ; Fastook et al., 2008 ; Massé et al., 2010 ; Shean et al., 2010).

Il est donc tout à fait plausible de trouver, à l'équateur martien et à l'heure actuelle, des morphologies glaciaires voir des dépôts contenant de la glace stable protégée par une couverture de débris de quelques mètres d'épaisseur qui suffirait à les empêcher de se sublimer. Les résultats des **chapitres II et III** concernant la reconnaissance de morphologies glaciaires et sous-glaciaires à l'équateur est donc compatible avec les observations antérieures et permet d'enrichir la liste de formes de paysage qui résulteraient de la présence de dépôts de glace dans les basses latitudes.

Comme mentionné dans le **chapitre I**, toutes les morphologies glaciaires des moyennes latitudes décrites jusqu'à aujourd'hui datent de l'Amazonien (e.g. Dickson et al., 2012). Mais certains dépôts équatoriaux datent de l'Hespérien (Davila et al., 2013 ; Guidat et al., 2014). C'est notamment le cas pour des dépôts interprétés comme étant des moraines, des vallées tunnels et des eskers dans le bassin d'Isidis Planitia, situé en bordure de dichotomie (Kargel et al., 1995 ; Guidat et al., 2014). Si d'importantes accumulations de glace sont responsables des morphologies observées dans Valles Marineris ainsi que de la formation des vallées martiennes équatoriales, celles-ci auraient été déposées vraisemblablement pendant l'Hespérien. Il semble donc probable que les marqueurs géomorphologiques associés à ces dépôts de glace anciens aient pu être altérés, érodés ou recouverts. Seules les morphologies localisées sur les flancs de volcans, ou à l'intérieur de dépressions, ou formant une dépression sont restées relativement intactes. Ceci expliquerait que les morphologies glaciaires relatives aux vallées ou à l'intérieur de celles-ci, de par leurs dimensions et leurs configurations géométriques soient restées relativement bien préservées au cours du temps.

Sur Mars, les roches sédimentaires sont très localisées au niveau de la région équatoriale et dans les faibles altitudes, comme au niveau de la région de Meridiani Planum et du cratère Gale où a atterri le rover Curiosity par exemple. La répartition des roches sédimentaires correspond aux régions où la fonte de neige maximale est prédite par des calculs (Figure II.5-3) (Kite et al., 2013). L'étude de Kite et al. (2013) montre que la fonte de dépôts glaciaires équatoriaux aurait pu être une source suffisante pour former ces accumulations kilométriques de dépôts sédimentaires sous un climat froid.

Outres les marqueurs directement liés à des dépôts glaciaires, il en existe également qui attestent de la disparition de ces dépôts. Mège and Bourgeois (2011) ont identifié des structures tectoniques liées à la déglaciation dans Valles Marineris. La mise en place de ce processus a été estimée entre 1,4 et 3,5 Ga (Mège and Bourgeois, 2011). Cette étude sur les structures tectoniques postglaciaires corrobore l'existence de dépôts glaciaires pendant l'Hespérien à l'équateur martien.

IV.2. Les variations climatiques martiennes à l'origine de glaciation(s) équatoriale(s)

Le dépôt d'importantes accumulations de glace dans la région équatoriale pendant la période pré-amazonienne (> 3,5 Ga) peut résulter de variations climatiques majeures qui peuvent s'expliquer par deux phénomènes principaux : le « True Polar Wander » (TPW) et les variations d'obliquité.

IV.2.1. Le True Polar Wander (TPW)

Ce phénomène correspond à une dérive des points qui localisaient les pôles géographiques d'un corps céleste par rapport à son axe de rotation. Cette théorie suggère que la redistribution de masses considérables en surface ou en profondeur d'une planète et situées loin de son équateur peut entraîner une dérive des points qui correspondaient initialement aux pôles géographiques, afin de corriger ce déséquilibre en poids, en repositionnant la charge en excès à l'équateur par rapport à l'axe de rotation. Cette oscillation des pôles sur Terre peut résulter d'une suraccumulation de glace aux pôles (Hapgood, 1958 ; Brown, 1967), des processus de subduction

(Spada et al., 1992), de la migration d'un supercontinent conduite par un panache mantellique jusqu'en position équatoriale (Greff-Lefftz, 2004 ; Li et al., 2004; Zhong et al., 2007 ; Steinberger and Torsvik, 2008 ; Creveling et al., 2012). Li et al. (2004) ont estimé que le mouvement des pôles sur Terre a pu correspondre à une migration de 90° de la surface de la Terre par rapport à son axe de rotation il y a 750-720 Ma. Sur Terre, il est donc facilement envisageable de concevoir le fait que des glaciations aient eu lieu dans les faibles latitudes suite à un mouvement des pôles (Figure VI-4) (Isbell et al., 2003).

Sur Mars, il semblerait que la formation de la dichotomie et du dôme de Tharsis soient deux événements majeurs ayant pu engendrer un TPW. La dichotomie martienne traduit une différence d'épaisseur crustale préminente entre l'hémisphère Nord et Sud. L'une des hypothèses avancée quant à l'explication de son existence implique la présence d'un impact géant (Nimmo et al., 2008) ou d'un panache mantellique géant (Ke and Solomatv, 2006). Zhong (2009) met en évidence que dans le cas d'une planète à plaque unique telle que Mars, les mouvements horizontaux de la lithosphère (rotation différentielle) sont conduits par la convection d'un panache et les variations d'épaisseur lithosphériques. Un modèle unifié est alors proposé afin d'expliquer le contexte spatio-temporel de la formation de la dichotomie et celle du dôme de Tharsis (Figure VI-5) (Zhong, 2009). Ce modèle se traduit par la présence d'un TPW ayant pu entraîner un basculement de la surface de la planète donnant lieu à l'orientation actuelle Nord-Sud de la dichotomie. La formation du dôme de Tharsis a pu être de surcroît une source, bien que plus faible, de basculement de la surface de la planète.

Il semble plausible que la position des pôles martiens ait varié au cours du temps et donc que d'anciennes régions équatoriales se soient retrouvées aux pôles et recouvertes de glace. Le TPW associé à ces formations daterait du Noachian (Carr et Head, 2010). Suite à la mise en place de Tharsis, il est vraisemblable que l'axe de rotation de Mars n'ait pas beaucoup changé jusqu'à aujourd'hui car la force centrifuge liée à la rotation a toujours tendance à déplacer une telle accumulation à l'équateur.

Toutefois, Kite et al. (2009), suggèrent qu'un faible TPW tardif a pu être entraîné par des épisodes de volcanisme à la fin de l'Hespérien et au début de l'Amazonien. Cependant, cet épisode récent du TPW n'est possible que si Tharsis est à l'origine formé loin de l'équateur. Si ce TPW tardif était assez faible alors il est peu probable que des dépôts de glace aient eu lieu jusqu'à l'équateur.

IV.2.2. Les variations d'obliquité

La variation des paramètres orbitaux d'une planète, en particulier de son obliquité, peuvent introduire des changements climatiques majeurs. L'obliquité correspond à l'inclinaison de l'axe de rotation d'une planète par rapport à son axe de révolution. La Terre est stabilisée par la Lune. Cette dernière minimise l'amplitude des oscillations de l'obliquité terrestre qui restent cependant suffisamment conséquentes pour jouer un rôle prépondérant dans l'apparition de périodes glaciaires.

Contrairement à la Terre, Mars ne possède pas de satellite de masse suffisante pour la stabiliser et a donc connu des oscillations d'obliquité très chaotiques avec des amplitudes très importantes (Figure VI-6) (Laskar et al., 2002, 2004). De telles variations ont pu être à l'origine de la formation de glace à l'équateur comme cela a été le cas pour la Terre.

Des modèles de circulation globale ont été proposés afin de prédire les accumulations passées des dépôts de glace à la surface de Mars (Madeleine et al., 2009). Ces modèles prennent notamment en compte l'influence d'un Soleil plus jeune et d'une atmosphère plus dense de CO₂ (Forget et al., 2006). Ces simulations numériques ont mis en évidence la prépondérance du rôle



Figure VI - 4. Les bassins gondwaniens contenant des dépôts glaciogéniques du fin Paléozoïque (> 250 Ma). Estimations par Powell and Li (1994) et Lawver et al., (2008) du chemin du True Polar Wander à travers le Carbonifère et le Permien (Isbell et al. 2003).

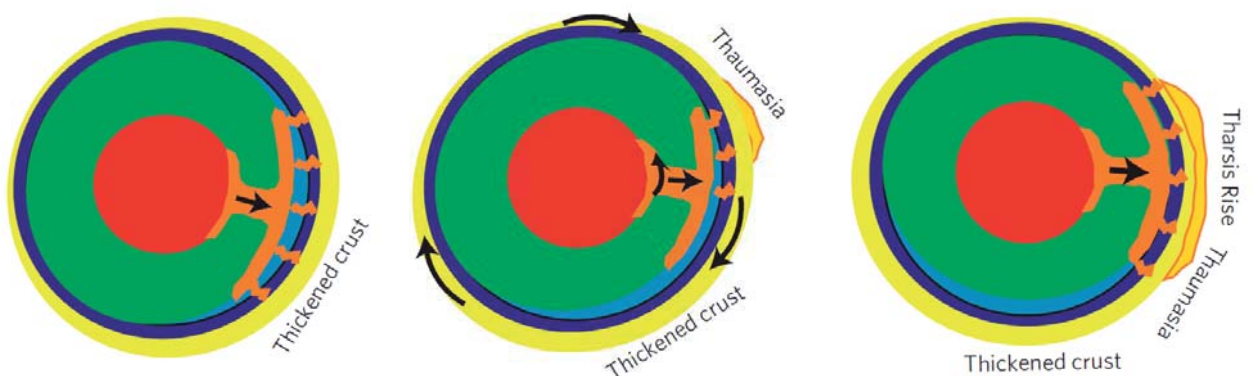


Figure VI - 5. Descriptions schématiques d'un modèle unifié pour la formation de la dichotomie crustale et du dôme de Tharsis. Les régions rouges, vertes, bleues foncées et jaunes représentent le noyau, le manteau, le manteau lithosphérique et la croûte et la région bleu clair représente le résidu de fusion (Zhong, 2009)

des paramètres orbitaux, dont celui de l'obliquité, ainsi que celui des interactions atmosphères-surface notamment dans le cas d'une atmosphère riche en poussière. Les simulations réalisées par Madeleine et al. (2009), révèlent que pour un taux d'accumulation de 10-20 mm/an des dépôts de 500 à 1 km d'épaisseur ont pu se créer sur une période de 50 000 ans. Ce travail a été étendu à des simulations de l'évolution de la répartition de la glace de H₂O à la surface (Wordworth et al., 2012). Les différentes configurations alors testées confirment l'influence majeure des variations d'obliquité mais aussi celle de la localisation de la source de glace initiale (Figure VI-7) (Wordworth et al., 2013).

Selon ces modèles, il semble tout à fait plausible que, durant les périodes de forte obliquité, des dépôts de glace se soient accumulés à l'équateur et plus particulièrement dans les régions de Valles Marineris, en bordure de la dichotomie topographique, dans les terrains chaotiques et Meridiani Planum.

Le modèle de Madeleine et al. (2009), est valable pour l'Amazonien, mais Laskar et al., 2004 montrent que d'importantes variations d'obliquité ont eu lieu durant les 4,5 derniers Ga. Il est donc vraisemblable que d'importantes quantités de glace se soit un jour déposées dans les régions équatoriales où sont localisées les vallées anciennes et Valles Marineris. Wordworth et al. (2012) suggèrent que l'englacement des terrains cratérisés de Mars à la fin Noachien, peut être suffisant pour expliquer la plupart des marqueurs géologiques hydrologiques sans le besoin d'évoquer des mécanismes de réchauffement additionnels sur le long terme. Cette hypothèse, basée sur les paramètres orbitaux et les conditions physico-chimique de l'atmosphère, évoque ainsi la possibilité d'un climat glaciaire et d'un environnement humide il y a plus de 3,5 Ga.

Kite et al. (2014) ont estimé que les paléo-pressions pour le pré-amazonien étaient de 0.9 à 1.9 bars. Le Mars ancien n'a sans doute jamais connu une atmosphère multibars stable. Ils suggèrent donc qu'un climat chaud et humide avec un effet de serre de CO₂/H₂O ne prévalait pas et que les températures moyennes à long terme étaient sous le point de gel. Ils envisagent cependant qu'une atmosphère dense dans le passé de Mars a pu avoir lieu uniquement pendant ces périodes de fortes obliquités.

Parallèlement aux modèles numériques de climat, d'autres études ont essayé de comprendre quelles étaient les interactions entre la répartition de glace en surface, la topographie de surface et l'atmosphère de Mars afin de mieux cerner les endroits où la glace aurait eu le plus de chance de s'être accumulée. Fastook et al. (2008) estiment que le taux de sublimation sur Mars décroît moins rapidement que le taux d'accumulation avec l'augmentation de l'altitude. Par conséquent, contrairement à ce qui est observé sur la Terre, les glaciers martiens seraient plus facilement observés dans les vallées que sur les sommets des reliefs. Pour des faibles températures de surface, la glace sera déposée dans les basses altitudes.

IV.2.3. Les autres causes de variations climatiques

Baker et al. (1991) et Baker (2001) ont suggéré que les chenaux de débâcle ont créé des océans temporaires et relâché des quantités massives de CO₂ et peut être de SO₂ dans l'atmosphère, donc causant un réchauffement global temporaire. Cependant, Gulick and McKay (1994) ont montré que l'eau liquide qui provenait des chenaux de débâcles a pu être la source de glaciation notamment sur les flancs d'Alba Patera. L'eau des chenaux de débâcle a pu se sublimer, être transportée dans l'atmosphère avant de se condenser et s'accumuler sur les flancs d'Alba Patera.

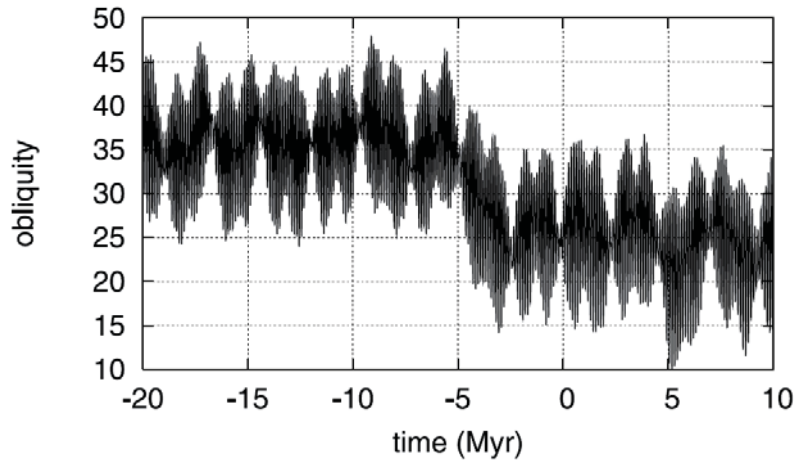


Figure IV - 6. Obliquité (en degrés) de Mars de -20 à +10 Ma (Lasker et al., 2004).

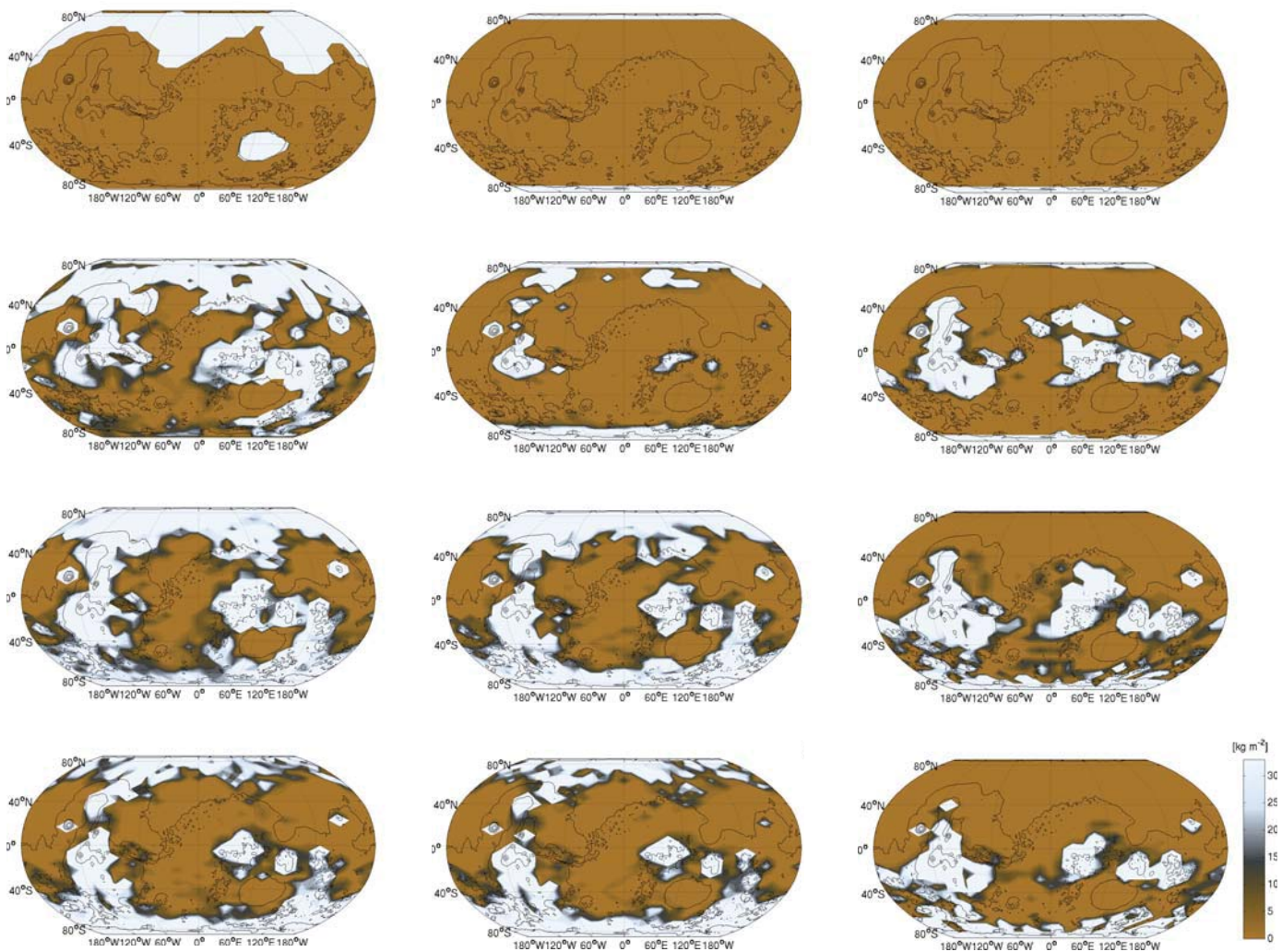


Figure IV - 7. Exemples de simulations de l'évolution de la glace de H₂O en utilisant des modèles de circulation globale martiens. De haut en bas, les images illustrent la densité de surface de la glace en kg m⁻² au début de la simulation et la moyenne annuelle après 4, 20 et 40 années martiennes. L'itération de la glace a été effectuée tous les deux ans, avec un pas de temps de 100 ans pour les cinq premières itérations et 10 ans ensuite. Les simulations ont été effectuées à 1 bar de pression moyenne de surface avec une obliquité de 25°. Les colonnes de gauche et du milieu montrent les cas avec des dépôts de glace initialement localisés dans les basses régions et aux pôles respectivement. La colonne de droite correspond à un dépôt de glace initial aux pôles mais en considérant une obliquité de 45° (Wordworth et al., 2012).

Les périodes de fortes obliquité, la dérive des pôles, la sublimation d'océans temporaires ou d'eau provenant des chenaux de débâcles sont autant de causes possibles au fait que la glace ait pu précipiter et s'accumuler au niveau de moyennes et basses latitudes et au niveau de zones préférentielles telles que les pentes des volcans, la bordure de la dichotomie topographique ou encore des dépressions comme des vallées ou des cratères d'impact (Baker et al., 1991 ; Gulick and McKay, 1994 ; Gulick et al., 1997 ; Head and Marchant, 2003).

L'existence même de telles variations climatiques pourraient également suggérer que Mars pouvait présenter un climat chaud et humide avec un cycle hydrologique, mais qui, lors de processus cycliques et/ou d'évènements de grande ampleur cités au-dessus aurait permis aux dépôts glaciaires de s'accumuler à l'équateur. Il y aurait pu avoir des successions de processus opérationnels sous des conditions climatiques différentes à différents moments de l'évolution de Mars et qui expliqueraient que l'on puisse aujourd'hui trouver dans un même endroit des marqueurs morphologiques de climats différents, comme le présente le **chapitre I**.

IV.3. Plausibilité d'un environnement sous-glaciaire humide

La plupart des systèmes glaciaires anciens qui ont été reconnus dans les moyennes et basses latitudes martiennes ont été interprétés comme étant à base froide (Head and Marchant, 2003,2006 ; Head et al., 2005, 2006a,b, 2010 ; Dickson et al., 2008 ; Holt et al., 2008). C'est notamment le cas des glaciers rocheux observés dans les régions de Nilosyrtris Mensae, Arabia Terra, Deuteronilus-Protonilus Mensae et Phlegra Montes (Head and Marchant, 2006 ; Head et al., 2005, 2006, 2010 ; Levy et al., 2007, Dickson et al., 2008). Ces accumulations de glace ont été interprétées comme étant à base froide en raison des conditions de pression et de température de Mars et du manque de formes d'érosion et de dépôts glaciaires observées. Les glaciations à base froide sont capables de fluer uniquement par déformation interne sans éroder leur substrat. Ce type de glaciation a généralement un rôle protecteur et préserve les formes du paysage pré-glaciaires (Benn and Evans, 1998 ; Cuffey et al., 2000 ; Sugden et al., 1995, 2005).

Cependant, des glaciations associées à la présence de fonte basale ont été évoquées pour :

- 1) Des formes lobées et d'écoulement observées à la base de falaise d'Hecates Tholus sur Elysium ainsi que des moraines d'ablations à l'intérieur de cratères d'impact (Kargel et al., 1995 ; Hauber et al., 2005 ; Garvin et al., 2006).
- 2) Des trimlines et escarpements sous-glaciaires détectés à l'intérieur de certains cratères (Figure IV-8) (Dickson et al., 2010).
- 3) La formation des chenaux de débâcle au niveau de Chryse et Amazonis Planitiae (érodés à la fois par de l'eau liquide et de la glace) (Lucchitta, 1982, 2001).
- 4) Des vallées tunnels et des eskers dans les plaines du Nord, sur les flancs de volcans, dans les bassins d'Hellas et d'Argyre et dans la région de Dosa Argentea proche du pôle Sud (e.g. Karegl and Strom, 1992 ; Fastook et al., 2012).
- 5) La présence de dépôts hydratés comme les sulfates dans la région de Meridiani Planum, de Valles Marineris, d'Aram Chaos ou au niveau de la calotte polaire Nord (Niles and Michalski, 2009 ; Massé et al., 2010 ; Michalski et al., 2012).

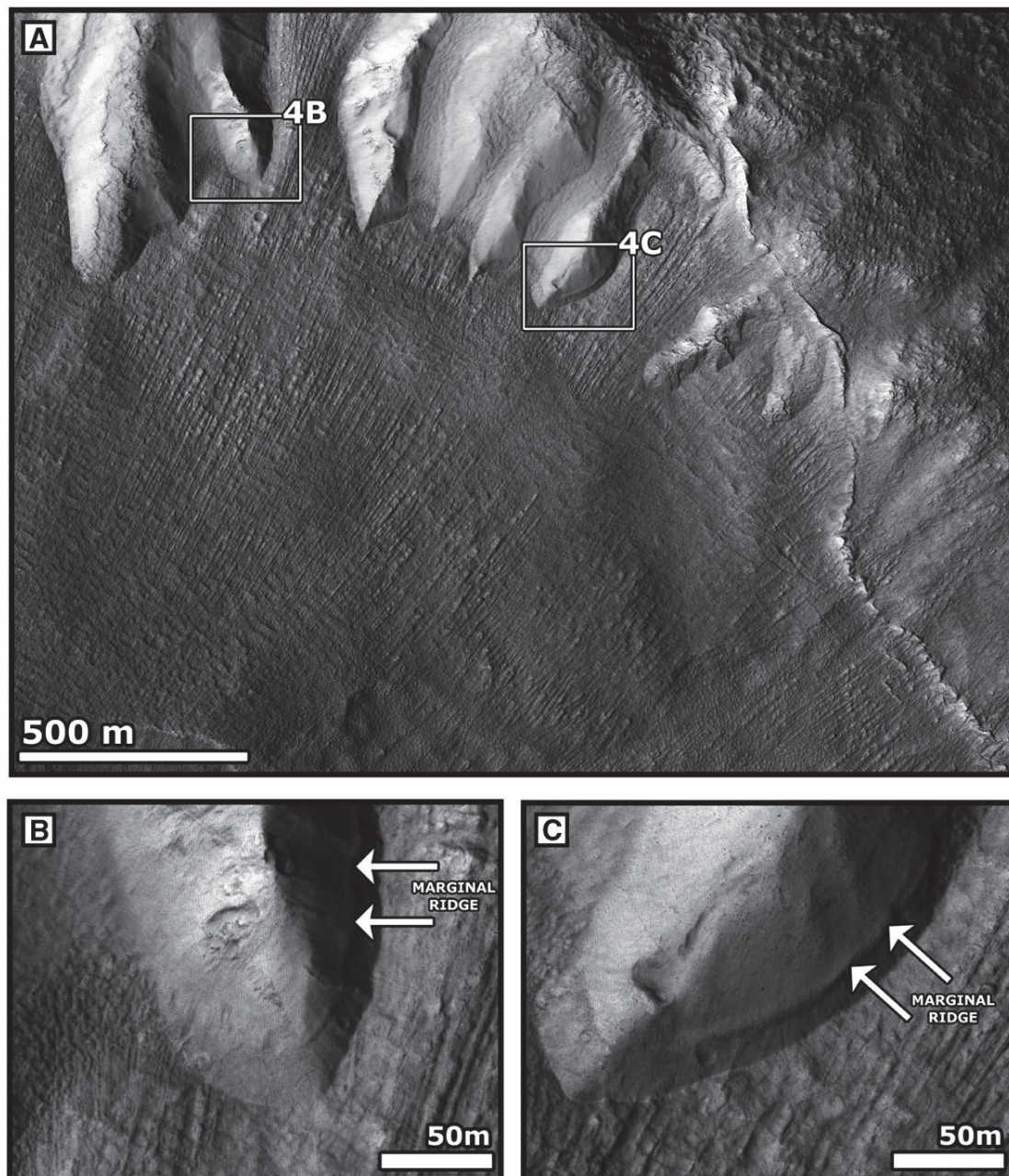


Figure IV-8. a. Remplissage linéaire dans un cratère. Les petites vallées contiennent des terrains à linéations formant une surface bombée. Ces remplissages de vallées ont tendance à fluer en descendant vers le centre du cratère. Ils ont été interprétés comme étant des glaciers. Un monticule de matériel de forme polygonale se trouve à l'exutoire de chaque vallée. Ces monticules ont été interprétés comme étant des moraines. **b.** et **c.** Détail montrant une ride marginale sur les murs des vallées contenant le matériel strié. Cette ride a été interprétée comme étant une trimline (Dickson et al., 2010).

Tous ces indices attesteraient de la présence d'eau sous forme liquide associée à des dépôts glaciaires. Si l'on considère que seul le régime thermique pouvait être responsable de la production d'eau de fonte, cela signifierait qu'il s'agissait soit de glaciations tempérées avec une fonte basale ou encore de glaciations à base froides où de l'eau de fonte a pu apparaître localement dans les endroits où l'épaisseur de glace pouvait être conséquente et s'accumuler dans des réservoirs sous-glaciaires.

La présence d'eau liquide stable en environnement sous-glaciaire martien est envisageable. Ces observations sont compatibles avec nos interprétations de trimlines, d'escarpements sous-glaciaires, de moraines d'ablation dans Valles Marineris qui suggèrent un glissement basal très efficace et donc une glaciation à base tempérée au moins à un moment de son histoire. Il en est de même avec notre interprétation de vallées tunnels équatoriales ainsi que la présence de chenaux de débâcle sortant de Valles Marineris (Warner et al., 2013). La présence d'eau liquide en milieu sous-glaciaire en suffisamment grande quantité, voir stockée dans un réservoir, est nécessaire pour conduire à de telles formes d'érosion.

Plusieurs processus pourraient expliquer la présence distribuée ou ponctuelle d'eau sous-glaciaire sur Mars. Les facteurs contrôlant le régime thermique glaciaire permettent d'estimer l'épaisseur minimum de glace nécessaire pour que de l'eau liquide stable puisse se former à sa base. Des estimations théoriques et des simulations numériques basées sur des valeurs raisonnables de température de surface (210 à 230°K), de conductivité thermique de la glace (2 à 3 W/mK) et des flux de chaleur géothermique (0,05 à 0,15 W/m²) prédits pour la fin du Noachien indiquent que l'eau liquide peut être présente pour des épaisseurs de quelques centaines de mètres de glace sur Mars (Schubert et al., 1992 ; Spohn et al., 2001 ; Carr and Head, 2003 ; Fastook et al., 2012). La Figure IV- 9 illustre des exemples permettant d'estimer l'épaisseur de glace nécessaire pour que de la fonte basale se produise. En considérant les mêmes gammes de valeurs des différents paramètres cités au-dessus, ces exemples montrent que l'eau liquide a pu être présente sous des épaisseurs de glace variant de l'ordre de 600 m jusqu'à 4 km pour les flux de chaleur géothermique estimés pour la fin du Noachien.

Par ailleurs, la composition chimique de la glace en elle-même a pu avoir un rôle, notamment dans l'abaissement du point de fonte de la glace si celle-ci contenait des sels. Outre l'existence plausible de glaciations tempérées anciennes sur Mars, les impacts, les activités volcaniques et hydrothermales sont d'autres origines possibles pouvant générer une fonte locale significative des dépôts glaciaires même sur une période restreinte.

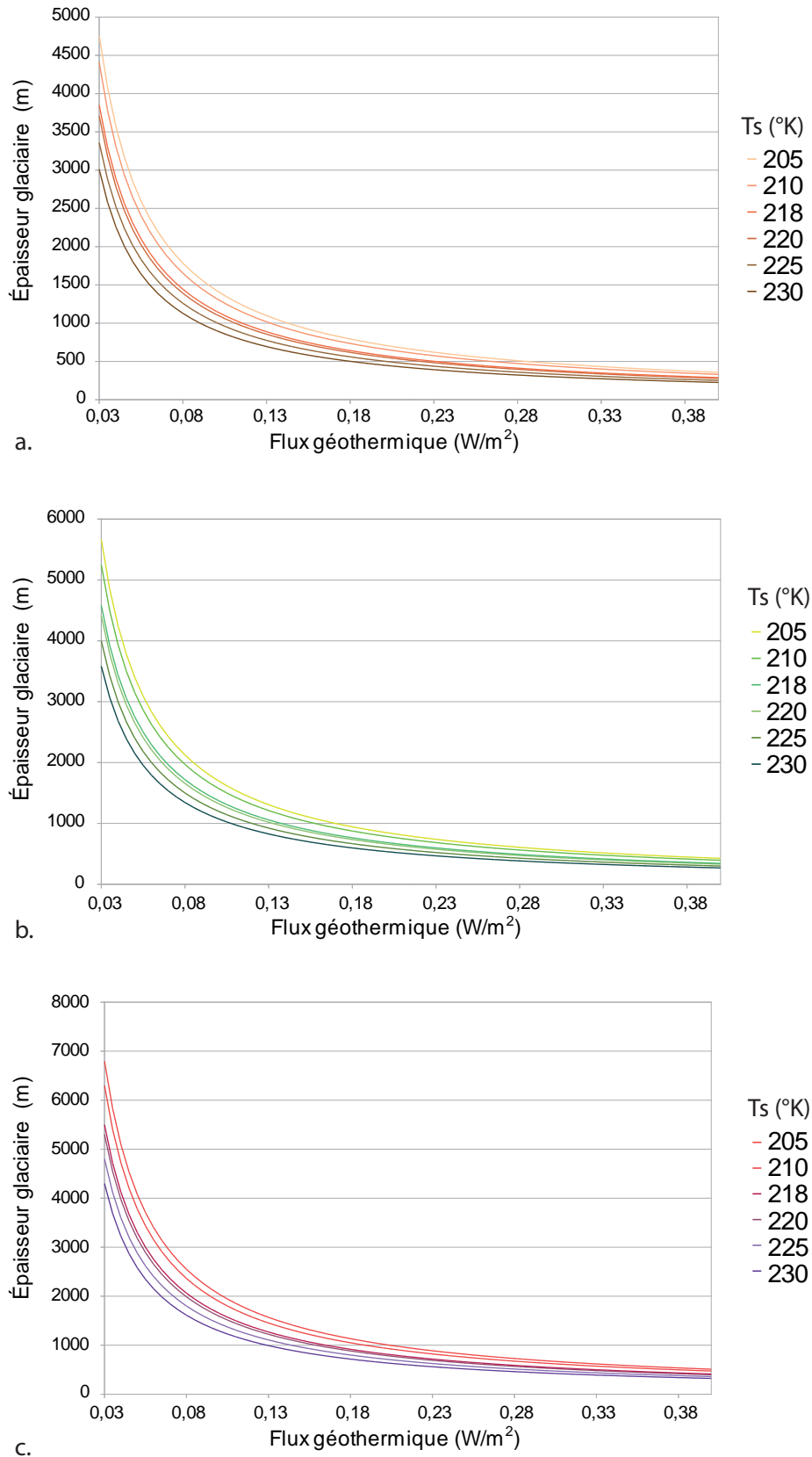


Figure IV - 9. Estimations d'épaisseurs glaciaires requises pour générer de la fonte basale pour des conductivités thermique de la glace de **a.** 2,1 W/mK **b.** 2,5 W/mK et **c.** 3 W/mK. Ces estimations sont basées sur l'application de la loi de Fourier simplifiée, selon laquelle $z = K (T_p - T_s) / (Q_g)$, avec z l'épaisseur de glace, K la conductivité thermique de la glace, T_p la température de fonte de la glace pure (ici considérée comme étant de 273°K), T_s la température de surface de la glace et Q_g le flux de chaleur géothermique (Weertman, 1961; Fanale, 1976; Clifford 1987, 1993).

Conclusion

La surface de Mars recèle de nombreux héritages de son activité passée. La lithologie martienne de même que la topographie (tectonique, volcanisme, cratérisation...) que l'on observe à l'heure actuelle se sont globalement constituées il y a plus de 3 Ga. En revanche, le troisième facteur majoritairement responsable du modelé de surface, le climat, est énigmatique dans le sens où sa mise en place et son évolution dans l'histoire géologique de Mars n'est pas visible physiquement comme peuvent l'être la lithologie et la topographie. Afin d'avoir une idée sur les conditions climatiques qui prévalaient dans les temps anciens de Mars, il est nécessaire d'observer les morphologies susceptibles de résulter de l'altération, de l'érosion, du transport, du dépôt par des agents climatiques tels que l'eau sous forme liquide et solide.

Si la surface de Mars présente des marqueurs de l'existence passée d'eau sous sa forme liquide et solide notamment dans les moyennes et basses latitudes, leurs observations suscitent beaucoup de débat quant aux conditions climatiques nécessaires à leur mise en place et évolution mais aussi quant à la variabilité ou la pérennité de ces conditions. L'objectif de cette thèse est d'apporter une contribution supplémentaire à cette problématique de reconstitution du climat pré-amazonien en particulier en se focalisant sur les vallées comme marqueurs climatiques classiquement utilisés mais dont les observations ont, jusqu'à présent, menées à des interprétations climatiques parfois contradictoires.

L'étude des vallées martiennes équatoriales réalisée dans les régions d'Arabia Terra, de Terra Cimmeria et comprenant aussi des vallées majeures telles que Nanedi Vallis, Nirgal Valles et Ma'adim Vallis révèle des profils longitudinaux de vallées de forme ondulée à convexe (Gourronc et al., in prep). La plupart des ondulations le long des profils seraient vraisemblablement dues à la nature même de l'écoulement et beaucoup plus rarement à des modifications postérieures à l'incision de vallées. Ces vallées présentent également des variations morphologiques remarquables le long de leur profil, en particulier le long de contre-pentes marquant ces ondulations et au niveau desquelles le cours originel de la vallée peut bifurquer, sa largeur diminuer et sa profondeur d'incision augmenter. D'autre part ces vallées forment très rarement des réseaux bien développés. Elles possèdent en effet très peu de tributaires et il n'est pas rare que ces derniers soient suspendus par rapport au fond de leur vallée principale. La tête et l'exutoire de ces vallées sont souvent énigmatiques dans le sens où ils semblent disparaître et apparaître spontanément dans le paysage. L'ensemble de ces observations montrent que ces vallées ne ressemblent que très rarement, aussi bien en termes de profil longitudinal, de morphométrie que d'organisation spatiale, aux vallées fluviales terrestres alimentées par des précipitations de surface ou aux vallées de sapement alimentées par un aquifère. En revanche, elles partagent de nombreuses similitudes avec les vallées tunnels sous-glaciaires, en particulier la forme de leur profil en long qui peut présenter des ondulations caractéristiques de circulation d'un fluide sous pression. Il est plausible d'envisager des conditions environnementales de formation similaires pour les vallées martiennes étudiées ; ce qui implique des écoulements confinés ou partiellement confinés capables d'inciser un substratum en remontant une pente et de générer des ondulations d'amplitudes et longueurs d'ondes variées le long des profils de vallées.

Valles Marineris est un système de vallées, le long de l'équateur martien, qui aurait enregistré une histoire complexe. L'étude morphologique réalisée est focalisée au niveau des régions de Ius Chasma, du centre de Candor Chasma et de la jonction entre Coprates Chasma et Capri Chasma. Cette étude révèle que les fonds des Chasmata sont couverts par des types de terrains très variés : des terrains chaotiques composés de monticules et de dépressions closes, des terrains fracturés composés de plaques fragmentées ainsi que des terrains relativement plats et lisses à surface piquetée. Des cartes morphologiques interprétatives basées sur ces indices permettent d'observer l'émergence d'un ensemble morphologique cohérent ayant une même origine à savoir un processus majeur responsable de l'évolution globale de Valles Marineris. Les formes de paysage rencontrées sur ces terrains possèdent des relations spatiales très particulières avec une limite d'érosion sous-glaciaire, une trimline, suggérant ainsi que ces terrains correspondent à différents stades de désintégration d'un ancien remplissage glaciaire, actuellement protégé par une couverture superficielle de till d'ablation. Ces formes individuelles constituent collectivement un assemblage cohérent, typique d'un système glaciaire de vallée. Nous suggérons en effet que le système de vallées géant qui s'étend le long de l'équateur martien, composait un système glaciaire de vallée avec des glaciers à base tempérée qui étaient capables, au moins à un moment de leur histoire, de s'écouler et glisser sur leur lit. Ce système aurait été actif pendant la fin Noachien – début Hespérien et contiendrait toujours une très grande quantité de glace fossile.

En contexte glaciaire, il est vraisemblable que des vallées puissent être tantôt des réceptacles privilégiés pour l'accumulation de dépôts glaciaires pouvant les modeler, tantôt des marqueurs d'écoulements d'eau de fonte sous-glaciaires pressurisés. Les études conjointes du système de vallées géant de Valles Marineris ainsi que d'autres vallées martiennes suggèrent qu'elles auraient pu voir le jour ou évoluer sous des conditions atmosphériques proches de celles qui prévalent actuellement en impliquant des processus glaciaires et sous-glaciaires.

Des vallées à remplissage glaciaires ou incisées par des écoulements d'origine pro- et/ou sous-glaciaires ont déjà été identifiées sur Mars (Howard, 1981 ; Kargel and Strom, 1992 ; Head et al., 2003 ; Fassett and Head, 2005, 2006 ; Banks et al., 2009 ; Hobley et al., 2014). Cependant ces morphologies sont principalement localisées dans les moyennes et hautes latitudes et d'âge amazonien. Les études réalisées dans cette thèse suggèrent que de telles morphologies puissent également être présentes au niveau de latitudes équatoriales depuis la période pré-amazonienne.

Par ailleurs, les modèles climatiques actuels, prédisent d'après diverses simulations, la plausibilité d'accumulations conséquentes de glace, en particulier au niveau des dépressions comme Valles Marineris et des zones en pentes comme en bordure de la dichotomie où sont observées les vallées dans les régions d'Arabia Terra et de Terra Cimmeria (Forget et al., 2006 ; Madeleine et al., 2009 ; Wordworth et al., 2012). Ces dépôts glaciaires équatoriaux résulteraient très probablement de variations climatiques induites par des changements de l'obliquité planétaires, bien que d'autres mécanismes puissent expliquer la présence d'anciens dépôts glaciaires en régions équatoriales (Gulick and McKay, 1994 ; Baker, 2001 ; Gulick et al., 1997 ; Head and Marchant, 2003 ; Forget et al., 2006 ; Madeleine et al., 2009 ; Kite et al., 2009 ; Zhong, 2009). Toutefois, ces autres mécanismes semblent être plus rares comparativement aux variations d'obliquité planétaires, qui elles sont cycliques (Laskar et al., 2004).

L'ensemble de ces arguments montre que des accumulations glaciaires ont pu avoir lieu dans la région équatoriale de Mars et que certaines vallées ou systèmes de vallées en soient des vestiges particulièrement remarquables. Par ailleurs, des formes de dépôt et d'érosion glaciaires et des minéraux hydratés comme les sulfates pourraient être compatibles avec des glaciations tempérées au moins à un moment de leur histoire. De surcroît il a été démontré qu'il était possible d'un point de vue théorique d'aboutir à un régime thermique permettant à la fonte basale de se produire même sous les conditions atmosphériques actuelles qui prévalent sur Mars (Clifford, 1987, 1993 ; Carr and Head, 2003).

Perspectives

Les études réalisées soulèvent des questionnements relatifs à la reconstitution spatio-temporelle des glaciations équatoriales martiennes. Les accumulations et les écoulements glaciaires peuvent se produire dans deux types de situations topographiques différents ; soit dans un bassin confiné où l'écoulement est contraint, soit sur une surface non-confinée où la glace est libre de s'écouler (Carr, 2006). L'emplacement équatorial de ces vallées et de Valles Marineris qui ont fait l'objet d'étude dans les **chapitres II** et **III**, leur confère une originalité toute particulière. La plupart des dépôts et formes d'érosion attribués à des glaciations anciennes se localisent principalement dans les moyennes latitudes des deux hémisphères et les formes glaciaires et périglaciaires restent rarement décrites dans la région équatoriale et dans les terrains cratérisés. Par conséquent, il serait très intéressant de mieux contraindre à la fois la localisation et l'âge de ces dépôts glaciaires équatoriaux pour une reconstitution des paléoenvironnements glaciaires équatoriaux.

Si la glaciation dans Valles Marineris constitue une glaciation confinée, il n'en reste pas moins que certaines questions demeurent concernant son étendue maximale qui pourrait être au-delà du système de vallées comme pourrait le suggérer certains dépôts à l'intérieur de Valles Marineris dont l'altitude coïncide avec celle du plateau environnant ainsi que l'étude sur l'évolution de glaciations de plateau étendues en remplissages linéaires de vallées (Fastook et al., 2012). Par ailleurs, le radar sondeur Sharad (SHAllow RADar) prospecte la surface et le sous-sol de Mars. Cet instrument a détecté des réflecteurs de subsurface correspondant à la limite de couches de glace au niveau de la calotte polaire Nord ainsi que pour les glaciers rocheux comme les tabliers de débris lobés (Holt et al., 2008 ; Smith and Holt, 2010). L'utilisation de cet instrument pourrait confirmer la présence de dépôts reliques de glace dans le canyon. Cependant cette approche semble difficile dans le cas de Valles Marineris étant donné que la région présente de fortes variations topographiques. Typiquement l'effet topographique peut générer un signal radar provenant de la surface qui est capté avant le signal de subsurface créant des interférences et rendant le signal de subsurface non visible. Ainsi la plupart des traces du radar Sharad traversant en Nord-Sud Valles Marineris sont marqués par un « trou » dans leur profil qui reflète l'effet de la topographie. Cependant, certaines zones où seraient localisés ces dépôts de glace pourraient être moins sensibles à cet effet topographique et mériteraient d'être explorées, notamment dans la région Est de Coprates Chasma.

Ce questionnement quant aux contraintes sur les étendues des glaciations est d'autant plus sensé lorsqu'on évoque l'origine sous-glaciaire possible de certaines vallées qui constitueraient donc un ancien vestige de glaciations libres sur des surfaces parfois en pente.

Les vallées martiennes étudiées peuvent-elles servir de marqueurs morphologiques pour la reconstitution de l'étendue, de l'épaisseur, de la dynamique et du régime thermique des calottes glaciaires anciennes ? Peut-on établir une relation directe entre la géométrie des vallées tunnels et celle des calottes glaciaires sous lesquelles elles se sont formées ? S'agissait-il de glaciations étendues ou se présentaient-elles sous forme d'amas glaciaires multiples ? Si il y a eu plusieurs glaciations sont-elles synchrones et formées en continu lors d'une même variation climatique majeure sous un même cycle d'obliquité par exemple, ou bien au contraire correspondent-elles à des multiples épisodes de variations climatiques ? Combien de temps ces dépôts de glaces ont mis pour se former, créer des vallées tunnels, de l'érosion et du dépôt dans d'autres vallées, et

finalement disparaître ? Comment rendre compte de cette complexité entre les différents processus qui ont façonné et re-modelé des morphologies martiennes au cours du temps ?

Il s'agit d'autant de questions dont les réponses se basent sur notre compréhension des systèmes glaciaires terrestres. Une réflexion d'un point de vue terrestre est nécessaire dans le but d'évaluer la faisabilité de paléoreconstructions glaciaires basées sur des vallées tunnels.

La morphologie des vallées tunnels en soi est un aspect très peu étudié pour les paléoreconstructions glaciaires sur Terre. Il pourrait être très intéressant d'essayer de savoir si cette morphologie peut aussi aider à la reconstruction des calottes anciennes, leur dynamique en particulier. Il a en effet été démontré que la formation et le développement des vallées tunnels ont un impact sur la géométrie de la calotte ainsi que sur le volume de glace (Lesemann and Brennand, 2009). Cependant, les modèles d'hydrologie sous-glaciaires actuels ne prennent pas en compte l'influence de la formation de vallées tunnel et de leur morphologie finale sur la dynamique de la calotte (e.g. Livingstone et al., 2013 ; Werder et al., 2013).

S'il est possible de reconstituer les anciennes étendues englacées à partir de la répartition des vallées tunnels terrestres, il est en revanche extrêmement compliqué d'en évaluer le volume de glace impliqué. Les reconstitutions des calottes anciennes basées sur les indices géomorphologiques et géologiques répertoriés pourraient être capables de fournir des contraintes pour des tests de modélisations de calotte (e.g. Clark, 1997). Il s'agit d'une approche qui permettrait d'estimer la glaciation en termes d'épaisseur, de volume, et de dynamique à l'échelle globale directement à partir d'éléments morphologiques cartographiés et non de modélisations pures (e.g. Marshall et al., 2002).

On peut également se poser la question sur la façon dont ces contre-pentes le long des profils de vallées tunnels peuvent nous apporter des contraintes quantitatives supplémentaires notamment sur l'épaisseur de la glace. Il pourrait être envisageable de reconstituer les surfaces d'équipotentielles minimales à partir des valeurs de ces contre-pentes. Sachant qu'un écoulement sous pression glaciaire suit une pente topographique au maximum jusqu'à onze fois la valeur de la pente de surface de la glace, ce type de reconstitution pourrait sans doute permettre d'évaluer les variations d'épaisseur de la glace et par conséquent le volume glaciaire. Cependant à l'heure actuelle aucune tentative n'a été faite en envisageant une telle approche. Il faudrait réaliser un nombre significatif de profils longitudinaux de vallées tunnels et détecter un nombre suffisant de contre-pentes dans le but d'élaborer une base de données robuste sur laquelle pourrait s'appuyer une telle reconstitution. Il serait par la suite intéressant, si cette approche s'avère fructueuse, de confronter les résultats obtenus avec d'autres méthodes de reconstitution paléoglaciales.

Sur Mars, l'étude morphométrique et morphologique d'un plus grand nombre de vallées équatoriales permettrait éventuellement de mieux contraindre ou discriminer les vallées martiennes potentiellement sous-glaciaires de celles pouvant avoir d'autres origines possibles. Une telle étude approfondie pourrait mener à la création d'une nouvelle base de données et d'une nouvelle cartographie des vallées martiennes basées sur leurs origines probables. Il serait alors envisageable d'utiliser la répartition en carte des vallées martiennes pour lesquelles une origine pro ou sous-glaciaire aura été estimée comme étant plausible afin de contraindre des modèles de calotte glaciaire et d'estimer ainsi une épaisseur, un volume voire une dynamique de la/des glaciation(s) passée(s).

Le cortège glaciaire sensé accompagné la présence de vallées tunnels martiennes n'a pour l'instant pas été identifié s'il est présent tel que nous le connaissons sur Terre (outre les probables eskers détectés). Par conséquent, s'il s'agit bien de vallées tunnels, ce sont les seuls indices

morphologiques de surface permettant de nous renseigner sur ces étendues glaciaires. À première vue la répartition très hétérogène des vallées martiennes laisse entrevoir différentes configurations possibles.

- Il peut être envisageable de considérer que les vallées cartographiées font parties d'un même système entièrement formé en milieu sous-glaciaire (Figure – Perspective). La première configuration pourrait être une calotte localisée exclusivement au niveau de ces vallées. Ce qui, par exemple, dans le cas de notre étude, donnerait une surface minimale d'environ 2.10^6 km² dans la région de Terra Cimmeria et d'environ 5.10^6 km² dans la région d'Arabia Terra. À titre de comparaison la calotte polaire Nord martienne s'étend sur environ 10^6 km² ce qui reste cohérente avec la gamme de grandeur obtenue (Smith et al., 1999).
- Une seconde configuration serait d'envisager une seule étendue glaciaire comme précédemment mais en considérant ces vallées localisées au niveau de marges glaciaires. Dans ce cas-là, les vallées tunnels cartographiées font partie d'un ensemble plus étendu, et d'autres vallées tunnels sont attendues au niveau du pourtour dessiné par la calotte.
- La troisième configuration serait de considérer cette fois-ci non plus une calotte continue mais des amas de dépôts de glace répartis et localisés au niveau de ces vallées. La répartition très hétérogène des vallées sous forme de grappes pourrait décrire des dépôts de glace moins étendus mais qui auraient pu coalescer entre eux. Il est évident que des configurations composites peuvent aussi être envisagées.

Il serait envisageable d'estimer des gammes d'étendues glaciaires en fonction des différentes configurations testées. Néanmoins, les contraintes sur la surface de ces glaciations sont difficiles à poser en particulier car il serait très complexe d'évaluer quelle était la position exacte de ces vallées par rapport à la calotte (proches des marges, partiellement sous-glaciaires, en milieu de calotte...). Ceci est d'autant plus vrai que certaines vallées peuvent être polygéniques ; elles peuvent avoir repris des vallées déjà existantes ou été ré-incisée plus tardivement, ce qui rend d'autant plus difficile ces reconstitutions. À cela vient s'ajouter la pente topographique régionale par rapport à celle de la surface du système glaciaire rendant le système encore plus complexe (pente globale de 3m/km dans la région de Terra Cimmeria et de 2m/km dans la région d'Arabia Terra).

D'autres questions relatives à la nature des écoulements sous-glaciaires peuvent être soulevées. En effet sur Terre les eaux d'origine glaciaires sont particulièrement agressives du fait de leur forte viscosité, de leur importante charge sédimentaire et de leur composition chimique ; d'où leur rôle important dans la production et le transport de charge sédimentaires mais surtout dans le façonnement des reliefs. Cette remarque souligne le lien étroit entre la circulation de fluide sous différentes conditions physico-chimiques et les morphologies de paysages résultantes. Quelle a pu être l'influence de ces différents facteurs sur les morphologies des vallées tunnels martiennes ?

Un élément de réponse peut être apporté par l'étude du comportement de l'écoulement d'eau et de saumures sur un substrat en conditions atmosphériques martiennes. Les saumures tels que le sulfate de fer ou de magnésium sont connus pour être communs sur Mars (Chevrier et al., 2009), et abaisser le point de gèle de l'eau. Cependant, le comportement des saumures s'écoulant sur une couche de sédiments en conditions environnementales martiennes n'avait jamais été étudié. L'effet de leurs propriétés physiques et chimiques sur un écoulement riche en sédiment sur Mars est donc méconnu. Des manipulations expérimentales ont été réalisées, en parallèle de ce travail de thèse, dans le but d'explorer le comportement de l'eau et des saumures sur une couche sédimentaire en

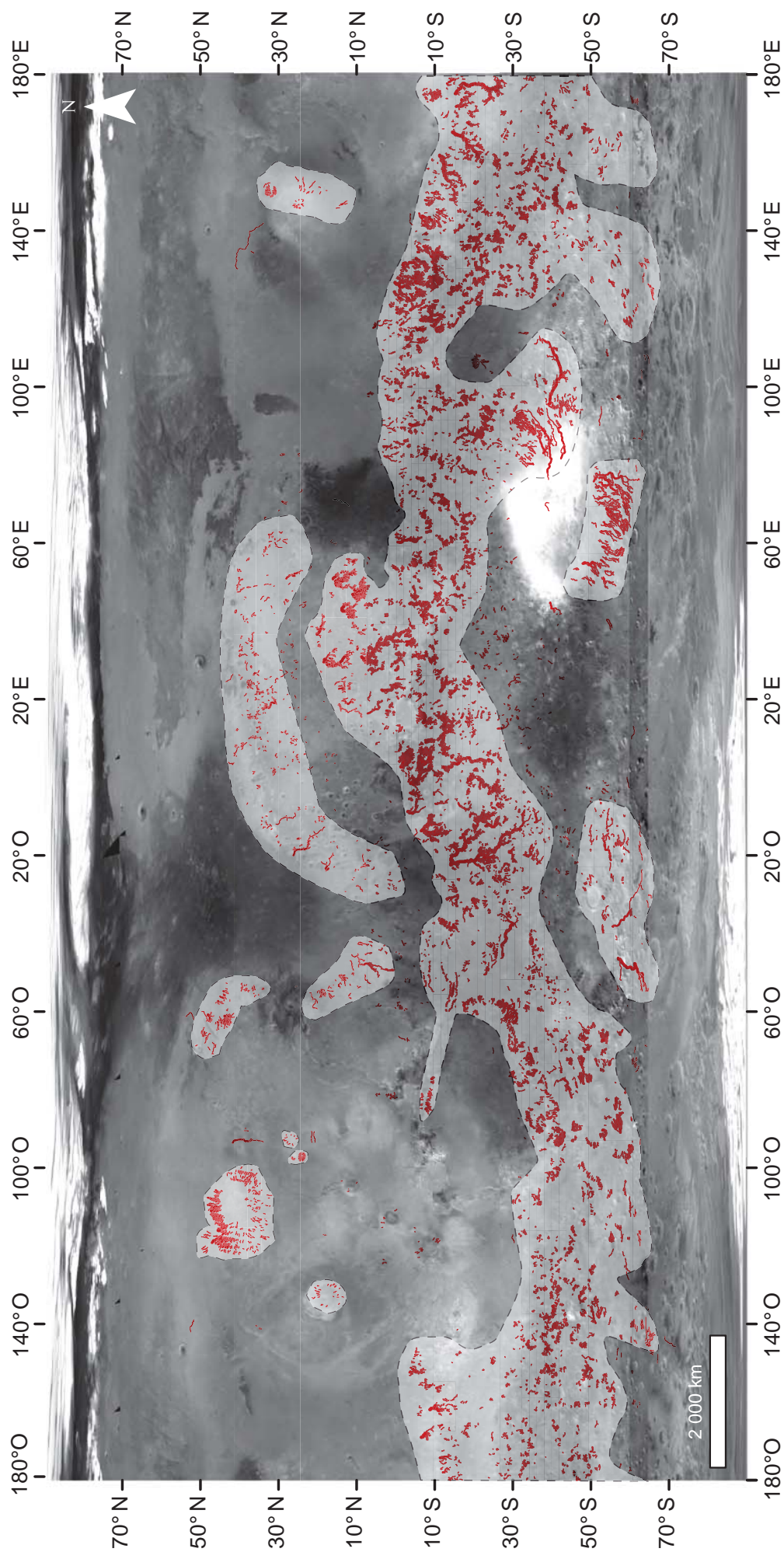


Figure - Perspectives. Cartes des étendues glaciaires envisageables en association avec les vallées martiennes. Le fond est une mosaïque d'images MOC à 230 m/pixel.

conditions martiennes (Conway et al., 2014). Ces expériences ont montré que pour un volume donné de fluide, les écoulements de saumures érodent de façon beaucoup plus efficace que leur équivalent en eau pure ; cet effet est amplifié à basse pressions et donc exagéré lorsque le lit de l'écoulement est gelé. Ce constat s'explique par le fait que les saumures ont une plus grande stabilité à basse pression et une plus grande viscosité que l'eau pure. Les saumures percolent moins le substrat que cette dernière. Les écoulements de saumures incisent des dépressions longitudinales généralement plus larges et longues sous des conditions froides et basse pression que celles incisées par les écoulements d'eau mais c'est l'inverse qui est observé en conditions de pression terrestre. Sur Mars, sous les conditions climatiques actuelles et à l'échelle des vallées, il est donc plausible que la nature du fluide à l'origine de l'incision des vallées ait pu jouer un rôle prépondérant dans leurs morphologies finales.

Annexes

I. Méthode mise en œuvre pour la construction des profils longitudinaux de vallées et de surfaces incisées sur Mars

L'objectif de cette méthode est d'estimer, à partir des données altimétriques MOLA PEDR, les variations d'altitude d'une vallée le long de son cours ainsi que celles de la surface dans laquelle elle est incisée. La méthode développée durant cette thèse utilise les logiciels arcGIS et Python afin de produire ces profils longitudinaux. Tout débute à partir de mosaïques d'images (THEMIS, HRSC, et CTX) et de données MOLA PEDR superposées sur un même support géoréférencé sous arcGIS. Nous utiliserons l'approche dite du rayon de recherche afin de « capturer » les points MOLA PEDR utilisés pour générer les profils. Nous allons détailler cette approche étape par étape pour une utilisation manuelle sous arcGIS. Au cours de cette thèse, cette méthode a été semi-automatisée en créant deux codes Python (un pour le profil de fond de vallée et l'autre pour le profil de la surface environnante) afin de rendre la construction de ces profils plus rapide et systématique.

I.1 Générer le profil longitudinal de fond de vallée

La première étape consiste à digitaliser la ligne axiale de la vallée dont on souhaite générer le profil en long. Cette ligne est ensuite découpée en points dont l'espacement correspond à la largeur de la vallée. Ces points constitueront le centre de zones tampons circulaires (ou rayon de recherche) de rayon égal à l'espacement entre ces points de façon à assurer un bon recouvrement de la zone. Les points MOLA PEDR à l'intérieur de chacun de ces cercles sont classés en fonction de leur altitude. Pour chaque cercle le long de la vallée, les points MOLA PEDR dont l'altitude est la plus basse sont supposés correspondre au fond de la vallée. On extrait de cette manière les profils longitudinaux du fond de la vallée.

Créer un itinéraire : [Create Routes](#) (Figure I.A1).

- Créer « polyligne » (il faut utiliser la même projection que l'image de support)
- Tracer la ligne axiale de fond de vallée
- Quitter la session de mise à jour
- Outil de référence linéaire
 - Create route / création d'itinéraire
 - ▲ Entrer le fichier de la polyligne créée
 - ▲ Choisir champ dans la table d'attribut (id)
 - ▲ Choisir la longueur comme champ pour la création de l'itinéraire
 - ▲ Choisir la priorité des coordonnées
 - ▲ Laisser le stockage par défaut (sinon pas de longueur obtenue!)

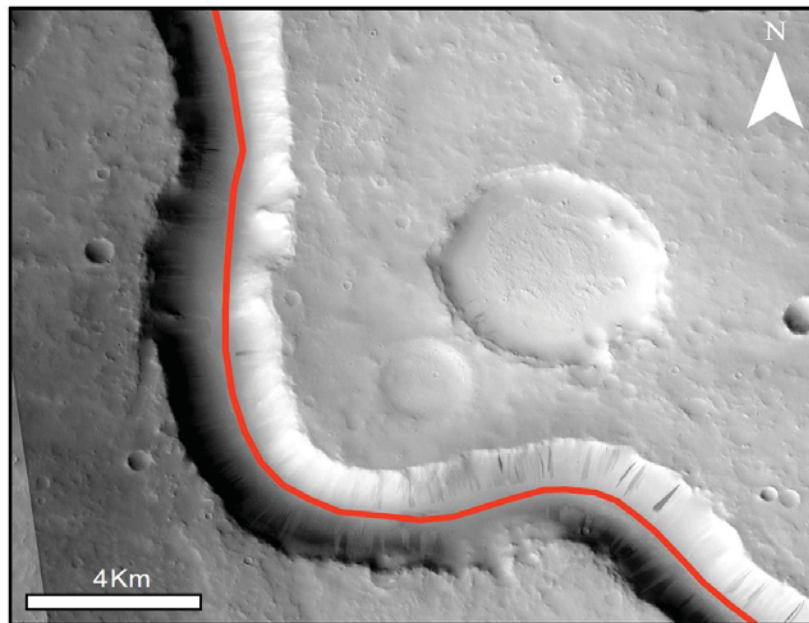


Figure I.A1. Digitalisation de la ligne axiale d'une vallée sous arcGIS.

Créer des graduations le long de la ligne axiale de vallée : il s'agit de la première étape afin de créer les centres des futures zones tampons, ou rayons de recherche, le long de la vallée.

- Dans les propriétés du fichier de forme de la ligne axiale créée : **Create Hatches** / créer des graduations (cocher la case en haut!) ([Figure I.A2](#))
- Comment choisir le bon intervalle ? L'espace entre deux points doit correspondre environ à la largeur de la vallée de façon à assurer un bon recouvrement de la zone d'étude.

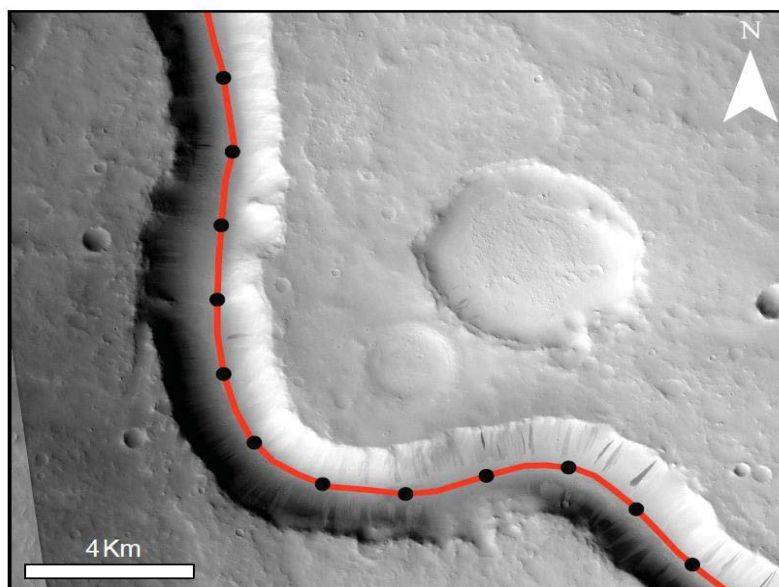


Figure I.A2 : Graduations le long de la ligne axiale d'une vallée.

Convertir les graduations en points/ convert hatches into points : [Make Route Event Layer](#) (Figure I.A3)

- Crée une table d'attribut sous office calc ou excel avec l' 'id ' correspondant à celui de l'itinéraire en premier champ de cette table, cet 'id' sera donc identique pour tous les enregistrements de cette table. Crée un second champ dans cette table d'attribut correspondant aux intervalles entre les points.
- Le nombre d'enregistrements (ou nombre de points le long de la ligne axiale de vallée) étant dépendant de la longueur totale de la ligne axiale (ainsi que de la longueur d'intervalle), étendre le nombre d'enregistrements jusqu'à atteindre cette longueur (que l'on peut voir dans la table d'attribut de l'itinéraire crée).
- Exporter la table créée en .dbf de préférence (ou .txt tabulation), elle doit être localisée dans le même fichier que la carte arcGIS. Ajouter la table sous arcGIS.
- Générer une couche d'événements d'itinéraires
 - ⤴ Entité en entrée correspond à l'itinéraire crée
 - ⤴ Champ : id (automatique)
 - ⤴ Événement : table créée en .dbf
 - ⤴ Champ : id (message d'erreur tant que la mesure n'a pas été indiquée!)
 - ⤴ Type : POINT
 - ⤴ Mesure : intervalle
 - ⤴ Couche événement créée
 - ⤴ Vérification par ouverture de la table d'attribut :

| OID | ID | INTERVAL | shape |
|-----|----|----------|---------|
| 0 | 1 | 0 | Point M |
| 1 | 1 | 2000 | Point M |
| 2 | 1 | 4000 | Point M |
| . | . | . | . |

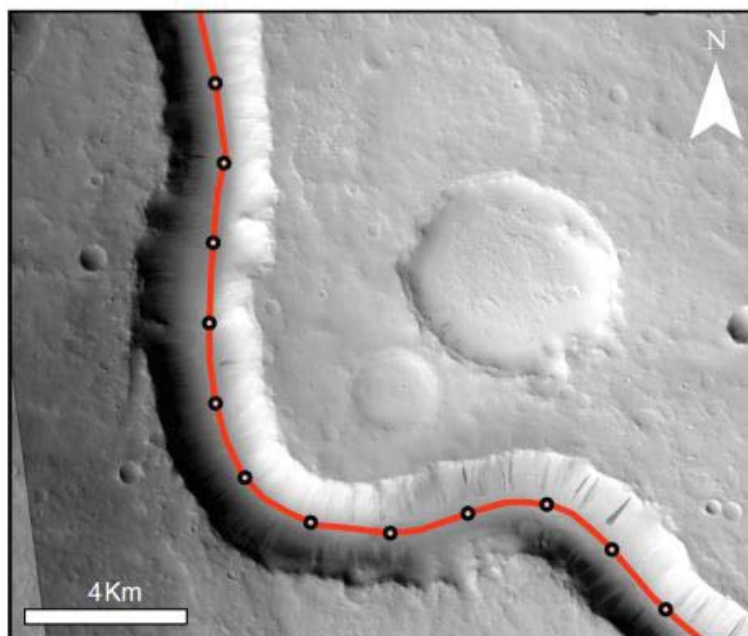


Figure I.A3 : Conversion des graduations le long de la ligna axiale en fichier de formes ponctuel.

La couche d'évènements créée contient tous les points à intervalle régulier le long de la ligne axiale de vallée. L'étape suivante consiste à créer des zones tampons (ou rayons de recherche) autour de ces points. Ces zones tampons seront donc des cercles. L'idéal étant que chaque zone tampon créée contienne TOUS les points MOLA PEDR situés à l'intérieur. Ce cas ne sera pas satisfait si tous les points MOLA PEDR de ces zones tampon sont localisés dans la même couche, car la proximité de ces points induira une superposition des zones tampon accompagnée d'une répartition complexe des points MOLA PEDR à l'intérieur et entre ces mêmes zones tampon. Il est donc nécessaire, pour que cette condition soit remplie, de générer au minimum deux couches d'évènements d'itinéraires afin que chaque zone tampon puisse contenir l'intégralité des points MOLA PEDR localisés à l'intérieur de celle-ci.

Créer deux couches d'évènements d'itinéraires à partir de la précédente, et en faire des données permanentes (Figure I.A4)

- Sélection par attributs dans la couche d'évènements : 1 point sur 2 (ou 1 sur 3 si la sinuosité de la vallée est importante) : **Make Feature Layer & Select Layer By Attribute**
 $\text{MOD}(\ll \text{OBJECTID} \gg, 2) = 1$ impair
 $\text{MOD}(\ll \text{OBJECTID} \gg, 2) = 0$ pair
- Exporter les données sélectionnées: **Copy Features** layer source data (1^{ère} couche d'évènements permanents)
- Inverser la sélection et exporter à nouveaux les données sélectionnées (2nde couche d'évènements permanents)

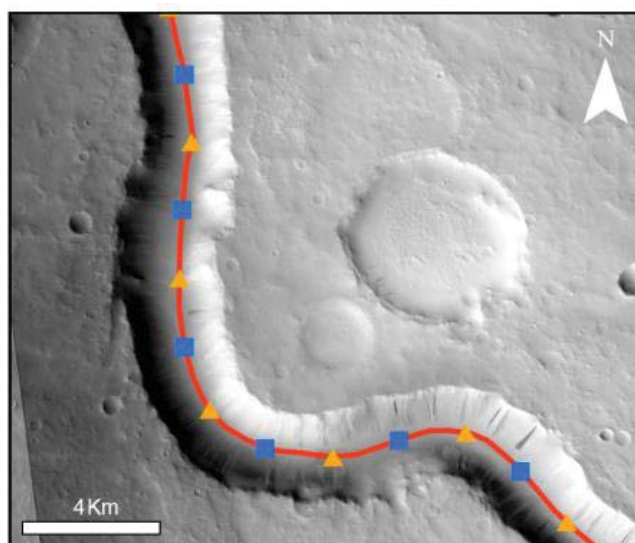


Figure I.A4 : Création de deux couches d'évènements distinctes.

Générer les zones tampon associées, à partir des 2 ou 3 couches d'évènements créés, : **Buffer** (Figure I.A5)

- Outils d'analyse
- Proximité
- Zone tampon :
 - Entité d'entrée : couche d'évènements d'itinéraires précédemment créée
 - Distance = intervalle entre les points \approx largeur de la vallée

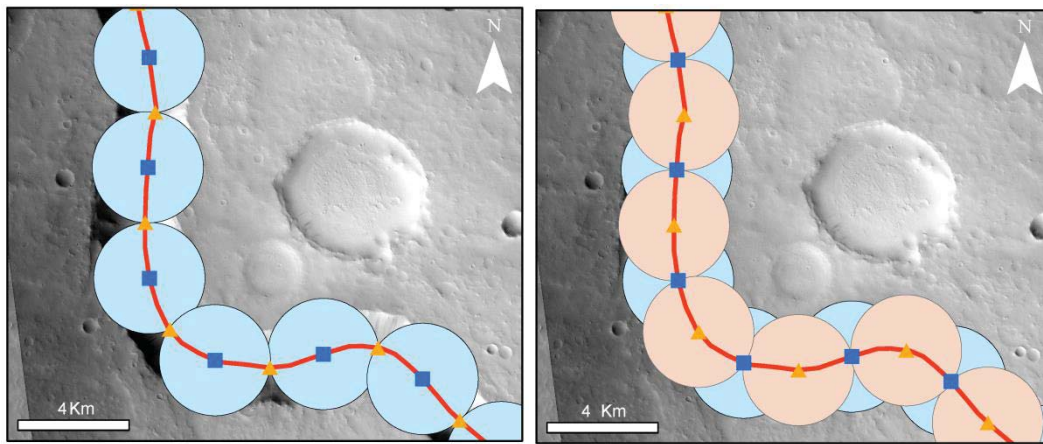


Figure I.A5 : Création de zones tampons qui correspondent au rayon de recherche.

L'étape suivante consiste à réaliser une jointure spatiale entre chaque couche de zones tampon créées et la couche contenant les données points MOLA PEDR : [Spatial Join](#)

- clic droit sur la couche contenant les points MOLA PEDR
- joindre, à l'intérieur de la zone tampon
- ouvrir la table d'attribut créée et inverser la sélection

Il y a autant de couches JOIN créées que de couches de zones tampon existantes.

L'étape suivante consiste à extraire, dans la table d'attributs des couches JOIN créées, uniquement les points MOLA PEDR qui sont inclus dans les zones tampon : [Make Feature Layer & Select Layer By Location](#)

Pour ce faire :

- Sélection par emplacement
- Couche cible (points MOLA PEDR) : joint
- Couche source : buffer
- Exporter données sélectionnées : **Copy Features**
- Fusionner (barre de recherche gestion de données) : **Dissolve**
- topo + intervalle ds champs
- ajouter un champ « id=intervalle/1000 »
- Tri avancé : « intervalle croissant », puis par « topographie » croissante

À présent, les couches créées contiennent les zones tampon avec les points MOLA PEDR. Il faut ensuite regrouper les différentes couches JOIN (les additionner) afin d'obtenir une seule couche contenant TOUTES les zones tampon ainsi que TOUTES les valeurs d'altitudes contenues dans chacune d'entre elles.

- Outils gestion des données
- Généralité
- Combiner : **Merge (Figure I.A6)**

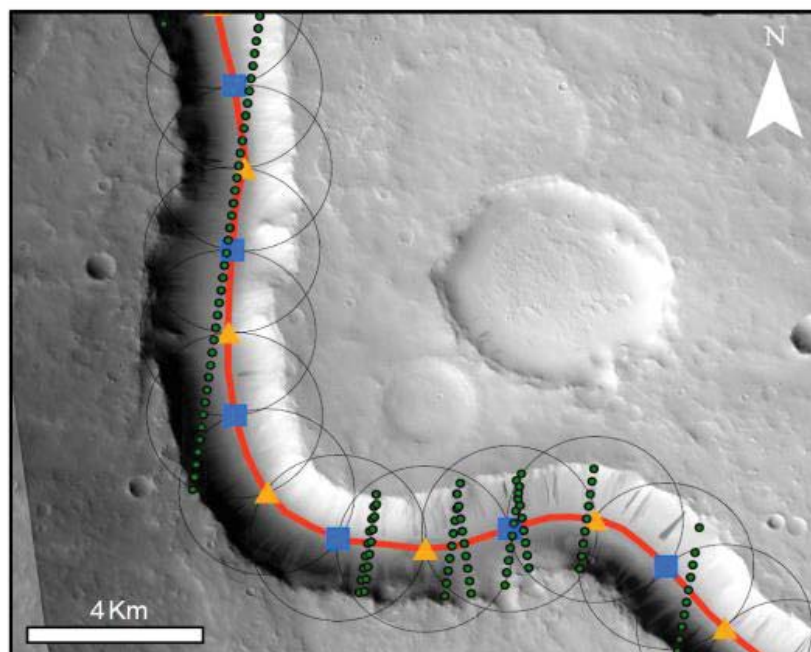


Figure I.A6 : Sélection des points MOLA PEDR (ronds verts) localisés dans les rayons de recherche.

La dernière étape, qui n'est pas des moindres, consiste à vérifier où sont localisés les points MOLA PEDR qui constitueront le futur profil longitudinal. Cette action doit être effectuée dans le but d'exclure certains points localisés de façon évidente sur des flancs de vallée, au niveau de cratères d'impacts surimposés et d'éjectas, ou encore des valeurs doubles pouvant exister (lorsque 2 zones tampon successives possèdent le même point d'altitude minimale). Ce contrôle visuel permet également d'identifier les points MOLA PEDR localisés dans les cratères d'impacts antérieurs à l'incision de la vallée, au niveau de rides de compression, d'escarpements lobés... ou de tout autre 'objet remarquable' le long du profil de vallée.

Pour extraire les points d'altitude du fond de la vallée, on cherche à obtenir pour chaque cercle (ou zone tampon), qui correspond à une distance précise le long de la vallée, le point MOLA PEDR ayant la plus petite valeur en termes d'altitude.

- ➔ Récapituler le champ « intervalle », et obtenir pour chaque intervalle la valeur topographique minimale.
- ➔ Extraire la table obtenue en .dbf

Ces points peuvent ensuite être visualisés directement sous arcGIS (Figure I.A7).

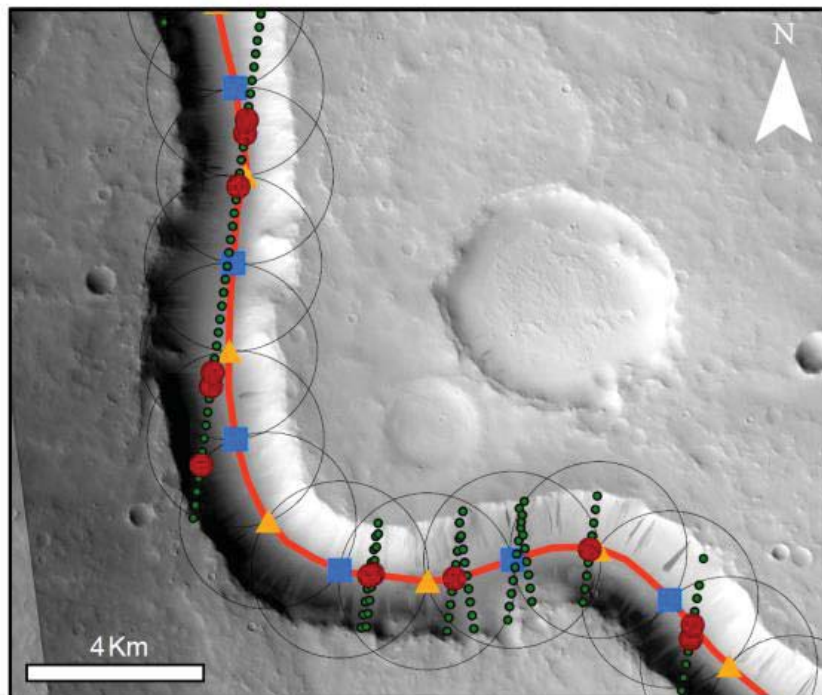


Figure I.A7 : Sélection des points MOLA PEDR dont l'altitude est la plus faible pour chaque rayon de recherche (Rond rouge). On notera que certains de ces points sont localisés sur les flancs, ceux-ci devront être exclus de l'analyse.

I.2 Générer le profil de la surface dans laquelle une vallée est incisée

Afin de générer le profil longitudinal de la surface dans laquelle une vallée est incisée, nous allons prendre en compte la moyenne des valeurs d'altitudes des points MOLA PEDR au sein de chaque zone tampon. Cela nécessite de générer des zones tampons d'un rayon plus important (qui recouvre suffisamment le voisinage de la vallée). Un rayon correspondant à trois fois la largeur de la vallée (autrement dit trois fois plus grand que le rayon utilisé précédemment pour le profil de fond de vallée) semble pertinent pour avoir une valeur moyenne significative de l'altitude pour chaque point du profil.

N.B. : L'utilisation d'un rayon plus élevé n'est pas recommandée dans les zones où les variations topographiques sont importantes et entraîne également une augmentation du temps des opérations de calculs lors de certaines étapes.

Pour ce faire nous pouvons nous baser sur la couche d'évènements créée précédemment (Figure I.A3). En partant de cette couche, l'idéal est de générer 6 nouvelles couches d'évènements (dont chacune contiendra l'ensemble des points au centre de la future zone tampon).

N.B. : Étant donné que le rayon est multiplié par trois, il faudra aussi multiplier par trois le nombre de couches d'évènements permanents créés par rapport au profil de fond de vallée (de deux nous passons à six couches d'évènements à générer et ce afin que les zones tampons évitent de se recouper).

Créer six couches d'évènements d'itinéraires à partir de la précédente, et en faire des données permanentes :

- ➔ Sélection par attributs dans la couche d'évènements : 1 point sur 6 :
MOD(« OBJECTID »,6)=0
MOD(« OBJECTID »,6)=1
MOD(« OBJECTID »,6)=2
MOD(« OBJECTID »,6)=3
MOD(« OBJECTID »,6)=4
MOD(« OBJECTID »,6)=5
- ➔ Exporter les données sélectionnées: layer source data (1 couche d'évènements permanents)
- ➔ Poursuivre ensuite avec les même étapes que précédemment, sans omettre de générer les six fichiers à chaque fois.

Il faut ensuite exclure les points MOLA PEDR localisés à l'intérieur de la vallée, de ses tributaires, de cratères d'impacts ou sur des éjectas de manière à ne conserver uniquement ceux localisés directement sur la surface environnant la vallée.

Pour extraire les points MOLA PEDR de la surface dans laquelle une vallée est incisée, il suffit d'extraire pour chaque cercle la moyenne des altitudes de ces points. On obtiendra ainsi pour chaque intervalle le long de la vallée une valeur moyenne de l'altitude de cette surface incisée.

- ➔ Récapituler le champ « intervalle », et obtenir pour chaque intervalle la valeur topographique moyenne.
- ➔ Extraire la table obtenue en .dbf

I.3 Générer les profils longitudinaux à partir d'arcGIS et Python

La méthode manuelle sous arcGIS étant très fastidieuse, des modèles ont été créés afin d'automatiser en partie ce procédé de réalisation de profils longitudinaux de vallée. Pour ce faire nous avons utilisé le logiciel Python qui permet d'utiliser, de traiter et de générer des fichiers de formes applicables sous arcGIS.

Les étapes des scripts Python réalisés afin de générer les profils longitudinaux de fond de vallée et de surface dans laquelle une vallée est incisée peuvent être schématisées par les figures I.A8 et I.A9. Les paramètres d'entrées figurent en jaune, les fichiers de forme générés en bleu, les autres fichiers temporaires générés en gris clair et les différents procédés de traitement figurent en rectangle gris foncé.

Les deux paramètres d'entrées sous Python sont :

- 1) Le fichier de forme correspondant à la ligne axiale de la vallée qui a été tracée sous arcGIS.
- 2) Le fichier de forme correspondant aux points MOLA PEDR couvrant la zone à traiter.

Chaque fichier de forme généré à partir d'un script Python peut être utilisable directement sous arcGIS. Ainsi le dernier fichier généré qui comprend tous les points MOLA PEDR dans chaque zone tampon peut ainsi être visualisé sous arcGIS ce qui permet de poursuivre le traitement en excluant certaines données ciblées de l'analyse et de produire les profils souhaités en suivant la même procédure finale que précédemment :

- ➔ Récapituler le champ « intervalle », et obtenir pour chaque intervalle la valeur topographique minimale (pour le fond de vallée) ou moyenne (pour la surface incisée)
- ➔ Extraire la table obtenue en .dbf

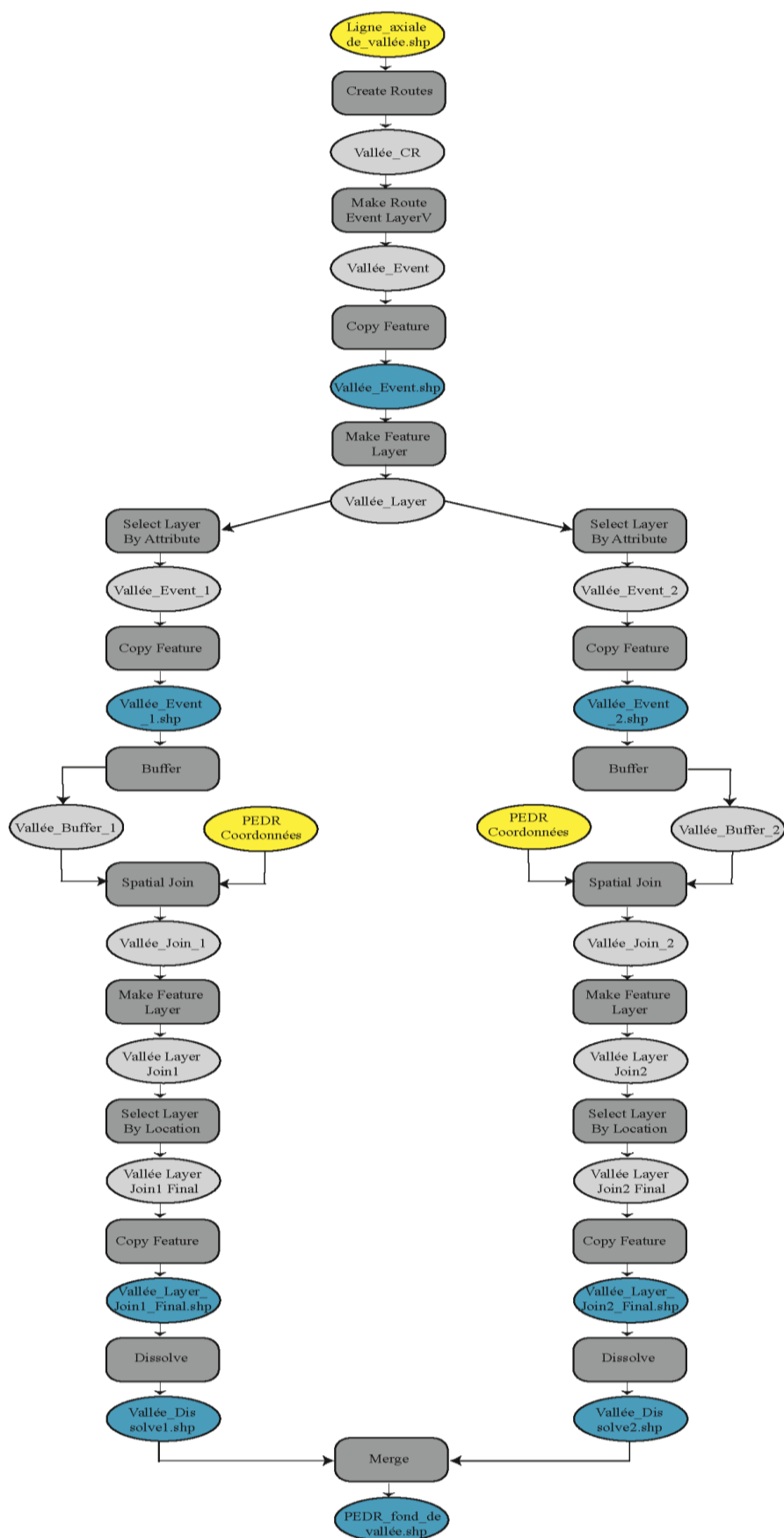


Figure I.A8 : Schéma conceptuel du procédé de création d'un profil longitudinal de fond de vallée martienne par la méthode du rayon de recherche en utilisant les points MOLA PEDR.

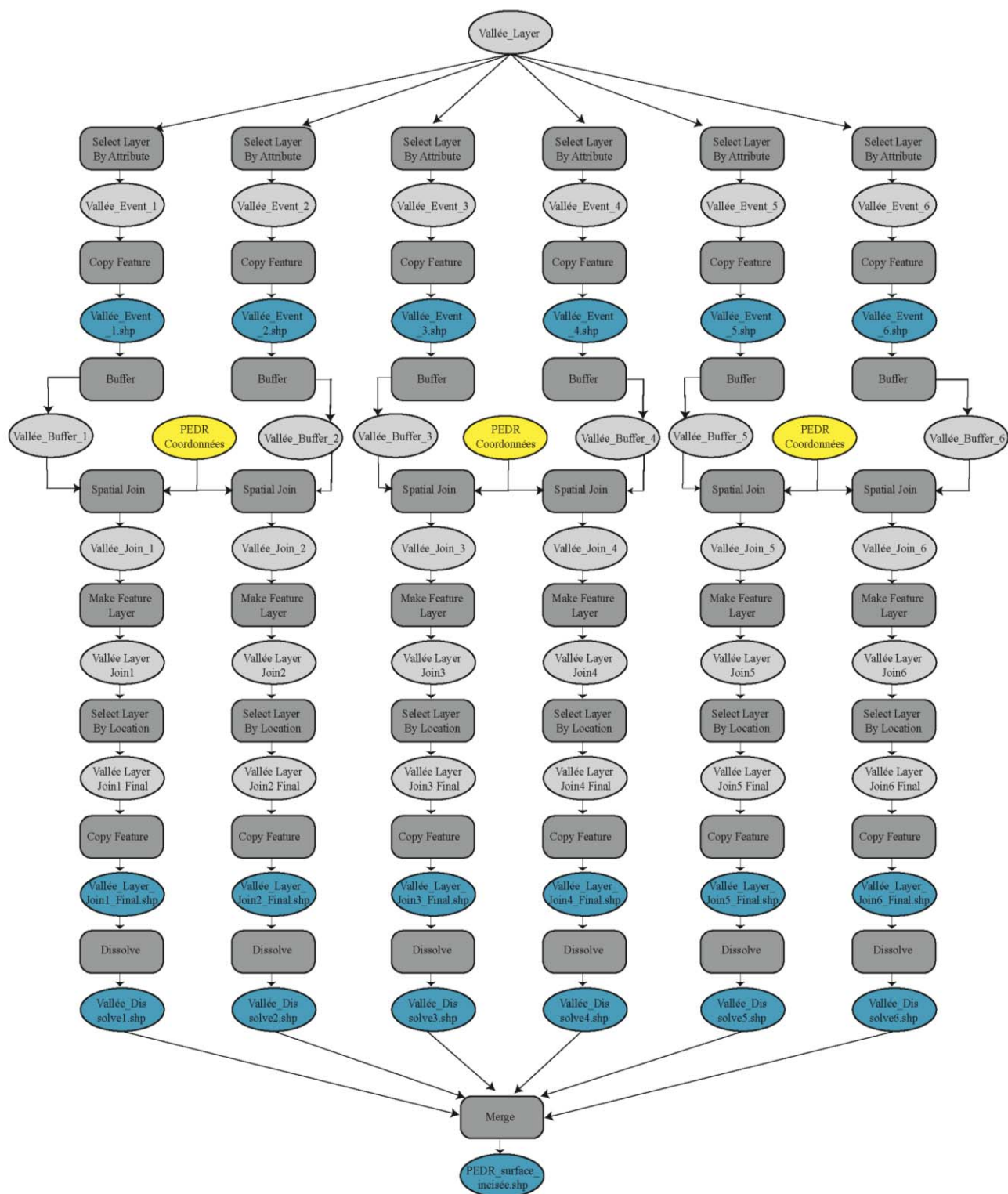
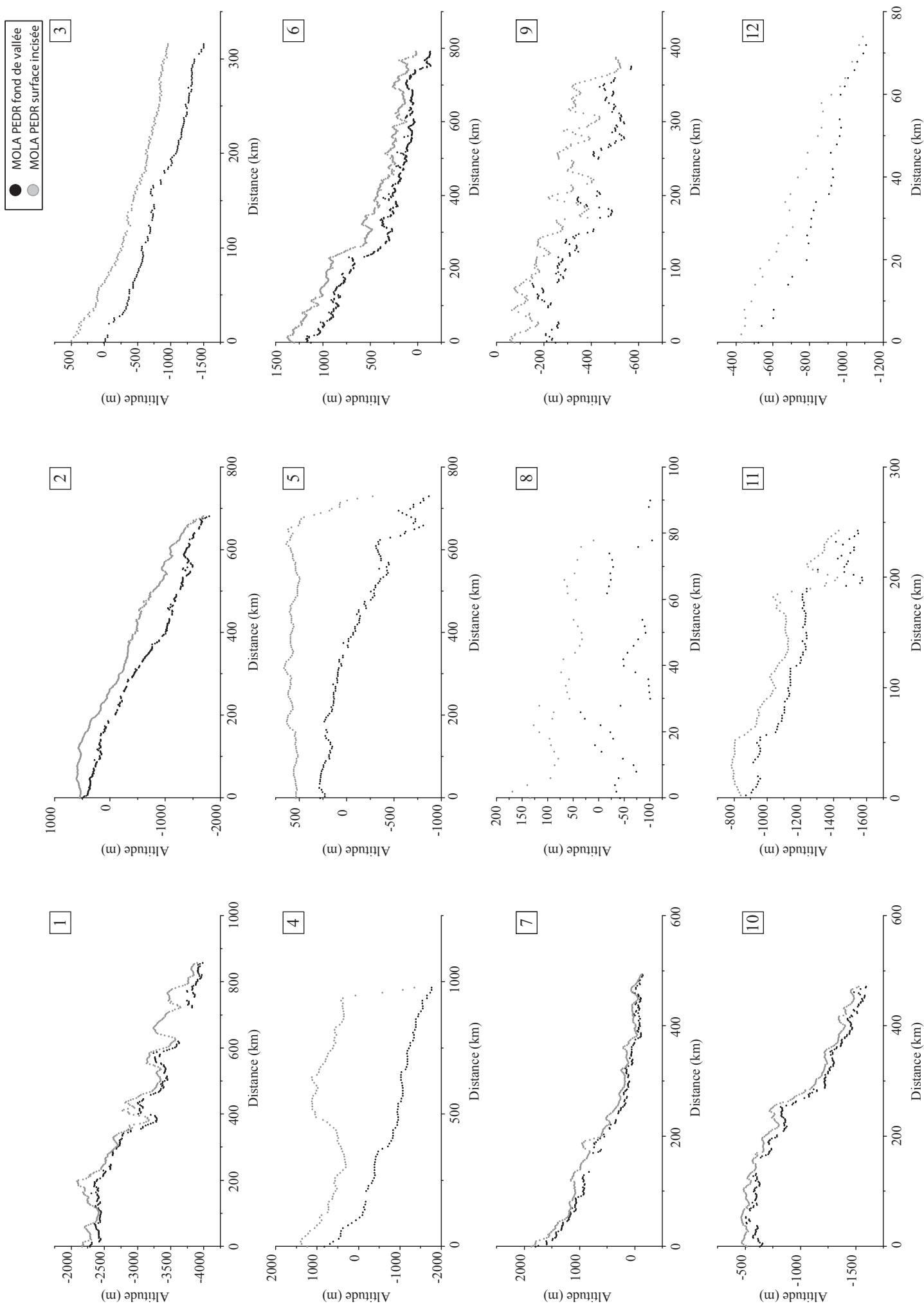


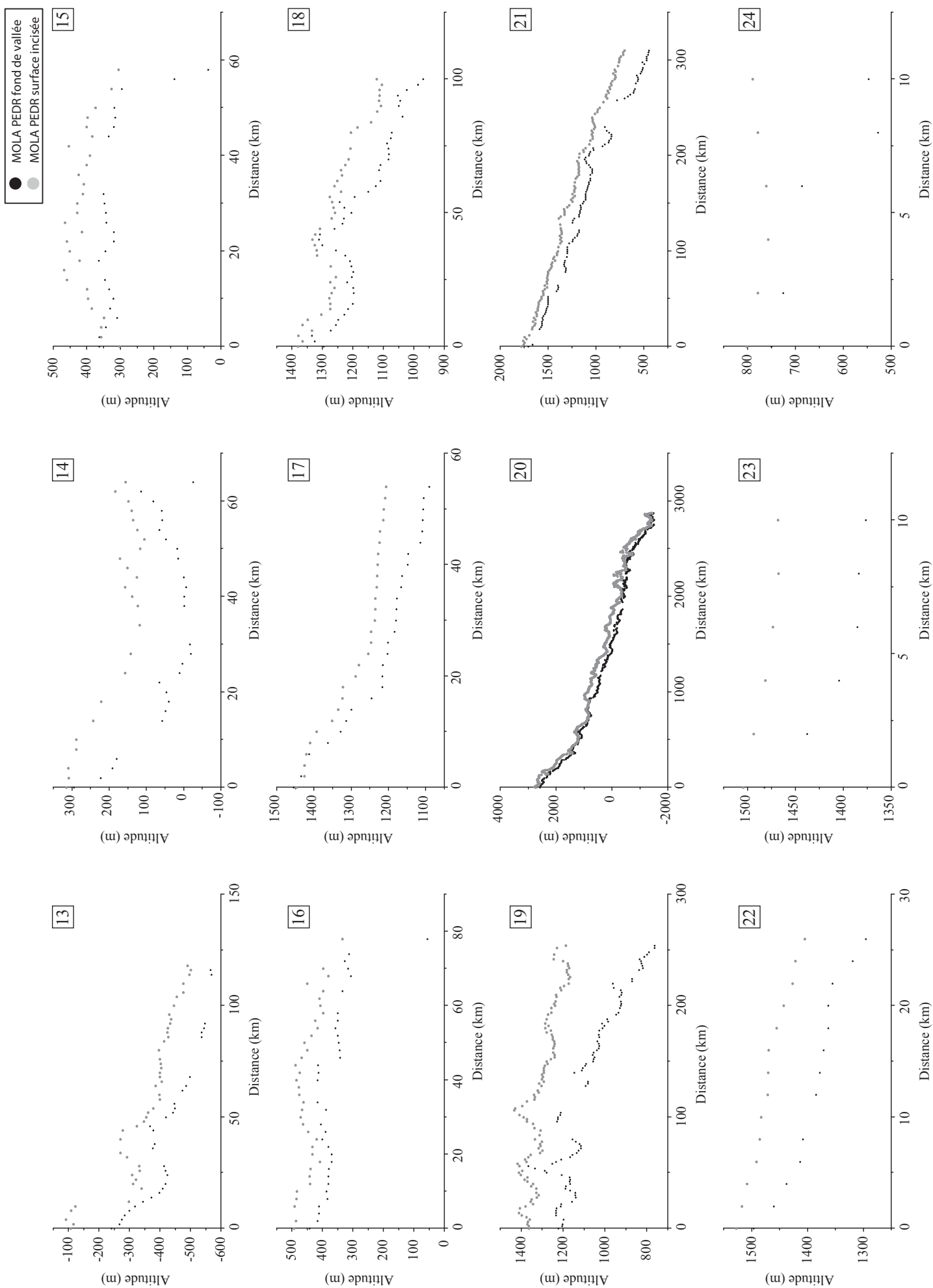
Figure I.A9 : Schéma conceptuel du procédé de création d'un profil longitudinal de surface dans laquelle une vallée est incisée par la méthode du rayon de recherche en utilisant les points MOLA PEDR.

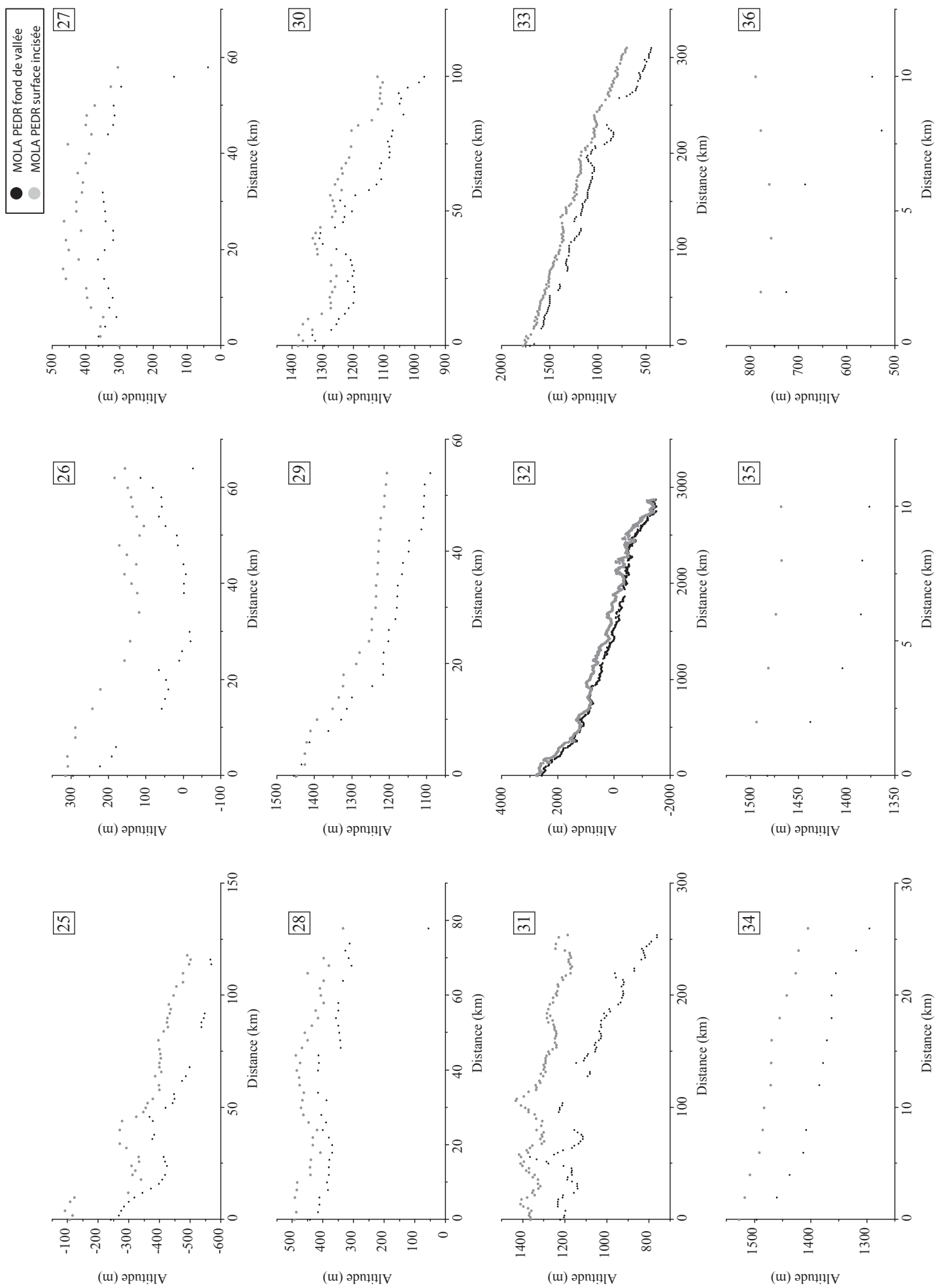
II. Analyse des vallées martiennes des basses et moyennes latitudes

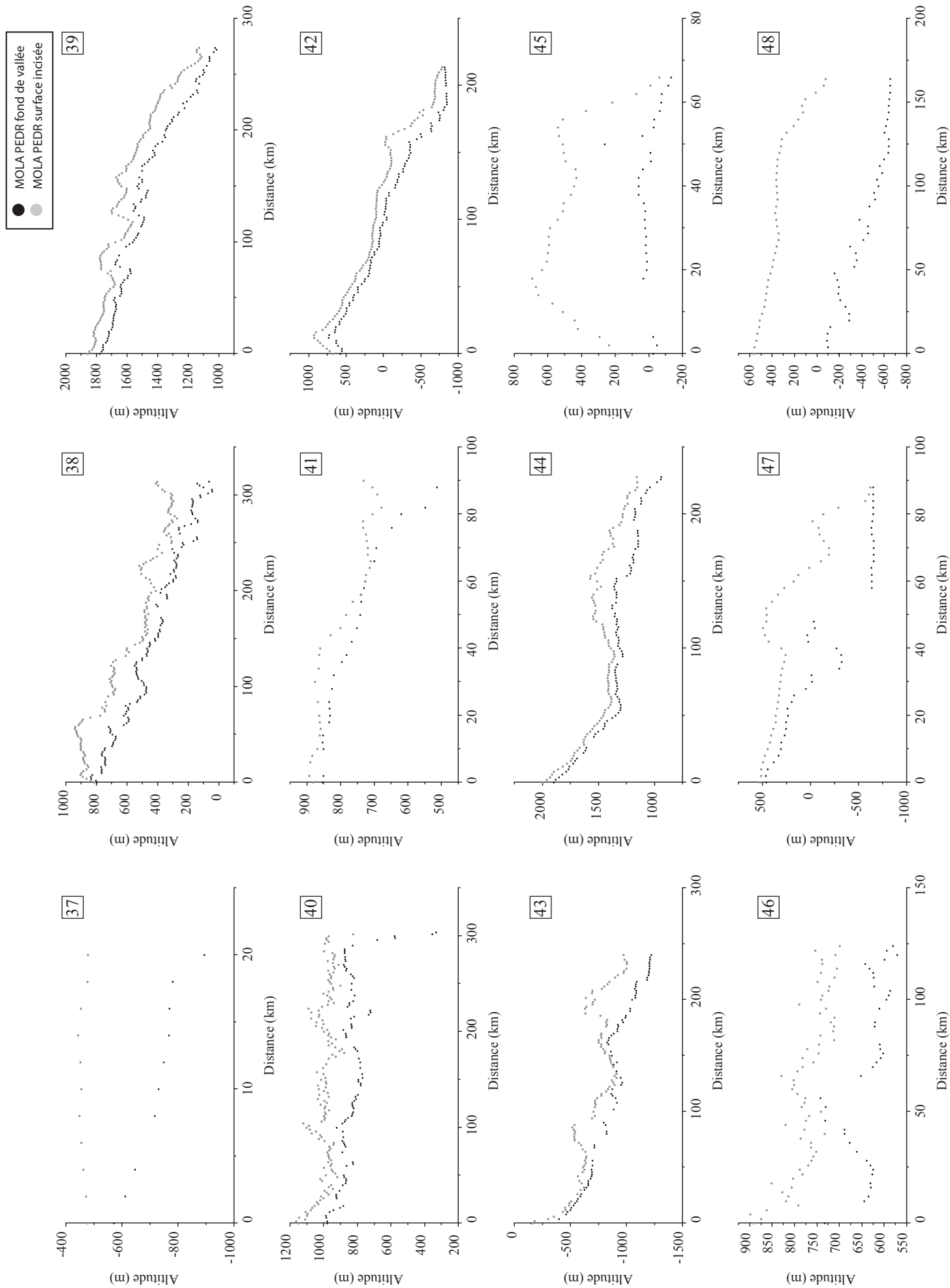
| Valley N° - Name | Latitude (°N) | Longitude (°E) | Width (km) | Length (km) | Height difference (m) | Average slope (m/km) | Number of adverse slopes |
|--------------------------|---------------|----------------|------------|-------------|-----------------------|----------------------|--------------------------|
| 1 | 29 | 349 | 1 to 3 | 858 | 1704 | 2,E+00 | 8 |
| 2 - Nandedi (main) | 4,85 | 331 | 2 to 5 | 682 | 2299 | 3,E+00 | 14 |
| 3 - Nandedi (tributary) | 4,85 | 331 | 2 to 5 | 316 | 1504 | 5,E+00 | 5 |
| 4 - Ma'adim | -22 | 177 | 3 to 10 | 980 | 2595 | 3,E+00 | 2 |
| 5 - Nirgal | -28 | 332 | 4 | 730 | 1146 | 2,E+00 | 11 |
| 6 - Evros | -12,65 | 13,83 | 2,5 | 792 | 1258 | 2,E+00 | 25 |
| 7 | 4 | 23 | 2 to 3 | 494 | 1929 | 4,E+00 | 14 |
| 8 | 4 | 23 | 1 to 2,5 | 90 | 59 | 7,E-01 | 4 |
| 9 | 6 | 17 | 2 | 376 | 319 | 8,E-01 | 12 |
| 10 | 13 | 16 | 1,6 | 472 | 965 | 2,E+00 | 16 |
| 11 | 13 | 19 | 2,3 | 243 | 676 | 3,E+00 | 5 |
| 12 | 14 | 23 | 2 | 72 | 584 | 8,E+00 | 0 |
| 13 | 12 | 29 | 1 to 2 | 116 | 324 | 3,E+00 | 1 |
| 14 | 5 | 27 | 1 to 3 | 64 | 320 | 5,E+00 | 4 |
| 15 | 6 | 27 | 2 | 58 | 325 | 6,E+00 | 2 |
| 16 | 6 | 27 | 2 to 3 | 78 | 387 | 5,E+00 | 3 |
| 17 | 0 | 28 | 1,5 | 54 | 364 | 7,E+00 | 0 |
| 18 | 0 | 28 | 2 | 100 | 327 | 3,E+00 | 4 |
| 19 - Verde | -0,5 | 29,8 | 2 to 3 | 254 | 459 | 2,E+00 | 7 |
| 20 - Naktong | 5,2 | 32,9 | 2 to 5 | 2878 | 4065 | 1,E+00 | 64 |
| 21 - Naktong (tributary) | -3 | 37 | 2 to 3 | 310 | 1256 | 4,E+00 | 4 |
| 22 - Naktong (tributary) | -2,5 | 37,5 | 2 | 26 | 201 | 8,E+00 | 0 |
| 23 - Naktong (tributary) | -2 | 38 | 2 | 10 | 106 | 1,E+01 | 0 |
| 24 - Naktong (tributary) | 0,5 | 38 | 1 | 10 | 203 | 2,E+01 | 0 |
| 25 - Naktong (tributary) | 0,5 | 36,5 | 1 to 2 | 36 | 240 | 7,E+00 | 0 |
| 26 - Naktong (tributary) | 2 | 35 | 2 | 272 | 691 | 3,E+00 | 6 |
| 27 - Naktong (tributary) | 4 | 33 | 2 | 48 | 292 | 6,E+00 | 1 |
| 28 - Naktong (tributary) | 5 | 31 | 2 | 44 | 175 | 4,E+00 | 1 |
| 29 - Naktong (tributary) | 6 | 30 | 2 to 3 | 238 | 393 | 2,E+00 | 8 |
| 30 - Naktong (tributary) | 6 | 29 | 2 to 4 | 112 | 388 | 3,E+00 | 2 |
| 31 - Naktong (tributary) | 17 | 31,5 | 2 | 144 | 116 | 8,E-01 | 7 |
| 32 - Indus | 19,5 | 39 | 2 | 548 | 908 | 2,E+00 | 11 |
| 33 - Indus (tributary) | 19,1 | 38,7 | 2,3 | 50 | 362 | 7,E+00 | 2 |
| 34 - Indus (tributary) | 18,5 | 39,5 | 2 | 42 | 434 | 1,E+01 | 1 |
| 35 - Indus (tributary) | 19,1 | 38,7 | 1,7 | 62 | 474 | 8,E+00 | 1 |
| 36 - Indus (tributary) | 20 | 38 | 2 to 3 | 102 | 119 | 1,E+00 | 3 |
| 37 - Indus (tributary) | 20,5 | 36,5 | 2 | 20 | 324 | 2,E+01 | 0 |
| 38 | 11 | 41 | 2 to 4 | 314 | 732 | 2,E+00 | 9 |
| 39 | -11 | 99 | 2 | 274 | 754 | 3,E+00 | 5 |
| 40 | -7 | 102 | 1 to 4 | 304 | 648 | 2,E+00 | 8 |
| 41 | -7 | 105 | 0,5 to 2 | 88 | 340 | 4,E+00 | 0 |
| 42 | 0 | 104 | 2 | 214 | 1393 | 7,E+00 | 3 |
| 43 | 2 | 102 | 1 to 3 | 240 | 1069 | 4,E+00 | 5 |
| 44 | -10 | 106 | 1 to 3 | 228 | 957 | 4,E+00 | 6 |
| 45 | -3 | 108 | 2,5 | 66 | 105 | 2,E+00 | 3 |
| 46 | -6 | 110 | 2 to 5 | 124 | 153 | 1,E+00 | 3 |
| 47 | -3,5 | 110 | 3,7 | 88 | 1116 | 1,E+01 | 2 |
| 48 - Tinto | -4 | 111,4 | 2 to 4 | 164 | 459 | 3,E+00 | 5 |
| 49 | -7 | 111 | 2 | 188 | 658 | 3,E+00 | 5 |
| 50 | -5 | 112 | 1 to 2 | 484 | 2042 | 4,E+00 | 11 |
| 51 - Tagus | -6,72 | 114,4 | 1 to 2 | 176 | 1220 | 7,E+00 | 4 |
| 52 | -11 | 116 | 2 | 138 | 964 | 7,E+00 | 2 |
| 53 | -9 | 117 | 1 to 2 | 332 | 1326 | 4,E+00 | 8 |
| 54 | -9 | 117 | 1 to 3 | 454 | 1047 | 2,E+00 | 12 |
| 55 | -9 | 117 | 2 | 116 | 738 | 6,E+00 | 0 |
| 56 | -7 | 120 | 2 | 212 | 848 | 4,E+00 | 9 |
| 57 | 0 | 118 | 2,4 | 1260 | 2417 | 2,E+00 | 26 |
| 58 | 3 | 116 | 1,6 | 146 | 563 | 4,E+00 | 5 |
| 59 | -2 | 119 | 1,8 | 236 | 551 | 2,E+00 | 4 |
| 60 | -4 | 123 | 1 to 2 | 456 | 2554 | 6,E+00 | 5 |
| 61 | -4 | 123 | 2 to 2 | 58 | 303 | 5,E+00 | 2 |

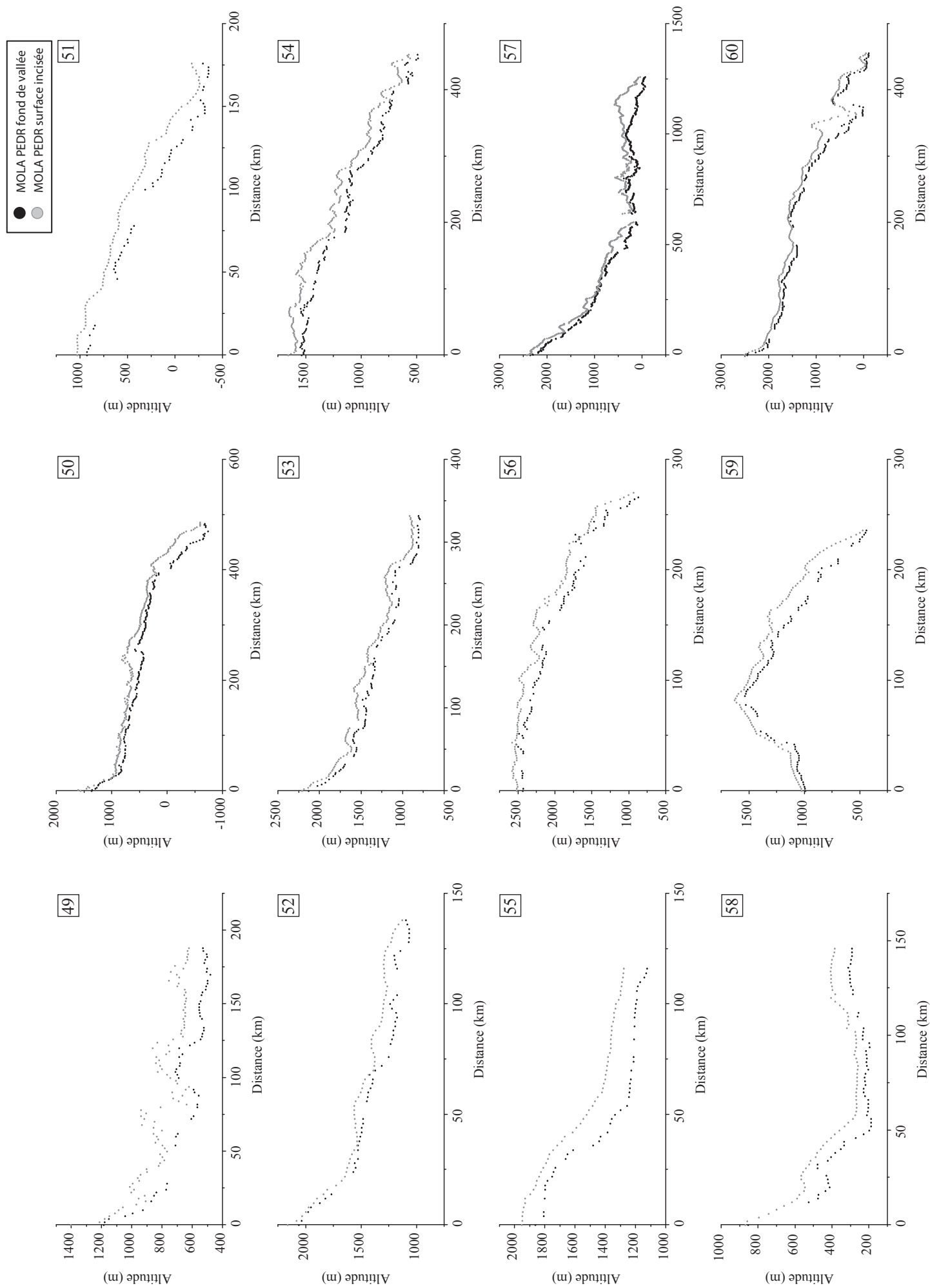
Supplementary Table II.A1. Dimensional characteristics of studied valleys.











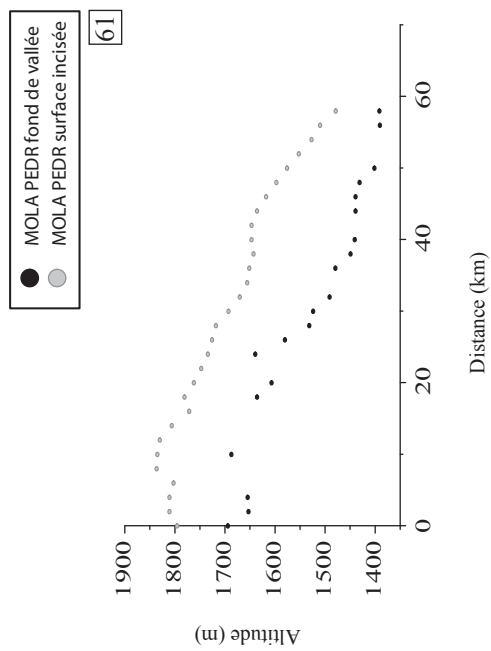


Figure II.A.2. Profils longitudinaux de fond de vallées et de la surface dans laquelle elles sont incisées.

| Valley N° - Name | Adverse slopes | Distance (km) | Height difference (m) ±6m | Length (km) ±4km | Slope values (m/km) | Associated features |
|--------------------------------|----------------|---------------|---------------------------|------------------|---------------------|----------------------|
| 1 | 1 | 21 | 30 | 6 | 5E+00 | ridge |
| | 2 | 48 | 61 | 21 | 3E+00 | |
| | 3 | 177 | 58 | 6 | 1E+01 | |
| | 4 | 348 | 34 | 6 | 6E+00 | |
| | 5 | 387 | 279 | 15 | 2E+01 | |
| | 6 | 726 | 76 | 18 | 4E+00 | |
| | 7 | 759 | 124 | 15 | 8E+00 | |
| | 8 | 822 | 66 | 12 | 5E+00 | |
| 2 - Nandedi (main) | 1 | 22 | 16 | 4 | 4E+00 | tributary confluence |
| | 2 | 36 | 23 | 10 | 2E+00 | |
| | 3 | 88 | 43 | 4 | 1E+01 | tributary confluence |
| | 4 | 106 | 71 | 12 | 6E+00 | |
| | 5 | 124 | 21 | 6 | 3E+00 | ridge |
| | 6 | 234 | 22 | 12 | 2E+00 | |
| | 7 | 452 | 79 | 8 | 1E+01 | |
| | 8 | 478 | 23 | 4 | 6E+00 | |
| | 9 | 514 | 26 | 6 | 4E+00 | |
| | 10 | 546 | 137 | 8 | 2E+01 | ridge |
| | 11 | 562 | 91 | 8 | 1E+01 | tributary confluence |
| | 12 | 574 | 88 | 16 | 5E+00 | |
| | 13 | 612 | 18 | 4 | 5E+00 | |
| | 14 | 668 | 38 | 6 | 6E+00 | |
| 3 - Nandedi (tributary) | 1 | 94 | 19 | 8 | 2E+00 | |
| | 2 | 120 | 23 | 4 | 6E+00 | |
| | 3 | 142 | 59 | 16 | 4E+00 | |
| | 4 | 190 | 18 | 4 | 4E+00 | |
| | 5 | 242 | 21 | 10 | 2E+00 | |
| 4 - Ma'adim | 1 | 480 | 21 | 30 | 7E-01 | |
| | 2 | 580 | 55 | 60 | 9E-01 | |
| 5 - Nirgal | 1 | 5 | 56 | 20 | 3E+00 | ridge |
| | 2 | 125 | 75 | 25 | 3E+00 | neighboring crater |
| | 3 | 160 | 28 | 25 | 1E+00 | |
| | 4 | 260 | 24 | 15 | 2E+00 | |
| | 5 | 325 | 23 | 5 | 5E+00 | |
| | 6 | 365 | 51 | 10 | 5E+00 | |
| | 7 | 440 | 34 | 5 | 7E+00 | |
| | 8 | 490 | 38 | 10 | 4E+00 | |
| | 9 | 545 | 94 | 10 | 9E+00 | ridge |
| | 10 | 565 | 139 | 10 | 1E+01 | |
| | 11 | 660 | 260 | 35 | 7E+00 | |
| 6 - Evros | 1 | 48 | 37 | 8 | 5E+00 | |
| | 2 | 70 | 45 | 12 | 4E+00 | |
| | 3 | 100 | 78 | 16 | 5E+00 | ridge |
| | 4 | 124 | 73 | 14 | 5E+00 | |
| | 5 | 174 | 33 | 12 | 3E+00 | |
| | 6 | 216 | 55 | 16 | 3E+00 | ridge |
| | 7 | 280 | 19 | 16 | 1E+00 | |
| | 8 | 308 | 108 | 12 | 9E+00 | ridge |
| | 9 | 330 | 24 | 4 | 6E+00 | |
| | 10 | 354 | 41 | 8 | 5E+00 | |
| | 11 | 372 | 18 | 6 | 3E+00 | |
| | 12 | 380 | 136 | 14 | 1E+01 | |
| | 13 | 400 | 43 | 4 | 1E+01 | |
| | 14 | 414 | 35 | 12 | 3E+00 | |
| | 15 | 446 | 23 | 6 | 4E+00 | |
| | 16 | 472 | 75 | 8 | 9E+00 | ridge |
| | 17 | 494 | 23 | 6 | 4E+00 | |
| | 18 | 508 | 95 | 10 | 1E+01 | ridge |
| | 19 | 556 | 84 | 4 | 2E+01 | ridge |
| | 20 | 572 | 39 | 14 | 3E+00 | |
| | 21 | 600 | 96 | 12 | 8E+00 | ridge |
| | 22 | 652 | 34 | 8 | 4E+00 | ridge |
| | 23 | 684 | 70 | 20 | 3E+00 | |
| | 24 | 754 | 44 | 8 | 6E+00 | |
| | 25 | 764 | 24 | 4 | 6E+00 | |
| 7 | 1 | 6 | 13 | 4 | 3E+00 | |
| | 2 | 96 | 22 | 4 | 5E+00 | |
| | 3 | 114 | 35 | 10 | 3E+00 | |
| | 4 | 176 | 128 | 12 | 1E+01 | ridge |
| | 5 | 260 | 20 | 4 | 5E+00 | ridge |
| | 6 | 272 | 61 | 8 | 8E+00 | ridge |

| | | | | | | |
|--------------|----|-----|-----|-----|-------|----------------------|
| | 7 | 290 | 13 | 4 | 3E+00 | |
| | 8 | 300 | 22 | 8 | 3E+00 | ridge |
| | 9 | 312 | 58 | 12 | 5E+00 | ridge |
| | 10 | 386 | 64 | 6 | 1E+01 | |
| | 11 | 400 | 19 | 10 | 2E+00 | ridge |
| | 12 | 414 | 104 | 8 | 1E+01 | ridge |
| | 13 | 436 | 51 | 4 | 1E+01 | |
| | 14 | 450 | 150 | 12 | 1E+01 | |
| 8 | 1 | 8 | 81 | 6 | 1E+01 | ridge |
| | 2 | 18 | 63 | 8 | 8E+00 | ridge |
| | 3 | 36 | 49 | 6 | 8E+00 | ridge |
| | 4 | 52 | 74 | 10 | 7E+00 | ridge |
| 9 | 1 | 6 | 29 | 6 | 5E+00 | |
| | 2 | 54 | 56 | 6 | 9E+00 | |
| | 3 | 70 | 48 | 10 | 5E+00 | ridge |
| | 4 | 88 | 32 | 6 | 5E+00 | ridge |
| | 5 | 100 | 35 | 4 | 9E+00 | |
| | 6 | 132 | 49 | 4 | 1E+01 | |
| | 7 | 178 | 147 | 18 | 8E+00 | |
| | 8 | 252 | 24 | 4 | 6E+00 | |
| | 9 | 278 | 52 | 8 | 6E+00 | neighboring crater |
| | 10 | 298 | 50 | 16 | 3E+00 | neighboring crater |
| | 11 | 322 | 43 | 8 | 5E+00 | neighboring crater |
| | 12 | 340 | 58 | 8 | 7E+00 | |
| 10 | 1 | 6 | 87 | 12 | 7E+00 | |
| | 2 | 34 | 106 | 10 | 1E+01 | |
| | 3 | 46 | 39 | 6 | 6E+00 | |
| | 4 | 76 | 42 | 4 | 1E+01 | |
| | 5 | 92 | 29 | 8 | 4E+00 | |
| | 6 | 114 | 60 | 14 | 4E+00 | |
| | 7 | 176 | 29 | 14 | 2E+00 | |
| | 8 | 218 | 22 | 6 | 4E+00 | |
| | 9 | 228 | 39 | 10 | 4E+00 | |
| | 10 | 248 | 20 | 6 | 3E+00 | |
| | 11 | 282 | 27 | 4 | 7E+00 | |
| | 12 | 334 | 27 | 14 | 2E+00 | |
| | 13 | 350 | 21 | 4 | 5E+00 | ridge |
| | 14 | 396 | 44 | 18 | 2E+00 | |
| | 15 | 424 | 32 | 6 | 5E+00 | |
| | 16 | 424 | 98 | 8 | 1E+01 | ridge |
| 11 | 1 | 45 | 22 | 5 | 4E+00 | |
| | 2 | 138 | 22 | 5 | 4E+00 | |
| | 3 | 145 | 22 | 10 | 2E+00 | |
| | 4 | 168 | 21 | 5 | 4E+00 | |
| | 5 | 225 | 109 | 7,5 | 1E+01 | |
| 12 | - | - | - | - | - | |
| 13 | 1 | 24 | 57 | 22 | 3E+00 | |
| 14 | 1 | 18 | 25 | 4 | 6E+00 | |
| | 2 | 28 | 18 | 12 | 1E+00 | |
| | 3 | 42 | 72 | 12 | 6E+00 | |
| | 4 | 58 | 56 | 4 | 1E+01 | |
| 15 | 1 | 10 | 44 | 8 | 5E+00 | |
| | 2 | 24 | 31 | 8 | 4E+00 | tributary confluence |
| 16 | 1 | 20 | 30 | 4 | 8E+00 | |
| | 2 | 32 | 28 | 8 | 4E+00 | |
| | 3 | 68 | 20 | 4 | 5E+00 | |
| 17 | - | - | - | - | - | |
| 18 | 1 | 0 | 37 | 4 | 9E+00 | |
| | 2 | 28 | 112 | 12 | 9E+00 | ridge |
| | 3 | 50 | 38 | 4 | 1E+01 | |
| | 4 | 86 | 13 | 4 | 3E+00 | |
| 19 - Verde | 1 | 8 | 37 | 8 | 5E+00 | |
| | 2 | 32 | 46 | 4 | 1E+01 | |
| | 3 | 44 | 200 | 12 | 2E+01 | |
| | 4 | 72 | 115 | 24 | 5E+00 | |
| | 5 | 132 | 64 | 8 | 8E+00 | |
| | 6 | 212 | 44 | 8 | 6E+00 | |
| | 7 | 234 | 15 | 8 | 2E+00 | |
| 20 - Naktong | 1 | 524 | 20 | 8 | 2E+00 | |
| | 2 | 544 | 84 | 20 | 4E+00 | ridge |
| | 3 | 572 | 60 | 12 | 5E+00 | ridge |
| | 4 | 652 | 44 | 12 | 4E+00 | |
| | 5 | 668 | 17 | 8 | 2E+00 | |
| | 6 | 680 | 22 | 16 | 1E+00 | |

| | | | | | | |
|--------------------------|----|------|-----|----|-------|-------------------------|
| | 7 | 712 | 24 | 12 | 2E+00 | |
| | 8 | 752 | 81 | 16 | 5E+00 | |
| | 9 | 780 | 134 | 40 | 3E+00 | |
| | 10 | 836 | 18 | 24 | 7E-01 | Hesp ridged plains unit |
| | 11 | 864 | 19 | 4 | 5E+00 | Hesp ridged plains unit |
| | 12 | 900 | 130 | 28 | 5E+00 | Hesp ridged plains unit |
| | 13 | 960 | 43 | 8 | 5E+00 | tributary confluence |
| | 14 | 996 | 45 | 20 | 2E+00 | |
| | 15 | 1040 | 25 | 16 | 2E+00 | |
| | 16 | 1088 | 28 | 16 | 2E+00 | tributary confluence |
| | 17 | 1108 | 15 | 8 | 2E+00 | |
| | 18 | 1136 | 72 | 12 | 6E+00 | |
| | 19 | 1236 | 21 | 4 | 5E+00 | |
| | 20 | 1272 | 87 | 16 | 5E+00 | ridge |
| | 21 | 1316 | 63 | 20 | 3E+00 | |
| | 22 | 1348 | 14 | 8 | 2E+00 | neighboring crater |
| | 23 | 1368 | 17 | 8 | 2E+00 | |
| | 24 | 1452 | 102 | 16 | 6E+00 | |
| | 25 | 1488 | 44 | 8 | 5E+00 | |
| | 26 | 1520 | 16 | 12 | 1E+00 | ridge |
| | 27 | 1564 | 13 | 4 | 3E+00 | |
| | 28 | 1620 | 128 | 32 | 4E+00 | |
| | 29 | 1672 | 99 | 20 | 5E+00 | |
| | 30 | 1716 | 41 | 12 | 3E+00 | ridge |
| | 31 | 1752 | 79 | 20 | 4E+00 | |
| | 32 | 1824 | 20 | 16 | 1E+00 | tributary confluence |
| | 33 | 1944 | 60 | 32 | 2E+00 | |
| | 34 | 2000 | 51 | 12 | 4E+00 | |
| | 35 | 2020 | 70 | 8 | 9E+00 | Hesp ridged plains unit |
| | 36 | 2040 | 20 | 16 | 1E+00 | |
| | 37 | 2068 | 57 | 8 | 7E+00 | |
| | 38 | 2084 | 73 | 4 | 2E+01 | |
| | 39 | 2098 | 87 | 10 | 9E+00 | |
| | 40 | 2114 | 126 | 20 | 6E+00 | |
| | 41 | 2156 | 44 | 4 | 1E+01 | |
| | 42 | 2162 | 56 | 6 | 9E+00 | |
| | 43 | 2190 | 18 | 8 | 2E+00 | |
| | 44 | 2202 | 41 | 40 | 1E+00 | |
| | 45 | 2248 | 23 | 10 | 2E+00 | |
| | 46 | 2274 | 18 | 4 | 4E+00 | |
| | 47 | 2282 | 180 | 18 | 1E+01 | |
| | 48 | 2306 | 28 | 4 | 7E+00 | |
| | 49 | 2328 | 39 | 6 | 7E+00 | |
| | 50 | 2338 | 27 | 12 | 2E+00 | Hesp ridged plains unit |
| | 51 | 2364 | 25 | 6 | 4E+00 | |
| | 52 | 2378 | 16 | 4 | 4E+00 | ridge |
| | 53 | 2398 | 99 | 6 | 2E+01 | |
| | 54 | 2414 | 106 | 14 | 8E+00 | |
| | 55 | 2470 | 22 | 4 | 6E+00 | |
| | 56 | 2514 | 53 | 6 | 9E+00 | |
| | 57 | 2560 | 105 | 4 | 3E+01 | |
| | 58 | 2598 | 49 | 8 | 6E+00 | |
| | 59 | 2662 | 26 | 10 | 3E+00 | |
| | 60 | 2676 | 24 | 4 | 6E+00 | |
| | 61 | 2754 | 116 | 14 | 8E+00 | |
| | 62 | 2806 | 85 | 20 | 4E+00 | |
| | 63 | 2834 | 57 | 6 | 1E+01 | |
| | 64 | 2844 | 52 | 8 | 7E+00 | ridge |
| 21 - Naktong (tributary) | 1 | 80 | 20 | 6 | 3E+00 | |
| | 2 | 120 | 68 | 10 | 7E+00 | ridge |
| | 3 | 186 | 77 | 10 | 8E+00 | |
| | 4 | 222 | 67 | 8 | 8E+00 | |
| 22 - Naktong (tributary) | - | - | - | - | - | |
| 23 - Naktong (tributary) | - | - | - | - | - | |
| 24 - Naktong (tributary) | - | - | - | - | - | |
| 25 - Naktong (tributary) | - | - | - | - | - | |
| 26 - Naktong (tributary) | 1 | 8 | 53 | 8 | 7E+00 | neighboring crater |
| | 2 | 62 | 38 | 10 | 4E+00 | |
| | 3 | 76 | 35 | 10 | 3E+00 | ridge |
| | 4 | 96 | 33 | 10 | 3E+00 | ridge |
| | 5 | 136 | 14 | 8 | 2E+00 | |
| | 6 | 258 | 50 | 8 | 6E+00 | |
| 27 - Naktong (tributary) | 1 | 10 | 16 | 4 | 4E+00 | tributary confluence |
| 28 - Naktong (tributary) | 1 | 6 | 252 | 8 | 3E+01 | |

| | | | | | | |
|--------------------------|----|-----|-----|----|-------|----------------------|
| 29 - Naktong (tributary) | 1 | 10 | 29 | 4 | 7E+00 | |
| | 2 | 26 | 43 | 14 | 3E+00 | |
| | 3 | 72 | 32 | 6 | 5E+00 | |
| | 4 | 84 | 15 | 4 | 4E+00 | |
| | 5 | 92 | 48 | 8 | 6E+00 | |
| | 6 | 110 | 153 | 56 | 3E+00 | |
| | 7 | 192 | 13 | 6 | 2E+00 | |
| | 8 | 212 | 31 | 4 | 8E+00 | ridge |
| 30 - Naktong (tributary) | 1 | 32 | 41 | 6 | 7E+00 | |
| | 2 | 64 | 20 | 4 | 5E+00 | |
| 31 - Naktong (tributary) | 1 | 6 | 79 | 8 | 1E+01 | |
| | 2 | 36 | 23 | 6 | 4E+00 | |
| | 3 | 46 | 29 | 4 | 7E+00 | |
| | 4 | 60 | 39 | 6 | 7E+00 | |
| | 5 | 70 | 60 | 10 | 6E+00 | |
| | 6 | 104 | 29 | 4 | 7E+00 | |
| | 7 | 126 | 21 | 4 | 5E+00 | |
| 32 - Indus | 1 | 12 | 16 | 8 | 2E+00 | |
| | 2 | 48 | 54 | 4 | 1E+01 | |
| | 3 | 100 | 29 | 4 | 7E+00 | |
| | 4 | 180 | 54 | 16 | 3E+00 | |
| | 5 | 244 | 29 | 8 | 4E+00 | tributary confluence |
| | 6 | 268 | 12 | 4 | 3E+00 | |
| | 7 | 280 | 23 | 8 | 3E+00 | tributary confluence |
| | 8 | 296 | 25 | 8 | 3E+00 | |
| | 9 | 424 | 19 | 12 | 2E+00 | |
| | 10 | 444 | 73 | 8 | 9E+00 | |
| | 11 | 540 | 23 | 8 | 3E+00 | |
| 33 - Indus (tributary) | 1 | 14 | 24 | 6 | 4E+00 | |
| | 2 | 26 | 71 | 4 | 2E+01 | |
| 34 - Indus (tributary) | 1 | 14 | 88 | 12 | 7E+00 | |
| 35 - Indus (tributary) | 1 | 4 | 190 | 6 | 3E+01 | |
| 36 - Indus (tributary) | 1 | 2 | 164 | 8 | 2E+01 | |
| | 2 | 36 | 16 | 4 | 4E+00 | |
| | 3 | 48 | 12 | 8 | 2E+00 | |
| 37 - Indus (tributary) | - | - | - | - | - | |
| 38 | 1 | 0 | 41 | 6 | 7E+00 | |
| | 2 | 24 | 23 | 6 | 4E+00 | |
| | 3 | 48 | 46 | 10 | 5E+00 | |
| | 4 | 100 | 77 | 22 | 3E+00 | |
| | 5 | 170 | 40 | 16 | 2E+00 | |
| | 6 | 236 | 36 | 8 | 5E+00 | ridge |
| | 7 | 256 | 117 | 10 | 1E+01 | |
| | 8 | 274 | 45 | 10 | 4E+00 | |
| | 9 | 306 | 96 | 6 | 2E+01 | |
| 39 | 1 | 44 | 15 | 4 | 4E+00 | |
| | 2 | 74 | 98 | 6 | 2E+01 | ridge |
| | 3 | 122 | 70 | 6 | 1E+01 | ridge |
| | 4 | 146 | 66 | 4 | 2E+01 | ridge |
| | 5 | 178 | 13 | 4 | 3E+00 | |
| 40 | 1 | 18 | 42 | 12 | 3E+00 | |
| | 2 | 62 | 64 | 12 | 5E+00 | |
| | 3 | 80 | 19 | 6 | 3E+00 | |
| | 4 | 96 | 38 | 4 | 9E+00 | |
| | 5 | 152 | 114 | 50 | 2E+00 | |
| | 6 | 220 | 135 | 6 | 2E+01 | ridge |
| | 7 | 238 | 20 | 6 | 3E+00 | neighboring crater |
| | 8 | 256 | 63 | 14 | 4E+00 | |
| 41 | - | - | - | - | - | |
| 42 | 1 | 2 | 174 | 10 | 2E+01 | |
| | 2 | 100 | 28 | 4 | 7E+00 | tributary confluence |
| | 3 | 150 | 16 | 8 | 2E+00 | |
| 43 | 1 | 82 | 28 | 8 | 4E+00 | neighboring crater |
| | 2 | 108 | 51 | 8 | 6E+00 | |
| | 3 | 126 | 73 | 16 | 5E+00 | |
| | 4 | 144 | 86 | 18 | 5E+00 | |
| | 5 | 206 | 12 | 4 | 3E+00 | |
| 44 | 1 | 58 | 52 | 24 | 2E+00 | |
| | 2 | 96 | 41 | 6 | 7E+00 | ridge |
| | 3 | 106 | 25 | 6 | 4E+00 | |
| | 4 | 116 | 56 | 14 | 4E+00 | |
| | 5 | 140 | 21 | 6 | 4E+00 | |
| | 6 | 188 | 33 | 8 | 4E+00 | ridge |
| 45 | 1 | 2 | 81 | 16 | 5E+00 | |

| | | | | | | |
|------------|----|-----|-----|----|-------|-------------------------|
| | 2 | 34 | 42 | 6 | 7E+00 | valley capture |
| | 3 | 46 | 274 | 4 | 7E+01 | valley capture |
| 46 | 1 | 24 | 118 | 32 | 4E+00 | |
| | 2 | 76 | 19 | 12 | 2E+00 | |
| | 3 | 104 | 56 | 12 | 5E+00 | |
| 47 | 1 | 36 | 357 | 8 | 4E+01 | |
| | 2 | 70 | 27 | 6 | 5E+00 | tributary confluence |
| 48 - Tinto | 1 | 0 | 104 | 8 | 1E+01 | |
| | 2 | 20 | 129 | 28 | 5E+00 | neighboring crater |
| | 3 | 56 | 57 | 8 | 7E+00 | |
| | 4 | 76 | 76 | 4 | 2E+01 | neighboring crater |
| | 5 | 128 | 39 | 4 | 1E+01 | |
| 49 | 1 | 88 | 154 | 16 | 1E+01 | ridge |
| | 2 | 116 | 22 | 4 | 5E+00 | |
| | 3 | 132 | 32 | 18 | 2E+00 | |
| | 4 | 170 | 38 | 8 | 5E+00 | |
| | 5 | 182 | 26 | 6 | 4E+00 | |
| 50 | 1 | 38 | 43 | 8 | 5E+00 | |
| | 2 | 82 | 28 | 12 | 2E+00 | |
| | 3 | 120 | 20 | 8 | 3E+00 | |
| | 4 | 176 | 26 | 8 | 3E+00 | |
| | 5 | 198 | 13 | 6 | 2E+00 | |
| | 6 | 248 | 154 | 8 | 2E+01 | ridge |
| | 7 | 300 | 27 | 8 | 3E+00 | ridge |
| | 8 | 332 | 12 | 4 | 3E+00 | |
| | 9 | 348 | 15 | 10 | 2E+00 | |
| | 10 | 370 | 25 | 8 | 3E+00 | |
| | 11 | 470 | 61 | 12 | 5E+00 | |
| 51 - Tagus | 1 | 46 | 30 | 6 | 5E+00 | ridge |
| | 2 | 138 | 19 | 4 | 5E+00 | |
| | 3 | 148 | 47 | 6 | 8E+00 | tributary confluence |
| | 4 | 172 | 57 | 4 | 1E+01 | |
| 52 | 1 | 94 | 61 | 6 | 1E+01 | ridge |
| | 2 | 116 | 23 | 6 | 4E+00 | neighboring crater |
| 53 | 1 | 52 | 44 | 10 | 4E+00 | |
| | 2 | 98 | 43 | 12 | 4E+00 | |
| | 3 | 116 | 17 | 4 | 4E+00 | |
| | 4 | 124 | 13 | 6 | 2E+00 | |
| | 5 | 146 | 17 | 8 | 2E+00 | |
| | 6 | 232 | 85 | 6 | 1E+01 | ridge |
| | 7 | 248 | 39 | 4 | 1E+01 | |
| | 8 | 296 | 23 | 4 | 6E+00 | |
| 54 | 1 | 8 | 35 | 4 | 9E+00 | |
| | 2 | 22 | 17 | 10 | 2E+00 | |
| | 3 | 56 | 72 | 14 | 5E+00 | ridge |
| | 4 | 148 | 14 | 6 | 2E+00 | |
| | 5 | 212 | 37 | 4 | 9E+00 | |
| | 6 | 234 | 58 | 16 | 4E+00 | |
| | 7 | 258 | 25 | 8 | 3E+00 | |
| | 8 | 270 | 16 | 8 | 2E+00 | |
| | 9 | 332 | 21 | 8 | 3E+00 | tributary confluence |
| | 10 | 344 | 28 | 8 | 4E+00 | |
| | 11 | 378 | 15 | 4 | 4E+00 | |
| | 12 | 426 | 64 | 12 | 5E+00 | |
| 55 | - | - | - | - | - | |
| 56 | 1 | 2 | 13 | 10 | 1E+00 | |
| | 2 | 36 | 92 | 6 | 2E+01 | |
| | 3 | 48 | 53 | 4 | 1E+01 | |
| | 4 | 56 | 46 | 4 | 1E+01 | ridge |
| | 5 | 74 | 19 | 8 | 2E+00 | |
| | 6 | 124 | 54 | 4 | 1E+01 | |
| | 7 | 192 | 24 | 4 | 6E+00 | |
| | 8 | 212 | 132 | 14 | 9E+00 | neighboring crater |
| | 9 | 240 | 136 | 4 | 3E+01 | |
| 57 | 1 | 26 | 50 | 6 | 8E+00 | |
| | 2 | 150 | 61 | 8 | 8E+00 | ridge |
| | 3 | 254 | 19 | 10 | 2E+00 | |
| | 4 | 280 | 17 | 8 | 2E+00 | Hesp ridged plains unit |
| | 5 | 294 | 57 | 16 | 4E+00 | Hesp ridged plains unit |
| | 6 | 322 | 43 | 14 | 3E+00 | Hesp ridged plains unit |
| | 7 | 376 | 42 | 8 | 5E+00 | |
| | 8 | 486 | 62 | 30 | 2E+00 | |
| | 9 | 544 | 45 | 12 | 4E+00 | |
| | 10 | 564 | 19 | 6 | 3E+00 | neighboring crater |

| | | | | | | |
|----|----|------|-----|----|-------|----------------------|
| | 11 | 590 | 27 | 6 | 5E+00 | |
| | 12 | 598 | 111 | 46 | 2E+00 | |
| | 13 | 648 | 55 | 6 | 9E+00 | |
| | 14 | 666 | 89 | 28 | 3E+00 | |
| | 15 | 730 | 178 | 14 | 1E+01 | ridge |
| | 16 | 794 | 126 | 6 | 2E+01 | ridge |
| | 17 | 866 | 41 | 8 | 5E+00 | |
| | 18 | 890 | 61 | 10 | 6E+00 | ridge |
| | 19 | 916 | 78 | 16 | 5E+00 | |
| | 20 | 948 | 34 | 6 | 6E+00 | neighboring crater |
| | 21 | 962 | 106 | 32 | 3E+00 | |
| | 22 | 1046 | 20 | 6 | 3E+00 | |
| | 23 | 1060 | 12 | 4 | 3E+00 | |
| | 24 | 1124 | 37 | 12 | 3E+00 | neighboring crater |
| | 25 | 1162 | 26 | 6 | 4E+00 | |
| | 26 | 1216 | 61 | 14 | 4E+00 | |
| 58 | 1 | 20 | 66 | 10 | 7E+00 | ridge |
| | 2 | 54 | 22 | 4 | 5E+00 | neighboring crater |
| | 3 | 66 | 27 | 6 | 4E+00 | |
| | 4 | 94 | 38 | 6 | 6E+00 | |
| | 5 | 104 | 82 | 32 | 3E+00 | |
| 59 | 1 | 0 | 77 | 20 | 4E+00 | |
| | 2 | 30 | 487 | 56 | 9E+00 | ridge |
| | 3 | 126 | 23 | 4 | 6E+00 | ridge |
| | 4 | 194 | 20 | 4 | 5E+00 | |
| 60 | 1 | 12 | 35 | 6 | 6E+00 | |
| | 2 | 74 | 32 | 6 | 5E+00 | |
| | 3 | 90 | 17 | 8 | 2E+00 | ridge |
| | 4 | 102 | 87 | 8 | 1E+01 | ridge |
| | 5 | 162 | 184 | 46 | 4E+00 | ridge |
| | 6 | 414 | 38 | 6 | 6E+00 | tributary confluence |
| 61 | 1 | 2 | 34 | 8 | 4E+00 | |
| | 2 | 20 | 32 | 4 | 8E+00 | |

| | | |
|-------------------------------------|--|----------|
| Adverse slope height difference (m) | | 12 - 25 |
| | | 25 - 50 |
| | | 50 - 100 |
| | | >100 |

Supplementary Table II.A3. Valley adverse slopes dimensional characteristics and morphological associated features.

Bibliographie

- Abrahams, A. D., 1984. Channel networks: A geomorphological perspective, *Water Resour. Res.*, 20, 161–168.
- Abrams, D. M., Lobkovsky, A. E., Petroff, A. P., Straub, K. M., McElroy, B., Mohrig, D.C., Kudrolli, A., Rothman, D.H., 2009. Growth laws for channel networks incised by groundwater flow, *Nat. Geosci.*, 2(3), 193–196.
- Aharonson, O., Zuber, M.T., Rothman, D.H., Schorghofer, N., Whipple, K.X., 2002. Drainage basins and channel incision on Mars. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 99, 1780-1783.
- Allemand, P., Thomas, P.G., 1995. Localization of Martian ridges by impact craters: Mechanical and chronological implications. *J. Geophys. Res.* 100, E2, 3251-3262.
- Alley, R.B., Blankenship, D.D., Rooney, S.T., Bentley, C.R., 1989. Water-pressure coupling of sliding and bed deformation. III. Application to Ice Stream B, *J. Glaciol.*, 35, 131-139.
- Anderson, R.S., Anderson, S.P., 2010. *Geomorphology: The mechanics and chemistry of landscapes*. Cambridge University Press, 651p.
- Andrews-Hanna, J. C., 2012a. The formation of Valles Marineris: 1. Tectonic architecture and the relative roles of extension and subsidence. *J. Geophys. Res.* 117, E03006. doi:10.1029/2011JE003953.
- Andrews-Hanna, J. C., 2012b. The formation of Valles Marineris: 2. Stress focusing along the buried dichotomy boundary. *J. Geophys. Res.* 117, E04009. doi:10.1029/2011JE003954 .
- Andrews-Hanna, J. C., 2012c. The formation of Valles Marineris: 3. Trough formation through super-isostasy, stress, sedimentation, and subsidence. *J. Geophys. Res.* 117, E06002. doi:10.1029/2012JE004059 .
- Anguita, F., Farelo, A-F., Lopez, V., Mas, C., Munoz-Espadas, M-J., Marquez, A., Ruiz, J., 2001. Tharsis dome, Mars : New evidence for Noachian-Hesperian thick-skin and Amazonian thin-skin tectonics. *J. Geophys. Res.* 106, E4, 7577-7589.
- Anguita, F., Fernandez, C., Cordero, G., Carrasquilla, S., Anguita, J., Nunez, A., Rodriguez, S., Garcia, J., 2006. Evidences for a Noachian-Hesperian orogeny in Mars. *Icarus* 185, 331-357.

- Ansan, V., Mangold, N., 2006. New observations of Warrego Valles, Mars: Evidence for precipitation and surface runoff. *Planet. Space Sci.*, 54, 219–242.
- Ansan, V., Mangold, N., Masson, Ph., Gailhardis, E., Neukum, G., 2008. Topography of valley networks on Mars from Mars Express High Resolution Stereo Camera digital elevation models. *J. Geophys. Res.* 113, E07006, doi:10.1029/2007JE002986.
- Arenas, A., Danon, L., Díaz-Guilera, A., Gleiser, P. M., Guimerá, R., 2004. Community analysis in social networks. *European Physical Journal B* 38 (2): 373–380.
- Arfstrom, J.D., 2014. A possible tunnel valley network in East Kasei Valles, Mars. *Lunar Planet. Sci. Conf. Abstract* #1013.
- Armstrong J. C., Titus, T.N., Kieffer, H.H., 2005. Evidence for subsurface water ice in Korolev crater, Mars. *Icarus* 174, 360-372.
- Atkins, C.B., Barrett, P.J., Hicock, S.R., 2002. Cold glaciers erode and deposit: Evidence from Allan Hills, Antarctica. *Geology*, 27, 659–662.
- Attig, J.W., Mickelson, D.M., Clayton, L., 1989. Late Wisconsin landform distribution and glacier-bed conditions in Wisconsin. *J. Sediment. Geol.*, 62, 399-405.
- Baker, V.R., Nummedal, D., 1978. The channel Scablands. A guide to the geomorphology of the Columbia Basin, Washington. NASA, Washington, D.C.
- Baker, V.R., 1980. Some terrestrial analogs to dry valley systems on Mars, NASA Technical Memo TM 81776, 286-288.
- Baker, V.R., 1982. The channels of Mars. Univ. Tex. Press, Austin, 198p.
- Baker, V. R., 1985. Paleohydrological implications of valley networks on Mars, NASA Tech. Memo., TM87563, 313-315.
- Baker, V.R., Partridge, J.B., 1986. Small Martian valleys: pristine and degraded morphology. *J. Geophys. Res.*, 91, 3561-3572.
- Baker, V. R. Costa, J.E., 1987. Flood power. In Mayer, L. and Nash, D. (Eds), *Catastrophic Flooding*, Allen and Unwin, London, 1–24.
- Baker, V. R., Komar, P. D., 1987. Cataclysmic flood processes and landforms. In Graf, W. L. (Ed.), *Geomorphic Systems of North America*, *Geol. Soci. Am., The Geology of North America, Centennial Special Volume*, 2, 423–443.
- Baker, V.R., 1988. Evolution of valleys dissecting volcanoes on Mars and Earth. In *Sapping features of the Colorado plateau, a comparative planetary geology field guide*. Ed. Howard, A.D., Kochel, R.C., Holt, H.E., Washington D.C., National Aeronautics and Space Administration Special Publication, 491, 96-97.

- Baker, V. R., 1990. Spring sapping and valley network development, in *Groundwater Geomorphology: The Role of Subsurface Water*. In *Earth-Surface Processes and Landform*, edited by C. G. Higgins and D. R. Coates, Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 252, 235–265.
- Baker, V.R., Strom, R.G., Gulick, V.C., Kargel, J.S., Komatsu, G., Kale, V.S., 1991. Ancient oceans, ice sheets and the hydrological cycle on Mars. *Nature*, 352, 589-593.
- Baker, V. R., Carr, M.H., Gulick, V.C., Williams, C.R., Marley, S.M., 1992. Channels and valley network. In *Mars*, edited by H. H. Kieffer et al., pp. 493–522, Univ. of Ariz. Press, Tucson.
- Baker, V. R., 2001. Water and the Martian landscape. *Nature* 412, 228-236.
- Baker, V.R., Maruyama, S., Dohm, J.M., 2002. A theory for the geological evolution of Mars and related synthesis (Geomars). *Lunar. Planet. Sci.* 33, 1586 (abstract) [CD-ROM].
- Baker, V.R., 2008. Channeled Scabland morphology. In: Burr, D.M., Baker, V.R., Carling, P.A. (Eds), *Megaflooding on Earth and Mars*. Cambridge University Press.
- Ballantyne, C. K., Harris, C., 1994. *The periglaciation of Great Britain*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 330.
- Balme, M. R., Gallagher, C., 2009. An equatorial periglacial landscape on Mars. *Earth Planet. Sci. Lett.* 285, 1-15.
- Bandfield, J. L., Hamilton, V.E., Christensen, P.R., 2000. A Global View of Martian Surface Compositions from MGS-TES, *Science*, 287, 1626-30.
- Banerdt, W.B., Golombek, M.P., Tanaka, K.L., 1992. Stress and tectonics on Mars. In: Kieffer, H.H., Jakosky, B.M., Snyder, C.W., Matthews, M.S. (Eds.), *Mars*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 249-297. Chapter 8.
- Banks, M.E., et al., 2009. An analysis of Sinuous ridges in the southern Argyre Planitia, Mars using HiRISE and CTX images and MOLA data. *J. Geophys. Res.*, 114, E09003, doi:10.1029/2008JE003244.
- Banks, M. E., Byrne, S., Galla, K., McEwen, A.S., Bray, V.J., Dundas, C.M., Fishbaugh, K.E., Herkenhoff, K.E., Murray, B.C., 2010. Crater population and resurfacing of the Martian north polar layered deposits. *J. Geophys. Res.* 115, E08006. doi:10.1029/2009JE003523.
- Beaney, C.L., 2002. Tunnel channels in southeast Alberta, Canada: evidence for catastrophic channelized drainage. *Quaternary International* 90 (1), 67–74.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A., 1998. *Glaciers and Glaciation*. Edward Arnold, London. pp. 734.

- Berman, D.C., Hartmann, W.K., 2002. Recent Fluvial, Volcanic, and Tectonic Activity on the Cerberus Plains of Mars. *Icarus*, 159, 1–17.
- Berman, D.C., Hartmann, W.K., Crown, D.A., Baker, V.R., 2005. The role of arcuate ridges and gullies in the degradation of craters in the Newton Basin region of Mars. *Icarus* 178, 465–486.
- Beuf, S., Biju-Duval, B., De Charpal, O., Gariel, O., Bennacef, A., 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara – Sédimentation et discontinuités, évolution structurale d'un craton. Collection « Science et technique du pétrole », Volume 18, Publications de l'I.F.P., Paris, 464p.
- Bhattacharya, J. P., T. H. D. Payenberg, S. C. Lang, and M. Bourke, 2005. Dynamic river channels suggest a long-lived Noachian crater lake on Mars. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L10201, doi:10.1029/2005GL022747.
- Bibring, J.-P. et al., 2004. Perennial water ice identified in the south polar cap of Mars. *Nature*, 428, 627-630.
- Bibring, J.-P. et al., 2005. Mars surface diversity as revealed by the OMEGA/Mars Express observations. *Science*, 307, 1576–1581, doi:10.1126/science.1108806.
- Bibring, J.-P. et al., 2006. Global mineralogical Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science*, 312, 400-404, doi: 10.1126/science.1122659.
- Blasius, K. R., Cutts, J.A., Guest, J.E., Masursky, H., 1977. Geology of the Valles Marineris: first analysis of imaging from the Viking 1 Orbiter primary mission. *J. Geophys. Res.* 82, 4067-4091.
- Boone, S. J., Eyles, N., 2001. Geotechnical model for great plains hummocky moraine formed by till deformation below stagnant ice. *Geomorphology*, 38, 109-124.
- Bouley, S., Ansan, V., Mangold, N., Masson, Ph., Neukum, G., 2009. Fluvial morphology of Naktong Vallis, Mars: a late activity with multiple processes. *Planet. Space Sci.* 57, 982-999.
- Bouley, S., Craddock, R.A., 2014. Age dates of valley network drainage basins and subbasins within Sabaea and Arabia Terrae, Mars. *J. Geophys. Res. Planets*, 119, 1302–1310, doi:10.1002/2013JE004571.
- Boulton, G.S., Hindmarsh, R.C.A. 1987. Sediment deformation beneath glaciers; rheology and geological consequences. *Journal of Geophysical Research*, 92, 905.
- Boulton, G.S., Lunn, R., Vidstrand, P., Zatsepin, S., 2007. Subglacial drainage by groundwater - channel coupling and the origin of esker systems: Part I -

- glaciological observations. *Quaternary Science Reviews* 26, 1067 – 1090.
- Boulton, G.S., Hagdorn, M., Maillot, P.B., Zatsepin, S., 2009. Drainage beneath ice sheets: groundwater channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 28, 621 - 638.
- Bourgeois, O., Dauteuil, O., Van Vliet-Lanoe, B., 1998. Pleistocene subglacial volcanism in Iceland : tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 165-178.
- Bouwer, H., 1978. *Groundwater hydrology*. McGraw-Hill, New York, 480p.
- Brakenridge, G.R., 1985. Ancient hot springs on Mars – origins and paleoenvironmental significance of small Martian valleys. *Geology*, 13, 859-862.
- Brakenridge, G.R., 1988. Origin of fluvial valleys and early geological history, Aeolis Quadrangle, Quadrangle, Mars. *Geol. Soc. Am. Abstracts*, 20, 7, p A-76.
- Bremer, C.W., Clark, P.U., Haggerty, R., 2002. Modeling subglacial hydrology of the late Pleistocene Lake Michigan Lobe, Laurentide Ice Sheet. *Geological Society of America Bulletin* 114, 665–674.
- Brennand, T.A., Shaw, J., 1994. Tunnel channels and associated landforms, south -central Ontario: their implications for ice-sheet hydrology. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31, 505–522.
- Brennand, T.A., 2000, Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: Inferences from Laurentide eskers. *Canada. Geomorphology*, 32, 263–293.
- Brennand, T.A., Russell, H.A.J., Sharpe, D.R., 2006. Tunnel channel character and evolution in central southern Ontario. In, Knight, P.G., (Ed.), *Glacierscience and environmental change*, Blackwell Publishing Ltd, Oxford, 37-39.
- Brown, Hugh. A., 1967. *Cataclysms of the Earth*. Twayne Publishers Inc., New York.
- Burr, D. M., J. A. Grier, A. S. McEwen, and L. P. Keszthelyi, 2002. Repeated aqueous flooding from the Cerberus Fossae: Evidence for very recently extant, deep groundwater on Mars. *Icarus*, 159(1), 53– 73.
- Burr, D. M., Bruno, B.C., Lanagan, P.D., Glaze, L.S., Jaeger, W.L., Soare, R.J., Tseung, J., Skinner, J.A., Baloga, S.M., 2009. Mesoscale raised rim depressions (MRRDs) on Earth: A review of the characteristics, processes, and spatial distributions of analogs for Mars. *Planet. Space Sci.* 57, 579-596.
- Cabrol, N.A., Grin, E.A., 2001. Composition of the drainage network on early Mars. *Geomorphology* 37, 269–287.
- Caldarelli, G., De Los Rios, P., Montuori, M., Servedio, V.D.P., 2004. Statistical features of

- drainage basins in Mars channel networks. *Eur. Phys. J. B*, 38, 387–391, doi:10.1140/epjb/e2004-00132-y.
- Calvari, S., Pinkerton, H., 1998. Formation of lava tubes and extensive flow field during the 1991–93 eruption of Mount Etna. *J. Geophys. Res.* 103, 27291–27302.
- Caprarelli, G., Wang, B.Y., 2012. Wet Mars Implications of revised scaling calculations for Evros Vallis. *Australian J. Earth Sci. Inter. Geoscience J. Geol. Soc. Austr.*, 59, 263-276.
- Carlson, A.E., Jenson, J. W., Clark, P. U., 2007, Modeling the subglacial hydrology of the James Lobe of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 26, 1384-1397.
- Carr, M.H., 1974. Tectonism and volcanism of the Tharsis region of Mars. *J. Geophys. Res.* 79, 26, 3943-3949.
- Carr, M.H., Masursky, H., Baum, W.A., Blasius, K.R., Briggs, G.A., Cutts, J.A., Duxbury, T., Greeley, R., Guest, J.E., Smith, B.A., Soderblom, L.A., Veverka, J., Wellman, J.B., 1976. Preliminary results from the Viking orbiter imaging experiment. *Science*, 193, 766-776.
- Carr, M.H., 1979. Formation of Martian flood features by release of water from confined aquifers. *J. Geophys. Res.* 84, 2995-3007.
- Carr, M. H., Clow, G.C., 1981. Martian channels and valleys: Their characteristics, distribution, and age. *Icarus*, 48: 91-117.
- Carr, M.H., 1983. Stability of streams and lakes on Mars. *Icarus* 56, 476-495.
- Carr, M.H., 1995. The Martian drainage system and the origin of valley networks and fretted channels. *J. Geophys. Res.* 100, E4, 7479-7507.
- Carr, M.H., Chuang, F.C., 1997. Martian drainage densities. *J. Geophys. Res.* 102, 9145–9152.
- Carr, M. H., Malin, M.C., 2000. Meter-scale characteristics of Martian channels and valleys. *Icarus*, 146, 366–386.
- Carr, M.H., Head, J.W., 2003. Basal melting of snow on early Mars: a possible origin of some valley networks. *Geophys. Res. Lett.* 30, 24, 2245, doi:10.1029/2003GL018575.
- Carr, M.H., 2006. *The surface of Mars*. Cambridge University Press.
- Carr, M.H., Head, J.W., 2010. Geologic history of Mars. *Earth and Planet. Sc. Lett.* 294, 185-203.

- Catania, G., Paola, C., 2001. Braiding under glass. *Geology* v. 29, N. 3, p. 259 – 262.
- Cawkwell, F.G.L., 2007. The disappearing snows of Kilimanjaro: Crossing the border of irreversible environmental change? *Chimera* 22, 125-139.
- Chapman, M.G., 1994. Evidence, age, and thickness of a frozen paleolake in Utopia Planitia, Mars. *Icarus* 109, 393-406.
- Chapman, M.G., Soderblom, L.A., Cushing, G., 2005. Evidence of very young glacial process in central Candor Chasma, Mars. *Lunar Planet. Sci.* 36. Abstract 1850.
- Chapman, M.G., 2007. *The geology of Mars : evidence from Earth-based analogs.* Cambridge University Press.
- Charlton, R., 2008. *Fundamentals of fluvial geomorphology.* Routledge, N.Y., 234p.
- Chevrier, V.F., Ulrich, R., Altheide, T.S., 2009. Viscosity of liquid ferric sulfate solutions and application to the formation of gullies on Mars. *J. Geophys. Res.*, 114, E06001, doi :10.1029/2009JE003376.
- Chicarro, A.F., Schultz, P.H., Masson, Ph., 1985. Global and regional ridge patterns on Mars. *Icarus* 63, 153-174.
- Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W., 1988. *Applied hydrology.* McGraw-Hill Book Co., New York, NY.
- Christensen, P., J. Bandfield, M. Smith, V. Hamilton, R. Clark, 2000. Identification of a basaltic component on the Martian surface from Thermal Emission Spectrometer data, *J. Geophys. Res.*, 105(E4), 9609-9621.
- Christensen, P., J. Bandfield, M. Smith, V. Hamilton, R., et al., 2001. Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment: Investigation description and surface science results. *J. Geophys. Res.* 106, E10, doi: 10.1029/2000JE001370.
- Christensen, P., J., et al., 2004. Mineralogy at Meridiani Planum from the Mini-TES experiment on the Opportunity Rover. *Science*, 306, 1733-1739.
- Christoffersen, P., Tulaczyk, S., Wattrus, N.J., Peterson, J., Quintana-Krupinski, N., Clark, C.D., Sjunneskog, C., 2008. Large subglacial lake beneath the Laurentide Ice Sheet inferred from sedimentary sequences. *Geology*, 36, 563-566.
- Chojnacki, M., Hynek, B.M., 2008. Geological context of water-altered minerals in Valles Marineris, Mars. *J. Geophys. Res.* 113, E12005. doi: 10.1029/2007JE003070.
- Clark, B. C. et al., 1982. Chemical composition of the Martian fines. *J. Geophys. Res.*, 87, 10059-10067.

- Clarke, G.K.C., Mathews, W.H., Pack, R.T., 1984. Outburst floods from Glacial Lake Missoula. *Quaternary Research* 22, 289 - 299.
- Clark, C.D., 1997. Reconstructing the evolutionary dynamics of former ice sheets using multi-temporal evidence, remote sensing and GIS. *Quaternary Science reviews*, 16, 1067-1092.
- Clayton, L., Attig, J. W., Mickelson, D. M., 1999. Tunnel channels formed in Wisconsin during the last glaciation. In: Mickelson, D. M. & Attig, J. W. (eds.) *Glacial Processes Past and Present*. Geol. Soc. Am. Special Paper 337, 69–82.
- Clifford, S.M., 1987. Polar basal melting on Mars. *J. Geophys. Res.* 92, 9135-9152.
- Clifford, S.M., 1993. A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars. . *J. Geophys. Res.* 98, E6, doi: 10.1029/93JE00225.
- Clifford, S.M., Parker, T.J., 2001. The evolution of the Martian hydrosphere: Implications for the fate of a primordial ocean and the current state of the northern plains. *Icarus*, 154, 40-79.
- Clifford, S.M., et al., 2010. Depth of the Martian cryosphere : revised estimates and implications for the existence and detection of subpermafrost groundwater. *J. Geophys. Res.* 115, E07001, doi: 10.1029/2009JE003462.
- Colle, J., Cooke, W.F., Denham, R.L., Ferguson, H.C., McGuit, J.H., Reedy, F., Weaver, P., 1952. Sedimentary volumes in Gulf Coastal Plain of United States and Mexico— Part IV, Volume of Mesozoic and Cenozoic sediments in western Gulf Coastal Plain of United States. *Geol. Soc. Am. Bull.*,63, 1193-1200.
- Conway, S. J., Hovius, N., Barnie, T., Besserer, J., Le Mouélic, S., Orosei, R., Read, N.A., 2012. Climate-driven deposition of water ice and the formation of mounds in craters in Mars' north polar region. *Icarus* 220, 174-193.
- Conway, S. J., Gourronc, M., Patel, M., 2014. Laboratory simulations of the Transport capacity of water and brines under Martian conditions. *Lunar Planet. Sci.*, abstract # 2458.
- Costard, F. M., Kargel, J.S., 1995. Outwash plains and thermokarst on Mars. *Icarus* 114, 93-112.
- Craddock, R.A., Maxwell, T.A., Howard, A.D., 1997. Crater morphometry and modification in the Sinus Sabaeus and Margaritifer Sinus regions of Mars. *J. Geophys. Res.* 102(E6), 13321-13340, doi: 10.1029/97JE01084.
- Craddock, R.A., Howard, A.D., 2002. The case for rainfall on a warm, wet early Mars. *J. Geophys. Res.* 107(E11), 5111, doi:10.1029/2001JE001505.

- Creveling, J.R., Mitrovica, J.X., Chan, N.H., Latychev, K., Matsuyama, I., 2012. Mechanisms for oscillatory true polar wander. *Nature*, 491, 244-248.
- Crosta, G., Prisco, C., 1999. On slope instability induced by seepage erosion. *Can. J. Geotech.*, 36, 1056-1073.
- Crown, D.A., Price, K.H., Greeley, R., 1992. Geologic evolution of the east rim of the Hellas basin Mars. *Icarus* 100, 1-25.
- Cuffey, K. M., Conway, H., Gades, A.M., Hallet, B., Lorrain, R., Severinghaus, J.P., Steig, E.J., Vaughn, B., White, J.W.C., 2000. Entrainment at cold glacier beds. *Geology*, 28, 351-354.
- Cull et al., 2010. Composition of subsurface ices at the Mars Phoenix landing site. *J. Geophys. Res. Lett.* 37, L24203, doi:10.1029/2010GL045372.
- Cullen, N. J., Molg, T., Kaser, G., Hussein, K., Steffen, K., Hardy, D.R., 2006. Kilimanjaro Glaciers: Recent areal extent from satellite data and new interpretation of observed 20th century retreat rates. *Geophys. Res. Lett.* 33, L16502. doi:10.1029/2006GL027084.
- Cullen, N. J., Molg, T., Kaser, G., Steffen, K., Hardy, D.R., 2007. Energy-balance model validation on the top of Kilimanjaro, Tanzania, using eddy covariance data. *Ann. Glaciol.* 46, 227-233.
- Cutler, P.M., Colgan, P.M., Mickelson, D.M., 2002. Sedimentologic evidence for outburst floods from the Laurentide ice sheet margin in Wisconsin, USA: implications for tunnel-channel formation. *Quaternary International* 90 (1), 23–40.
- Cutts, J.A., Blasius, K.R., 1981. Origin of Martian outflow channels : The eolian hypothesis. *J. Geophys. Res.*, 86, B6, 5075-5102.
- Davila, A.F., et al., 2013. Evidence for Hesperian glaciation along the Martian dichotomy boundary. *Geology*, 41, 755-758.
- De Blasio, F. V., 2011. Landslides in Valles Marineris (Mars): A possible role of basal lubrication by sub-surface ice. *Planet. Space Sci.* 59, 1384-1392.
- Denton, G.H., Sugden, D.E., 2005. Meltwater features that suggest Miocene ice-sheet overriding of the transantarctic mountains in Victoria land, Antarctica. *Geografiska Annaler: series A, Physical Geography*, 87, 67-85.
- Destombes, J., Hollard, D.H., Willefert, S., 1985. Lower Palaeozoic Rocks of Morocco. In: C.H. Holland (Ed.), *Lower Palaeozoic of north-western and west central Africa*. Lower Palaeozoic rocks of the World. John.
- Dickson, J. L., Head, J.W., Marchant, D.R., 2008. Late Amazonian glaciation at the

- dichotomy boundary on Mars: Evidence for glacial thickness maxima and multiple glacial phases. *Geology* 36, 411-414.
- Dickson, J. L., Fassett, C.I., Head, J.W., 2009. Amazonian-aged fluvial valley systems in a climatic microenvironment on Mars: Melting of ice deposits on the interior of Lyot Crater. . *J. Geophys. Res.* 36, L08201, doi:10.1029/2009GL037472.
- Dickson, J. L., Head, J.W., Marchant, D.R., 2010. Kilometer-thick ice accumulation and glaciation in the northern mid-latitudes of Mars: Evidence for crater-filling events in the Late Amazonian at the Phlegra Montes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 294, 332-342.
- Dickson, J. L., Head, J.W., Fassett, C.I., 2012. Patterns of accumulation and flow of ice in the mid-latitudes of Mars during the Amazonian. *Icarus*, 219, 723-732.
- Dietrich, W.E., Wilson, C.J., Montgomery, D.R., McKean, J., Bauer, R., 1992. Erosion thresholds and land surface morphology. *Geology*, 20, 675-679.
- Dietrich, W.E., Wilson, C.J., Montgomery, D.R., McKean, J., 1993. Analysis of erosion thresholds, channel networks and landscape morphology using a digital terrain model. *J. Geology*, 101, 161-180.
- Dohm, J. M., Tanaka, K.L., 1999. Geology of the Thaumasia region, Mars: Plateau development, valley origins, and magmatic evolution, *Planet. Space Sci.*, 47, 411-431.
- Dohm, J.M., Barlow, N.G., Williams, J.P., Miyamoto, H., Ferris, J.C., Strom, R.G., Taylor, G.J., Fairen, A.G., Baker, V.R., Boynton, W.V., Keller, J.M., Kerry, K., Janes, B., Rodriguez, A., Hare, T.M., Anderson, R.C., 2007. Possible ancient giant basin and related water enrichment in the Arabia Terra province, Mars. *Icarus* 190, 74-92.
- Dunne, T., Leopold, L. B., 1978. *Water in Environmental Planning*. Freeman, p818.
- Dunne, T., 1980. Formation and controls of channel networks. *Prog. Phys. Geogr.*, 4, 211-239.
- 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 landform*, ed. Higgins, C.G., Coates, D.R., Spec. Pap. Geol. Sco. Am., 252, 11-28.
- Dunne, T., 1998. Critical data requirements for prediction of erosion and sedimentation in mountain drainage basins. *J. Am. Water Ressource Ass.*, 34, 795-808.
- Duvall, A., Kirby, E., Burbank, D.W., 2004. Tectonic and lithologic controls on channel profiles and processes in coastal California. *J. Geophys. RES.* 109, doi: 10.1029/2003JF000086.

- Easterbrook, D.J., 1999. Surface processes and landforms. Prentice-Hall, 546 p.
- Ehlers, J., 1996. Quaternary and glacial geology. John Wiley and Sons, Chichester.
- Ehlmann, B. L., Mustard, J.F., Murchie, S.L., et al., 2008. Orbital identification of carbonate-bearing rocks on Mars. *Science*, 322, 1828-1832.
- Ehlmann, B. L., J. F. Mustard, and S. L. Murchie, 2010. Geologic setting of serpentine deposits on Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L06201, doi:10.1029/2010GL042596.
- Ehrenfeucht, A., Rozenberg, G., Vermeir, D., 1981. On ETOL systems with finite tree-rank. *SIAM Journal on Computing*, 10 (1), 40–58.
- Escobar, L.A, Rodriguez-Iturbe, I., 1982. A modeling scheme for the study of drainage density. *Water Resources Res.* 18, 1029-1035.
- Etzelmüller, B., 2000. Quantification of thermo-erosion in pro-glacial areas – examples from Svalbard. *Z. Geomorph.* 44, 343-361.
- Evans, D.J.A., (Ed.) 2005. *Glacial Landscapes*. Arnold, London, pp. 544.
- Fanale, F. P., Salvail, J.R., Zent, A.P., Postawko, S.E., 1986. Global distribution and migration of subsurface ice on Mars. *Icarus* 67, 1-18.
- Fassett, C. I., Head, J.W., 2006. Valleys on Hectas Tholus, Mars: origin by basal melting of summit snowpack. *Planet. Space Sci.* 54, 370-378.
- Fassett, C. I., Head, J.W., 2007. Valley formation on Martian volcanoes in the Hesperian: Evidence for melting of summit snowpack, caldera lake formation, drainage and erosion on Ceranius Tholus. *Icarus*, 189, 118-135.
- Fassett, C. I., Head, J.W., 2008. The timing of Martian valley network activity: Constraints from buffered crater counting. *Icarus* 195, 61-89.
- Fassett, C. I., Dickson, J.,L., Head, J.W., Levy, J.S., Marchant, D.R., 2010. Supraglacial and proglacial valleys on Amazonien Mars. *Icarus* 208, 86-100.
- Fastook, J.L., Head, J.W., Marchant, D.R., Forget, F., 2008. Tropical mountain glaciers on Mars: Altitude-dependence of ice accumulation, accumulation conditions, formation times, glacier dynamics, and implications for planetary spin-axis/orbital history. *Icarus* 198, 305-317.
- Fastook, J.L., Head, J.W., Marchant, D.R., Forget, F., Madeleine, J-B., 2012. Early Mars climate near the noachian-hesperian boundary: Independent evidence for cold conditions from basal melting of the south polar ice sheet (Dorsa Argentea Formation) and implications for valley network formation. *Icarus* 219, 25–40.

- Feldman, W.C., et al., 2004. Global distribution of near-surface hydrogen on Mars. *J. Geophys. Res.*, 109, E09006, doi:10.1029/2003JE002160.
- Finnegan, N. J., Roe, G., Montgomery, D.R., Hallet, B., 2005. Control on the channel width of rivers: Implications for modeling fluvial incision of bedrock, *Geology*, 33, 229–232, doi:10.1130/G21171.1.
- Finnegan, N. J., Sklar, L., Fuller, T.K., 2007. Interplay of sediment supply, river incision, and channel morphology revealed by the transient evolution of an experimental bedrock channel. *J. Geophys. Res.*, 112, F03S11, doi:10.1029/2006JF000569.
- Fishbaugh, K. E., Head, J.W., 2001. Comparison of the north and south polar caps of Mars: New observations from MOLA data and discussion of some outstanding questions. *Icarus* 154, 145-161.
- Fishbaugh, K., Head, J.W., 2002. Chasma Boreale, Mars: Topographic characterization from Mars Orbiter Laser Altimeter data and implications for mechanisms of formation. *J. Geophys. Res.* 107(E3), doi:10.1029/2000JE001351.
- Flahaut, J., Quantin, C., Allemand, P., Thomas, P., 2010. Morphology and geology of the ILD in Capri/Eos Chasma (Mars) from visible and infrared data. *Icarus* 207, 175-185.
- Flahaut, J., Quantin, C., Clenet, H., Allemand, P., Mustard, J.F., Thomas, P., 2012. Pristine Noachian crust and key geologic transitions in the lower walls of Valles Marineris: Insights into early igneous processes on Mars. *Icarus* 221, 420-435.
- Ford, D. C., Williams, P.W., (Ed.) 2007. *Karst hydrogeology and geomorphology*. Wiley Chichester, London, pp. 562.
- 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, 368-371.
- Fountain, A. G., Nylen, T.H., MacClune, K.L., Dana, G.L., 2006. Glacier mass balances (1993-2001), Taylor Valley, McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *J. Glaciol.* 52, 451-462.
- Freeze, R. A., 1974. Streamflow generation. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 12(4), 627-647.
- Frey, H., and R. A. Schultz, 1988. Large impact basins and the mega-impact origin for the crustal dichotomy on Mars. *Geophys. Res. Lett.*, 15, 229–232.
- Fryirs, K.A., Brierley, G.J., 2012. *Geomorphologic analysis of river systems – An approach to reading the landscape*. Wiley and sons ed.

- Fueten, F., Stesky, R., MacKinnon, P., Hauber, E., Zegers, T., Gwinner, K., Scholten, F., Neukum, G., 2008. Stratigraphy and structure of interior layered deposits in west Candor Chasma, Mars, from High Resolution Stereo Camera (HRSC) stereo imagery and derived elevations. *J. Geophys. Res.* 113, E10008. doi:10.1029/2007JE003053.
- Fueten, F., Flahaut, J., Le Deit, L., Stesky, R., Hauber, E., Gwinner, K., 2011. Interior layered deposits within a perched basin, southern Coprates Chasma, Mars: Evidence for their formation, alteration, and erosion. *J. Geophys. Res.* 116, E02003.
- Gabler, R.E., Peteren, J.F., Trapasso, L.M., Sack, D., 2009. *Physical Geography*. 9th Edition, Belmont, CA: Brooks/Cole, 641p.
- Gaidos, E., Marion, G., 2003. Geological and geochemical legacy of a cold early Mars. *J. Geophys. Res.* 108, E6, 5055, doi:10.1029/2002JE002000.
- Garvin, J.B., Head, J.W., Marchant, D.R., Kreslavsky, M.A., 2006. High-latitude cold-based glacial deposits on Mars: Multiple superposed drop moraines in a crater interior at 70 degrees N latitude. *Meteoritics Planet. Sci.* 41, 1659-1674.
- Gendrin, A. et al., 2005. Sulfates in Martian Layered Terrains: The OMEGA/Mars Express View. *Science*, 307, 1587-91.
- Ghatan, G.J., Head, J.W., 2004. Regional drainage of meltwater beneath a Hesperian-aged south circumpolar ice sheet on Mars. *J. Geophys. Res.*, 109, E7, doi: 10.1029/2003JE002196.
- Ghienne, J.-F., Deynoux, M., Manatschal, G., Rubino, J.-L., 2003. Palaeovalleys and fault-controlled depocentres in the Late-Ordovician glacial record of the Murzuq Basin (central Libya). *Comptes Rendus Geoscience* 335, 1091–1100.
- Glock, W.S., 1931. The development of drainage systems and the dynamic cycle. *Ohio Journal of SCIENCE?* 31? 309-334.
- Goldspiel, J.M., Squyres, S.W., Jankowski, D.G., 1993. Topography of small Martian valleys. *Icarus*, 105, 479–500, doi:10.1006/icar.1993.1143.
- Goldspiel, J.M., Squyres, S.W., 2000. Groundwater sapping and valley formation on Mars. *Icarus*, 148, 176-192.
- Golombek, M. P., and Bridges, N. T., 2000. Erosion rates on Mars and implications for climate change: Constraints from the Pathfinder landing site. *J. Geophys. Res.*, v. 105, p. 1841-1853.
- Golombek, M.P., Anderson, F.S., Zuber, M.T., 2001. Martian wrinkle ridge topography: Evidence for subsurface faults from MOLA. *J. Geophys. Res.* 106, E10, 23-811-

23,821.

- Goudie, A.S., 2013. Arid and semi-arid geomorphology. Cambridge University Press.
- Graham, J.A., Heywood, K.J., Chavanne, C.P., Holland, P.R., 2013. Seasonal variability of water masses and transport on the Antarctic continental shelf and slope in the southeastern Weddell Sea. *J. Geophys. Res.* 118, 1-14.
- Grant, J.A., Parker, T.J., 2002. Drainage evolution in the Margaritifer Sinus region, Mars. *J. Geophys. Res.* 107(E9), 5066, doi:10.1029/2001JE001678.
- Greeley, R., Hyde, J.H., 1972. Lava tubes of cave basalt, mount-St-Helens, Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 2397-2418.
- Greeley, R., Spudis, P.D., 1981. Volcanism on Mars. *Review of Geophys. Space Physics* 19, 13-41.
- Greeley, R., Guest, J.E., 1987. Geological map of the eastern equatorial region of Mars. U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Map, I-1802B.
- Greff-Leffitz, M., 2004. Upwelling plumes, superswells and true polar wander. *Geophysical Journal International* 159 (3), 1125–1137.
- Gregoire-Mazzocco, H., Mangold, N., Costard, F., Ansan, V., Masson, P., Neukum, G., and the HRSC team., 2006. Estimate of discharge rates in Nanedi Valles, Mars. *Lunar Planet. Sci.* XXXVII, Abstract # 1806.
- Grotzinger, J.-P. et al., 2005. Stratigraphy and sedimentology of a dry to wet eolian depositional system, Burns formation, Meridiani Planum, Mars. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 240(1), 11-72, doi:10.1016/j.epsl.2005.09.039.
- Guidat, T., Pochat, S., Bourgeois, O., Soucek, O., 2014. Early Hesperian warm-based glaciation in Isidis Planitia, Mars. *Lunar Planet. Sci.* poster # 101.
- Gulick, V.C., Baker, V.R., 1990. Origin and evolution of valleys on martianvolcanoes. *J. Geophys. Res.* 95, 14325–14344.
- Gulick, V.C., 1993. Magmatic intrusions and hydrothermal systems: implications for the formation of Martian fluvial valleys. Ph.D. thesis, University of Arizona.
- Gulick, V.C., Baker, V.R., 1993. Fluvial erosion on Mars: Implications for paleoclimatic change. *Lunar Planet. Sci.* XXIV, abstract 587-588.
- Gulick, V.C., McKay, C.P., 1994. Origin of the fluvial valleys on Alba Patera: a possible atmospheric source. *Lunar Planet. Sci.* XXV, 491-492.
- Gulick, V.C., Tyler, D., McKay, C.P., 1997. Episodic ocean-induced CO₂ greenhouse on Mars: Implications for fluvial valley formation. *Icarus*, 130, 68-86.

- Gulick, V.C., 2001. Origin of the valley networks on Mars: a hydrological perspective. *Geomorphology*, 37, 241-268.
- Gupta, V. K., Waymire, E.C., 1989. Statistical self-similarity in river networks parameterized by elevation. *Water Resour. Res.*, 25(3):463-476.
- Haberle, R.M., 1998. Early Mars climate models. *J. Geophys. Res.* 103, E12, doi: 10.1029/98JE01396.
- Hack, J. T., 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 294, 45–80.
- Hamblin, W.K., 1976. Patterns of displacement along the Wasatchfault. *Geology* 4, 619–622.
- Hambrey, M. J., Huddart, D., Bennett, M.R., Glasser, N.F., 1997. Genesis of 'hummocky moraines' by thrusting in glacier ice: Evidence from Svalbard and Britain. *J. Geol. Soc.* 154, 623-632.
- Hancock, G. S., Anderson, R.S., Chadwick, O.A., Finkel, R.C., 1999. Dating fluvial terraces with ^{10}Be and ^{26}Al profiles: Application to the Wind River, Wyoming, *Geomorphology*, 27(1–2), 41–60.
- Hanna, J.C., Phillips, R.J., 2005. Hydrological modeling of the Martian crust with application to the pressurization of aquifers. *J. Geophys. Res.* 110, E1, doi: 10.1029/2004JE002330.
- Hapgood, C.H., 1958. *Earth's Shifting Crust*. Pantheon Books, New York.
- Harmar, O.P., 2004. Morphological and process dynamics of the Lower Mississippi River. Unpublished PhD thesis, University of Nottingham.
- Harmar, O.P., Clifford, N.J., 2007. Geomorphological explanation of the long profile of the Lower Mississippi River. *Geomorphology* 84, 222-240.
- Harrison, K.P., Grimm, R.E., 2004. Tharsis recharge: a source of groundwater for Martian outflow channels. *Geophys. Res. Lett.* 31, L14703, doi:10.1029/2004GL020502.
- Harrison, K. R., Chapman, M.G., 2008. Evidence for ponding and catastrophic floods in central Valles Marineris, Mars. *Icarus* 198, 351-364.
- Hartmann, W. K., Neukum, G., 2001. Cratering Chronology and the Evolution of Mars. *Space Sci. Rev.*, 96(1/4), 165-194.
- Hartmann, W. K., 2005. Martian cratering 8: Isochron refinement and the chronology of Mars. *Icarus*, 174, 294-320.

- Hauber, E., Van Gasselt, S., Ivanov, B., Werne, S., Head, J.W., Neukum, G., Jaumann, R., Greeley, R., Mitchell, K.L., Muller, P., and the HRSC Co-Investigator Team, 2005. Discovery of a flank caldera and very young glacial activity at Hecates Tholus, Mars. *Nature*, 434, 356-361.
- Head, J. W., Hallet, B., 2001. Origin of sinuous ridges in the Dorsa Argentea Formation: New observations and tests for the eskers hypothesis. *Lunar Planet. Sci.* XXXII, abstract 1373.
- Head, J. W., Pratt, S., 2001. Extensive Hesperian-aged south polar ice sheet on Mars : Evidence for massive melting and retreat, and lateral flow and ponding of meltwater. *J. Geophys. Res.*, 106, E6, 12275-12299.
- Head, J. W., Kreslavski, M.A., Pratt, S., 2002. Northern lowlands of Mars : Evidence for widespread volcanic flooding and tectonic deformation in the Hesperian Period. *J. of Geophys. Res.* 107:E1.
- Head, J. W., Marchant, D.R., 2003. Cold-based mountain glaciers on Mars: Western Arsia Mons. *Geology* 31, 641-644.
- Head, J. W., Mustard, J.F., Kreslavsky, M.A., Milliken, R.E., Marchant, D.R., 2003. Recent ice ages on Mars. *Nature* 426, 797-802.
- Head, J. W., Neukum, G., Jaumann, R., Hiesinger, H., Hauber, E., Carr, M., Masson, P., Foing, B., Hoffmann, H., Kreslavsky, M., Werner, S., Milkovich, S., van Gasselt, S., H. C.-I. Team, 2005. Tropical to mid-latitude snow and ice accumulation, flow and glaciation on Mars. *Nature*, 434, 346-351.
- Head, J. W., Marchant, D.R., 2006. Evidence for global-scale northern mid-latitude glaciation in the amazonian period of Mars: Debris-covered glacier and valley glacier deposits in the 30°-50°N latitude band. *Lunar Planet. Sci.* 37. Abstract 1127.
- Head, J. W., Marchant, D.R., Agnew, M.C., Fassett, C.I., Kreslavsky, M.A., 2006a. Extensive valley glacier deposits in the northern mid-latitudes of Mars: Evidence for Late Amazonian obliquity-driven climate change. *Earth Planet. Sci. Lett.* 241, 663-671.
- Head, J. W., Nahm, A.L., Marchant, D.R., Neukum, G., 2006b. Modification of the dichotomy boundary on Mars by Amazonian mid-latitude regional glaciation. *Geophys. Res. Lett.* 33, L08S03. doi:10.1029/2005GL024360.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 294, 306-320.

- Head, J.W., Moore, J.M., 2011. Late Hesperian to Early Amazonian midlatitude Martian valleys: Evidence from Newton and Gorgonum basins. *J. Geophys. Res.* 116, E05003, doi:10.1029/2010JE003782.
- Higgins, C.G., 1982. Drainage systems developed by sapping on Earth and Mars. *Geology*, 103, 147-152.
- Higgins, C.G., 1984. Piping and sapping: development of landforms by groundwater outflow. In: *Groundwater as a Geomorphic Agent*. R.G. LaFleur ed. Allen and Unwin. New York, 18-58 p.
- Hirst, J.P.P., Benbakir, A., Payne, D.F., Westlake, I.R., 2002. Tunnel valleys & density flow processes in the Upper Ordovician glacial succession, Illizi basin, Algeria : influence on reservoir quality. *Journal of Petroleum Geology*, 25: 297-324.
- Hobley, D.E.J., Howard, A.D., Moore, J.M., 2014. Fresh shallow valleys in the Martian midlatitudes as features formed by meltwater flow beneath ice. *J. Geophys. Res.* 119, 128-153, doi: 10.1002/2013JE004396.
- Hoefen, T.M., Clark, R.N., Bandfield, J.L., Smith, M.D., Pearl, J.C., Christensen, P.R., 2003. Discovery of olivine in the Nili Fossae region of Mars. *Science*, 302, 627-630.
- Hoffman, N., 2000. White Mars: A new model for Mars' surface and atmosphere based on CO₂. *Icarus*, 146, 326– 342.
- Hoffman, M. J., Fountain, A.G., Liston, G.E., 2008. Surface energy balance and melt thresholds over 11 years at Taylor Glacier, Antarctica. *J. Geophys. Res.* 113, F04014. doi:10.1029/2008JF001029.
- Hoke, M.R.T., Hynek, B.M., Tucker, G.E., 2011. Formation timescales of large Martian valley networks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 312, 1-12.
- Holbrook, J., Schumm, S.A., 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, 305, 287-306.
- Holt, J. W., Safaeinili, A., Plaut, J.J., Head, J.W., Phillips, R.J., Seu, R., Kempf, S.D., Choudhary, P., Young, D.A., Putzig, N.E., Biccari, D., Gim, Y., 2008. Radar Sounding Evidence for Buried Glaciers in the Southern Mid-Latitudes of Mars. *Science* 322, 1235-1238.
- Hooke, R.L, Jennings, C.E., 2006. Formation of the tunnel valleys of the southern Laurentide ice sheet. *Quaternary Science Reviews* 25, 1364 – 1372.
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins – hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 56,

275-370.

- Howard, A.D., 1967. Drainage analysis in geologic interpretations: a summation, *Am. Ass. Petro. Geol. Bull.*, 51, 2246-2259.
- Howard, A. D., 1981. Etched plains and braided ridges of the south polar region of Mars: Features produced by basal melting of ground ice ? NASA Tech. Memo 84211, 286-288.
- Howard, A. D., Cutts, J.A., Blasius, K.R. 1982. Stratigraphic relationships within Martian Polar Cap Deposits. *Icarus* 50, 161-215.
- Howard, A. D., Kerby, G., 1983. Channel changes in badland, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94 , 739-752.
- Howard, A.D., 1988. Groundwater sapping experiments and modeling, in *Sapping Features of the Colorado Plateau: A Comparative Planetary Geology Field Guide* , pp. 71 – 83, NASA, Washington, D. C.
- Howard, A.D., McLane, C.F., 1988. Erosion of cohesionless sediment by groundwater seepage. *Water Resources Res.*, 24, 1659-1674.
- Howard, A.D., 1998. Long profile development of bedrock channels: interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. In *river over rock: Fluvial processes in bedrock channels*. *Geophys. Monogr. Ser.*, 107, ed. Tinkler, K., Wohl, E.E., 297-319.
- Howard, A.D., Moore, J.M., Irwin, R.P., 2005. An intense epoch of widespread fluvial activity on early Mars: 1. Valley network incision and associates deposits. *J. Geophys. Res.* 110, E12S14, doi:10.1029/2005JE002459.
- Howard, A.D., Moore, J.M., 2012. Enigmatic valley in Northern Arabia: 800 km long, constant width, undulating profile, and no tributaries. *Lunar Planet. Sci. Conf.*, abstract #1106.
- Hurtrez, J.-E., Lucazeau, F., Lavé, J., Avouac, J-P., 1999. Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Siwalik Hills, central Nepal. *J. Geophys. Res.*, 104 (B6), 12,779-12,796.
- Hutchinson, J. N., 1991. Theme lecture: Periglacial and slope processes. *Engineering Geology Special Publications*, 7, 283-331. Geological Society, London.
- Hutchinson, J.N., Coope, G.R., 2002. Cambering and valley bulging, periglacial solifluction and Lateglacial Coleoptera at Dowdeswell, near Cheltenham. *Proceeding of the Geologists' Association*, 113, 291-300.

- Huuse, M., Lykke -Andersen, H. 2000. Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology & origin. *Quaternary Science Reviews*, 19: 1233-1253.
- Hynek, B.M., Phillips, R.J., 2001. Evidence for extensive denudation of the Martian highlands. *Geology*, 29, 407-410.
- Hynek, B.M., Beach M., Hoke M.R.T., 2007. Updated global map of Martian valley networks: implications for hydrologic processes. Second workshop on Mars valley networks, 39-42.
- Irwin, R.P., Howard, A.D., 2002. Drainage basin evolution in Noachian Terra Cimmeria, Mars. *J. Geophys. Res.* 107, E7, doi: 10.1029/2001JE001818.
- Irwin, R.P., Maxwell, T.A., Howard, A.D., Craddock, R.A., Leverington, D.W., 2002. A large paleolake basin at the head of Ma'adim Vallis, Mars. *Science*, 296, 2209-2212.
- Irwin, R.P., Howard, A.D., Maxwell, T.A., 2004. Geomorphology of Ma'adim Vallis, Mars, and associated paleolake basins. *J. Geophys. Res.* 109, E12009, doi:10.1029/2004JE002287.
- Irwin, R.P., Howard, A.D., Craddock, R.A., Moore, J.M., 2005. An intense epoch of widespread fluvial activity on early Mars: 2. Increase runoff and paleolake development. *J. Geophys. Res.* 110, E12S15, doi:10.1029/2005JE002460.
- Isbell, J.L., Miller, M.F., Wolfe, K.L., Lenaker, P.A., 2003. Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: was glaciation responsible for the development of northern hemisphere cyclothem? In: Chan, M.A., Archer, A.W. (Eds.), *Extremedepositional environments: mega end members in geologic time*. Geological Society of America Special Paper 370, 5–24.
- Ivanov, B.A., 2001. Mars/moon cratering rate ratio estimates. *Space Sci. Rev.* 96, 87–104.
- Ivanov, M.A., Head, J.W., 2001. Chryse Planitia, Mars: topographic configuration, outflow channel continuity and sequence, and tests for hypothesized ancient bodies of water using Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data. *J. Geophys. Res.* 106, 3275-3295.
- Jain, V., Sinha, R., 2005. Response of active tectonics on the alluvial Bagmati River, Himalayan foreland basin, eastern India. *Geomorphology*, 70, 339-356.
- Jakosky, B. M., Carr, M.H., 1985. Possible precipitation of ice at low latitudes of Mars during periods of high obliquity. *Nature* 315, 559-561.
- Jakosky, B. M., Phillips, R.J., 2001. Mars' volatile and climate history. *Nature* 412, 237-244.

- Janszen, A., 2012. Tunnel valleys: genetic models, sedimentary infill and 3D architecture. PhD thesis, Technische Universiteit Delft.
- Jaumann, R., et al., 2005. Interior channels in Martian valleys: Constraints on fluvial erosion by measurements of the MarsExpress High Resolution Stereo Camera. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16203, doi:10.1029/2005GL023415.
- Jaumann, R., et al., 2007. The High Resolution Stereo Camera (HRSC) experiment on Mars Express: Instrument aspects and experiment conduct from interplanetary cruise through the nominal mission. *Planet Space Sci.* 55, 928-952.
- Johnson, D.W., 1933. The development of drainage systems and the dynamic cycle. *Geographic Review*, 23, 114-121.
- Johnson, M. D. 1999. Spooner Hills, northwest Wisconsin: high-relief hills carved by subglacial meltwater of the Superior Lobe. In: Mickelson, D. M. & Attig, J. W. (eds.) *Glaciers Past and Present*. *Geol. Soc. Am. Special Paper* 337, 83-92.
- Jones, A. P., McEwen, A.S., Tornabene, L.L., Baker, V.R., Melosh, H.J., Berman, D.C., 2011. A geomorphic analysis of Hale crater, Mars: The effects of impact into ice-rich crust. *Icarus*, 211(1), 259-272.
- Jørgensen, F., Sandersen, P.B.E., 2006. Buried & open tunnel valleys in Denmark--erosion beneath multiple ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, 25, 1339-1363.
- Kadish, S. J., Head, J.W., Barlow, N.G., Marchant, D.R. 2008. Martian pedestal craters: Marginal sublimation pits implicate a climate-related formation mechanism. *Geophys. Res. Lett.* 35.
- Kamb, B., 1987. Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system. *Journal of Geophysical Research* 92, 9083-1000.
- Kargel, J. S., Strom, R.G., 1992. Ancient glaciation on Mars. *Geology* 20, 3-7.
- Kargel, J.S., Baker, V.R., Beget, J.E., Lockwood, J.F., Pewe, T.L., Shaw, J.S., Strom, R.G., 1995. Evidence of ancient continental glaciation in the Martian northern plains. *J. Geophys. Res.* 100, E3, 5351-5368.
- Kasting, J.F., 1991. CO₂ condensation and the climate of early Mars. *Icarus*, 94, 1-13.
- Ke, Y., Solomatov, V.S., 2006. Early transient superplumes and the origin of the Martian crustal dichotomy. *J. Geophys. Res.* 111, E10001, doi:10.1029/2005JE002631.
- Kehew, A.E., Nicks, L.P., Straw, W.T., 1999. Palimpsest tunnel valleys: evidence for relative timing of advances in an interlobate area of the Laurentide Ice Sheet. *Annals of Glaciology*, 28, 47-52.

- Kehew, A.E., Kozlowski, A.L., 2007. Tunnel channels of the Saginaw Lobe, Michigan, USA. In: Johansson, P., Sarala, P. (Eds.), *Applied Quaternary Research in the Central Part of Glaciated Terrain*. Geological Survey of Finland, Special Paper 46, 69-78.
- Kehew, A.E., Piotrowski, J.A., Jørgensen, F., 2012. Tunnel valleys: Concepts and controversies – A review. *Earth - Science Reviews* 113 (1 -2), 33-58.
- Kereszturi, A., 2005. Cross-sectional and longitudinal profiles of valleys and channels in Xanthe Terra on Mars. *J. Geophys. Res.* 110, E12S17, doi: 10.1029/2005JE002454.
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29, 415-418.
- Kite, E.S., Matsuyama, I., Manga, M., Perron, J.T., Mitrovica, J.X., 2009. True polar wander driven by late-stage volcanism and the distribution of paleopolar deposits on Mars. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 280, 254-267.
- Kite, E.S., Halevy, I., Kahre, M.A., Wolff, M.J., Manga, M., 2013. Seasonal melting and the formation of sedimentary rocks on Mars, with predictions for the Gale Crater mound. *Icarus*, 223, 181-210.
- Kite, E.S., Williams, J.P., Lucas, A., Aharonson, O., 2014. Low pressure of the Martian atmosphere estimated from the size distribution of ancient craters. *Nature Geoscience*, 7, 335-339.
- Kjaer K.H., Kruger, J., 2001. The final phase of dead-ice moraine development: processes and sediment architecture, Kötlujökull, Iceland. *Sedimentology* 48, 935-952
- Knapmeyer, M., Oberst, J., Hauber, E., Wählisch, M., Deuchler, C., Wagner, R., 2006. Working models for spatial distribution and level of Mars' seismicity. *J. Geophys. Res.* 111, E11006, doi:10.1029/2006JE002708.
- Kochel, R. C., Piper, J.F., 1986. Morphology of large valleys on Hawaii—Evidence for groundwater sapping and comparisons with Martian valleys, *J. Geophys. Res.*, Proc. Lunar Planet Sci. Conf. 17th, Part 1 , 91 , suppl., E175–E192.
- Komatsu, G., Geissler, P.E., Strom, R.G., Singer, R.B., 1993. Stratigraphy and erosional landforms of layered deposits in Valles Marineris, Mars. *J. Geophys. Res.* 98, E6, 11105-11121, doi: 10.1029/93JE00537.
- Komatsu, G., Ori, G.G., Ciarcelluti, P., Litasov, Y.D., 2004. Interior layered deposits of Valles Marineris, Mars: analogous subice volcanism related to Baikal Rifting, Southern Siberia. *Planet. Space Sci.* 52, 167-187.
- Kowalewski, D. E., Marchant, D.R., Levy, J.S., Head, J.W., 2006. Quantifying low rates of

- summertime sublimation for buried glacier ice in Beacon Valley, Antarctica. *Antarct. Sci.* 18, 421-428.
- Kowalewski, D. E., Marchant, D.R., Swanger, K.M., Head, J.W., 2011. Modeling vapor diffusion within cold and dry supraglacial tills of Antarctica: Implications for the preservation of ancient ice. *Geomorphology* 126, 159-173.
- Kozlowski, A. L., Kehew, A. E., Bird, B. C., 2005. Outburst flood origin of the central Kalamazoo River valley, Michigan, USA. *Quaternary Science Reviews* 24, 2354–2374.
- Kreslavsky, M. A., Head, J.W., 2002. Mars: Nature and evolution of young latitude-dependent water-ice-rich mantle. *Geophys. Res. Lett.* 29, 1719. doi:10.1029/2002GL015392.
- Kreslavsky, M. A., Head, J.W., 2006. Modification of impact craters in the northern plains of Mars: Implications for Amazonian climate history. *Meteoritics and Planet. Sci.* 41, 1633-1646.
- Kristensen, T. B., Huuse, M, Piotrowski, J. A., Clausen, O. R. 2007. A morphometric analysis of tunnel valleys in the eastern North Sea based on 3D seismic data. *J. Quaternary Sci.*, Vol. 22 pp. 801–815. ISSN 0267-8179.
- Kuhle, M., 1999. Reconstruction of an approximately complete Quaternary Tibetan inland glaciation between the Mt. Everest- and Cho Oyu Massifs and the Aksai Chin. A new glaciogeomorphological SE–NW diagonal profile through Tibet and its consequences for the glacial isostasy and Ice Age cycle. *Geoj. Lib.* 47, 3-276.
- Lague, D., Davy, P., Crave, A., 2000. Estimating uplift rate and erodibility from the area–slope relationship: Examples from Brittany (France) and numerical modelling, *Phys. Chem. Earth, Part A*, 25(6–7), 543–548.
- Laity, J.E., Malin, M.C., 1985. Sapping processes and the development of theater-headed valley networks in the Colorado Plateau. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, 203-217.
- Lamb, M.P., Dietrich, W.E., Aciego, S.M., De Paolo, D.J., Manga, M., 2008. Formation of Box Canyon, Idaho, by Megaflood: implications for seepage erosion on Earth and Mars. *Science*, 320, 1067-1070.
- Laskar, J., Levrard, B., Mustard, J.F., 2002. Orbital forcing of the Martian polar layered deposits. *Nature*, 419, 375-377.
- Laskar, J., Correia, A.C.M., Gastineau, M., Joutel, F., Levrard, B., Robutel, P., 2004. Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars. *Icarus* 170, 343-364.
- Lavé, J., Avouac, J.P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills,

- Himalayas of central Nepal. *J. Geophys. Res.*, 105, 5735-5770.
- Lavé, J., Avouac, J.P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *J. Geophys. Res.*, 106, doi: 10.1029/2001JB000359.
- Le Deit, L., Le Mouelic, S., Bourgeois, O., Combe, J.P., Mege, D., Sotin, C., Gendrin, A., Hauber, Z., Mangold, N., Bibring, J.P., 2008. Ferric oxides in East Candor Chasma, Valles Marineris (Mars) inferred from analysis of OMEGA/Mars Express data: Identification and geological interpretation. *J. Geophys. Res.* 113, E07001. doi:10.1029/2007JE002950.
- Le Deit, L., Bourgeois, O., Mege, D., Hauber, E., Le Mouelic, S., Masse, M., Jaumann, R., Bibring, J.P., 2010. Morphology, stratigraphy, and mineralogical composition of a layered formation covering the plateaus around Valles Marineris, Mars: Implications for its geological history. *Icarus* 208, 684-703.
- Le Deit, L., Flahaut J., Quantin C., Hauber E., Mège D., Bourgeois O., Gurgurewicz J., Massé M., Jaumann R., 2012. Extensive surface pedogenic alteration of the Martian Noachian crust suggested by plateau phyllosilicates around Valles Marineris. *J. Geophys. Res.* 117, E00J05. doi:10.1029/2011JE003983.
- Lefort, A., Russell, P.S., Thomas, N., McEwen, A.S., Dundas, C.M., Kirk, R.L., 2009. Observations of periglacial landforms in Utopia Planitia with the High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE). *J. Geophys. Res.* 114, E04005. doi:10.1029/2008JE003264.
- Le Heron, D.P., Craig, J. 2008. First order reconstruction of a Late Ordovician Saharan ice sheet. *Journal of the Geological Society of London*, 165: 19-29.
- Lemoine, F.G., et al., 2001. An improved solution of the gravity field of Mars (GMM-2B) from Mars Global Surveyor. *J. Geophys. Res.*, 106, E10, doi: 10.1029/2000JE001426.
- Léonard, J., Richard, G., 2004. Estimation of runoff critical shear stress for soil erosion from soil shear strength. *Catena*, 57, 233-249.
- Leopold, L. B., Maddock Jr.T., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 52.
- Lesemann, J.-E., Brennand, T.A., 2009. Regional reconstruction of subglacial hydrology and glaciodynamic behaviour along the southern margin of the Cordilleran Ice Sheet in British Columbia, Canada and northern Washington State, USA. *Quaternary Science Reviews* 28, 2420-2444.
- Leverington, D.W., 2004. Volcanic rilles, streamlined islands, and the origin of outflow channels on Mars. *J. Geophys. Res.* 109, E10011, doi:10.1029/2004JE002311.

- Leverington, D.W., 2011. A volcanic origin for the outflow channels of Mars: Key evidence and major implications. *Geomorphology*, 132, 51-75.
- Levrard, B., Forget, F., Montmessin, F., Laskar, J., 2004. Recent ice-rich deposits formed at high latitudes on Mars by sublimation of unstable equatorial ice during low obliquity. *Nature* 431, 1072-1075.
- Levy, J.S., Head, J.W., Marchant, D.R., 2007. Lineated valley fill and lobate debris apron stratigraphy in Nilosyrtris Mensae, Mars: Evidence for phases of glacial modification of the dichotomy boundary. *J. Geophys. Res.* 112, E08004. doi:10.1029/2006JE002852.
- Levy, J.S., Head, J.W., Marchant, D.R., 2009. Thermal contraction crack polygons on Mars: Classification, distribution, and climate implications from HiRISE observations. *J. Geophys. Res.* 114, E01007. doi:10.1029/2008JE003273.
- Li, Z.X., Evans, D.A.D., Zhang, S., 2004. A 90° spin on Rodinia: possible causal links between the Neoproterozoic supercontinent, superplume, true polar wander and low-latitude glaciation. *Earth and Planetary Science Letters* 220, 409–421.
- Livingstone, S.J., Ó Cofaigh, C. Evans, D.J.A., 2008. Glacial geomorphology of the central sector of the last British-Irish Ice Sheet. *Journal of Maps*, 2008; 358-377.
- Livingstone, S.J., Clark, C.D., Woodward, J., Kingslake, J., 2013. Potential subglacial lake locations and meltwater drainage pathways beneath the Antarctic and Greenland ice sheets. *The cryosphere*, 7, 1721-1740.
- Lliboutry, L., 1968. General Theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers, *J. Glaciol.*, 7, 21-58.
- Lobkovsky, A.E., Smith, S.E., Kudrolli, A., Mohrig, D.C., Rothman, D.H., 2007. Erosive dynamics of channels incised by subsurface water flow. *J. Geophys. Res.*, 112, F03S12, doi:10.1029/2006JF000517.
- Loget, N., 2005. Dynamique de l'érosion fluviale consécutive à une chute du niveau de base. L'exemple de la crise de salinité messinienne. Thèses Université de Rennes, Université de Rennes 1.
- Lucas, A., Mangeney, A., 2007. Mobility and topographic effects for large Valles Marineris landslides on Mars, *Geophys. Res. Lett.* 34, L10201. doi:10.1029/2007GL029835.
- Lucas, A., Mangeney, A., Mège, D., Bouchut, F., 2011. Influence of the scar geometry on landslide dynamics and deposits: Application to Martian landslides. *J. Geophys. Res.* 116, E10001, doi:10.1029/2011JE003803.
- Lucchitta, B.K., 1977. Morphology of chasma walls, Mars. *J. Res. U.S. Geol. Surv.* 6, 651–662.

- Lucchitta, B.K., 1978. A large landslide on Mars. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 1601-1609.
- Lucchitta, B. K., 1979. Landslides in Valles Marineris, Mars. *J. Geophys. Res.* 84, 8097-8113.
- Lucchitta, B. K., 1981. Mars and Earth – Comparison of cold-climate features. *Icarus* 45, 264-303.
- Lucchitta, B. K., 1982. Ice sculpture in the Martian outflow channels. *J. Geophys. Res.* 87, B12, 9951-9973.
- Lucchitta, B.K., McEwen, A.S., Clow, G.D., Geissler, P.E., Singer, R.B., Schultz, R.A., Squyres, S.W., 1992. Valles Marineris. In: Kiefer, W.S., et al. (Eds.), *Mars*. Univ. Arizona Press, Tucson, pp. 453–492.
- Lucchitta, B. K., Isbell, N.K., Howingtonkraus. A., 1994. Topography of Valles-Marineris - Implications for erosional and structural history. *J. Geophys. Res.* 99, 3783-3798.
- Lucchitta, B. K., 1999. Geologic map of Ophir and Central Candor Chasmata (MTM - 05072) of Mars. *U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Series Map I-2568*.
- Luo, W., 2002. Hypsometric analysis of Margaritifer Sinus and origin of valley networks. *J. Geophys. Res.*, 107, E10, doi: 10.1029/2001JE001500.
- Luo, W., Stepinski, T.F., 2009. Computer-Generated Global Map of Valley Networks on Mars, *J. Geophys. Res.*, 114, E11010.
- Luo, W., 2014. Impact cratering as a major factor controlling valley dissection density on Mars – a geographical detector approach. *Lunar Planet. Sci. abstract #2580*.
- Mackin, J.H., 1948. Concept of the graded river. *Geol. Soc. Am.* 59, 463-512.
- Madeleine, J. B., Forget, F., Head, J.W., Levrard, B., Montmessin, F., Millour, E., 2009. Amazonian northern mid-latitude glaciation on Mars: A proposed climate scenario. *Icarus* 203, 390-405.
- Maizels, J.K., 1992. Boulder ring structures produced during Jökulhlaup flows - Origin and hydraulic significance. *Geogr. Ann.* 74, 21-33.
- Malin, M.C., Carr, M.H., 1999. Groundwater formation of Martian valleys. *Nature*, 397, 589-591.
- Malin, M. C., Edgett, K.S., 2000. Sedimentary rocks of early Mars. *Science*, 290, 1927-1937.
- Malin, M. C., Edgett, K.S., 2001. Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera: Interplanetary cruise through primary mission. *J. Geophys. Res.* 106, 23429-

23570.

- Malin, M. C., Edgett, K.S., 2003. Evidence for persistent flow and aqueous sedimentation on early Mars. *Science*, 302, 1931-1934, doi:10.1126/science.1090544.
- Malin M.C., et al., 2007. Context Camera investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter. *J. Geophys. Res.* 112, E5, doi : 10.1029/2006JE002808.
- Manga, M., 2004. Martian floods at Cerberus Fossae can be produced by groundwater discharge. *Geophys. Res. Lett.* 31, L02702, doi:10.1029/2003GL018958.
- Mangold, N., Allemand, P., 2001. Topographic analysis of features related to ice on Mars. *Geophys. Res. Lett.* 28, 407-410.
- Mangold, N. ; Quantin C. ; Ansan V. ; Delacourt C. ; Allemand P., 2004. Evidence for precipitation on Mars from dendritic valleys in the Valles Marineris Area, in *Science*, vol. 305,78-81.
- Mangold, N., 2005. High latitude patterned grounds on Mars: Classification, distribution and climatic control. *Icarus* 174, 336-359.
- Mangold, N., 2011a. Ice sublimation as a geomorphic process: A planetary perspective. *Geomorphology* 126, 1-17.
- Mangold, N., 2011b. Water ice sublimation-related landforms on Mars. *Geol. Soc.l Spec. Publ.* 356,133-149.
- Mangold, N., 2012.
- Marchant, D. R., Lewis, A.R., Phillips, W.M., Moore, E.J., Souchez, R.A., Denton, G.H., Sugden, D.E., Potter, N., Landis, G.P., 2002. Formation of patterned ground and sublimation till over Miocene glacier ice in Beacon Valley, southern Victoria Land, Antarctica. *Geol. Soc. Am. Bull.* 114, 718-730.
- Marchant, D. R., Head, J.W. 2007. Antarctic dry valleys: Microclimate zonation, variable geomorphic processes, and implications for assessing climate change on Mars. *Icarus* 192, 187-222.
- Marcus, A., 1980. First-order drainage basin morphology—Definition and distribution. *Earth Surf. Processes*, 5, 389–398.
- Maritan, A., Rinaldo, A., Rigon, R., Giacometti, A., Rodriguez-Iturbe, I., 1996. Scaling laws for river networks. *Phys. Rev.* E53(2):1510–15.
- Marshall, S. J., James, T.S., Clarke, G.K.C., 2002. North American Ice sheet reconstructions at the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, 175-192.

- Marshall, S. J., 2005. Recent advances in understanding ice sheet dynamics. *Earth Planet.Sci. Lett.* 240, 191-204.
- Martinez-Alonso, S., Mellon, M.T., Banks, M.E., Keszthelyi, L.P., McEwen, A.S., The HiRISE team, 2011. Evidence of volcanic and glacial activity in Chryse and Acidalia Planitiae, Mars. *Icarus* 212, 597-621.
- Massé M., et al., 2008. Mineralogical composition, structure, morphology, and geological history of Aram Chaos crater fill on Mars derived from OMEGA Mars Express data. *J. Geophys. Res.* 113, E12, doi : 10.1029/2008JE003131.
- Massé M., 2010. Nature et origine des dépôts de sulfate dans les régions équatoriales et polaires de Mars. Comparaison morphologique et minéralogique entre Aram Chaos et la calotte polaire Nord (Nature and origin of sulfate deposits in equatorial and polar regions of Mars. Morphological and mineralogical comparison of Aram Chaos and the North Polar Cap). Ph.D. Thesis, Université de Nantes, France.
- Masursky, H., 1973. Mars geologic history and processes. *American Ass. Petro. Geol.*, 57, 1843-1843.
- Masursky, H., Boyce, J. M., Dial, A.L., Schaber, G.G., Strobell, M. E., 1977. Classification and time of formation of Martian channels based on Viking data. *J. Geophys. Res.* 82, 4016-4038.
- Matsubara, Y., Howard, A.D., Gochenour, J.P., 2013. Hydrology of early Mars: Valley network incision. *J. Geophys. Res.* 118, 1365-1387, doi:10.1002/jgre.20081.
- Mattson, L. E., Gardner, J.S., Young, G.J., 1993. Ablation on debris covered glaciers: an example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya. *IAHS-AISH P.* 218, 289-296.
- McCauley, J. F., M. H. Carr, J. A. Cutts, W. K. Hartmann, H. Masursky, D. J. Milton, R. P. Sharp, and D. E. Wilhelms, 1972. Preliminary Mariner 9 report on the geology of Mars, *Icarus*, 17, 289-327.
- McCauley, J.F., 1978. Geologic Map of the Coprates Quadrangle of Mars. scale 1 : 5,000,000, U.S. Geol. Survey Misc. Inv. Ser. Map I-897.
- McEwen, A. S., Malin, M.C., Carr, M.H., Hartmann, W.K., 1999. Voluminous volcanism on early Mars revealed in Valles Marineris. *Nature* 397, 584-586.
- McEwen, A. S., et al., 2007. Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE). *J. Geophys. Res.*, 112, E5, doi: 10.1029/2005JE002605.

- McSween, H. Y., 1994. What we have learned about Mars from SNC meteorites, *Meteoritics & Planetary Science*, 29, 757–779.
- McSween, H. Y., 2002. Leonard Medal Address : The rocks of Mars, from far and near. *Meteoritics and Planetary Science*, 37, 7–25.
- McSween, H. Y., T. L. Grove and M. B. Wyatt, 2003. Constraints on the composition and petrogenesis of the Martian crust. *J. Geophys. Res.*, 108(E12), 5135.
- McSween, H. Y., 2007. Mars. *Treatise on Geochemistry*, 1-27.
- Mège, D., Masson, P., 1996a. Stress models for Tharsis formation, Mars. *Planet. Space Sci.* 44, 1471-1497.
- Mège, D., Masson, P., 1996b. Amounts of crustal stretching in Valles Marineris, Mars. *Planet. Space Sci.* 44, 749-782.
- Mège, D., Bourgeois, O., 2011. Equatorial glaciations on Mars revealed by gravitational collapse of Valles Marineris wallslopes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 310, 182-191.
- Mellon, M.T., Jakosky, B.M., Postawko, S.E., 1997. The persistence of equatorial ground ice on Mars. *J. Geophys. Res.* 102, E8, doi: 10.1029/97JE01346.
- Melosh, H.J., Vickery, A.M., 1989. Impact erosion of the primordial atmosphere of Mars. *Nature*, 338, 487-489.
- Metz, J., Grotzinger, J., Okubo, C., Milliken, R., 2010. Thin skinned deformation of sedimentary rocks in Valles Marineris, Mars. *J. Geophys. Res.* 115, E11004. doi:10.1029/2010JE003593.
- Metzger, S.M., 1991. A survey of esker morphometries, the connection to New York state glaciation and criteria for subglacial melt-water channel deposits on the planet Mars. *Lunar Planet. Sci.*, XXII, 891-892.
- Michalski, J., Niles, P.B., 2012. Atmospheric origin of Martian interior layered deposits: links to climate change and the global sulfur cycle. *Geology*, 40, 419-422.
- Milkovich, S. M., Head, J.W., 2005. North polar cap of Mars: Polar layered deposit characterization and identification of a fundamental climate signal. *J. Geophys. Res.* 110.
- Milkovich, S. M., Head, J.W., Marchant, D.R., 2006. Debris-covered piedmont glaciers along the northwest flank of the Olympus Mons scarp: Evidence for low-latitude ice accumulation during the Late Amazonian of Mars. *Icarus* 181, 388-407.
- Milliken, R.E., et al., 2008. Opaline silica in young deposits on Mars. *Geology*, 36, 847-850.

- Milton, D.J., 1973. Water and processes of degradation in the Martian landscape. *J. Geophys. Res.* 78, 4037-4047.
- Mischna M.A., Richardson, M.I., Wilson, R.J., McCleese D.J., 2003. On the orbital forcing of Martian water and CO₂ cycles: a general circulation model study with simplified volatile schemes. *J. Geophys. Res.* 108, E65062.
- Mitsch, W.J., Day Jr., J.W., Gilliam, J.W., Groffman, P.M., Hey, D.L., Randall, G.W., Wang, N., 2001. Reducing nitrogen loading to the Gulf of Mexico from the Mississippi River Basin: strategies to counter a persistent ecological problem. *Bioscience* 51, 373–388.
- Molg, T., Hardy, D.R., Kaser, G., 2003. Solar-radiation-maintained glacier recession on Kilimanjaro drawn from combined ice-radiation geometry modeling. *J. Geophys. Res.* 108, D234731. doi:10.1029/2003JD003546.
- Molg, T., Hardy, D.R., 2004. Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro. *J. Geophys. Res.* 109, D16104. doi:10.1029/2003JD004338.
- Molg, T., Hardy, D.R., Cullen, N.J., Kaser, G., 2005. Tropical glaciers in the context of climate change and society: Focus on Kilimanjaro (East Africa). In : Orlove, B., and Beniston (Eds.), *Contribution to Mountain Glaciers and Society Workshop*, California Univ. Press. Wengen, pp 28.
- Molg, T., Cullen, N.J., Hardy, D.R., Kaser, G., Klok, L., 2008. Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate. *Int. J. Climatol.* 28, 881-892.
- Mollard, J. D., 2000. Ice-shaped ring-forms in Western Canada: their airphoto expressions and manifold polygenetic origins. *Quatern. Int.* 68, 187-198.
- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., 1992. Channel initiation and the problem of landscape scale. *Science*, 255, 826-830.
- Mooers, H. D., 1989. On the formation of tunnel valleys of the Superior Lobe, central Minnesota. *Quaternary Research* 32, 24–35.
- Moore, J. M., A. D. Howard, W. E. Dietrich, and P. M. Schenk, 2003. Martian Layered Fluvial Deposits: Implications for Noachian Climate Scenarios. *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 2292, doi:10.1029/ 2003GL019002.
- Moore, J. M., Howard, A.D., 2005. Large alluvial fans on Mars. *J. Geophys. Res.* 110, E4, doi: 10.1029/2004JE002352.
- Morgan, G.A., Head, J.W., 2009. Sinton crater, Mars: Evidence for impact into a plateau icefield and melting to produce valley networks at the Hesperian–Amazonian boundary. *Icarus*. 202, 39-59.

- Morgenstern, A., Hauber, E., Reiss, D., van Gasselt, S., Grosse, G., Schirrmeyer, L., 2007. Deposition and degradation of a volatile-rich layer in Utopia Planitia and implications for climate history on Mars. *J. Geophys. Res.* 112.
- Mustard, J., S. Murchie, S. Erard, and J. Sunshine, 1997. In situ compositions of Martian volcanics: Implications for the mantle, *J. Geophys. Res.*, 102(E11), 25605-25615.
- Mustard, J., S., et al., 2008. Hydrated silicate minerals on Mars observed by the Mars reconnaissance orbiter CRISM instrument. *Nature*, 454, 305-309.
- Nachon et al., 2014. Calcium sulfate veins characterized by ChemCam/Curiosity at Gale crater. *J. Geophys. Res. Planets*, 119, 1991–2016, doi:10.1002/2013JE004588.
- Nedell, S. S., Squyres, S.W., Andersen, D.W., 1987. Origin and evolution of the layered deposits in the Valles Marineris, Mars. *Icarus* 70, 409-441.
- Neukum, G., Ivanov, B.A., 2001. Crater production functions for Mars. *Lunar Planet. Sci. XXXII*. Abstract 1757.
- Neukum, G., Jaumann, R., 2004. HRSC : The High Resolution Stereo Camera of Mars Express. In: Wilson, A. (ed.) *Mars Express: The Scientific Payload*. SP-1240, 17-35.
- Neukum, G., et al., 2004. Recent episodic volcanic and glacial activity on Mars revealed by the High Resolution Stereo Camera. *Nature*, 432, 971-979.
- Neumann, G.A., et al., 2001. Crossover analysis of Mars Orbiter Laser Altimeter data. *J. Geophys. Res.*, 106, E10, doi: 10.1029/2000JE001381.
- Newsom, E. et al., 2007. Geochemistry of martian surficial materials with gamma ray data from Mars Odyssey: initial observations for calcium, LPSC XXXVIII, abstract #1939.
- Ng, F.S.G., 2000. Canals under sediment-based ice sheets. *Annals of Glaciology* 30, 146–152.
- Niles, P.B., Michalski, J. 2009. Meridiani Planum sediments on Mars formed through weathering in massive ice deposits. *Nature Geoscience*, 2, 215-220.
- Nimmo, F., Tanaka, K., 2005. Early crustal evolution of Mars. *Earth Planet. Sci. Lett.* 33, 133-161.
- Nimmo, F., et al., 2008. Implications of an impact origin for the martian hemispheric dichotomy. *Nature*, 453(7199), 1220-1223, doi:10.1038/nature07025.
- Nummedal, D., and D. B. Prior, 1981. Generation of Martian chaos and channels by debris flows, *Icarus*, 45, 77– 86.

- Nussbaumer, J., Jaumann, R., Hauber, E., 2003. Evidence for a surging ice-sheet in Elysium Planitia, Mars. In: Sixth Int. Conf. Mars. Abstract 3018.
- Nye, J.F., 1976. Water flow in glaciers; jökulhlaups, tunnels and veins. *Journal of Glaciology* 17, 181-207.
- Nye, J.F., Durham, W.B., Schenk, P.M., Moore, J.M., 2000. The instability of a south polar cap on Mars composed of carbon dioxide. *Icarus*, 144, 449-455.
- O'Connor, J.E., Baker, V.R., 1992. Magnitudes and implications of peak discharges from glacial Lake Missoula. *Geological Society of American Bulletin* 104, 267 - 279.
- O'Connor, J.E., 1993. Hydrology, hydraulics and geomorphology of the Bonneville Flood. In: *Geological Society of America Special Paper* 274, pp. 1-83.
- Okubo, C. H., Lewis, K.W., McEwen, A.S., Kirk, R.L., 2008. Relative age of interior layered deposits in southwest Candor Chasma based on high-resolution structural mapping. *J. Geophys. Res.* 113, E12002. doi:10.1029/2008JE003181 .
- Okubo, C. H., 2010. Structural geology of Amazonian-aged layered sedimentary deposits in southwest Candor Chasma, Mars. *Icarus* 207, 210-225.
- Oldham, R.D., 1926. The Cuth (Kachh) earthquake of the 16th June, 1819 with a revision of the great earthquake of the 12th June, 1897. *India Geol. Surv. Mem.*, 46, 71-147.
- O'Loughlin, E.M., 1986. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Res.*, 22, 5, 794-804.
- Ostrem, G., 1959. Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges. *Geogr. Ann.* 41, 228-230.
- Ouchi, S., 1985, Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geol. Soc. Am. Bull.* v. 96, p. 504-515.
- Ouimet, W.B., Whipple, K.X., Royden, L.H., Sun, Z., Chen, Z., 2007. The influence of large landslides on river incision in a transient landscape: Eastern margin of the Tibetan Plateau (Sichuan, China). *Geol. Soc. Am.* 119, 1462-1476.
- Page, D. P., 2007. Recent low-latitude freeze-thaw on Mars. *Icarus* 189, 83-117.
- Petit, C., Gunnell, Y., Gonga-Saholiariliva, N., Meyer, B., Séguinot, J., 2009. Faceted spurs at normal fault scarps: Insights from numerical modeling, *J. Geophys. Res.* 114, B05403.
- Parker, G. 1978. Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed. Part 1. The sand-silt river. *J. Fluid Mech.*, 89(1), 109-125.

- Parker, T.J., Saunders, R.S., Schneeberger, D.M., 1989. Transitional morphology in West Deuteronilus Mensae, Mars – Implications for modification of the lowland upland boundary. *Icarus*, 82, 111-145.
- Parker, T.J., Gorsline, D.S., Saunders, R.S., Pieri, D.C., Schneeberger, D.M., 1993. Coastal geomorphology of the Martian Northern Plains. *J. Geophys. Res.* 98, E6, doi: 10.1029/93JE00618.
- Parks, C.D., 1991. A review of the mechanisms of cambering and valley bulging. In: Forster, A., Culshaw, M.G., Cripps, J.C., Little, J.A. & Moon, C.F. (eds.) *Quaternary Engineering Geology*. Geological Society, Special Publication, 7, 373-380.
- Parsons, R.A., Moore, J.M., Howard, A.D., 2013. Evidence for a short period of hydrologic activity in Newton crater, Mars, near the Hesperian-Amazonian transition. *J. Geophys. Res.* 118, 1082-1093.
- Paterson, W.S.B., 1994. *The physics of glaciers*. Third edition. Oxford, etc., Elsevier.
- Pederson, J.L., Tressler, C., 2012. Colorado river long-profile metrics, knickzones and their meaning. *Earth Planet. Sci. Lett.* 345-348, 171-179.
- Pengelly, J.W., Tinkler, K.J., Parkins, W.G., McCarthy, P.M., 1997. 12 600 years of lake level changes, changing sills, ephemeral lakes and Niagara Gorge erosion in the Niagara Peninsula and Eastern Lake Erie basin. *Journal of Paleolimnology*, 17, 377-402.
- Penido, J.C., Fassett, C.I., Som, S.M., 2013. Scaling relationships and concavity of small valley networks on Mars. *Planet. Space Sci.* 75, 105-116.
- Peulvast, J. P., Masson, P.L., 1993a. Erosion and tectonics in central Valles Marineris (Mars) – A new morpho-structural model. *Earth Moon Planets* 61, 191-217.
- Peulvast, J. P., Masson, P.L., 1993b. Melas Chasma - Morphology and tectonic patterns in Central Valles Marineris (Mars). *Earth Moon Planets* 61, 219-248.
- Peulvast, J. P., Mege, D., Chiciak, J., Costard, F., Masson, P.L., 2001. Morphology, evolution and tectonics of Valles Marineris wallslopes (Mars). *Geomorphology* 37, 329-352.
- Phillips, R.J., et al., 2001. Ancient geodynamics and global-scale hydrology on Mars. *Science*, 291, 2587-2591.
- Pickering, J., 2010. Alluvial river response to active tectonics in the Dehradun region, Northwest India: A case study of the Ganga and Yamuna Rivers. Durham theses, Durham University.

- Pieri, D.C., 1976. Martian channels: Distribution of small channels in the Martian surface. *Icarus*, 27, 25-50.
- Pieri, D.C., 1980. Martian valleys: Morphology, distribution, age, and origin. *Science*, 210, 895-897.
- Piotrowski, J.A. 1994. Tunnel valley formation in northwest Germany--geology, mechanisms of formation & subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley. *Sedimentary Geology*, 89, 107-141.
- Piotrowski, J.A., 1997. Subglacial hydrology in north- western Germany during the last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles. *Quaternary Science Reviews* 16, 169 - 185.
- Plaut, J.J., et al., 2009. Radar evidence for ice in lobate debris aprons in the mid-northern latitudes of Mars. *Geophys. Res. Lett.* 36, doi: 10.1029/2008GL036379.
- Pollack, J.B., Kasting, J.F., Richardson, S.M., Poliakoff, K., 1987. The case for a wet, warm climate on Early Mars. *Icarus*, 71, 203-224.
- Poulet, F., C. Gomez, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, P. Pinet, G. Belluci, J. F. Mustard and OMEGA Team, 2007. Martian surface mineralogy from OMEGA/MEx: Global mineral maps, *J. Geophys. Res.*, 112, E08S02, doi:10.1029/2006JE002840.
- Praeg, D., 1996. Morphology, stratigraphy and genesis of buried mid-Pleistocene tunnel-valleys in the southern North Sea Basin. PhD thesis, University of Edinburgh.
- Praeg, D., 2003. Seismic imaging of mid-Pleistocene tunnel valleys in the North Sea Basin - high resolution from low frequencies. *Journal of Applied Geophysics*, 53, 273 – 298.
- Prettyman, T. H., et al., 2004. Composition and structure of the Martian surface at high southern latitudes from neutron spectroscopy, *J. Geophys. Res.*, 109, E05001, doi:10.1029/2003JE002139.
- Quantin, C., Allemand, P., Delacourt, C., 2004a. Morphology and geometry of Valles Marineris landslides. *Planet. Space Sci.* 52, 1011-1022.
- Quantin, C., Allemand, P., Mangold, N., Delacourt, C., 2004b. Ages of Valles Marineris (Mars) landslides and implications for canyon history. *Icarus* 172, 555-572.
- Rains, R.B., Shaw, J., Sjogren, D.B. Munro-Stasiuk, M.J. Skoye, K.R., Young, R.R., Thompson, R.T., 2002. Subglacial tunnelchannels, Porcupine Hills, southwest Alberta, Canada. *Quaternary International* 90 (1), 57–65.

- Raitala, J., Kauhanen, K., 1989. Tectonics of Syrtis Major planum on Mars. *Earth Moon and Planets* 46, 243-260.
- Reynolds, J. M., 2000. On the formation of supraglacial lakes on debris-covered glaciers. In: Nakawo, M., Raymond, C.F. and Fountain, A. (Eds.), *Debris-Covered Glaciers, Proceedings of the Seattle Workshop, USA, September 2000*, IAHS Publication 264, pp. 153-161.
- Rice, S.P., Roy, A.G., Rhoads, B.L., 2008. *River confluences, tributaries and the fluvial network*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Richards, K., 1987. *River channels: Environment and Process*. Institute of British Geographers Special Publication, 18. Blackwell, Oxford.
- Richardson, K., Carling, P.A., 2005. A typology of sculpted forms in open bedrock channels. *Geol. Soc. Am. Special paper*, 392.
- Rieder, R. et al., 1997. The chemical composition of martian soil and rocks returned by the mobile Alpha Proton X-ray Spectrometer : preliminary results from the X-ray mode. *Science*, 278, 1771-1774.
- Rigon, R., Rodríguez-Iturbe, I., Maritan, A., Giacometti, A., Tarboton, D.G., Rinaldo, A., 1996. On Hack's law, *Water Resour. Res.*, 32(11), 3367–3374.
- Ritter, M.E., 2003. *The physical environment: an introduction to physical geography*. http://www.uwsp.edu/geo/faculty/ritter/geog101/textbook/title_page.html.
- Roberts, M.J., 2005. Ökulhlaups : A reassessment of floodwater flow through glaciers. *Reviews Geophys.*, 43, doi : 10.1029/2003RG000147.
- Robinson, M.S., Tanaka, K.L., 1990. Magnitude of a catastrophic flood event at Kasei Valles, Mars. *Geology* 18, 902-905.
- Rodríguez-Iturbe, I., Escobar, L.A., 1982. The dependance of drainage density on climate and geomorphology. *Hydrological Science Journal*, 27, 129-137.
- Roe, G. H., Montgomery, D.R., Hallet, B., 2002. Effects of orographic precipitation variations on the concavity of steady-state river profiles. *Geology* ,30 , 143–146.
- Roe, G. H., Montgomery, D.R., . Hallet, B., 2003. Orographic precipita-tion and the relief of mountain ranges, *J. Geophys. Res.*,108 (B6), 2315, doi:10.1029/2001JB001521.
- Rogerson R.J., Olson, M.E., Branson, D., 1986. Medial moraines and surface melt on glaciers of the Torngat mountains, northern Labrador, Canada. *J. Glaciol.* 32, 350-354.

- Rohl, K., 2008. Characteristics and evolution of supraglacial ponds on debris-covered Tasman Glacier, New Zealand. *J. Glaciol.* 54, 867-880.
- Rossi, A. P., Komatsu, G., Kargel, S., 2000. Rock glacier-like landforms in Valles Marineris, Mars. *Lunar Planet. Sci.* 31. Abstract 1587.
- Röthlisberger, H., 1972. Water pressure in intra-and subglacial channels. *Journal of Glaciology* 11, 177–203.
- Rotto, S., and K. L. Tanaka 1995. Geologic/geomorphic map of the Chryse Planitia Region of Mars, 1:5000,000, U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser. Map, I-2441–A.
- Russ, D.P., 1982. Style and significance of surface deformation in the vicinity of New Madrir, Missouri. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1236-H, 95-114.
- Sagan, C., Mullen, G., 1972. Earth and Mars : Evolution of atmospheres and surface temperatures. *Science*, 177, 4043, 52-56.
- Sagan, C., O. B. Toon, and P. J. Gierasch, 1973. Climate change on Mars. *Science*, 181, 1045– 1049.
- Saville, C., 2013. Fluvial and tectonic geomorphology of orogenic plateaux. Durham theses, Durham University.
- Schomacker, A., 2008. What controls dead-ice melting under different climate conditions? A discussion. *Earth-Science Reviews* 90, 103-113.
- Schonfeld, E., 1976. On the origin of the Martian channels. *Eos Trans. AGU* 57, (abstract 948).
- Schonfeld, E., 1979. Estimated viscosities of Arsia Mons lava flows. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 10th, Houston, Lunar and Planetary Institute, Houston, TX, (abstract, p. 1063).
- Schubert, G., Solomon, S.C., Turcotte, D.L., Drake, M.J., Sleep, N.H., 1992. Origin and thermal evolution of Mars, in *Mars*. Edited by H. H. Kieffer et al., Univ. of Arizona Press, 147– 183.
- Schultz, R. A., 1998. Multiple-process origin of Valles Marineris basins and troughs, Mars. *Planet. Space Sci.* 46, 827-834.
- Schultz, R. A., 2000. Fault-population statistics at the Valles Marineris Extensional Province, Mars: implications for segment linkage, crustal strains, and its geodynamical development. *Tectonophysics* 316, 169-193.
- Schumm, S. A., 1974. Aqueous analogies to Martian channels, *Icarus*, 22, 371-384.

- Schumm, S.A., Dumont, J.F., Holbrook, J.M., 2002. Active tectonics and alluvial rivers. Cambridge University Press, 292p.
- Scott, D.H., Tanaka, K.L., 1986. Geologic Map of the Western Equatorial Region of Mars, Scale 1: 15,000,000. U. S.G.S. Misc. Inv. Series Map I-1802-A.
- Scott, D.H., Dohm, J.M., 1990. Chronology and global distribution of fault and ridge systems on Mars. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf., 20, 487-501.
- Scott, D.H., Underwood, J.R., 1991. Mottled terrain – a continuing Martian enigma. Proceedings Lunar Planet. Sci. 21, 627-634.
- Scott, D.H., Dohm, J.M., 1992. Mars highland channels: An age reassessment. Lunar Planet. Sci. XXIII, 1251–1252.
- Segura, T.L., Toon, O.B., Colaprete, A., Zahnle, K., 2002. Environmental effects of large impacts on Mars. Science, 298, 1977-1980.
- Séjourné, A., Costard, F., Gargani, J., Soare, R.J., Fedorov, A., Marmo, C., 2011. (Scalloped depressions and small-sized polygons in western Utopia Planitia, Mars: A new formation hypothesis. Planet. Space Sci. 59, 412-422.
- Shaller, P.J., Komatsu, G., 1994. Landslides on Mars. Landslide News, 8, 18-22.
- Sharp, R. P., 1973. Mars – Troughed terrain. J. Geophys. Res. 78, 4063-4072.
- Sharp, R.P., Malin, M.C., 1975. Channels on Mars. Geol. Soc. Am. Bulletin, 86, 593-609.
- Shaw, J., Kargel, J.S., Strom, R.G., 1992. Terrestrial subglacial landforms as analogs for Martian landscapes. Lunar Planet. Sci., XXIII, 1273-1274.
- Shean, D. E., Head, J.W., Marchant, D.R., 2005. Origin and evolution of a cold-based tropical mountain glacier on Mars: The Pavonis Mons fan-shaped deposit. J. Geophys. Res. 110, E05001. doi:10.1029/2004JE002360.
- Shean, D. E., 2010. Candidate ice-rich material within equatorial craters on Mars. Geophys. Res. Lett. 37, L24202. doi:10.1029/2010GL045181.
- Shelton, J. W., 1968. Role of contemporaneous faulting during basinal subsidence. Am. Ass. Petro. Geol. Bull., 52, 399-413.
- Shreve, R.L. 1972. Movement of water in glaciers. J. Glaciol., 11(62), 205–214.
- Shugar, D. H., Clague, J.J., 2011. The sedimentology and geomorphology of rock avalanche deposits on glaciers. Sedimentology 58, 1762-1783.
- Sjogren D.B., Fisher, T.G., Taylor, L.D., Jol, H.M., Munro-Stasiuk, M.J., 2002. Incipient tunnel channels. Quaternary Inter. 90, 41-56.

- Sklar L, Dietrich, W.E., 1998. River longitudinal profiles and bedrock incision models: streampower and the influence of sediment supply. See Tinkler & Wohl 1998, pp. 237–60.
- Smart, J., 2000. Seismic expressions of depositional processes in the upper Ordovician succession of the Murzuq Basin, SW Libya. In Symposium on Geological Exploration in Murzuq Basin (Eds M.A. Sola and D. Worsley), 397–415, Elsevier, Amsterdam.
- Smith, D.E. et al., 1999. The global topography of Mars and implications for surface evolution. *Science* 284, 1495-1503.
- Smith, D.E., et al., 2001. Mars Orbital Laser Altimeter : Experiment summary after the first year of global mapping of Mars. *J. Geophys. Res.*, 106, E10, doi : 10.1029/2000JE001364.
- Smith, I. B., Holt, J.W., 2010. Onset and migration of spiral troughs on Mars revealed by orbital radar. *Nature*, 465, 450–453.
- Soare, R. J., Costard, F., Pearce, G.D., Séjourné, A., 2012. A re-interpretation of the recent stratigraphical history of Utopia Planitia, Mars: Implications for late-Amazonian periglacial and ice-rich terrain. *Planet. Space Sci.* 60, 131-139.
- Som, S.M., Montgomery, D.R., Greenberg, H.M., 2009. Scaling relations for large Martian valleys. *J. Geophys. Res.* 114, E02005, doi:10.1029/2008JE003132.
- Som, S.M., 2014. Planetary science Into thin Martian air. *Nature Geoscience*, 7, 329-330.
- Souness, C., Hubbard, B., Milliken, R.E., Quincey, D., 2012. An inventory and population-scale analysis of martian glacier-like forms. *Icarus*, 217, 243-255.
- Spada, G., Ricard, Y., Sabadini, R., 1992. Excitation of true polar wander by subduction. *Nature*, 360, 452– 454.
- Spohn, T., Acuna, M.H., Breuer, D., Golombek, M., Greeley, R., Halliday, A., Hauber, E., Jaumann, R., Sohl, F., 2001. Geophysical constraints on the evolution of Mars. In *Chronology and Evolution of Mars*, edited by R. Kallenbach et al., Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 231–262.
- Squyres, S. W., 1978. Martian fretted terrain – flow of erosional debris. *Icarus* 34, 600-613.
- Squyres, S.W., 1979. The distribution of lobate debris aprons and similar flows on Mars. *J. Geophys. Res.* 84, 8087–8096.
- Squyres, S.W., Kasting, J.F., 1994. Early Mars: How warm and how wet ? *Science*, 265, 744-749.

- Squyres, S. W. et al., 2004. The Opportunity Rover's Athena Science Investigation at Meridiani Planum, Mars. *Science*, 306, 1698-1703.
- Squyres, S. W., et al., 2006. Rocks of the Columbia Hills. *J. Geophys. Res.*, 111, E02S11, doi:10.1029/2005JE002562.
- Steinberger, B., Torsvik, T.H., 2008. Absolute plate motions and true polar wander in the absence of hotspot tracks. *Nature* 452, 620–623.
- Stepinski, T.F., Marinova, M.M., McGovern, P.J., Clifford, S.M., 2002. Fractal analysis of drainage basins on Mars. *Geophys. Res. Lett.* 29, 8, doi: 10.1029/2002GL014666.
- Stepinski, T.F., O'Hara, W.J., 2003. Vertical Analysis of Martian Drainage Basins. In *Lunar Planet. Sci. XXXIV*, Abstract # 1659.
- Stepinski, T.F., Collier, M.I., 2004. Extraction of Martian valley networks from digital topography. *J. Geophys. Res.*, 109, E11005, doi:10.1029/2004JE002269.
- Stepinski, T.F., Coradetti, S., 2004. Comparing morphologies of drainage basins on Mars and Earth using integral-geometry and neural maps. *Geophys. Res. Lett.* 31, 15, doi: 10.1029/2004GL020359.
- Stepinski, T. F., Collier, M.L., McGovern, P.J., Clifford, S.M., 2004. Martian geomorphology from fractal analysis of drainage networks. *J. Geophys. Res.*, 109(E2), E02005, doi:10.1029/2003JE002098.
- Stepinski, T.F., Stepinski, A.P. 2005. Morphology of Drainage Basins as an Indicator of Climate on Early Mars. *J. Geophys. Res.*, 110, E12S12.
- Strahler, A.N. 1958. Dimensional analyses applied to fluvially eroded landforms. *Geol. Soc. Am.*, 69, 279–300.
- Strahler, A.N. 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In *Handbook of Applied Hydrology*, McGraw-Hill Book Company, New York.
- Sugden, D. E., Denton, G.H., Marchant, D.R., 1995. Landscape evolution of the Dry Valleys, Transantarctic Mountains – tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100, 9949-9967.
- Sugden, D. E., Balco, C., Cowdery, S.G., Stone, J.O., Sass, L.C., 2005. Selective glacial erosion and weathering zones in the coastal mountains of Marie Byrd Land, Antarctica. *Geomorphology* 67, 317-334.
- Tanaka, K.L., 1986. The stratigraphy of Mars. *J. Geophys. Res.* 91, 139.
- Tanaka, K. L., Golombek, M. P., 1989. Martian tension fractures and the formation of grabens and collapse features at Valles Marineris. *Proceedings of the 19th Lunar*

- and Planetary Science Conference, p. 383-396.
- Tanaka, K. L., Scott, D.H., Greeley, R., 1992. Global stratigraphy, in U. o. A. Press, ed., Mars, 345-82.
- Tanaka, K. L., 1999. Debris-flow origin for the Simud/Tiu deposit on Mars, *J. Geophys. Res.*, 104, 8637– 8652.
- Thaisen, K. T., Schieber, J., Dumke, A., Hauber, E., Neukum, G., 2008. Geomorphologic evidence for significant glacial and fluvial activity in Candor Chamsa, Mars. *Lunar Planet. Sci.* 39. Abstract 2358.
- Thomas, P. C., Malin, M.C., Edgett, K.S., Carr, M.H., Hartmann, W.K., Ingersoll, A.P., James, P.B., Soderblom, L.A., Veverka, J., Sulliva, R., 2000. North-south geological differences between the residual polar caps on Mars. *Nature* 404, 161-164.
- Thorarinsson, S., 1957. The jökulhlaup from the Katla area in 1955 compared with other jökulhlaups in Iceland. *Jökull*, 7, 21–25.
- Tinkler, K.J., 1994. Entre Lacs: A Postglacial Peninsula Physiography, In: Gayler, H.J., Niagara 's Changing Landscapes. Carlton University Press, Ottawa, Ontario, p. 13-51.
- Tshimanga, R.M., Hughes, D.A., 2014. Basin-scale performance of a semidistributed rainfall-runoff model for hydrological predictions and water resources assessment of large rivers: The Congo River. *Water Resources Res.*, 50, 1174-1188, doi: 10.1002/2013WR014310.
- Tucker, G.E., Bras, R.L., 1998. Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. *Water Resources Res.*, 34, 2751-2764.
- Tucker, G. E., Whipple, K.X., 2002. Topographic outcomes pre-dicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodal comparison, *J. Geophys. Res.* ,107 (B9), 2179, doi:10.1029/ 2001JB000162.
- Van Gasselt, S., 2007. Cold-Climature Landforms on Mars. Thèse de doctorat, Free University of Berlin.
- Vaughan, P.R., 1976. The deformation of the Empingham Valley slope. Appendix to: Horswill, P. & Horton, A. Cambering and valley bulging in the Gwash Valley at Empingham, Rutland. *Phil. Trans. Royal Soc. London, Series A.* 283, 427-451.
- Vere, D. M., Benn, D.I., 1989. Structure and debris characteristics of medial moraines in Jotunheimen, Norway: Implications for moraine classification. *J. Glaciol.* 120, 276-280.

- Walder, J.S., Fowler, A., 1994. Channelized subglacial drainage over a deformable bed. *Journal of Glaciology* 40, 3-15.
- Wallace, D., Sagan, C., 1979. Evaporation of ice in planetary atmospheres: ice-covered rivers on Mars. *Icarus* 39, 385-400.
- Warner, N.H., Sowe, M., Gupta, S., Dumke, A., Goddard, K., 2013. Fill and spill of giant lakes in the eastern Valles Marineris region of Mars. *Geology*. doi:10.1130/G34172.1.
- Watters, T.R., 1988. Wrinkle ridge assemblages on the terrestrial planets. *J. Geophys. Res.* 93, 10236-10254.
- Watters, T.R., 1993. Compressional tectonism on Mars. *J. Geophys. Res.* 98, E9, 17,049-17,060.
- Weertman, J., 1972. General theory of water flow at the base of a glacier or ice sheet. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10 (1), 287-333.
- Werder, M.A., Hewitt, I.J., Schoof, C.G., Flowers, G.E., 2013. Modeling channelized and distributed subglacial drainage in two dimensions. *J. Geophys. Res.*, 118,4, 2140-2158.
- Werner, S.C., 2005. Major Aspects of the Chronostratigraphy and Geologic Evolutionary History of Mars. PhD thesis, Freie Universitaet Berlin.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geophys. Res.* 104, B8, 17661-17674.
- Whipple, K.X., Hancock, G.S., Anderson, R.S., 2000. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 490-503.
- Whittaker, A. C., Cowie, P.A., Attal, M., Tucker, G.E., Roberts, G.P., 2007. Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: Implications for predicting river incision rates. *Geology*, 35, 103-106.
- Willemin, J., 2000. Hack's law: Sinuosity, convexity, elongation, *Water Resour. Res.*, 36(11), 3365-3374.
- Williams, R.M., Phillips, R.J., Malin, M.C., 2000. Flow rates and duration within Kasei Valles, Mars: implications for the formation of a martian ocean. *Geophys. Res. Lett.* 27, 1073-1076.
- Williams, R.M.E., Phillips, R.J., 2001. Morphometric measurements of martian valley networks from Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data. *J. Geophys. Res.* 106,

E10, 23737-23751.

- Williams, R.M.E., Chuang, F.C., 2012. Mapping of sinuous ridges in oxia palus, Mars: new insight into the aqueous record. 43rd Lunar and Planet. Sci. Conf. 2156.
- Winkley, B.R., 1980. Analysis of river conditions to improve navigation at the Greenville, Mississippi Bridge, Mississippi River. Hydraulics Branch, U.S.S. Army Corps of Engineers, Vicksburg, 55p.
- Wobus, C. W., Tucker, G.E., Anderson, R.S., 2006. Self-formed bedrock channels, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L18408, doi:10.1029/2006GL027182.
- Wohl, E.E. 1962. Mountain rivers. American Geophysical Union. Library of Congress Cataloging-in-Publication data. Washington DC, USA.
- Wohl, E.E., 2000. Mountain Rivers. Water Resour. Monogr. Ser., vol. 14, AGU, Washington, D. C.
- Wordsworth, R., Forget, F., Millour, E., Head, J.W., Madeleine, J.-B., Charnay, B., 2013. Global modelling of the early Martian climate under a denser CO₂ atmosphere: Water cycle and ice evolution. *Icarus* 222, 1-19.
- Wright, H.E., 1973. Tunnel valleys, glacial surges, and subglacial hydrology of the Superior lobe, Minnesota. *Geol. Soc. Am.* 136, 251-276.
- Wyrick, D., Ferrill, D.A., Morris, A.P., Colton, S.L., Sims, D.W., 2004. Distribution, morphology, and origins of Martian pit crater chains. *J. Geophys. Res.* 109, E06005.
- Yung, Y. L.; Pinto, J. P., 1978. Primitive atmosphere and implications for the formation of channels on Mars. *Nature*, vol. 273, 730-732
- Zaprowsky, B.J., Pazzaglia, F.J., Evenson, E.B., 2005. Climatic influence on profile concavity and river incision. *Journal of Geophysical Research* 110. doi:10.1029/2004JF000138.
- Zhang, L., Guilbert, E., 2012. A study of variables characterizing drainage patterns in river networks. International archives of the Photogrammetry, remote sensing and spatial information sciences, XXXIX-B2. XXII ISPRS Congress, 25 August – 01 September 2012, Melbourne, Australia.
- Zhong, S., Zhang, N., Li, Z.-X., Roberts, J.H., 2007. Supercontinent cycles, true polar wander, and very long-wavelength mantle convection. *Earth and Planetary Science Letters* 261, 551–564.
- Zhong, S., 2009. Migration of Tharsis volcanism on Mars caused by differential rotation of the lithosphere. *Nature Geoscience*, 2, 19-23.

Morphologie et remplissage sédimentaire des vallées martiennes : marqueurs des conditions climatiques pré-amazoniennes

Résumé. Mars présente à l'heure actuelle un climat sec et froid. Certains endroits de sa surface sont âgés de plus de 3,5 Ga et présentent des vallées, des chenaux, des terrasses ou encore des deltas qui attestent de la présence d'eau liquide dans le passé. Cette dernière étant actuellement instable à la surface de la planète, l'existence de ces morphologies impliquerait des conditions climatiques passées différentes de celles actuelles. À quoi pouvait ressembler le climat de Mars à cette époque ? Il s'agit de l'une des principales interrogations concernant cette planète. Parmi les marqueurs morphologiques classiquement utilisés dans les reconstitutions climatiques, les vallées sont nombreuses et réparties de façon hétérogène sur Mars ce qui les rend particulièrement intéressantes à étudier. Ces objets peuvent nous renseigner à travers leur morphologie sur les conditions climatiques qui régnaient au moment même de leur formation et/ou plus tard au cours de leur évolution. L'objectif de cette thèse est de contribuer à la reconstitution du climat pré-amazonien (>3,5 Ga) en se concentrant sur l'étude des vallées martiennes équatoriales et du canyon équatorial de Valles Marineris. L'étude des vallées révèle que leur morphométrie et leur organisation spatiale ne ressemblent que très rarement à celles des vallées fluviales et de sapement fréquemment rencontrées sur Terre. Elles présentent, en revanche, de nombreuses similitudes avec les vallées tunnels d'origine sous-glaciaires terrestres. Il est donc plausible que certaines de ces vallées martiennes pré-amazoniennes aient pu voir le jour sous un climat froid par la fonte sous- et/ou pro- glaciaire de dépôts de glace de surface. D'autre part, les reconstitutions géomorphologiques régionales de Valles Marineris montrent que ce système de vallées a été le siège d'une glaciation(s) postérieure(s) à sa formation dont il subsiste aujourd'hui des reliques datant probablement de plusieurs milliards d'années et qui sont protégées par une couverture de débris. Cette étude suggère la possibilité que les conditions atmosphériques pré-amazoniennes de Mars ne furent pas nécessairement très différentes de celles qui prévalent actuellement.

Mots-clés : Mars, climat, vallées, Valles Marineris, géomorphologie, hydrologie, glaciologie

Morphology and sedimentary fill of Martian valleys : markers of pre-Amazonian climatic conditions

Abstract. Nowadays Mars has a cold and dry climate. At some locations its surface is more than 3.5 Gy old and exhibits valleys, channels, terraces and deltas attesting the occurrence of liquid water in the past. This fluid is currently unstable on the surface of the planet, suggesting these morphologies would involve different climatic conditions from the current ones. What did early Martian climate look like? It is one of the main issues regarding this planet. Among the geomorphic evidence classically used to reconstruct past climates, Martian valleys are numerous and heterogeneously thus particularly attractive to study. Their morphologies can inform on the climatic conditions prevailing at the time of their formation and/or later during their evolution. The objective of this thesis is to contribute to solve the enigma concerning Martian pre-Amazonian (> 3.5Gy) climatic conditions by focusing on the study of equatorial valleys and the equatorial canyon of Valles Marineris. Our study reveals that the morphometry and spatial organization of some Martian valleys differ significantly from those of common terrestrial fluvial and sapping valleys. By contrast, they share a lot of similarities with terrestrial subglacial tunnel valley. The subglacial or pro-glacial melting of surface ice deposits is plausible as an origin of some Martian valleys under cold climatic conditions. Moreover, regional geomorphological reconstitutions of Valles Marineris reveal that this valley system had witnessed glacial processes since its formation. Current glacial relicts of this former filling, probably several billion years old, still, subsist protected under a debris cover. This study suggests the possibility that pre-Amazonian atmospheric conditions on Mars do not require to be significantly different from the current ones.

Key-words : Mars, climate, valleys, Valles Marineris, geomorphology, hydrology, glaciology